



HAL
open science

**ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MADRE DEL
SUR AUX ENVIRONS DE CHILPANCINGO ET
D'OLINALA, GRO.: Une contribution à la connaissance
de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du
Mexique depuis le Jurassique**

José Luis Garcia-Diaz

► **To cite this version:**

José Luis Garcia-Diaz. ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MADRE DEL SUR AUX ENVIRONS DE CHILPANCINGO ET D'OLINALA, GRO.: Une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassique. Géologie appliquée. Université de Savoie, 2004. Français. NNT : . tel-00006638

HAL Id: tel-00006638

<https://theses.hal.science/tel-00006638>

Submitted on 4 Aug 2004

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.



ECOLE DOCTORALE
DE L'UNIVERSITE DE SAVOIE

THESE

pour obtenir le grade de docteur de l'Université de Savoie
spécialité : Géologie

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MADRE DEL SUR AUX ENVIRONS DE CHILPANCINGO ET D'OLINALA, Gro.

Une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique
de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassique

présentée par

José Luis GARCIA DIAZ

Soutenue publiquement le 25 juin 2004, devant le jury composé de:

M. Christian BECK, professeur, Université de Savoie, Chambéry	□□	□	Président	
Mme. Henriette LAPIERRE, professeur, Université Jf Fourier, Grenoble	□	□	Directrice de Thèse	
M. Marc TARDY, Professeur Université de Savoie, Chambéry	□	□	□	Directeur de Thèse
M. Alain DEMANT, maître de conférences, Université Aix-Marseille 3	□	□	Rapporteur	
M. Jean-François STEPHAN, professeur, Université de Nice-Sophia Antipolis	□	Rapporteur		
Mme Maria Fernanda CAMPA, professeur, Université Autonome du Guerrero	□	Examinatrice		

**ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MADRE DEL SUR
AUX ENVIRONS DE CHILPANCINGO ET D'OLINALA,
GRO. : UNE CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DE
L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA MARGE
PACIFIQUE DU MEXIQUE DEPUIS LE JURASSIQUE**

Remerciements

La réalisation de ce travail à été rendue possible par le concours de facteurs économiques, scientifiques et humains.

Le financement de mon séjour en France, ainsi que celui des campagnes de terrain au Mexique ont été assurés par une bourse obtenue auprès du Secrétariat de l'Education Publique du gouvernement mexicain à travers l'Université Autonome de l'Etat de Guerrero (programme de formation des professeurs : PROMEP) et par le salaire que cette université a continué à m'attribuer pendant la période correspondante.

Les dépenses liées au travail de laboratoire, au traitement des échantillons et aux analyses réalisées ont été prises en charge par le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines à Chambéry au sein duquel cette thèse a été préparée.

Concernant les personnes qui, de façon directe ou indirecte, ont contribué au soutien de ce travail, il ne me sera malheureusement pas possible de toutes les nommer. Que les oubliés veuillent bien m'excuser !

Mes premiers remerciements s'adressent aux personnes qui me font l'honneur d'examiner ce travail.

Monsieur le Professeur Christian Beck assure la présidence du jury de ma thèse. Sensible à l'honneur qu'il me fait, je le remercie également pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mes efforts pendant la réalisation de ce travail.

Messieurs les Professeurs Jean-François Stéphan et Alain Demant, grands connaisseurs de la géologie du domaine caraïbe et du Mexique, ont eu la charge d'établir les rapports écrits sur cette thèse. Leurs critiques seront pour moi un encouragement à poursuivre mes travaux de géologue. Je leur suis très reconnaissant de la confiance bienveillance qu'ils me témoignent.

Je tiens à remercier ensuite Monsieur et Mesdames les Professeurs Marc Tardy, Henriette Lapierre et Maria Fernanda Campa qui ont dirigé cette thèse.

Monsieur Tardy a encadré les parties traitant de la géologie régionale, de l'analyse tectonique et de l'interprétation géodynamique. Il m'a accompagné au cours de trois campagnes de terrain dans la Sierra Madre del Sur, campagnes au cours desquelles nous avons vécu de grands moments autour de la construction de la carte géologique, pilier essentiel de ce travail. Malgré des conditions climatiques et d'infrastructure qui n'ont pas été toujours les meilleures, il a toujours manifesté ses meilleurs dispositions pour le travail et la recherche sur le terrain. Durant mon séjour au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines il a toujours été sensible aux problèmes liés, d'abord à mon adaptation, puis à la réalisation du travail ; si bien que cette thèse est marquée du caractère de son encadrement suivi.. Je n'ai pas les mots pour le remercier de tous ses efforts. Je lui dis uniquement que j'essayerai d'être toujours à la hauteur de sa personne.

Madame la Professeur Henriette Lapierre a encadré la partie pétro-géochimique de cette étude : analyses (elle a elle même participé aux manipulations) et interprétation des données obtenues. L'expérience acquise en géochimie et les résultats présentés, malgré l'état pas toujours très favorable des échantillons analysés, lui doivent beaucoup. Durant le travail en laboratoire à l'Université Joseph Fourier de Grenoble puis, par la suite, lors des discussions et interprétations des résultats et finalement lors de la mise en forme du texte, elle a toujours fait preuve de la meilleur attention en communiquant toute sa passion pour la géologie. Merci pour votre disponibilité et pour tout l'intérêt porté à ce travail !

Au Mexique, Madame la Professeur Maria Fernanda Campa suit de très près, depuis l'origine, la réalisation de ce travail, notamment sous l'angle de la géologie régionale et de la tectonique. Je profite de ces lignes pour remercier Maria pour son attitude auprès des personnes avec qui elle entretient des relations professionnelles et personnelles exemplaires et plus spécialement pour son attitude envers moi. C'est avec elle que j'ai fait mes premiers pas de géologue de terrain ; elle m'a appris les techniques de base de la cartographie géologique et de l'analyse de terrain, m'a transmis sa passion pour la découverte tout en insistant sur l'honnêteté et l'éthique qui doivent être présentes dans notre travail. Après toutes ces années durant lesquelles tu as participé à la construction du géologue et de la personne que je suis, je t'adresse, Maria, mes remerciements pour tout ce que tu m'as donné.

Au sein du LGCA, je veux aussi remercier tous les copains thésards, stagiaires du DEA, techniciens, personnel administratif et chercheurs que j'ai eu le plaisir de connaître pendant mon séjour chambérien, pour leur aide toujours désintéressée et pour l'esprit d'ouverture qu'ils m'ont toujours montré. Merci donc aux chercheurs du laboratoire Christian Beck, Michel Cousin, Marc Desmet, Jean-Claude Hippolyte, Thierry Villemin, François Jouanne, Gilles Ménard, J. M. Bertrand et Serge Fudral, aux thésards Manu Chapron, Vincent Lignier, Mauricio Mora, Sebastián Araujo, Jérôme Ganne, Antoine Berger, Jérôme Nomade, Fabien Arnaud, Anne Guyomard, Eduardo Carrillo et Crelia Padron.

Mes remerciements s'adressent Monsieur G. Via, l à Monsieur André Paillet pour son aide précieuse dans la préparation des échantillons, pour toutes ses connaissances partagées et tout spécialement pour tous ses conseils dans la réalisation des dessins ; les planches de coupes géologiques de cette thèse lui doivent beaucoup. Ils s'adressent également à Madame Mougin pour son appui administratif décisif et à Monsieur Soufi pour la préparation de lames mince.

A toutes les personnes qui, en dehors de l'université, nous ont soutenus avec solidarité au quotidien en facilitant notre vie à Chambéry, Layda Agosto et Enrico, Cécile Arnaud, Chloé, Sylvie et Miguel Tomasena, Edelmira et Philippe Lesage, Monique Marchal : merci aussi.

Je n'oublie pas d'adresser de vifs remerciements à Jorge Diaz de Leon et à tous mes copains de l'Ecole Régionale des Sciences de la Terre de l'Université Autonome du Guerrero pour leur aide en enseignement et recherche : Oscar Talavera, Flores de Dios Jose Antonio, Joel Ramírez, Rita Angulo, Juan Carlos Salinas, Hector Sabanero (malheureusement disparu), Raul Vidal, Pedro Corona, Martin Suastegui, Javier Bustamante, Victor Landa, Israel Castrejon, Alejandro Ramírez, Don Guillermo Fix, Jose Martin Geribay. En reprenant, après mon départ, ces tâches ils ont finalement permis mon séjour en France.

Enfin, je remercie ma femme qui, comme géologue et comme copine, m'a soutenu pendant toutes les années passées ensemble et spécialement pendant le déroulement de ce travail, et mes enfants qui m'ont donné le courage d'essayer d'être à leur hauteur.

Table des matières

Résumé.....	1
Resumen.....	3
INTRODUCTION.....	5
 Première partie : ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MADRE DEL SUR DANS LES ENVIRONS DE CHILPANCINGO ET D'OLINALA, Gro.....	6
 Chapitre I - PLACE DE LA REGION ETUDIEE DANS LES GRANDS ENSEMBLES PHYSIOGRAPHIQUES ET GEOLOGIQUES DU MEXIQUE.....	6
A. La Sierra Madre del Sur : ses limites, ses régions, son climat.....	6
B. Aperçu sur la géologie de la Sierra Madre del Sur.....	10
1/ Le " terrane " Oaxaca.....	10
2/ Le " terrane " Mixtèque.....	12
3/ Le " terrane " Guerrero.....	14
4/ Le " terrane " Xolapa.....	14
a- Aperçu pétrographique.....	16
b- Ages et interprétations des roches du Complexe Xolapa.....	16
C. Les secteurs étudiés dans la Sierra Madre del Sur : situation,accessibilité, méthodes d'étude mises en œuvre.....	17
 Chapitre II - LES DONNEES DE LA STRATIGRAPHIE.....	18
A. Jurassique inférieur et moyen.....	19
1/ Secteur d'Olinálá.....	19
a- La Formation Las Lluvias.....	19
b- La Formation Cualac.....	24
c- Le Groupe Tecocoyunca.....	27
2/ Secteur de Chilpancingo.....	28
a- Environs de Quechultenango.....	28
b- Environs de Chapolapa et de Omiltemi – Coacoyulillo.....	28
3/ Cadre paléogéographique du Jurassique inférieur et moyen.....	31
B. Crétacé inférieur.....	31
1/ La série de plate-forme épicontinentale de la partie mixtèque du bloc d'Oaxaca.....	31
a- La Formation San Juan.....	32
b- La Formation Morelos.....	33
2/ Les formations d'arc volcanique insulaire du " terrane " de Guerrero.....	34
a- Dans l'angle nord-est du secteur, aux environs des villages de Verde Rico, Tlacotepec et Jextla.....	34
b- Au pied ouest et sud-ouest du Cerro El Toro, près des localités de Tlahuizapa et de Soyatepec.....	35
c- Près du barrage de La Venta.....	35
3/ Cadre paléogéographique du Crétacé inférieur.....	35
C. Crétacé supérieur.....	36
D. Tertiaire.....	37
1/ La Formation Balsas.....	37
2/ La Formation Agua del Obispo.....	38
3/ La Formación Alquitrán.....	39

4/ Cadre paléogéographique à l'Oligocène et au Miocène.....	39
E. Plio - quaternaire.....	41
Chapitre III - ANALYSE STRUCTURALE.....	42
A. La néotectonique plio - quaternaire.....	42
1/ Approche morpho-tectonique.....	43
2/ Relation structurale entre le Complexe Xolapa et les ensembles géologiques qui le surmontent.....	48
3/ Les données de la géophysique.....	49
a- Sur la constitution de la croûte continentale mexicaine entre la fosse d'Acapulco et l'Axe volcanique transmexicain.....	49
b- Sur les mécanismes aux foyers des séismes situés dans la croûte continentale.....	49
4/ Un modèle intégrateur de la néotectonique plio – quaternaire de la Sierra Madre del Sur en liaison avec la subduction de la plaque Cocos.....	49
B. Le plissement miocène.....	53
C. La tectonique laramienne.....	53
1/ Le plissement de couverture.....	53
2/ L'écaillage du socle.....	56
3/ Gradient et âge de la tectonique laramienne.....	56
D. Le chevauchement du " terrane " Guerrero sur la plate – forme carbonatée - Guerrero - Morelos, à la base du Crétacé supérieur.....	58
E. La phase névadienne.....	59
1/ Les structures observables.....	60
2/ Age de la déformation.....	62
3/ Caractères généraux de la déformation névadienne.....	62
Chapitre IV - CONCLUSION SUR L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE ETUDIEE.....	63
Deuxième partie : MODELISATION DE L'HISTOIRE DE LA SIERRA MADRE DEL SUR DEPUIS LE JURASSIQUE	66
Remarque préliminaire et objectif visé.....	66
Chapitre I - CADRES GEODYNAMIQUES DE LA GENESE DES ARCS VOLCANIQUES DE CHAPOLAPA ET DU " TERRANE " GUERRERO : APPROCHE PETRO - GEOCHIMIQUE.	67
A. Procédures analytiques et problèmes liés à l'altération.....	67
1/ Vérification de la validité des concentrations en éléments traces mesurées.....	68
2/ Mobilité des éléments lithophiles lors des processus d'altération et de métamorphisme.....	71
B. Les roches volcaniques de l'arc Chapolapa du Jurassique moyen (Formations Chapolapa et Las Lluvias)	76
1/Pétrographie.....	76
a- Les volcanites de la Formation Chapolapa.....	76
b- Les volcanites de la Formation Las Lluvias.....	79
2/ Géochimie des laves acides des Formations Chapolapa et Las Lluvias.....	79
a- Géochimie des éléments majeurs.....	79

b- Géochimie des éléments traces.....	82
. Nomenclature des laves des Formations Chapolapa et Las Lluvias à partir du diagramme Zr/Ti en fonction de Nb/Y.....	82
. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et multi – éléments normalisés au manteau primitif.....	82
. Diagramme de discrimination géodynamique basés sur le comportement des éléments traces très incompatibles.....	85
c- Géochimie isotopique.....	85
3/ Conclusion.....	89
C. Les roches volcaniques de l'arc créacé inférieur du " terrane " de Guerrero.....	89
1/ Pétrographie.....	89
2/ Géochimie des laves.....	91
a- Géochimie des éléments majeurs.....	91
b- Géochimie des éléments traces.....	93
. Nomenclature des laves à partir du diagramme Zr/Ti en fonction de Nb/Y.....	93
. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et multi - éléments normalisés au manteau primitif.....	93
. Diagramme de discrimination géodynamique basés sur le comportement des éléments traces très incompatibles.....	97
c- Géochimie isotopique.....	97
3/ Comparaison des laves des secteurs de Tlahuizapa – El Ocotito et du barrage de La Venta avec celles d'autres parties du " terrane " Guerrero situées en dehors de la Sierra Madre del Sur.....	99
4/ Conclusion.....	100
D. Conclusion générale sur les apports de l'étude pétro – géochimique.....	100
 Chapitre II - REPRESENTATION EN 2D DE L' EVOLUTION DE LA SIERRA MADRE DEL SUR.....	101
A. Jurassique moyen.....	101
B. Jurassique supérieur.....	101
C. Crétacé inférieur.....	104
D. Base du Crétacé supérieur.....	104
E. Paléogène.....	104
F. Pliocène - Quaternaire.....	108
 Chapitre III - CONCLUSION.....	110
 Troisième partie : ESSAI SUR L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA PARTIE DE LA MARGE PACIFIQUE AMERICAINE COMPRISE ENTRE LA CALIFORNIE ET L'AMERIQUE CENTRALE, AU COURS DU MESOZOIQUE ET DU CENOZOIQUE...111	
 Chapitre I - SYNTHESE SUR LE JURASSIQUE INFERIEUR ET MOYEN DU MEXIQUE ET D'AMERIQUE CENTRALE NUCLEAIRE.....	113
A. Parties nord et centrales du Mexique.....	113
1/ Les principaux affleurements.....	113
2/ Pétrographie.....	117
3/ Caractères géochimiques.....	117
4/ Age.....	119

5/ Comparaison avec les volcanites affleurant dans les Etats de Sonora et Arizona.....	119
B. Sud – Est du Mexique.....	122
1/ Lithologie.....	122
2/ Age.	122
C. Amérique centrale nucléaire : au Honduras.....	124
D. Conclusion : De l’arc magmatique jurassique inférieur et moyen de la marge active pacifique à la chaîne liminaire névadienne.....	124
Chapitre II - EVOLUTION DE LA PARTIE SUD DU CONTINENT NORD - AMERICAIN A LA RENCONTRE DU PACIFIQUE, DE LA TETHYS ET DU DOMAINE CARAIBE	
A. Jurassique inférieur.....	127
B. Jurassique supérieur.....	127
C. Crétacé inférieur.....	130
D. Crétacé supérieur.....	130
E. Paléogène.....	130
F. Miocène supérieur – Pliocène.....	134
CONCLUSION.....	136
Bilan de l’étude.....	136
Perspectives.....	137
BIBLIOGRAPHIE.....	138

Liste des figures, des tableaux et des planches hors texte

Fig. I-1 : Les états de la République du Mexique.....	7
Fig. I-2 : Les principales provinces physiographiques du Mexique.....	8
Fig. I-3 : Les régions naturelles de la Sierra Madre del Sur dans l'Etat de Guerrero.....	9
Fig. I-4 : Carte des "terrane" du Mexique.....	11
Fig. I-5 : Carte des grands ensembles structuraux du Mexique.....	15
Fig. I-6 : Carte de l'Etat de Guerrero et des états environnants.....	20
Fig. I-7 : Relations stratigraphiques entre les formations Cualac, Las Lluvias et Olinalá au niveau de la terminaison du synclinal d'Olinalá.....	20
Fig. I-8 : Colonnes lithostratigraphiques situant les trois types de roches volcaniques de la Formation Las Lluvias reconnues dans trois localités d'échantillonnage près d'Olinalá.....	21
Fig. I-9 : Textures et minéraux de la Formation Las Lluvias.....	23
Fig. I-10 : Autres textures et minéraux de la Formation Las Lluvias.....	25
Fig. I-11 : Passage progressif entre le sommet de la Formation Cualac et la base de la Formation Zorrillo du Groupe Tecocoyunca.....	26
Fig. I-12 : Pli décamétrique avec schistosité de fracture affectant la Formation Tecocoyunca.....	29
Fig. I-13 : Forme typique en falaise des ignimbrites de la Formation Alquitrán.....	40
Fig. I-14 : MNT représentant la morphologie de la Sierra Madre del Sur dans l'Etat de Guerrero et interprétation morphostructurale des parties comprises entre le Rio Balsas et la fosse d'Acapulco.....	44
Fig. I-15 : Failles listriques de la vallée de Chapolapa.....	46
Fig. I-16 : Contact par faille entre le Complexe Xolapa et les métavolcanites du Crétacé inférieur en rive gauche du Rio Papagayo, en aval du barrage de La Venta.....	47
Fig. I-17 : Mécanismes aux foyers des séismes dans le sud du Mexique.....	50
Fig. I-18 : Coupe à l'échelle lithosphérique de la marge active sur le transect Acapulco – Chilancingo - Mexico.....	51
Fig. I-19 : Plissement avec structures en fourreaux à la base de la Formation Morelos.....	55
Fig. I-20 : Tectonique en cisaillement dans la Formation San Juan sous le chevauchement du Complexe Acatlán.....	57
Fig. I-21 : Chevauchement du Complexe Acatlán sur la Formation Tecocoyunca.....	61
Fig. I-22 : Calendrier stratigraphique et tectonique pour les environs de Chilancingo.....	64
Fig. II-1 : Diagrammes de corrélation Nb-Ta, Zr-Hf et Th-U pour les laves de l'arc jurassique moyen de Chapolapa.....	69
Fig. II-2 : Diagrammes de corrélation Nb-Ta, Zr-Hf et Th-U pour les laves de l'arc crétacé inférieur du " terrane " Guerrero.....	70
Fig. II-3 : Diagrammes binaires pour tester la mobilité des éléments majeurs et traces de l'arc volcanique Chapolapa.....	72
Fig. II-4 : Diagrammes binaires pour tester la mobilité des éléments majeurs et traces de l'arc volcanique du " terrane " Guerrero.....	73
Fig. II-5 : Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une	

lame mince de la roche 32-A.....	78
Fig. II-6 : Microphotographie, en lumière polarisée non analysée, d'une lame mince de la roche 32-A.....	78
Fig. II-7 : Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 313.....	78
Fig. II-8 : Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 45.....	80
Fig. II-9 : Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 311-A.....	80
Fig. II-10 : Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 15-C.....	80
Fig. II-11 : Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 16.....	80
Fig. II-12 : Diagrammes binaires SiO ₂ /oxydes pour caractériser le comportement des éléments majeurs des volcanites des Formations Chapolapa et Las Lluvias.....	81
Fig. II-13 : Diagramme de Winchester et Floyd (1977) pour la classification des roches volcaniques des Formations Chapolapa et Las Lluvias.....	83
Fig. II-14 : Spectre de terres rares des volcanites des Formations Chapolapa et Las Lluvias.....	84
Fig. II-15 : Spectres multiéléments, normalisés au manteau primitif, des volcanites des Formations Chapolapa et Las Lluvias.....	84
Fig. II-16 : Diagramme Ta/Yb de discrimination géodynamique des volcanites des Formations Chapolapa et Las Lluvias.....	86
Fig. II-17 : Valeurs des eNdi des laves des arcs Chapolapa et du " terrane " Guerrero en fonction des teneurs en Th, La/Nb et Ce/Yb.....	88
Fig. II-18 : Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 51.....	90
Fig. II-19 : Microphotographies, en lumière polarisée et analysée, des lames minces des roches 320 et 120.....	90
Fig. II-20 : Microphotographies, en lumière polarisée et analysée, des lames minces des roches 29 et 49-B.....	90
Fig. II-21 : Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 125.....	92
Fig. II-22 : Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 302.....	92
Fig. II-23 : Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 128.....	92
Fig. II-24 : Diagrammes binaires SiO ₂ /oxydes pour caractériser le comportement des éléments majeurs des volcanites du " terrane " Guerrero.....	94
Fig. II-25 : Diagramme de Winchester et Floyd (1977) pour la classification des roches volcaniques du " terrane " Guerrero.....	95
Fig. II-26 : Spectre de terres rares des volcanites du " terrane " Guerrero.....	96
Fig. II-27 : Spectres multiéléments, normalisés au manteau primitif, des volcanites du " terrane " Guerrero.....	96
Fig. II-28 : Diagramme Ta/Yb de discrimination géodynamique des volcanites du " terrane " Guerrero.....	98
Fig. II-29 : Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur : Etape Jurassique moyen.....	102
Fig. II-30 : Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur :	

Etape Jurassique supérieur.....	103
Fig. II-31 : Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur :	
Etape Crétacé inférieur.....	105
Fig. II-32 : Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur :	
Etape Crétacé supérieur.....	106
Fig. II-33 : Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur :	
Etape Paléogène.....	107
Fig. II-34 : Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur :	
Etape Plio – Quaternaire.....	109
Fig. III-1 : Répartition des séries d'arc magmatiques du Jurassique inférieur et moyen, de la Californie au Honduras replacé sur un schéma structural simplifié du Mexique et de l'Amérique centrale.....	112
Fig. III-2 : Localisation des affleurements de roches volcaniques du Jurassique dans le Nord du Mexique.....	114
Fig. III-3 : Diagramme concordia des isotopes U – Pb des zircons de la Formation Caopas (d'après Jones et al., 1995).....	120
Fig. III-4 : Affleurements de la Formation Todos Santos dans l'Etat du Chiapas (Sud-Est du Mexique) et au Guatemala.....	123
Fig. III-5 : Reconstruction au Bajocien.....	128
Fig. III-6 : Reconstruction au Tithonique supérieur.....	129
Fig. III-7 : Reconstruction à l'Aptien inférieur.....	131
Fig. III-8 : Reconstruction au Maastrichtien supérieur.....	132
Fig. III-9 : Reconstruction au Rupélien supérieur.....	133
Fig. III-10 : Reconstruction au Tortonien.....	135

Tableaux

Tableau II-a : Concentration des éléments majeurs et en traces dans les volcanites des Formations Chapolapa et Las Lluvias du Jurassique moyen.....	74
Tableau II-b : Concentration des éléments majeurs et en traces dans les volcanites du " terrane " Guerrero.....	75
Tableau II-c : Compositions isotopiques en Nd et Sr des laves jurassiques de la Formation Chapolapa et crétacées du " terrane " Guerrero.....	87
Tableau III-a : Données géochimiques sur les Formations Nazas, Rodeo et Caopas de la région de Caopas, Zac. (d'après Jones et al., 1995).....	118
Tableau III-b : Données isotopiques des zircons de la Formation Caopas près de Rodeo, Zac. (d'après Jones et al., 1995)	121

Planches hors texte

Planche 1 : Carte géologique des environs d'Olinalá, Gro.

Planche 2 : Coupes à travers le synclinal d'Olinalá

Planche 3 : Carte structurale de la Sierra Madre del Sur aux environs de Chilpancingo, Gro.

Planche 4 : Colonnes lithostratigraphiques comparées des formations mésozoïques de Chilpancingo et d'Olinalá et de leurs soubassements paléozoïques.

Planche 5 : Coupes géologiques dans le secteur de Chilpancingo. Situation des coupes sur la

Planche 6 : Légende des Fig. III-5 à III-10.

RESUME

L'étude concerne la Sierra Madre del Sur, chaîne montagneuse qui borde la côte pacifique parallèlement à la fosse de subduction d'Acapulco. Elle est fondée sur la cartographie géologique de deux secteurs représentatifs situés dans l'Etat de Guerrero (l'un autour d'Olinalá, l'autre aux environs de la capitale Chilpancingo) et sur la réalisation de coupes à l'échelle 1/1. Son but est d'individualiser les ensembles géologiques significatifs et de caractériser les structures liées aux diverses étapes de déformation ; ceci afin de reconstituer l'évolution de la sierra depuis le Jurassique inférieur, en la replaçant dans le cadre géodynamique de la partie sud du Mexique située actuellement au carrefour des plaques Amérique du Nord, Caraïbe et Cocos.

La première partie concerne l'architecture et l'histoire de la sierra, abordées par les approches stratigraphiques et pétrographiques et par l'analyse structurale rétrotectonique. Le soubassement continental pré – jurassique (partie du bloc d'Oaxaca) comprend un socle – né de l'assemblage des « terranes » Oaxaca et Mixtèque au Paléozoïque inférieur – pourvu localement de sa couverture sédimentaire du Paléozoïque supérieur peu déformée; le Complexe Xolapa qui affleure le long de la côte, est une partie inférieure de cette croûte, migmatisée et granitisée en tant que racine des arcs jurassique et paléogène, et exhumée récemment. Dans l'ensemble du Jurassique moyen, sont reconnues les roches volcaniques et volcanoclastiques à dominante acide (Formation Chapolapa) d'un arc auquel est associé le bassin arrière-arc de Tecocoyunca. Les deux sont tectonisés et métamorphisés (schiste vert) par la phase compressive névadienne du Jurassique supérieur. En liaison avec la montée eustatique, le Crétacé inférieur est marqué par la transgression marine et le dépôt en discordance des formations néritiques à récifales de l'épaisse plate-forme carbonatée de Guerrero – Morelos. C'est sur le bord « pacifique » de celle-ci que s'effectue, à la base du Crétacé supérieur, le charriage du « terrane » Guerrero (arc intra-océanique engendré durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur) par collision arc – continent. Une conséquence majeure de cet événement est la formation, à l'avant du front de charriage, d'un bassin flexural dans lequel une puissante série terrigène (flysch Mexcala) s'accumule, durant le Crétacé supérieur et le Paléocène. Ce bassin, affecté par la phase laramienne, subit, au Paléocène supérieur – Eocène inférieur, un fort raccourcissement est-ouest, accomodé par le plissement de la couverture décollée et par l'écaillage du socle. L'ensemble discordant, paléogène et miocène inférieur, comprend des molasses continentales post-laramiennes (Formation Balsas) passant latéralement et verticalement au plastron volcanique à dominante ignimbritique engendré par la subduction de l'ancienne plaque Farallon ; il est déformé par des plis de fond nord – nord-ouest – sud – sud-est du Miocène inférieur. Depuis le Miocène et suite au départ du bloc Chortis l'évolution, encore en cours, de la Sierra Madre del Sur est sous la dépendance de la subduction de la plaque Cocos : c'est elle qui induit et entretient l'exhumation de la croûte continentale inférieure du bloc d'Oaxaca (entre la surface de subduction et une surface majeure de détachement crustale en faille normale) avec mise à jour du Complexe de Xolapa et déformation en antiforme de la Sierra Madre del Sur, parallèlement à la fosse de subduction d'Acapulco et donc très obliquement par rapport aux structures antérieures mésozoïques et tertiaires recoupées.

La deuxième partie est d'abord l'occasion de préciser, par la mise en œuvre de l'outil pétro-géochimique, les environnements géodynamiques de la genèse de deux ensembles géologiques présents dans la Sierra Madre del Sur et qui sont des marqueurs essentiels de

l'évolution de la marge mexicaine: l'arc volcanique Chapolapa du Jurassique moyen dont l'importance a, jusqu'à présent, été mésestimée et l'arc volcanique jurassique supérieur – crétacé inférieur du « terrane » Guerrero.

Les caractéristiques pétrographiques, la géochimie des éléments majeurs, la géochimie des éléments traces et la géochimie isotopique des roches volcaniques généralement acides de l'arc Chapolapa, indiquent qu'elles s'apparentent aux séries calco-alkalines d'un ancien arc de type andin. Elles dérivent de la fusion d'un manteau asthénosphérique contaminé par les fluides de la croûte océanique paléo-pacifique hydrothermalisée, par des sédiments entraînés dans la subduction et, vraisemblablement, par la croûte continentale nord-américaine (bloc d'Oaxaca) sur laquelle elles reposent

Les roches volcaniques (laves acides et andésites du Crétacé inférieur) du « terrane » Guerrero présent dans cette partie de la Sierra Madre del Sur sont également calco-alkalines. Mais les indicateurs géochimiques confirment que leur contexte de mise en place était celui d'un arc insulaire intra-Pacifique

Ces résultats sont, par la suite, intégrés dans la présentation, en 2D, d'un modèle évolutif de la Sierra Madre del Sur. Celui-ci, construit, en six étapes selon le calendrier établi dans la première partie, schématise l'évolution de cet édifice, depuis le Jurassique jusqu'à l'actuel.

Dans la troisième partie et sur la base d'une recherche bibliographique, une synthèse est réalisée sur les constituants jurassiques présents, comme dans la Sierra Madre del Sur, à l'avant du « terrane » Guerrero sur l'ancien bord du continent nord-américain. En retrouvant des caractéristiques pétrologiques, géochimiques, stratigraphiques et structurales comparables, la présence d'une ancienne chaîne liminaire névadienne est mise en évidence, depuis la Californie jusqu'au Honduras, même si sa continuité initiale a été décalée de façon sénestre et sur plusieurs centaines de kilomètres par des failles transformantes, d'une part dans le nord du Mexique au Jurassique supérieur – Crétacé inférieur, d'autre part au sud du Mexique et au Guatemala depuis le Paléogène. Cette donnée essentielle est intégrée dans un modèle d'évolution palinspathique du Mexique, présenté depuis le Jurassique en six cartes.

RESUMEN

Este estudio concierne a la Sierra Madre del Sur, cadena montañosa que bordea la costa pacífica de México, paralelamente a la fosa de Acapulco. El trabajo está basado en : 1) la cartografía geológica de dos sectores representativos de la geología de la sierra, uno situado en las cercanías de Olinalá y otro en los alrededores de Chilpancingo, ambos ubicados en el estado de Guerrero ; 2) la realización de secciones geológicas escala 1 :1. El objetivo principal, fue de individualizar los conjuntos geológicos significativos y de caracterizar las estructuras ligadas a las diversas etapas de deformación, con la finalidad de reconstituir la evolución de la sierra a partir del Jurásico inferior, reubicándola en el marco geodinámico de la parte Sur de México, actualmente al encuentro de las placas Norteamericana, Cocos y Caribe.

La primera parte concierne a la construcción de la historia geológica de la sierra, abordada a partir de la información estratigráfica y petrográfica y del análisis estructural retro-tectónico. El basamento continental ante-jurásico (Bloque Oaxaca), lo constituyen el Terreno Mixteco y el Terreno Oaxaca, amalgamados en el Paleozoico inferior y localmente su cobertura sedimentaria del Paleozoico superior. El Complejo Xolapa que aflora a lo largo de la costa pacífica, es una parte de la corteza inferior de éste bloque, que ha sido migmatizada y granitizada, durante el Jurásico y el Paleógeno y recientemente exhumada. En el conjunto Jurásico inferior y medio, se reconocen las rocas volcánicas y volcanoclásticas predominantemente ácidas de un arco (Formación Chapolapa) asociado a una cuenca tras-arco (Tecocoyunca). Rocas del arco y de la cuenca están deformadas y parcialmente metamorfozadas por la fase compresiva nevadiana del Jurásico superior. Ligado a la elevación eustática, el Cretácico inferior está marcado por la transgresión marina y el depósito en discordancia de los carbonatos neríticos y arrecifales de la potente plataforma carbonatada Guerrero – Morelos. Es sobre el borde pacífico de ésta plataforma que, durante el inicio del Cretácico superior, se acreciona el Terreno Guerrero (arco intra-oceánico activo durante el Jurásico superior – Cretácico inferior) por colisión arco – continente. Una consecuencia mayor de ésta acreción, es la formación de una cuenca flexural al frente de la cavalgadura, en la cual se acumuló durante el Cretácico superior y el Paleoceno una potente serie de terrígenos (flysch Mexcala). Esta cuenca es deformada por la fase laramide del Paleoceno superior – Eoceno inferior, la cual provocó un fuerte acortamiento este – oeste, acomodado por un plegamiento asociado a un « décollement » en diferentes niveles de la cobertura y por un « écaillage » del basamento. El conjunto discordante del Paleógeno y el Mioceno inferior, corresponde a molasas continentales post-laramídicas (Formación Balsas) que pasan lateral y verticalmente a los potentes depósitos volcánicos predominantemente ignimbríticos generados por la subducción de la antigua Placa Farallón. Esta molasa fue deformada por pliegues de fondo NNW – SSE durante el Mioceno inferior. A partir del Mioceno y después de la partida del Bloque Chortis, la evolución (aun en curso) de la Sierra Madre del Sur, es controlada por la subducción de la Placa de Cocos : Es esta subducción que induce y mantiene la exhumación de la corteza continental inferior del Bloque Oaxaca (entre la superficie de subducción y una superficie mayor de « détachement » cortical en falla normal), provocando el afloramiento del Complejo Xolapa y una deformación en antifirma de la Sierra Madre del Sur, paralela a la fosa de Acapulco y casi ortogonal a las anteriores estructuras mesozoicas y terciarias.

En la segunda parte, utilizando la herramienta de la petro-geoquímica, se precisan los ambientes geodinámicos de dos conjuntos geológicos presentes en la Sierra Madre del Sur, que son indicativos esenciales de la evolución del margen mexicano : El Arco Chapolapa del Jurásico inferior – medio cuya importancia a nuestros días a sido desestimada y el arco Jurásico superior – Cretácico inferior del Terreno Guerrero.

Las características petrográficas, geoquímica de elementos mayores, geoquímica de elementos trazas y la geoquímica isotópica, de las rocas volcánicas ácidas del arco Chapolapa, muestran una afinidad calcoalcalina de un antiguo arco de tipo Andino. Estas rocas derivaron de la fusión parcial de un manto astenosférico contaminado por los fluidos de la corteza oceánica paleopacífica hidrotermalizada, por sedimentos involucrados en la subducción y por la corteza continental Norteamericana sobre la que reposan (Bloque Oaxaca).

Las rocas volcánicas (lavas ácidas y andesitas) del Cretácico inferior del Terreno Guerrero presentes en ésta parte de la Sierra Madre del Sur son también calcoalcalinas, pero los indicadores geoquímicos confirman que su contexto de emplazamiento es de un arco de tipo insular intrapacífico.

Estos resultados están integrados en la presentación de un modelo evolutivo en 2D de la Sierra Madre del Sur construido en seis etapas según el calendario establecido en la primera parte que esquematiza la evolución de esta cadena montañosa del Jurásico al reciente.

En la tercera parte, sobre la base de una investigación bibliográfica, se realizó una síntesis sobre los constituyentes jurásicos presentes al igual que en la Sierra Madre del sur, al frente de la sutura del Terreno Guerrero, sobre el borde continental norteamericano. Encontrando características petrológicas, geoquímicas, estratigráficas y estructurales comparables. La presencia de una antigua cadena nevadiana se pone en evidencia desde California hasta Honduras, si bien su continuidad inicial ha sido desplazada de manera sinistral en varias centenas de kilómetros por fallas transformantes. Por una parte en el Norte de México en el Jurásico superior – Cretácico inferior, de otra parte en el Sur de México y en Guatemala a partir del Paleógeno. Este dato esencial es integrado en un modelo de evolución palinspática de México, presentado a partir del Jurásico en seis cartas.

INTRODUCTION

Pour des raisons d'accessibilité, la Sierra Madre del Sur est restée longtemps une partie mal connue de la géologie du Mexique malgré tout l'intérêt que revêt son étude pour comprendre l'évolution géodynamique de la partie sud de la marge pacifique du continent nord – américain, placée aujourd'hui à la rencontre des plaques Amérique du Nord, Cocos et Caraïbe.

Après que des études ponctuelles, effectuées majoritairement le long de l'axe routier Mexico – Acapulco, aient apportées des informations précises (mais parfois difficiles à intégrer par manque de cadre géologique régional solidement établi), une étude générale fondée sur la cartographie géologique précise a été réalisée, au cours des années 1990 (Campa et al., 1998), dans le cadre du programme « Generación de infraestructura de información geológica-minera » supporté par le Consejo de Recursos Minerales en collaboration avec l'Universidad Autónoma de Guerrero.

Ce programme, auquel nous avons directement participé en assurant le levé et la synthèse cartographique d'une vaste région de la Sierra Madre del Sur aux environs de Chilpancingo, capitale de l'Etat de Guerrero, est le point de départ de ce travail divisé en trois parties qui visent à :

- caractériser la stratigraphie et la structure de la région, en apportant de nouvelles données, notamment, sur les formations volcaniques et volcano-sédimentaires du Jurassique et sur les déformations superposées engendrées lors des phases tectoniques qui se sont succédées depuis le Jurassique supérieur ;
- proposer un modèle d'évolution géodynamique de cette partie de la Sierra Madre del Sur, du Jurassique à l'Actuel, qui, prenant en compte l'accrétion du « terrane » Guerrero, propose également une origine logique aux roches métamorphiques du Complexe Xolapa lequel, constitue, en cet endroit, la frange côtière de la sierra ;
- intégrer l'histoire de cette région à celle de l'ensemble de la marge pacifique nord-américaine, depuis la Californie jusqu'à l'Amérique centrale.

Première partie : ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MADRE DEL SUR DANS LES ENVIRONS DE CHILPANCINGO ET D'OLINALA, Gro.

Chapitre I. – PLACE DE LA REGION ETUDIEE DANS LES GRANDS ENSEMBLES PHYSIOGRAPHIQUES ET GEOLOGIQUES DU MEXIQUE

La région qui fait, pour l'essentiel, l'objet de ce mémoire, est située dans le Sud de la République Mexicaine, dans l'Etat de Guerrero, autour de sa capitale Chilpancingo (Fig. I – 1). De ce fait, elle appartient à la Sierra Madre del Sur.

A. La Sierra Madre del Sur : ses limites, ses régions, son climat.

Si l'on se réfère aux limites employées par le géographe E. Raisz (Fig. I – 2) sur sa carte « Landforms of Mexico » (2^{ème} édition, 1964), la Sierra Madre del Sur correspond à la région montagneuse (plusieurs de ses sommets avoisinent ou dépassent 3500 m d'altitude), orientée ouest-nord-ouest - est-sud-est, qui couvre le sud du Mexique, entre l'axe néovolcanique trans-mexicain, au nord et l'étroite plaine côtière du Pacifique, au sud.

Sur 900 km, elle s'allonge de la région de Colima au golfe de Tehuantepec, en constituant de grandes parties des états du Michoacan, de Guerrero et d'Oaxaca.

Dans sa partie nord, elle est longuement drainée par le Rio Balsas et ses affluents, alors que son versant sud est parcouru de cours d'eau nord – sud, plus courts qui débouchent directement dans l'océan, comme le Rio Papagayo. La vallée nord – sud de Chilpancingo qui coupe en deux tronçons la Sierra Madre del Sur, offre une voie naturelle de communication, utilisée de longue date entre le centre du Mexique et la côte pacifique.

Dans l'Etat de Guerrero, plusieurs régions naturelles appartiennent à la Sierra Madre del Sur (Fig. I – 3). Ce sont :

- La région du bassin du Balsas qui occupe, au niveau du cours moyen du fleuve, le versant nord de la sierra et qui assure son raccord avec le pied de l'axe volcanique transmexicain.
- La région de Tierra Caliente, partie basse et chaude, qui correspond au cours inférieur du fleuve.
- La région de la Montagne qui englobe les parties les plus hautes (Cerro Cueros, 3050 m et Cerro Cochapi, 2950 m) à l'est de la vallée de Chilpancingo.
- La région de la Sierra qui constitue les parties élevées (Cerro Corral de Bravo, 2950 m et Cerro Grande 2850 m) à l'ouest de la vallée de Chilpancingo.
- Les régions de la Costa Grande et de la Costa Chica qui couvrent les parties basses le long du Pacifique, respectivement à l'Ouest et à l'Est d'Acapulco.

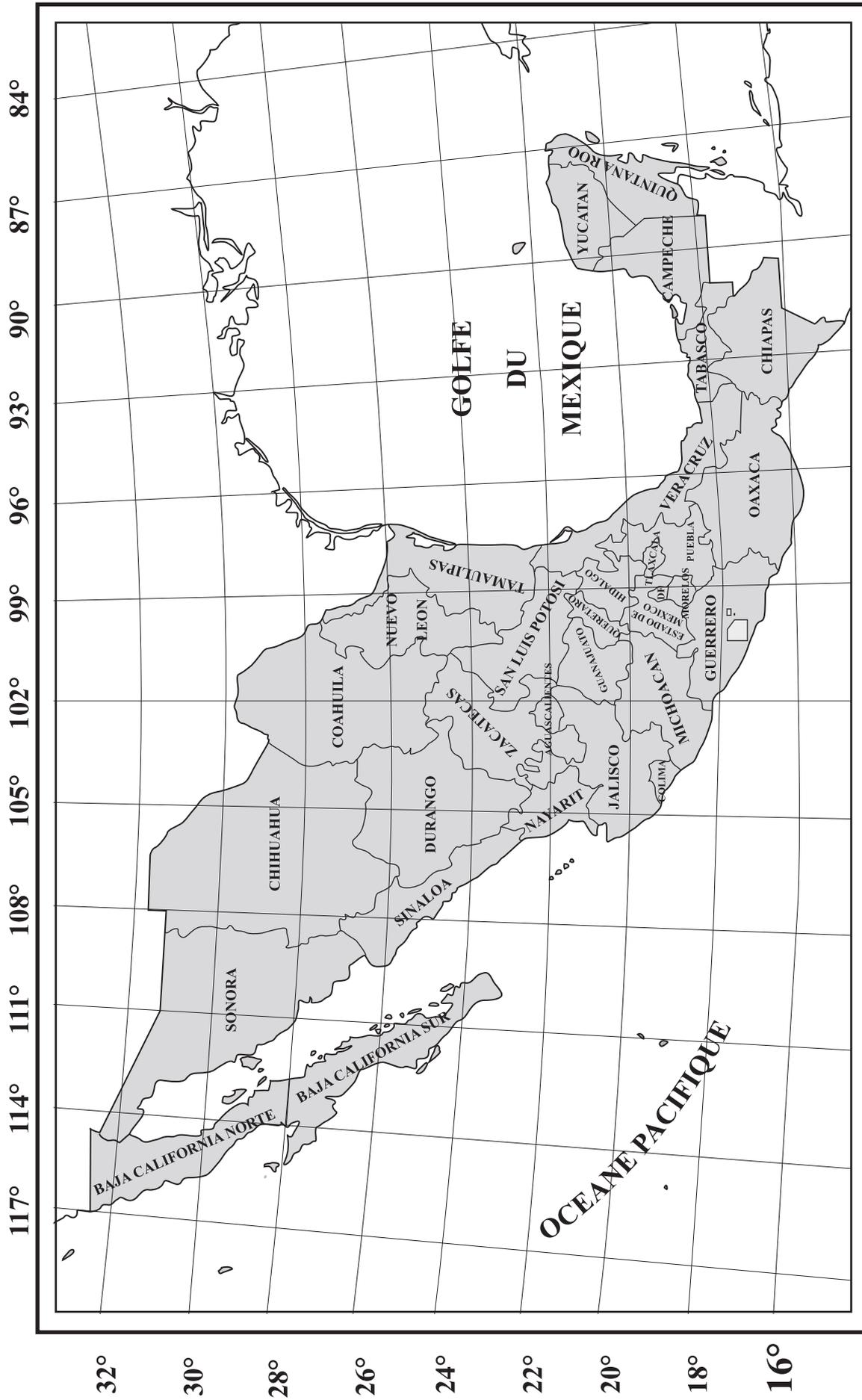


Figure I-1. Les etats de la Republique du Mexique. Les secteurs etudies dans l'Etat de Guerrero sont encadres.

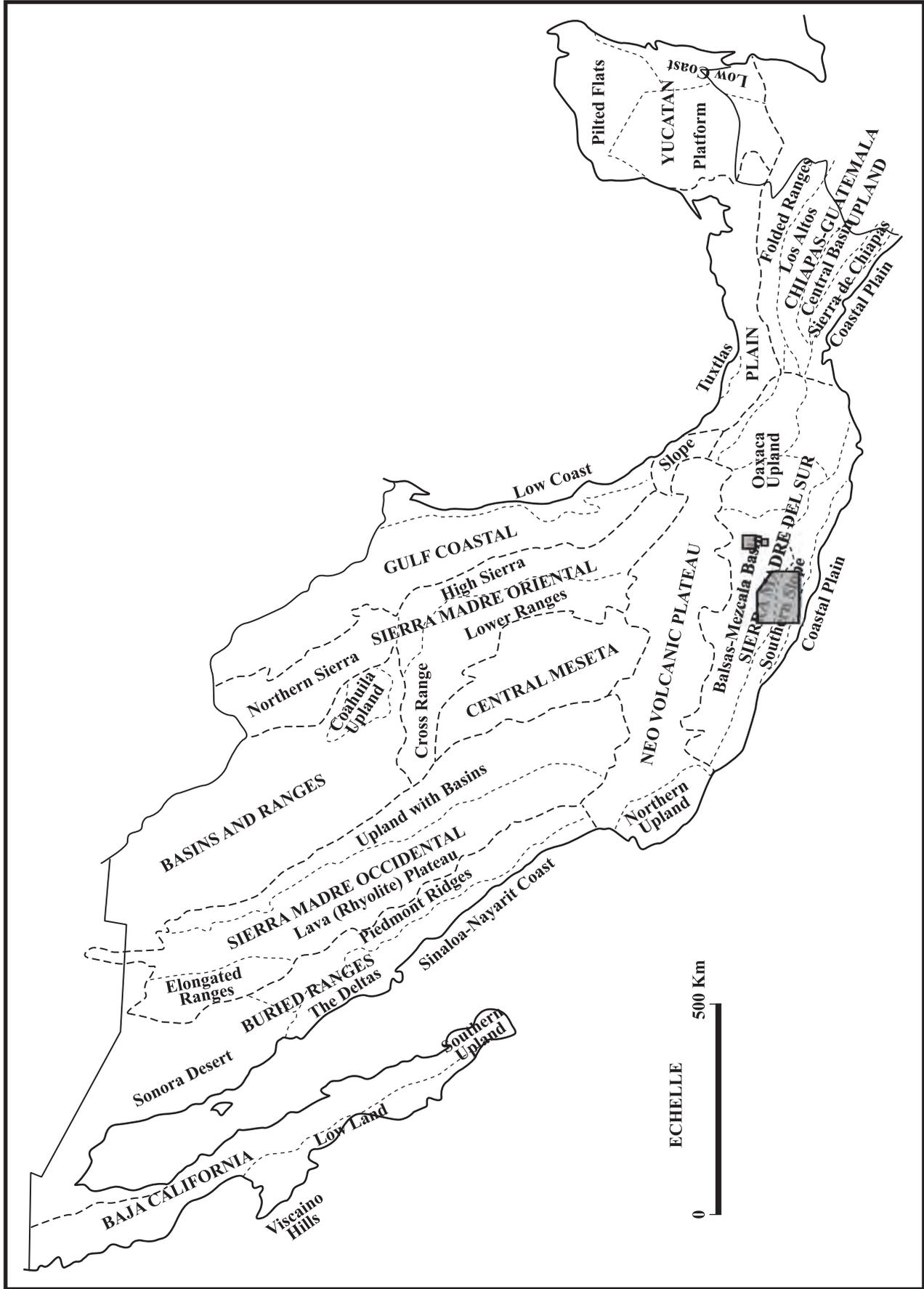


Figure I-2. Les principales provinces physiographiques du Mexique, d'après E. Raisz, 1964. Les secteurs étudiés dans la Sierra Madre del Sur sont encadrés.

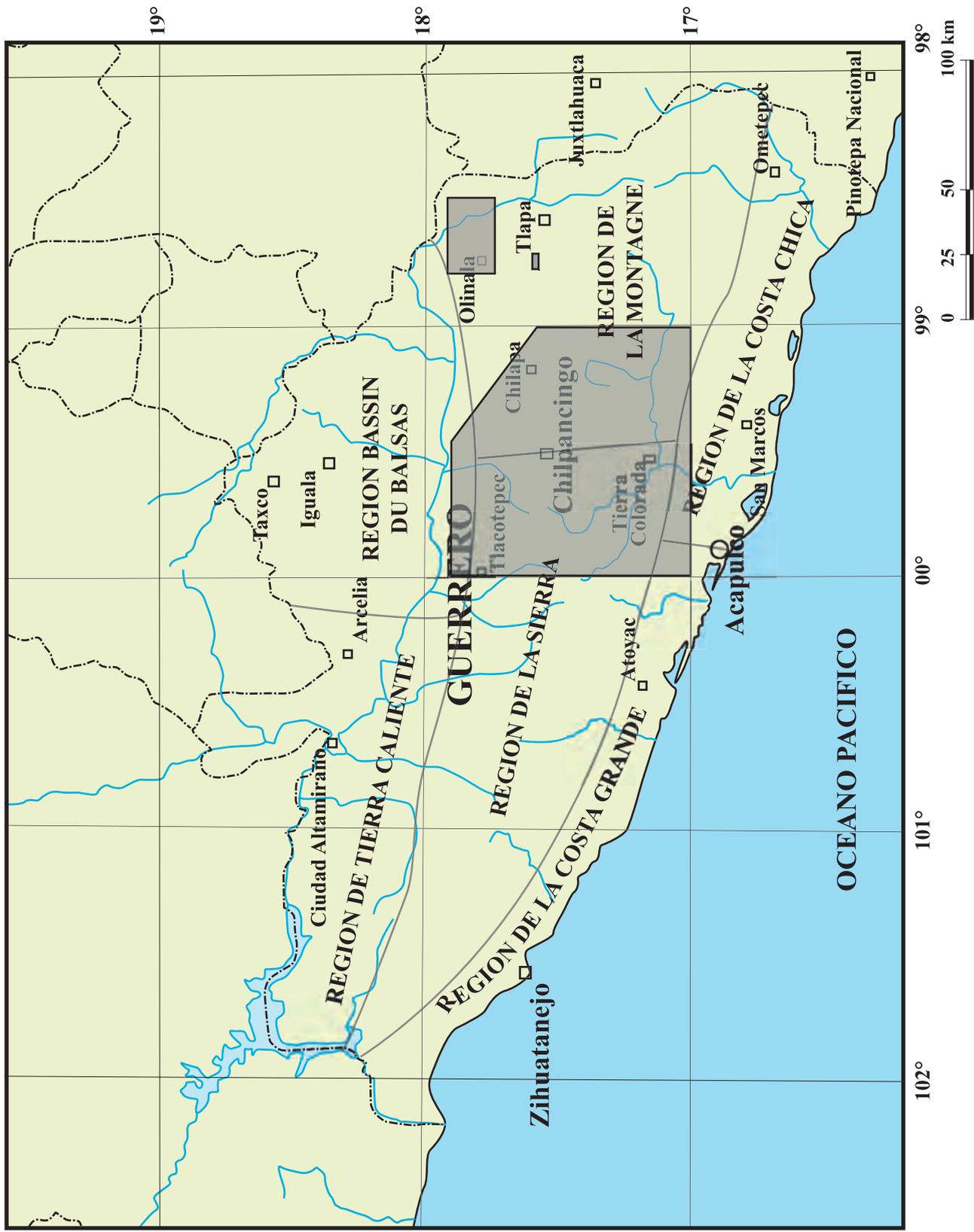


Figure I-3. Les régions naturelles de la Sierra Madre del Sur dans l'Etat de Guerrero. Les secteurs étudiés sont encadrés.

Quand on traverse, du sud vers le nord, la Sierra Madre del Sur, on rencontre trois zones climatiques bien marquées :

- Le versant sud du relief au climat chaud et humide, marqué par des pluies fortes en été et torrentielles lors de passages d'ouragans (type Aw de E. Garcia, 1973) totalisant 1500 à 3000 mm/an et une température moyenne annuelle de 24° à 30° C.
- La partie élevée sub-humide (précipitations de 1000 à 2000 mm/an) où la température moyenne annuelle est comprise entre 12° et 24° C (type Cw de E. Garcia, 1973).
- Le bassin versant du Rio Balsas au climat chaud semi – aride, avec de faibles précipitations (500 à 800 mm/an) et une température moyenne annuelle variant entre 26° et 30° C, mais pouvant atteindre 43° C (type BS de E. Garcia, 1973).

B. Aperçu sur la géologie de la Sierra Madre del Sur

Sous une couverture tertiaire relativement uniforme, faite de molasses continentales surmontées de volcanites (à ces dernières correspondent généralement les sommets de la chaîne), la Sierra Madre del Sur est constituée de formations mésozoïques, paléozoïques et précambriennes très variées (métamorphiques, plutoniques, volcaniques, volcano-sédimentaires, sédimentaires), souvent pluri-déformées et pluri-métamorphosées et attribuées classiquement, depuis les travaux de Campa et Coney (1983), à plusieurs « terranes » tectonostratigraphiques (Fig. I – 4).

Dans l'état de Guerrero où est ancrée cette étude, les « terranes » qui appartiennent à la Sierra Madre del Sur sont, d'est en ouest : le « terrane » Oaxaca, le « terrane » Mixtèque et le « terrane » Guerrero. Le « terrane » Xolapa qui les jouxte au sud, constitue l'essentiel du piedmont pacifique de la Sierra Madre del Sur.

Nous en rappelons les principales caractéristiques.

1/ Le « terrane » Oaxaca

Son socle est constitué de paragneiss et d'orthogneiss issus du métamorphisme, dans le faciès des granulites, d'une puissante série détritique à passées carbonatées, recoupée par des intrusions gabbro-anorthositiques (Bloomfield et Ortega, 1975 ; Ortega, 1976). Les datations radiochronologiques disponibles (Fries et al., 1962 ; Ortega, 1977) indiquent que le métamorphisme est grenvillien (~ 1 000 Ma).

Ce socle gneissique est surmonté, d'abord par quelques restes d'une couverture sédimentaire (calcaires, argilites et grès) ayant fourni une riche association de fossiles du Trémadocien, d'affinité sud-américaine (Pantoja-Alor et Robinson, 1967 ; Robinson et Pantoja-Alor, 1968). Vient ensuite, en discordance angulaire, une série détritique littorale, épaisse d'au moins 650 m, qui débute au Mississipien et se poursuit probablement jusqu'au

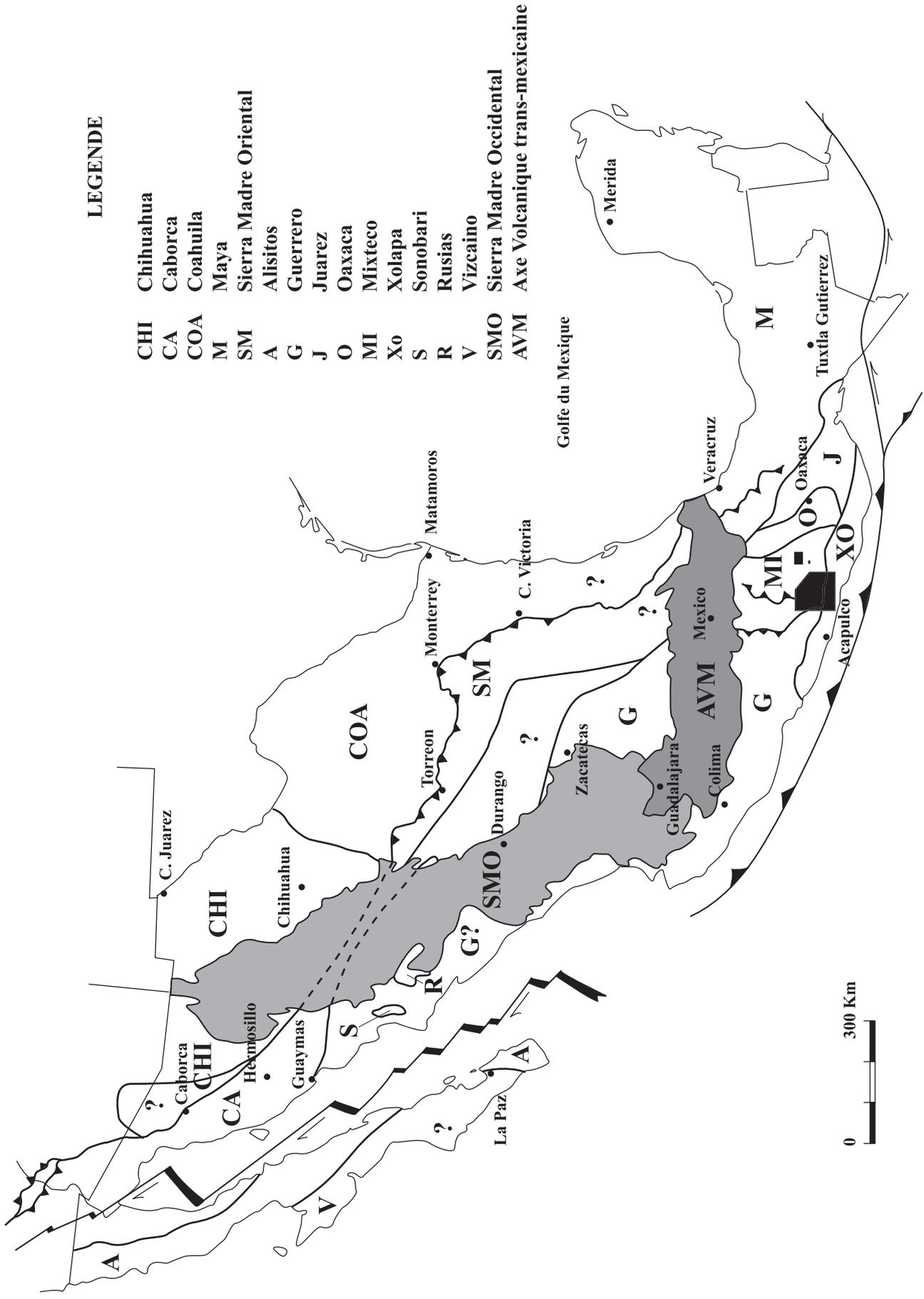


Figure I-4. Carte des "terranes" tectono-stratigraphiques du Mexique, de Campa et Coney, 1984. Les secteurs étudiés sont encadrés.

Permien moyen ; elle n'affleure que localement, ayant été érodée en grande partie, avant le dépôt de couches rouges et de calcaires de l'Aptien-Albien.

2/ Le « terrane » Mixtèque

Son socle est nommé Complexe Acatlán.

Ordoñez (1906) fut le premier à mentionner les roches qui lui correspondent sous le nom de Formation Acatlán. Suivirent les appellations changeantes de Jenni (1933) : Schistes cristallins ; Salas (1949) : Esquistos Acatlán ; Fries et Rincón (1965) : Formation Acatlán ; jusqu'à Ortega-Gutiérrez (1975), lequel, dans une étude exhaustive (stratigraphie, pétrologie et tectonique) l'éleva au rang de groupe - nommé Complexe Acatlán - en définissant formellement plusieurs de ses formations et en intégrant celles de Rodríguez-Torres (1970). Par la suite, la définition du Complexe Acatlán a été partiellement modifiée, en fonction des nouveaux concepts et des nouvelles données obtenues (Ortega-Gutiérrez, 1993, Ortega-Gutiérrez et al., 1999 ; Ramírez, 2001).

De ces travaux, il ressort qu'on peut distinguer fondamentalement deux ensembles au sein du Complexe Acatlán : l'un à dominante métasédimentaire, l'autre métaophiolitique, en partie éclogitisé, chevauchant le précédent et situé immédiatement à l'ouest des gneiss précambriens du « terrane » Oaxaca.

Les roches du Complexe Acatlán proviennent d'une croûte océanique munie d'une couverture sédimentaire (la présence de cystoïdes indique qu'elle est paléozoïque ; in Carfantan, 1983) et de roches magmatiques de divers types (OIB – MORB et IAT ; Meza-Figueroa, 1998), déformée, métamorphisée et traversée par une succession d'intrusions granitiques.

De nombreuses datations radiochronologiques ont été réalisées sur les roches du Complexe Acatlán (Fries, 1962 ; Silver, 1979 ; Robinson, 1990 ; Yáñez et al., 1991 ; Ortega-Gutiérrez et al., 1999) : toutes situent des événements intervenus durant le Silurien et le Dévonien, antérieurement à la mise en place du granite Hornos - La Noria daté à 371 ± 34 Ma (Dévonien supérieur) par la méthode U/Pb sur zircon (Yáñez et al., 1991).

Les roches magmatiques et sédimentaires originelles du Complexe Acatlán ont donc été engendrées durant le Paléozoïque inférieur, dans un bassin océanique. Par ses faciès et son métamorphisme, le Complexe Acatlán s'oppose ainsi nettement (Carfantan, 1983) :

- d'une part, aux formations sédimentaires littorales, de même âge, et non métamorphosées du « terrane » Oaxaca (cf. supra) ;
- d'autre part, aux formations également sédimentaires à faciès littoral du Paléozoïque inférieur, présentes dans le Nord-Ouest du Mexique (Sonora) où elles surmontent une épaisse série détritique non métamorphosée du Précambrien supérieur, elle-même discordante sur un socle cristallophyllien daté à 1700 Ma (Fries, 1962 ; Silver, 1979)

De cette manière, il apparaît que le Complexe Acatlán, défini comme un ensemble polymétamorphique du Siluro-Dévonien, est l'aboutissement de la fermeture d'un espace océanique (Iapetus ou Rhéic !) dont les constituants furent finalement obductés lors de la collision Laurentia - Gondwana intervenue pendant le Paléozoïque inférieur (Ortega-

Gutiérrez, 1993, 1997, 1999 ; Keppie et Ramos, 1999). Les âges isotopiques U/Pb et Sm/Nd obtenus, ont enregistré les événements magmatiques et tectonométamorphiques majeurs, taconiques et acadiens, intervenus du Silurien au Dévonien ; événements par ailleurs enregistrés dans l'orogène calédonien des Appalaches (Ramírez, 2001).

Le socle mixtèque, comme le soubassement du « terrane » Oaxaca, est surmonté en discordance par une couverture sédimentaire continentale et marine peu profonde du Paléozoïque supérieur.

Selon les localités, les noms des formations qui lui correspondent changent. Ont été décrites :

- au nord – est de la région étudiée dans ce travail, près de Los Reyes Mezontla, Pue., la Formation Matzitzi (Aguilera, 1896). D'origine terrigène, elle est constituée de grès, d'argilites et de conglomérats interstratifiés. Elle renferme des fossiles du Pennsylvanien - Permien (Silva-Pineda, 1970 ; Weber et Ceballos, 1994).

- également au nord – est de la région étudiée près de San Salvador Patlanoaya, Pue., la Formation Patlanoaya (Villaseñor-Martínez et al., 1987) faite d'argilites, de grès, de grès conglomératiques et de calcaires. Son contenu fossilifère a permis de l'attribuer au Mississippien – Permien inférieur (Villaseñor-Martínez et al., 1987 ; Brunner, 1987).

- près du village d' Olinalá, Gro., la Formation Olinalá.

Nous donnons de la Formation Olinalá qui affleure dans un secteur que nous avons étudié, une description plus détaillée.

La Formation Olinalá a été nommée par Flores de Dios et Buitron (1982) pour désigner une unité sédimentaire faite de roches détritiques et de calcaires du Paléozoïque supérieur. Sa localité type est le flanc ouest du synclinal d'Olinalá et sa coupe type a été levée dans les gorges de la rivière Las Lluvias.

En cet endroit, où elle surmonte en discordance angulaire les roches métamorphiques du Groupe Piaxtla (Complexe Acatlán) elle comprend, de bas en haut et sur 500m :

- un conglomérat basal à éléments (5 à 10 cm de diamètre) de roches métamorphiques et de quartz, mal triés et mal classés. Il passe à un grès fin, en strates de 15 à 20 cm d'épaisseur, avec intercalations d'argilites devenant plus abondantes au sommet. Ces dernières contiennent des nodules calcaires fossilifères;

- des grès et microconglomérats à ciment calcaire, qui passent à des calcaires. Certains de ces calcaires sont d'anciens corps récifaux inclus dans l'ensemble détritique. Les couches, épaisses de 1 à 3 m, contiennent de nombreux restes de crinoïdes;

- au sommet, des strates de grès et argilites semblables aux couches de la base.

La Formation Olinalá, déposée en milieu marin deltaïque peu profond, est riche en fossiles : coraux, ammonoïdés, gastéropodes, brachiopodes, crinoïdes et fusulines. Ils ont permis de la dater du Permien (Flores de Dios et Buitron, 1982). Récemment, Vachard (1993) et Vachard *et al.* (1997) en se basant sur l'étude des fusulines, ont limité cet âge au Guadalupien (Wordien - Capitanien). Par ailleurs, ces fusulines ont été corrélées avec celles des affleurements de Las Delicias (Coah.) et de El Antimonio (Son.) dans le nord du Mexique

et avec celles des états du Texas, Nouveau Mexique, Californie et Washington aux Etats-Unis.

De cet aperçu rapide sur les « terranes » Oaxaca et Mixtèque, il ressort finalement que leur assemblage s'est produit dès le Paléozoïque inférieur. Il en résulte depuis, l'existence d'un Bloc d'Oaxaca, partie du continent nord-américain, supportant une couverture sédimentaire du Paléozoïque supérieur peu déformée avant le Mésozoïque. C'est sur la bordure méridionale du Bloc d'Oaxaca que sera engendrée et se développera, du Jurassique à l'actuel, la Sierra Madre del Sur.

3/ Le « terrane » Guerrero

Défini par Campa et Coney (1983), il s'étend des confins de la Californie à la partie ici étudiée de la Sierra Madre del Sur, en constituant de vastes régions de la péninsule de Basse Californie, de l'Ouest et du centre du Mexique continental (Fig. I - 5).

Ce « terrane » est constitué de formations magmatiques (volcaniques et plutoniques) et de formations sédimentaires d'un arc insulaire, édifié sur croûte océanique et sur blocs continentaux, du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, à la faveur d'une subduction intra – océanique (Monod et al., 1990 ; Ortiz H. et al., 1991 ; Lapierre et al., 1992 a et b ; Centeno-Garcia et al., 1993 ; Tardy et al., 1994 ; Freyrier et al., 1997). Pour d'autres, ces mêmes formations magmatiques et sédimentaires seraient des vestiges de plusieurs arcs insulaires séparés par des bassins océaniques, qui appartenaient à un système d'arcs complexe, similaire à ceux du Pacifique – Ouest actuel (Campa et Coney, 1983 ; Ramirez et al., 1991 ; Talavera et al., 1993; Talavera et Guerrero, 2000).

L'accrétion du « terrane » Guerrero à la marge mexicaine du continent nord-américain, par collision arc – continent, est intervenue à la suite de la fermeture du bassin d'Arperos (espace océanique « paléo-pacifique » qui séparait la marge mexicaine de l'arc insulaire du « terrane » de Guerrero) dès la base du Crétacé supérieur (Davila-Alcocer & Martinez-Reyes, 1987 ; Lapierre et al., 1992 ; Tardy et al., 1994 ; Freyrier et al., 1996). Les témoins du bassin d'Arperos se retrouvent à la faveur d'affleurements de formations océaniques qui jalonnent la suture entre l'autochtone continental nord-américain et le « terrane » Guerrero qui le chevauche en direction de l'est – nord-est, depuis l'état de Sinaloa, au nord-ouest, jusqu'à celui de Guerrero, au sud (Freyrier et al., 1996).

4/ Le « terrane » Xolapa

Nommé par Campa et Coney en 1983, il affleure en une longue bande étroite qui s'étend le long de la côte pacifique des états de Guerrero et d'Oaxaca.

L'ensemble des roches qui le constitue et qui affleure dans l'état de Guerrero, entre le village d'El Ocotito et la ville d'Acapulco avait d'abord été désigné sous le nom de Complexe Xolapa par de Cserna (1965). La localité type en est le ravin Xolapa et la route nationale Mexico – Acapulco, entre le pont sur le Rio Papagayo et le village d'El Playon.

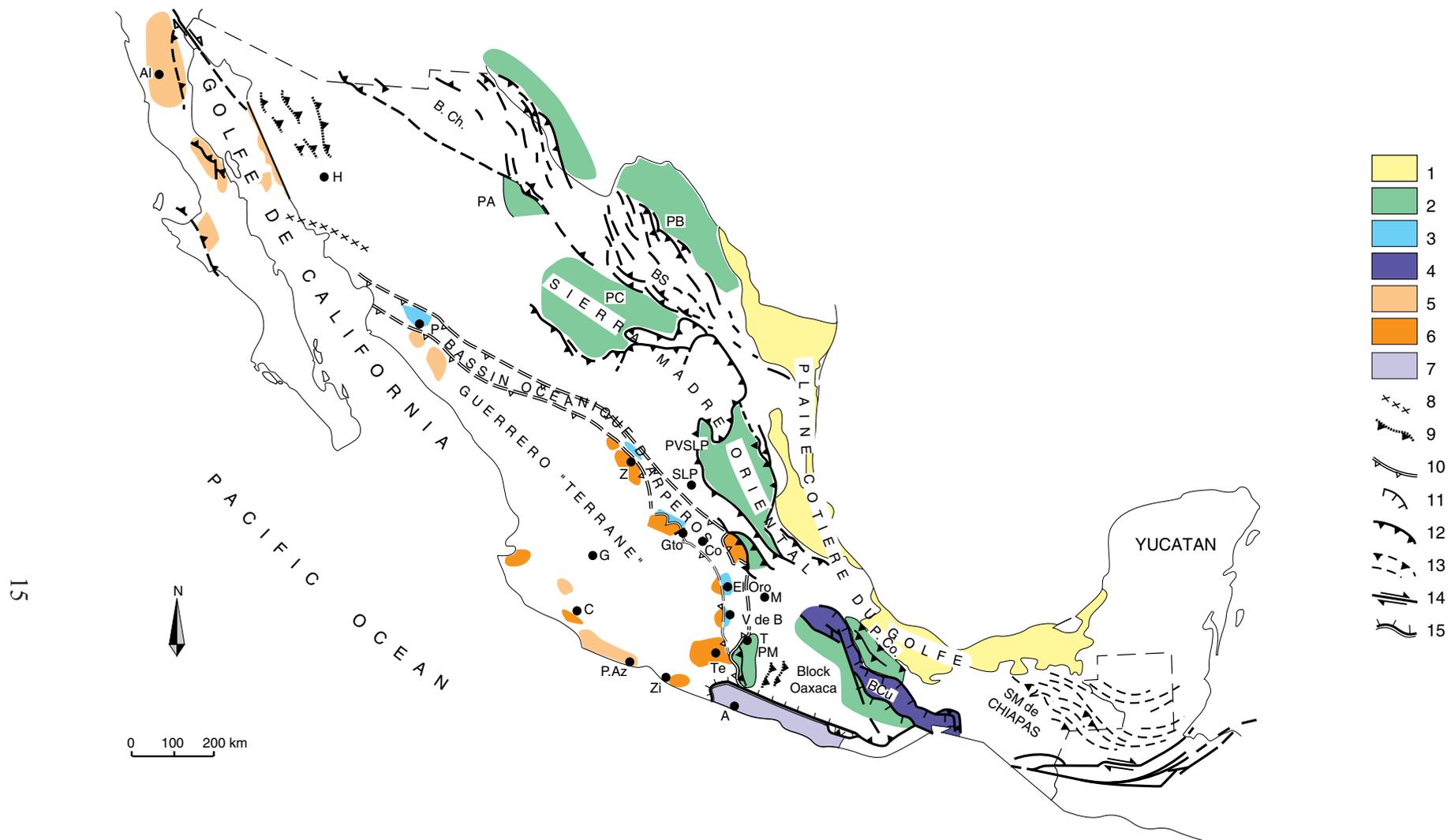


Figure I-5. Carte structurale du Mexique modifiée d'après Tardy, 1993. **1** = Plaine côtière du golfe; **2** = Plate-forme carbonatée du Crétacé inférieur; **3** = Principaux affleurements du bassin océanique d'Arperos **4** = Bassin Cuicatèque; **5** et **6** = Séquences d'arc du "Terrane" Guerrero, **5** = Sur croûte continentale, **6** = Sur croûte océanique; **7** = Complexe Xolapa (Crôte inférieure); **8** = Ligne $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'après Cochemé (1985); **9** = Chariage nevadiène; **10** = Chariage orégonien; **11** = Chariage campanien; **12** = Chariage Crétacé supérieur - Paléocène; **13** = Plis et charriages du Miocène; **14** = Failles décrochantes cénozoïques; **15** = Détachement plio - quaternaire. **A** = Acapulco, **Al** = Alisitos; **PA** = Plate-forme carbonatée d'Aldama; **PB** = Plate-forme carbonatée du Burro; **C** = Colima; **PC** = Plate-forme de Coahuila; **Co** = Corrales; **PCo** = Plate-forme de Cordoba; **B. Ch.** = Bassin de Chihuahua; **BCu** = Bassin Cuicatèque; **G** = Guadalajara; **Gto** = Guanajuato; **H** = Hermosillo; **L** = Leon; **M** = Ville de Mexico; **PM** = Plate-forme carbonatée de Morelos; **P** = Porohui; **P. Az.** = Playa Azul; **B. S.** = Bassin de Sabinas; **T.** = Taxco; **Te** = Teloloapan; **V de B** = Valle de Bravo; **PVSLP** = Plate-forme de Valles San Luis Potosi; **SLP** = San Luis Potosi; **Z** = Zacatecas; **Zi** = Zihuatanejo.

a- Aperçu pétrographique

Le Complexe Xolapa comprend des roches métamorphiques associées à des roches magmatiques syn et post-tectoniques.

A l'est - nord-est de Tierra Colorada, les orthogneiss présentent, en alternance des bandes de ségrégation quartzo-feldspathiques et des bandes, plus foncées, formées de clinoamphibole du type hornblende et de biotite qui correspondent à des plans de foliation N 30° inclinés à 15° vers le nord-ouest. Les paragenèses minérales sont celles du faciès amphibolite. Le long de l'autoroute Mexico - Acapulco, entre les villages de San Martin Jovero et de Dos Arroyos, les orthogneiss sont de composition plus basique ; il s'agit alors d'une métadiorite à hornblende.

Près du Rio Papagayo affleurent des pegmatites essentiellement formées de quartz et de plagioclases. Elles sont, par rapport aux gneiss, syn à post-tectoniques. La foliation des orthogneiss (N 120°, inclinaison 50° SW) qui porte une linéation minérale, affecte également les pegmatites syn-tectoniques. Les pegmatites post-tectoniques se présentent en lames verticales de direction N 60°.

Le complexe Xolapa est traversé par de nombreuses intrusions tertiaires sous forme de plutons et de dykes (Planche 3, hors texte).

Aux environs de El Ocotito et de Tierra Colorada, le stock de Tierra Colorada de composition granitique, granodioritique et dioritique affleure. L'intrusion s'est mise en place dans le Complexe Xolapa mais aussi dans les formations qui le surmontent. Par exemple, près de El Ocotito, ce corps est intrusif dans les calcaires de la Formation Morelos, lesquels ont été transformés en marbre à son contact. Plus au sud, le Complexe Xolapa est recoupé par le vaste stock granodioritique de Xaltianguis.

Les filons de roches volcaniques acides ou basiques sont fréquents. Subverticaux, ils sont orientés préférentiellement N 120° à N 90°.

b- Ages et interprétations des roches du Complexe Xolapa

Ils sont les résultats de nombreuses études :

- Guerrero et al. (1978) obtiennent, sur un orthogneiss par la méthode U-Pb sur zircons, un âge de mise en place du protolithe granodioritique de 165 ± 3 Ma.
- Robinson et al. (1989) interprètent le Complexe Xolapa comme un « Metamorphic Core Complex » exhumé à la faveur d'une extension intervenue au Tertiaire inférieur.
- Moran-Zenteno (1990) et Moran-Zenteno et al., (1992) mettent en évidence, à partir de données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd, deux événements magmatiques majeurs : le premier représenté par des intrusions déformées datées à 128 ± 7 , 144 ± 7 et 138 ± 2 Ma ; le second représenté par des intrusions non déformées datées à 55 ± 1 Ma

- Herman et al. (1994), à partir d'une étude U-Pb sur zircons, apportent une contribution essentielle à la connaissance du Complexe Xolapa. Le Complexe Xolapa a incorporé des composants d'origine crustale qui peuvent être : soit des lambeaux de croûte grenvillienne (1,0-1,3 Ga), soit des sédiments terrigènes dont les éléments provenaient de l'érosion d'un socle grenvillien. Dans les deux cas les socles Mixtèque (Complexe Acatlán) et d'Oaxaca peuvent être à l'origine de ces éléments incorporés. Dans le premier cas, où des unités du Complexe Acatlán se trouveraient à la source, Complexe Xolapa et Complexe Acatlán qui le jouxte directement au nord, proviendraient de la même croûte continentale ; seuls des évènements métamorphiques et de migmatisation seraient intervenus pour transformer cette croûte en Complexe Xolapa. L'évolution mésozoïque et tertiaire du Complexe Xolapa est jalonnée par plusieurs évènements : construction d'un arc magmatique durant le Jurassique et le Crétacé (165 – 128 Ma, U-Pb sur zircon et Rb-Sr sur roche totale) ; culmination thermique au cours du Tertiaire inférieur (66 – 46 Ma) ; plutonisme post-migmatisation en liaison avec l'activité d'un arc volcanique à l'Oligocène (35 – 27 Ma).

- Hernández-Bernal (1995) réalise une étude pétrologique et géochronologique des plutons qui affleurent dans la partie est du « terrane » Xolapa. Sur le batholite paléogène de Rio Verde, il obtient des âges Rb – Sr de 29.9 ± 1.1 Ma. pour le corps le plus à l'ouest, de 24.4 ± 0.6 Ma. pour un corps central et de 23.5 ± 0.6 Ma. pour le corps le plus à l'est. Il interprète ces résultats en reliant la mise en place de ce batholite au déplacement du bloc Chortis qui laisse des traces magmatiques pendant son voyage vers le sud-est.

- Mills (1998) cherche à caractériser l'origine et les modalités de détachement du bloc Chortis au sud du Mexique. Pour cela, il s'intéresse à la bréchification de la plate-forme carbonatée Guerrero – Morelos individualisant, en limite de compartiments faillés, des paquets de plus de 2000 m d'épaisseur de brèches produites, dans un premier temps, par un soulèvement d'origine magmatique et, postérieurement, par le jeu des décrochements sénestres, pendant le déplacement du bloc Chortis.

- Tolson (1998) revient à la définition originale de "Complexe Xolapa" de De Cserna (1965). A partir des caractéristiques haute température - basse pression du métamorphisme, il situe son origine tectonique dans la partie mésocrustale d'un arc volcanique.

- Meschede & Frisch, 1998 caractérisent la limite nord du « terrane » Xolapa. Celle-ci apparaît toujours comme une zone étroite de roches cataclasées ou mylonitisées le long d'accidents crustaux à composantes normale et décrochante sénestre.

C. Les secteurs étudiés dans la Sierra Madre del Sur : situation, accessibilité, méthodes d'étude mises en oeuvre

Compte tenu de la répartition des affleurements des formations mésozoïques, deux secteurs ont été étudiés et cartographiés. Ce sont (Fig. I-6) :

- le secteur d'Olinalá dans la région de la Montagne.

Etagé entre 1300 et 2000 m d'altitude, son paysage est marqué par un vaste synclinal affectant la couverture sédimentaire paléozoïque et mésozoïque du Complexe Acatlán. Ce secteur est drainé par le rio Las Lluvias qui entaille en de profondes gorges la terminaison périclinale occidentale du synclinal, offrant ainsi d'excellentes coupes stratigraphiques naturelles (cf. infra)

De Chilpancingo, on accède à cette région en empruntant la route nationale 93 Chilpancingo – Tlapa que l'on quitte peu avant cette ville pour se diriger vers le village d'Olinalá, unique localité d'importance dans cette région peu habitée.

- le secteur de Chilpancingo, de part et d'autre de la vallée dans laquelle est implantée la capitale de l'état de Guerrero.

Entre la vallée du Rio Balsas au nord et la région de Tierra Colorada au sud, il couvre l'épine dorsale de la sierra sur une surface avoisinant 8 000 km². Outre la capitale de l'état, les principales villes du secteur sont Tlacotepec, Chilapa, Quechultenango et Tierra Colorada.

Cette partie est desservie par le grand axe routier Mexico – Acapulco qui comprend la route nationale 95 et l'autoroute du Soleil, ainsi que par quelques routes goudronnées transversales reliant cet axe aux principales localités citées.

De nombreuses pistes qui desservent la grande majorité des villages distribués dans les vallées ou sur les flancs de montagnes complètent le réseau de communication terrestre. Elles sont souvent impraticables avec un véhicule « normal » durant la saison des pluies, de mai à août.

Pour étudier ces deux secteurs choisis, nous avons procédé :

- à la cartographie géologique (observations de terrain, exploitation de photographies aériennes et d'images satellitaires) des formations mésozoïques et tertiaires classiquement distinguées dans cette partie de la Sierra Madre del Sur en précisant notamment les différentes unités litho-stratigraphiques du Jurassique ;

- à des caractérisations et des mesures de marqueurs tectoniques, à l'échelle de l'affleurement ;

- à la réalisation de coupes géologiques à l'échelle 1/1 pour obtenir une représentation bidimensionnelle des principales structures, tout en précisant leurs âges relatifs ;

Les informations ainsi obtenues sont à la base de cette étude. Complétées par des analyses pétro-géochimiques fines portant sur les volcanites du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur qui seront détaillées dans la seconde partie de ce mémoire, elles seront utilisées pour modéliser l'évolution géodynamique de ce système montagneux en marge du Pacifique, du Jurassique au Cénozoïque.

Chapitre II – LES DONNEES DE LA STRATIGRAPHIE

Avertissement

Dans ce chapitre, sont rapportées les principales informations d'ordres stratigraphique et paléogéographique disponibles sur les formations sédimentaires et magmatiques (extrusives et intrusives) mésozoïques et tertiaires présentes dans les secteurs étudiés de la Sierra Madre del Sur, en laissant de côté le Complexe Xolapa dont nous avons rappelé précédemment les principales caractéristiques connues.

Ces informations (tirées de la bibliographie et complétées par nos soins sur quelques points signalés) sont présentées selon le calendrier des grandes étapes de l'évolution géodynamique de la sierra.

A. Jurassique inférieur et moyen

Les formations qui lui correspondent sont distribuées dans les deux secteurs étudiés.

1/ Secteur d'Olinalá

La base de la série jurassique repose en discordance, soit sur la Formation Olinalá du Paléozoïque supérieur, soit directement sur les roches métamorphiques du Complexe Acatlán (Planche 1 et Planche 2, hors texte).

Cette série qui offre de beaux affleurements sur l'extrémité occidentale d'un synclinal entaillée par le cours de la rivière Las Lluvias près du village d'Olinalá, comprend trois formations.

a- La Formation Las Lluvias

Rapportée d'abord comme dyke felsitique par Flores de Dios et Buitron (1982), son nom formel a été donné par Corona (1983) pour désigner des roches volcaniques de composition rhyolitique, dacitique et andésitique intercalées entre la Formation Olinalá et la Formation Cualac.

Les principaux affleurements, en lentilles discontinues, se suivent, sur 10 km, dans le flanc ouest et sur la terminaison est du synclinal d' Olinalá (Fig. I-7). L'épaisseur des corps volcaniques ne dépasse pas 80 m (Fig. I-8).

- Pétrographie macroscopique

Trois types de roches constituent la Formation Las Lluvias (Fig. I-8)



Figure I-6. Situation géographique de l'Etat de Guerrero et des Etats qui l'entourent, avec les principales rivières, villes et routes. Les secteurs étudiés sont encadrés.



Figure I-7. Relations stratigraphiques entre les formations Cualac (Jmc), Las Lluvias (Jmll) et Olinala (Pzso) au niveau de la terminaison du synclinal d'Olinala. d: discordance. Photo prise depuis le chemin reliant les villages d'Olinala et de Xochimilco

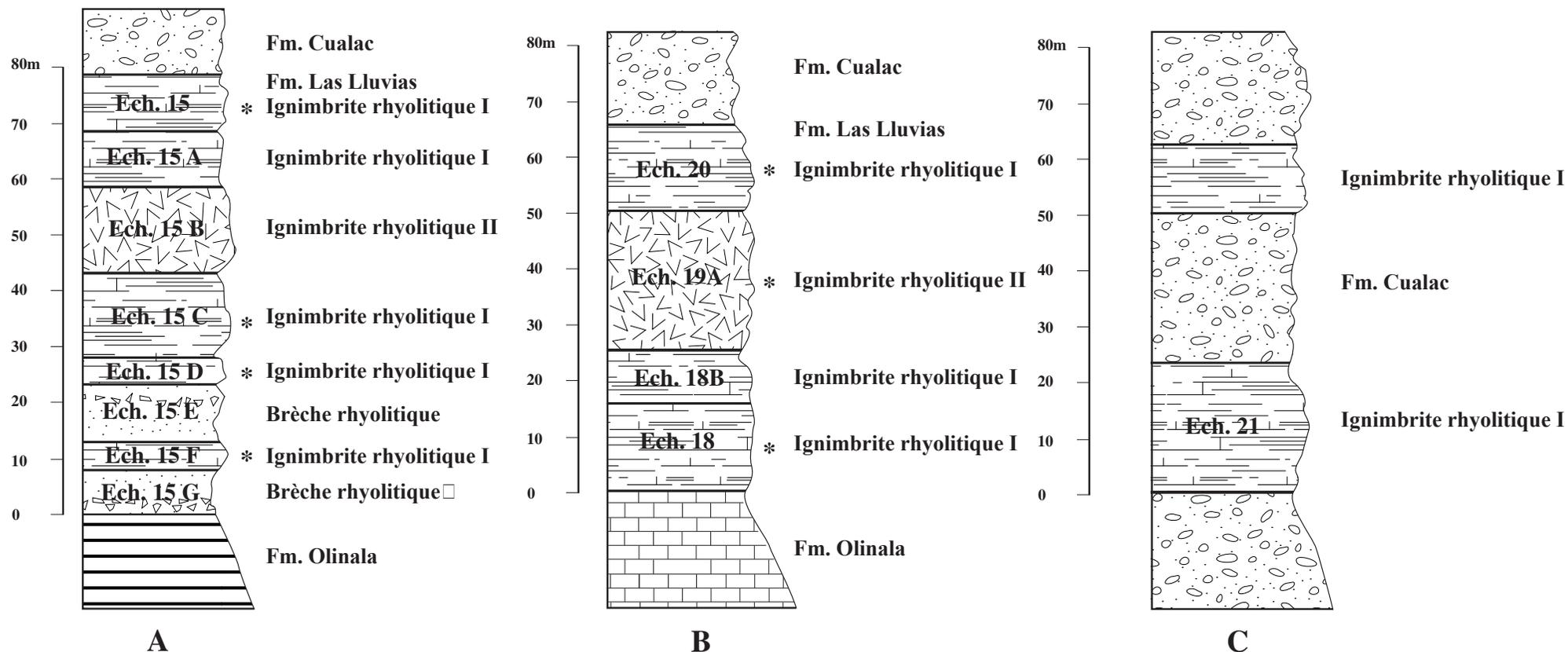


Figure 1-8. Colonnes lithostratigraphiques situant les trois types de roches volcaniques de la Formation Las Lluvias reconnues dans trois localités d'échantillonnage près d'Olinala: **A:** Ravin Las Lluvias; **B:** Flanc occidental du synclinal d'Olinala; **C:** Carrefour de la route Chilpancingo - Tlapa avec la route d'Olinala (voir cartes géologiques planche 1 hors de texte). Les échantillons étudiés sont indiqués. * Analyse chimique.

Brèche rhyolitique. Il s'agit d'une brèche monogénique, rose en surface altérée ou vert clair en cassure fraîche. A l'affleurement, bien que d'apparence massive, elle est le plus souvent très fracturée et altérée. Il est néanmoins parfois possible de reconnaître des structures de flux orientées, subparallèles à la pseudostratification. Les éléments anguleux de la brèche sont de composition acide; leur taille atteint 15 cm. Le ciment est un matériel tuffacé dont la granulométrie est celle de lapilli. A la loupe, dans les blocs comme dans le ciment, on caractérise la présence de petits cristaux subautomorphes de ferromagnésiens oxydés de couleur ocre et de phénocristaux automorphes de quartz et de feldspath, inclus dans une pâte aphanitique verte.

Ignimbrite rhyolitique I. Il s'agit d'une roche pyroclastique de même couleur que la brèche précédente. A l'affleurement, elle présente une nette pseudostratification engendrée par l'orientation préférentielle des éléments clastiques qui la constituent. Les degrés de fracturation et d'altération sont variables, tout en demeurant généralement faibles. Faite de débris de la taille de lapilli, cette roche montre une structure de flux bien développée, liée, en particulier, à la présence de nombreuses flammes. A la loupe, on identifie des phénocristaux automorphes de quartz, subautomorphes de feldspath et automorphes et subautomorphes de minéraux ferromagnésiens plus ou moins oxydés, pris dans une pâte verte fine, faite de débris de petite taille correspondant à une ancienne cendre.

Ignimbrite rhyolitique II. Par sa composition et sa texture elle est identique à celle de type I. Elle s'en différencie par la présence de minéraux cryptocristallins du groupe de la silice et par celle de structures sphériques (de diamètre pluricentimétrique) remplies de quartz. Il s'agit de géodes à l'origine de l'aspect mamelonné caractéristique des affleurements de ce type de roche.

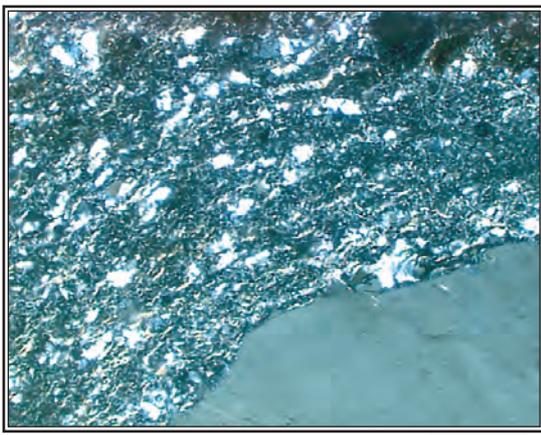
- Pétrographie microscopique

L'étude pétrographique au microscope polarisant des échantillons recueillis, révèle d'abord la grande homogénéité en texture et composition des volcanites jurassiques de la Formation Las Lluvias.

Toutes présentent une texture eutaxitique (Fig. I-9 a et b) due à une orientation privilégiée des nombreux fragments vitreux et flammes qu'elles renferment.

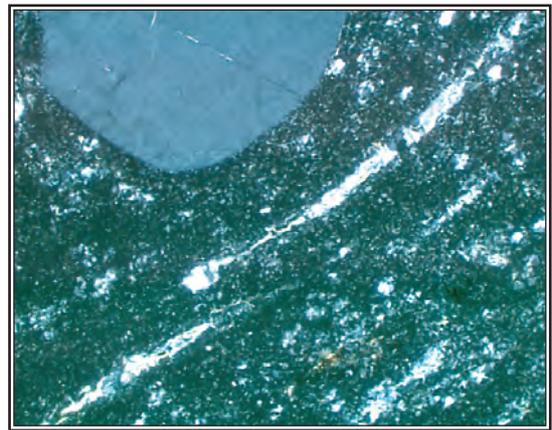
Les minéraux essentiels sont des phénocristaux automorphes et subautomorphes de quartz et de feldspath (Fig. I-9 b et c) associés à des minéraux ferromagnésiens subautomorphes et quelques débris de roches volcaniques (Fig. I-9 d). Les feldspaths sont partiellement ou totalement remplacés par des minéraux secondaires du groupe des phyllosilicates (séricite et chlorite principalement) et par la calcite. Les ferromagnésiens sont totalement remplacés par des oxydes, chlorite et céladonite (?), sans témoin de leurs natures originelles. Cependant, les structures de pseudomorphose indiquent qu'il s'agissait probablement d'amphiboles (Fig. I-9 e et f).

Ces phénocristaux sont inclus dans une mésostase microcristalline constituée par des croissances interpénétratives de séricite, quartz et feldspath dans certains échantillons et de chlorite, quartz et feldspath dans d'autres. Ces différences reflètent probablement des variations de composition des roches au niveau de leurs anciennes mésostases vitreuses, actuellement recristallisées (Fig. I-10 a).



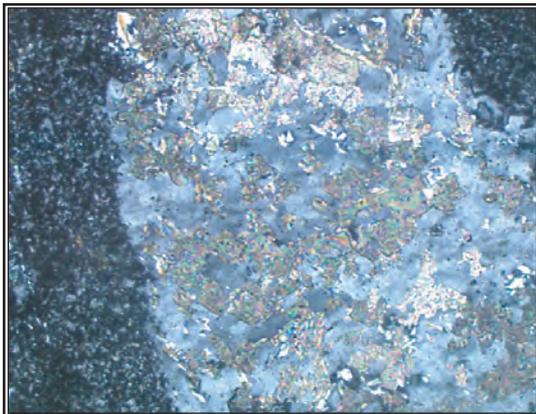
a

0.5 mm



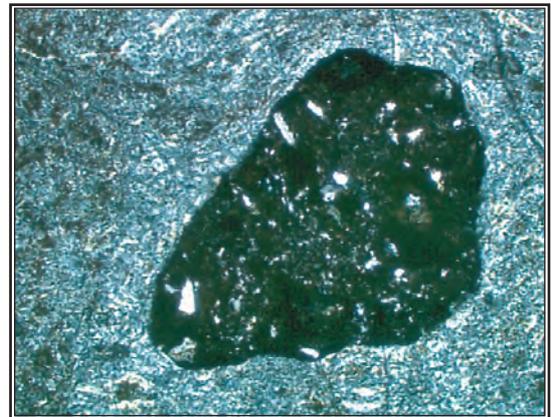
b

0.5 mm



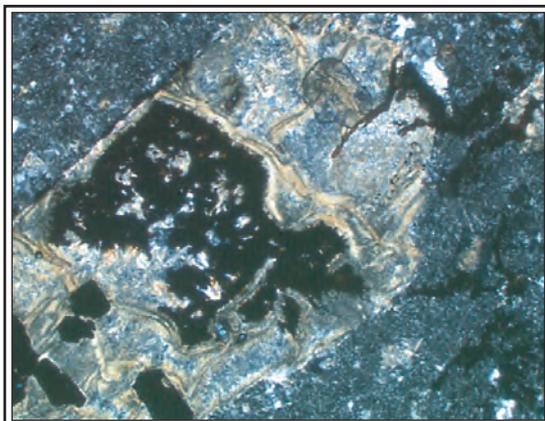
c

0.5 mm



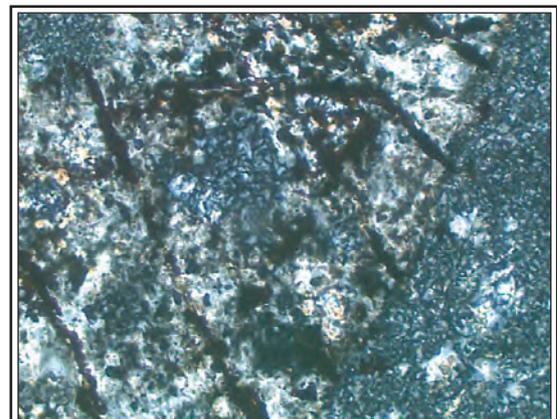
d

0.5 mm



e

0.2 mm



f

0.2 mm

Figure I-9. Textures et minéraux des vulcanites de la Formation Las Lluvias. **a)** Texture eutaxitique due à la compaction des échardes; **b)** Texture eutaxitique due à la compaction des fragments ponceux (flammes); **c)** Cristal de feldspath potassique partiellement recristallisé en séricite; **d)** fragment de roche volcanique à texture microlitique; **e)** Fantôme de ferromagnésien totalement remplacé par la chlorite, des oxydes et une pâte microcristalline du groupe du quartz; **f)** Fantôme de clino-amphibole remplacé par la chlorite et des oxydes.

A l'intérieur des nombreuses vésicules présentes dans ces roches allant des rhyolites aux dacites, s'est développée l'association quartz, adulaire (?), céladonite (?), préhnite (?) pouvant être liée soit à un événement hydrothermal contemporain de la mise en place de l'unité volcanique, soit à l'enfouissement des séquences sous une épaisse couverture (Fig. I-10 b et c).

Enfin, on note la présence d'une association minéralogique accessoire réunissant zircon (Fig. I-10 d) apatite et sphène.

- L'âge des volcanites de la Formation Las Lluvias

Compte tenu de leur position stratigraphique entre les formations sédimentaires du Permien et du Jurassique moyen et en considérant que pendant le Trias supérieur et le Jurassique inférieur un épisode magmatique a marqué l'histoire du Mexique, de telles volcanites furent d'abord attribuées au Trias (Fries, 1960; de Cserna, 1965).

Des datations par la méthode K-Ar ont été réalisées sur des rhyolites prélevées dans la région de la Montagne (Martinez - Keem, 1986). Les âges obtenus vont du Jurassique inférieur au Crétacé inférieur (181, 176, 165, 147 et 143 Ma). Malheureusement, la situation précise des échantillons datés n'est pas donnée, de telle sorte que l'on ne peut assurer qu'ils proviennent bien tous de la Formation Las Lluvias.

Des travaux récents (Campa *et al.*, 1998) ont révélé que des niveaux de l'ignimbrite Las Lluvias, sont interstratifiés dans les conglomérats de la Formation Cualac. Cette relation peut être notamment observée sur la route qui relie Olinalá à la route Chilpancingo - Tlapa, près du carrefour de ces deux routes (Fig. I-7). A noter également qu'en cet endroit, conglomérats et volcanites montrent ensemble une plus forte déformation (exprimée par une schistosité pénétrative et par une linéation d'étirement ténue) que dans les environs d'Olinalá.

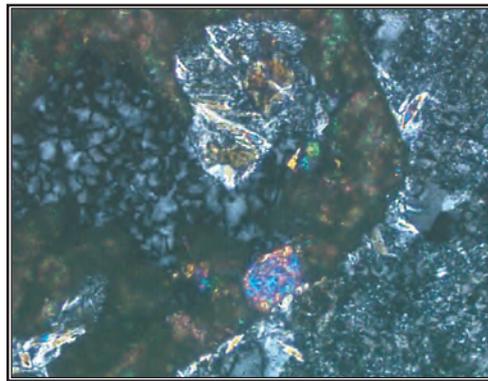
L'âge de la Formation Las Lluvias est d'abord contraint par l'interstratification de ses niveaux volcaniques dans les conglomérats de la Formation Cualac attribués indirectement au Jurassique moyen (cf. infra). Il est précisé par des résultats de mesures radiochronologiques (méthode U-Pb sur zircon, SHRIMP) récemment obtenus (M. F. Campa, 2004, communication personnelle) :

- sur un échantillon prélevé dans les gorges de la rivière Las Lluvias, près d'Olinalá : $177,3 \pm 1,5$ Ma ;

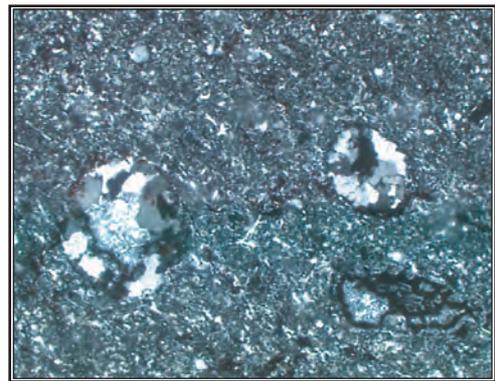
- et sur un échantillon provenant des volcanites intercalées dans les conglomérats Cualac le long de la route qui relie Olinalá à la route Chilpancingo - Tlapa, près du carrefour de ces deux routes : $179,1 \pm 1,5$ Ma.

b- La Formation Cualac

La Formation Cualac repose en discordance sur le Complexe Acatlán, sur la Formation Olinalá et sur la Formation Las Lluvias en s'interstratifiant avec les niveaux volcaniques de cette dernière (cf. supra). Vers le haut, son passage à la Formation Zorrillo du Groupe Tecocoyunca (Fig. I-11) est progressif (Planche 1 et Planche 2, hors texte).



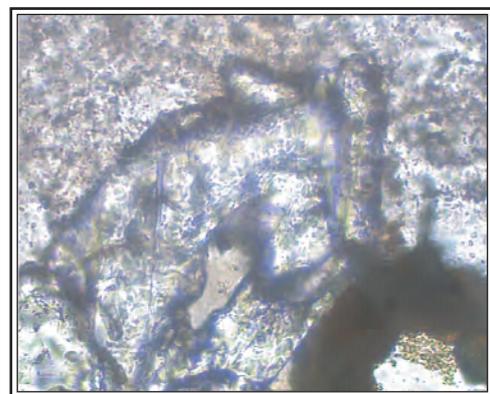
a 0.1 mm



b 0.5 mm



c 0.2 mm



d 0.1 mm

Figure I-10. Autres textures et minéraux des vulcanites de la Formation Las Lluvias. **a)** paragenèse secondaire à chlorite, sphène et épidote au niveau de la mésostase: **b)** vésicules remplies par des minéraux du groupe du quartz: **c)** Croissance de prehnite dans une fissure d'un cristal de quartz: **d)** cristal automorphe de zircon.



Figure I-11. Passage progressif entre le sommet de la Formation Cualac (Jmc) et la base de la Formation Zorrillo du Groupe Tecocoyunca (Jmt). Photographie prise dans les gorges de la rivière Las Lluvias.

A l'origine, elle fut décrite sous le nom de Cuarcita Cualac par Guzman (1950), lequel l'attribua au Trias par corrélation stratigraphique. Erben, en 1956, la nomma Conglomérat Cualac et la data du Jurassique moyen.

Dans le synclinal d'Olinalá (Planche 1 et Planche 2, hors texte) la Formation Cualac, dont l'épaisseur varie latéralement (de 100m à plusieurs centaines de mètres), montre une succession de couches de conglomérats, grès et marnes (les plus épaisses atteignant 2 m d'épaisseur) dans lesquelles les éléments détritiques sont bien classés et bien triés. La composante principale est le quartz, en clastes de 3 à 5 cm, pris dans une matrice quartzitique. On note aussi la présence de débris de roches métamorphiques, en proportion plus importante à la base de la formation.

Seuls quelques restes de plantes fossiles ont été trouvés dans les lits marneux de la formation. Ils n'ont pu être datés précisément. C'est donc en se basant sur le caractère progressif du passage, vers le haut, à la Formation Zorrillo bien datée que l'on attribue la Formation Cualac au Bajocien inférieur (Erben, 1956; Alencaster, 1963).

c- Le Groupe Tecocoyunca

D'abord étudié par Burckhardt (1927) et Jenni (1933), c'est Guzman (1950) qui lui donna sa définition formelle en l'attribuant au Jurassique moyen. Postérieurement, Erben (1956) éleva cette unité stratigraphique au rang de groupe.

D'une manière générale, il s'agit d'une succession détritique rythmée de grès quartzitiques à quartzo-feldspathiques, parfois conglomératiques, de marnes et d'argilites, dans laquelle sont interstratifiés quelques niveaux de charbon. Les faciès sont continentaux à la base, de milieux mixtes dans la partie moyenne et marins au sommet.

Le Groupe Tecocoyunca affleure au cœur du synclinal d'Olinalá où sa localité type est située (Planche 1 et Planche 2, hors texte). Sa partie conservée sous la discordance du Crétacé inférieur y atteint 600m d'épaisseur.

Le Groupe Tecocoyunca repose en concordance et avec un passage progressif sur le Conglomérat Cualac. Il est surmonté en discordance, soit par les couches continentales et marines de la Formation San Juan, soit par les calcaires de la Formation Morelos, soit par le Tertiaire sédimentaire et volcanique continental (Planche 1 et Planche 2, hors texte).

Erben (1956) a daté ce groupe du Bajocien - Callovien à partir de la détermination paléontologique du riche contenu faunistique et floristique des diverses formations qui le constituent: de bas en haut, Formation Zorrillo (Bajocien inférieur), Formation Taberna (Bajocien moyen - Bathonien inférieur), Formation Simon (Bathonien moyen), Formation Otatera (Bathonien supérieur) et Formation Yucunuti (Callovien).

2/ Secteur de Chilpancingo

Dans ce secteur, le Jurassique inférieur et moyen se présente sous deux types de faciès, selon les endroits considérés.

a. Environs de Quechultenango

Que ce soit au sud de Quechultenango, dans la sierra de Mezcaltepec près des villages de Tlapacholapa et de Mezcaltepec, ou au sud de Colotlipa le long du Rio Azul, le Jurassique moyen affleure avec les mêmes caractéristiques générales que celles que nous avons décrites près d'Olinalà (Planche 4, hors texte).

Les volcanites de la Formation Las Lluvias affleurent uniquement près de Mezcaltepec, sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, à la base d'une unité chevauchante (coupe CC', hors texte). En cet endroit, elle sont surmontées par les couches conglomératiques de la Formation Cualac (environ 70m d'épaisseur) lesquelles passent vers le haut aux couches terrigènes (alternance de grès et marnes) du Groupe Tecocoyunca. L'épaisseur de cette dernière est difficile à évaluer à cause des plis disharmoniques métriques et décamétriques qui l'affectent (Fig. I-12) : on l'estime à un millier de mètres conservés sous la discordance du Crétacé inférieur.

Le long de la vallée du Rio Azul, la série jurassique qui, ici, surmonte en discordance directement les roches métamorphiques du Complexe Acatlán, est généralement incomplète par sa base (coupe FF', hors texte). Les volcanites de la Formation Las Lluvias sont absentes. Les affleurements de conglomérats de la Formation Cualac sont lenticulaires et discontinus ; ils correspondent vraisemblablement à des remplissages fluvio-deltaïques de paléodépressions sur le socle paléozoïque pénéplané. De ce fait le Groupe Tecocoyunca, épais de plusieurs centaines de mètres, apparaît parfois directement transgressif sur le socle. Aux environs du village de Jocutla, il contient des ammonites et des restes de plantes flottées, malheureusement indéterminables du fait de leur extrême déformation.

Signalons, qu'en ce même endroit, la série jurassique est localement absente. C'est le cas le long de la route qui relie Colotlipa à Juxtlahuaca où la base de la série sédimentaire du Crétacé inférieur repose directement sur les micaschistes du Complexe Acatlán (Planche 5, coupe EE', hors texte). Cette lacune est, comme nous le verrons par la suite, une conséquence de la déformation névadienne et de l'émersion qui en est résultée durant le Jurassique supérieur et la base du Crétacé inférieur.

b. Environs de Chapolapa et de Omiltemi – Coacoyulillo

Dans ces parties, généralement comprises entre les escarpements calcaires du Crétacé inférieur qui constituent un véritable rebord méridional de la Sierra Madre de Sur et les terres basses et chaudes où affleure le Complexe Xolapa, le Jurassique est représenté par la Formation Chapolapa.

De manière générale, la Formation Chapolapa repose sur le Complexe Xolapa et est surmontée par les calcaires de la Formation Morelos du Crétacé inférieur. Contact basal et contact supérieur sont tectoniques (Planches III et IV, hors texte).



Figure I-12. Pli décamétrique avec schistosité de fracture affectant la Formation Tecocoyunca. Photographie prise aux environs du village de Mexcaltepec.

Historique des travaux sur la Formation Chapolapa.

Elle a été nommée formellement par de Cserna (1965) pour désigner un ensemble d'origine volcanique et sédimentaire, de couleur vert et violet, d'environ 800 m d'épaisseur, comprenant des volcanites, des grès, des argilites et des conglomérats. Selon l'auteur, la partie verte est à dominante volcanique, principalement andésitique, tandis que la partie violette, riche en quartz détritique, possède une forte composante issue de l'érosion de roches métamorphiques.

La localité type est la vallée de la rivière Chapolapa à l'est – sud-est du village d'Acahuizotla (Planche 3, hors texte). Là, affleurent des schistes violet foncé passant progressivement à de gros bancs de conglomérats ; ils surmontent des roches vertes essentiellement méta-andésitiques à chlorite, séricite et épidote et des schistes fins au clivage imparfait (de Cserna, 1965). Selon l'auteur, cette formation repose en discordance sur le Complexe Xolapa et est couverte, également en discordance, par les formations calcaires du Crétacé inférieur.

Par position stratigraphique il l'attribue au Trias – Jurassique inférieur.

Klesse (1970) précise le caractère volcano-sédimentaire de la formation dans la région d'Izcuinatoyac, où il décrit 1000 m de laves, tufs et roches sédimentaires clastiques grossières qui surmontent en discordance la Formation Ixcuinatoyac (Pz) ou le Complexe Xolapa et qui sont couverts par la Formation Morelos. Cet auteur fut le premier à étudier les éléments majeurs des volcanites de la Formation Chapolapa, en signalant la variation d'acide à intermédiaire des roches appartenant à des séries qui se positionnent près de la limite entre les champs alcalin calcique et calco-alcalin (Peacock, M. A., 1931).

Caractères lithostratigraphiques de la Formation Chapolapa.

Dans la vallée du rio Chapolapa, près de la localité type du même nom, mais également dans le ravin de La Vieja et près des villages d'Acahuizotla et de San Roque, la formation est constituée, sur près de 700 m d'épaisseur, par des alternances de conglomérats riches en éléments arrondis de quartz (ils sont semblables aux conglomérats de la Formation Cualac), de grès quartzitiques, de grauwackes et d'argilites dans lesquelles sont intercalées des roches volcaniques et volcanoclastiques (brèches et tufs) de composition rhyolitique ou dacitique, plus rarement andésitique. Dans ces conditions, l'épaisseur originelle de la formation ne peut être connue, d'autant que son contact inférieur avec le Complexe Acatlán n'affleure pas et que son contact supérieur avec la Formation Morelos est tectonique (Planche 5, coupe CC', hors texte).

Dans la longue bande d'affleurements située au sud-ouest de Chilpancingo entre Omiltemi et Coacoyulillo, la Formation Chapolapa repose en contact tectonique sur le Complexe Xolapa (Planche 3, hors texte). Aux environs du village d'Omiltemi, sa composition est similaire à celle décrite précédemment dans la vallée de la rivière Chapolapa. Vers le sud-est, cette composition fait place progressivement à des faciès nettement plus volcaniques et volcanoclastiques avec quelques interstratifications épicycliques comme on peut l'observer au village de Chautipan.

Partout où nous l'avons observée dépourvue d'altération de surface, la Formation Chapolapa est légèrement métamorphisée (présence de séricite). Elle est affectée par une déformation pénétrative localement intense et, dans ce cas, matérialisée par des cataclasites, mylonites et ultramylonites.

Pétrographie des roches volcaniques de la Formation Chapolapa

La description pétrographique détaillée des volcanites de la Formation Chapolapa est réalisée dans la seconde partie du mémoire qui concerne la pétro-géochimie de ces roches pour la recherche de leurs sources et la caractérisation du cadre géodynamique de leur genèse.

En s'y rapportant, on notera que les roches volcaniques de la Formation Chapolapa possèdent les caractéristiques de celle d'un arc volcanique engendré sur une marge continentale active.

3 / Cadre paléogéographique du Jurassique inférieur et moyen

Les unités sédimentaires qui viennent être décrites, mis à part le Groupe Tecocoyunca, ne sont pas bien datées.

Compte tenu des intercalations des volcanites avec les couches détritiques riches en quartz provenant de l'érosion du socle continental (conglomérats de type Cualac) que l'on observe près d'Olinalá et que l'on retrouve fréquemment dans la Formation Chapolapa, il est vraisemblable que l'ensemble des formations précédentes soient du Jurassique inférieur et moyen.

Dans ce cas, durant le Jurassique inférieur et moyen et sur la partie mixtèque du bloc continental d'Oaxaca, coexistaient :

- Sur la bordure méridionale de ce bloc, un arc volcanique – l'arc Chapolapa – caractérisé par des émissions de laves et de produits pyroclastiques acides (rhyolites, ignimbrites, dacites principalement) ;

- Sur le bloc, un bassin arrière - arc subsident, comblé par les dépôts terrigènes de la Formation Cualac et du Groupe Tecocoyunca, en provenance de l'érosion de l'arc Chapolapa actif, mais aussi du continent.

B. Crétacé inférieur

Lui correspondent, d'une part, des formations de plate-forme épicontinentale sur la partie mixtèque du bloc d'Oaxaca, d'autre part, les formations d'arc volcanique insulaire du « terrane » Guerrero.

1/ La série de plate-forme épicontinentale de la partie mixtèque du bloc d'Oaxaca

Autour d'Olinalá, comme aux environs de Chilpancingo (Planches 1, 2, 3 et 4, hors texte) partout la base du Crétacé inférieur surmonte en discordance angulaire, soit les formations du Jurassique moyen, soit celles du Paléozoïque sédimentaire, soit le socle Acatlán ; ceci comme conséquence de l'orogénèse névadienne qui s'est manifestée au Jurassique supérieur et de l'érosion qui l'a accompagnée et lui a succédé.

Deux formations appartenant à cette série, affleurent dans les secteurs de notre étude.

a. La Formation San Juan

Guzman (1976) qui l'a nommée, décrivait un ensemble de grès conglomératiques et de conglomérats qui affleurent aux environs des villages de San Juan de las Ollas et de Cicapa Gro. Cet auteur a attribué la formation, d'abord au Jurassique inférieur, puis au Jurassique supérieur – Crétacé inférieur.

On doit à Rangel (1977), la description formelle de la Formation San Juan constituée de grès, limonites et conglomérats à nombreux éléments de quartz, dans lesquels sont interstratifiés des niveaux de calcaires à fossiles du Barrèmo – Aptien. La localité type en est le ruisseau San Juan.

La formation est bien stratifiée. L'épaisseur de ses couches varie entre 70 cm et 1 m. Les niveaux conglomératiques sont constitués de clastes (où prédomine le quartz) mal classés et mal triés dont le diamètre ne dépasse généralement pas 5 cm, inclus dans une matrice argileuse. Ils alternent avec d'autres couches de grès fins riches en quartz, de marnes et d'argilites.

Le passage de la Formation San Juan à la Formation Morelos qui la surmonte est concordant et progressif.

Dans les secteurs que nous avons étudiés, on retrouve ces traits généraux.

Aux environs d'Olinalá, les formations du Jurassique moyen sont couvertes, en discordance angulaire, par la Formation San Juan bien stratifiée et dont l'épaisseur des couches varie de 70 cm à 1 m. Les niveaux conglomératiques sont constitués de clastes centimétriques (où prédomine le quartz) mal classés et mal triés, inclus dans une matrice argileuse. Ils alternent avec d'autres couches de grès fins (riches en quartz) de marnes et d'argilites. En cet endroit l'épaisseur de la Formation San Juan est d'à peu près 80 m

A l'Est de Quechultenango, en deux endroits, on observe, dans de bonnes conditions d'affleurement, la Formation San Juan et son contact de base :

- C'est d'abord le long de la route conduisant de Colotlipa à Juxtlahuaca (Planche 5, coupe EE', hors texte) où le premier niveau de grès repose sur les micaschistes du Complexe Acatlán en tronquant avec un angle de 80° les plans axiaux verticaux de ses plis décimétriques de crénulation. La Formation San Juan, ici peu épaisse (20 m), comprend de bas en haut, quelques mètres de grès à gros grains de quartz, puis des bancs métriques de conglomérats à ciment gréso-argileux et à éléments arrondis, centimétriques à décimétriques, de calcaires ; un de ceux-ci nous a montré des milioles. Au-dessus et en concordance, les dolomies appartiennent à la base de la Formation Morelos sus-jacente.

- C'est ensuite près de Jocutla, dans le lit du Rio Azul (Planche 5, coupe FF', hors texte) où les couches rouges de la Formation San Juan, inclinées à 30° vers l'amont du cours d'eau, reposent sur les couches du Groupe Tecocoyunca en recoupant ses plis métriques à décimétriques. L'épaisseur de la formation est ici de 400 m. Il s'agit de couches conglomératiques dans lesquelles on a trouvé, immédiatement au-dessus du contact de base, quelques éléments de roches volcaniques possédant les caractéristiques de celles de la Formation Las Lluvias.

b. La Formation Morelos

Historique des travaux sur la formation

Son nom a souvent changé. D'abord signalée comme Calcaire massif du Crétacé moyen (Guzman, 1950), elle fut ensuite nommée Formation Cipiapa (Erben, 1956) et Formation Teposcolula (Quezada-Muñeton 1970). On doit à Fries (1960) sa description formelle comme Formation Morelos qui désigne une puissante succession de calcaires fossilifères et de dolomies de l'Albien – Cénomaniens affleurant dans les états de Morelos, de Mexico et de Guerrero.

Relations avec les formations sous-jacentes

Près d'Olinalá, le caractère transgressif de la Formation Morelos est manifeste. Elle déborde le toit de la Formation San Juan sur laquelle elle repose en concordance, pour reposer directement et en discordance angulaire sur le Groupe Tecocoyunca, d'abord, sur la Formation Cualac, ensuite, sur le Complexe Acatlán, enfin (Planches 1 et 2, hors texte).

Une même disposition se retrouve au sud-est de Chilpancingo, aux environs de Quechultenango. Entre Colotlipa et Juxtlahuaca ou encore à Tolixtlahuaca, la Formation Morelos surmonte en concordance la Formation San Juan (Planche 5, coupes EE' et CC', hors texte).

Dans les parties situées au sud et au sud-ouest de Chilpancingo, la Formation Morelos surmonte directement la Formation Chapolapa. Quand il est possible d'observer le contact entre les deux formations (Planche 5, coupes BB' et CC', hors texte), chaque fois celui-ci se révèle tectonique (cf. infra). Il n'y a que près du col franchi par la piste joignant Amojileca à Omiltemi que le contact entre les métavolcanites à schistosité sub-verticale de la Formation Chapolapa et les couches de dolomies noires à lits de silex clairs, faiblement inclinés et dépourvus de déformation pénétrative, de la base de la Formation Morelos sus-jacente, est d'apparence stratigraphique, en discordance angulaire (Planche 5, coupe BB', hors texte).

Au nord de Chilpancingo, la base de la formation qui affleure à la faveur d'anticlinaux déversés vers l'est, n'affleure pas.

Relations avec les formations sus-jacentes

En limite ouest des secteurs étudiés (environs du village de Filo de los Caballos) la Formation Morelos est chevauchée par le « terrane » Guerrero. Ailleurs, elle est surmontée en concordance stratigraphique par la Formation Mexcala du Crétacé supérieur ou en discordance angulaire par les formations sédimentaires continentales ou volcaniques du Tertiaire (Planches 1, 2, 3 et 5, coupe AA', hors texte).

Caractères stratigraphiques

L'épaisseur de la formation est variable, passant de quelques centaines de mètres, au sud de Chilpancingo, à plus de 700 m, au nord.

Les faciès des calcaires varient du mudstone au wackstone ; les grainstones, avec quelques parties isolées de boundstone, sont abondants. Des dolomies sont intercalées dans les calcaires. La stratification est marquée par la prédominance des couches minces (10 à 60 cm) à la base, et des bancs massifs et épais de plusieurs mètres au sommet.

Les niveaux calcaires sont parfois riches en fossiles : Lamellibranches, Toucasia sp., Acteonella sp., Nerinea sp., Nummoloculina heimi, Quinqueloculina sp., Dicyclina schlumbergeri, Valvulina picardi, Pyrgo sp.. Ils permettent d'attribuer la Formation Morelos à l'Aptien – Albien – Cénomaniens (Lopez Ramos, 1979).

En plusieurs endroits, en dehors des deux secteurs cartographiés, la série carbonatée présente, dans sa partie inférieure, des niveaux d'évaporites, parfois épais, associés à des dolomies. Des gypses sont signalés à l'est du secteur d'Olinalá (Huamuxtitlan, Alpayeca), ainsi qu'au nord de celui de Chilpancingo.

Il est à noter que les caractéristiques stratigraphiques de la Formation Morelos sont fortement perturbées au sud de Chilpancingo, d'une part, par une forte bréchification tectonique, d'autre part, par une intense karstification.

2/ Les formations d'arc volcanique insulaire du « terrane » Guerrero

Des formations du « terrane » Guerrero affleurent en trois endroits dans le secteur étudié autour de Chilpancingo (Planche 3, hors texte) :

a. Dans l'angle nord-est du secteur, aux environs des villages de Verde Rico, Tlacotepec et Jextla (Planche 5, coupe AA', hors texte).

En cet endroit, la partie la plus basse de la série affleurante est constituée d'une alternance de laves en coulées massives ou en "pillow lavas" (certains des coussins, près de Verde Rico, ont des diamètres supérieurs à 2 m) et de couches de roches pyroclastiques ou épicyclastiques.

Les laves sont de compositions basaltique et andésitique. En lame mince, elles montrent une texture porphyrique à phénocristaux de plagioclase, clino-pyroxène et clino-amphibole, inclus dans une mésostase aphanitique.

Les roches pyroclastiques sont des brèches volcaniques et des tufs de lapilli.

Aux faciès épicyclastiques correspondent des couches de grauwackes.

Toutes ces roches ont été affectées par un métamorphisme de type océanique ou d'enfouissement, marqué par la présence de minéraux néoformés caractéristiques du faciès préhnite pumpelléite, voire de la base du faciès schiste vert.

Dans le haut de la série, des roches sédimentaires calcaires sont intercalées dans l'ensemble volcanique et volcano-sédimentaire. Il s'agit :

- soit de calcaires pélagiques fins (mudstones) noirs, en lits minces de 5 à 10 cm d'épaisseur, déposés dans les parties plus profondes de l'arc intra-océanique qui séparaient les appareils volcaniques ;

- soit de calcaires néritiques se présentant en gros bancs (jusqu'à 3 m d'épaisseur) ou en massifs récifaux établis sur d'anciens hauts-fonds ou en périphérie d'îles volcaniques. Ces faciès passent latéralement à des brèches calcaires de pente dans lesquelles on trouve souvent mêlés des clastes volcaniques. Les calcaires à

faciès néritiques et récifaux sont riches en fossiles (rudistes, nérinées, échinodermes, polypiers, ...) et en microfossiles (milioles, algues...) de l'Aptien.

b. Au pied ouest et sud-ouest du Cerro El Toro, près des localités de Tlahuizapa et de Soyatepec.

Le long de la piste qui relie les villages de La Esperanza et Soyatepec, et le long de celle qui relie les villages de Coacoyulillo et d'Ocotito, affleurent des métavolcanites très altérées en surface. Pour l'essentiel, il s'agit de roches pyroclastiques variées (brèches volcaniques, tufs, lapilli et cendres) dans lesquelles sont intercalées des coulées de laves et de rares passées détritiques sédimentaires. Elles sont surmontées par les calcaires du Crétacé inférieur conservés en synclinaux perchés.

Un échantillon de roche volcanique, prélevé dans le lit du Rio Cochoapa, sous le pont de la piste reliant El Ocotito à Tlahuizapa, a été daté par la méthode U-Pb sur zircon, SHRIMP, à $129,7 \pm 0,8$ Ma (M.F. Campa, 2004, communication personnelle).

c. Près du barrage de La Venta (Planche 5, coupes CC' et DD', hors texte)

5 Km au sud de Tierra Colorada, aux environs du barrage de La Venta, les gorges creusées par les rivières Omitlan et Papagayo offrent d'autres beaux affleurements de l'ensemble volcanique et sédimentaire du Crétacé inférieur, ici conservé au cœur du Complexe Xolapa à la faveur d'un fossé d'effondrement.

Dans le lit des rivières, l'absence d'altération facilite l'observation des coulées de laves et des niveaux de roches pyroclastiques dont certains présentent les textures typiques des ignimbrites. Les roches sont, là encore, rhyolitiques et dacitiques, rarement andésitiques. Sont intercalées dedans (?) et les surmontent, des calcaires dont les niveaux les plus élevés dessinent un synclinal perché déversé vers le nord – nord-est en rive droite de la retenue du barrage. L'épaisseur des couches de calcaires est variable, décimétrique à plurimétrique. Les parties constituées de calcaires fins et noirs en lits décimétriques, renferment des lits de silex également noirs.

Un échantillon de roche volcanique, prélevé dans le lit du Rio Papagayo, à l'aval du barrage de La Venta, a été daté par la méthode U-Pb sur zircon, SHRIMP, à $133,2 \pm 0,7$ Ma (M.F. Campa, 2004, communication personnelle).

3 / Cadre paléogéographique du Crétacé inférieur

Au Crétacé inférieur l'opposition est particulièrement claire entre :

- Le bloc d'Oaxaca, partie du continent nord américain, qui, après être resté émergé pendant le Jurassique supérieur et la base du Crétacé inférieur, est transgressé au Barrême – aptien. Dans la partie mixtèque du bloc, l'épisode transgressif est enregistré par les faciès détritiques de la Formation San Juan, avant que ne s'installe, de l'Aptien au Cénomanién, la plate-forme carbonatée de Guerrero – Morelos avec ses évaporites et ses carbonates (Formation Morelos).

- Et l'arc volcanique du « terrane » Guerrero, dont l'évolution a débuté au Jurassique supérieur et qui est marquée, dès le Néocomien par l'interstratification de calcaires pélagiques à silex, puis à partir de l'Aptien, par l'installation de carbonates néritiques et récifaux sur et autour des appareils volcaniques.

C. Crétacé supérieur

Sur l'ensemble des deux secteurs de notre étude, le Crétacé supérieur n'affleure qu'au nord et à l'est de Chilpancingo, au cœur de synclinaux dans lesquels il est toujours concordant sur les calcaires de la Formation Morelos (Planche 3, hors texte). Lui correspond la Formation Mexcala.

Historique des travaux sur la formation

L'étude du Crétacé supérieur remonte au début des années 1900. C'est d'abord Burckhardt (1919) qui en étudie le contenu fossilifère. Puis, c'est Bohnenberger (1955) qui désigne, de façon non formelle, l'ensemble sédimentaire terrigène correspondant qui affleure dans le Canon du Zopilote, sous le nom de Formation Mexcala. Finalement, c'est Fries (1960) qui en établit la définition formelle (il maintient le nom de la formation) en décrivant l'alternance de grès et de marnes, dans laquelle sont intercalés quelques niveaux lenticulaires de calcaires. La localité type en est le village de Mexcala.

La formation est pauvre en fossiles. A la base, les microfossiles (*Calcisphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera conoïdea*, *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Glogigerinelloïdes* sp.) indiquent le Turonien. Au-dessus, à partir de macro-fossiles (*Barroisiceras* sp., *Peoniceras* sp., *Ortoscaphtes* sp., *Didymotis* sp.) le Coniacien inférieur a été reconnu. Torres (1983) et Maldonado (1984) ont, pour leur part, caractérisé le Paléocène au sommet de la formation, près du village de Tixtla ; cet âge, obtenu à partir de micro-fossiles, est cependant discuté.

Caractères stratigraphiques et paléogéographiques

L'épaisseur de la Formation Mexcala atteint 1200 m dans sa localité type. Cette épaisseur diminue progressivement d'ouest en est, le maximum se situant au pied du front chevauchant du « terrane » Guerrero, et du nord vers le sud, en fonction du relèvement axial dans cette même direction des synclinaux dont les cœurs sont de plus en plus érodés.

Dans le secteur de Chilpancingo (Planche 3, hors texte) d'excellents affleurements de la Formation Mexcala sont directement accessibles le long de la route qui conduit du Canon del Zopilote à Filo de los Caballos en passant par Xochipala, La Laguna et El Mirabal, ainsi que le long de la piste qui relie Chichihualco à Carrizal de Bravo (Planche 5, coupe AA', hors texte).

Entre le premier niveau terrigène de la Formation Mexcala et le dernier banc massif de calcaire néritique caractéristique de la Formation Morelos, des calcaires noirs, fins en couches décimétriques et qui renferment des nodules ou des lits de silex sont toujours présents en concordance, avec une épaisseur variable de quelques dizaines de mètres. Ils rappellent par leur faciès la Formation Cuautla (Fries, 1960) du Turonien qui affleure dans l'état de Morelos. Leur présence traduit certainement la forte et rapide subsidence enregistrée, dès la base du Crétacé supérieur, par la plate-forme de Guerrero – Morelos à l'avant (est – nord-est) du

chevauchement du « terrane » Guerrero. De telle manière que la Formation Mexcala apparaît comme le remplissage terrigène d'un bassin flexural.

La Formation Mexcala est constituée par une alternance rythmée, de grès en couches pluridécimétriques à plurimétriques (souvent granoclassées et avec figures de bases de bancs) de silts et de marnes. On y retrouve les caractéristiques des dépôts terrigènes turbiditiques de type flysch. Les grès sont généralement des grauwackes dont le matériel terrigène volcanique provient de la destruction des volcanites du « terrane » Guerrero.

D. Tertiaire

Dans les deux secteurs cartographiés, toutes les unités lithologiques précédemment décrites, hormis le Complexe Xolapa, sont surmontées en discordance angulaire par les molasses continentales de la Formation Balsas de l'Eocène – Oligocène inférieur et/ou par les volcanites des formations Agua del Obispo de l'Oligocène et Alquitrán du Miocène. Ces formations ont enregistré l'évolution en milieu continental de la Sierra Madre del Sur durant le Tertiaire, évolution qui s'est d'ailleurs poursuivie durant le Quaternaire.

1/ La Formation Balsas

Fries (1960) appela d'abord Groupe Balsas la séquence de roches clastiques qui repose en discordance angulaire sur les roches sédimentaires ou métamorphiques plus anciennes, aux environs du Rio Balsas. En 1965, De Cserna la nomma formellement Formation Balsas.

La formation est largement présente dans le bassin versant des rivières Mezcala et Balsas. D'origine continentale, elle est faite d'une alternance de conglomérats à éléments calcaires ou volcaniques, de grès, et d'argilites, souvent de couleur dominante rouge, dans laquelle sont interstratifiés des calcaires lacustres ainsi que des tufs et des laves volcaniques. Son épaisseur qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres (500 m dans sa localité type), est variable.

Datée de façon peu précise du fait de la rareté des fossiles, la Formation Balsas est généralement attribuée à l'Eocène supérieur – Oligocène inférieur.

Dans le secteur d'Olinalá, les couches rouges conglomératiques de la Formation Balsas, demeurées subhorizontales, sont discordantes sur toutes les formations antérieures (du Paléozoïque inférieur au Crétacé inférieur) plus ou moins plissées (Planches 1 et 2, hors texte). La discordance angulaire entre les couches de la formation permienne Olinalá participant au synclinal dit d'Olinalá et la base de la Formation Balsas est observable près de la piste qui relie Olinalá au hameau de Xochimilco, dans le lit de la rivière, à l'entrée des gorges de Las Lluvias.

Dans le secteur de Chilpancingo, la Formation Balsas offre à l'observation de nombreux affleurements.

Le long de la route nationale 93, entre Chilpancingo et Tixtla de Guerrero et aux environs de Chilapa de Alvarez, la Formation Balsas (épaisse de plusieurs centaines de mètres et affectée par des plis très amples) est discordante sur les formations sédimentaires du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur (Planche 5, coupe BB', hors texte).

D'autres affleurements sont présents autour de Quechultenango.

Dans la vallée du Rio Azul, la base de la Formation Balsas, en scellant plusieurs failles inverses et plis, repose en discordance sur le Complexe Acatlán, ou sur la Formation Tecocoyunca (au nord de Tlanicuilulco) ou encore sur la Formation Morelos (Planche 5, coupes EE' et FF', hors texte).

A l'est du village de Colotlipa, les couches rouges de la Formation Balsas reposent sur le Complexe Acatlán et les formations Cualac et Tecocoyunca. L'affleurement qui débute près du village de Tepoxtlahuaca, se poursuit en direction du nord-est, sur près de 100 km, jusqu'aux environs d'Olinalá. Son épaisseur maximale est de 600 m. Dans les niveaux conglomératiques, les clastes, issus principalement de roches volcaniques (de composition andésitique) et de roches métamorphiques, sont inclus dans une matrice silteuse.

Des affleurements sont enfin présents dans la vallée de Quechultenango. L'épaisseur de la Formation Balsas n'y dépasse pas 100 m. Les galets des conglomérats, dont certains bancs atteignent 2 m d'épaisseur, proviennent ici essentiellement des calcaires (Formation Morelos) du substratum local. Près de Mochitlán, dans la base de la formation à dominante silto-gréseuse et sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, sont intercalés des couches de gypse.

2/ La Formation Agua del Obispo

De Cserna (1965) a ainsi nommé les 800 à 1200 m de volcanites parmi lesquelles on reconnaît des laves, des tufs et autres dépôts pyroclastiques, de composition latitique et andésitique. Ces niveaux volcaniques sont intercalés dans, ou passent latéralement aux grès et conglomérats de la Formation Balsas dont ils sont, au moins partiellement, contemporains.

De Cserna (1965) attribuait la formation à l'Oligocène supérieur – Miocène inférieur d'après sa position stratigraphique entre la Formation Balsas et la Formation Alquitrán.

Compte tenu de ses relations avec la Formation Balsas et des datations radiochronologiques obtenues sur la Formation Alquitrán (cf. infra) la Formation Agua del Obispo est, très vraisemblablement, d'âge oligocène.

On peut rapprocher des volcanites de la Formations Agua del Obispo, les roches intrusives contemporaines : diorites, monzonite quartzique, granodiorite et granite. En carte (Planche 3, hors texte) elles se présentent sous deux aspects :

- corps intrusifs de tailles réduites et filons dans les formations du Mésozoïque et du Tertiaire qu'elles métamorphisent et minéralisent à leur contact, comme c'est le cas dans la Sierra de Mexcaltepec, au sud de Quechultenango ;
- et grands stocks intrusifs au niveau de parties plus profondes de la croûte continentale. Les batholites de Tierra Colorada et de Xaltianguis qui percent le Complexe Xolapa en sont les plus beaux exemples. De composition générale calco-alcaline, ils ont été mis en place à des profondeurs comprises entre 13 et 20 km (Morán-Zenteno et al., 1996)

Ces intrusions ont été datées à : $28 \pm 1,5$ Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale pour les diorite et granodiorite du pluton de Xaltianguis et 38 ± 2 Ma par la méthode Rb-Sr sur biotite-roche totale pour une monzo-diorite quartzique prélevée à El Ocotito (in Morán-Zenteno et al., 1999)

3/ La Formation Alquitrán

Décrite formellement par De Cserna (1965) qui la considérait d'âge miocène supérieur d'après sa position stratigraphique, elle comprend 800 m de laves en coulées et de niveaux pyroclastiques rhyo-dacitiques, généralement peu inclinés. Les ignimbrites y sont très communes (Fig. I-13).

Elle couvre en discordance les formations Agua del Obispo, Balsas et Morelos et forme les sommets du secteur dont le plus haut atteint 2650 m dans la Sierra d'Alquitrán (Planche 3, hors texte).

Deux échantillons des ignimbrites de la Sierra de Alquitrán ont été datés par la méthode K-Ar sur verre volcanique. Les âges obtenus de $24,0 \pm 0,8$ et de $22,5 \pm 0,6$ Ma (in Morán-Zenteno et al., 1999) indiquent que la mise en place de la formation est intervenue plus précocement, dès le Miocène inférieur.

4/ Cadre paléogéographique à l'Oligocène et au Miocène

Les formations magmatiques précédentes sont les témoins d'arcs volcaniques tertiaires liés aux paléo-subductions océaniques sous la marge ouest et sud du Mexique.

En suivant J.-C. Carfantan (1983) :

- Les volcanites de la Formation Agua del Obispo et les intrusions dioritiques et granodioritiques qui percent principalement le Complexe Xolapa seraient les témoins de l'énorme arc volcanique andésitique, rhyolitique et ignimbrite édifié principalement durant l'Oligocène (Mc Dowell et Clabaugh, 1979) : la Sierra Madre Occidentale et son prolongement en Amérique Centrale. On relie la genèse de cet arc à la subduction de la plaque Farallon.

- Par différence, la Formation Alquitrán serait le témoin d'un nouvel arc volcanique (il couvre, au Miocène, la Sierra Madre del Sur et l'Amérique Centrale) lié à la dérive du Bloc Chortis (partie de la plaque Caraïbe) vers l'est par rapport au Mexique et à l'installation d'une nouvelle zone de subduction sur la zone de rupture lithosphérique. Les études réalisées en vue et lors du leg 66 du Deep Sea Drilling Project ont montré que la fosse d'Acapulco n'existe que depuis le Miocène (Moore et al., 1979).

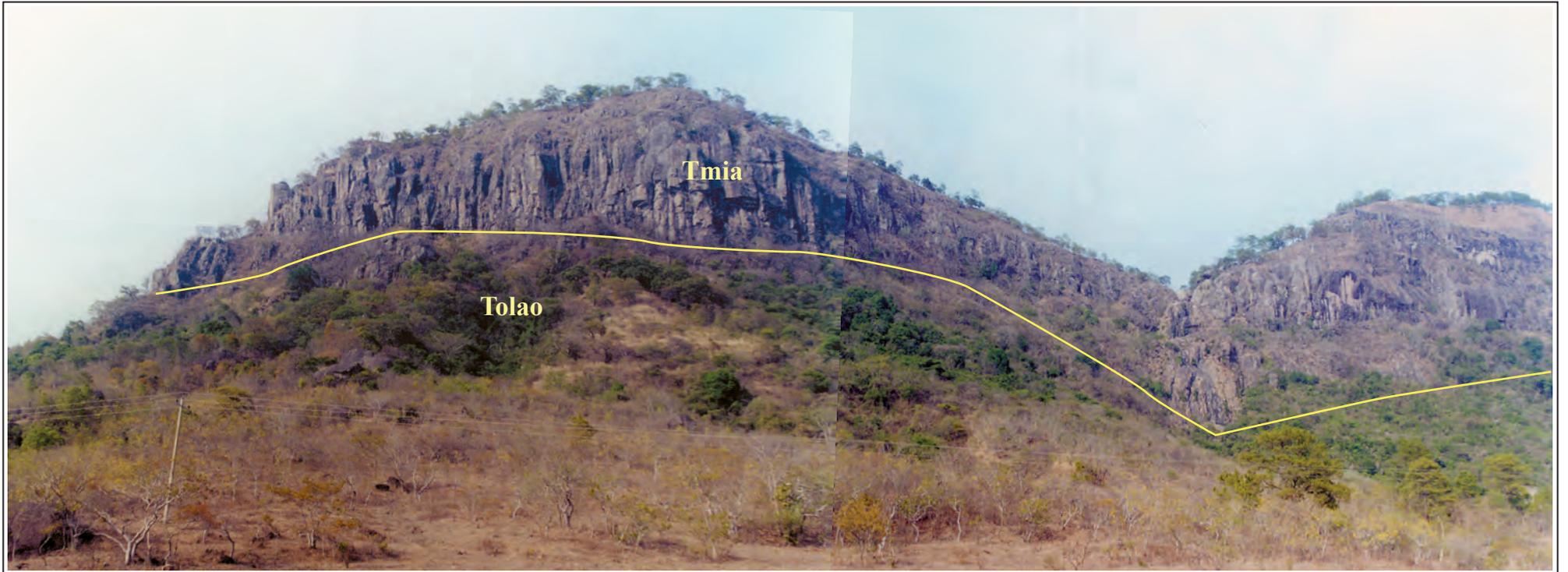


Figure I-13. Forme typique en falaise des ignimbrites de la Formation Alquitrán (Tmia) au toit des tufs moins résistants de la Formation Agua del Obispo (Tolao). Photographie prise depuis le chemin qui relie les villages d' El Ocotito et de Soyatepec.

E. Plio – quaternaire

Les formations sédimentaires continentales les plus récentes sont des remplissages alluviaux et/ou lacustres de dépressions d'origine tectonique, karstique (poljé) ou d'érosion fluviale.

La Formation Chilpancingo est la plus caractéristique d'entre elles et probablement la plus ancienne.

Décrite et nommée par De Cserna (1965), elle est constituée par des conglomérats, grès, limonites et argilites, structurés en deltas alluviaux coalescents et des niveaux calcaires stratifiés de façon uniforme, témoins d'environnements lacustres temporaires. Son épaisseur est variable ; elle passe de quelques dizaines de mètres sur le flanc est – nord-est de la vallée de Chilpancingo, à plusieurs centaines de mètres visibles au pied du flanc occidental (Planche 5, coupe BB', hors texte). Il s'agit là du remplissage alluvial d'un demi graben dont la subsidence rapide était liée au jeu d'une faille normale courant au pied du versant ouest de la vallée.

Le contenu fossilifère actuellement connu permet seulement de dater la formation du Mio – Pliocène. Prenant en compte le contexte géologique régional, De Cserna (1965) attribue la Formation Chilpancingo au seul Pliocène.

Chapitre III – ANALYSE STRUCTURALE

A travers l'aperçu stratigraphique précédent sur les deux secteurs étudiés, il ressort que l'évolution géodynamique de la Sierra Madre del Sur, au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, est marquée par la superposition, dans le temps et dans l'espace, de plusieurs phases de déformation, chacune d'entre elles, étant signée par une discordance angulaire majeure.

Afin de caractériser les structures engendrées lors de chacune des phases tectoniques, nous allons suivre la démarche de l'analyse rétro-tectonique, en partant de la caractérisation des structures les plus récentes rencontrées.

A. La néotectonique plio – quaternaire

La déformation actuelle et récente des deux secteurs étudiés dans la Sierra Madre del Sur, s'inscrit dans le cadre géodynamique régional caractérisé principalement par :

- La subduction de la partie jeune de la plaque océanique Cocos (située au nord-ouest de la ride de Tehuantepec) sous la marge continentale sud mexicaine de la plaque Amérique du Nord. En cet endroit, le déplacement de la plaque Cocos se produit en direction du nord – nord-est, sub-perpendiculairement à la trace de la fosse d'Acapulco, à la vitesse absolue de 4 cm/an (DeMets et Stein, 1990) la vitesse de convergence relative entre les deux plaques étant de 6 cm/an, Nuvel 1. L'angle du plan de Benioff de la plaque plongeante à partir de la fosse (-5450 m au large d'Acapulco) est globalement de 20°.

- L'édification au nord de la Sierra Madre del Sur, de l'Axe néovolcanique transmexicain, en liaison avec cette subduction, oblique par rapport à la fosse d'Acapulco.

Cette zone de subduction, en fonction du régime tectonique de la plaque supérieure, appartient à la catégorie « modérément compressive » avec absence d'un décrochement majeur (Jarrard, 1986).

Ce contexte géodynamique s'est progressivement mis en place depuis le Miocène moyen (Moore et al, 1979), après la rupture de la bordure continentale (le long du mur interne de la fosse d'Acapulco) et le déplacement du bloc Chortis sur plus de 1000 km, vers l'est et à la vitesse moyenne de 4 à 4,5 cm/an, le long du système transformant sénestre des failles Polochic – Motagua (Azéma et al., 1985 ; Meschede et Frisch, 1998). La subduction de la partie nord-est de la plaque Cocos s'est installée le long de la cassure lithosphérique après le départ du bloc Chortis en générant le magmatisme de l'Axe néovolcanique transmexicain depuis 16 Ma (Ferrari et al., 1994).

La tectonique récente à actuelle de la Sierra Madre del Sur s'inscrit ainsi dans la déformation de la bordure continentale mexicaine située en position avant – arc.

1/ Approche morpho-tectonique

L'étude morphologique d'ensemble de la Sierra Madre del Sur dans l'état de Guerrero et de son réseau hydrographique (Fig. I-14) laisse apparaître deux faits essentiels :

- L'enveloppe morphologique générale est contrôlée par une grande antiforme (600 km de long, 200 km de large) culminant à 3550 m d'altitude et allongée parallèlement à la côte (et à la fosse d'Acapulco) selon la direction ouest – nord-ouest – est – sud-est. Tout au long de sa retombée nord, elle est suivie par le cours du Rio Balsas, longuement parallèle à la sierra jusqu'aux confins des états de Guerrero et de Michoacan ; là, le fleuve contourne la terminaison périclinale de ce vaste pli de fond pour finalement se diriger vers le sud et déboucher dans le Pacifique à Lazaro Cardenas. Sur son flanc sud, le réseau hydrographique est très différent, caractérisé par des cours d'eau plus courts, parallèles entre eux et orientés nord – nord-est – sud – sud-ouest selon les lignes de plus grandes pentes, et débouchant directement dans le Pacifique.

Le cœur de l'antiforme est une dépression morphologique où affleure le Complexe Xolapa dont les roches métamorphisées et les granodiorites tertiaires qui les recoupe, sont profondément altérées et érodées. Cette dépression est bien marquée à l'est – sud-est de la route Chilpancingo – Acapulco où elle rejoint la côte ; lui correspond alors la Costa Chica. Elle est dominée, au nord et à son extrémité ouest, par une ligne de crêtes escarpées dont les falaises (aux regards tournés vers la dépression axiale) sont constituées par les calcaires de la Formation Morelos ou les empilements volcaniques tertiaires, plus résistants à l'érosion.

- Le flanc nord de cette vaste antiforme (notamment la bande culminante de celui-ci) est marqué par des vallées de rivières du réseau secondaire ou par des demi grabens à remplissage plio-quadernaire dont les emplacements sont adaptés à un réseau de failles. Le secteur cartographié autour de Chilpancingo (Planche 3, hors texte) est particulièrement représentatif de ce réseau qui, en recoupant et/ou contrôlant les dépôts des formations les plus récentes, apparaît récent, voire actuel.

Dans ce réseau de failles, les cassures orientées nord-ouest – sud-est (donc sub-parallèles à la limite locale entre le Complexe Xolapa et les formations qui le surmontent) sont clairement majoritaires. Elles ont toutes en commun de présenter dans leurs rejets de fortes composantes normales.

Deux exemples permettent de préciser quelques unes de leurs caractéristiques.

Ligne (brisée!) de failles Iyotla – Chilpancingo – Petaquillas – Mochitlan – Quechultenango. Elle est constituée par une succession de failles orientées est-ouest ou nord-ouest – sud-est. Toutes ont des rejets normaux de plusieurs centaines de mètres avec compartiments nord ou est – nord-est effondrés (Planche 5, coupes BB' et CC', hors texte). La présence des demi grabens au pied des failles nord-ouest – sud-est que sont les vallées de Chilpancingo et de Quechultenango, indique que ces accidents ont essentiellement un jeu normal (le remplissage plio-quadernaire dissymétrique de la vallée de Chilpancingo ou les morphostructures en « rollover » des flancs nord-est des vallées marquent certainement la nature listrique de ces failles) tandis que les failles est-ouest, situées en relais entre ces dernières devraient présenter des composantes décrochantes dextres (failles en transtension). Nous n'avons pas accédé à des sites permettant de faire les observations et mesures microtectoniques correspondantes. Cette ligne de failles, initiée au Pliocène, est probablement encore active. En témoigne, par exemple, le fait que la faille limitant la vallée de

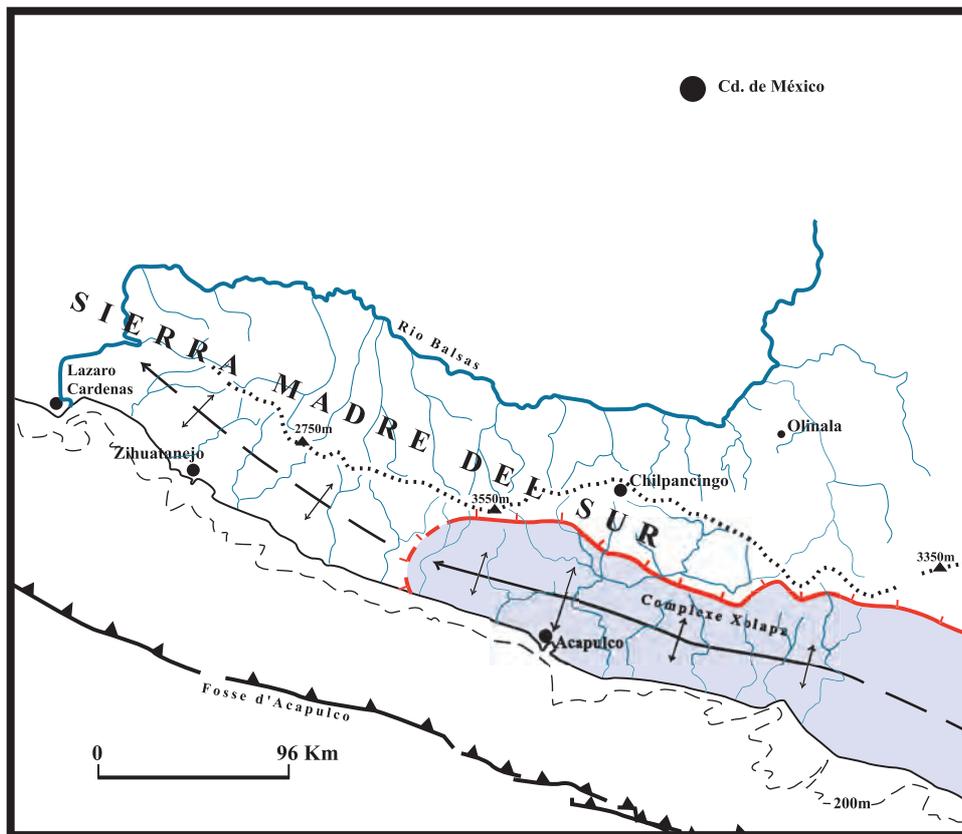
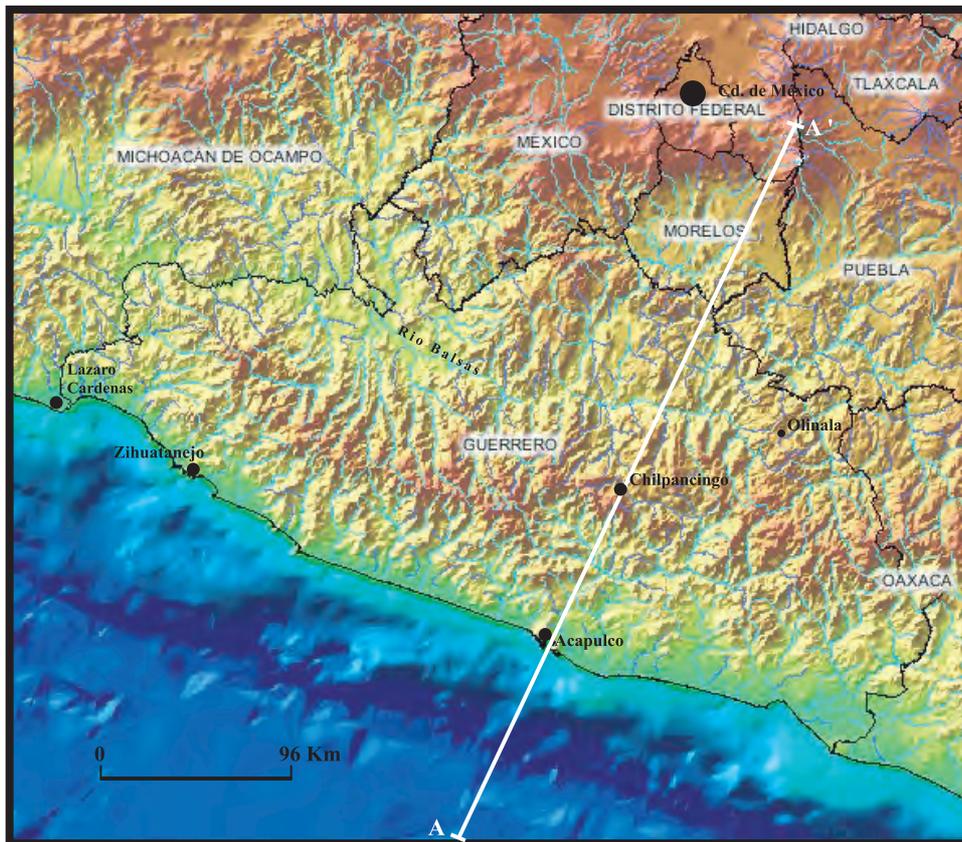


Figure I-14. MNT représentant la morphologie de la Sierra Madre del Sur dans l'Etat de Guerrero, et interprétation morphostructurale des parties comprises entre le Rio Balsas et la fosse d'Acapulco. Explications dans le texte. A-A', situation de la coupe de la figure I-18.

Quechultenango au pied de la Sierra de Mexcaltepec, recoupe le cône de déjection au débouché de la barranca Tlapacholapa (Planche 3, hors texte).

Les failles listriques de la vallée de Chapolapa. Au sud-est de la localité d'Acahuizotla, la vallée de Chapolapa est adaptée à une famille de failles parallèles et serrées, orientées nord-ouest – sud-est. Leur jeu extensif se lit directement au nord-est de la rivière Chapolapa (notamment le long de la piste reliant les localités de Chapolapa et de Cuajilotla ; Fig. I-15) : d'une part, dans la succession de bandes calcaires de Formation Morelos progressivement effondrées vers le sud-ouest, en marches d'escalier séparées par les accidents cassants et de plus en plus basculées en direction du nord-ouest, depuis la crête de la Sierra La Vieja jusqu'à la rivière (Planche 5, coupe CC', hors texte) ; d'autre part, dans la présence de spectaculaires facettes triangulaires inclinées vers le sud-ouest, en rive gauche de la vallée. Ce jeu est également perceptible au sud-est de la rivière Chapolapa où la même dalle calcaire de Formation Morelos dessine un « rollover » conforme au jeu normal listrique des failles précédentes (avec effondrement cumulé de plusieurs centaines de mètres du compartiment sud-ouest), ce pli d'adaptation étant lui même affecté par une faille normale à faible rejet (quelques dizaines de mètres) inclinée vers le nord-est et donc antitétive des failles listriques précédentes. Là encore, la fraîcheur des marqueurs morphologiques du jeu en extension nord-est – sud-ouest de cette famille de failles, plaide en faveur de leur jeu très récent, voire actuel.

Bien qu'étant situées plus au sud et donc dans la partie axiale érodée où affleure généralement le Complexe Xolapa, on rapprochera de la famille précédente, les deux failles qui limitent le graben du barrage de La Venta allongé généralement nord-ouest – sud-est. Les rejets verticaux de ces deux accidents font que des formations volcaniques et sédimentaires d'âge crétacé inférieur du « terrane » Guerrero se retrouvent encastrées en cet endroit dans le Complexe Xolapa. L'examen de la faille bordière sud du graben, en rive gauche du Rio Papagayo, quelques centaines de mètres à l'aval du village de La Venta, révèle que celle-ci a joué également en décrochement. En cet endroit précis, la faille (surface orientée N 90° avec un pendage 80° S) met en contact les roches métavolcaniques du Crétacé inférieur, au nord, avec les gneiss du Complexe Xolapa, au sud (Fig. I-16 a). Transversalement à l'accident et en partant de la bordure du Complexe Xolapa, on relève la présence, d'abord sur 1,5 m, d'une brèche mylonitique composée d'éléments broyés provenant des deux formations en contact, puis, sur 2 m et affectant la foliation des métavolcanites, de plis d'entraînement décimétriques, à axes verticaux et déversés en direction de l'est (Fig. I-16 b). De tels marqueurs microtectoniques sont ceux d'un décrochement dextre, par ailleurs conforme avec le jeu extensif de la faille nord-est – sud-ouest qui limite le graben du barrage de la Venta à son extrémité occidentale (Planche 3 et Planche 5, coupes CC' et DD', hors texte).

Outre les failles majoritairement orientées nord-ouest – sud-est que nous venons de décrire, deux autres familles de failles apparaissent sur la carte structurale (Planche 3, hors texte). A la première appartiennent des failles orientées N 30° à N 45° comme, par exemple, la faille qui limite à l'est – sud-est le poljé Llano (Planche 5, coupe EE', hors texte). A la seconde sont rattachées les failles de direction N 170° à N 180° comme, par exemple, la faille de Pinalopa. Quelle que soit la famille, ces failles normales, à rejet vertical marqué, traduisent également une extension généralisée sur la retombée nord de l'antiforme (Planche 5, coupe DD', hors texte).

Dans ce contexte de tectonique cassante, les carbonates de plate-forme récifale de la Formation Morelos (qui renferment des niveaux de brèches syn-sédimentaires) se présentent généralement en méga brèches (aux blocs métriques et décamétriques fréquents). L'origine de la bréchification est tectonique (Mills, 1998) même si une forte karstification est superposée.

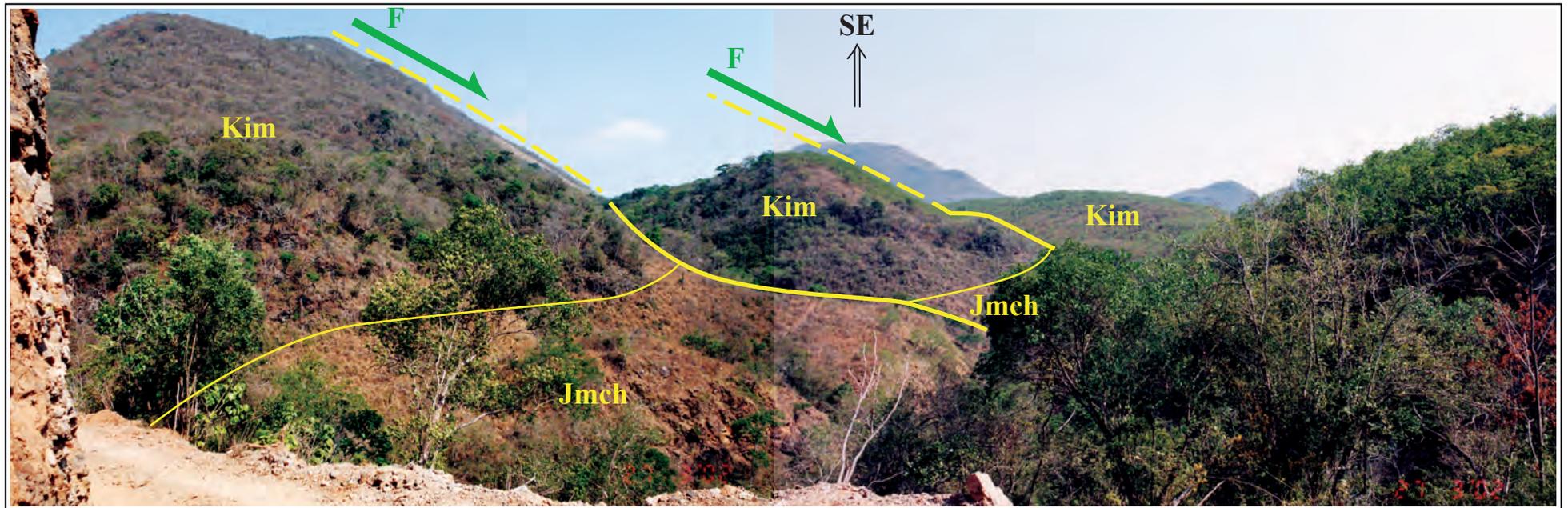
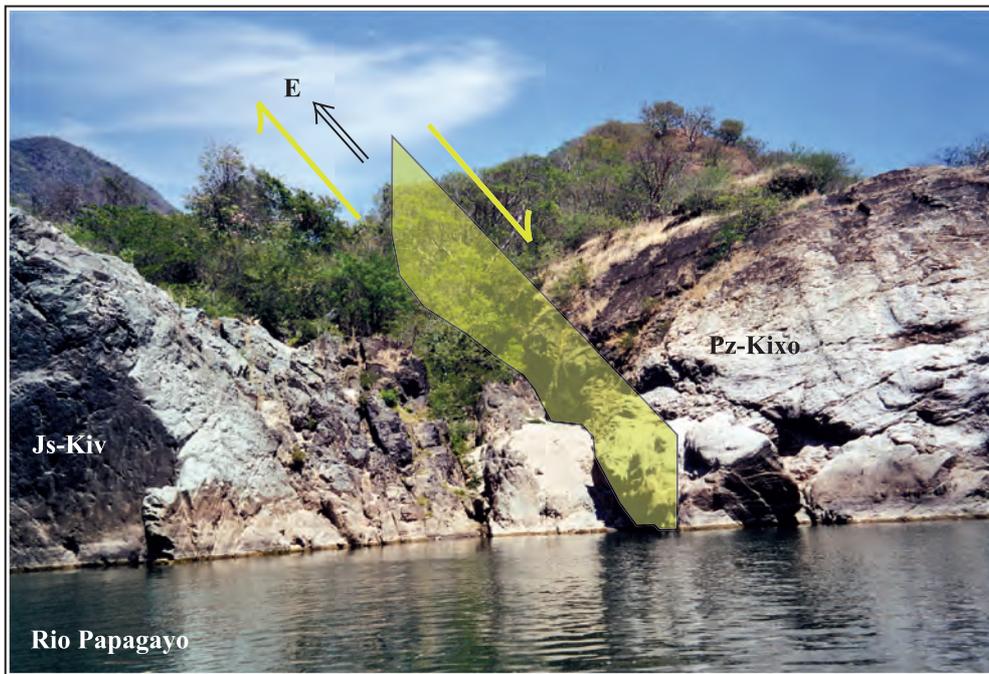


Figure I-15. Failles listriques (F) de la vallée de Chapolapa. Photographie vers le sud-est, prise depuis la piste reliant Chapolapa à Cuajilotla. Jmch: Formation Chapolapa; Kim: Formation Morelos.

a)



b)

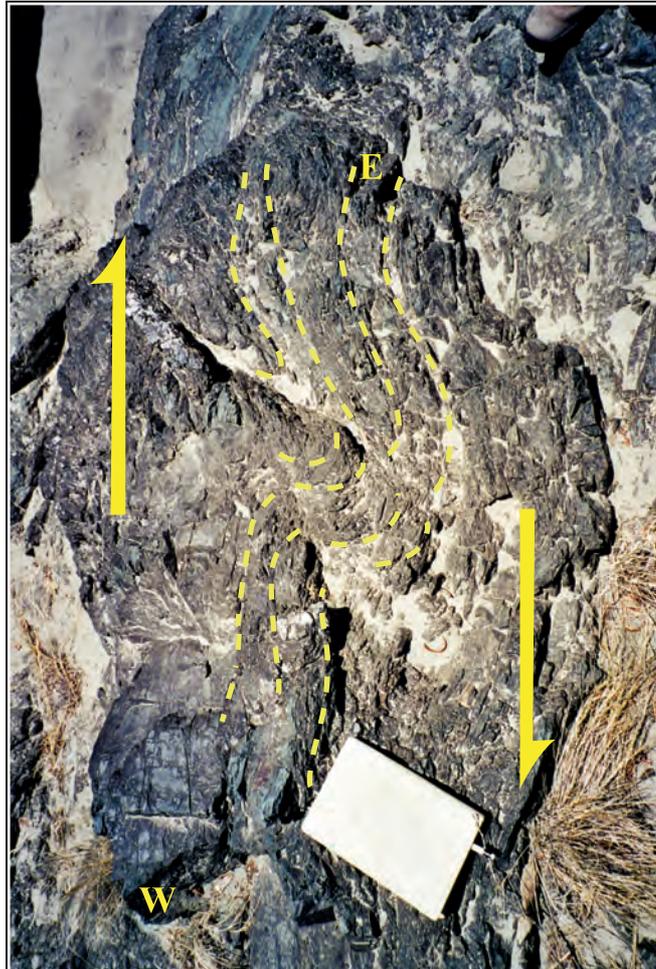


Figure I-16. Contact par faille entre le Complexe Xolapa et les métavolcanites du Crétacé inférieur en rive gauche du Rio Papagayo, en aval du barrage de la Venta. a): Vue d'ensemble; b): Photographie prise à la verticale d'un pli d'entraînement pluridécimétrique affectant la foliation des métavolcanites et lié à la composante dextre du jeu de l'accident.

2/ Relation structurale entre le Complexe Xolapa et les ensembles géologiques qui le surmontent.

La carte structurale du secteur de Chilpancingo (Planche 3, hors texte) indique clairement que le Complexe Xolapa est limité à son toit par un contact qui recoupe les ensembles géologiques qui le surmontent, indifféremment de leurs âges ou de leurs structures.

C'est ainsi que, du sud-est vers le nord-ouest, reposent successivement sur le Complexe Xolapa : le socle Acatlán, les carbonates de plate-forme de la Formation Morelos, les formations du « terrane » Guerrero, la Formation Chapolapa et, de nouveau, les formations du « terrane » Guerrero.

Ce contact a été étudié par Ratschbacher et al. (1991) et par Meschede et Frisch (1998). Ils montrent que, sur toute sa limite nord, le Complexe Xolapa est marqué par une ceinture de roches mylonitisées et cataclasées. L'étude microtectonique des mylonites (et en particulier de la géométrie de la foliation mylonitique) réalisée sur plusieurs sites le long de cette véritable « shear zone », révèle un jeu principalement en extension nord-sud combiné à un décrochement sénestre.

La relation de ce contact tectonique avec le pluton granodioritique de Tierra Colorada n'est pas clairement établie. La couverture végétale et surtout la puissante arénisation de l'intrusif ne permettent pas de réaliser toutes les observations nécessaires aux environs de El Ocotito. Cependant, le fait qu'à l'est – sud-est de El Ocotito, le long de la Barranca Citlalapa, le contact entre les granodiorites sur le flanc nord et le Complexe Xolapa sur le flanc sud de cette barranca soit par faille dans le prolongement de l'accident qui sépare plus à l'est – sud-est le Complexe Acatlán du Complexe Xolapa, nous conduit à accepter que le contact tectonique est postérieur au pluton de Tierra Colorada qui, de ce fait, est également cisailé comme porté sur la coupe CC' (Planche 5, hors texte).

Une de nos observations conforte cette interprétation. Près du contact avec le Complexe Xolapa et au sud du Cerro El Toro, le long de la piste conduisant de El Ocotito à Soyatepec, une carrière est ouverte dans des ignimbrites et tufs ignimbritiques du Tertiaire (il s'agit probablement de la Formation Agua del Obispo de l'Oligocène). Les roches sont affectées de bandes de cisaillement plongeant à 45° vers le nord auxquelles sont liés des plis métriques d'entraînement. Le mouvement du cisaillement a pu être analysé grâce à la présence de sphérolites millimétriques à centimétriques dans les tufs. Autour de certaines d'entre elles se sont développées, sur 10 cm d'épaisseur, des ombres de pression devenues sigmoïdes par rotation, dans le sens horaire, créée par le cisaillement dextre en faille normale.

Partant de ce résultat essentiel, et prenant en compte que le Complexe Xolapa est, avec ses roches métamorphiques HT/BP, une racine continentale de deux anciens arcs magmatiques (jurassique moyen pour l'un, paléogène pour l'autre) qui ont évolués sur la même bordure continentale (cf. supra, Chapitre 1), on peut logiquement proposer que ce Complexe Xolapa est une unité de croûte continentale exhumée tectoniquement, sa remontée s'étant faite (se faisant !) à la faveur de la « shear zone » présente à son sommet et qui a valeur de détachement majeur, avec glissement relatif vers le nord des ensembles supérieurs au complexe.

3/ Les données de la géophysique

L'étude de la sismicité de la marge active du sud du Mexique liée à la subduction de la plaque Cocos fournit deux enseignements importants :

a. Sur la constitution de la croûte continentale mexicaine entre la fosse d'Acapulco et l'Axe volcanique transmexicain.

Shapiro (1996) en se basant sur l'étude de la propagation de l'onde de Rayleigh a modélisé la constitution de la croûte continentale entre la côte et la ville de Mexico.

Au nord de Tierra Colorada, la croûte, épaisse de 45 km, est constituée d'une couche superficielle (5 km) correspondant aux formations sédimentaires et volcaniques de couverture essentiellement d'âge mésozoïque et cénozoïque, de 13 km de croûte continentale supérieure ($v_S = 3,3$ km/s) et de 27 km de croûte continentale inférieure ($v_S = 3,75$ km/s).

L'auteur ne trouve pas de couche superficielle au sud de Tierra Colorada, justement à l'endroit où affleure le Complexe Xolapa.

b. Sur les mécanismes aux foyers des séismes situés dans la croûte continentale.

L'information est tirée des données mises à disposition sur le site internet « Harvard Seismology : CMT Search Results ».

Sur la carte d'une partie du sud du Mexique (Fig. I-17 a et b) sont portés les épicentres et les mécanismes aux foyers des séismes dont les hypocentres ont été localisés entre 0 et 45 km de profondeur. Ils indiquent qu'à l'emplacement du vaste anticlinal de fond décelé dans la morphostructure d'ensemble de la Sierra Madre del Sur, et notamment dans la partie correspondante au Complexe Xolapa, les mécanismes aux foyers témoignent, dans leurs solutions, de ruptures en failles inverses sur des plans faiblement (environ 10°) inclinés en direction du nord – nord-est. Donc compatibles avec l'exhumation de la croûte continentale cassante de la plaque supérieure, en contresens de la subduction et parallèlement à la fosse d'Acapulco.

On remarque également, sur le transect Acapulco – Mexico et dans la partie de l'état de Guerrero qui correspond aux environs de Chilpancingo, la présence de quelques évènements dont les mécanismes aux foyers traduisent des jeux de failles normales. Ils sont en accord avec l'existence du réseau de failles normales à jeu récent à actuel cartographié et décrit précédemment dans ce secteur. Mécanismes aux foyers et failles normales au nord et au toit du Complexe de Xolapa sont compatibles avec le jeu normal de la faille de détachement responsable de son exhumation (Fig. I-18).

4/ Un modèle intégrateur de la néotectonique mio - plio – quaternaire de la Sierra Madre del Sur, en liaison avec la subduction de la plaque Cocos.

La coupe lithosphérique de la Fig. I-18 qui le résume a été construite à partir des données : de Kostoglodov et al. (1996), de Larson et al. (2004) et de Ferrari (2004) pour le dessin de la plaque Cocos subduite ; de Moore et al. (1979) pour celui de la marge immergée ;

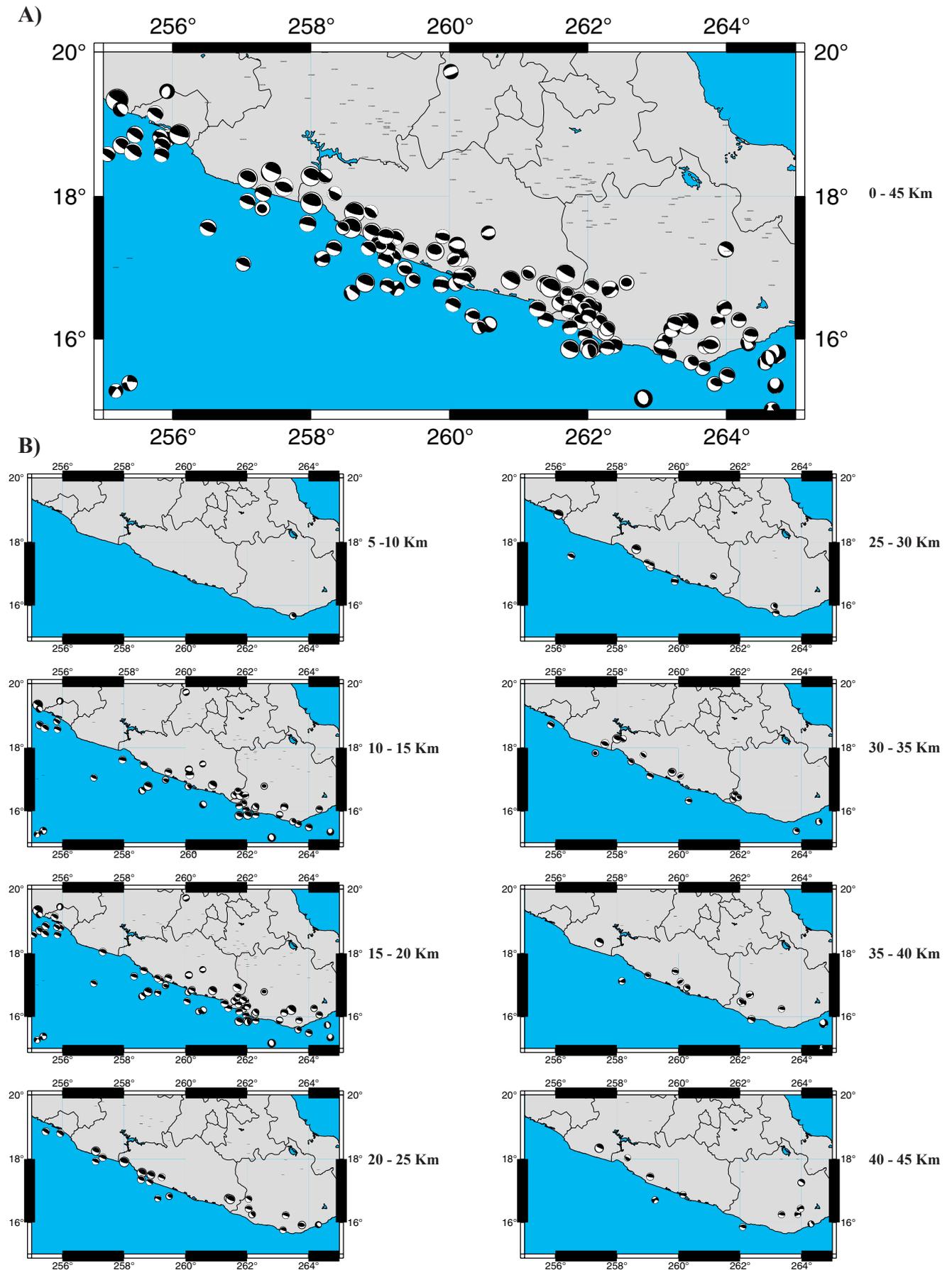


Figure I- 17. Mécanismes aux foyers des séismes dans le sud du Mexique. Les hypocentres sont situés: **A)** entre 0 et 45 Km de profondeur et **B)** par tranches de 5 Km de profondeur. Données de "Harvard Seismology: CMT Search Result".

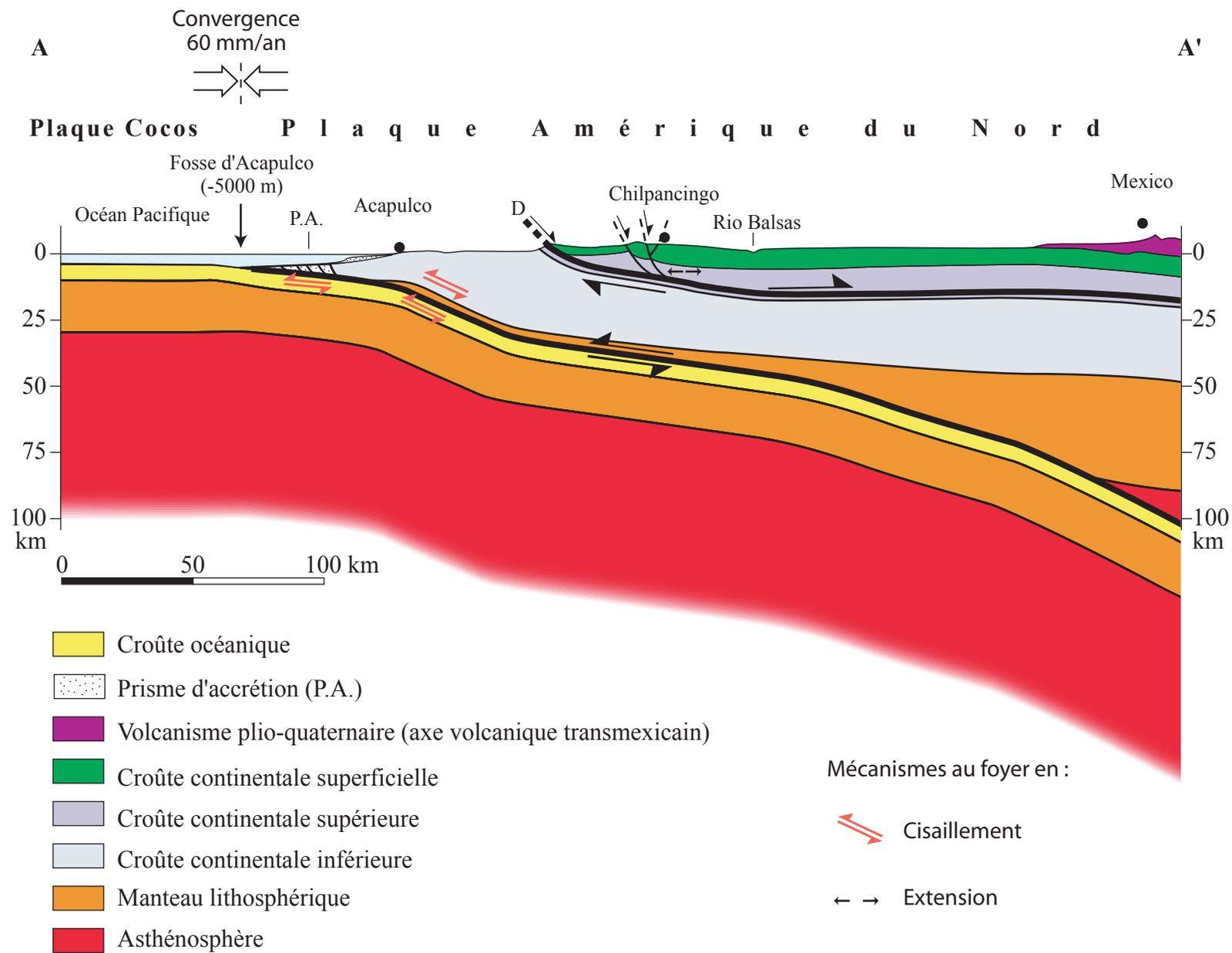


Figure I-18. Coupe à l'échelle lithosphérique de la marge active sur le transect Acapulco - Chilpancingo, México.

de Shapiro (1996) pour la croûte continentale mexicaine ; et du site internet « Harvard Seismology : CMT Search Results » pour les mécanismes aux foyers des séismes se manifestant dans et autour de l'écaille crustale exhumée.

Au niveau de la fosse d'Acapulco, la plaque océanique Cocos, d'âge miocène inférieur (22 Ma) en cet endroit, entre en subduction sous la bordure continentale de la plaque Amérique du Nord en générant un prisme d'accrétion de volume réduit. La vitesse de convergence entre les deux plaques est de 60 mm/an.

Sous la plaque Amérique du Nord, l'angle de plongement de la plaque subduite n'est pas régulier. Il est d'abord faible (environ 12°) sous la marge immergée pour devenir, à partir de la verticale d'Acapulco et sous la majeure partie de la largeur d'affleurement du Complexe Xolapa plus fort de l'ordre de 30°. Au delà et jusqu'à la verticale du Rio Balsas, le pendage redevient faible, voisin de 20°. Finalement et à l'approche de la verticale de l'arc volcanique actif (l'Axe volcanique transmexicain) le plongement de la plaque s'accroît progressivement jusqu'à un probable détachement de l'extrémité du « slab » sous la bordure nord de l'arc (Ferrari, 2004). Selon cette géométrie en plats et rampes du contact chevauchant entre la plaque supérieure et la plaque en subduction, on retiendra la présence d'une rampe sous le Complexe Xolapa exhumé.

Dans ce contexte, la plaque océanique jeune (donc peu dense) exerce une pression importante sur la plaque supérieure le long de la surface irrégulière de glissement. Soumis à cette pression qui s'exerce sub-perpendiculairement à la direction du mur interne de la fosse, le bord de la plaque supérieure (fragilisé auparavant lors de la cassure lithosphérique et du départ par coulissage sénestre du bloc Chortis) se déforme. L'expression majeure de la déformation est l'extrusion vers le haut et vers le sud – sud-ouest, à contresens de la subduction, d'une écaille lithosphérique. Celle-ci est limitée, à sa base, par la surface de glissement en faille inverse de la subduction et, à son toit, par une surface de détachement (faille normale à faible pendage vers le nord – nord-est qui recoupe obliquement l'ensemble de la croûte continentale) pouvant se rattacher en profondeur au Moho. Il est vraisemblable que cette faille de détachement soit héritée d'une ancienne faille crustale décrochante, datant du départ du bloc Chortis à l'Oligo –miocène (cf. infra).

L'extrusion de l'écaille lithosphérique (érodée jusqu'à la croûte inférieure, elle porte à l'affleurement le Complexe Xolapa !) induit, au franchissement de la rampe qui marque sa surface inférieure de glissement à partir de la verticale d'Acapulco et vers le nord (cf. supra) la déformation générale de la Sierra Madre del Sur en antiforme allongée parallèlement à la fosse de subduction. Au jeu du détachement, est relié celui des failles normales associées qui affectent, jusqu'aux plus récentes, les formations qui surmontent le Complexe Xolapa. Antiforme et failles contrôlent le réseau hydrographique adapté.

Nous ne sommes pas les premiers à présenter un modèle géodynamique de la marge pacifique active du sud du Mexique dans lequel intervient l'exhumation tectonique du Complexe Xolapa. Cependant et à la différence des modèles publiés qui relient généralement l'intégralité de l'exhumation à la déformation en transtension de la bordure continentale mexicaine lors de la séparation et du départ en coulissage sénestre du bloc Chortis, au début du Tertiaire (Ratschbacher et al., 1991 ; Robinson et al., 1989 ; Riller et al., 1992 ; Morán-Zenteno et al., 1996 ; Mills, 1998) les faits géologiques, morphostructuraux et sismotectoniques pris en compte dans ce travail nous conduisent à considérer que cette exhumation de la croûte continentale inférieure du bord du continent mexicain, se produit

actuellement en contexte compressif induit par le fort couplage entretenu par la subduction de la lithosphère jeune de la plaque Cocos.

Ce contexte géodynamique est récent ; il a débuté postérieurement au départ du bloc Chortis et donc postérieurement au jeu des failles lithosphériques décrochantes sénestres (elles appartenaient au paléo - système transformant Polochic – Motagua) qui ont déterminé la géométrie de l'actuelle marge continentale au pied de la Sierra Madre del Sur et en particulier le « backstop » très redressé à l'arrière du prisme d'accrétion initié après le Miocène supérieur (10 Ma) dans le mur interne de la fosse d'Acapulco (Moore et al., 1979). On doit d'ailleurs nécessairement relier à cet épisode de fracturation majeur la remontée et la mise à l'air de parties crustales profondes dont l'une au moins constitue aujourd'hui le haut de la marge continentale immergée au large d'Acapulco : le forage 487 du Leg DSDP 66 a en effet révélé que la base des sédiments du Miocène inférieur (22-24 Ma) reposent en transgression sur des intrusions dioritiques oligocènes (32 Ma) préalablement érodées (Moore et al., 1979 ; Bellon et al., 1982).

L'exhumation compressive du Complexe Xolapa, dans ces conditions, n'a pu débiter qu'à partir du Miocène supérieur (10 Ma) avec l'individualisation de la nouvelle plaque Cocos ; elle se poursuit actuellement conformément au cadre sismo-tectonique présenté.

B. Le plissement miocène

Il se lit dans la déformation des formations Balsas, Agua del Obispo et Alquitrán, notamment aux environs de la ville de Chilapa de Alvarez où ces dépôts sont affectés d'ondulations à grands rayons de courbure.

Entre Chilapa de Alvarez et Tixtla de Guerrero (Planche 5, coupe BB', hors texte), les formations sédimentaires du Crétacé affleurent au cœur des formations tertiaires, à la faveur d'un anticlinal dont l'axe est orienté nord – nord-ouest – sud – sud-est. Avec ces caractéristiques, on a là un des plis de fond reconnus dans la quasi totalité des chaînes mexicaines et qui se sont formés à la fin du Miocène inférieur (Tardy, 1980 ; Carfantan, 1983).

C. La tectonique laramienne

Elle se manifeste, d'une part, sous l'aspect d'un plissement de la couverture mésozoïque, d'autre part sous l'aspect d'un écaillage de socle

1/ Le plissement de couverture

Il apparaît le plus clairement dans la partie nord-ouest du secteur cartographié autour de Chilpancingo (Planche 3, hors texte) où il n'est que partiellement caché par les couches discordantes de la Formation Balsas. Comme dessiné sur la coupe AA' (Planche 5, hors texte) la couverture sédimentaire crétacée est affectée, à l'avant et à l'est du front chevauchant du « terrane » Guerrero qui a probablement joué lors de ce plissement, par un train de plis anticlinaux (portant à l'affleurement les calcaires de la Formation Morelos) et synclinaux dont les cœurs sont occupés par la Formation Mexcala.

Les axes des plis sont orientés nord-sud. Les anticlinaux, déversés vers l'est, présentent des voûtes à très faibles pendages et des flancs est fortement inclinés vers l'est. Dans les synclinaux, qui sont notablement plus ouverts que les anticlinaux, les couches qui surmontent les gros bancs de la Formation Morelos, présentent des plis de dysharmonie métriques à décamétriques, que ce soit au niveau des calcaires noirs à silex (Formation Cuautla) ou bien des lits gréseux et marneux de la Formation Mexcala. Ces plis dysharmoniques sont homo-axiaux des plis majeurs ; ils présentent souvent dans leurs charnières des schistosités de fracture plan-axiales.

A défaut d'imagerie sismique, mais en tenant compte de la géométrie de surface du plissement et de la présence possible d'évaporites à la base des carbonates de la Formation Morelos (elles sont signalées au nord-est de Chilpancingo ; Lopez Ramos, 1979), nous interprétons les anticlinaux laramiens comme étant des anticlinaux de rampes (sur chevauchements en plat – rampe – plat aveugles) engendrés lors du raccourcissement en « thin skin tectonic » de la couverture sédimentaire crétacée. Selon cette interprétation, c'est le front chevauchant (cénonanien, cf. infra) du « terrane » Guerrero qui jouait le rôle de « backstop » déformable lors du plissement.

A la latitude de Chilpancingo, les axes des plis laramiens subissent une virgation (Planche 3, hors texte). Leur direction passe de nord-sud à nord – nord-ouest – sud – sud-est. C'est le cas pour les deux anticlinaux situés de part et d'autre de la vallée de Quechultenango dont les axes, en plus, se relèvent en direction du sud-est pour laisser apparaître, sous l'action de l'érosion, les formations jurassiques puis le socle Acatlán le long du Rio Azul (Planche 3, hors texte). L'un des deux, l'anticlinal de Mexcatepec est recoupé à l'emporte pièce par plusieurs intrusions granodioritiques oligocènes ; par ailleurs, il reprend les déformations plus anciennes du Jurassique supérieur qui affectent les formations affleurant en boutonnière sous la discordance de la Formation San Juan du Crétacé inférieur, entre Mexcaltepec et Tlapacholapa (Planche 5, coupe CC', hors texte).

Au sud-ouest de la ligne Chilpancingo – Quechultenango, du fait du relèvement des structures liées à l'antiforme engendrée par l'exhumation récente du Complexe Xolapa, le contact basal des carbonates de la Formation Morelos affleure. Très généralement, cette formation surmonte directement la Formation Chapolapa du Jurassique moyen (Planche 3 et Planche 5, coupes BB' et DD', hors texte). La relation stratigraphique d'origine est une discordance angulaire, les carbonates transgressifs reposant directement sur la Formation Chapolapa déformée et métamorphisée (phase névadienne, cf. infra) comme nous avons pu l'observer, en une seule occasion, près d'Omiltemi (cf. supra). Cependant, et tel qu'il se présente le plus souvent, ce contact est tectonisé. Il nous a été possible de le vérifier, dans de bonnes conditions d'observation, le long de la piste joignant l'ancienne route Chilpancingo – Acapulco à la localité de Chapolapa. Sur plusieurs mètres d'épaisseur et au – dessus du contact discordant entre les formations Morelos et Chapolapa, les lits calcaires de la base de la Formation Morelos sont marmorisés et affectés par une déformation cisailante ductile dont témoignent de spectaculaires plis d'entraînement décimétriques à métriques. Parmi eux, des plis en fourreaux d'axe N 95°, compatibles avec un transport relatif de la dalle calcaire vers l'est par rapport au substratum jurassique (Fig. I-19). Nous interprétons cette déformation ductile et cisailante, présente à la semelle de la dalle des carbonates de la Formation Morelos, comme étant la marque du décollement et du déplacement relatif de la série sédimentaire crétacée, intervenus lors du plissement dysharmonique laramien, dans cette partie où l'on note l'absence d'évaporites à la base de la Formation Morelos, par différence avec ce qui existe plus au nord.

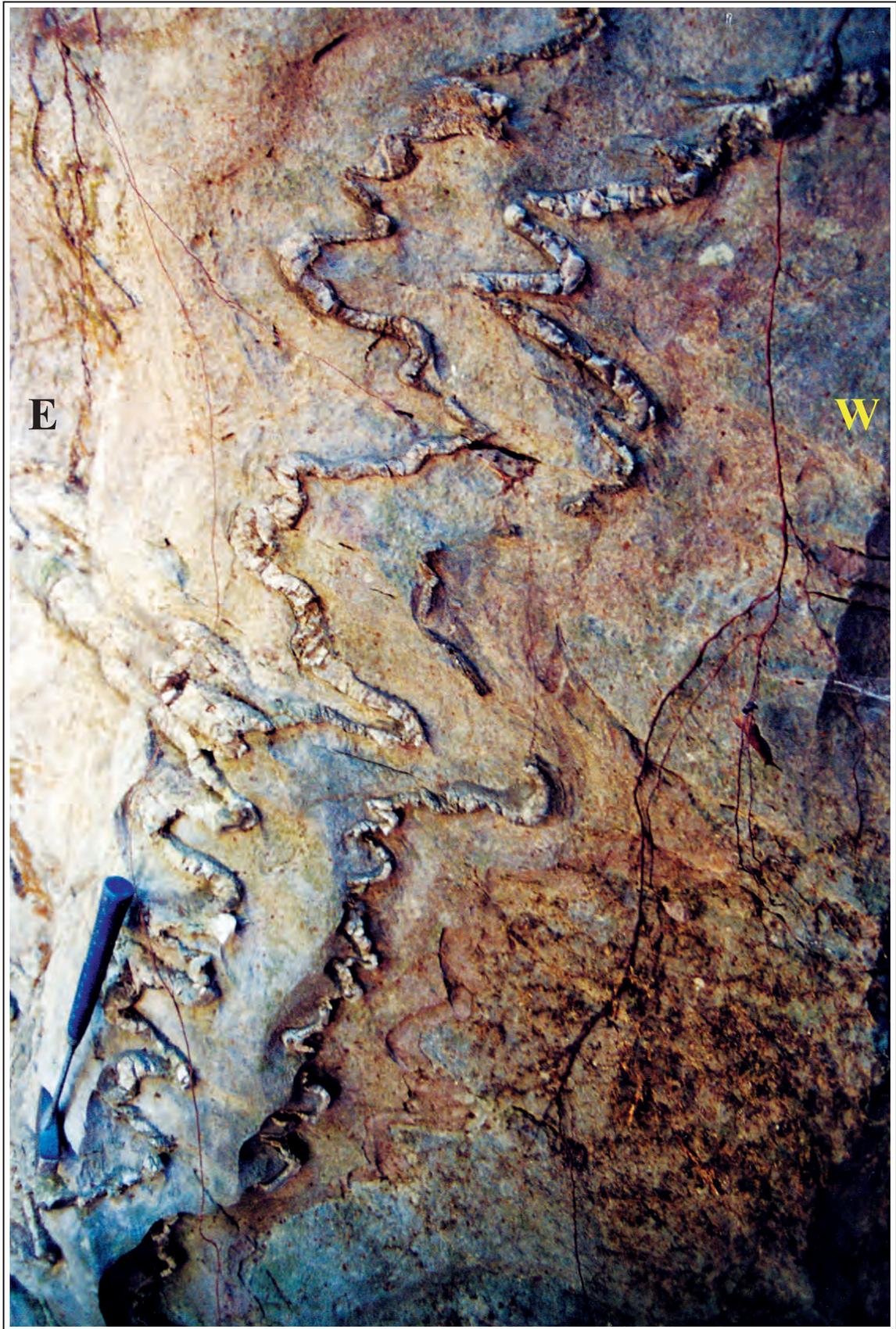


Figure I-19. Plissement avec structures en fourreaux à la base de la Formation Morelos, quelques mètres au dessus du contact tectonisé avec la Formation Chapolapa. Photographie prise sur le chemin reliant le village d'Acahuizotla au hameau de Chapolapa.

Dans la description qui vient d'être faite des structures laramiennes, il est clair que le niveau de décollement principal se situe à la base (avec ou sans niveaux d'évaporites) des carbonates de la Formation Morelos. D'autres niveaux de décollement existent. Nous avons signalé celui séparant les calcaires en bancs massifs de la Formation Morelos des formations calcaires ou détritiques en lits minces et plus plastiques qui les surmontent (Planche 5, coupe AA', hors texte). Il est probable que d'autres se soient manifestés aux interfaces entre formations, jurassiques ou plus anciennes, de compétences très différentes comme, par exemple, aux interfaces entre les formations jurassique Chapolapa ou Tecocoyunca et le socle Acatlán. Mais ceci reste difficile à vérifier, compte tenu de l'existence d'une déformation névadienne marquée dans cette partie de la Sierra Madre del Sur (cf. infra).

2/ L'écaillage du socle

Un chevauchement du Complexe Acatlán que l'on attribue à la tectonique laramienne (sans exclure toutefois son possible rattachement à la tectonique orégonienne antérieure !, mais on n'a jamais signalé une discordance du Crétacé supérieur sur la plate-forme carbonatée Morelos - Guerrero) est observable dans la vallée du Rio Azul, près de Xinacantla (Planche 3 et Planche 5, coupe DD', hors texte) où les micaschistes du Complexe Acatlán surmontent les conglomérats de la Formation San Juan.

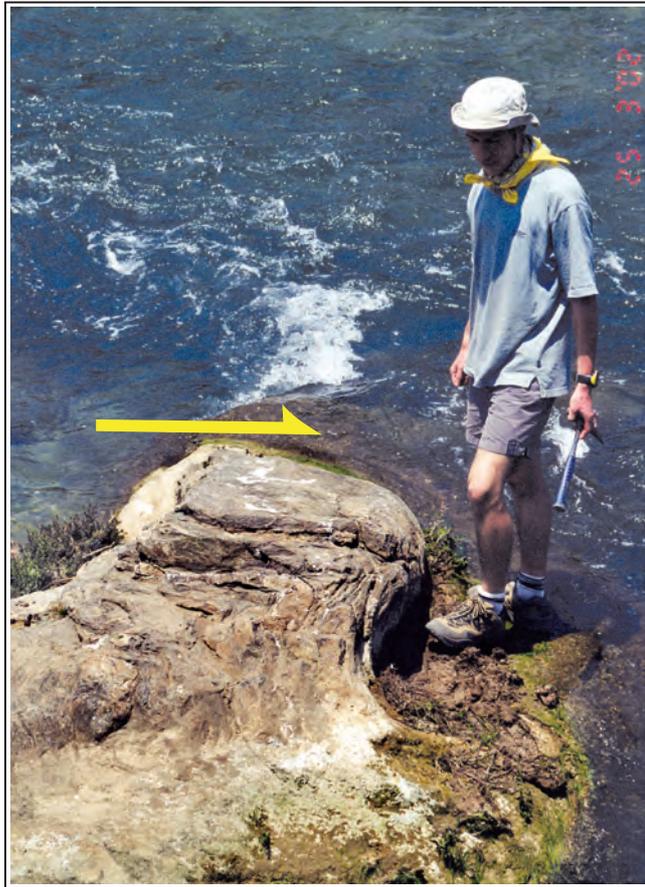
Dans le lit du Rio Azul, le contact est visible (Planche 5, coupe FF', hors texte). On peut, en particulier, analyser la déformation des conglomérats immédiatement sous le chevauchement. Il s'agit d'une déformation ductile en cisaillement dont les marqueurs sont (Fig. I-20) :

- des plans de cisaillement sub parallèles au plan de chevauchement plongeant à 25° vers l'ouest,
- des plis d'entraînement décimétriques et métriques, déversés vers l'est,
- et des galets tournés présentant des ombres sigmoïdes compatibles avec un cisaillement inverse où le compartiment chevauchant se déplace vers l'est.

3/ Gradient et âge de la tectonique laramienne

Dans cette tectonique laramienne, il existe un gradient de déformation marqué d'ouest en est. A partir des deux secteurs cartographiés dans cette étude (Planches 1 et 3, hors texte) on constate que l'empreinte de la tectonique laramienne est forte dans les environs de Chilpancingo (dans le prolongement sud des structures équivalentes de l'état de Morelos) où les anticlinaux, très serrés au front chevauchant du « terrane » Guerrero, deviennent progressivement plus écartés et plus amples en direction de l'est, pour être à peine perceptibles sous la discordance cartographique de la Formation Balsas dans les environs d'Olinalá (Planches 1 et 2, hors texte) et où un écaillage accomode le raccourcissement au niveau du socle. Bref, la tectonique laramienne et le raccourcissement lié, diminuent d'ouest en est, de telle manière qu'ils ne sont quasiment plus notables dans l'état d'Oaxaca.

a)



b)



Fig. I-20. Tectonique en cisaillement dans la Formation San Juan sous le chevauchement du Complexe Acatlan. a): Pli déversé d'entraînement. b): Galet tourné.

L'âge de la tectonique laramienne est difficile à préciser compte tenu du manque de finesse des données chronostratigraphiques. Classiquement on l'attribue au Crétacé supérieur – Paléogène inférieur. Si l'âge paléocène, proposé pour la partie sommitale de la Formation Mexcala affleurant près de Tixtla (cf. supra) devait être confirmé, le plissement laramien serait alors clairement paléocène supérieur, voire éocène, comme cela a déjà été proposé en d'autres localités, comme par exemple au front de la Sierra Madre Oriental près de Monterrey, N.L.

D. Le chevauchement du « terrane » Guerrero sur la plate – forme carbonatée Guerrero – Morelos, à la base du Crétacé supérieur.

La trace du chevauchement est généralement nord-sud dans le prolongement du même contact qui a été étudié, plus au nord, dans les environs de Teloloapan, Gro.

Le chevauchement apparaît dans l'angle nord-ouest du secteur cartographié autour de Chilpancingo (Planche 3 et Planche 5, coupe AA', hors texte). On le recoupe le long de la piste qui conduit de Filo de los Caballos à Tlacotepec.

La surface de chevauchement épouse la retombée occidentale à faible pendage de l'anticlinal déversé vers l'est de Filo de los Caballos, par ailleurs traversé par des plutons de granodiorite post-pli et donc probablement oligocènes. Elle est telle que les formations volcaniques, volcanosédimentaires et sédimentaires déformées et cisailées par le chevauchement, reposent directement sur les calcaires albo-cénomaniens de plate-forme de la Formation Morelos. En aucun endroit la Formation Mexcala du Crétacé supérieur ne se trouve engagée sous le chevauchement.

Le long du front chevauchant, les roches du « terrane » Guerrero sont très déformées. Il s'agit de plis et d'écaillés chevauchants déversés vers l'est qui se lisent notamment dans les calcaires interstratifiés dans les niveaux volcaniques. Les roches volcaniques et volcanoclastiques montrent une déformation pénétrative synmétamorphe ; il s'agit d'une foliation S_{01} associée à des plis intrafoliaux P_1 à vergence est. Une schistosité S_2 est parfois présente, associée à des plis P_2 plus ouverts et à vergence plutôt vers ouest.

Compte tenu de la bonne qualité des affleurements, la déformation des roches du Crétacé inférieur (cf. supra) rattachées au « terrane » Guerrero et conservées dans un graben effondré dans le Complexe Xolapa, a souvent été étudiée dans le lit du Rio Papagayo, en amont et en aval du barrage de La Venta (par exemple Riller et al., 1992). A l'échelle kilométrique, la déformation qui s'y lit dans les calcaires intercalés dans la série volcanique et volcanoclastique, est marquée par la présence d'une écaille de calcaires pincée entre deux unités à dominante volcanique (elle forme le relief calcaire qui domine, immédiatement à l'ouest – nord-ouest, le village de La Venta Vieja) et par un synclinal d'axe est-ouest et déversé vers le nord qui affecte la dalle de calcaires entaillée en gorges par le Rio Papagayo et le Rio Omitlan, en amont du barrage (Planche 5, coupes CC' et DD', hors texte).

Les rhyolites, dacites et andésites de la composante volcanique de la séquence affleurant dans le lit du Rio Papagayo, en aval du barrage, sont d'abord fortement marquées par des structures ductiles pénétratives de métamorphisme dynamique schiste vert. Elles présentent, de façon très constante, une foliation orientée N 90° à N110° inclinée de 45° à 80° vers le

nord. Le plan de foliation porte une linéation d'étirement également très constante N320° inclinée à 40° dont l'analyse révèle qu'elle a enregistré un mouvement relatif du sommet de la pile vers le sud-est.

Riller et al. (1992) signalent que cette déformation ductile est reprise par un second événement de déformation fragile dont témoignent des surfaces de failles striées affectant les métavolcanites foliées et les calcaires plissés. Le calcul des tenseurs, à partir de l'analyse des stries portées par les plans de failles, conduit à relier cette tectonique cassante et tardive à une extension régionale nord-sud. Nous relierons ce second épisode à la déformation cassante plio-quadernaire de superstructure imposée par l'exhumation du Complexe Xolapa (cf. supra).

L'âge du chevauchement du « terrane » Guerrero et des déformations liées des roches qui le constituent est délicat à établir précisément. Par différence avec la région de Teloloapan située plus au nord, le « terrane » Guerrero ne porte pas de Crétacé supérieur discordant.

Des données géologiques relevées sur les secteurs étudiés dans cette thèse permettent cependant d'approcher cet âge. Trois faits essentiels sont pris en compte :

- Les formations mésozoïques les plus récentes qui appartiennent au « terrane » Guerrero et qui sont impliquées par cette tectonique, sont les calcaires récifaux de l'Aptien interstratifiés dans les volcanites d'arc ;
- Quand la surface de chevauchement d'origine est observable (et même si elle a été déformée par un épisode tectonique postérieur, comme le plissement laramien aux environs de Filo de los Caballos) elle admet comme autochtone relatif le plus récent la Formation Morelos de l'Aptien - Albien – Cénomaniens ;
- L'enregistrement par la plate-forme carbonatée épicontinentale de Morelos du chevauchement de l'arc sur sa bordure est – sud-est. La subsidence rapide de la plate-forme que traduit le passage des calcaires récifaux de la Formation Morelos aux calcaires noirs pélagiques à silex de type Formation Cautla, suivie par l'arrivée, au plus tard, au Turonien puis, par l'accumulation pendant le Crétacé supérieur du flysch de la Formation Mexcala alimenté par l'érosion du « terrane » Guerrero en majeure partie émergé, traduisent certainement la formation du bassin flexural de Mexcala comme conséquence directe du chevauchement.

Selon ces indicateurs, le charriage du « terrane » Guerrero serait intervenu durant l'Albio-Cénomaniens. Cet âge a déjà été proposé à diverses reprises pour des parties équivalentes du Mexique situées plus au nord (Tardy et Maury, 1973 ; Tardy, 1980 ; Tardy et al., 1986 ; Tardy et al., 1994 ; Freydier et al. 1996).

E . La phase névadienne

Les effets de cette tectonique se lisent dans la déformation des dépôts jurassiques et plus anciens, acquise sous la discordance angulaire des formations sédimentaires San Juan et Morelos du Crétacé inférieur. Cette discordance est connue depuis les travaux de Campa et Ramirez (1979) et de Bazan (1984).

1/ Les structures observables

La déformation liée à l'événement névadien est présente sur l'ensemble des deux secteurs étudiés. L'intensité de cette déformation est cependant variable d'un endroit à l'autre de ces secteurs.

Le synclinal d'Olinalá qui affecte les formations sédimentaires et volcaniques du Permien et du Jurassique moyen sous la discordance de la Formation San Juan demeurée quasi horizontale, est issu de la déformation névadienne (Planches 1 et 2, hors texte). Les formations compétentes Las Lluvias et Cualac participent à l'armature du pli d'axe sud-ouest - nord-est tandis qu'au cœur du synclinal les niveaux grés-argileux de la Formation Tecocoyunca plus plastique, présentent une déformation dysharmonique caractérisée par des plis serrés métriques à décamétriques.

Sur la route qui relie Olinalá à la route Chilpancingo – Tlapa et près du carrefour de ces deux routes, les conglomérats de type Cualac et les ignimbrites du Jurassique moyen interstratifiées présentent, déjà et par différence, une déformation pénétrative exprimée par une schistosité et par une linéation d'étirement.

Dans le secteur de Chilpancingo, la tectonique névadienne affecte le socle (Complexe Acatlán) et les formations jurassiques qui le surmontent.

Le long de la vallée du Rio Azul, aux environs des villages de Jocutla, on observe la discordance angulaire de la Formation San Juan aux couches basculées vers le nord-est, sur la Formation Tecocoyunca plissée (Planche 5, coupe FF', hors texte). Le plissement est hétérogène. En divers endroits il s'exprime de manière pénétrative avec développement d'une schistosité de fracture S_1 , associée à un plissement P_1 très fermé, d'axe $N60^\circ$ à $N80^\circ$ et d'une deuxième schistosité S_2 ($N10^\circ$ à $N30^\circ$) peu développée associée à des plis de deuxième phase P_2 ouverts. En d'autres endroits, les couches ne sont inclinées que de quelques degrés.

Au sud-est de Tlanicuilulco (Planche 5, coupe EE', hors texte), la Formation Tecocoyunca est chevauchée en direction du nord-ouest par le Complexe Acatlán (Fig. I-21). L'unité chevauchante est constituée de micaschistes (foliation $N60^\circ-50^\circ S$) affectés près de la base par des plans de cisaillement parallèles au contact principal $N65^\circ-30^\circ S$. Dans le plan de chevauchement sont remontés des blocs de conglomérats (Formation Cualac) fortement striés. Sous le contact, les couches de la Formation Tecocoyunca (S_0 : $N60^\circ-50^\circ S$) sont affectées d'un pli renversé décamétrique et par la schistosité de fracture plan axial correspondante. Ce contact se suit en direction du sud-ouest sur près de 10 km. Dans ce cas précis, il nous est impossible d'affirmer que ce chevauchement de socle est névadien, puisque seule la Formation Balsas du Tertiaire le cache en discordance.

Par contre, l'âge névadien d'un autre chevauchement de socle, situé dans la Sierra de Mexcaltepec, est clairement établi. Sous la discordance angulaire des formations San Juan et Morelos du Crétacé inférieur plissées en anticlinal par la phase laramienne (cf. supra), l'écaille de socle (Complexe Acatlán) qui forme le Volcán Negro (2500 m) chevauche la Formation Tecocoyunca affectée de nombreux plis serrés dysharmoniques (Planche 3 et Planche 5, coupe CC', hors texte).

Aux environs des villages de Chapolapa et d'Acahuizotla, la séquence de conglomérats, grès, grauwackes, lutites, roches volcaniques et volcanoclastiques de la Formation Chapolapa (Jurassique moyen), est affectée, de façon hétérogène, par une déformation liée à un métamorphisme dynamique ; elle développe localement des cataclasites, mylonites et

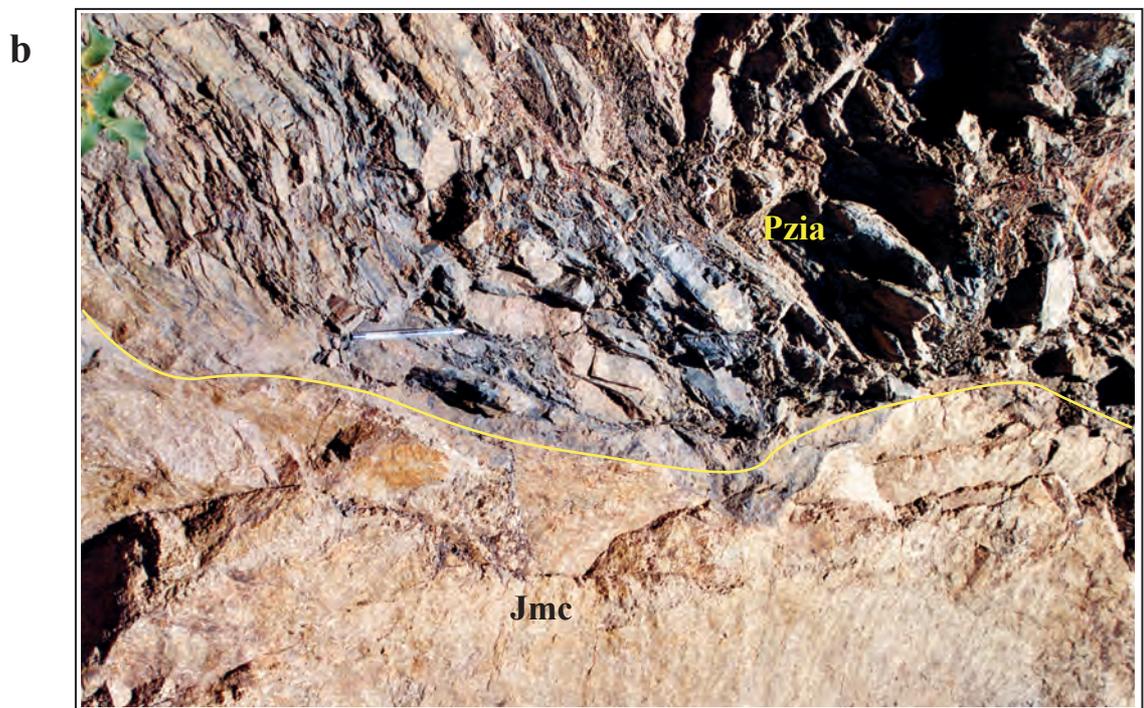
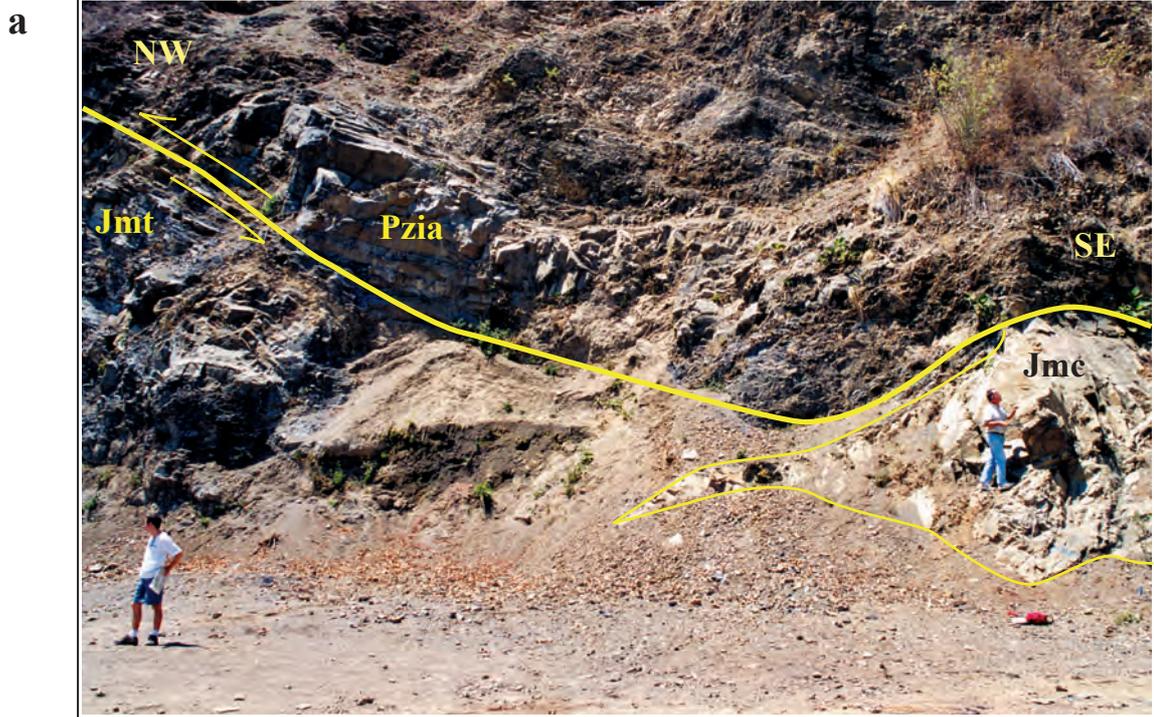


Figure I-21. a). Chevauchement (névadien?) du Complexe Acatlan (Pzia) sur la Formation Tecocoyunca (Jmt). Au niveau du contact, on observe des écailles de conglomérat de la Formation Cualac entraînées par le chevauchement. **b).** Détail du même contact. Photographies prises sur le chemin qui relie les villages de Tlanicuilulco et d' El Epazote.

ultramylonites. Dans les parties les moins déformées, apparaissent des plis intrafoliaux associés à une foliation plan axial (N170°-15°E à N130°-70°E); on note également la présence d'un micro-plissement à l'origine d'une schistosité S2 de crénulation. Dans les secteurs les plus affectés par le métamorphisme dynamique, des surfaces de foliation se croisent avec des surfaces de cisaillement isolant ainsi des structures en poisson. Des structures d'étirement sont aussi présentes. Ces structures s'expriment à l'échelle de la lame mince.

2/ Age de la déformation

Les structures qui viennent d'être décrites ont été engendrées entre le Jurassique moyen (âge le plus récent connu des formations affectées) et le Barrèmo-Aptien (âge de la Formation San Juan discordante).

Pour tenter de préciser l'âge de l'événement, on rappelle que la croûte inférieure du Complexe Xolapa a enregistré des événements magmatiques entre 165 et 128 Ma (U-Pb sur zircon et Rb-Sr sur roche totale, cf. supra).

Dans ces conditions, il nous paraît logique de rattacher cette tectonique à l'orogénèse névadienne du Jurassique supérieur dont de nombreux marqueurs ont été mis en évidence récemment tout au long de l'ancienne marge pacifique nord-américaine, d'une part, dans le nord du Mexique (Barboza-Gudino et al., 1998) et, d'autre part, dans le bloc Chortis au Honduras (Viland et Henry, 1996).

3/ Caractères généraux de la déformation névadienne

La tectonique névadienne affecte socle (Complexe Acatlán) et couverture sédimentaire et volcanique des parties ouest et sud-ouest du bloc d'Oaxaca.

L'intensité de la déformation est croissante du nord-est vers le sud-ouest, caractérisée par :

- de larges plis ouverts d'axe ouest – sud-ouest – est – nord-est impliquant le socle avec plissement dysharmonique plus serré de la Formation Tecocoyunca au cœur du synclinal aux environs d'Olinalá ;
- des chevauchements de socle (Complexe Acatlán) sur la Formation Tecocoyunca intensément plissée dans la Sierra de Mexcaltepec, près de Quechultenango ;
- jusqu'à la déformation pénétrative (microplis, foliation, schistosité et bandes de cisaillement) synmétamorphe de la Formation Chapolapa.

On remarque ainsi que ce sont les parties où le Jurassique moyen est le plus riche en composante volcanique (arc volcanique Chapolapa, cf. supra) qui ont été les plus déformées au Jurassique supérieur. Dans l'ancien bassin arrière - arc de Tecocoyunca la déformation a affecté davantage sa partie interne (près de l'arc) que sa partie externe au nord – nord-est.

Chapitre IV – CONCLUSION SUR L’ HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE ETUDIEE

En nous basant sur l’information bibliographique consultée et sur les résultats de notre propre étude réalisée dans la Sierra Madre del Sur aux environs de Chilpancingo et d’Olinalá, nous distinguons, dans l’histoire géologique de la région, plusieurs grandes étapes.

Du Paléozoïque à l’actuel, ce sont (Fig. I-22) :

- Paléozoïque inférieur : genèse du bloc d’Oaxaca, partie méridionale du continent nord-américain. Ce bloc, dont faisait partie jusqu’au Tertiaire le bloc Chortis, naît de l’assemblage, des « terranes » Oaxaca et Mixtèque.

- Paléozoïque supérieur : le bloc d’Oaxaca, pénéplainé, est le siège d’une transgression marine avec dépôt d’une série sédimentaire de type deltaïque durant le Carbonifère et le Permien.

- Jurassique inférieur et moyen : après une émergence intervenue durant le Trias, l’arc volcanique Chapolapa s’installe et fonctionne en marge du bloc d’Oaxaca. Sur ce dernier, et au pied de l’arc, un bassin arrière-arc subsident s’individualise. Il est rempli par les sédiments de type flysch de la Formation Tecocoyunca à composante volcano - détritique provenant de l’arc, et à composante terrigène issue de l’érosion de parties continentales émergées.

- Jurassique supérieur : orogénèse névadienne et émergence. Les effets de la tectonique (plissement et métamorphisme de la série volcanique, écaillage du socle) sont majeurs dans l’arc et en bordure interne du bassin arrière-arc. Au-delà, il s’agit d’un plissement dont l’intensité diminue rapidement.

- Crétacé inférieur : après une longue émergence, durant laquelle les reliefs nés de l’orogénèse névadienne ont été arasés, la transgression générale induite par la variation eustatique positive, se manifeste sur l’ensemble du bloc d’Oaxaca au Barrème-Aptien. Les dépôts sont d’abord détritiques (Formation San Juan) et/ou évaporitiques (gypses) avant que s’installe, de l’Aptien à la base du Cénomanién, l’épaisse plate-forme carbonatée Morelos – Guerrero, récifale et subsidente.

- Crétacé supérieur : dès le Cénomanién se produit l’accrétion du « terrane » Guerrero par collision arc – continent nord-américain. Il en résulte, d’une part le chevauchement, la déformation et l’émergence des formations de l’arc jurassique – crétacé inférieur sur la bordure de la plate-forme carbonatée Morelos – Guerrero installée sur le bloc d’Oaxaca, d’autre part, l’individualisation d’un bassin flexural à l’avant (est) du chevauchement. A partir du Turonien et jusqu’au Paléocène, ce bassin est comblé par le flysch Mexcala principalement alimenté par l’érosion de l’arc accrété.

- Paléocène – Eocène : orogénèse laramienne et émergence définitive de la région. Le fait marquant en est la tectonique de couverture à l’origine des plis nord-sud déversés majoritairement vers l’est et qui se placent dans le prolongement des plis de l’Etat de Morelos et, plus généralement, de ceux de la Sierra Madre Oriental.

- Eocène supérieur – Miocène inférieur : dépôt en discordance de molasses post-tectoniques (Formation Balsas) dans des bassins lacustres. Ces molasses sont contemporaines (durant l’Oligocène) puis suivies par d’importantes manifestation magmatiques. Ces dernières

Ere	Système	Sous-Système	Etage	Ma	Formation	Tectonique	
CENOZOÏQUE	QUATERNAIRE	HOLOCENE		0,01	Alluvions	Exhumation du Complexe Xolapa	
		PLEISTOCENE	Supérieur				
			Moyen				
			Calabrien				
	NEOGENE	PLIOCENE	Plaisancien		1,75		F. Chilpancingo
			Zancléen		3,4		
		MIOCENE	Messinien		5,3		
			Tortonien		7,1		
			Serravallien		11		
			Langhien		14,7		
			Burdigalien		15,8		
			Aquitanién		20,3	F. Alquitran	
					23		
					28		
	PALEOGENE	OLIGOCENE	Chattien		28		
			Rupélien		34		
		EOCENE	Priabonien		37	F. Balsas	
			Bartonien		40	F. Agua del Obispo	
			Lutétien		46		
			Yprésien		53		
		PALEOCENE	Thanétien		53		
			Sélandien				
			Danien		65		
				72			
MESOZOÏQUE	CRETACE	SUPERIEUR	Maastrichtien		65		
			Campanien		72		
			Santonien		83	F. Mexcala	
			Coniacien		87		
			Turonien		88		
			Cénomanién		92	F. Cuautila	
		INFERIEUR	Albien		96		
			Aptien		108	F. Morelos	
			Barrémien		113	F. San Juan	
			Hauterivién		117		
	Valanginién			123			
	Berriasién			131			
				135			
	JURASSIQUE	SUPERIEUR (MALM)	Tithonien		141		
			Kimméridgien		146		
			Oxfordien		154		
		MOYEN (DOGGER)	Callovién		160		
Bathonien				164	F. Chapolapa		
Bajocién				170	F. Tecocoyunca		
Aalénién				175	F. Cuaulac F. Las Lluvias		
Toarcién				184			
INFERIEUR (LIAS)		Pliensbachien	Domérién Carixién	191			
		Sinémurién	Lotharingién Sinémurién	200			
	Hettangién		203				
			220				
TRIAS	SUPERIEUR	Rhétien		220			
		Norien		230			
		Carnien		233			
	MOYEN	Ladinién		240			
		Anisién		240			
	INFERIEUR	Olenekién		250			
	Induen		250				

Figure I-22. Calendrier stratigraphique et tectonique pour les environs de Chilpancingo.

revêtent deux formes, l'une volcanique avec émission d'andésites, de dacites et de rhyolites, l'autre plutonique avec des intrusions principalement granodioritiques. La fin de cette période est marquée par une phase tectonique en compression responsable de la formation de grands plis de fond aux axes orientés nord – nord-ouest – sud – sud-est.

- Miocène supérieur à actuel : après la séparation et le départ du bloc Chortis, installation de la subduction de la plaque Cocos. La subduction induit et entretient l'exhumation de la croûte continentale inférieure du bloc d'Oaxaca (entre la surface de subduction et une surface majeure de détachement crustale en faille normale) avec mise à jour du Complexe de Xolapa et déformation en antiforme de la Sierra Madre del Sur, parallèlement à la fosse de subduction d'Acapulco et donc très obliquement par rapport aux structures antérieures mésozoïques et tertiaires recoupées.

Deuxième partie : MODELISATION DE L' HISTOIRE DE LA SIERRA MADRE DEL SUR DEPUIS LE JURASSIQUE

Remarque préliminaire et objectif visé

Depuis l'adoption de la tectonique des plaques, de nombreux modèles ont été proposés pour caractériser les contextes géodynamiques passés, compatibles avec les faits géologiques mis en évidence et datés. Ces essais, généralement féconds, ont permis d'organiser et d'orienter les travaux de recherche, lesquels, à leur tour, en débouchant sur de nouvelles données, n'ont cessé d'améliorer la modélisation géodynamique.

Si l'on établit un rapide bilan des modèles qui ont été proposés sur l'évolution géodynamique de la façade pacifique du Mexique, au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, on constate que cette marge, à quelques détails près, est très généralement représentée comme active, en relation avec la subduction permanente de plaques océaniques sous la partie mexicaine de la plaque nord – américaine (par exemple : Pindell et Cande, 1988 ; Meschede et Frisch, 1998 ; Pindell et Kennan, 2001). Et ceci, malgré une argumentation solide en faveur de l'origine intra-océanique du « terrane » Guerrero durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur et de la nature passive de la marge « pacifique » du Mexique durant la même période (par exemple : Tardy et al., 1994 ; Freydier et al., 1996).

Les résultats que nous avons acquis dans la Sierra Madre del Sur, tels qu'ils sont donnés dans la première partie de ce mémoire, apportent de nouveaux éléments qui doivent être pris en compte pour comprendre l'évolution de la Sierra del Sur en relation avec l'évolution de la marge pacifique sud du Mexique depuis le Jurassique inférieur. C'est notamment le cas pour l'intégration indispensable de l'arc volcanique Chapolapa et du bassin Tecocoyunca au Jurassique moyen ainsi que pour l'orogénèse névadienne.

Afin de proposer un nouveau modèle d'évolution géodynamique de la Sierra Madre del Sur, depuis le Jurassique jusqu'à l'actuel, nous allons d'abord caractériser plus précisément les contextes de mise en place de deux des arcs magmatiques qui ont marqué l'évolution de la Sierra : l'arc Chapolapa au Jurassique moyen et l'arc du « terrane » Guerrero au Jurassique supérieur – Crétacé inférieur. Cette précision est apportée par l'utilisation de la géochimie.

Chapitre I – CADRES GEODYNAMIQUES DE LA GENESE DES ARCS VOLCANIQUES DE CHAPOLAPA ET DU « TERRANE » GUERRERO : APPROCHE PETRO-GEOCHIMIQUE .

Dans ce chapitre nous décrivons les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des roches volcaniques et pyroclastiques de l'arc volcanique Chapolapa (Formation Chapolapa et Formation Las Lluvias) et de celles de l'arc volcanique du « terrane » Guerrero.

Les 78 échantillons ont été collectés lors des études stratigraphiques et structurales menées sur le terrain, à la faveur des trois campagnes (6 mois + 3 mois + 3 mois) de cartographie géologique de la région étudiée.

- Proviennent de l'arc Chapolapa du Jurassique moyen, les échantillons 15, 15A, 15B, 15C, 15D, 15E, 15F, 15G, 16, 16A, 18, 18B, 20, 21 (secteur d'Olinalá) 311A, 312, 313, 315, 316, 317 (secteur Omiltemi - Chautipan - La Esperanza) 27B, 340, 349A, 345, 347, 351 (secteur d'Acahuizotla – Chapolapa) et 25A, 32A, 35, 36, 40, 44, 45, 46, 215, 220 (secteur du Rio Azul - Tolixtalhuaca – Pinolapa)

- Proviennent de l'arc du « terrane » Guerrero du Crétacé inférieur, les échantillons 29, 318, 319, 320, 323, 324, 325, 335 (secteur Tlahuizapa - El Ocotito) et E106, E106T, E107, E107A, E107C, E108, E108A, E109, E11E, E113, E120, E123, E124, E125, E128, E128A, E120, 30, 49, 49A, 49B, 50, 51, 52, 53, 54, 54A, 55, 55A, 58, 57, 58, 302 (secteur du barrage de La Venta).

A. Procédures analytiques et problèmes liés à l'altération

A l'examen microscopique, les échantillons révèlent une altération qui affecte, à différents degrés, ces roches et qui, à l'extrême, efface complètement leurs texture et composition d'origine.

Les principaux types d'altération notés sont : la kaolinisation et la séricitisation des feldspaths potassiques, la chloritisation des plagioclases et de la mésostase, l'oxydation et la chloritisation des ferromagnésiens.

Les roches prélevées près du barrage de La Venta montrent une association minéralogique secondaire d'épidote + chlorite, probablement liée à un métamorphisme hydrothermal.

Pour l'étude géochimique, 21 échantillons ont été sélectionnés parmi ceux des roches volcaniques et volcanoclastiques des Formations Chapolapa et Las Lluvias de l'arc Chapolapa et parmi ceux des roches du « terrane » Guerrero. Deux critères ont guidé la sélection : 1) une pétrographie la plus proche de l'andésite (on a cependant retenu des roches acides, compte tenu de la prédominance de ces dernières) et 2) un degré d'altération hydrothermale le plus faible possible. Pour ces dernières roches, une séparation manuelle a été réalisée pour obtenir un concentré plus pur

Les éléments majeurs ont été analysés par ICP-AOS au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy. Les éléments traces ont été dosés au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) de l'Université J. Fourier de

Grenoble, par ICP-MS (spectromètre de masse couplé à induction de plasma) après une dissolution fluoro-nitrique, selon les procédures mises au point par Barrat et al. (1996). Les standards utilisés pour les analyses sont JB2, WSE, BIR-1, JR-1 et UBN. Les tableaux II-a et II-b donnent les compositions chimiques des roches totales.

Les rapports isotopiques du Nd et du Sr ont été mesurés sur douze échantillons de laves de la Formation Chapolapa et de l'arc du « terrane » Guerrero (Tableau II-c) et sont corrigés respectivement à 180 Ma et 130 Ma. Les âges sont tirés de datations U-Pb sur zircons (M. F. Campa, 2004, communication personnelle). Ces rapports isotopiques ont été mesurés par P. Brunet sur un spectromètre de masse multicollecteur Finnigan MAT261, au Laboratoire de géochimie isotopique de l'Université P. Sabatier de Toulouse. Les éluions du Sr et du Nd ont été réalisées par H. Lapierre en salle blanche du LGCA, à l'U.J.F. Grenoble, selon les procédures de Lapierre et al. (1997).

1/ Vérification de la validité des concentrations en éléments traces mesurées

La fiabilité des concentrations des éléments en traces peut être testée en reportant sur diagramme binaire des éléments réputés immobiles et ayant le même comportement durant les processus magmatiques, comme par exemple, Nb-Ta, Zr-Hf, U-Th. Dans toutes les roches magmatiques, les rapports Nb/Ta et Zr/Hf sont toujours égaux ou supérieurs respectivement à 13 et 30. Il est important de tester les concentrations de ces éléments incompatibles car leurs comportements sont caractéristiques des différentes séries ignées. De plus, les teneurs en ces éléments sont souvent très faibles.

Les figures II-1 et II-2 donnent les diagrammes de corrélation Nb-Ta, Zr-Hf et Th-U, pour les laves de l'arc jurassique moyen de Chapolapa et pour celles de l'arc crétacé inférieur du « terrane » Guerrero. Dans ces diagrammes, on a reporté en bleu sombre les volcanites de la Formation Chapolapa, en bleu clair celles de la Formation Las Lluvias et en vert celles de l'arc du « terrane » Guerrero.

On observe d'assez bonnes corrélations pour Zr-Hf, à l'exception de trois échantillons de la Formation Las Lluvias.

La corrélation Ta-Nb est assez bonne pour les roches jurassiques (à l'exception de l'échantillon 18 de la Formation Las Lluvias). Seules certaines laves du « terrane » Guerrero montrent une corrélation positive dans le diagramme Nb-Ta. Ceci indique des problèmes analytiques pour le dosage du Nb et du Ta. Comme les concentrations en Nb sont nettement supérieures à celles du Ta, on peut penser que c'est le Ta qui est mal dosé dans certaines laves de l'arc du « terrane » Guerrero.

Les roches des Formations Chapolapa et Las Lluvias ne montrent aucune corrélation entre U et Th. Il n'en est pas de même pour les laves du « terrane » Guerrero où l'on observe une assez bonne corrélation, surtout pour des faibles concentrations en U et Th. Ceci indique que pour les laves jurassiques, on observe une forte mobilité de l'U. Considérant qu'il est communément admis que le Th est relativement peu mobile, il est raisonnable d'admettre que l'U a été moins mobilisé dans les laves de l'arc du « terrane » Guerrero que dans celles des Formations Chapolapa et Las Lluvias de l'arc Chapolapa.

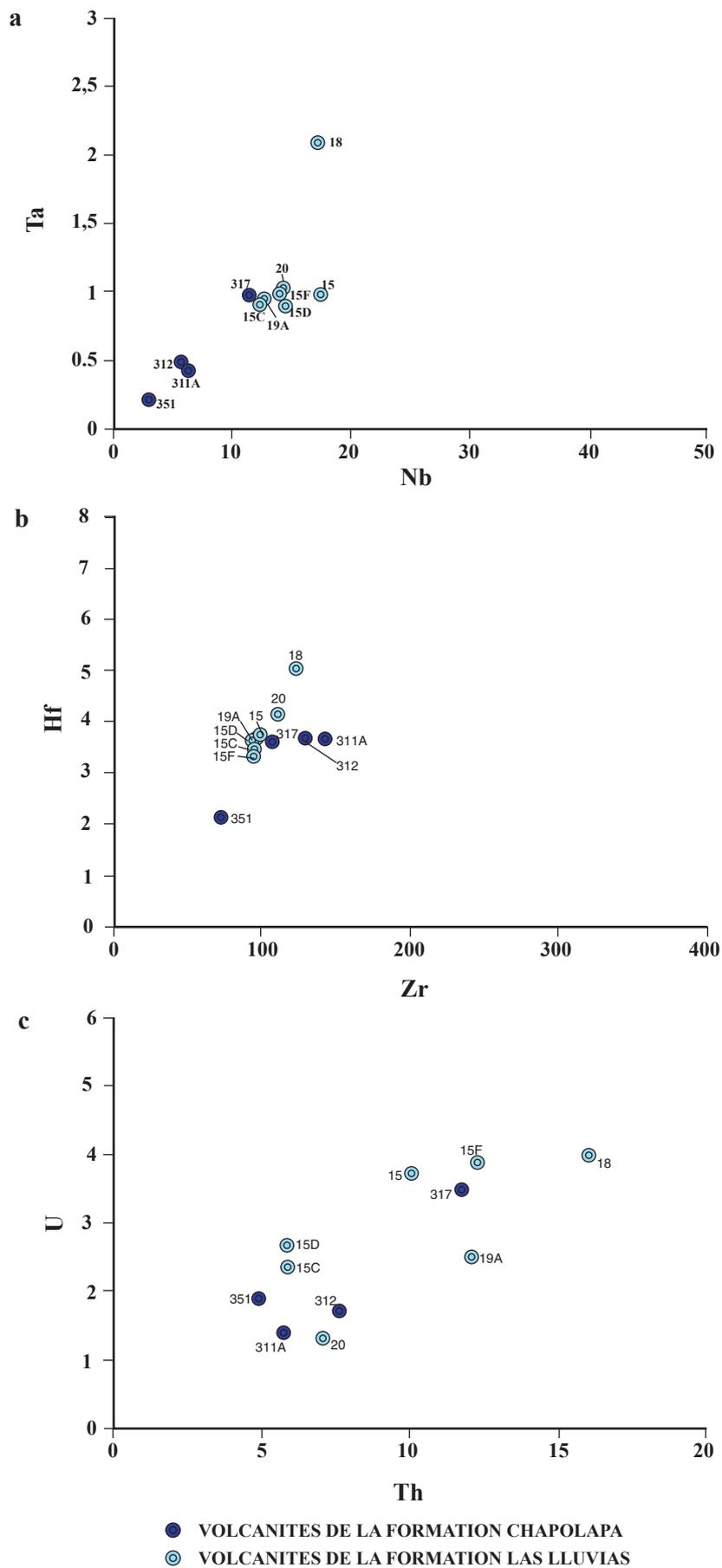


Figure II-1. Diagrammes de corrélation Nb-Ta, Zr-Hf et Th-U pour les laves de l'arc jurassique moyen de Chapolapa.

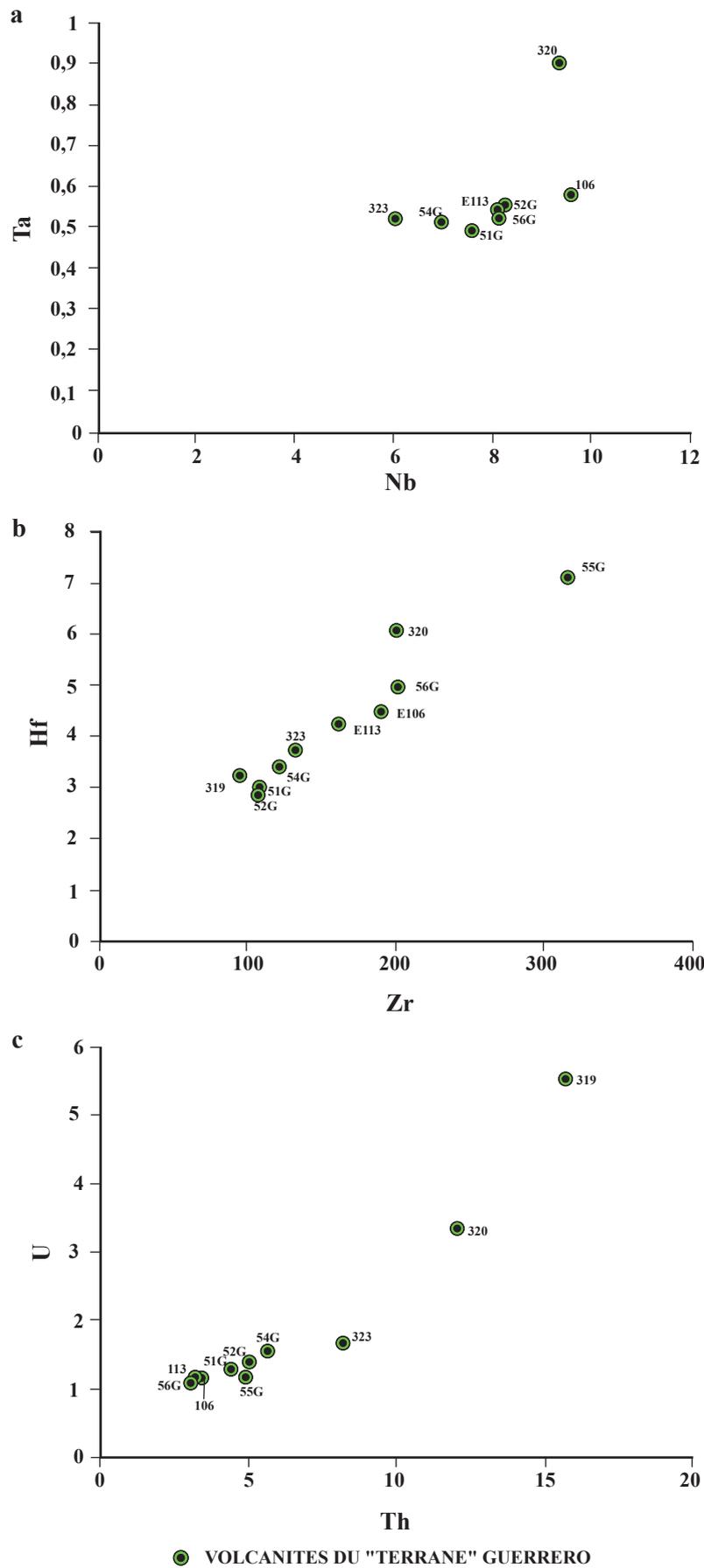


Fig. II-2. Diagrammes de corrélation Nb-Ta, Zr-Hf et Th-U pour les laves de l'arc créacé inférieur du " terrane " Guerrero.

2/ Mobilité des éléments lithophiles lors des processus d'altération et de métamorphisme

La mobilité de certains éléments est due aux processus d'altération et de métamorphisme. De telle sorte, que les concentrations mesurées des éléments dans une roche volcanique altérée ne reflètent pas les processus magmatiques mais plutôt les processus d'altération et de métamorphisme qui ont pu l'affecter.

Il convient donc de se baser le plus possible sur les teneurs en éléments traces réputés peu mobiles lors de ces deux processus, pour caractériser l'affinité magmatique de la roche et étudier les processus liés à sa genèse.

Les éléments réputés immobiles sont ceux de la famille des terres rares (REE : Rare Earth Elements) et ceux de forte charge ionique (HFSE : High Field Strength Elements) comme Zr, Hf, Nb, Ta et Ti. Au contraire, les éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE : Large Ion Lithophile Elements) comme les alcalins (Na, K, Rb, Cs) et les alcalino-terreux (Mg et Ca, Sr et Ba) sont réputés mobiles.

On a utilisé la même convention de couleur et de forme pour les points portés sur les diagrammes (Fig. II-3 et Fig. II-4) que celle utilisée précédemment pour tester la mobilité des éléments réputés mobiles.

L'étude géochimique qui suit est basée sur les éléments réputés immobiles, REE et HFSE .

Puisqu'il n'est pas possible de mesurer exactement les effets de l'altération et du métamorphisme sur les roches, on regarde uniquement si les éléments réputés mobiles ont un comportement cohérent avec les processus magmatiques, ou bien si les processus d'altération et de métamorphisme ont modifié substantiellement les teneurs originelles, auquel cas aucune interprétation des processus magmatiques n'est possible.

Pour se faire une idée de cette mobilité, on utilise des diagrammes opposant, d'une part, les éléments mobiles à tester et, d'autre part, un élément réputé immobile. Une attention particulière doit être portée quand on utilise ce type de diagramme, car il peut aussi refléter des processus magmatiques et non uniquement l'altération ou le métamorphisme.

Cette étude porte uniquement sur les éléments connus pour leur mobilité : les éléments majeurs et traces comme K, Na, Ca, Rb, Ba, Pb, U, et Sr. Ces éléments seront opposés au Zr, considéré comme peu ou pas mobile. Afin de comparer le comportement des éléments mobiles avec ceux qui le sont moins ou pas du tout, nous avons utilisé des diagrammes binaires opposant Rb, Ba, K, U, Pb, Sr, éléments mobiles à Zr, d'une part, et Nb, La à Zr d'autre part (Fig. II-3 et Fig. II-4).

Zr est un élément trace considéré comme peu mobile et dont les teneurs indiquent le degré de fractionnement des roches. La teneur en Zr des roches des Formations Chapolapa et Las Lluvias est très homogène, Zr étant compris entre 100 et 150 ppm (Tableau II-a). Ceci suggère que le degré de différenciation des échantillons jurassiques analysés est peu différent d'une roche à l'autre. Sur les diagrammes opposant Rb, Ba, K, U et Pb, tous les points représentatifs des roches jurassiques s'alignent parallèlement à l'axe des ordonnées car ces éléments lithophiles montrent une large gamme de concentrations. Ceci reflète une mobilité des éléments lithophiles (Fig. II-3 a, b, c, d, et e). En effet, si les concentrations de ces

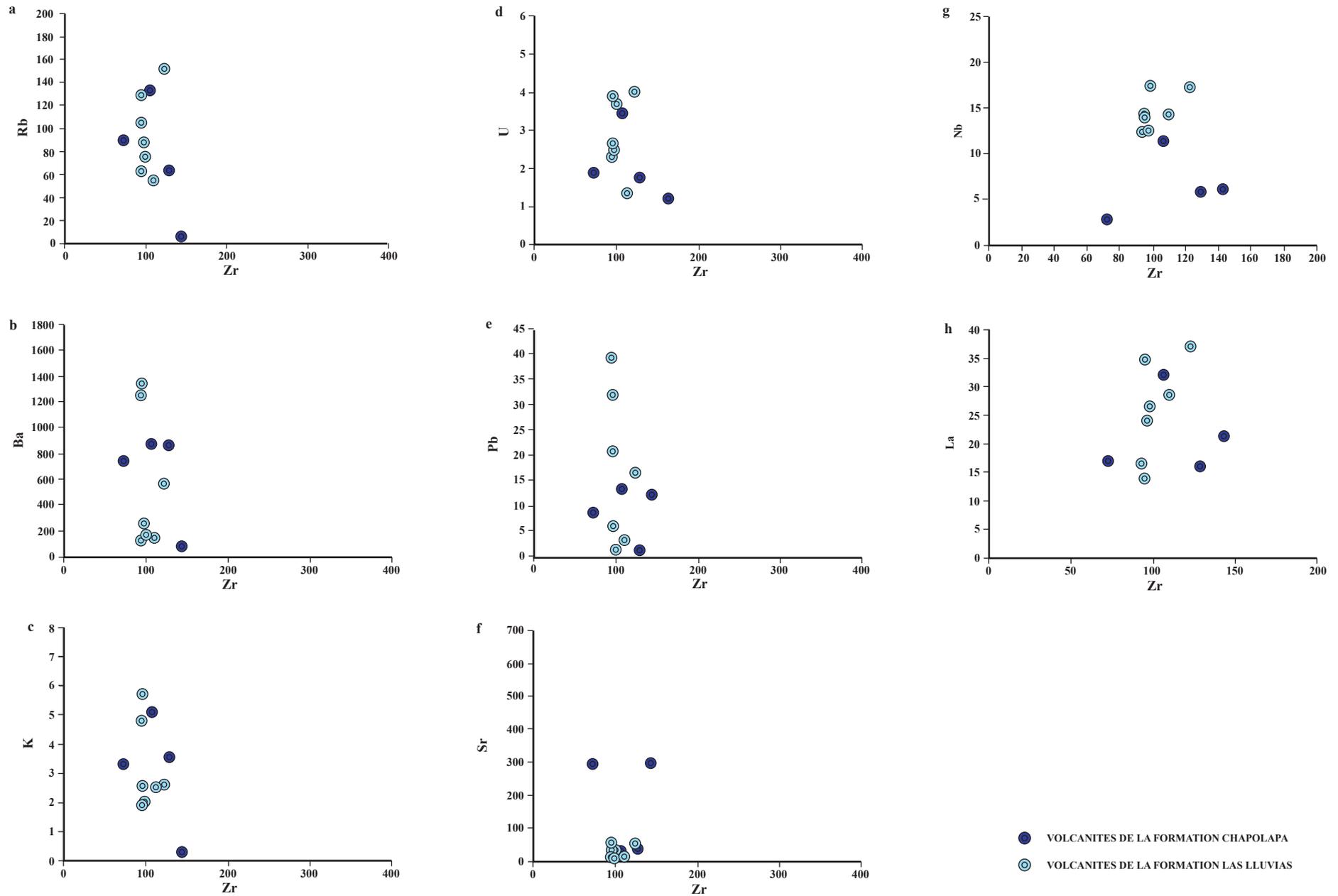


Figure II-3. Diagrammes binaires pour tester la mobilité des éléments majeurs et traces de l'arc volcanique Chapolapa.

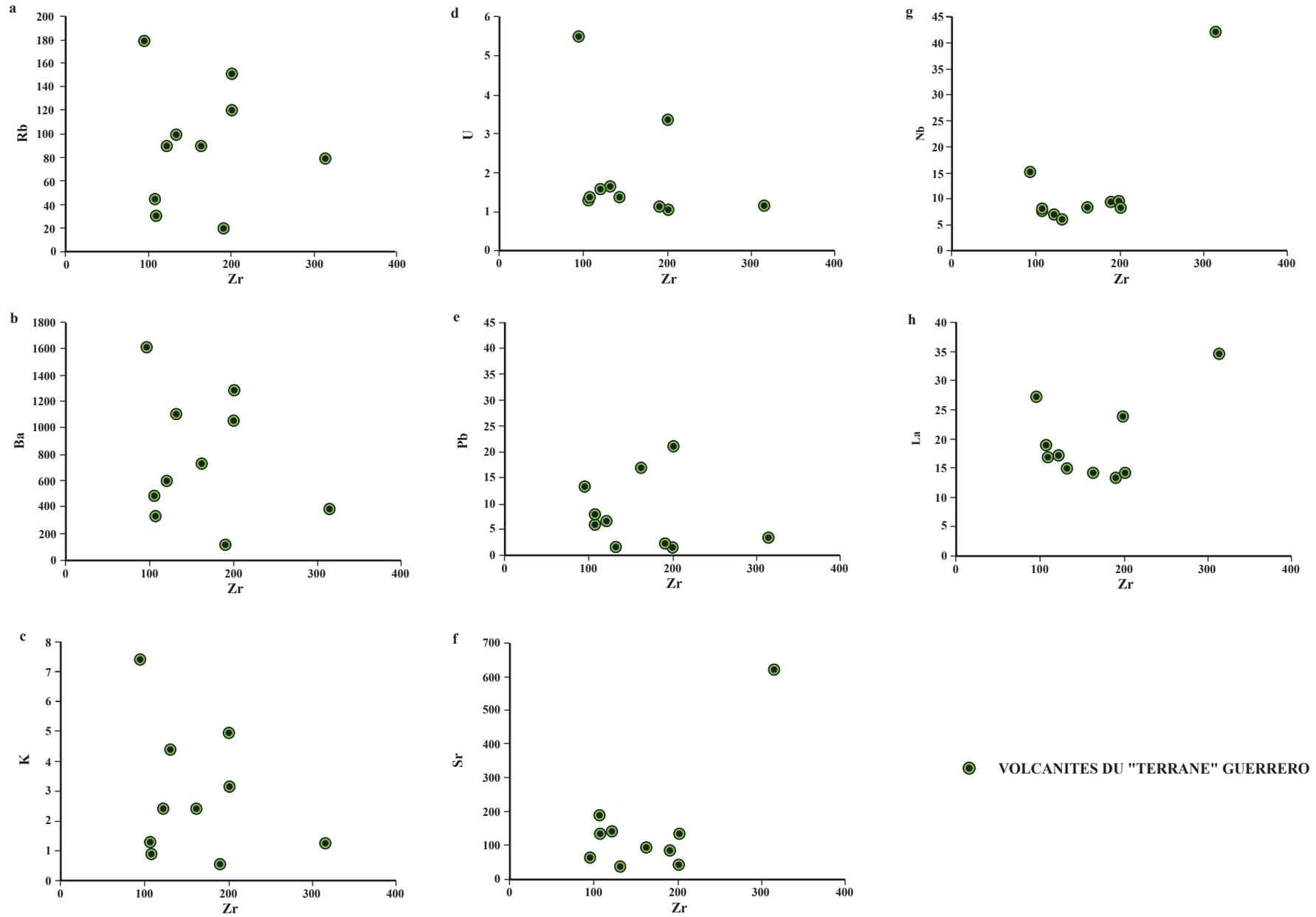


Figure II-4. Diagrammes binaires pour tester la mobilité des éléments majeurs et traces de l'arc volcanique du " terrane " Guerrero.

Echantillon	Formation Las Lluvias										Formation Chapolapa											
	15	15	15C	15C	15D	15D	15F	15F	18	18	19A	19A	19A	20	20	311-A	311-A	312	317	317	351	351
SiO2	77,74	79,76	77,79	78,97	76,51	78,17	73,82	78,54	81,93	80,37	83,06	83,06	78,24	81,68	72,83	73,95	82,14	73,85	75,07	73,85	63,36	67,38
Al2O3	12,66	12,99	12,31	12,50	12,74	13,02	13,34	14,19	13,18	11,8	12,19	12,19	13,22	13,80	16,2	16,45	8,05	13,4	13,62	13,4	16,3	17,33
Fe2O3	1,04	0,16	1,04	0,16	1,38	0,21	2,3	0,37	0,23	1,34	0,21	1,21	1,21	0,19	6,25	0,95	1,37	1,74	0,27	1,74	2,55	0,41
FeO		0,82		0,81		1,08	1,87	1,87	1,20		1,06		0,97			4,85			1,35		2,07	
MnO						0,03	0,03	0,03	0,00							0,06	0,019	0,04	0,04	0,04	0,037	0,04
MgO	0,33	0,34	0,2	0,20	0,15	0,15	0,96	1,02	0,44	0,56	0,58	0,24	0,25	0,25	0,64	0,65	0,35	0,47	0,48	0,47	1,61	1,71
CaO	0,41	0,42	0,27	0,27	0,17	0,17	1,55	1,65	0,06	0,05	0,05	0,12	0,13	0,13	2,07	2,10	0,25	0,21	0,21	0,21	3,16	3,36
Na2O	3,16	3,24	1,94	1,97	1,14	1,16	0,08	0,09	0,07	0,04	0,04	0,11	0,11	0,11	0	0,00	2,87	3,55	3,61	3,61	3,63	3,86
K2O	1,99	2,04	4,8	4,87	5,69	5,81	1,88	2,00	2,70	2,56	2,65	2,54	2,65	2,65	0,27	0,27	3,6	5,12	5,20	3,31	3,52	
TiO2	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,18	0,19	0,16	0,14	0,14	0,15	0,16	0,16	0,52	0,53	0,13	0,09	0,09	0,09	0,16	0,17
P2O5	0,07	0,07	0,09	0,09	0,06	0,06	0,05	0,05	0,03	0,02	0,02	0,06	0,06	0,06	0,18	0,18	0,05	0,05	0,05	0,05	0,14	0,15
PF	2,23		1,77		1,93	6,15		3,81		3,62		3,94		0,98		1,22	1,53			5,74		
Total	99,79	100	100,37	100	99,92	100	100,34	100	99,8	100,5	100	99,83	100	99,998	100	100,049	100,05	100	100	99,997	100	100
Co	0,83		1,32		1,37	2,22		1,08		1,12		0,21		2,10		0,66	0,03			0,03	4,37	
Rb	74,39		103,99		129,89	62,21		152,20		86,76		53,62		5,04		63,31	134,41			134,41	88,38	
Sr	34,35		32,68		14,96	56,75		57,22		8,09		14,87		298,17		41,89	28,69			28,69	290,14	
Y	45,87		29,47		20,02	52,50		63,61		30,35		27,13		28,97		9,12	37,51			37,51	6,30	
Zr	98,90		93,96		94,96	95,09		122,54		97,15		110,03		143,13		129,10	106,42			106,42	72,08	
Nb	17,31		12,36		14,40	13,99		17,25		12,57		14,23		6,12		5,84	11,38			11,38	2,89	
Cs	4,18		4,42		1,78	2,56		4,38		2,68		3,27		2,01		6,45	3,20			3,20	13,20	
Ba	173,01		1245,22		1341,44	120,02		571,17		256,72		142,07		77,22		875,30	875,13			875,13	751,99	
La	26,66		16,60		14,04	34,77		37,05		24,17		28,56		21,26		15,96	32,19			32,19	16,95	
Ce	64,56		48,26		36,69	79,88		87,56		58,97		57,89		37,74		43,43	64,32			64,32	34,56	
Pr	7,60		4,73		4,04	9,43		10,92		7,04		7,58		5,11		3,83	8,04			8,04	4,41	
Nd	28,40		17,89		14,54	33,59		39,91		25,97		26,43		20,55		13,98	30,16			30,16	17,35	
Sm	6,75		4,22		3,37	7,42		9,80		5,44		5,49		4,82		2,69	6,48			6,48	3,24	
Eu	0,44		0,31		0,22	0,43		0,57		0,32		0,40		0,97		0,37	0,71			0,71	0,83	
Gd	6,58		4,30		3,38	7,52		8,99		4,82		4,91		4,86		2,03	5,95			5,95	2,34	
Tb	1,15		0,74		0,53	1,33		1,58		0,80		0,83		0,81		0,28	0,98			0,98	0,24	
Dy	7,01		4,58		3,27	8,29		9,85		4,74		4,85		4,84		1,55	5,73			5,73	1,21	
Ho	1,44		0,95		0,68	1,69		2,07		0,99		0,97		1,01		0,31	1,18			1,18	0,21	
Er	4,01		2,64		1,98	4,72		6,00		2,77		2,69		2,84		0,87	3,34			3,34	0,52	
Yb	3,52		2,39		1,97	4,15		5,49		2,52		2,38		2,60		0,89	3,10			3,10	0,41	
Lu	0,52		0,34		0,29	0,59		0,81		0,36		0,36		0,39		0,13	0,47			0,47	0,06	
Hf	3,75		3,48		3,68	3,39		5,06		3,73		4,18		3,66		3,69	3,61			3,61	2,13	
Ta	0,98		0,92		0,91	0,98		2,09		0,93		1,03		0,44		0,51	0,98			0,98	0,21	
Pb	1,37		38,87		20,69	31,83		16,61		6,05		2,97		12,21		1,27	13,15			13,15	8,70	
Th	10,05		5,90		5,84	12,22		15,98		12,09		7,06		5,69		7,62	11,67			11,67	4,87	
U	3,72		2,35		2,67	3,88		3,99		2,50		1,30		1,38		1,71	3,49			3,49	1,89	
La/Nb	1,54		1,34		0,98	2,49		2,15		1,92		2,01		3,48		2,73	2,83			2,83	5,86	
(La/Yb)N	5,43		4,99		5,11	6,01		4,84		6,89		8,60		5,86		12,84	7,46			7,46	29,80	

Tableau II-a. Concentration des éléments majeurs et en traces dans les volcanites des Formations Chapolapa et Las Lluvias du Jurassique moyen

Echantillon	E106	E106	E113	E113	51G	51G	52G	52G	54G	54G	55G	55G	56G	56G	319	319	320	320	323	323
SiO2	60,94	63,27	62,41	64,96	58,71	61,06	61,9	63,88	56,7	59,71	56,81	60,24	57,33	59,68	71,38	72,52	81,27	82,60	76,63	77,78
Al2O3	16,44	17,07	15,4	16,03	15,89	16,53	15,5	16,00	16,72	17,61	14,54	15,42	18,35	19,10	13,39	13,60	7,16	7,28	8,3	8,42
Fe2O3	6,84	1,07	6,82	1,06	7,89	1,23	7,27	1,13	7,55	1,19	7,9	1,26	7,11	1,11	1,87	0,28	1,29	0,20	1,5	0,23
FeO		5,43		5,43		6,28		5,74		6,08		6,41		5,66		1,45		1,00		1,16
MnO	0,1	0,10	0,1	0,10	0,14	0,15	0,14	0,14	0,12	0,13	0,2	0,21	0,15	0,16	0,018	0,02	0,018	0,02	0,019	0,02
MgO	3,3	3,43	2,5	2,60	2,89	3,01	2,41	2,49	3,18	3,35	3	3,18	2,81	2,93	0,43	0,44	0,32	0,33	4,61	4,68
CaO	1,45	1,51	1,68	1,75	4,23	4,40	3,58	3,69	4,49	4,73	6,92	7,34	2,09	2,18	0,29	0,29	0,28	0,28	0,19	0,19
Na2O	6,18	6,42	4,26	4,43	5,13	5,34	4,54	4,69	3,4	3,58	3,34	3,54	4,58	4,77	3,53	3,59	3,02	3,07	2,78	2,82
K2O	0,54	0,56	2,41	2,51	0,93	0,97	1,28	1,32	2,44	2,57	1,31	1,39	3,13	3,26	7,41	7,53	4,95	5,03	4,42	4,49
TiO2	0,91	0,94	0,91	0,95	0,85	0,88	0,76	0,78	0,88	0,93	0,8	0,85	0,91	0,95	0,22	0,22	0,14	0,14	0,15	0,15
P2O5	0,2	0,21	0,17	0,18	0,16	0,17	0,14	0,14	0,12	0,13	0,15	0,16	0,2	0,21	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
PF	2,9		3,21		3,01		2,34		4,26		4,86		3,24		1,46		1,55		1,4	
Total	99,8	100	99,87	100	99,83	100	99,86	100	99,86	100	99,83	100	99,9	100	100,048	100	100,048	100	100,049	100
Co	10,63		9,90		14,08		11,23		14,65		14,907		12,19		1,09		0,39		0,82	
Rb	18,60		89,27		30,18		44,04		87,60		41,52		120,40		179,43		151,00		98,58	
Sr	83,09		90,29		188,43		135,00		138,14		169,50		134,90		68,25		42,10		38,09	
Y	39,04		34,76		37,78		39,33		31,96		34,70		43,40		30,83		11,76		12,35	
Zr	190,83		162,29		108,02		107,26		121,81		135,03		201,71		95,16		200,09		131,11	
Nb	9,59		8,13		7,59		8,22		6,98		6,12		8,15		14,74		9,35		6,01	
Cs	0,63		8,30		0,75		1,18		2,16		2,66		4,15		3,19		4,73		7,66	
Ba	111,18		734,03		329,37		491,81		597,73		331,33		1057,89		1605,71		1283,41		1102,93	
La	13,37		14,24		16,88		18,91		17,14		14,71		13,99		27,21		23,84		14,90	
Ce	30,13		30,96		35,93		39,34		35,86		30,52		30,43		56,19		57,62		40,52	
Pr	4,16		4,29		4,89		5,35		4,73		4,28		4,36		6,97		5,31		3,82	
Nd	17,73		18,37		20,58		22,24		19,45		18,33		19,02		25,74		19,29		14,14	
Sm	4,67		4,71		5,20		5,53		4,72		4,48		5,26		5,54		3,59		3,15	
Eu	1,10		1,14		1,32		1,36		1,07		1,31		1,45		0,54		0,37		0,44	
Gd	5,35		5,25		5,72		6,15		5,20		4,97		6,22		5,00		2,70		2,58	
Tb	0,94		0,88		0,97		1,01		0,85		0,87		1,05		0,84		0,34		0,40	
Dy	5,92		5,69		6,01		6,33		5,25		5,40		6,70		4,94		1,85		2,19	
Ho	1,29		1,26		1,30		1,34		1,13		1,17		1,46		1,01		0,38		0,42	
Er	3,79		3,71		3,71		3,88		3,25		3,39		4,23		2,88		1,20		1,15	
Yb	3,64		3,53		3,39		3,47		2,88		3,18		4,11		2,77		1,45		1,06	
Lu	0,56		0,53		0,50		0,50		0,41		0,49		0,64		0,41		0,23		0,16	
Hf	4,51		4,25		3,04		2,96		3,43		3,52		4,95		3,26		6,09		3,73	
Ta	0,58		0,54		0,49		0,55		0,51		0,40		0,52		1,84		0,90		0,52	
Pb	2,54		16,91		7,85		6,10		6,39		10,14		21,18		13,34		1,65		1,73	
Th	3,44		3,19		4,41		5,00		5,64		3,35		3,00		15,72		12,07		8,16	
U	1,15		1,19		1,30		1,42		1,57		1,07		1,08		5,51		3,34		1,68	
La/Nb	1,39		1,75		2,22		2,30		2,46		2,40		1,72		1,85		2,55		2,48	
(La/Yb)N	2,64		2,89		3,57		3,91		4,27		3,32		2,44		7,05		11,82		10,08	

Tableau II-b. Concentration des éléments majeurs et en traces dans les □volcanites du " terrane " Guerren

éléments n'avaient pas été modifiées, on devrait observer une corrélation positive entre ces éléments traces et Zr. Le Sr montre un comportement quelque peu différent. Les laves se répartissent en deux groupes (Fig. II-3 f). Le premier groupe est caractérisé par de faibles valeurs de Sr (< à 100 ppm) alors que le deuxième se situe à environ 300 ppm. Cependant le comportement de Sr est aussi peu cohérent que les autres éléments lithophiles, reflétant aussi sa mobilité.

Les laves du « terrane » Guerrero, à l'inverse de celles de l'arc jurassique Chapolapa, montrent d'importantes variations des concentrations en Zr (entre 100 et 300 ppm ; Tableau II-b). Mais comme précédemment, aucune corrélation n'est présente entre les éléments lithophiles et Zr ; tous les diagrammes montrant un nuage de points (Fig. II-4 a, b, c, d, e, f).

Si l'on observe maintenant le comportement du Nb (élément trace fortement incompatible et très peu mobile) en fonction du Zr, on remarque une assez belle corrélation entre Nb et Zr pour les roches des Formations Las Lluvias et Chapolapa (Fig. II-3 g). Il en est de même pour le couple La-Zr, où la majorité des points représentatifs des laves jurassiques s'alignent sur une droite de corrélation positive, avec un accroissement important de La (Fig. II-3 h).

Pour les roches du « terrane » Guerrero, la corrélation positive Nb-Zr est nette (Fig. II-4 g) sauf pour deux échantillons qui se distinguent par des valeurs plus élevées de Nb (15 et 45 ppm). La corrélation La-Zr est moins nette mais, surtout, la majorité des points dessinent une courbe de pente négative ; trois roches avec des teneurs les plus élevées de La échappent à cette tendance (Fig. II-4 h).

En conclusion, compte - tenu de la mobilité des éléments lithophiles, la caractérisation des affinités magmatiques des laves de l'arc jurassique moyen Chapolapa et de l'arc jurassique supérieur – crétacé inférieur du « terrane » Guerrero sera exclusivement basée sur les éléments à forte charge ionique (HFSE). De même, la mobilité importante du Rb, couplée à celle du Sr, implique que les compositions isotopiques du Sr ne peuvent être prises en compte pour caractériser la source de ces laves, quel que soit leur âge.

B. Les roches volcaniques de l'arc Chapolapa du Jurassique moyen (Formations Chapolapa et Las Lluvias)

1/ Pétrographie

a- Les volcanites de la Formation Chapolapa

La Formation Chapolapa a été décrite formellement par De Czerna (1965), lors des études réalisées sur la Sierra Madre del Sur pour la préparation du 20ème Congrès Géologique International. Depuis ce travail, dans lequel l'auteur donne une description générale de cette formation volcano-sédimentaire et propose une localité type, la Formation Chapolapa n'a plus jamais été étudiée de façon détaillée.

Les volcanites sont interstratifiées dans des couches sédimentaires détritiques (conglomérats, grès et lutites) à différents niveaux de la formation.

Ce sont des coulées de laves massives ou des pyroclastites de type "ash flow » et « airfall" dont la taille des éléments est variable (des cendres jusqu'aux blocs). Des vésicules et des structures primaires de flux y sont présentes. Quelques niveaux montrent une bréchification intense liée, probablement, aux processus de mise en place des coulées de laves.

L'analyse pétrographique des volcanites de la Formation Chapolapa provenant des trois secteurs cités, révèle, malgré une apparente homogénéité, des variations de leurs textures et de leurs compositions. Il s'agit principalement de rhyolites, de dacites et, plus rarement, d'andésites.

A partir des textures et des compositions minéralogiques, on identifie trois groupes de roches volcaniques :

Groupe 1 : Roches porphyriques rhyolitiques et dacitiques.

Parmi les volcanites de la Formation Chapolapa, c'est le groupe des roches les plus courantes. Elles présentent une texture porphyrique avec des phénocristaux automorphes plurimillimétriques et subautomorphes de plagioclase, automorphes à xénomorphes de feldspath potassique et subautomorphes de quartz. Ces phénocristaux sont inclus dans une mésostase formée par des microlites de feldspaths et par un fond microcristallin (Fig.II-5) (ancien verre).

Dans ces roches, l'absence de ferromagnésiens conservés est notable. On retrouve cependant, sous forme de fantômes, d'anciens minéraux primaires totalement remplacés par des oxydes de fer et par de la chlorite. D'après la géométrie de ces fantômes, il s'agissait probablement de hornblende, d'augite ou de biotite (Fig. II-6).

Même si une dévitrification sévère a affecté ces roches, on reconnaît quelques traits typiques des ignimbrites : texture eutaxitique liée à l'orientation préférentielle des éléments vitreux et golfes de corrosion dans les phénocristaux de quartz (Fig. II-7).

L'analyse modale indique une teneur en cristaux par rapport à la mésostase qui varie entre 50 et 70%. Le pourcentage modal en plagioclase varie entre 10 et 30%, celui du feldspath potassique entre 10 et 30%, celui du quartz entre 10 et 20%, tandis que celui des ferromagnésiens est toujours inférieur à 1%.

Groupe2 : Tufs de lapilli hyalocristallins de composition dacitique.

Les roches de ce groupe sont caractérisées par la prédominance des plagioclases par rapport aux feldspaths potassiques, la faible abondance du quartz peu abondant et par l'absence de ferromagnésiens et de verre dans la mésostase.

Elles renferment de nombreux fragments plurimillimétriques et anguleux de cristaux dans une mésostase peu développée. On reconnaît des fragments de cristaux subautomorphes de plagioclase et subautomorphes à xénomorphes de feldspath potassique et de quartz (Fig.II-8).

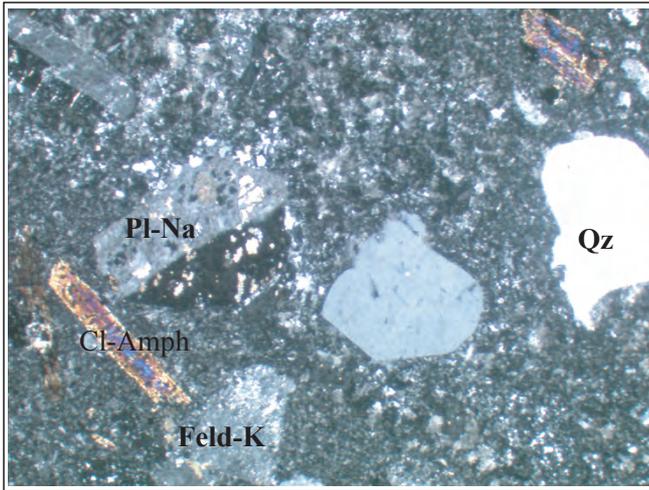


Figure II-5. Microphotographie, en lumière polarisée analysée, d'une lame mince de la roche 32-A. Exemple de rhyolite de la Formation Chapolapa non affectée par le métamorphisme dynamique. Présence de cristaux de ferromagnésiens, de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase.

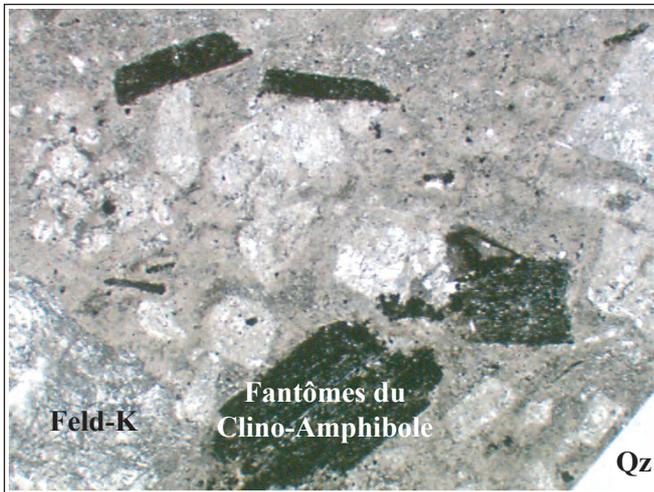


Figure II-6. Microphotographie en lumière polarisée non analysée, d'une lame mince de la roche 32-A prélevée dans la région du Rio Azul-Tolixtlahuaca-Pinolapa. Fantômes de ferromagnésiens remplacés par des oxydes de fer. La géométrie peut correspondre à une clinoclino-amphibole ou biotite.

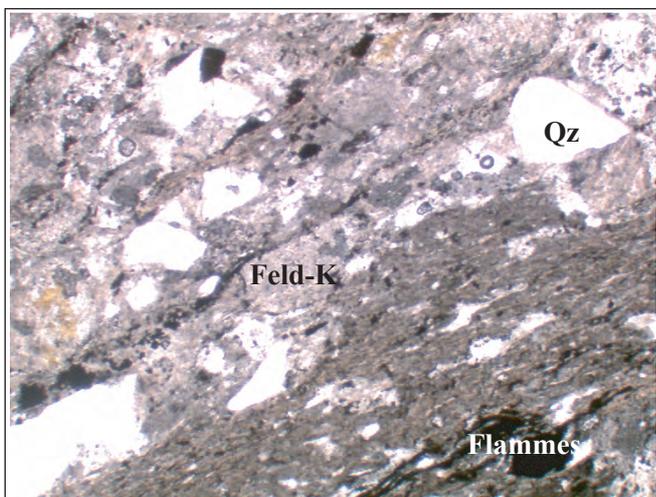


Figure II-7. Microphotographie en lumière polarisée et analysée d'une lame mince de la roche 313 prélevée dans la région de Omiltemi - Chautipan - La Esperanza. Il s'agit d'une ignimbrite de composition rhyolitique avec fragments anguleux de quartz et de feldspath, inclus dans une mésostase vitreuse contenant en outre des flammes.

A l'analyse, ces roches révèlent 70% de cristaux et 30% de mésostase. La teneur en plagioclase varie entre 25 et 30%, celle en feldspath potassique entre 20 et 25% et celle du quartz entre 20 et 25%.

Groupe 3 : Roches porphyriques de composition andésitique.

Ce sont les moins abondantes. Elles affleurent majoritairement dans le secteur Omiltemi - Chautipan - La Esperanza. Ces roches sont formées par des phénocristaux plurimillimétriques automorphes de plagioclase et de fantômes de ferromagnésiens soutenus par une mésostase de type microlitique (Fig. II-9).

A l'analyse les roches de ce groupe révèlent entre 50 et 70% de cristaux. La teneur en plagioclase varie entre 50 et 70 % alors que celle en fantômes de ferromagnésiens est <1%.

b. Les volcanites de la Formation Las Lluvias

Pétrographiquement elles sont identiques à celles de la Formation Chapolapa. Il s'agit de roches rhyolitiques et dacitiques qui présentent la texture eutaxitique typique des ignimbrites (Fig. II-10 et II-11).

Parmi ces roches, deux groupes peuvent être distingués. Les roches du premier groupe sont formées essentiellement de fragments de cristaux ; elles sont semblables aux tufs et lapilli hyalocristallins du groupe 2 précédent (Fig. II-10). Les roches du deuxième groupe sont riches en phénocristaux sub-automorphes de quartz et de plagioclase sodique (Fig. II-11).

2/ Géochimie des laves acides des Formations Chapolapa et Las Lluvias

a- Géochimie des éléments majeurs

Les concentrations des éléments majeurs sont reportées en pourcentage d'oxydes. (Tableau II-a). Le degré d'altération, exprimé par la perte au feu, des roches analysées est variable. Les valeurs de perte au feu des roches des Formations Chapolapa et Las Lluvias varient entre 1,7 et 6,15 %. Nous avons déjà montré que les laves étudiées étaient altérées. Donc, l'utilisation des oxydes pour caractériser les affinités magmatiques de ces laves doit être discutée car ces oxydes (SiO_2 , CaO , Na_2O et K_2O) sont sensibles aux processus d'altération et de métamorphisme mais généralement MgO , Fe_2O_3 et surtout TiO_2 sont nettement moins mobiles durant les processus d'altération et de métamorphisme. Pour caractériser le comportement des éléments majeurs, on a construit des diagrammes binaires en opposant les oxydes (MgO , Al_2O_3 , TiO_2 et CaO) avec SiO_2 , à cause de son importante variation (Fig. II-12). En analysant ces diagrammes, nous pouvons faire les observations suivantes:

- Les teneurs en SiO_2 des volcanites analysées des deux formations jurassiques varient entre 63 et 82 % (Tableau II-a). Ces valeurs de silice correspondent au domaine des dacites et des rhyolites. Néanmoins, les valeurs les plus élevées en silice sont liées à des processus de

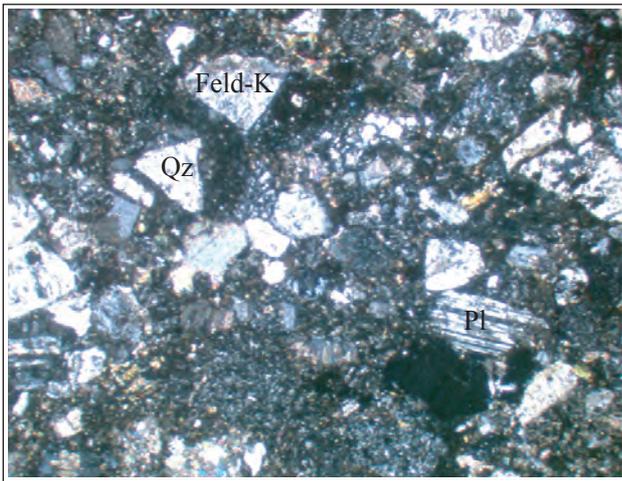


Figure II-8. Microphotographie en lumière polarisée et analysée d'une lame mince de la roche 45 prélevée dans la région de Rio Azul-Tolixtlahuaca-Pinolapa. Exemple type des tufs de lapilli hyalocristallins de la Formation Chapolapa. Noter l'abondance des cristaux anguleux de plagioclase et de quartz et la mésostase partiellement dévitrifiée en chlorite.

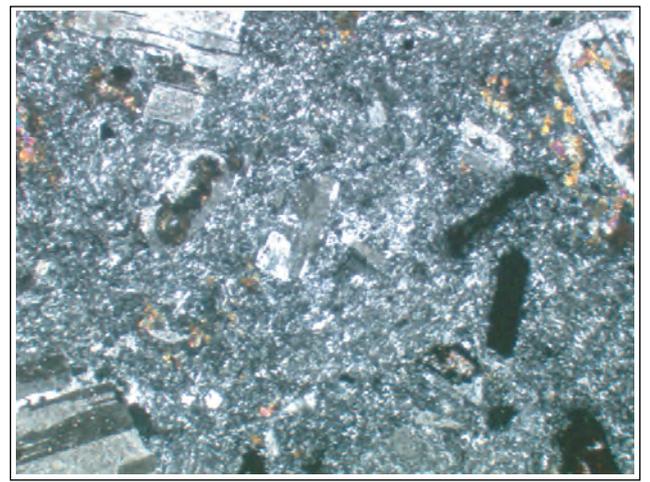


Figure II-9. Microphotographie en lumière polarisée et analysée d'une lame mince de la roche 311-A prélevée dans la région de Omiltemi-Chautipan-La Esperanza. Exemple type des roche de composition andésitique de la Formation Chapolapa. La roche n'est pas déformée. Elle montre une texture porphyrique avec des phénocristaux automorphes de plagioclases et des fantômes de clinoclino-amphiboles remplacés par des oxydes de fer. La mésostase microlitique est partiellement recristallisée.

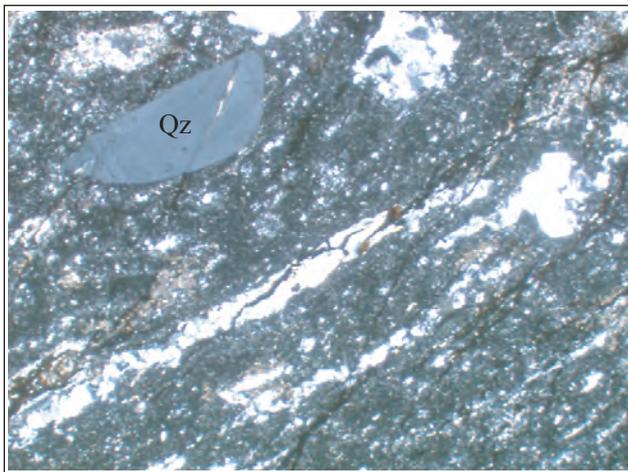


Figure II-10. Microphotographie en lumière polarisée et analysée d'une lame mince de la roche 15-C prélevée dans la région d'Olinala.

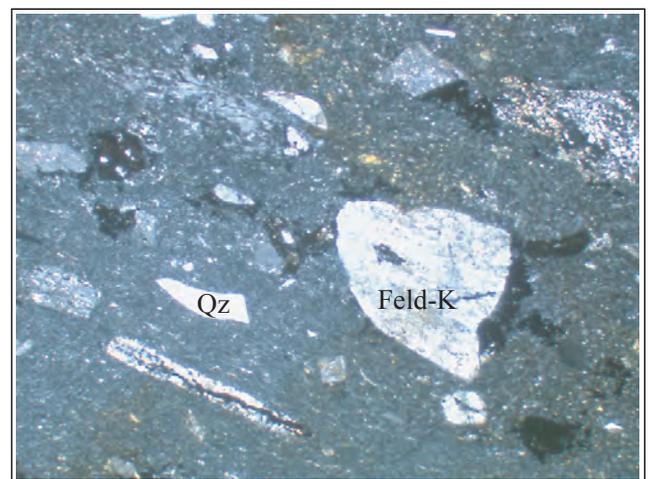


Figure II-11. Microphotographie en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 16 prélevée dans la région d'Olinala.

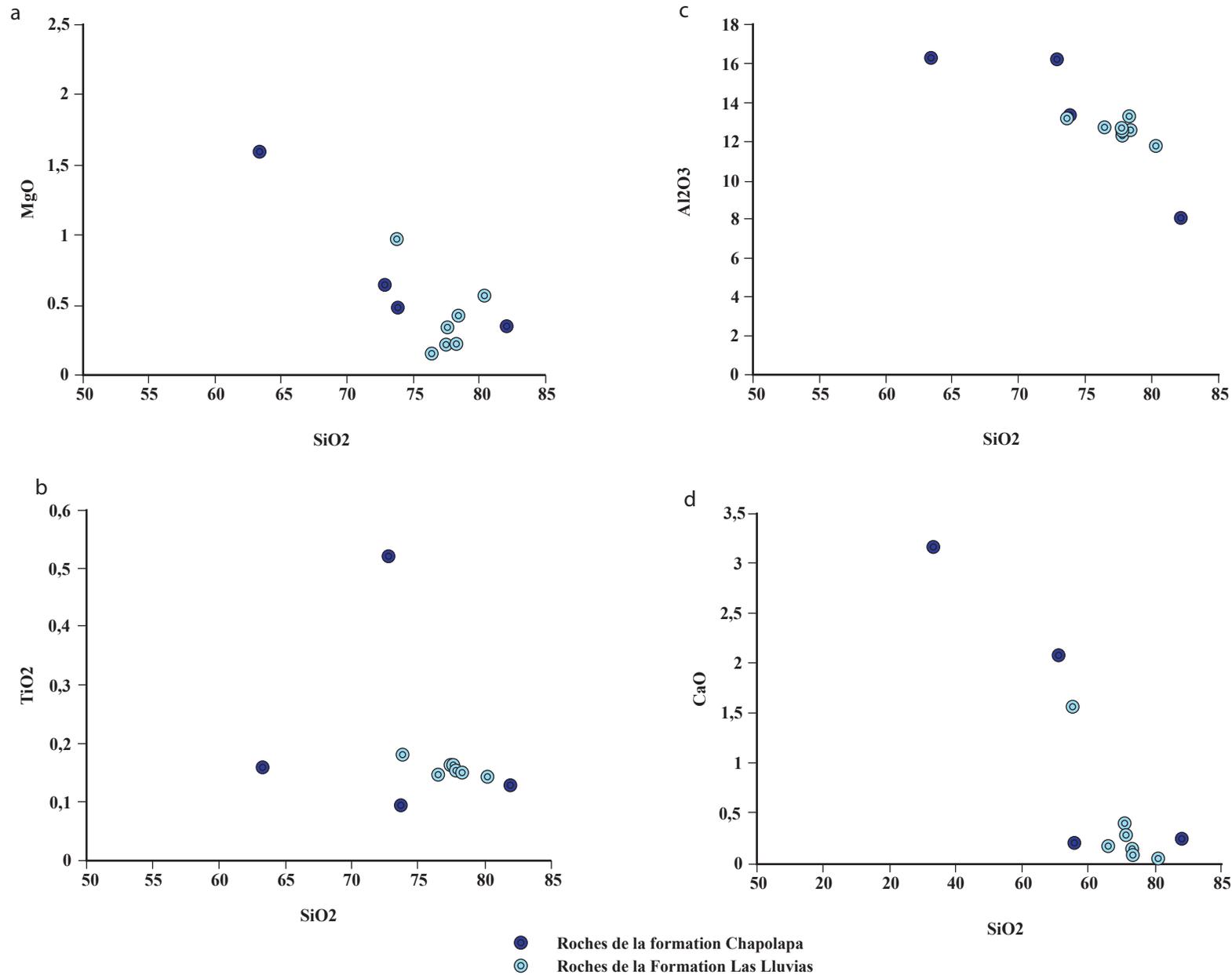


Figure II-12. Diagrammes binaires SiO₂/oxydes pour caractériser le comportement des éléments majeurs des volcanites des Formations Chapolapa et Las Lluvias.

silicifications secondaires. Mais d'une manière générale, les teneurs en silice des différents faciès étudiés correspondent bien à celles des laves récentes.

- Les teneurs en MgO des volcanites analysées varient entre 1,5 et 0,15 % (Tableau II-a). Dans le diagramme MgO-SiO₂ (Fig. II-12 a), les laves étudiées dessinent une pente de corrélation négative, illustrant la décroissance de MgO en fonction de l'augmentation de SiO₂. Une telle droite de corrélation permet de supposer que MgO et SiO₂ (sauf pour les valeurs les plus fortes) ont été peu modifiés par l'altération et le métamorphisme.

- Les teneurs en TiO₂ des volcanites analysées sont très homogènes (~ 0,15 %, Tableau II-a) et comparables à celles de rhyolites et de rhyodacites récentes. Cette homogénéité du titane se voit très bien dans le diagramme TiO₂ en fonction de SiO₂ (Fig. II-12 b). Seul un échantillon de la Formation Chapolapa (311A) se distingue des autres roches par une valeur nettement plus élevée (TiO₂ = 0,5 %).

- Les teneurs en Al₂O₃ des volcanites analysées varient entre 16 et 11,8 %. Sur la Fig. II-12 c, les points sont alignés sur une droite à pente négative : la teneur en Al₂O₃ décroît quand celle en SiO₂ augmente, et ceci à partir de SiO₂ = 70 %. Ceci peut être facilement expliqué par la cristallisation des plagioclases et des feldspaths alcalins qui jouent un rôle très important dans l'évolution des séries calco-alcalines.

- Les teneurs en CaO des volcanites analysées varient entre 3,5 et 0,5 %. Sur la Fig. II-12 d représentant la variation de CaO en fonction de SiO₂, on remarque d'abord une baisse du CaO parallèlement à l'augmentation de SiO₂ mais, pour les teneurs en silice supérieures à 70%, les concentrations en CaO sont très faibles et homogènes. Ceci suggère une albitisation des plagioclases dans les faciès les plus fractionnés des laves jurassiques et la mobilité de CaO lors de l'altération et/ou du métamorphisme subis par ces laves.

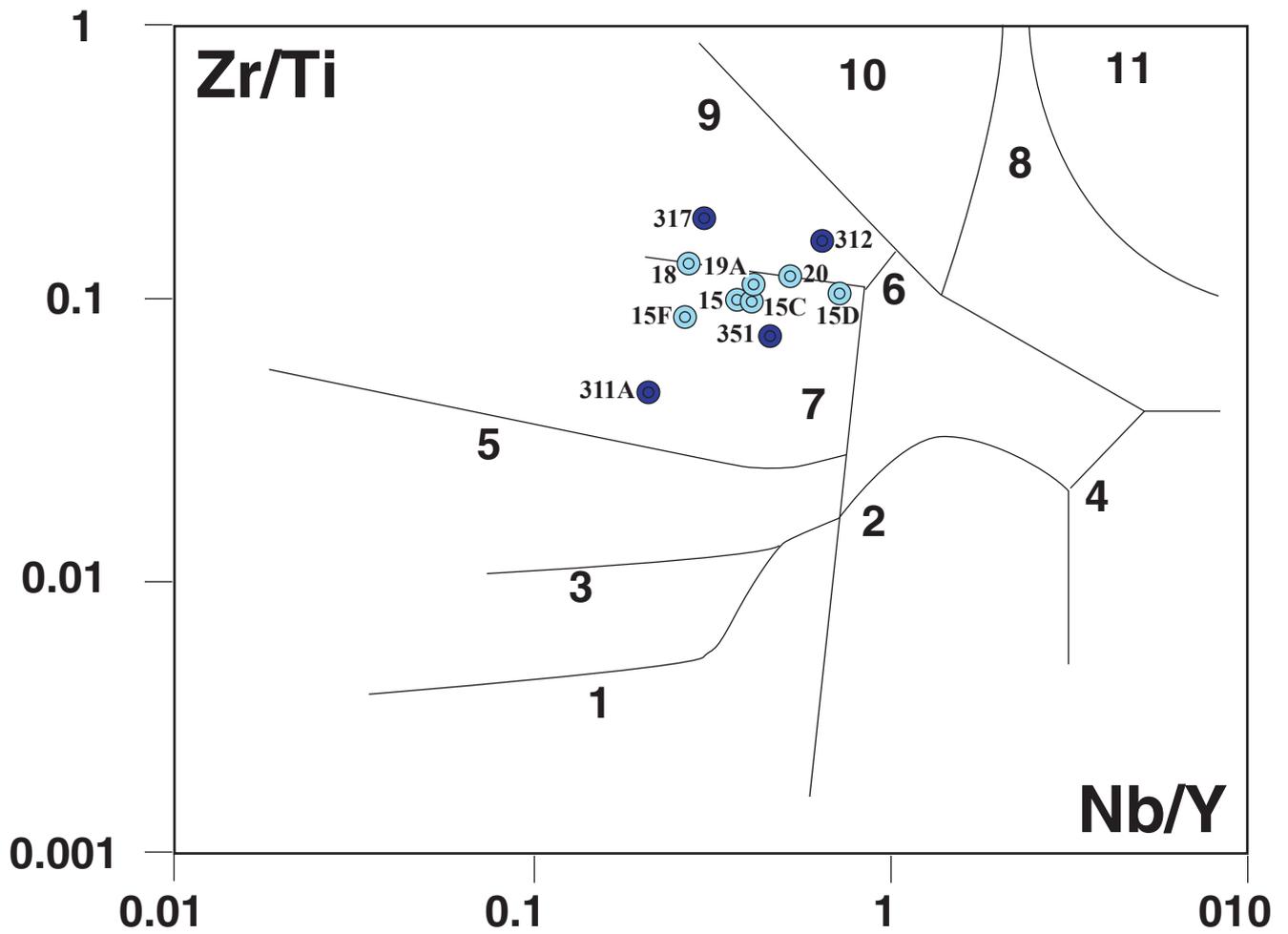
b. Géochimie des éléments traces

. Nomenclature des laves des Formations Chapolapa et Las Lluvias à partir du diagramme Zr/Ti en fonction de Nb/Y

Compte tenu des teneurs très élevées en silice de certaines laves acides jurassiques, nous avons voulu préciser le nom des laves analysées, déterminé par les caractères pétrographiques en utilisant le diagramme Zr/Ti en fonction de Nb/Y préconisé par Winchester et Floyd (1977) qui est basé sur les concentrations des éléments traces fortement incompatibles et réputés immobiles (Fig. II-13). Dans ce diagramme, les laves jurassiques se répartissent dans les champs des dacites - rhyodacites et des rhyolites. Ceci confirme les déterminations faites à partir des observations pétrographiques.

. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et multi - éléments normalisés au manteau primitif

Les spectres de terres rares des roches des Formations Chapolapa et Las Lluvias (Fig. II-14), quel que soit le faciès pétrographique considéré, sont plus ou moins enrichis en LREE par rapport aux HREE [$4,8 < (La/Yb)_n < 29,8$]. Ce sont les ignimbrites hl 18 et hl 15 F qui ont les teneurs les plus élevées en REE (environ 100 fois les chondrites). Toutes ces roches montrent des anomalies négatives marquées en Eu [$0,17 < (Eu/Eu^*) < 0,92$] indiquant le fractionnement précoce du plagioclase. Cependant, deux volcanites (351 et 312) de la Formation Chapolapa diffèrent des autres laves acides par un enrichissement beaucoup plus



- Roches de la formation Chapolapa
- Roches de la Formation Las Lluvias

1= basalte Sub-alkalin

2= basalte Alkalin

3= Andesite et basalte

4= Basanite et nephelinite

5= Andesite

6= Trachy-andesite

7= Rhyodacite et dacite

8= Trachyte

9= Rhyolite

10= Comendite et pantellerite

11= Phonolite

Figure II-13. Diagramme de Winchester et Floyd (1977) pour la classification des roches volcaniques des Formations Chapolapa et Las Lluvias.

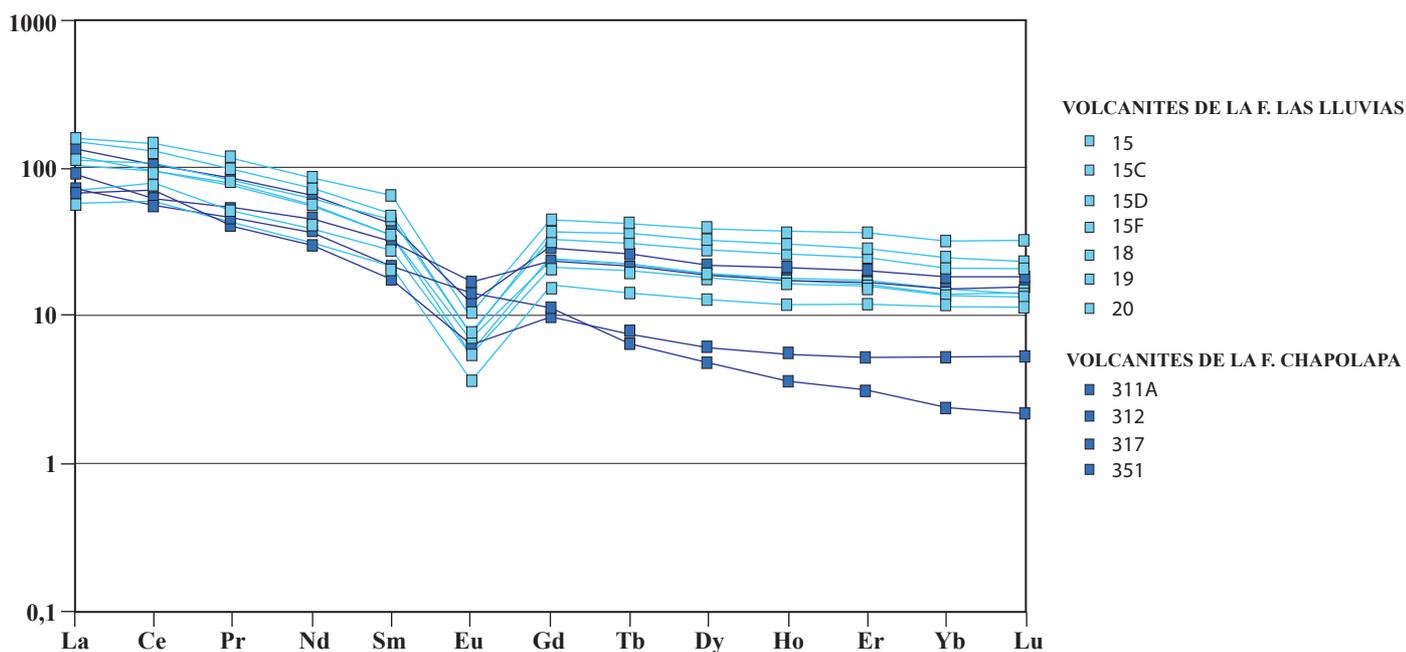


Figure II-14. Spectre de terres rares normalisés aux chondrites des volcanites des Formations Chapolapa et Las Lluvias.

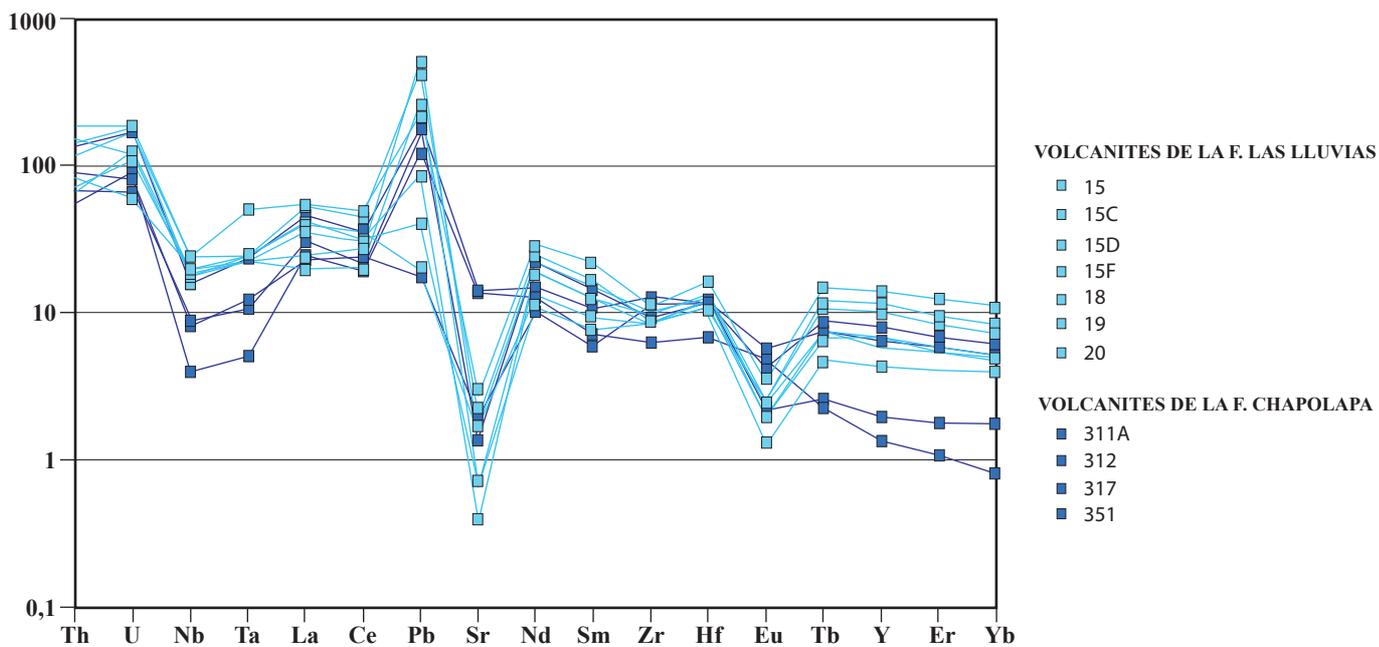


Figure II-15. Spectres multiéléments, normalisés au manteau primitif, des volcanites des Formations Chapolapa et Las Lluvias.

marqué en LREE par rapport aux HREE [$(La/Yb)_n < 29,8$]. De plus, c'est l'échantillon 351 qui présente l'anomalie négative la moins marquée en Eu (valeur la plus élevée du rapport Eu/Eu^* de 0,92).

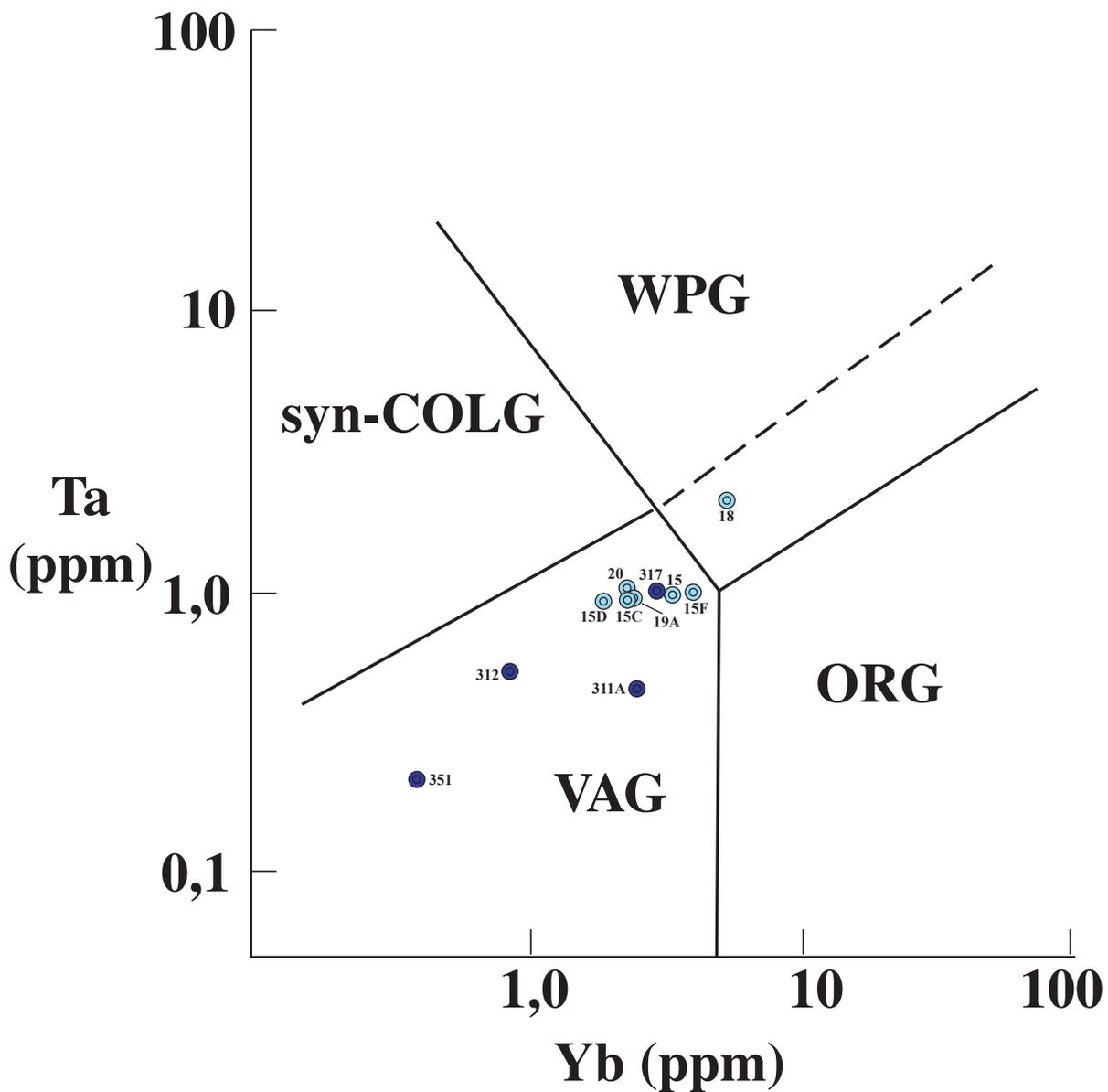
Les spectres multiéléments, normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des roches de la Formation Chapolapa sont illustrés dans la Fig. II-15. Dans ces spectres, les éléments lithophiles les plus mobiles (Rb, K, Ba) ont été exclus. Toutes ces laves montrent en commun des anomalies négatives très bien marquées en Nb, Ta, Sr, Eu, et positives en U, Pb et dans une moindre mesure en Th. Les anomalies négatives en Nb-Ta, et positives en Th sont des caractères de laves émises en contexte de subduction. Les anomalies positives en U et Pb peuvent être interprétées de deux façons : caractère de lave orogénique ou enrichissement lié à des processus d'altération et de métamorphisme. Les deux échantillons (351 et 312) diffèrent des autres laves jurassiques par des anomalies négatives moins marquées en Sr et en Eu et surtout des teneurs beaucoup plus faibles en terres rares lourdes et Y. On remarque aussi que l'échantillon 351 a des teneurs plus faibles en Zr et Hf, comparées aux autres roches. Les anomalies moins marquées en Sr et Eu sont liées au fractionnement du plagioclase qui apparaît moins poussé dans ces deux roches, comparées à l'ensemble des laves jurassiques. On pourrait expliquer les faibles teneurs en terres rares lourdes et Y de ces deux laves par la présence de zircon qui n'aurait pas été détruit lors de l'attaque chimique. Mais ceci ne semble pas être le cas, car les teneurs en Zr et Hf, tout au moins pour l'échantillon 312 sont comparables à celles des autres laves. Ces faibles teneurs en terres rares lourdes et Y suggèrent la présence de grenat résiduel dans la source. Ainsi, ces deux échantillons (351 et 312) présentent des caractères adakitiques (Juteau et Maury, 1997).

. Diagramme de discrimination géodynamique basé sur le comportement des éléments traces très incompatibles

Pour confirmer le contexte géodynamique des laves jurassiques, nous les avons reportées dans le diagramme opposant Ta à Yb. Dans ce diagramme (Fig. II-16), les laves jurassiques se regroupent dans le champ des arcs volcaniques à l'exception de l'échantillon 18 qui se retrouve dans le champ des laves acides intra-plaques. Nous avons déjà montré dans les diagrammes de fiabilité des données analytiques que le Ta était probablement mal dosé dans l'échantillon 18, ce qui explique sa position dans le champ des roches acides intra-plaques.

c- Géochimie isotopique

Les rapports isotopiques du Sr et du Nd n'ont été déterminés que dans deux laves (311A, 317) de la Formation Chapolapa (Tableau II-c). Les rapports $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ de ces deux laves ne sont pas exploitables car les processus d'altération ont induit soit un enrichissement en Sr par rapport à Rb (cas de la lave 311A), soit un enrichissement en Rb par rapport à Sr (cas de la lave 317). Au contraire, les valeurs de l'ENd sont significatives car Sm et Nd sont immobiles durant les processus d'altération. Les valeurs de ENdi des deux échantillons de la Formation Chapolapa sont respectivement -1,6 et 0,2 ; elles sont très proches de celle de la composition de la Terre silicatée globale. Elles se corrélaient avec les valeurs les plus élevées du rapport La/Nb dans le diagramme opposant ENdi à La/Nb (Fig. II-17 b); ce rapport exprimant la présence d'une contamination crustale. Par contre, on n'observe pas de telles corrélations dans les diagrammes opposant ENdi à Th, ou à Ce/Yb, rapport utilisé dans les



● Roches de la formation Chapolapa
 ⊙ Roches de la Formation Las Lluvias

VAG = □ □ Arc volcanique

Syn - COLG = □ □ syn-collisionnel

WPG = □ □ Intra-plaque

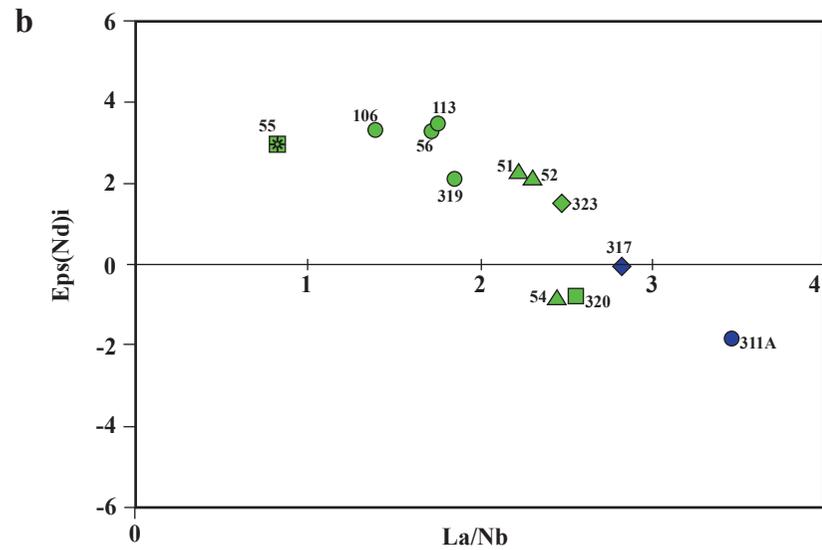
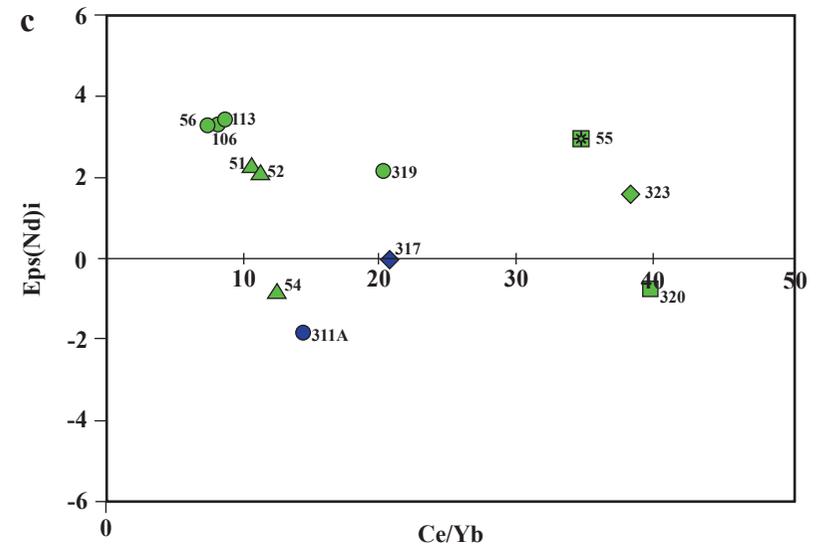
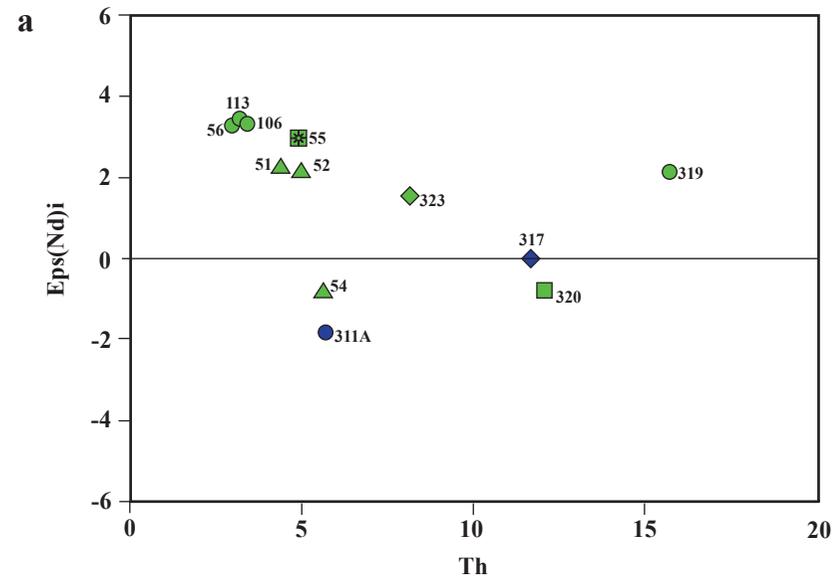
ORG = □ □ Dorsale océanique

figure II-16. Diagramme Ta/Yb de discrimination géodynamique des volcanites des Formations Chapolapa et Las Lluvias. D'après Pearce (1984).

N° échantillon	E106 - TG	E113 - TG	51G - TG	52G - TG	54G - TG	55G - TG	56G - TG	311A - CH	317 - CH	319 - TG	320 - TG	323 - TG
Age	130 Ma	130 Ma	130 Ma	130 Ma	130 Ma	130 Ma	130 Ma	180 Ma	180 Ma	130 Ma	130 Ma	180 Ma
(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_m	0.705947 ± 10	0.709164 ± 6	0.705738 ± 10	0.706960 ± 8	0.707810 ± 9	0.706163 ± 6	0.707819 ± 10	0.706947 ± 10	0.711191 ± 6	0.710384 ± 10	0.716377 ± 10	0.714118 ± 6
Rb/Sr	0,6476	2,8609	0,4632	0,9408	1,8347	0,3729	2,5822	0,0488	13,559	7,607	10,384	7,4914
(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i	0,704566	0,703063	0,70475	0,704947	0,703897	0,705367	0,702312	0,706842				
eSri	3,44	-17,9	6,1	8,9	-6,1	14,8	-28,5	35,8				
(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_m	0.512572 ± 5	0.512775 ± 5	0.512710 ± 6	0.512700 ± 6	0.51245	0.512721 ± 5	0.512778 ± 6	0.512490 ± 5	0.512572 ± 6	0.512683 ± 5	0.512516 ± 6	0.512657 ± 6
Sm/Nd	0,1592	0,155	0,1527	0,1503	0,1467	0,1257	0,1671	0,1418	0,1298	0,1301	0,1125	0,1348
(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i	0,512615	0,512623	0,51258	0,5125572	0,512421	0,51261	0,512635	0,512322	0,512419	0,512572	0,51242	0,512498
eNdi	3,2	3,4	2,1	2	-1	2,8	3,2	-1,6	0,2	2	-1	2

TG = volcanites du "Terrane" Guerrero; CH = Volcanites de l'arc Chapolapa

Tableau II-c. : Compositions isotopiques en Nd et Sr des laves jurassiques de la Formation Chapolapa et crétaées du " terrane " Guerrero



VOLCANITES DU "TERRANE" GUERRERO

- ▲ ANDESITES
- RHYODACITES ET DACITES
- ◆ RHYOLITES
- ▣ TRACHY-ANDESITES
- COMENDITES ET PANTELLERITES

VOLCANITES DE LA F. CHAPOLAPA

- RHYODACITES ET DACITES
- ◆ RHYOLITES

Figure II-17. Valeurs des ENdi des laves des arcs Chapolapa et du " terrane " Guerrero en fonction des teneurs en Th, La/Nb et Ce/Yb.

laves d'arc et qui, selon la valeur de ce rapport permet d'étudier l'intervention ou non de sédiments subductés ($Ce/Yb > 15$, arcs enrichis avec intervention de sédiments subductés, ($Ce/Yb < 15$, arcs appauvris, Juteau et Maury, 1997). La corrélation positive ^{143}Nd et La/Nb suggère que les valeurs de ^{143}Nd des laves de Chapolapa sont dues à la contamination de la source mantellique de ces laves par la croûte continentale. Si la contamination crustale de la source mantellique avait été faite par des sédiments de la subduction, on aurait du observer une corrélation de ^{143}Nd avec les teneurs les plus élevées en Th et les valeurs les plus hautes du rapport Ce/Yb .

3/ Conclusion

Les laves du Jurassique moyen des Formations Chapolapa et Las Lluvias sont exclusivement de composition acide ; les ignimbrites et les roches pyroclastiques dominant. Enrichies en terres rares légères, caractérisées par des anomalies négatives en Nb et Ta, elles s'apparentent aux séries calco-alkalines. Compte tenu de leurs rapports élevés en $Ce/Yb \geq 15$, et des valeurs de ^{143}Nd proches de 0, on peut considérer que ces laves appartiennent à un arc volcanique de type andin. Elles dérivent de la fusion d'un manteau asthénosphérique contaminé par les fluides d'une croûte océanique hydrothermalisée, des sédiments subductés et vraisemblablement par la lithosphère continentale (plaque nord-américaine) sur laquelle elles se sont édifiées.

C. Les roches volcaniques de l'arc crétacé inférieur du « terrane » Guerrero

1/ Pétrographie

A l'affleurement, ces volcanites ne montrent pas de caractéristiques très différentes de celles des Formations Chapolapa et las Lluvias. Ce sont des coulées massives de laves ou des pyroclastites, dont la taille des éléments est variable (des cendres jusqu'aux blocs). Des vésicules et des structures primaires de flux y sont aussi présentes. Quelques niveaux montrent une bréchification intense liée, probablement, aux processus de mise en place des coulées de laves. Les caractérisent, par différence, la prédominance du matériel volcanique par rapport aux couches volcanoclastiques et une structure cataclasée plus marquée.

Les roches prélevées dans le secteur de Tlahuizapa présentent une kaolinitisation et une chloritisation plus ou moins sévères.

Les roches prélevées près du barrage de La Venta sont beaucoup moins altérées. Elles possèdent une association minéralogique secondaire d'épidote + chlorite, probablement liée aux phénomènes hydrothermaux qui ont accompagné et suivi leur mise en place (Fig. II-18).

L'analyse pétrographique des volcanites du « terrane » Guerrero, provenant des deux secteurs cités, montre qu'il s'agit principalement d'andésites et en moindre proportion de rhyolites et de dacites.

Le métamorphisme dynamique qui affecte les roches, est surimposé, de manière marquée, aux textures volcaniques originelles. Il s'exprime de manière hétérogène, à travers

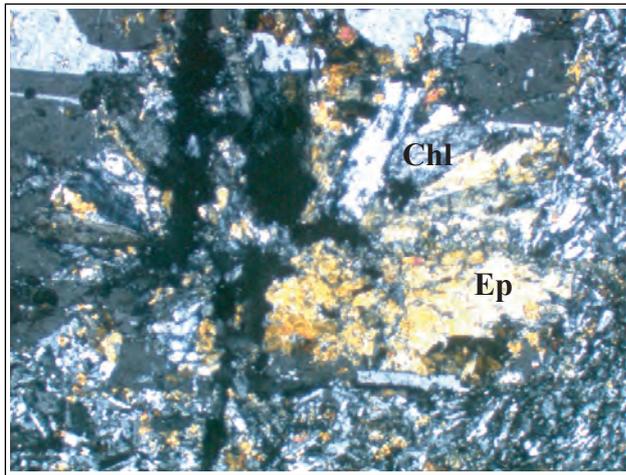


Figure II-18. Microphotographie en lumière polarisée et analysée d'une lame mince de la roche 51 prélevée dans la région du barrage de La Venta. On observe le développement des cristaux d'épidote et de chlorite.

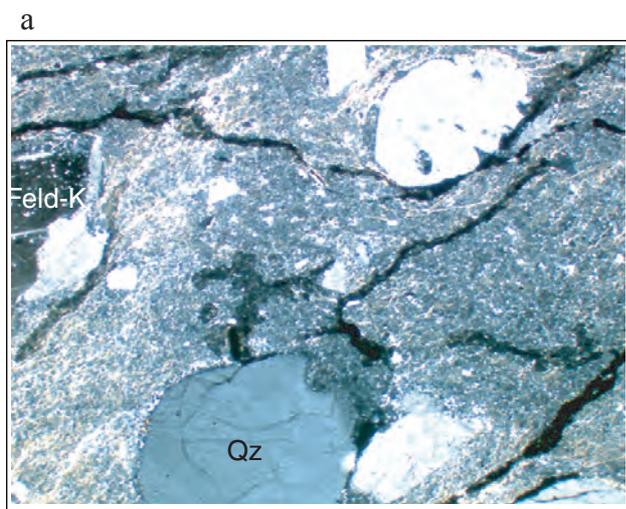


Figure II-19. Microphotographies en lumière polarisée analysée, de lames minces des roches 320 et 120, prélevées dans la région de Tlahuizapa-El Ocotito et près du barrage de La Venta. Noter la structure cataclastique surimposée à la texture volcanique originale: fracturation des phénocristaux, bandes de cisaillement dans la mésostase remplacée par des minéraux argileux et l'extinction ondulante du quartz.

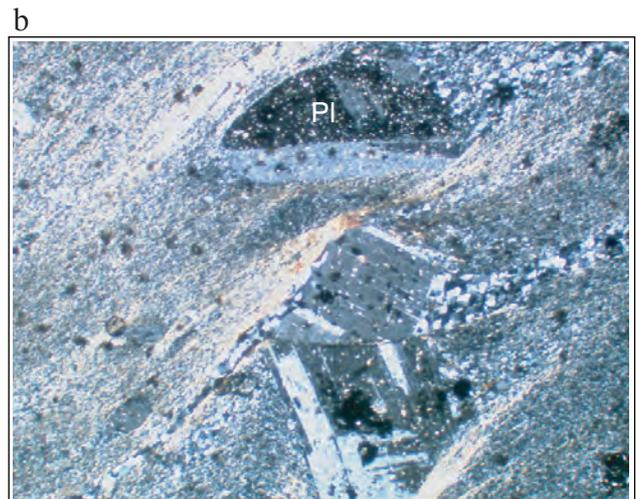
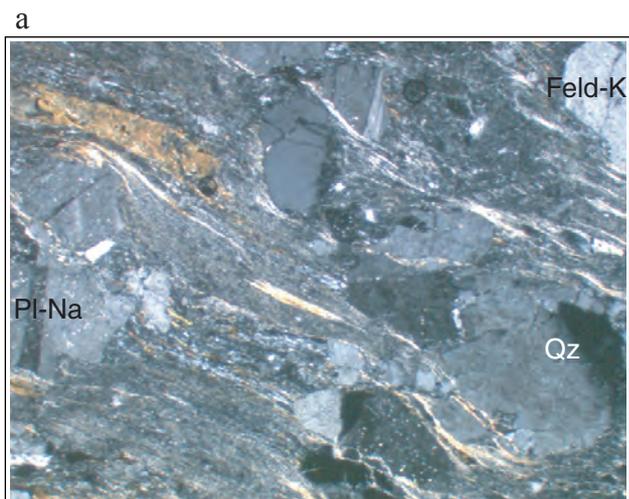


Figure II-20. Microphotographies, en lumière polarisée analysée, de lames minces des roches 29 et 49-B prélevées respectivement dans la région de Tlahuizapa-El Ocotito et près du barrage de La Venta. Noter la structure mylonitique surimposée à la texture porphyrique originale: étirement extrême des phénocristaux de quartz et de plagioclases avec queues de cristallisation remplies par des minéraux de basse température, extinction ondulante des quartz et plagioclases, écrasement et recristallisation de la mésostase.

des structures allant des cataclasites (Fig. II-19 a) aux mylonites (Fig. II-19 b) et aux ultramylonites (Fig. II-20 a et b). On peut aussi trouver des échantillons de roches provenant de zones sans déformation secondaire, à l'intérieur de boudins isolés par des couloirs de cisaillement.

En pétrographie optique, trois groupes de roches sont distingués.

Groupe 1 : Roches porphyriques rhyolitiques et dacitiques.

Ces roches présentent une texture porphyrique avec des phénocristaux automorphes plurimillimétriques et subautomorphes de plagioclase, automorphes à xénomorphes de feldspath potassique et subautomorphes de quartz. Ces phénocristaux sont inclus dans une mésostase cryptocristalline (Fig. II-21) à microcristalline (Fig. II-22), formée par des microlites de feldspaths.

Dans ces roches, on reconnaît quelques traits typiques des ignimbrites : texture eutaxitique liée à l'orientation préférentielle des éléments et golfes de corrosion dans les phénocristaux de quartz (Fig. II-19 a et b).

Groupe2 : Roches hyalocristallines de composition dacitique.

Les roches de ce groupe sont caractérisées par la prédominance des plagioclases par rapport aux feldspaths potassiques, du quartz peu abondant et par l'absence de ferromagnésiens et de verre dans la mésostase.

Elles renferment autant de cristaux que de mésostase. Elles contiennent des cristaux plurimillimétriques sub-automorphes de plagioclase sodique et de feldspath potassique, et des cristaux sub-automorphes ou xénomorphes de quartz. Dans la mésostase, on observe les figures typiques de flux des ignimbrites (Fig. II-23).

A l'analyse modale, ces roches révèlent 50% de cristaux et 50% de mésostase. La teneur en plagioclase sodique varie entre 15 et 20%, celle en feldspath potassique entre 10 et 15% et la teneur en quartz est de 20%.

Groupe 3 : Roches porphyriques de composition andésitique.

Elles affleurent majoritairement près du barrage de La Venta. Ces roches renferment des phénocristaux plurimillimétriques automorphes de plagioclase et de ferromagnésiens (clynophiles), ces derniers étant complètement remplacés par des oxydes de fer. La mésostase est de type microlitique.

A l'analyse les roches de ce groupe révèlent entre 50 et 70% de cristaux. La teneur en plagioclase varie entre 50 et 70 %, alors que celle en fantômes de ferromagnésiens est <1%.

2/ Géochimie des laves

a. Géochimie des éléments majeurs

Les concentrations des éléments majeurs sont reportées en pourcentage d'oxydes. (Tableau II-b). Le degré d'altération des roches analysées, exprimé par la perte au feu, varie entre 2 et 6 %.

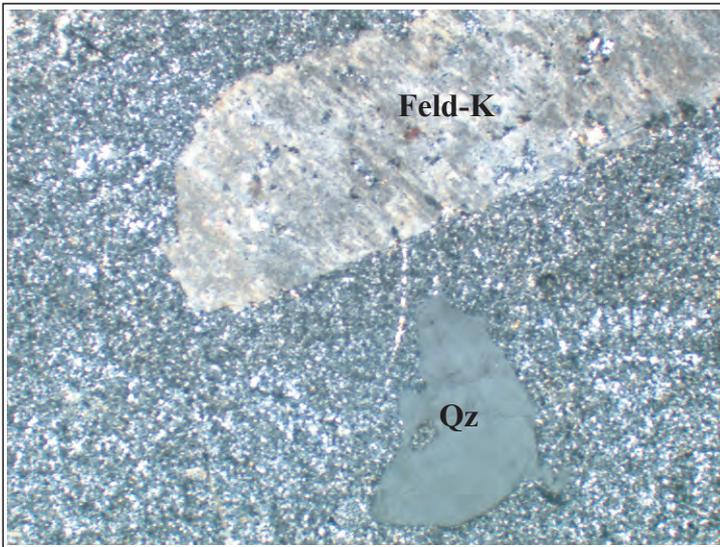


Figure II-21. Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 125, prélevée dans la région de La Venta. Rhyolite à mésostase cryptocristalline avec des grands cristaux subautomorphes de feldspath et xénomorphes de quartz. Noter l'altération en minéraux du groupe de l'argile des feldspaths potassiques.

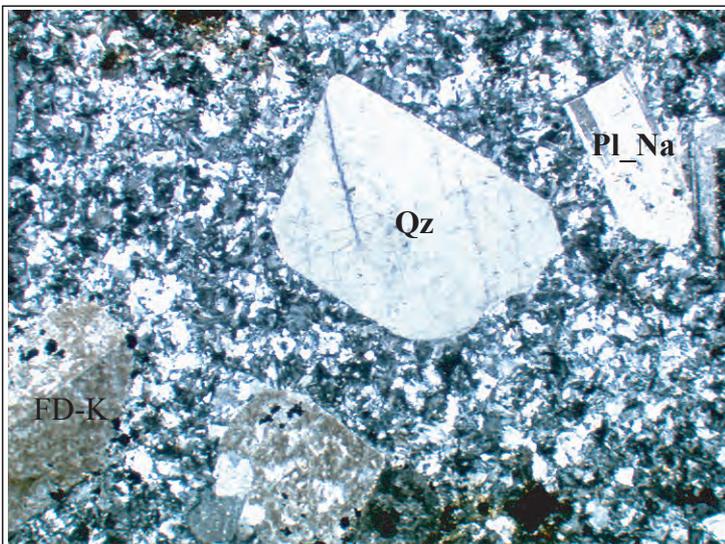


Figure II-22. Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 302 prélevée dans la région du barrage de La Venta. On observe des phénocristaux subautomorphes de plagioclase, de feldspath potassique et de quartz, inclus dans une mésostase microcristalline formée aussi par des feldspaths et du quartz. Les minéraux argileux proviennent de l'altération des feldspaths potassiques. La roche n'est pas déformée.

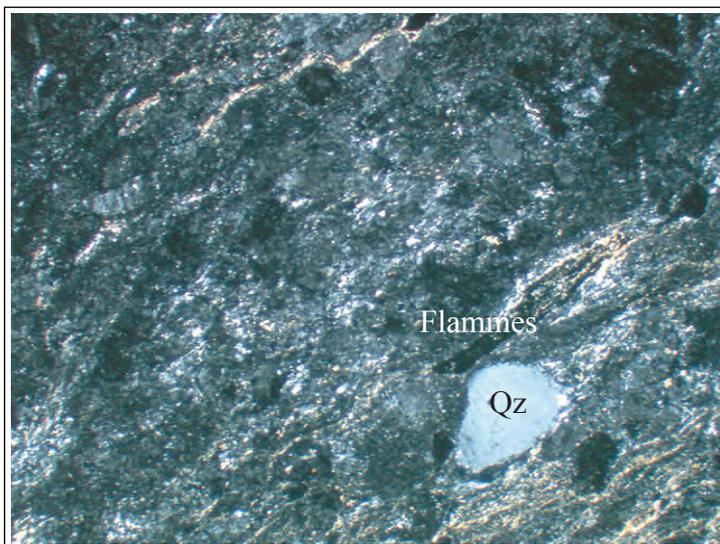


Figure II-23. Microphotographie, en lumière polarisée et analysée, d'une lame mince de la roche 128 prélevée près du barrage de La Venta. Exemple type d'ignimbrite de composition dacitique de la Formation Chapolapa. Noter la rareté des cristaux par rapport à la mésostase et l'orientation préférentielle des éléments vitreux (flammes).

D'après les teneurs en SiO_2 , deux groupes peuvent être distingués dans les laves du « terrane » Guerrero. Le premier, caractérisé par des concentrations en silice comprises entre 55 et 63 %, regroupe la majorité des roches analysées. Le deuxième, avec des teneurs en SiO_2 supérieures à 70 %, n'est représenté que par deux ou trois échantillons. D'après ces teneurs en silice, les laves du « terrane » Guerrero correspondent à des andésites acides ($\text{SiO}_2 < 63\%$), des dacites (SiO_2 compris entre 63 % et 70%) et des rhyolites ($\text{SiO}_2 > 70\%$) Le Maitre et al.(1989).

Dans les diagrammes binaires opposant, MgO , Al_2O_3 , TiO_2 en fonction de SiO_2 (Fig. II-24), on remarque que globalement MgO et Al_2O_3 diminuent en fonction de l'augmentation de SiO_2 alors que TiO_2 reste relativement constant pour les valeurs en $\text{SiO}_2 < 70\%$, puis diminue brutalement quand SiO_2 est $> 70\%$. Le comportement de MgO et Al_2O_3 reflètent la cristallisation des minéraux ferro-magnésiens, du plagioclase et, dans les rhyolites, celle du feldspath potassique. Il faut signaler l'échantillon 323 qui présente à la fois les plus hautes teneurs en MgO (4,61 %) et en SiO_2 (76,63 %). Compte tenu de la faible concentration en TiO_2 de cet échantillon qui est comparable à celle des rhyolites, on peut penser que la forte teneur en MgO est liée à des processus d'altération. L'absence de diminution du titane dans les andésites et les dacites évoque une cristallisation précoce des oxydes ferro-titanés dans les termes les plus basiques (non représentés dans la région étudiée); ce caractère est classique dans les séries volcaniques liées au contexte de subduction. Le comportement de CaO totalement erratique dans le diagramme CaO-SiO_2 est lié à l'albitisation, plus ou moins fortement poussée, des plagioclases.

b. Géochimie des éléments traces

. Nomenclature des laves à partir du diagramme Zr/Ti en fonction de Nb/Y

La figure II-25 permet de confirmer en partie la nomenclature des laves du « terrane » Guerrero déterminée à partir des teneurs en silice et magnésium. En effet, ces laves se regroupent dans les domaines des andésites et des dacites-rhyolites, à l'exception des deux échantillons 320 et 55G qui se trouvent respectivement dans les domaines des trachy-andésites et des rhyolites alcalines (domaine 10 des comendites et pantellérites). Ces deux échantillons diffèrent des autres laves du « terrane » Guerrero par des valeurs plus basses soit en Nb (55G, Nb = 6,12 ppm, Tableau II-b) soit en Y (320, Y = 11,76 ppm, Tableau II-b).

. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et multi – éléments normalisés au manteau primitif

Les laves du « terrane » Guerrero sont enrichies en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ($2,44 < (\text{La}/\text{Yb})_n < 11,82$; Fig. II-26). Elles présentent des anomalies négatives plus ou moins marquées en Eu ($0,32 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,97$). Deux échantillons 320 et 323 se différencient des autres par des teneurs nettement plus basses en terres rares lourdes et par des anomalies négatives en Eu plus marquées.

Les spectres multi-éléments des roches du « terrane » Guerrero (Fig. II-27) présentent les caractères typiques des séries calco-alkalines, à savoir, enrichissement en Th et U et anomalies négatives en Nb et Ta. Il faut remarquer que l'échantillon 320 ne présente pas d'anomalie négative en Ta ; ceci est lié à un mauvais dosage de cet élément (cf. diagramme de

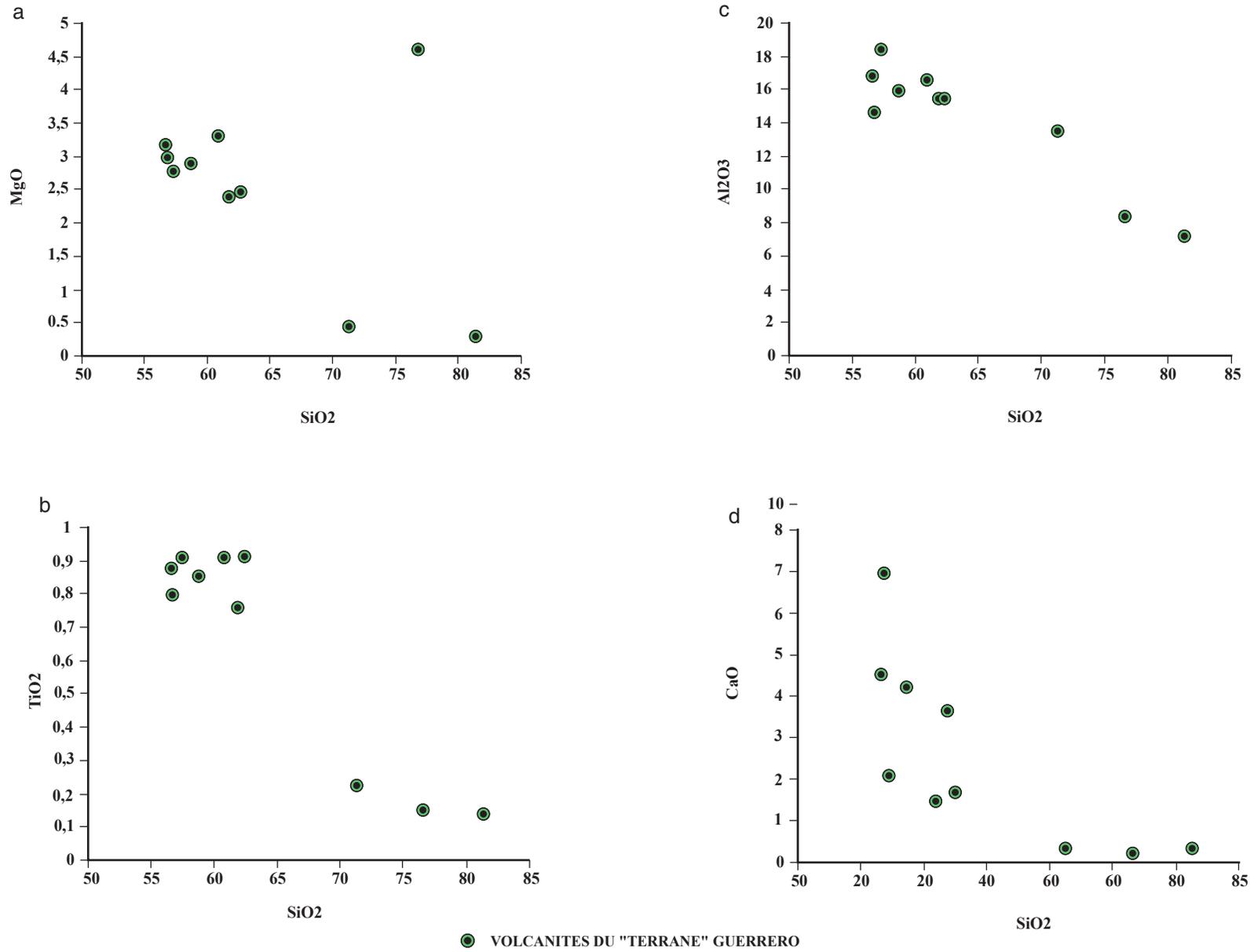
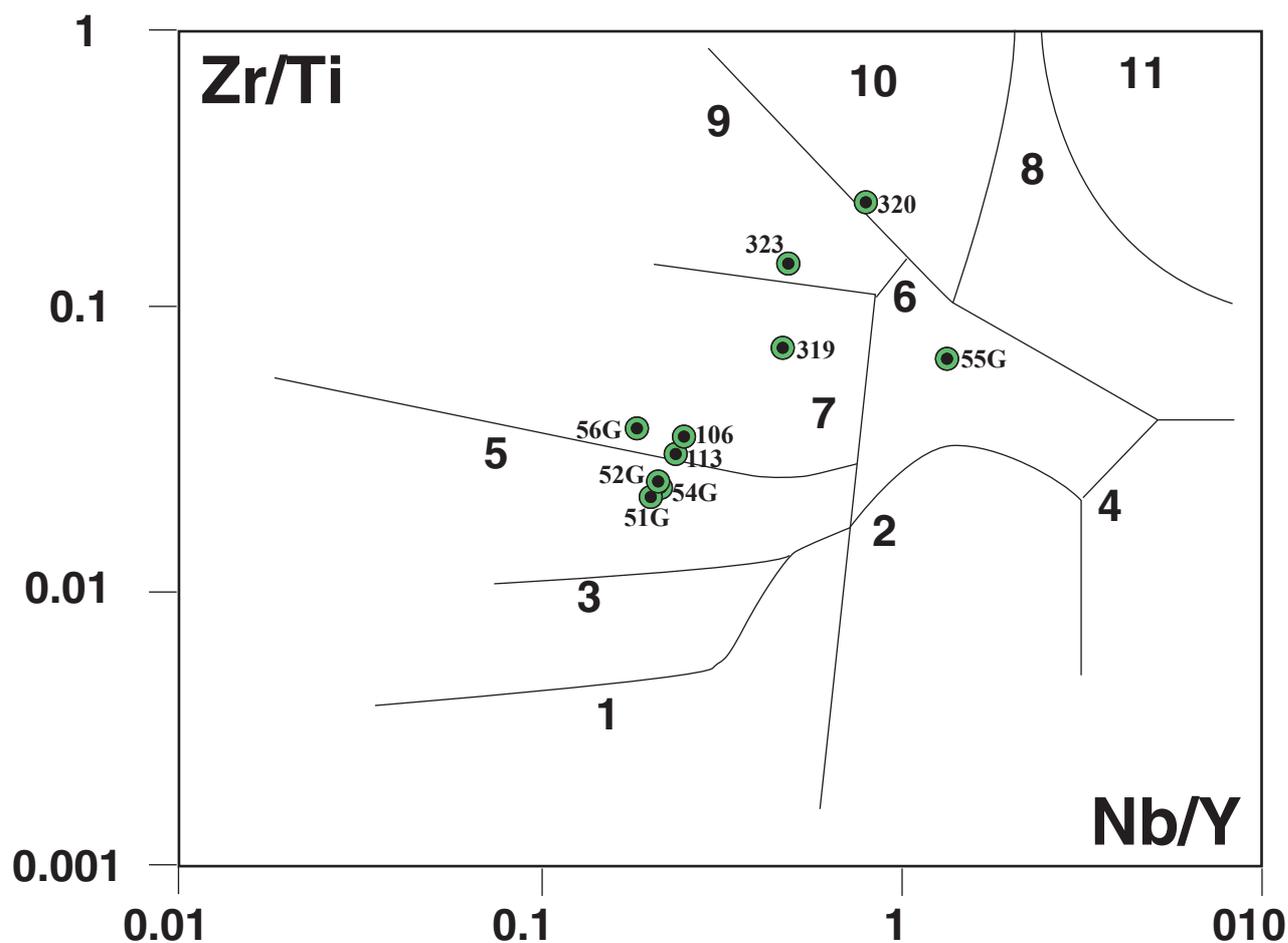


Figure II-24. Diagrammes binaires SiO₂/oxydes pour caractériser le comportement des éléments majeurs des volcanites du " terrane " Guerrero.



● Volcanites du "Terrane" Guerrero

1= basalte Sub-alkalin

2= basalte Alkalin

3= Andesite et basalte

4= Basanite et nephelinite

5= Andesite

6= Trachy-andesite

7= Rhyodacite et dacite

8= Trachyte

9= Rhyolite

10= Comendite et pantellerite

11= Phonolite

Figure II-25. Diagramme de Winchester et Floyd (1977) pour la classification des roches volcaniques du " terrane " Guerrero.

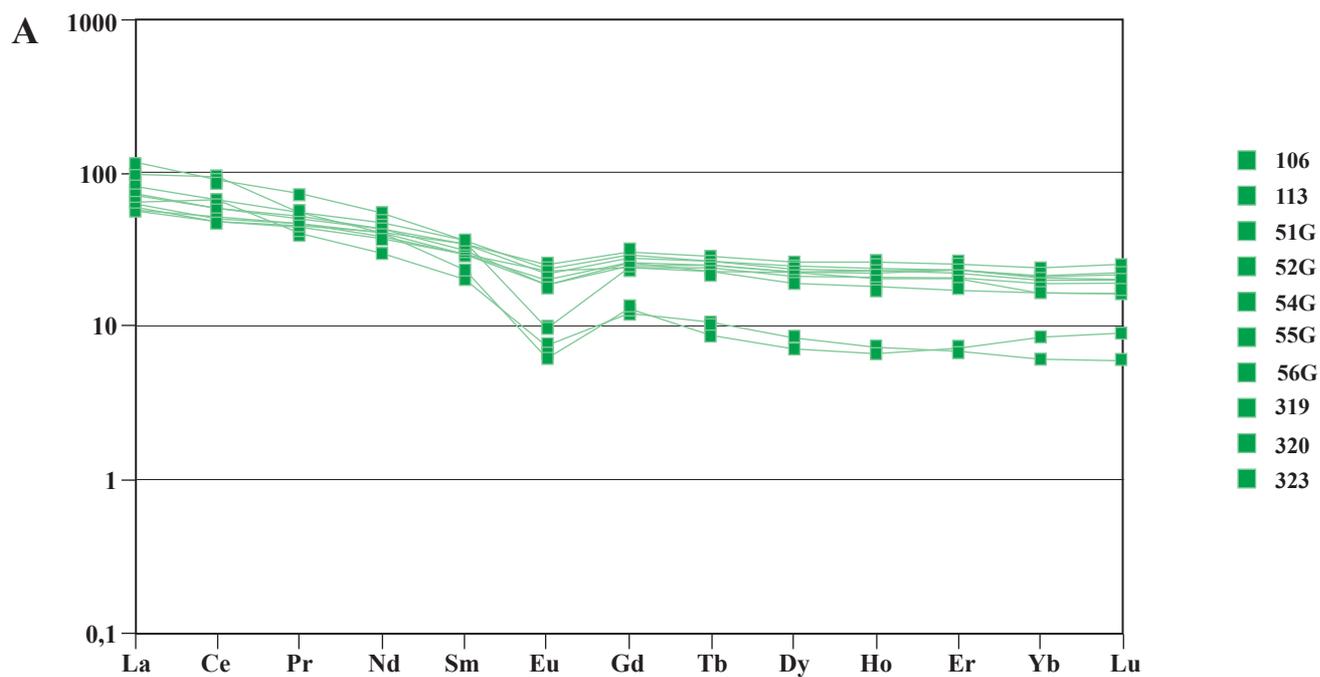


Figure II-26. Spectre de terres rares normalisés aux chondrites des volcanites du " terrane " Guerrero.

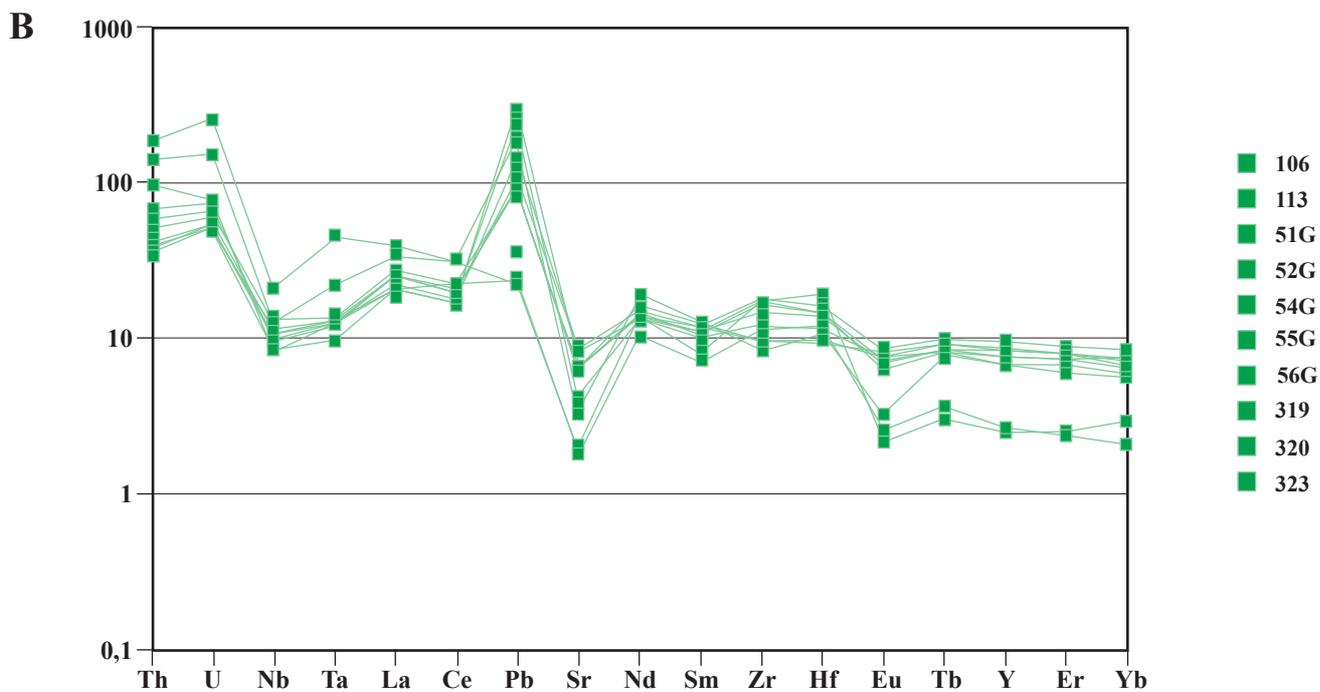


Figure II-27. Spectres multiéléments, normalisés au manteau primitif, des volcanites du "terrane " Guerrero.

corrélation Nb-Ta). On retrouve aussi dans ces spectres les différences géochimiques des deux échantillons 320 et 323 qui se démarquent des autres roches par des concentrations nettement plus basses en terres rares lourdes et en Y.

Les laves du « terrane » Guerrero, comparées aux laves acides jurassiques de l'arc Chapolapa, sont moins enrichies en terres rares légères par rapport aux lourdes et surtout leurs anomalies négatives en Nb et Ta sont nettement moins marquées.

. Diagramme de discrimination géodynamique basé sur le comportement des éléments traces très incompatibles

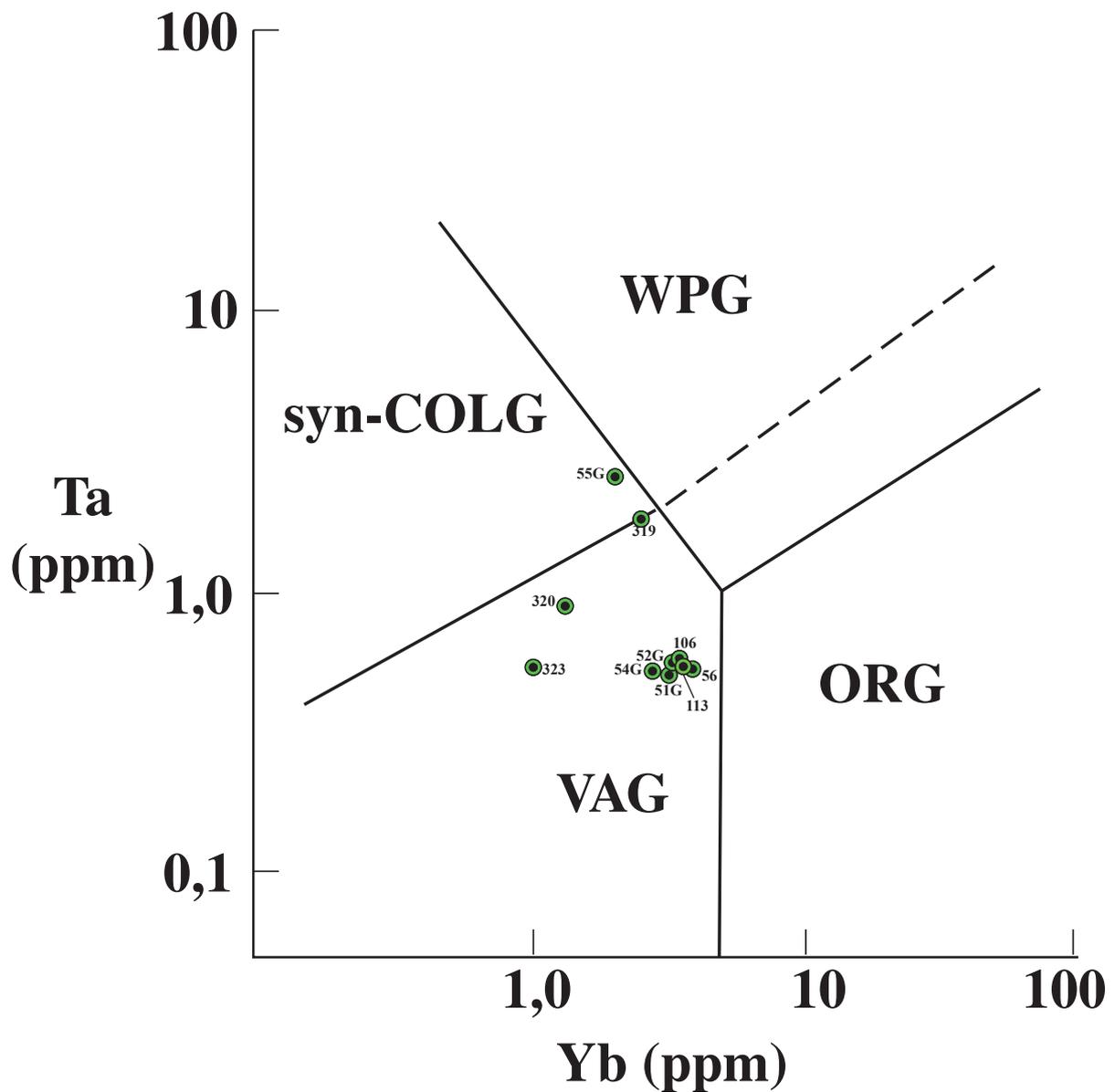
Les volcanites du « terrane » Guerrero se regroupent toutes dans le champ des laves d'arc à l'exception de 55G qui est dans le champ des roches acides syn-collisionnelles (Fig. II-28).

c. Géochimie isotopique.

Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été déterminés sur 10 laves du « terrane » Guerrero (Tableau II-c). Les rapports ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i sont très variables et compris entre 0,697189 et 0,705473. Ces rapports ne traduisent pas la composition des sources des laves crétaées mais reflètent les processus métamorphiques et/ou d'altération qui ont affecté ces roches. Les valeurs de l' $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ sont comprises entre +3,2 et -0,98 (-1).

Afin de voir si les variations de l' $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ sont liées à l'intervention de sédiments crustaux subductés ou à celle d'une lithosphère continentale chevauchante, nous avons étudié le comportement de $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ en fonction de Th, La/Nb, et Ce/Yb (Fig. 17 a, b et c). En effet, le Th se concentre préférentiellement dans la croûte continentale ou dans les sédiments qui en dérivent par érosion (source enrichie EM2). De même, les valeurs des rapports La/Nb et Ce/Yb expriment aussi l'importance du rôle des sédiments crustaux (EM2) ou océaniques (EM1) dans la genèse des laves épanchées dans un contexte de marge active ou d'arc insulaire. En effet, La et Ce se concentrent dans les sédiments alors que Nb et Yb demeurent dans le manteau asthénosphérique. De plus, on peut aussi distinguer, parmi les arcs insulaires et les marges actives récents, ceux dont les laves sont peu enrichies ou fortement enrichies en éléments fortement incompatibles (comme les terres rares légères par rapport aux lourdes). Ainsi, la valeur du rapport Ce/Yb permet de distinguer entre les arcs insulaires peu enrichis, caractérisés par $\text{Ce}/\text{Yb} < 15$, de ceux très enrichis qui ont des rapports $\text{Ce}/\text{Yb} > 15$ (Juteau et Maury, 1997). En fait, d'après Juteau et Maury (1997) la distinction entre arcs appauvris et enrichis apparaît plus liée à la présence ou à l'absence d'un prisme d'accrétion, qu'à la présence d'une lithosphère continentale comme plaque chevauchante.

Une assez bonne corrélation négative s'observe dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ en fonction de Th (Fig. 17 a). L'échantillon 320 caractérisé par un $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ proche de 0 (-1) est le plus enrichi en Th. Inversement, les andésites du barrage de la Venta (56G, 55G, E113) les plus pauvres en Th, ont les rapports les plus élevés en $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ (compris entre +3,2 et +2,8). Deux échantillons 54G et 319 échappent à cette corrélation. La teneur élevée en Th (15,7 ppm) de 319, comparée à celles des roches 51 et 52G (4,41 et 5 ppm) peut s'expliquer par un taux de fusion partielle nettement plus faible puisque ces trois échantillons ont des valeurs similaires de l' $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ (~ +2). Dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ - La/Nb (Fig. II-17 b) la corrélation est nettement moins bonne. On remarque d'abord que les échantillons ayant des valeurs comparables de



● Volcanites du "Terrane" Guerrero

VAG = □ □ □ Arc volcanique

Syn - COLG = □ syn-collisionnel

WPG = □ □ □ Intra-plaque

ORG = □ □ □ Dorsale océanique

Figure II-28. Diagramme Ta/Yb de discrimination géodynamique des volcanites du "terrane " Guerrero. D'après Pearce (1984).

ϵ_{Ndi} ($\sim +3$) différent par des rapports La/Nb compris entre 1 et 2. Pour les autres échantillons, on observe une diminution de ϵ_{Ndi} plus ou moins corrélée avec une augmentation du rapport La/Nb.

Dans le diagramme ϵ_{Ndi} -Ce/Yb (Fig. II-17 c) les andésites et trois rhyodacites dessinent une droite de corrélation marquée par la diminution de l' ϵ_{Ndi} et l'accroissement du rapport Ce/Yb. Les échantillons 55G, 319 échappent à cette corrélation (grande variation du rapport Ce/Yb pour des valeurs comparables de l' ϵ_{Ndi}).

Ces deux derniers diagrammes illustrent deux processus : variation du taux de fusion partielle et contamination crustale représentée soit par la plaque chevauchante si elle est constituée de lithosphère continentale, soit par des sédiments subductés. Les variations des rapports La/Nb ou Ce/Yb pour des valeurs semblables de l' ϵ_{Ndi} sont liées à des variations du taux de fusion partielle ; plus le rapport La/Nb ou Ce/Yb est grand, plus le taux de fusion partielle est faible (augmentation des éléments incompatibles avec une diminution du taux de fusion partielle). Les corrélations négatives ϵ_{Ndi} avec l'augmentation du Th et des rapports La/Nb et Ce/Yb peuvent être interprétées comme l'intervention de sédiments subductés dans la genèse des laves du « terrane » Guerrero. La majorité des laves du « terrane » Guerrero ont des rapports Ce/Yb inférieurs à 15. On peut donc considérer l'arc du « terrane » Guerrero comme un arc appauvri.

3/ Comparaison des laves des secteurs de Tlahuizapa – El Ocotito et du barrage de La Venta avec celles d'autres parties du « terrane » Guerrero situées en dehors de la Sierra Madre del Sur.

L'arc jurassique supérieur - crétacé inférieur du « terrane » Guerrero s'étend de la Basse Californie, au Nord, jusqu'à Acapulco, au Sud du Mexique. Objet de nombreux travaux pétro-géochimiques (Ortiz et al., 1991 ; Lapierre et al., 1992a ; Lapierre et al., 1992b, Centeno Garcia et al., 1993 ; Tardy et al., 1994, Freydier et al., 1997) cet arc est majoritairement constitué de roches plutoniques basiques et de laves basiques tholéitiques et calco-alcalines, à l'exception des deux séquences de Playa Azul, Mich. et de Chiquilistlán, Col.. En effet, dans ces deux séquences, les andésites acides et les rhyolites associées à des ignimbrites et des brèches volcaniques prédominent et s'interstratifient dans des sédiments continentaux (couches rouges). Les laves de Playa Azul renferment des biotites et des amphiboles alors que ces minéraux sont pratiquement absents dans les séquences plus basiques du « terrane » Guerrero. Les valeurs de l' ϵ_{Ndi} des séries tholéitiques et calco-alcalines sont élevées (comprises entre +9 et +4) et suggèrent que les sources mantelliques de l'arc du « terrane » Guerrero ont été fort peu contaminées par des composés sédimentaires et que le contexte de cet arc était intra-océanique (Centeno Garcia et al., 1993 ; Tardy et al., 1994). Seules les laves de Playa Azul, en particulier quelques andésites et les ignimbrites, diffèrent des autres séries volcaniques du « terrane » Guerrero par des valeurs de l' ϵ_{Ndi} plus basses (comprises entre +5 et +2) et comparables à celles de la partie de l'arc du « terrane » Guerrero étudiées dans ce mémoire. Freydier et al. (1997) interprètent les différences pétrographiques (présence d'une minéralogie hydratée) et géochimiques entre les laves de Playa Azul (valeurs basses de l' ϵ_{Ndi}) et celles des autres séquences du « terrane » Guerrero par (i) la présence d'un substratum océanique épaissi par des sédiments, (ii) l'intervention de sédiments subductés dans la genèse des laves. Ainsi, il apparaît raisonnable de considérer que les andésites et laves acides du « terrane » Guerrero des régions de Tlahuizapa - El Ocotito et du barrage de la Venta montrent de fortes analogies avec celles de la région de Playa Azul, Col..

4/ Conclusion

Les andésites et les laves acides de l'arc jurassique supérieur - crétacé inférieur du « terrane » Guerrero sont calco-alkalines car elles sont enrichies en terres rares légères par rapport aux lourdes et leurs spectres sont appauvris en Nb-Ta par rapport aux terres rares légères. Elles diffèrent de celles de l'arc jurassique Chapolapa par un caractère moins fractionné, des enrichissements en terres rares légères moins marqués et surtout par des valeurs plus élevées de l' ϵ_{Ndi} suggérant des sources mantelliques moins contaminées par un composant crustal (sédiments subductés)

D. Conclusion générale sur les apports de l'étude pétro - géochimique

Les roches volcaniques du Jurassique moyen appartenant aux Formations Chapolapa et Las Lluvias ont été mises en place dans un contexte géodynamique de marge active de type andin. Plusieurs arguments forts en faveur de cette conclusion ont été établis, tant du point de vue pétrographique que du point de vue géochimique. Ce sont :

- la présence exclusive de roches acides ;
- l'importance des faciès ignimbristiques ;
- la présence d'une minéralogie hydratée (fantômes d'amphibole) ;
- le caractère généralement aérien des émissions volcaniques ;
- l'enrichissement marqué des roches en éléments lithophiles non mobiles (Th et LREE);
- les rapports $\text{Ce/Yb} \geq 15$;
- les faibles valeurs de l' ϵ_{Ndi} (0 et -1) indiquant que la composition des sources des laves était proche de celle de la Terre silicatée globale et que la source de ces laves a été contaminée probablement par la lithosphère continentale.

Les andésites et les laves acides d'âge jurassique supérieur - crétacé inférieur du « terrane » Guerrero sont aussi calco-alkalines, mais leur contexte géodynamique est celui d'un arc insulaire intra-océanique, car :

- les faciès acides ne prédominent pas ;
- l'enrichissement en éléments lithophiles et en terres rares légères est moins important que dans les laves jurassiques ;
- les rapports Ce/Yb sont généralement ≤ 15 ;
- les valeurs de ϵ_{Ndi} sont pour l'essentiel supérieures à 0 et suggèrent que la source mantellique a été plus ou moins contaminée par des sédiments subductés.

Chapitre II – REPRESENTATION EN 2D DE L' EVOLUTION DE LA SIERRA MADRE DEL SUR

Sur la transversale Acapulco – Olinalá, nous avons choisi de reconstituer cinq étapes marquantes de cette évolution, illustrées par autant de coupes crustales schématisées.

A. Jurassique moyen (Fig. II-29)

Depuis le Jurassique inférieur, la paléogéographie de la bordure sud-est du Mexique est marquée par le fonctionnement d'une marge active.

La paléo-plaque océanique pacifique Mezcalera entre en subduction sous la bordure du continent nord-américain qui comprend alors les blocs Oaxaca et Chortis réunis. La subduction qui se produit selon un angle de plongement suffisamment fort, entraîne :

- la formation d'un prisme d'accrétion tectonique sédimentaire construit à partir du refus des sédiments non entraînés dans la subduction ;
- la construction sur la croûte continentale de l'arc volcanique aérien de Chapolapa dans lequel, parmi les laves et les produits volcano-clastiques émis, dominant les rhyolites, ignimbrites et andésites ;
- la granitisation de la croûte continentale moyenne et inférieure dont témoignent aujourd'hui les orthogneiss du Complexe Xolapa (180 Ma) ainsi que les Migmatites Magdalena et les diques San Miguel du Complexe Acatlán ;
- l'individualisation du bassin arrière-arc de Tecocoyunca à croûte amincie du fait du contexte extensif qui caractérise cette partie ; dans le bassin subsident s'accumulent les sédiments terrigènes et volcano-détritiques issus de l'érosion du continent et de l'arc volcanique.

B. Jurassique supérieur (Fig. II-30)

Un événement tectonique important intervient : c'est la phase névadienne. Ses conséquences sont majeures :

- arrêt de la subduction et arrêt du fonctionnement de l'arc volcanique Chapolapa. La marge continentale mexicaine, jusqu'alors active, devient passive ; elle le restera jusqu'au Tertiaire.
- déformation, raccourcissement et épaissement de la bordure continentale accommodés par un écaillage crustal et par le plissement des séries d'arc ou sédimentaires qu'elle porte.
- poursuite de la migmatisation à la base de la croûte continentale épaissie et mise en place d'intrusions granitiques entre 165 et 138 Ma (cf. supra).

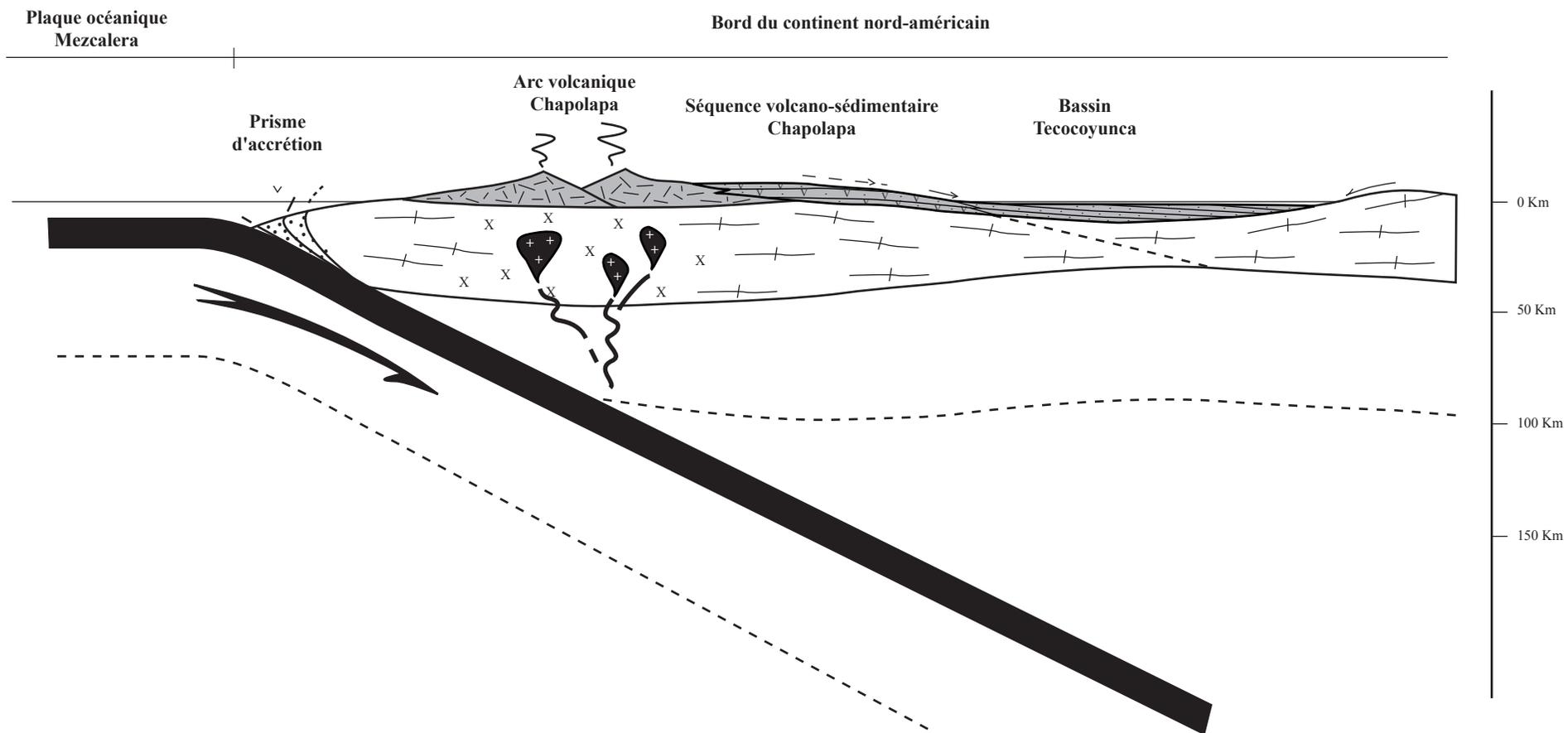


Figure II-29. Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur: Etape Jurassique moyen (Bajocien). Commentaire dans le texte.

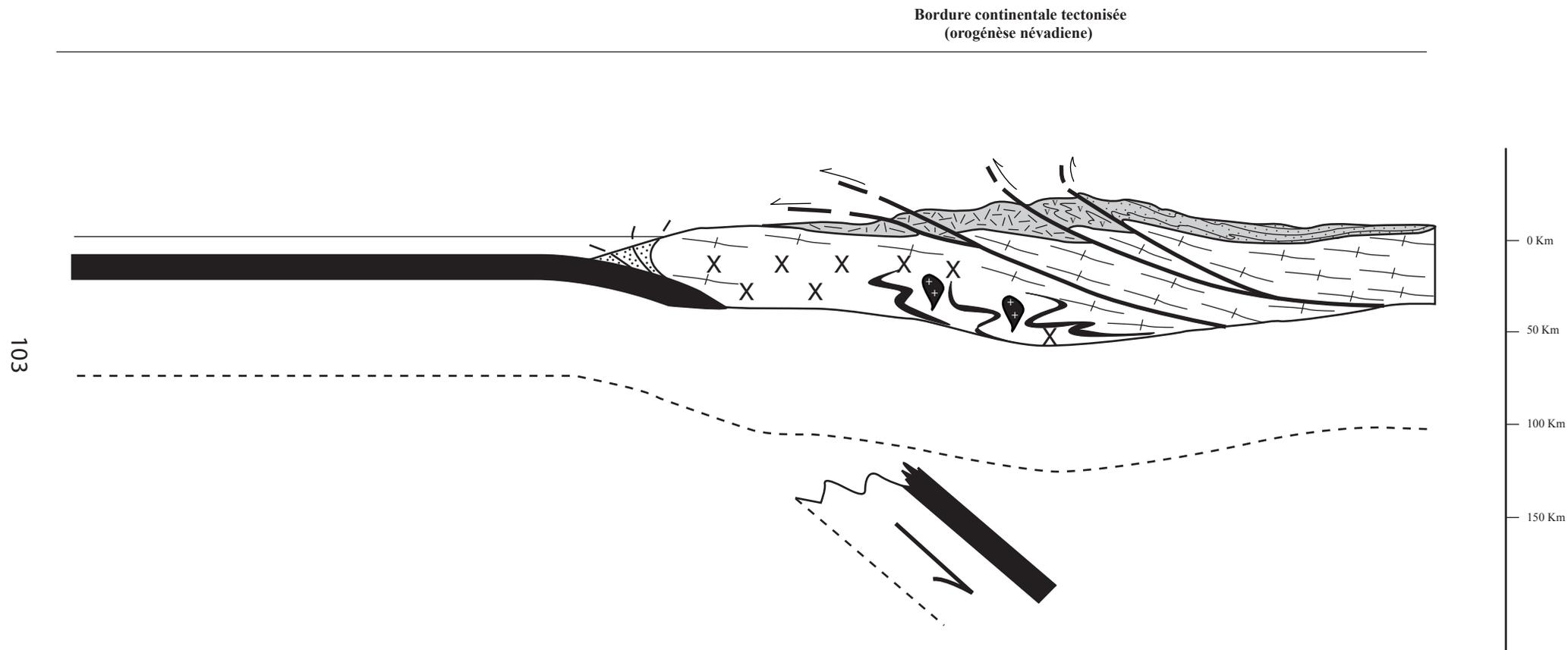


Figure II-30. Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur: Etape Jurassique supérieur. Commentaire dans le texte.

C. Crétacé inférieur (Fig. II-31)

L'arc volcanique intra-océanique du « terrane » de Guerrero est actif depuis le Jurassique supérieur dans le paléo-océan pacifique. Son activité est liée à la subduction, sous l'arc, de la partie du paléo-océan pacifique comprise entre la marge continentale passive mexicaine et l'arc : le bassin d'Arperos (Tardy et al., 1992 ; Tardy et al., 1994 ; Freydier et al. 1996). La subduction qui conduit vers la fermeture du bassin océanique d'Arperos, entraîne la convergence entre la marge passive mexicaine et l'arc volcanique intra-océanique du « terrane » Guerrero.

A partir de l'Aptien, des carbonates récifaux se mettent en place en périphérie des îles volcaniques de l'arc du « terrane » Guerrero. A la même époque, au niveau du continent nord-américain, la plate-forme carbonatée de Morelos-Guerrero s'installe en discordance sur les structures continentales névadiennes pénéplainées du bloc d'Oaxaca, comme conséquence de la montée eustatique du Crétacé inférieur.

D. Base du Crétacé supérieur (Fig. II-32)

La collision arc – continent intervenue, à l'Albo – cénomanien (phase orégonienne), entre l'arc volcanique du « terrane » Guerrero et la marge nord – américaine, est à l'origine de :

- la déformation (plissement et écaillage, notamment sur son bord oriental) et du chevauchement du « terrane » Guerrero en direction de l'Est sur la marge nord – américaine ;
- l'épaississement de la croûte sous le chevauchement du « terrane » Guerrero avec migmatisation des parties les plus profondes de la partie mixtèque du bloc d'Oaxaca ;
- l'individualisation, à l'avant du chevauchement et sur le continent nord – américain, du bassin flexural Mexcala dans lequel s'accumulent les sédiments terrigènes en provenance de l'érosion de l'édifice montagneux récemment créé.

E. Paléogène (Fig. II-33)

L'orogénèse laramienne, intervenue au Paléocène – Eocène, a entraîné le raccourcissement en « thin skine » tectonique de la couverture sédimentaire crétacée du continent (bloc d'Oaxaca) à l'avant du « terrane » Guerrero jouant le rôle de butoir ; les plis de rampes sont généralement déversés vers l'est . Le raccourcissement affecte également le socle du bloc d'Oaxaca comme nous l'avons signalé à partir des écailles de Complexe Acatlán qui chevauchent le Crétacé inférieur dans la vallée du Rio Azul (cf. supra).

Dès l'Eocène supérieur intervient le dépôt, en discordance angulaire post – laramienne, des molasses continentales (Formation Balsas) auxquelles sont rapidement associées les émissions volcaniques engendrées par la subduction de la plaque océanique Farallon sous la marge sud mexicaine redevenue active. L'activité magmatique de cet arc est également

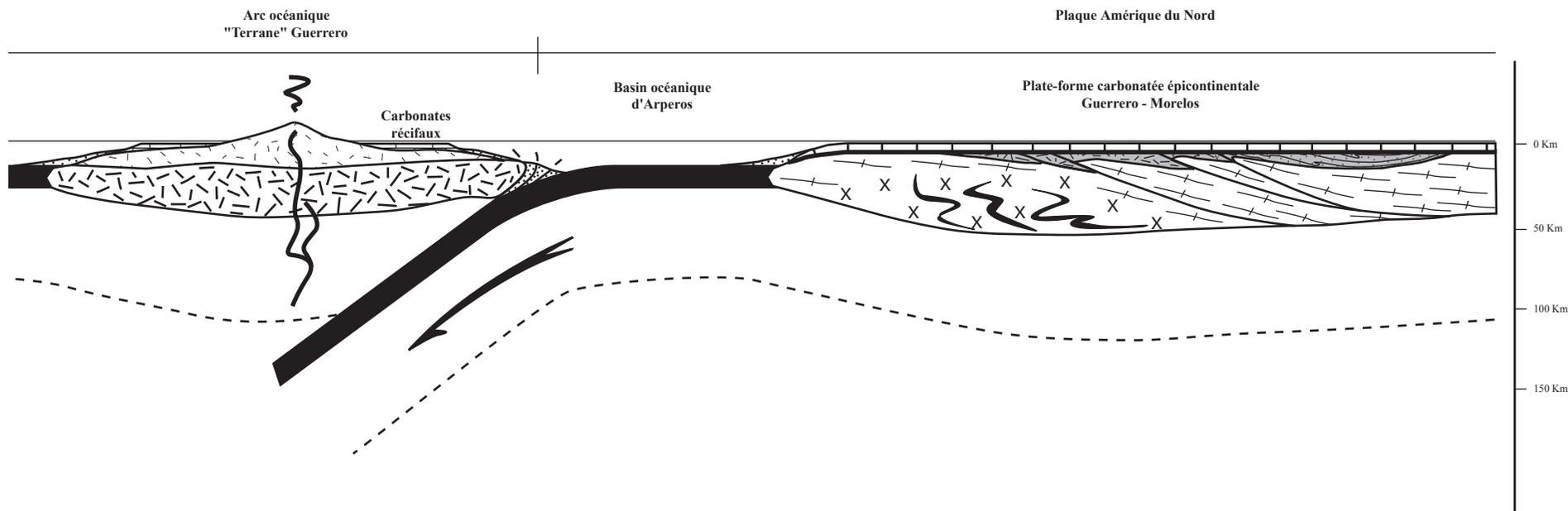


Figure II-31. Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur: Etape Crétacé inférieur (Aptien). Commentaire dans le texte.

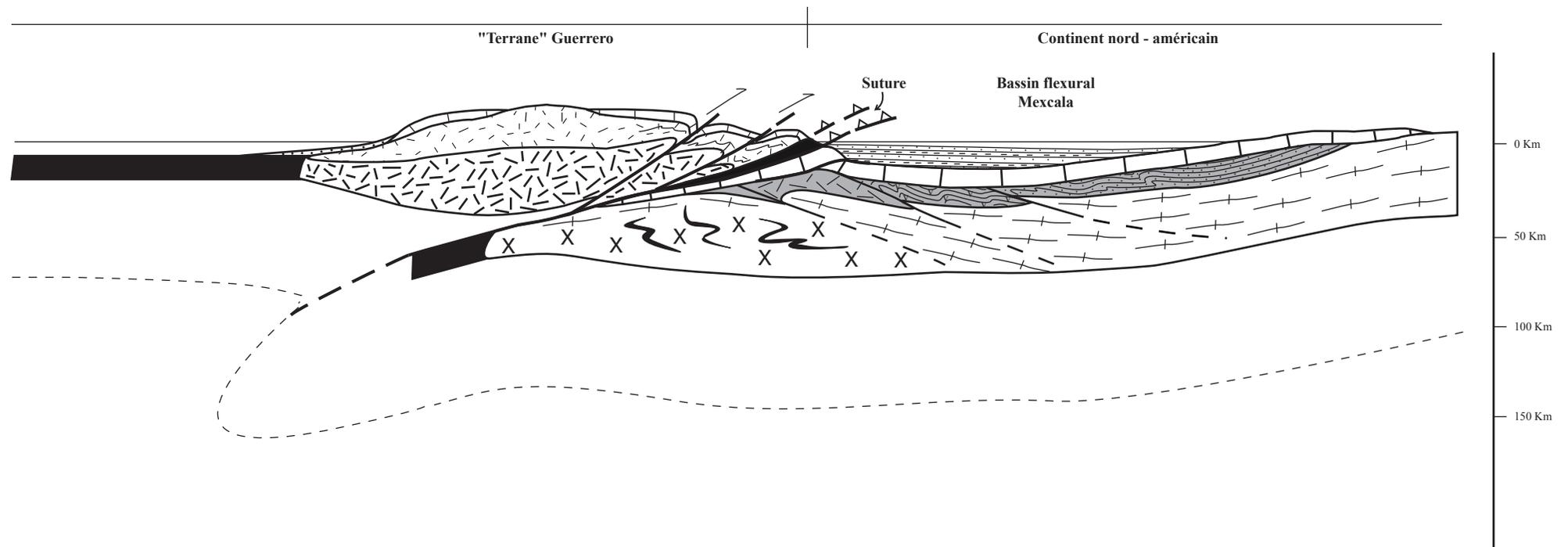


Figure II-32. Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur: Etape Crétacé supérieur. Commentaire dans le texte.

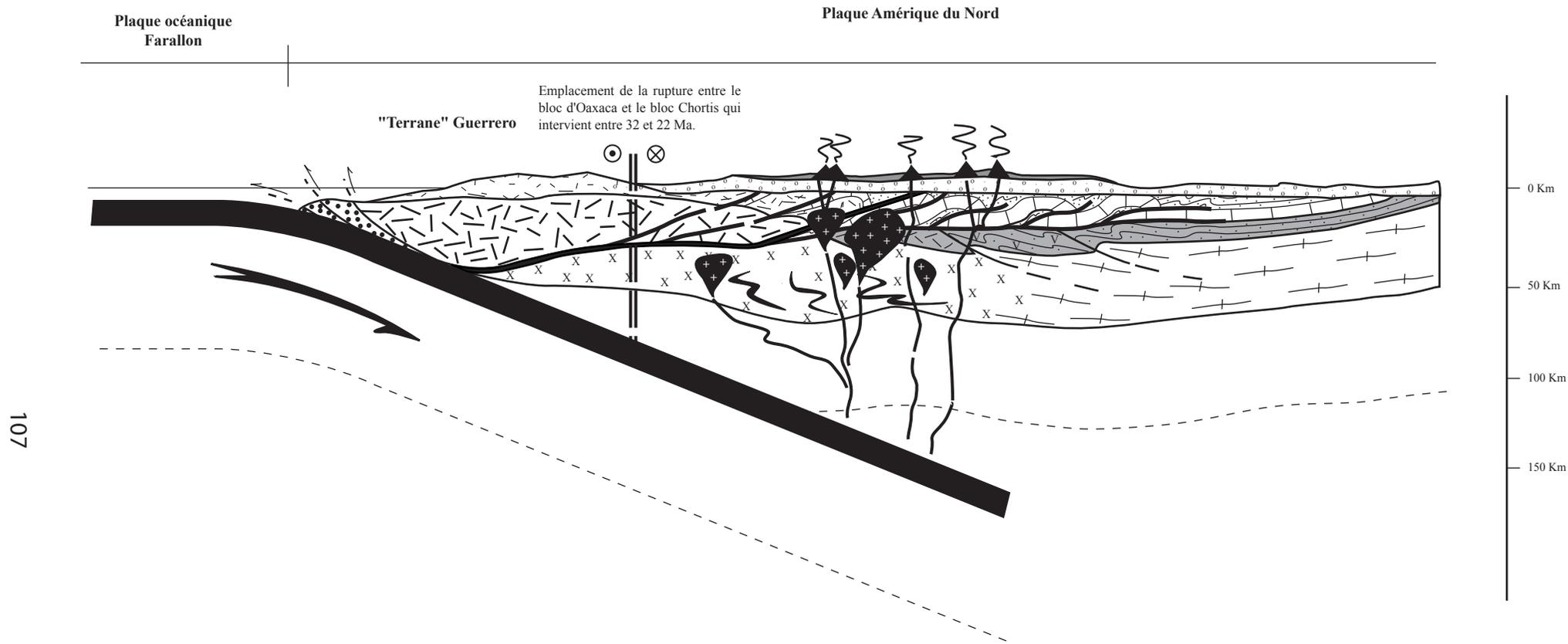


Figure II-33. Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur: Etape paléogène (Oligocène). Commentaire dans le texte.

enregistrée par l'intrusion de nombreux plutons granodioritiques dans les parties profondes de la croûte continentale (Complexe Xolapa en particulier) ainsi que dans les diverses formations mésozoïques et tertiaires plus ou moins déformées.

Entre 32 et 22 Ma, un système de failles décrochantes sénestres (le paléo – système Polochic – Motagua) se manifeste. Il accommode la séparation et le déplacement vers l'est – sud-est de lanières continentales (elles incluent des parties du bloc Oaxaca et du « terrane » Guerrero antérieurement assemblées) formant le bloc Chortis.

F. Pliocène - Quaternaire (Fig. II-34)

La subduction de la plaque Cocos s'est installée à l'endroit de la faille lithosphérique utilisée par le départ du bloc Chortis.

La géométrie de la plaque jeune subduite contrôle l'activité de la marge. Son pendage, généralement faible, fait que l'activité de l'arc volcanique lié est reportée au-delà de la Sierra Madre del Sur, à l'endroit de l'Axe volcanique transmexicain. La présence d'une rampe dans la partie de la surface de Bénéioff située sous la zone côtière, ainsi que le couplage fort entre les deux plaques, entraînent l'exhumation syn-convergence d'une écaille crustale limitée : à sa base, par le chevauchement de la plaque supérieure, et, à son sommet par un détachement crustal en faille normale. Cette exhumation entraîne la mise à jour des parties crustales profondes du bloc d'Oaxaca : le Complexe Xolapa. A l'extrados de l'écaille exhumée, des failles, à composantes normales marquées, déterminent des grabens dans lesquels sont conservées des parties du compartiment supérieur détaché, comme c'est le cas pour le graben du barrage de La Venta. Au-dessus du détachement, des failles normales conjuguées sont à l'origine de grabens ou de demi grabens, comblés, au fur et à mesure de leur activité, par des remplissages alluviaux.

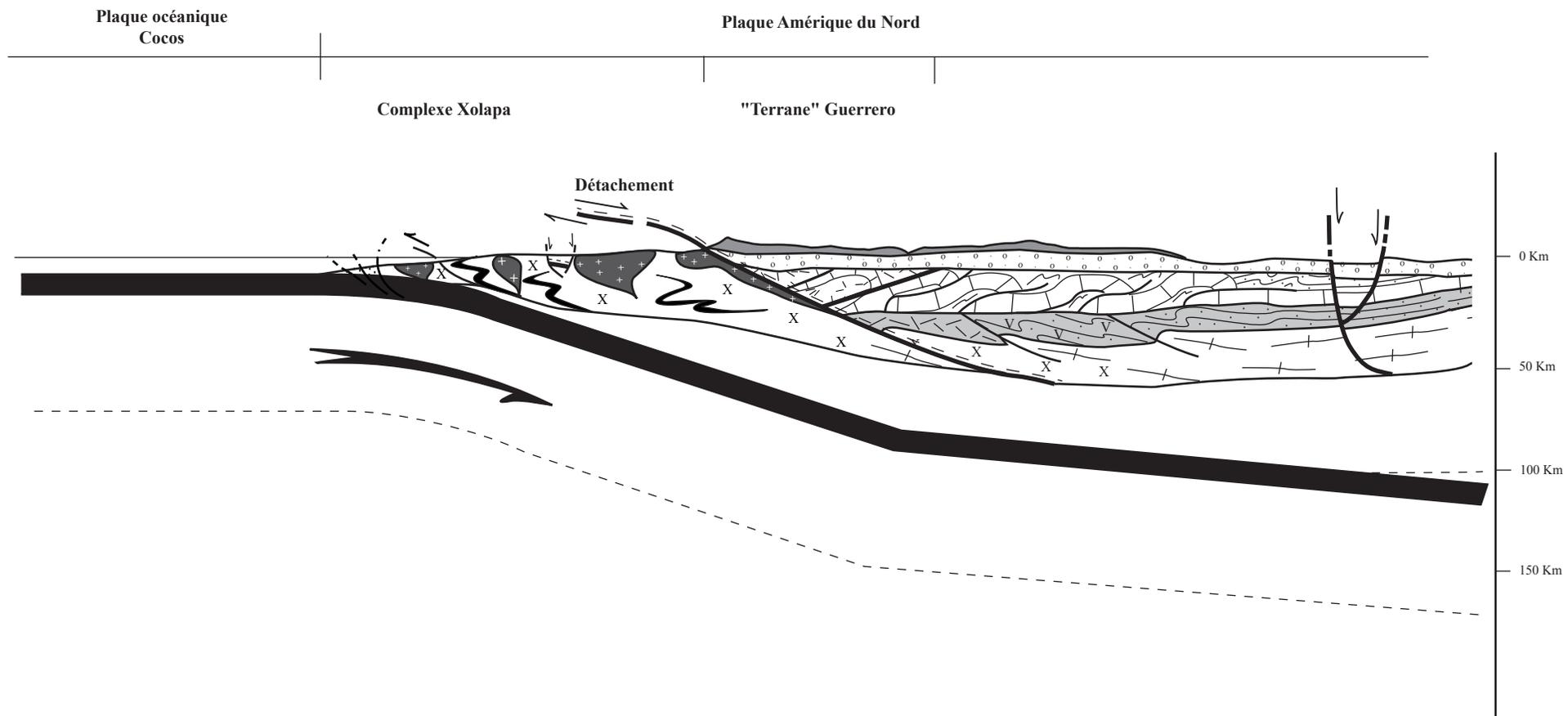


Figure II-34. Modélisation de l'évolution de la Sierra Madre del Sur: Etape néogène (Pliocène). Commentaire dans le texte.

Chapitre III – CONCLUSION

Dans cette deuxième partie, plusieurs points ont pu être précisés, notamment la caractérisation d'ensembles mésozoïques.

L'arc volcanique Chapolapa du Jurassique moyen dont l'importance a jusqu'à présent été mésestimée, est un marqueur de premier ordre de l'évolution géodynamique de la marge pacifique, au sud du Mexique.

Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de ses roches volcaniques généralement acides, indiquent que l'arc, de type andin, lié à la subduction de la lithosphère océanique paléo-pacifique, a été engendré sur la croûte continentale de la marge nord-américaine, représentée, dans cette partie, par le bloc d'Oaxaca.

Ce contexte géodynamique de marge active s'est maintenu jusqu'au Jurassique supérieur, époque durant laquelle se manifeste la phase tectonique névadienne dont les déformations en compression affectent l'arc et le bassin arrière - arc Tecocoyunca. Comme nous le soulignerons dans la troisième partie de ce mémoire, cette évolution jurassique trouve sa place dans le cadre d'une orogénèse névadienne qui se produit tout au long de la marge pacifique nord – américaine, depuis la Californie jusqu'à l'Amérique centrale.

L'arc volcanique du « terrane » Guerrero assemblé, dès la base du Crétacé supérieur, au bloc d'Oaxaca par collision arc – continent, présente dans cette partie de la Sierra Madre del Sur, les caractères, déjà identifiés plus au Nord, d'un arc intra – océanique.

Le bassin flexural du Crétacé supérieur (comblé par le flysch Mexcala) dans sa genèse et dans son évolution jusqu'à sa déformation en « thin skine tectonic » à l'origine d'un prisme tectonique sédimentaire laramien au Paléocène – Eocène inférieur, se situe dans le prolongement (au sud de l'axe néo – volcanique transmexicain) du bassin de la Sierra Madre Oriental.

Comme le « terrane » Guerrero, mais aussi comme l'arc volcanique tertiaire lié à la subduction de la plaque Farallon (prolongement de la Sierra Madre Occidental) cette unité laramienne, de direction générale nord-sud, est interrompue brutalement à la crête de la Sierra Madre del Sur avant laquelle, d'ailleurs, elle subit un relèvement axial vers le sud. Cette interruption a une double origine. Elle est liée, d'une part, au jeu du système de faille transformante Polochic - Motagua qui a détaché le bloc Chortis du bloc Oaxaca à partir de l'Oligocène, d'autre part, à l'exhumation du Complexe de Xolapa en liaison avec la subduction de la jeune plaque océanique Cocos, à partir de la fin du Miocène.

Troisième partie : ESSAI SUR L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA PARTIE DE LA MARGE PACIFIQUE AMÉRICAINE COMPRISE ENTRE LA CALIFORNIE ET L'AMÉRIQUE CENTRALE, AU COURS DU MÉSOZOÏQUE ET DU CÉNOZOÏQUE

Dans cette dernière partie, nous tentons d'intégrer l'évolution de la Sierra Madre del Sur, telle que nous l'avons modélisée précédemment, dans le cadre élargi de la géodynamique de la partie de la marge pacifique américaine comprise entre la frontière américano – mexicaine, au nord, et l'Amérique centrale, au sud.

En nous appuyant sur les données concernant l'évolution du Pacifique (Atwater, 1970) et sur les données de la géologie et de la géodynamique du Mexique tirées des travaux réalisés sur la Sierra Madre Occidental, la Sierra Madre Oriental, la Sierra Madre de Sur, la Sierra de Chiapas ainsi que sur le « terrane » Guerrero, nous souhaitons apporter une contribution à la réalisation de cartes palinopathiques qui retracent cette évolution au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque.

Auparavant, et compte tenu de l'importance du marqueur qu'est l'édifice névadien né de la tectonisation d'un ancien arc magmatique en marge du paléo continent nord-américain, il est nécessaire de synthétiser l'ensemble des données qui le concernent et qui sont disponibles dans des travaux portant sur le nord et le centre du Mexique mais également sur le Honduras (Fig. III-1).

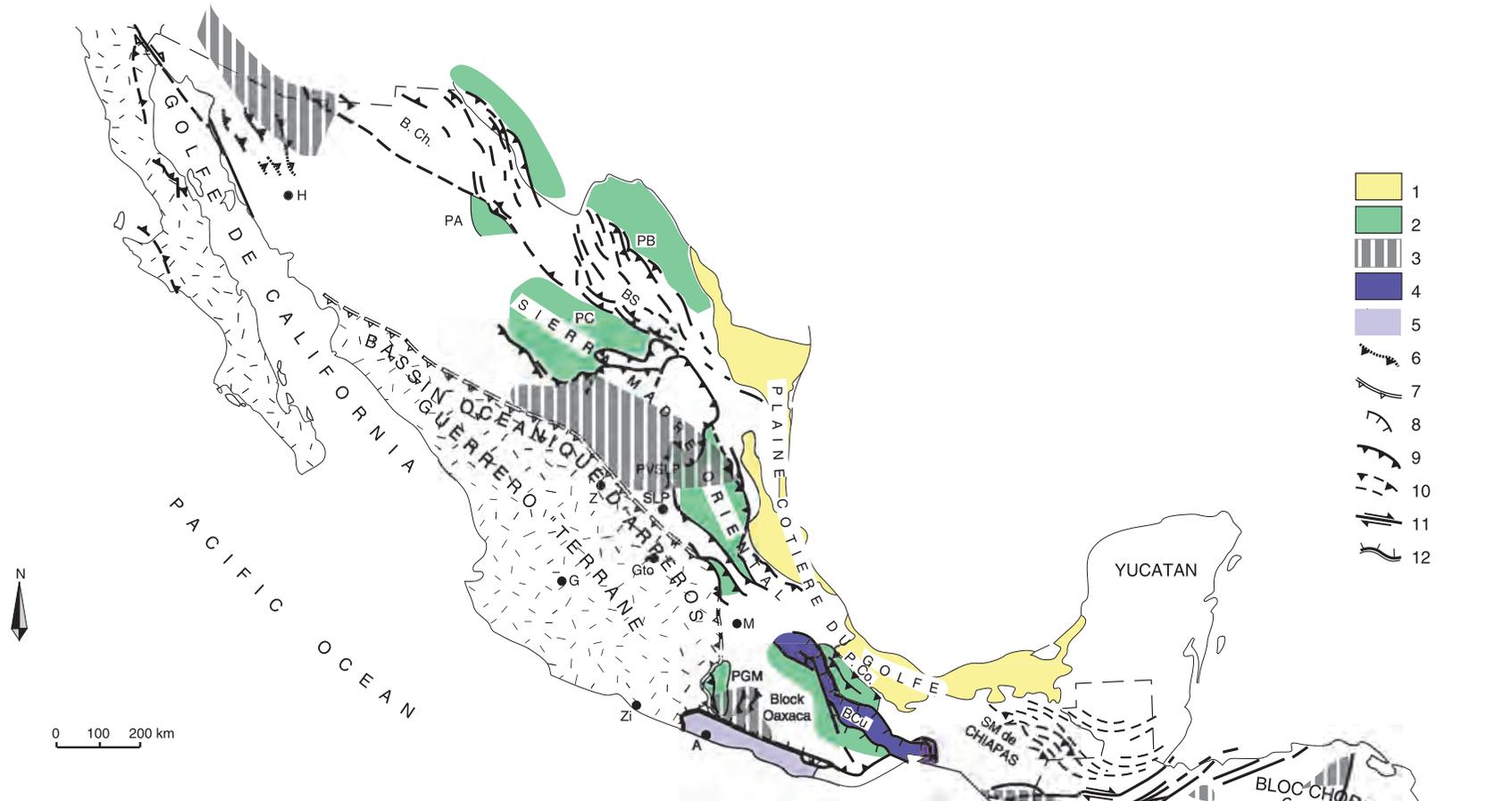


Figure III-1. Répartition des séries d'arc magmatique du Jurassique inférieur et moyen de la Californie au Honduras replacées sur un schéma structural simplifié du Mexique et de l'Amérique centrale. **1** = Plaine côtière du golfe; **2** = Plate-forme carbonatée du Crétacé inférieur; **3** = Vulcanites du Jurassique inférieur et moyen; **4** = Bassin Cuicatèque; **5** = Complexe Xolapa (Crôte inférieure); **6** = Charriage névadien; **7** = Charriage orégonien; **8** = Charriage campanien; **9** = Charriage Crétacé supérieur - Paléocène; **10** = Plis et charriages du Miocène; **11** = Failles décrochantes cénozoïques; **12** = Détachement plio - quaternaire. **A** = Acapulco; **PA** = Plate-forme carbonatée d'Aldama; **PB** = Plate-forme carbonatée du Burro; **PC** = Plate-forme de Coahuila; **PCo** = Plate-forme de Cordoba; **B. Ch.** = Bassin de Chihuahua; **BCu** = Bassin Cuicatèque; **G** = Guadalajara; **Gto** = Guanajuato; **H** = Hermosillo; **M** = Ville de Mexico; **PGM** = Plate-forme carbonatée Guerrero-Morelos; **B. S.** = Bassin de Sabinas; **PVSLP** = Plate-forme de Valles - San Luis Potosi; **SLP** = San Luis Potosi; **Z** = Zacatecas; **Zi** = Zihuatanejo.

Chapitre I – SYNTHÈSE SUR LE JURASSIQUE INFÉRIEUR ET MOYEN DU MEXIQUE ET D'AMÉRIQUE CENTRALE NUCLEAIRE.

A. Parties nord et centrale du Mexique

Dans les années 1980 et 1990, des travaux ont été réalisés sur les formations volcaniques et volcano-sédimentaires pré-oxfordiennes connues dans le Nord du Mexique (états de Durango, Zacatecas, Tamaulipas et San Luis Potosi) afin de les corrélérer avec des roches volcaniques de même âge, déjà connues dans l'état de Sonora (Anderson et Silver, 1978).

Ces formations affleurent sous le Crétacé inférieur ou le Jurassique supérieur (Oxfordien pour le plus ancien daté). On les suit selon une bande nord-ouest – sud-est (Fig. III-2), longue de plus de 700 km, de Santa Maria del Oro, Dgo. à Ciudad Victoria, Tamps. De nature volcano - sédimentaire, elles appartiennent à un ancien arc magmatique (Lopez-Infanzón, 1986 ; Jones et al., 1990 ; Grajales Nishimura et al., 1992 ; Jones et al., 1995 ; Barboza-Gudino, et al., 1998, 1999).

Sont rattachées à cet ancien arc les formations Nazas, Rodeo et Caopas des états de Coahuila, Durango et Zacatecas, La Boca et sa base volcanique de l'état de Tamaulipas et les niveaux volcaniques sous-jacents et interstratifiés dans la base de la Formation La Joya dans l'état de San Luis Potosi. Toutes présentent les mêmes lithologies, positions stratigraphiques, âges isotopiques et paléontologiques (Jones et al., 1995 ; Barboza-Gudino, et al., 1998, 1999).

1/ Les principaux affleurements.

- Région de Torreón (Etats de Coahuila et de Durango)

Villa Juarez (C sur la Fig. III-2) est la localité type de la Formation Nazas. Epaisse de plus de 570 m, celle-ci renferme, de la base vers le sommet, une rhyolite porphyrique, des argilites, des grès et conglomérats. Dans cette succession, des niveaux pyroclastiques de composition rhyolitique, des lits de tufs rhyodacitiques, des coulées et des roches volcano-sédimentaires andésitiques (Pantoja-Alor, 1972) sont intercalés.

Des coupes de la Formation Nazas semblables ont été décrites (B et A sur la Fig. III-2) près de San Pedro el Gallo (Pantoja-Alor, 1972) et de Santa Maria del Oro (Aranda-Garcia, 1991).

Dans le Canon de Ahuichila (F sur la Fig. III-2) et dans la Sierra de Jimulco (D sur la Fig. III-2) Lopez - Infanzon (1986) signale des coulées andésitiques, des tufs et rhyolites, interstratifiés dans des conglomérats, grès volcanoclastiques et argilites, l'ensemble étant surmonté en discordance angulaire par la Formation Zuloaga de l'Oxfordien. Dans la Sierra de Jimulco, on note, en plus, des coulées basaltiques.

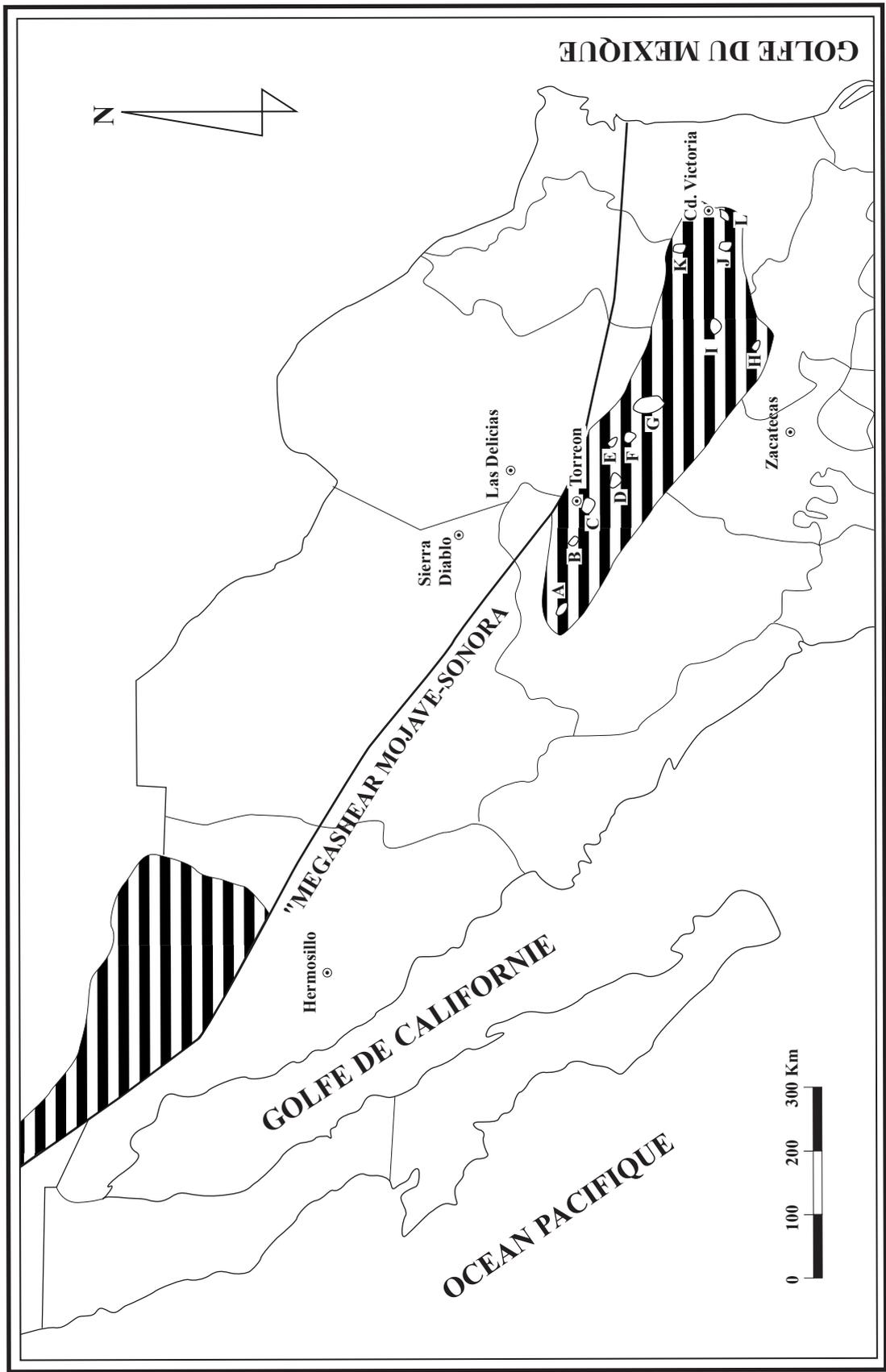


Figure III-2. Localisation des affleurements de roches volcaniques du Jurassique dans le Nord du Mexique. D'après Jones, N. W., et al. (1995): **A.** Santa Maria del Oro; **B.** San Pedro del Gallo; **C.** Villa Juarez; **D.** Sierra Jimulco; **E.** Sierra Ramirez; **F.** Canon de Ahuichila; **G.** Caopas - Pico de Teyras; **H.** Charcas; **I.** Sierra de Catorce; **J.** Miquihuana; **K.** Aramberri; **L.** Canon de Huizachal.

- Caopas - Pico de Teyra (Etat de Zacatecas)

Dans cette localité (G sur la Fig. III-2), décrite par Cordoba (1964) on trouve les plus grands affleurements de Formation Nazas. L'épaisseur de la formation y dépasse 1000 m. Elle comprend 65% de roches pyroclastiques, 10% de laves et 25% de roches volcano-sédimentaires. Les composants volcaniques sont principalement des andésites et dacites et, en moindre mesure, des rhyolites et latites (Blickwede, 1981).

La Formation Nazas repose normalement sur la Formation Rodeo, laquelle surmonte (contact tectonique ?) la Formation Caopas (de Cserna, 1956). Après avoir été longtemps considérées comme appartenant au socle paléozoïque (car partiellement métamorphisées), des travaux récents (Lopez - Infanzón, 1986; Anderson et al., 1991) ont montré que ces deux formations sont génétiquement liées à la Formation Nazas.

La Formation Rodeo, comme la Formation Nazas, est faite de laves, tufs et roches volcano-sédimentaires andésitiques et dacitiques. En quelques endroits, elle apparaît très déformée, avec développement d'une schistosité pénétrative.

La Formation Caopas ou Schistes Caopas (de Cserna, 1956), dans ses parties les moins déformées, montre la texture primaire de son protolithe. Il s'agit d'une intrusion subvolcanique rhyolitique.

Près du Pico de Teyra, une quinzaine de kilomètres au sud des affleurements précédents, la Formation Nazas surmonte en discordance angulaire la Formation Taray. Très différente dans sa composition (radiolarites, schistes calcaires, conglomérats), métamorphisée dans le faciès schiste vert et très tectonisée, cette dernière a été récemment considérée comme partie du prisme d'accrétion jurassique (?) lié à la subduction et à l'arc volcanique représenté par l'ensemble des Formations Caopas, Rodeo et Nazas (Lopez - Infanzón, 1986 ; Anderson et al., 1990).

Toutes ces formations sont couvertes en discordance angulaire par les conglomérats et grès transgressifs de la Formation La Joya du Jurassique moyen à supérieur, plus ou moins développés, passant aux calcaires oxfordiens de la Formation Zuloaga.

- Sierra de Catorce (Etat de San Luis Potosi)

Dans cette localité (I sur la Fig. III-2), sous la Formation La Joya qui la surmonte en discordance angulaire, des roches volcaniques et volcanoclastiques affectées par un métamorphisme de bas degré affleurent. Elles ont été divisées en deux parties par Baker (1922) : une partie plus métamorphisée constituée de talcschistes et de séricitoschistes dont le protolithe était probablement un porphyre et des brèches andésitiques; et une partie moins métamorphisée (et donc considérée plus jeune par l'auteur!) faite de sables et argilites avec de faibles apports de tufs dans lesquels sont interstratifiés des quartzites conglomératiques.

Bacon (1978) signale la présence de spores du Mississippien supérieur-Pennsylvanien inférieur et donne un âge paléozoïque à toutes les roches recouvertes par la Formation La Joya.

Lopez - Infanzón (1986) nomme Formation Zacatecas du Trias supérieur l'ensemble sédimentaire de la partie la moins métamorphisée et Formation Nazas l'ensemble volcanique avec andésite, rhyolite, tuf et intercalations de roches clastiques.

Lors de travaux plus récents, 1800 m de roches volcaniques sont mesurés. La découverte de fougères palmées fossiles dans la partie volcanique permet alors d'attribuer l'ensemble des formations volcano - sédimentaires au Jurassique inférieur et moyen (Maher et al., 1991).

- Charcas (Etat de San Luis Potosi)

Près de Charcas (H sur la Fig. III-2), entre la Formation Zacatecas, au-dessous, et les Formations La Joya et Zuloaga, au-dessus, affleure une mince série volcanique (moins de 100 m) constituée d'ignimbrites de probable composition dacitique (Martinez Perez, 1972 ; Tristan Gonzalez et Torres - Hernandez, 1991; Jones et al., 1995).

- Aramberri (Etat de Nuevo León) et Miquihuana (Etat de Tamaulipas)

Près d'Aramberri (K sur la Fig. III-2), affleurent, sur près de 150 m d'épaisseur, des roches volcaniques (coulées de laves rhyolitiques, ignimbrites et tufs rhyolitiques de type "airfall") avec de minces interstratifications de roches sédimentaires lacustres. Elles sont surmontées en discordance angulaire par une brèche sédimentaire riche en clastes volcaniques (20 m) puis par des calcaires (18m).

Meiburg et al, (1987), les ont d'abord considérées comme partie de la Formation Huizachal (Imlay et al., 1948), et les ont attribuées au Permo-Trias. Depuis, Jones et al. (1995), sur la base des similitudes lithologiques et stratigraphiques, les ont rapportées à une partie de la Formation Nazas, en attribuant, par ailleurs, la brèche sédimentaire à la Formation La Joya et les calcaires à la Formation Zuloaga.

Dans la région de Miquihuana (J sur la figure 13), Baker (1971) et Lazzeri (1979) ont décrit des roches volcaniques. De la même façon, en se basant sur des similitudes lithologiques et stratigraphiques, Jones et al. (1995) les rattachent à la Formation Nazas.

- Canon Huizachal (Etat de Tamaulipas)

Il s'agit (L sur la Fig. III-2) de la localité type de la Formation Huizachal (Imlay et al., 1948) que Mixon et al. (1959) ont élevée au rang de Groupe Huizachal, subdivisé en Formation La Boca (la plus ancienne) et Formation La Joya (la plus jeune).

La Formation La Boca du Canon Huizachal est différente de celle décrite dans la localité type. Ici, elle surmonte un ensemble volcanique qui présente la lithologie et l'âge de la Formation Nazas.

L'ensemble volcanique comprend des rhyolites, ignimbrites, brèches, tufs (de types "ash flow" et "airfall") et des conglomérats. Il est couvert en discordance par des couches détritiques rouges dont la granulométrie varie du silt au conglomérat (Clark et Hopson, 1985 ; Fatovsky et al., 1988).

A la base de la Formation La Boca, la composition des clastes est principalement volcanique. On signale, en particulier, la présence de feldspaths avec des bordures de réaction qui suggèrent l'existence d'événements de type "airfall" pendant la sédimentation (Jones et al., 1995).

L'âge de la formation a été donné par la découverte d'un vertébré fossile du Jurassique inférieur et moyen (Clark et Hopson, 1985 ; Fastovsky et al., 1987).

Le contact entre La Formation la Boca et l'ensemble volcanique est variable. Dans quelques affleurements, il s'agit d'une discordance angulaire (Fastovsky et al., 1987); ailleurs il est normal et transitionnel (Jones et al., 1995). Il apparaît ainsi logique de rattacher l'ensemble volcanique et la Formation La Boca au même arc Jurassique.

2/ Pétrographie

L'analyse pétrographique des formations précédemment décrites (d'après Jones et al., 1995), révèle que les roches volcaniques qu'elles renferment sont généralement des rhyolites, des andésites et, plus rarement, des basaltes.

Ces roches ont des textures variées : laves, brèches, tufs de type "ash flow" soudés et non soudés, tufs de type "airfall", et couches volcano-sédimentaires. Elles ont été dévitrifiées. Cependant, en quelques endroits des structures primaires fines, comme des éclats aciculaires courbes, des clastes de ponces et des petites concrétions de cendres, sont conservées.

Les andésites sont particulièrement abondantes dans la Formation Rodeo. Leurs phénocristaux de plagioclase sont généralement altérés en minéraux argileux, séricite et calcite. Quant aux phénocristaux d'amphiboles et de pyroxènes, ils sont totalement remplacés par la chlorite et la séricite, avec des bordures d'oxydes de fer.

Les dacites sont caractérisées par de nombreux phénocristaux automorphes de quartz, et xénomorphes de plagioclase plus ou moins altérés en séricite, minéraux argileux et calcite. Les ferromagnésiens sont rares; les phénocristaux de biotite sont remplacés par des oxydes de fer, chlorite et muscovite.

Les rhyolites présentent des phénocristaux de quartz, plagioclase altérés et, quelquefois, de sanidine.

Toutes les roches sont affectées par une altération hydrothermale mise en évidence par le remplacement partiel ou total des minéraux (excepté le quartz) par des oxydes de fer, la séricite, des minéraux argileux et la muscovite.

3/ Caractères géochimiques

Données et interprétations d'après Jones et al., 1995.

Le tableau III-a, donne le résultat des analyses d'éléments majeurs et traces, réalisées sur 12 échantillons choisis (sur critères d'altération) dans la région de Caopas - Pico de Teyra (Etat de Zacatecas).

Seuls quatre échantillons ont donné des pertes au feu (L.O.I.) < 3%. Leurs teneurs en alcalins sont suspectes. On note aussi, une relation négative entre les valeurs de Na et K et entre le L.O.I. et le K₂O et une relation positive entre L.O.I. et les valeurs de Na₂O. Tout ceci suggère l'intervention de réactions de changements métasomatiques de Na et K (Ragland, 1989) impliquant des fluides à fortes teneurs en Na et K.

A cause de l'altération des échantillons, il faut être prudent sur les conclusions tirées des éléments mobiles. Cependant, les données portées dans le champ alcalin du diagramme

	NAZI	NAZ12B	NAZ32A	ROD5	ROD11	ROD15A	ROD21B	ROD22	ROD23	ROD26C	ROD27	CAO1
Wt %												
SiO ₂	78,00	74,3	77,9	66,5	61,4	59,9	59,3	64,4	58,1	65,6	55,5	72,9
TiO ₂	0,14	0,19	0,16	0,81	0,81	0,78	0,8	0,48	0,88	0,47	1,06	0,45
Al ₂ O ₃	10,90	14,5	9,94	16,2	15,4	15,6	14,6	13	13,8	14,7	16,9	12,9
FeO*	1,34	1,39	1,54	4,88	4,92	4,81	6,31	2,4	5,43	3,77	7,89	2,28
MnO	0,01	0,02	0,03	0,03	0,05	0,1	0,09	0,08	0,07	0,09	0,16	0,06
MgO	0,25	0,68	0,19	0,81	4,55	3,53	3,03	0,7	3,96	1,26	4,14	0,76
CaO	0,01	0,17	0,01	0,85	1,44	3,89	3,32	5,51	4,34	1,73	3,83	0,92
Na ₂ O	0,23	3,79	0,22	3,41	3,96	5,15	5,51	5,95	4,72	5,17	5,65	3,06
K ₂ O	7,08	3,25	7,32	3,22	2,86	1,34	1,64	2,27	2,42	2,19	0,21	4,97
P ₂ O ₅	0,02	0,1	0,03	0,22	0,27	0,21	0,23	0,13	0,38	0,15	0,19	0,09
L.O.I.	1,39	1,7	1,08	2,54	3,62	3,93	4,54	4,85	5	3,16	3,62	1,77
Total	99,52	100,24	98,59	100,01	99,83	99,78	100,07	100,04	99,71	98,71	100,03	100,41
ppm												
Cr	20	27	19	116	175	116	121	29	201	32	60	29
Rb	140	120	136	121	65	50	48	48	53	69	28	212
Sr	<10	114	23	144	247	781	518	203	449	274	588	108
Y	56	<10	36	<10	21	18	<10	23	<10	40	30	45
Zr	302	95	340	195	217	180	212	226	264	232	155	237
Nb	23	22	13	12	15	16	<10	28	<10	<10	20	16
Ba	409	934	1370	391	721	963	691	419	835	893	210	828
Type de roche	Ryolite	Ryolite	Ryolite	Dacite	Andesite	Andesite	Andesite	Dacite	Andesite	Dacite	Andesite	Dacite

Tous les échantillons ont été analysés par XRF en X-ray aux Assay Laboratoires, Don Mills, Ontario. NAZ = Formation Nazas;
ROD = Formation Rodeo et CAO = Formation Caopas.

TABLEAU III-a. Données géochimiques des Formations Nazas, Rodeo et Coapas de la région de Caopas - Pico de Teyra. D'après Jones et al., 1995.

($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - Fe - Mg (AFM) comme du $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$, sont en accord avec les données tirées du terrain et des études pétrographiques.

Par ailleurs, les valeurs des éléments, relativement immobiles, sont similaires à celles des roches orogéniques. Les valeurs en TiO_2 , Y et Nb sont basses et le Y et le Nb tombent dans le champ des arcs volcaniques et granites de collision défini par Pearce et al. (1984).

La teneur élevée en Zr est typique des andésites orogéniques (Gill, 1981).

4/ Age

Par leur position stratigraphique, la Formation Nazas et les formations associées sont pre-oxfordiennes. La base de l'ensemble des formations volcaniques n'étant pas connue, il n'est pas possible de préciser la durée de vie de l'arc.

Les âges radiochronologiques publiés, se situent entre 64 et 230 Ma (Fries et Rincon-Orta, 1965 ; Denison et al., 1969 ; Pantoja-Alor, 1972 ; Halpern et al., 1974 ; Damon et al., 1984 et Lopez Infanzon, 1986).

A partir du paléomagnétisme, un âge triasique a été proposé pour la Formation Nazas (Nairn, 1976).

Par sa position stratigraphique et par la méthode K-Ar sur hornblende datant à 183 Ma un échantillon pris dans la Formation Rodeo, Lopez Infanzon (1986) conclut que la Formation Nazas et les formations associées, sont du Jurassique moyen.

Jones et al. (1995), ont obtenu un âge U-Pb de 158 ± 4 Ma (Fig. III-3) sur des zircons extraits d'un échantillon de la Formation Caopas.

Le tableau III-b, donne les résultats des analyses isotopiques obtenus par Jones et al., 1995. L'âge de 158 ± 4 Ma (Fig. III-3) de la basse interception est probablement celui de mise en place de la roche. La haute interception peut-être considérée comme un âge minimum pour un des faciès hérités. La grande extension de l'héritage, suggère la possible présence d'un soubassement précambrien sous la région portant l'arc jurassique.

5/ Comparaison avec les volcanites affleurant dans les Etats de Sonora et Arizona.

Il vient d'être rappelé que des affleurements isolés des formations volcaniques pre-oxfordiennes du nord, centre et nord-est du Mexique, par leurs similitudes avaient pu être corrélées et rattachées à un même arc magmatique du Jurassique inférieur et moyen.

Au nord-ouest de l'état de Sonora et en Arizona, affleure une série jurassique qui présente les mêmes lithofaciès. Les datations U-Pb de ses roches ont fourni des âges compris entre 150 et probablement 220 Ma (Anderson et Silver, 1978 ; Tosdal et al., 1989; Asmerom et al., 1990).

Cette série volcanique rassemble la séquence Canon Fresnal du Jurassique inférieur et moyen et la séquence Artesa du Jurassique supérieur qui la surmonte en probable discordance (?). Les deux sont faites de laves, brèches volcaniques et tufs, de composition

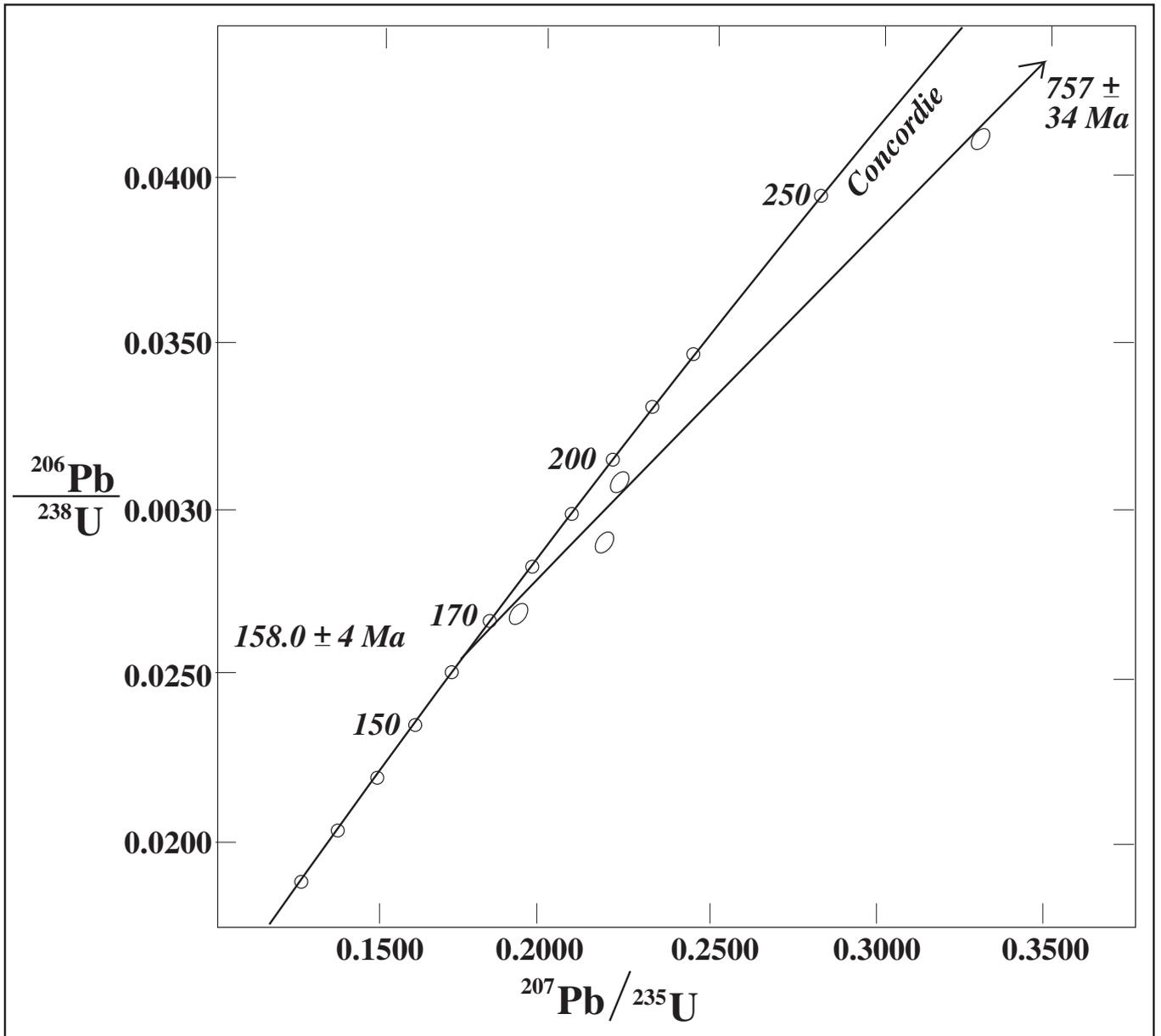


Figure III-3. Diagramme concordia des isotopes de U - Pb tiré de quatre fractions de zircon de la Formation Caopas. D'après Jones et al., 1995. □

Fraction	Concentrations*			Proportion isotopique				Ages apparents ^μ		
	Pb ^{rad}	U	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Zircon	(ppm)	(ppm)	(ppm)					(Ma)	(Ma)	(Ma)
1	14,54	349,5	134,7	1359,3	0,04152	0,3265	0,05703	262,3	286,9	492,6
2 a	17,84	575,9	178,6	369,5	0,03086	0,2163	0,05085	195,9	198,9	234,1
b							0,05106			243,7
3 a	14,54	497,3	179,3	1551,6	0,02907	0,2156	0,05379	184,7	198,2	362,4
b							0,05395			369,1
4	18,54	682,1	253,5	876,9	0,02696	0,1896	0,05099	171,5	176,3	240,6

^μAges calculés à partir de la constante de désintégration de Steiger et Jäger, 1977.

TABLEAU III-b. Données isotopiques des zircons de la Formation Caopas, près de Rodeo, Zac. D'après Jones et al., 1995

intermédiaire ou acide, dans lesquels sont interstratifiés des roches sédimentaires volcanoclastiques. La séquence Canon Fresnal est plus acide, avec de grandes intrusions porphyriques. La séquence Artesa est traversée par les intrusions de la super - unité Ko Vaya, représentées principalement par un granite du Jurassique supérieur et par des porphyres hypovolcaniques rhyodacitiques associés.

Toutes ces roches sont intensément altérées. Tosdal et al. (1989), ont comparé le Zr, relativement immobile et SiO₂ comme indicateur du caractère alcalin de ces roches. Les données de Caopas - Pico de Teyra, tombent dans la même plage que les données de la séquence Canon Fresnal (Jones et al., 1995).

B. Sud – Est du Mexique

Les formations volcaniques et volcanoclastiques qui affleurent dans le Sud-Est du Mexique sont assez mal connues. Carfantan (1983) décrit, dans le Sud-Est de l'Etat d' Oaxaca et dans l'Etat de Chiapas, une série détritique continentale qu'il interprète comme une molasse continentale post-appalachienne. Il corrèle cette série qui repose sur le socle cristallin de la région, avec la Formation Todos Santos décrite au Guatemala par Sapper (1894).

Les principaux affleurements se trouvent sur la bordure est du massif granitique du Chiapas (Fig. III-4).

1/ Lithologie.

D'après Carfantan (1983 et 1986), la série, généralement rouge, localement violacée ou verte, comprend des conglomérats et des grès (à éléments d'origine locale) ainsi que des argilites. Des roches volcaniques (trachytes, dacites et andésites) et des tufs y sont intercalés à divers niveaux. On peut les observer dans la rivière Uzupanapa, dans le lit du fleuve Pueblo Viejo, le long de la route panaméricaine (3 km à l'est de Cintalapa), sur la piste Ocozocautla-Villa Flores et dans la rivière Barranca Honda.

L'épaisseur de la Formation Todos Santos est variable d'un endroit à l'autre : 300 m près de Cintalapa , près de 1000 m au nord de Motozintla. Ceci comme conséquence de l'existence probable de horsts et de grabens au moment du dépôt.

2/ Age.

Du point de vue stratigraphique, l'âge de la Formation Todos Santos est mal contraint. Elle repose en discordance sur les calcaires permien (Léonardien) et elle est surmontée en discordance par une couverture sédimentaire marine mésozoïque, dont l'âge des premiers dépôts varie du nord-ouest au sud-est : Jurassique supérieur depuis l'isthme de Tehuantepec jusqu'aux environs de Tuxtla Gutierrez, Albien plus au sud-est.

Des études radiométriques ont précisé l'âge des roches volcaniques interstratifiées dans la Formation Todos Santos. Des andésites prélevées dans la rivière Pueblo Viejo ont donné un âge oxfordien (148 ± 6 Ma) par la méthode K-Ar (Castro-Mora et al., 1976). Des roches volcaniques prélevées dans la région de Cintalapa par des géologues de l'Institut Mexicain du Pétrole, et datées par la méthode K-Ar sur roche totale, ont donné des âges de :

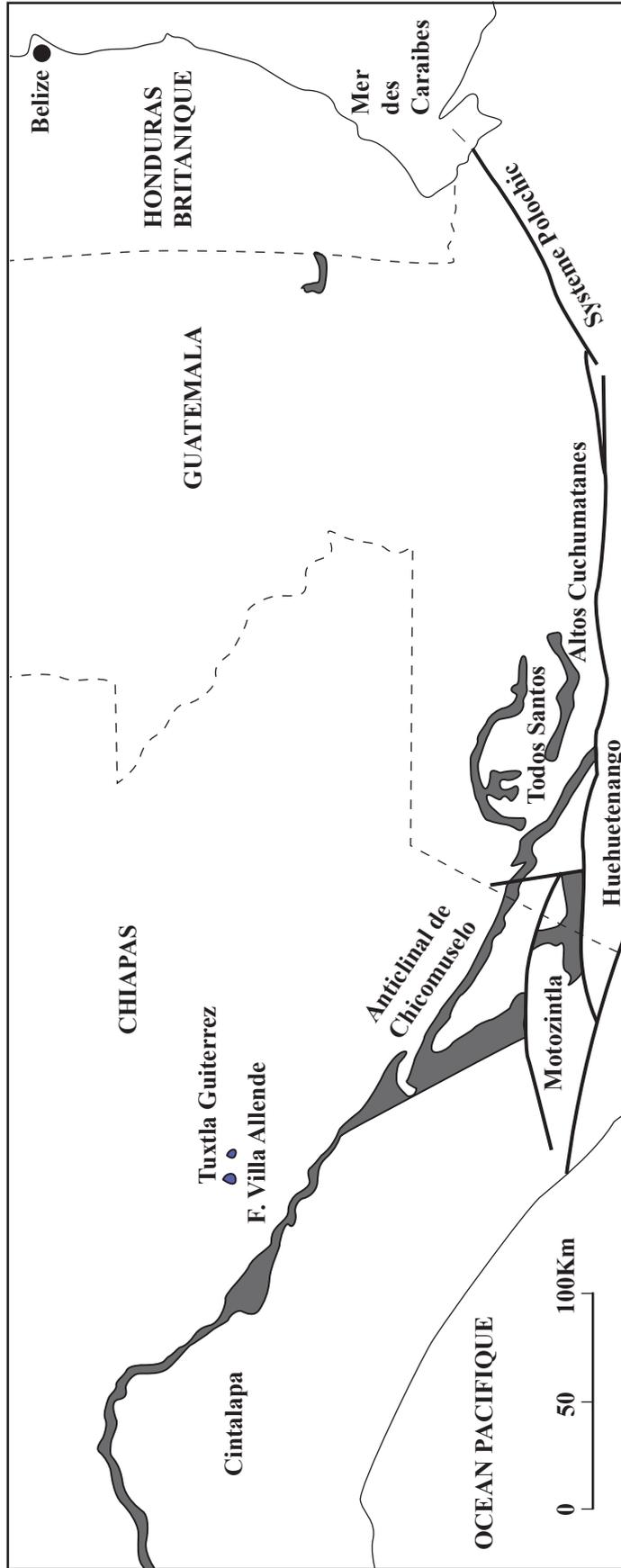


Figure III-4. Affleurements de la Formation Todos Santos dans l'Etat du Chiapas (Sud-Est du Mexique) et au Guatemala. D'après Carfantan, 1986.

153 ± 4 Ma pour un trachyte, 165 ± 3 Ma pour une dacite, 166 ± 3 Ma et 169 ± 3 Ma pour deux andésites.

C. Amérique centrale nucléaire : au Honduras

Au début des années 1990, Viland et Henry ont apporté, sur la base d'une étude de terrain précise (notamment aux environs de Comayagua), une contribution essentielle à la connaissance du Mésozoïque du Honduras.

Ils ont clairement montré qu'au-dessus du socle paléozoïque métamorphisé (Groupe Cacaguapa) reposait, en discordance, une séquence de schistes, grès et conglomérats renfermant des tufs acides et des ignimbrites (Formations El Plan et Agua Fria du Groupe Honduras). Datée du Jurassique inférieur et moyen, elle est intensément plissée, schistosée et affectée par un métamorphisme schiste vert, alors que les formations du Crétacé inférieur (d'abord des grès et conglomérats à ciment calcaire puis les calcaires néritiques de plate-forme récifale de la Formation Atima de l'Aptien – Albien) qui la surmontent en discordance angulaire, sont dépourvus de métamorphisme et sont à peine ondulées.

Ces auteurs mettaient ainsi en évidence une phase orogénique névadienne, d'importance régionale puisque leur observation a pu être étendue à une majeure partie du bloc Chortis (Fig. III-1). A cette phase névadienne les auteurs relient des intrusions de granodiorites et de gabbros.

Les similitudes (déjà relevées par Azéma et al., 1985 et par Viland et Henry, 1996) sont très fortes entre le dispositif jurassique du Honduras et celui de notre secteur d'étude dans la Sierra Madre del Sur. Les séquences sédimentaires et volcano-sédimentaires sont directement comparables, en faciés (Formations Cualac, Las Lluvias, Chapolapa et Tecocoyunca au Mexique ; Formations el Plan et Agua Fria au Honduras) avec dominance du volcanisme acide, et en âge (Jurassique inférieur et moyen). Ici et là, les effets de la phase tectonique névadienne sont bien marqués : déformation régionale, métamorphisme et intrusions granodioritiques. Sur les deux sites, la phase névadienne est scellée par les dépôts discordants du Crétacé inférieur : d'abord une formation grés – conglomératique de type Formation San Juan qui passe à une formation carbonatée de plate-forme récifale à l'Aptien-Albien. Bref, bloc d'Oaxaca et bloc Chortis ne formaient bien qu'un seul et même ensemble durant le Mésozoïque

D. Conclusion : De l'arc magmatique jurassique inférieur et moyen de la marge active pacifique à la chaîne liminaire névadienne.

Les formations volcaniques et volcano-clastiques jurassiques présentes du nord-ouest au sud du Mexique et que l'on retrouve en Amérique centrale nucléaire, au Honduras, possèdent de nombreux traits communs.

1 : Elles ont été, pour l'essentiel, mises en place durant la même période de temps Jurassique inférieur et moyen.

Dans le nord-ouest du Mexique et le sud-ouest des Etats Unis (états de Sonora et d'Arizona), les séquences Canon Fresnal et Artesa ont des âges U-Pb compris entre 150 et 220 Ma (Trias supérieur à Jurassique supérieur).

Dans le nord, le centre et le nord-est du Mexique (états de Durango, Zacatecas, Tamaulipas et San Luis Potosi), les Formations Nazas, Rodeo, Caopas, La Boca sont pre-oxfordiennes. Les datations radiochronologiques disponibles les plus fiables situent l'événement volcanique dans le Jurassique inférieur et moyen.

Dans la Sierra Madre del Sur (états de Guerrero et d'Oaxaca), le volcanisme des Formations Las Lluvias et Chapolapa est du Jurassique inférieur à moyen (sans que l'on puisse exclure définitivement le Trias). Il en est de même au Honduras avec le volcanisme des Formations el Plan et Agua Fria .

En divers endroits on a pu vérifier que des intrusions plutoniques sont contemporaines des épanchements volcaniques jurassiques.

2 : Partout, ces roches volcaniques et les séries volcano-sédimentaires associées reposent sur la croûte continentale nord-américaine : craton nord-américain en Arizona, Sonora et dans les parties centrales du Mexique, blocs Oaxaca et Chiapanèque dans le Sud-Est du Mexique, bloc Chortis en Amérique centrale (Fig. III-1).

De ce fait, ces roches n'affleurent qu'à l'est du "terrane" Guerrero (Fig. III-1). L'accrétion de ce dernier à la marge nord-américaine est intervenue à la fin du Crétacé inférieur, bien après cette évolution jurassique.

3 : De manière générale le volcanisme du Jurassique inférieur et moyen est à dominante acide (prédominance des rhyolites, des ignimbrites et des tufs) en relation avec leur mise en place sur la croûte continentale. Leur signature géochimique est caractéristique des volcanites orogéniques.

4 : Partout, les formations volcaniques et les formations volcano-sédimentaires d'arc et d'arrière-arc, mais également leur soubassement continental sont affectés par des déformations névadiennes (plis, schistosités, chevauchements) auxquelles est le plus souvent associé un métamorphisme syn-tectonique schiste vert. Ceci laisse entendre que l'ancienne marge active du Jurassique inférieur et moyen a été structurée en une véritable chaîne de montagne liminaire qui ourlait la façade pacifique durant le Jurassique supérieur. Erodée et pénéplainée, elle a été, par la suite, recouverte en transgression par les eaux marines, ici dès l'Oxfordien (en bordure du Golfe du Mexique qui va s'ouvrir), là au Crétacé inférieur et notamment à l'Aptien avec la montée eustatique.

Bref, en nous basant sur les similitudes litho-stratigraphiques, pétrologiques, géochimiques et d'âge des volcanites des quatre régions d'affleurements, nous reconstruisons la continuité d'un arc volcanique installé sur la bordure continentale américaine, de l'Arizona à l'Amérique centrale. L'activité de cet arc pendant le Trias (?) - Jurassique inférieur et moyen, était liée à la subduction de la paléo-plaque pacifique sous la marge occidentale du continent nord-américain, limité vers l'ouest à l'actuelle suture du bassin d'Arperos (Fig. III-1).

Notons que la continuité initiale de cet arc volcanique du Jurassique inférieur et moyen structuré par l'orogénèse névadienne du Jurassique supérieur, a été depuis décalée :

- de manière sénestre et d'environ 800 km (M. Tardy, 1980) dans le Nord du Mexique (Jones et al., 1995). Ceci est la conséquence du jeu de la faille transformante sénestre (Megashear de Silver et Anderson, 1974, ou Linéament Caltam de Tardy et al., 1989) qui, en reliant la zone d'expansion téthysienne du Golfe du Mexique à la subduction ouest-américaine à hauteur

de la Californie, a accommodé l'ouverture du Golfe du Mexique, du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.

- de manière également sénestre et de près de 1100 km (Azéma et al. 1985) à l'extrémité sud-est du Mexique. Ceci est la conséquence du jeu du système de failles transformant Polochic – Motagua qui, depuis le Tertiaire déplace vers l'Est le bloc Chortis par rapport au bloc d'Oaxaca dont il est issu.

De ceci on retire une information essentielle : la marge continentale paléo-pacifique de l'Amérique du Nord était active et portait un arc volcanique engendré par la subduction pacifique durant le Jurassique inférieur et moyen. A la suite de la réorganisation de la géodynamique régionale liée à l'ouverture téthysienne du Golfe du Mexique, et de l'orogénèse névadienne qui l'a affectée, cette marge est devenue passive dès le Jurassique supérieur. Elle le demeurera jusqu'au Crétacé supérieur.

Chapitre II – EVOLUTION DE LA PARTIE SUD DU CONTINENT NORD - AMERICAIN A LA RENCONTRE DU PACIFIQUE, DE LA TETHYS ET DU DOMAINE CARAIBE

La prise en compte de l'arc magmatique du Jurassique inférieur et moyen omniprésent sur l'ancienne marge continentale pacifique et de sa structuration névadienne, d'une part, ainsi que l'introduction de l'accrétion du « terrane » de Guerrero par collision arc – continent à la base du Crétacé supérieur, d'autre part, permettent de modifier de manière significative le modèle d'évolution globale du Mexique, depuis le Jurassique.

En partant des cartes palinspastiques produites par Ricou (1995), on reconstitue, pour l'aire mexicaine située à la rencontre des domaines pacifique, téthysien et caraïbe, cette évolution en six stades:

A. Jurassique moyen (Fig. III-5 et Planche 6, hors texte)

En relation avec l'éclatement de la Pangée, l'océan Téthys s'ouvre en ciseaux (Téthys de la reconquête ; Aubouin et al., 1977) entre l'Afrique et l'Amérique du Nord. La transgression marine, épicontinentale et d'origine téthysienne, se manifeste en périphérie du futur Golfe du Mexique où se déposent des couches salifères dans lesquelles on a retrouvé des pollens du Jurassique moyen à supérieur (Kirkland et Gerhard, 1971).

La marge paléo-pacifique de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud encore réunies, est active de la Californie à la Colombie. La subduction (initiée peut-être dès le Trias supérieur) de la lithosphère paléo-pacifique, vers l'est et sous le continent, engendre sur la bordure continentale un arc magmatique (que nous nommons arc Nazas, Chapolapa, Todos Santos) aux émissions fortement acides. Cet arc est bordé, côté continent, par des bassins arrière-arc subsidents dans lesquels s'accumulent de fortes épaisseurs de sédiments terrigènes en provenance de l'arc, mais aussi du continent. Le bassin de Tecocoyunca en est un exemple.

B. Jurassique supérieur (Fig. III-6 et Planche 6, hors texte)

La progression de l'ouverture téthysienne vers l'est s'effectue dans le Golfe du Mexique et, plus au sud, à la hauteur du Guatemala où s'établit la liaison océanique Téthys – Pacifique.

A ce changement notable est associée une réorganisation de la géodynamique marquée, notamment, par la crise tectonique compressive névadienne sur la marge pacifique, avec formation d'un édifice orogénique de type liminaire (structuration de l'ancien arc magmatique Nazas, Chapolapa, Todos Santos et de ses bassins arrière – arc) et par l'arrêt de la subduction au sud de la Californie.

L'expansion océanique commence dès l'Oxfordien dans le Golfe du Mexique, en liaison avec le jeu d'une zone transformante (“megashear” Mohave-Sonora ou Caltam linéament) qui relie l'ouverture du Golfe du Mexique à la subduction californienne. Son jeu transtensif induit, d'une part, le décalage dextre de l'orogène névadien, d'autre part, l'ouverture en pull'apart de bassins subsidents intracontinentaux (Sabinas, Chihuahua, Bisbee). La mer s'avance dans ces grabens en cours de formation, ainsi que dans le futur

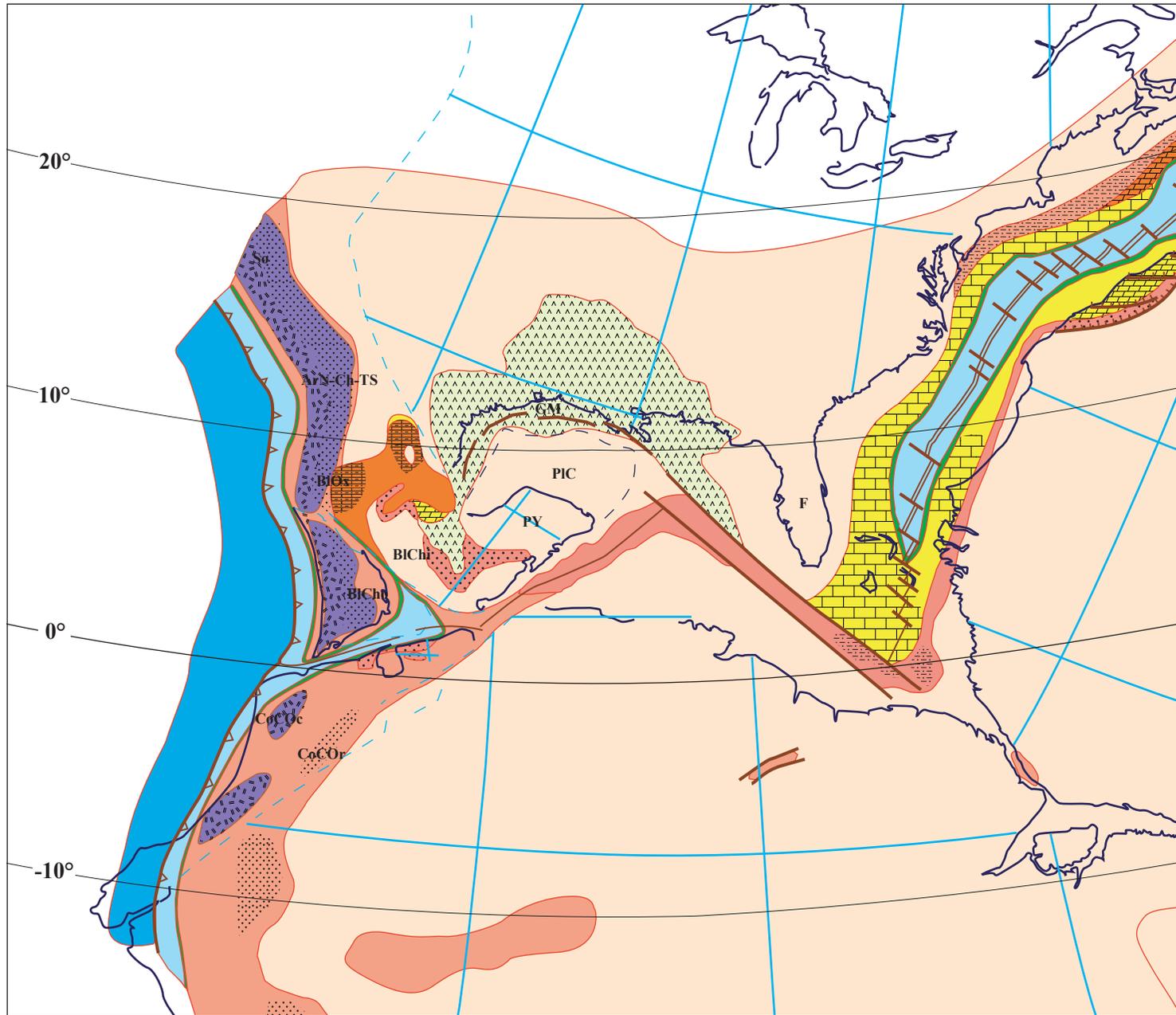


Figure III-5. Reconstruction au Bajocien (173,5 - 166,1 Ma) Base paléogéographique d'après J. Dercourt, L.E. Ricou & B. Vrielynck eds., 1993, modifiée.

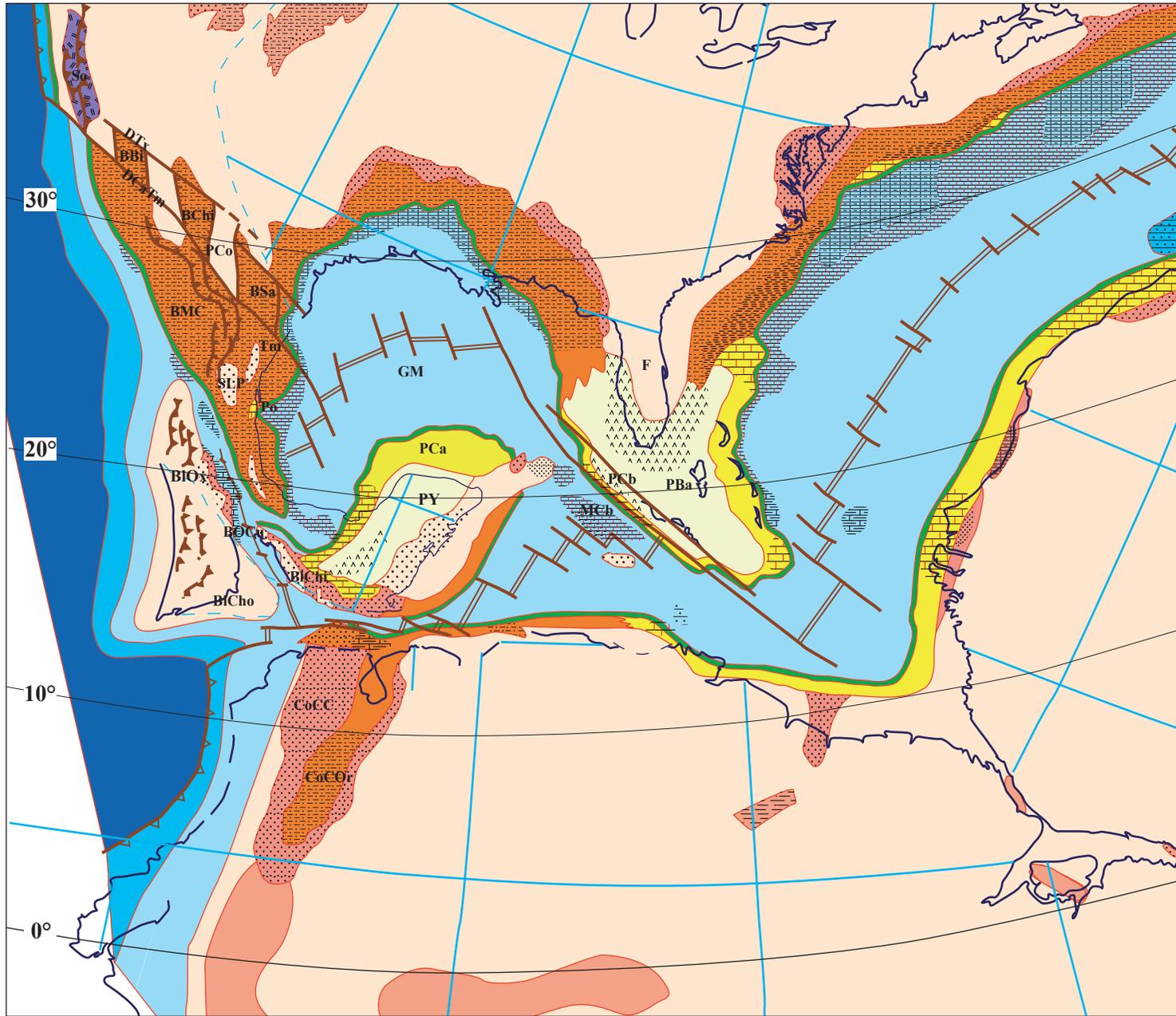


Figure III-6. Reconstruction au Tithonique supérieur (138 - 135 Ma) Base paléogéographique d'après J. Dercourt, L.E. Ricou & B. Vrielynck eds., 1993, modifiée.

domaine de la Sierra Madre Oriental où ses dépôts évaporitiques puis carbonatés reposent en discordance angulaire sur les structures névadiennes.

Alors que se réalise la séparation entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud à la fin du Jurassique supérieur et durant le Crétacé inférieur, par ouverture du bassin océanique, une de ses dépendances directes, le bassin Cuicatèque apparaît en position intracontinentale dans le sud du Mexique où il sépare l'ensemble des blocs Oaxaca et Chortis, d'un côté, de l'ensemble Sierra Madre Oriental – Yucatan, de l'autre (Carfantan, 1983).

C. Crétacé inférieur (Fig. III-7 et Planche 6, hors texte)

L'ouverture océanique du Golfe du Mexique a pris fin avec le jeu coulissant sénestre du megashear dans le nord du Mexique. Par contre, l'ouverture des parties atlantique et caraïbe de la Téthys se poursuit.

Les marges mexicaines sont passives. La majeure partie du Mexique continental est inondée, à la suite de la transgression eustatique. Elle porte des plates-formes carbonatées récifales, comme celles de Coahuila et de Valle – San Luis Potosi dans le nord et l'est du pays, ou comme celle de Guerrero – Morelos discordante sur l'édifice névadien, au sud.

Le bassin océanique d'Arperos qui borde à l'ouest le Mexique, se réduit par subduction vers l'ouest, sous l'arc volcanique intra-océanique actif du "terrane" Guerrero. Celui-ci migre relativement vers l'est, à la rencontre de la marge passive mexicaine ou du domaine océanique caraïbe. Autour de ses îles volcaniques émergées, il porte des ensembles calcaires récifaux.

D. Crétacé supérieur (Fig. III-8 et Planche 6, hors texte)

Après fermeture totale du bassin océanique d'Arperos, le "terrane" Guerrero se "colle" à la marge continentale mexicaine au Cénomaniens, par collision arc – continent. Les conséquences de cette accréation sont importantes. La partie continentale mexicaine de l'Amérique du Nord s'accroît d'un tiers. D'autre part, et comme conséquence du chevauchement du « terrane » sur la bordure continentale, il se forme un édifice montagneux, à l'avant duquel s'individualise un bassin flexural : le bassin Mezcala – Difunta dans lequel les flyschs de la Sierra Madre Oriental s'accumulent au cours du Crétacé supérieur.

A partir du Cénomaniens, le bassin cuicatèque commence à se fermer, entraînant le rapprochement de l'ensemble des blocs Oaxaca et Chortis du continent Amérique du Nord. La collision (phase subhercynienne) entre les deux parties intervient à la fin du Turonien (Carfantan, 1983).

E. Paléogène (Fig. III-9 et Planche 6, hors texte)

Durant le Paléocène – Eocène inférieur, la phase tectonique laramienne affecte principalement les parties du continent situées à l'avant (à l'est) du « terrane » Guerrero. Elle est à l'origine d'un fort raccourcissement est-ouest accommodé, dans la Sierra Madre Oriental, par les plis et chevauchements de la couverture décollée et par un écaillage du

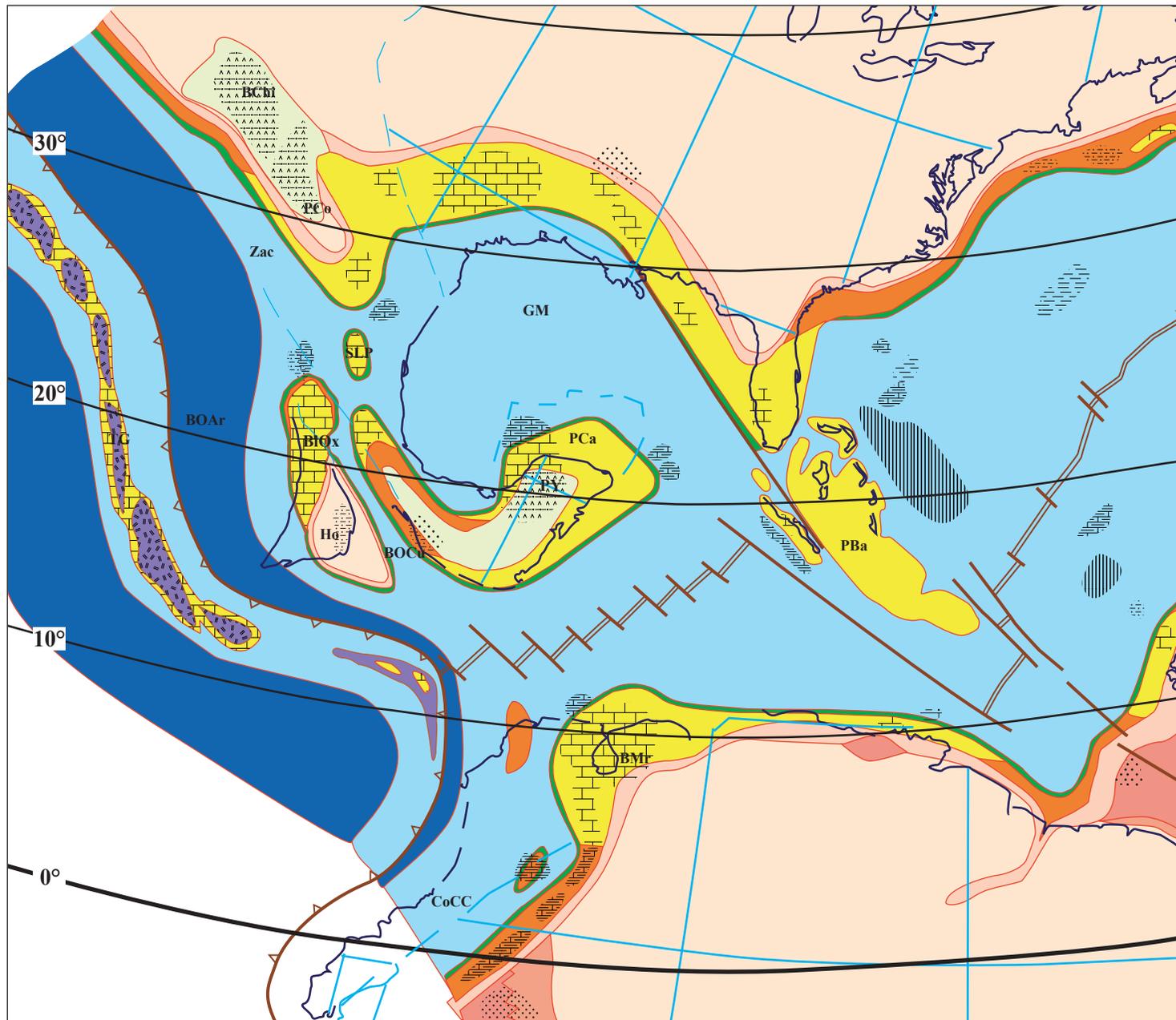


Figure III-7. Reconstruction à l'Aptien inférieur (114 - 112 Ma) Base paléogéographique d'après J. Dercourt, L.E. Ricou & B. Vrielynck eds., 1993, modifiée.

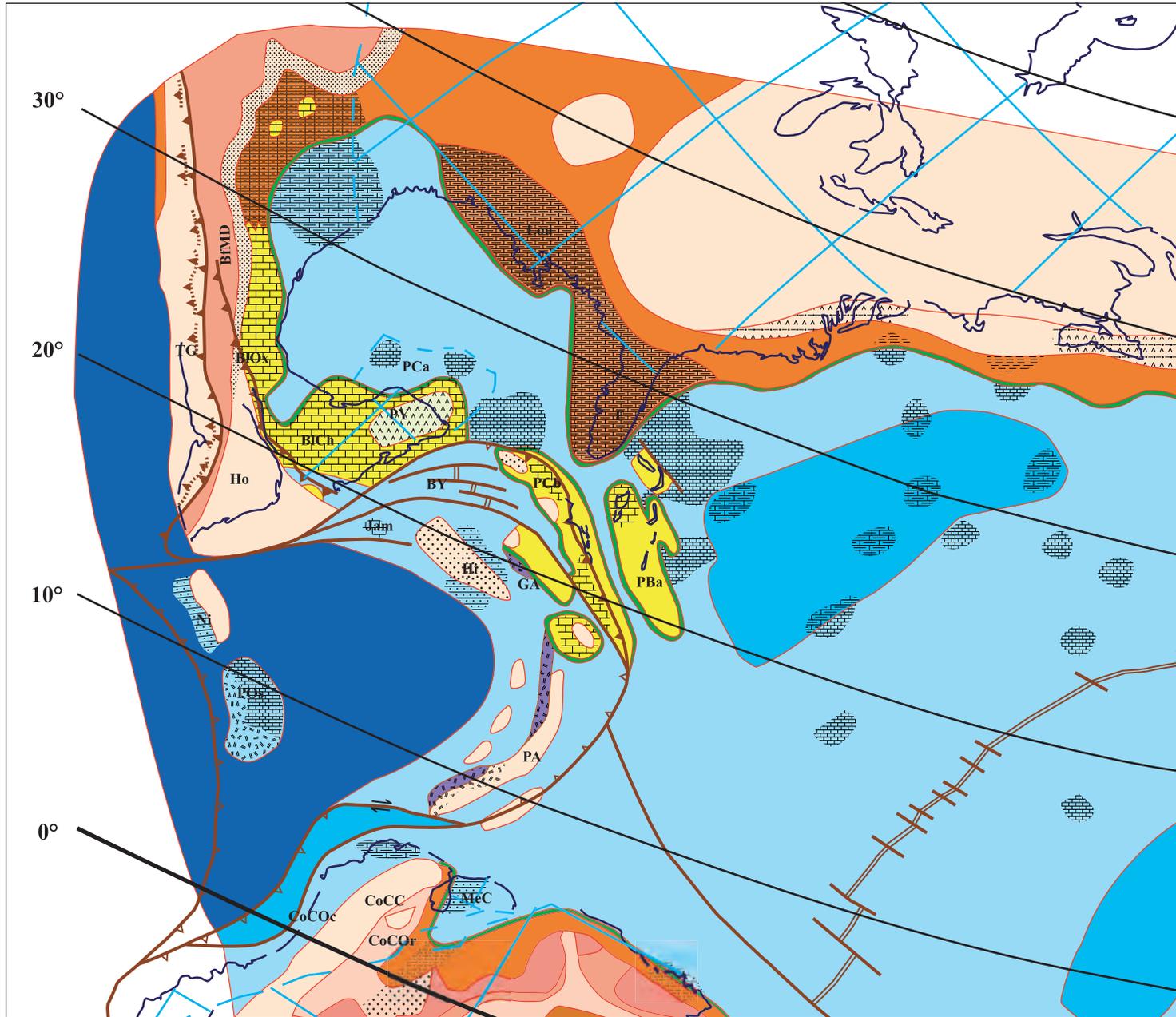


Figure III-8. Reconstruction au Maastrichtien supérieur (69,5 - 65 Ma) Base paléogéographique d'après J. Dercourt, L.E. Ricou & B. Vrielynck eds., 1993, modifiée.

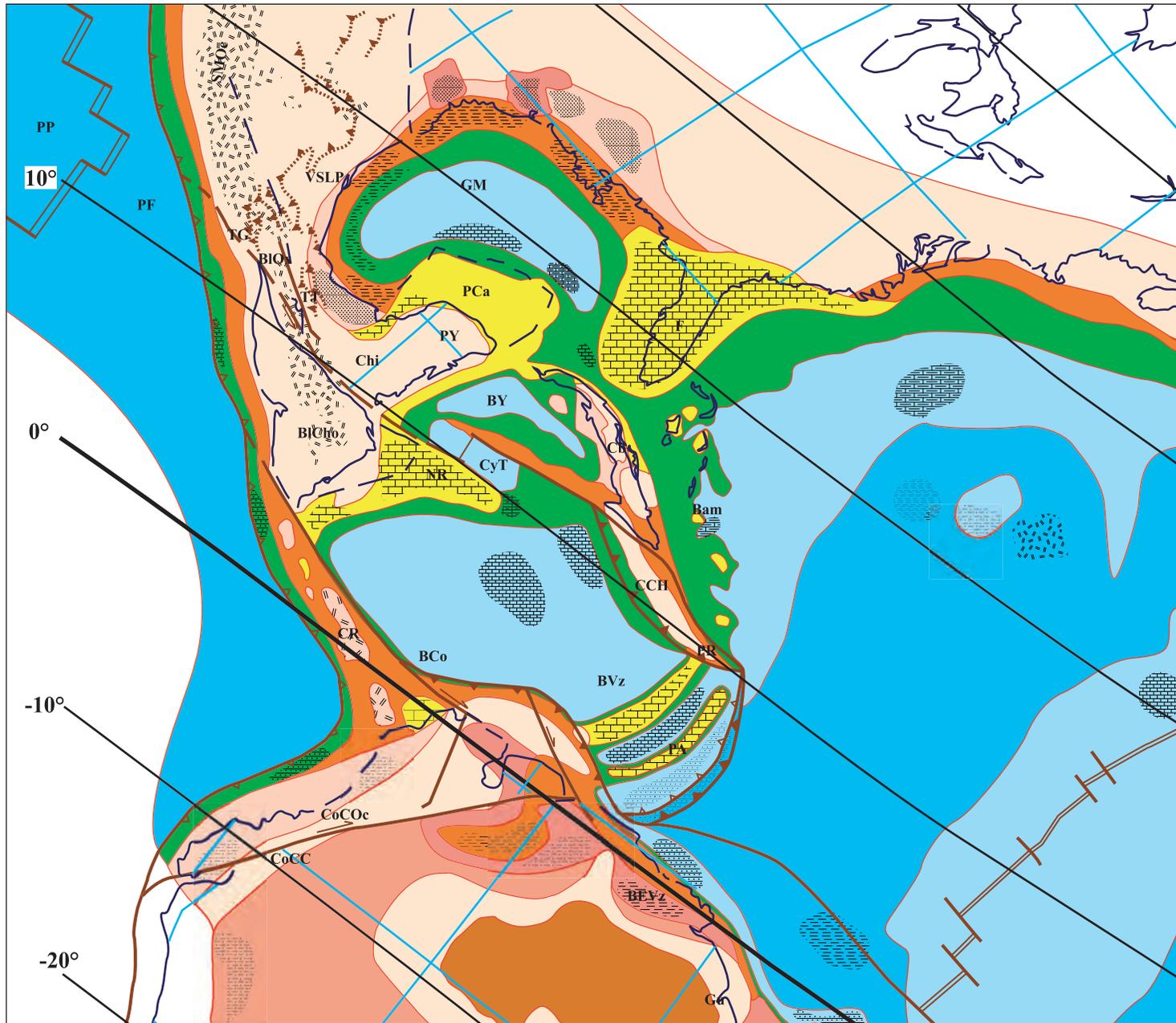


Figure III-9. Reconstruction au Rupélien supérieur (30 - 28 Ma) Base paléogéographique d'après J. Dercourt, L.E. Ricou & B. Vrielynck eds., 1993, modifiée.

socle. Cette phase a été souvent interprétée comme une conséquence de l'importante réorganisation intervenue dans le Pacifique et dont témoigne, à 44 Ma, le changement de direction des alignements volcanique de l'Empereur et de Hawaï engendrés par le point chaud d'Hawaï.

Dès la fin de l'Eocène, la subduction de la plaque océanique Farallon se manifeste dans l'ouest du Mexique et sur le bloc Chortis. Elle édifie l'énorme plastron andésitique et ignimbritique discordant sur le « terrane » Guerrero et sur les parties internes de la Sierra Madre Oriental : la Sierra Madre Occidental et son prolongement en Amérique centrale.

F. Miocène supérieur – Pliocène (Fig. III-10 et Planche 6, hors texte)

De nouvelles conditions de convergence entre la plaque Farallon et la plaque Amérique du Nord sont intervenues à la fin du Miocène inférieur. Résultant de la rencontre entre la dorsale est pacifique et la marge continentale mexicaine, elles ont entraîné :

- la formation des plis de fond orientés nord – nord-ouest – sud – sud-est omniprésents du nord au sud du Mexique ;
- la rupture de la partie sud de la plaque Amérique du Nord à la faveur du système de failles transformant Polochic – Motagua. Le bloc continental Chortis qui se sépare du bloc Oaxaca, fait désormais partie de la plaque caraïbe avec laquelle il amorce sa dérive vers l'est.

Alors que l'Amérique centrale se déplace relativement vers l'est, la rupture lithosphérique sud-mexicaine évolue vers une nouvelle fosse de subduction : la fosse d'Acapulco.

Une dernière réorganisation géodynamique intervient à la fin du Miocène, en liaison avec la mise en place de la nouvelle dorsale est – pacifique, orientée nord-sud, qui atteint l'entrée du Golfe de Californie, il y a 4,5 Ma (Lynn et Lewis, 1976). C'est de cette époque que date le plissement en transpression des sierras du Chiapas (Carfantan, 1983).

Tel que rapidement esquissé, ce scénario renouvelle significativement le modèle géodynamique des relations entre le Pacifique et le Mexique depuis le Jurassique jusqu'au Néogène, durée pendant laquelle on propose généralement, à l'Ouest du Mexique, la simple permanence de la marge pacifique active (Meschede et Frisch, 1998).

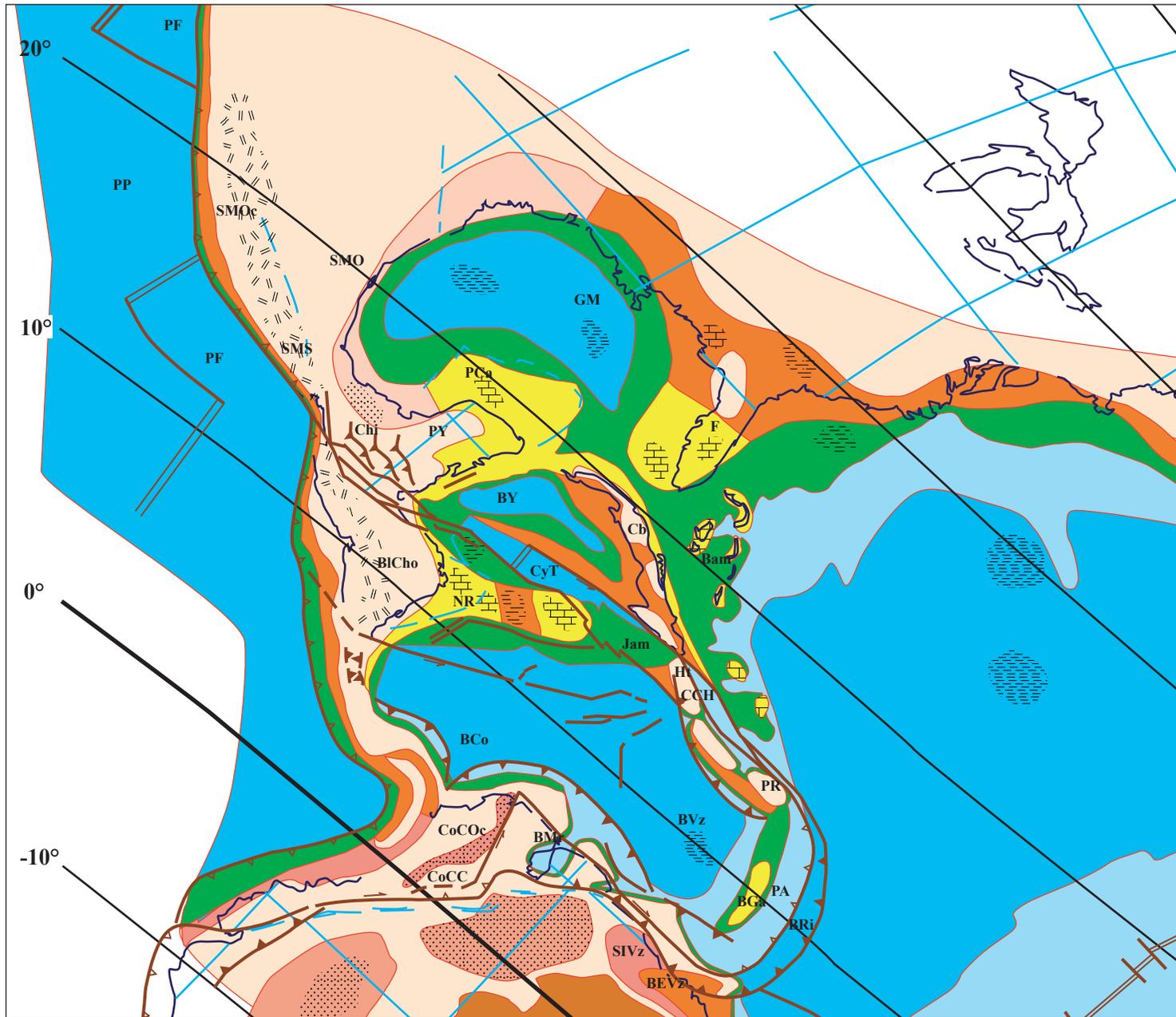


Figure III-10. Reconstruction au Tortonien (11,5 - 6 Ma) Base paléogéographique d'après J. Dercourt, L.E. Ricou & B. Vrielynck eds., 1993, modifiée.

CONCLUSION

Bilan de l'étude

Tel que réalisé, ce travail débouche sur plusieurs apports à la connaissance de la géologie de la Sierra Madre del Sur et, plus généralement, à la connaissance de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique, durant le Mésozoïque et le Cénozoïque.

Concernant la géologie régionale de la Sierra Madre del Sur, notre apport essentiel est dans la production des cartes et des coupes géologiques de deux parties représentatives de la sierra dans l'Etat de Guerrero : le secteur d'Olinalá et le secteur de Chilpancingo. Ces documents qui traduisent les observations et mesures réalisées sur le terrain ou par l'intermédiaire d'interprétation d'images aériennes et satellitaires, portent les données de base à partir desquelles nous avons défini les principaux ensembles et structures géologiques et les coupures qui les séparent, puis, à partir de ceux ci, identifié les grandes étapes de l'évolution géodynamique enregistrées dans les secteurs étudiés de la sierra. Il en ressort fondamentalement que, depuis le Jurassique inférieur, l'évolution de la Sierra Madre del Sur s'est déroulée en cinq étapes majeures : étape du Jurassique inférieur et moyen qui se termine avec la phase tectonique névadienne du Jurassique supérieur ; étape Crétacé inférieur qui s'achève avec l'accrétion du « terrane » Guerrero par collision arc – continent à la base du Crétacé supérieur (phase orégonienne) ; étape Crétacé supérieur conclue par la phase tectonique laramienne au Paléocène – Eocène inférieur ; étape Paléogène interrompue par la séparation du bloc Chortis ; et étape néogène marquée par l'exhumation du complexe Xolapa et l'orogénèse de la Sierra Madre del Sur en tant que telle. On notera que les quatre premières étapes de ce calendrier géodynamique n'ont rien de vraiment particulier ; on les retrouve dans l'évolution géologique des parties du Mexique situées au nord de l'Axe néovolcanique transmexicain. Seule la dernière étape néogène est particulière à la Sierra Madre del Sur : depuis le Miocène supérieur, elle est contrôlée par la subduction de la plaque Cocos installée en travers des grandes directions structurales sub-méridiennes antérieures et qui, depuis, donne sa spécificité géographique à l'édifice montagneux du Sud du Mexique.

Sur l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique, notre contribution la plus marquante concerne la caractérisation d'une chaîne névadienne, de type liminaire. Certes les formations du Jurassique étaient connues ainsi que leur déformation antérieure au dépôt en discordance angulaire des formations sédimentaires du Crétacé inférieur. Cependant, dans les secteurs étudiés de la Sierra Madre del Sur et sur la base d'étude stratigraphique, tectonique, pétrographique et géochimiques, nous avons pu argumenter en faveur de la genèse d'un arc magmatique et d'un bassin arrière - arc sur la bordure continentale nord-américaine durant le Jurassique inférieur et moyen, avant leur structuration, au Jurassique supérieur, par un raccourcissement qui implique la croûte continentale. Il s'agit d'une étape majeure de l'évolution de la marge pacifique puisque ces ensembles géologiques et ces structures (retrouvés à partir d'une compilation bibliographique) se retrouvent partout, à l'avant du « terrane » Guerrero accrété plus tard (base du Crétacé supérieur) au continent nord – américain, depuis la Californie jusqu'en Amérique centrale (Honduras).

Comme partie constituante de la Sierra Madre del Sur, nous avons retrouvé l'extrémité sud du « terrane » Guerrero avec ses caractéristiques pétrologiques, géochimiques et sédimentaires telles que connues plus au nord. Elle est charriée sur les calcaires du Crétacé inférieur de la plate-forme Guerrero – Morelos comme conséquence de la collision arc – continent intervenue dès la base du Crétacé supérieur. La terminaison sud du « terrane »

Guerrero dans la Sierra Madre del Sur (comme d'ailleurs celle de la chaîne névadienne ou celle de l'arc volcanique paléogène) est tectonique, liée au départ par décrochement du bloc Chortis sur lequel se trouve vraisemblablement son prolongement.

Enfin, nous avons pu préciser le cadre spatio – temporel de l'exhumation de la croûte continentale inférieure du Complexe Xolapa, en justifiant tout d'abord son caractère récent, contemporain de la subduction de la plaque Cocos, puis en proposant comme moteur de l'exhumation, l'éjection, à contre subduction, d'une écaille de lithosphère continentale nord – américaine limitée, à sa base, par la base chevauchante de la plaque supérieure et, à son sommet par un détachement en faille normale, également actif.

Perspectives

Après ce travail qui, sur plusieurs aspects, n'a apporté que quelques premiers éléments de réponses, plusieurs axes de recherche peuvent être envisagés.

En néotectonique une étude structurale qualitative et quantitative plus fine est indispensable. Par la mesure et l'interprétation de marqueurs cinématiques portés par les surfaces des principales failles que nous avons décrites, il doit être possible de caractériser la cinématique de ce réseau interprété comme actif depuis le Miocène. Cette étude pourra être complétée par une étude sédimentologique des dépôts plio – quaternaires de remplissage des bassins associés, afin de caractériser et de dater des événements de la paléo – sismicité enregistrée. La connaissance de la récurrence sismique permet une meilleure approche des risques associés à ces failles, d'autant que les principales agglomérations et, en particulier la capitale de l'état, sont placées dans les vallées associées à ces failles.

Des précisions peuvent être apportées à la connaissance de l'évolution jurassique de la Sierra Madre del Sur et d'autres parties du sud-est du Mexique. Il est impératif, de compléter l'échantillonnage et l'étude géochimique précise des volcanites de l'arc Chapolapa afin de mieux caractériser les contraintes pétrogénétiques de cet arc entrevues à travers un nombre d'analyses trop faible. Par ailleurs, l'analyse de la micro-tectonique ductile liée à l'orogénèse névadienne est indispensable pour mieux la caractériser. Une étude comparative portant sur les roches et structures équivalentes repérées au Honduras, rehausserait certainement une telle étude.

Dans ce mémoire, en nous basant sur leur contemporanéité, nous avons corrélié l'événement volcanique jurassique inférieur et moyen installé sur la bordure du continent nord-américain, avec les événements magmatiques de même âge connus dans : 1) le Complexe Xolapa (orthogneiss et granulites ?) ; et 2) le Complexe Acatlán (Migmatites Magdalena). L'échantillonnage et l'étude géochimique de ces roches s'imposent pour vérifier la compatibilité des phénomènes magmatiques intrusifs et extrusifs.

BIBLIOGRAPHIE

- Aubouin, J. R., Blanchet, J. P., Stephan, J. F., Tardy, M., 1977.** Tethys (Mésogée) et Atlantique. Données de la géologie. C. R. Acad. Sc. (D), 285, pp. 1025-1028.
- Aguilera, J. E., 1896.** Sinopsis de la geología mexicana. Inst. Geol. México, Bol., 4-6, pp. 189-250.
- Alencaster, G., 1963.** Pelecípodos del Jurásico medio del noreste de Oaxaca y noreste de Guerrero. UNAM, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, pp.15-52.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1978.** Jurassic magmatism in Sonora, Mexico. Geological Society of America, Abstracts with Program, v.10, p.359.
- Anderson, T. H., McKee, J. W., Jones, N. W., 1990.** Jurassic (?) mélange in north - central Mexico. Geological Society of America, Abstracts with Program, v.22, no. 3, p.3.
- Anderson, T. H., McKee, J. W., Jones, N. W., 1991.** A northwest trending, Jurassic fold nappe, northernmost Zacatecas, Mexico. Tectonics, v. 10, pp. 383 - 401.
- Aranda Garcia, M., 1991.** El segmento San Felipe del cinturón cabalgado, Sierra Madre Oriental, Estado de Durango, México. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 41, no. 1, pp. 18 - 36.
- Asmerom, Y., Zartman, R. E., Damon, P. E., Shafiqullah, M., 1990.** Zircon U-TH-Pb and whole - rock Rb - Sr age patterns of lower Mesozoic igneous rocks in the Santa Rita Mountains, southeast Arizona: Implications for Mesozoic magmatism and tectonics in the southern Cordillera. Geological Society of America Bulletin, v. 102, pp. 961 - 968.
- Atwater, T., 1970.** Implication of the plate tectonic for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America. Geol. Soc. Am. Bull., 81: pp. 3513 - 3536.
- Azema, J., Bourgois, J., Tournon, J., Baumgartner, P. O., Desmet, A., 1985.** L'orogène pré-sénonien supérieur de la marge pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale). Bull. Soc. géol. Fr., 8, pp. 173 - 179.
- Bacon, R. W., 1978.** Geology of the northern Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico. [M.S. thesis] Arlington, University of Texas, 109 p.
- Baker, C. L., 1922.** General geology of the Catorce Mining District: Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, v. 6, pp. 42 - 48.
- Baker, C. L., 1971.** Geologic reconnaissance in the eastern Cordillera of Mexico. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 131, 83 p.
- Barboza-Gudino, J. R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1998.** The Late Triassic - Early Jurassic active continental margin of western North America in north - eastern Mexico. Geofísica Internacional, v. 37, pp. 283 - 292.

- Barboza-Gudino, J. R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1999.** Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review, in Bartolini, C., et al., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico. Geological Society of America Special paper 340, pp. 197 – 210.
- Barrat, J. A., Keller, F., Amossé, J., 1996.** Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. Geostandards Newsletter, 2° Ed, pp. 133 – 139.
- Bazan, B. S., 1984.** Litoestratigrafía y rasgos estructurales del Complejo Oaxaqueño, Mixteca Alta, Oaxaca. Geomimet no. 129, pp. 35 – 63.
- Bellon, H., Maury, R. C., Stéphan, J. F., 1982.** Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry, and geodynamics. Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Proj., vol. 66, pp. 723 – 730.
- Blickwede, J. F., 1981.** Stratigraphy and petrology of Triassic (?) "Nazas Formation", Sierra de San Julian, Zacatecas, Mexico [M.S. thesis]: New Orleans, University of New Orleans, 100 p.
- Bloomfield, K., Ortega-Gutierrez, F., 1975.** Notas sobre la petrología del Complejo Oaxaqueño. Bol. Inst. Geol., UNAM, 96, pp. 28-48.
- Bohnenberger, O.T., 1955.** Bosquejo geológico a lo largo de la carretera Iguala – Chilpancingo, Estado de Guerrero. Tesis profesional, ESIA/IPN, 61 p.
- Brunner, P., 1987.** Microfacies y microfósiles de las rocas carbonatadas del Paleozoico de San Salvador Patlanoaya, Puebla, México. Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología 1 (1), pp.98-124.
- Burckhardt, Ch., 1919.** Fauna jurásica de Symoa (Zacatecas) y fauna cretácica de Zumpango del Río (Guerrero). Boletín del Instituto de Geología de México, no. 33, 135p.
- Burckhardt, Ch., 1927.** Cefalópodos del Jurásico medio de Oaxaca y Guerrero. UNAM, Instituto de Geología, Boletín, v. 47, 108p.
- Campa, M. F., Coney, P.J., 1983.** Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal Earth Sciences 20, pp.1040-1051.
- Campa, M. F., García-Díaz, J. L., Bustamante, G. J., Torreblanca, C. T. J., 1998.** Carta geológico-minera Chilpancingo, escala 1/250 000. Consejo de Recursos Minerales-Universidad Autónoma de Guerrero, eds.
- Campa, M. F., Ramírez, J., 1979.** Evaluación geológica y metalogenética del Noroccidente de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica 1, 84 p.
- Carfantan J. C., 1983.** Les ensembles géologiques du Mexique méridional. Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Geofísica Internacional. v. 22-1, pp. 9-37.
- Carfantan J. C., 1986.** Du système cordillera nord-américain au domaine caraïbe. Thèse, Univ. de Savoie, Chambéry, 558 p.
- Castro-Mora, J. T., Martínez, R. E., Schlaepfer, C., 1976.** Estratigrafía y microfacies del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur (Chiapas). Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr., v. XXVII, no. 1-3, pp. 1-95.

- Centeno-García E., Ruiz J., Coney P.J., Patchett, Ortega-Gutiérrez F, 1993.** Nd isotopes and petrology of the Arteaga Complex. Evidence for oceanic basement and continental influence in the Guerrero Terrane of Mexico. *Geology* 21, pp. 419-422,
- Clark, J. M., Hopson, J. A., 1985.** Distinctive mammal - like reptile from Mexico and its bearing on the phylogeny of the Tritylodontidae. *Nature*, v. 315, pp. 398 - 400.
- Cordoba - M., D. A., 1964.** Geology of Apizolaya quadrangle (east half), northern Zacatecas, Mexico. [M. A. thesis]: Austin, The University of Texas, 111 p.
- Corona-Esquivel, R., 1983.** Estratigrafía de la región comprendida entre Olinalá y Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero. UNAM, Instituto de Geología, Revista, v. 5, pp. 17-24.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldan-Quintana, J., 1984.** Cordilleran Jurassic arc from Chiapas (southern Mexico) to Arizona. *Geological Society of American, Abstracts with Programs*, v. 16, pp. 482.
- Davila-Alcocer, A. V. M., Martínez-Reyes, J., 1987.** Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. *In*: Resúmenes del Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato. Inst. Geol., UNAM., pp. 19-20.
- de Cserna, Z., 1956.** Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, Congreso Geológico Internacional, 20th, 87p.
- de Cserna, Z., 1965.** Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. UNAM, Instituto de Geología, Boletín, v. 62, pp.1-76.
- DeMets, C., Stein, S., 1990.** Present-day kinematics of Rivera Plate and implications for the tectonics in southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research* 95, pp. 21931-21948.
- Denison, R. E., Kenney, G. S., Burke, W. H., Jr., Hetherington, E. A., Jr., 1969.** Isotopic ages of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation, Marathon Basin, Texas, and their significance. *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, pp. 245 - 256.
- Erben, H. K., 1956.** Estratigrafía a lo largo de la carretera entre México, D. F. y Tlaxiaco, Oaxaca con particular referencia a ciertas áreas de los Estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca. México, D. F., XX Congreso Geológico Internacional, Excursión A-12, pp. 11-36.
- Fastovsky, D. E., Clark, J. M., Hopson, J. A., 1987.** Preliminary report of a vertebrate fauna from an unusual paleoenvironmental setting, Huizachal Group, Early or Mid - Jurassic, Tamaulipas, Mexico, *in* Currie, P. M., and Koster, E. H., eds., Fourth Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Short Papers. Occasional Paper of the Tyrell Museum of Paleontology, no. 3, pp. 82 - 87.
- Fastovsky, D. E., Hermes, O. D., Clark, J. M., Hopson, J. A., 1988.** Volcanos debris flows, and Mesozoic mammals: Huizachal Group (Early or Middle Jurassic), Tamaulipas, Mexico: *Geological Society of America, Abstracts with programs*, v. 20, no. 7, pp. 317 - 318.
- Ferrari, L., 2004.** Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, v. 32, 1, pp. 77-80.

- Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G. Tibaldi, A., 1994.** Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico - Oligocene to present. *Geofísica Internacional (Mexico)*, v.33, pp. 113-125.
- Flores De Dios, A., Buitron, B. E., 1982.** Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero. *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica*, no. 12, 28 p.
- Freydier, C., Lapierre, H., Briquet, L., Tardy, M., Coulon, C., Martínez-R., J., 1997.** Volcaniclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic – Early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc terrane (western Mexico). *Journal of Geology*, v. 105, pp. 483–502.
- Freydier, C., Martínez R., J., Lapierre, H., Tardy, M. Coulon, C., 1996.** The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico): Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics*, v. 259, pp. 343–367.
- Fries, C., Jr., 1960.** Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México. UNAM, Instituto de Geología, Boletín, v.60, 236 p.
- Fries, C., 1962.** Lista de fechas geoquímicas reportadas para minerales y rocas mexicanas, con un comentario sobre su significado geológico y geotectónico. Instituto de Geología de la UNAM, Bol. 64, pp. 85 – 109.
- Fries, C., Jr., Rincon-Orta, C., 1965.** Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría. UNAM, Instituto de Geología, Boletín, v. 73, pp. 57-133.
- Fries, C., Jr., Schmiter, E., Damon, P., Livingston, D. E., 1962.** Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México. Bol. no. 64, I.G./UNAM, pp.45-53
- García E., 1973.** Modificación al sistema de clasificación climática de Köppen. Editorial UNAM, México.
- García-Díaz, J. L., 1999.** Le volcanisme d'Olinalá, Guerrero (Sierra Madre del Sur): caractérisation de la marge pacifique du Mexique au Mésozoïque. *Diplôme d'Etudes Approfondies, Université de Savoie, Chambéry*, pp. 1-22 (unpublished).
- Gill, J. B., 1981.** Orogenic andesites and plate tectonics. New York, Springer - Verlag, 390 p.
- Grajales Nishimura, J. M., Terrell, D. J., Damon, P. E., 1992.** Evidencias de la prolongación del Arco Magmático Cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, v. 42, no. 2, pp. 1-18.
- Guerrero-García, J. C., Silver, L. T., Anderson, T. H., 1978.** Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, 39, pp 22 – 23.
- Guzmán, E. J., 1950.** Geología del Noreste de Guerrero. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, v. 2, no. 2, pp. 95-136.
- Halpern, M., Guerrero-G., J. C., Ruiz -C., M., 1974.** Rb - Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico: A progress report. *Union Geofísica de Mexico, Reunion Anual, November 4 -8, Abstracts*, pp. 30 – 32.
- Herrman U., Nelson B. K. Ratschbacher L., 1994.** The origin of a terrane: U/Pb geochronology and tectonic evolution of Xolapa Complex (southern Mexico). *Tectonics* 13, no 2, pp. 455-474.

Hernández-Bemal, MS., 1995. Geoquímica y origen del batolito de Río Verde, Oaxaca, Terreno Xolapa. M.S. Thesis, Univ. Nat. Autónoma México.

Imlay, R. W., Cepeda, E., Alvarez, M., Diaz-G., T., 1948. Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 32, pp. 1750-1761.

Jarrad, R. D., 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, v. 24, pp. 217 – 284.

Jenni, H., 1933. Geological reconnaissance survey of the northeastern part of the State of Guerrero; Mexico D. F. *Compañía Petroleo el Aguila S. A.* (informe inedito).

Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson, T. H., Silver, L. T., 1990. Nazas Formation: A remnant of Jurassic arc of western North America in north-central Mexico. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, v. 22, no. 7, pp . A327.

Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson, T. H., Silver, L. T., 1995. Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a Cordilleran magmatic arc. *in* Jacques-Ayala, C., Gonzales-Leon, C. M., and Roldan-Quintana, eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 301, pp. 179-190.

Juteau, T., Maury, R., 1997. Géologie de la croûte océanique: Pétrologie et dynamique endogènes. Dunod, 367 p, Paris.

Keppie, J.D., Ramos, V.A., 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. In: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia – Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Boulder, Co., Special Paper, v. 336, pp. 267–276.

Kirkland, D. W., Gerhard, J. E., 1971. Jurassic salt, Central Gulf of Mexico and its temporal relation to Circum Gulf evaporites. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55, pp. 680-686.

Klesse, E., 1970. Geology of the Ocotito-Ixcuinatoyac region and of the La Dicha stratiform sulphide depot, State of Guerrero. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo 31, pp 107-140.

Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., Mena, M., 1996. Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, v. 23, pp. 3385 – 3388.

Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de Lépinay, B., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernandez, J., Loubet, M., 1997. Is the lower Duarte igneous Complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume-generated plateau. *J. Geol.*, 105, pp. 111-120.

Lapierre, H., Ortiz, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., Zimmerman, J.-L., 1992a. A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic–Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 108, pp. 61–77.

Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Ortiz Hernandez, E., Bourdier, J.-L., Martinez R., J. Freyrier, C., 1992b. Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du terrain de Guerrero (Mexique occidental). *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, pp. 2478–2489.

Larson, K., V., Kostoglodov, A., Lowry, W., Hutton, O., Sanchez, K., Hudnut, G. Suarez, 2004. Crustal Deformation Measurements in Guerrero, Mexico, *J. Geophys. Res.*, v. 109, no. B4, B04409 10.

Lazzeri, J. J., 1979. Stratigraphy and petrology of the Middle Jurassic La Joya Formation, Miquihuana, Aramberri - Mezquital and Real de Catorce areas, Mexico. [M.S. thesis]: New Orleans, University of New Orleans, 109 p.

Lopez-Infanzón, M., 1986. Estudio petrogenético de las rocas ígneas de las Formaciones Huizachal y Nazas. *Sociedad Geológica Mexicana Boletín*, v. 47, no. 2, pp. 1-42.

Lopez-Ramos, E., 1979. *Geología de México*. 2ª. Edition, México.

Lynn, W. S., Lewis, B. T., 1976. Tectonic evolution of the northern Cocos plate. *Geology*, 4, pp. 718-722.

Maher, D. J., Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson, T. H., 1991. Volcanic rocks at Sierra de Catorce, San Luis Potosi, Mexico: A new piece for the Jurassic - arc puzzle: *Geological Society of American Abstracts with programs*, v.23, no. 5, p. A133.

Martínez Kemm, P. H. L., 1986. Prospecto Tlapa (IGZS – 997), Prospecto Olinalá (IGZS – 1027). *Petroleos Mexicanos, Informe geológico inédito*, México.

Martínez Perez, J., 1972. Exploración geológica del área El Estribo - San Francisco, San Luis Potosí. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, v. 24, pp. 324 - 402.

Mc Dowell, F. W. Clabaugh, S. E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to tectonic history of western Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 180, pp. 113-124.

Meiburg, P., Chapa - Guerrero, J. R., Grotehusmann, I., Kustusch, T., Lentzy, P., Leon - Gomez, H., Mansilla-Teran, M. A., 1987. El basamento pre-cretácico de Aramberri: Estructura clave para comprender el decollement de la cubierta Jurásica - Cretácica de la Sierra Madre Oriental, México. *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares*, v.2, p. 15 - 22.

Meschede, M., Frishch, W., 1998. Non-Pacific origin of the Central-American landbridge: Structural, geochronological, and paleomagnetic studies at the western and northwestern margin of the Caribbean plate. *Trans. 14th Caribbean Geol. Conf.*, Trinidad.

Meza-Figueroa, D., 1998. Geochemistry of intermediate temperature eclogites from the Acatlán Complex, Southern México. Ph. D thesis, University of Arizona, 201 p.

Mills, R. A., 1998. Carbonate detritus and mylonite zones in Guerrero, Mexico and northern Honduras: new evidence for detachment of the Chortis block from southern Mexico. *Journal of South American Earth Science*, v. 11, No. 3, pp. 291-307.

Mixon, R. B., Murray, G. E. Diaz - G., T, 1959. Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 42, pp. 757 - 771.

Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martínez, J., Calvet, P., Ortiz, E., Zimmerman, J.-L., 1990. Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: La séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris (Sér. II)*, v. 310, pp. 45-51.

Moore, J. C., Watkins, J. S., Shipley, T. H., Bachman, S.B., Leggett, J. L., Lundberg, N., Beghtel, F. W., Butt, A., Didyk, B.M., Mc Millen, K. J., Niitsuma, N., Shephard, L. E., Stephan, J. F., Stradner H., 1979. Progressive accretion in the middle America Trench, Southern Mexico. *Nature*, v. 281, pp. 639-642.

Moran-Zenteno, D., 1990. Nuevos fechamientos de Rb-Sr en las rocas cristalinas del Complejo Xolapa en el Estado de Guerrero. *Sociedad Geológica Mexicana, X Convención Nacional, Resúmenes*, p. 92.

Morán-Zenteno, D., Corona-Chavez, P., Tolson, G., 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico, since the Oligocene: Pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, pp. 51 - 65.

Morán-Zenteno, D., Tolson, G., Martínez-Serrano, R., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, 6, pp. 513 – 535.

Moran-Zenteno, D., Urrutia-F., J., Köehler, H., 1992. Significado tectónico petrogenético de los datos isotópicos Nd-Sr de los cuerpos cristalinos del Terreno Xolapa, Estado de Guerrero. *Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Convención sobre la Evolución Geológica de México*, pp. 126.

Nairn, A. E. M., 1976. A paleomagnetic study of certain Mesozoic Formation in northern Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 13, pp. 47 - 56.

Ordóñez, E., 1906. Las rocas Arcaicas de México. *Sociedad Científica Antonio Alzate, México, Memoria*, v. 22, pp. 315-351.

Ortega-Gutiérrez, F., 1975. The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south México. Ph. D thesis, University of Leeds, England, 166 p.

Ortega-Gutiérrez, F., 1976. Los complejos metamórficos del Sur de México y su significado tectónico. *III Congreso Latino-Americano de Geología, México*, 101 (Resumen).

Ortega-Gutiérrez, F., 1977. Los mármoles intrusivos del Complejo Oaxaqueño. *UNAM, Inst. Geol., Rev.*, v.2, n°1, pp. 19 – 30

Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Tectonostratigraphic interpretations of the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico and the problem of its regional correlations. *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane Conference, Guanajuato, México. Memoir*, pp. 54-60

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R., 1999. Late Ordovician – Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana– Laurentia connections. *Geology*, 27, pp. 719–722.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M. Sánchez-Zavala, J. L., 1997. Tectonic Evolution of the Acatlán Complexe: New Insights; in *II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados. Pachuca, Hidalgo. Simposia y Coloquio: Universidad Autónoma de Hidalgo e Instituto de Geología UNAM.*, pp. 19-21.

Ortiz, E., Yta, M., Talavera, O., Lapierre, H., Monod, O., Tardy, M., 1991. Origine intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur– Crétacé inférieur du

Mexique centro-méridionale: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (Sér. II), v. 312, pp. 399–406.

Pantoja-Alor, J., 1972. La Formación Nazas del levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango: Sociedad Geológica Mexicana, Memorias de la Segunda Convención Nacional, pp. 25 - 31 et 194 - 196.

Pantoja-Alor, J., Robinson, R. A., 1967. Paleozoic Sedimentary Rocks in Oaxaca, México. *Science*, 3792, pp.1155-1174.

Peacock, M. A., 1931. Classification of igneous rock series: *Jour. Geology*. V.39, p. 54-67.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, pp. 956 - 983.

Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., Labrecque, J., Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155, pp. 121 – 138.

Quezada-Muñeton, M., 1970. Prospecto Huamuxtitlán, Estado de Guerrero. México, D. F., PEMEX, Informe Geológico, no. 561 (inedito).

Ragland, P. C., 1989. Basic analytical petrology: New York, Oxford University Press, 369 p.

Raisz, E., 1964. Landforms of Mexico (map): E: 1/3 000 000eme. Cambridge. Mass.

Ramírez-Espinosa, J., 2001. Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian. PhD, University of Arizona, 170 p.

Ramírez-Espinosa, J., Campa, M. F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suastegui, M., 1991. Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. Congreso sobre la Evolución Geológica de México, Sociedad Mexicana de Mineralogía - Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, Pachuca, Hgo., México, Abstracts, pp. 163 - 166.

Rangel, S., 1977. Prospecto Balsas, I.G., PEMEX – Zona Sur, inedito.

Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herman, U. R., Frisch, W., 1991. Second look at suspect terranes in Southern Mexico. *Geology* 19, pp.1233 – 1236.

Ricou, L. E., 1995. The Plate Tectonic History of the Past Tethys Ocean. *In* Nairn, A. E. M., Ricou, L. E., Vrielynck, B., and Dercourt, J., 1995, *The Ocean Basins and Margins*, v. 8, The Tethys Ocean. Plenum Press.

Riller, U., Ratschbacher, L., Frisch, W., 1992. The Tierra Colorada deformation zone: Left-lateral transtension along the northern boundary of the Xolapa complex, southern Mexico. *J. S. Am. Earth Sci.* 5, pp.237 – 249.

Robinson, L. K., 1990. U-Pb Geochronology of basement terranes and the tectonic evolution of southwestern mainland México. Ms thesis, San Diego State University, 188 p.

Robinson, L. K., Gastil R. G., Campa M. F., Ramírez-Espinoza J., 1989. Geochronology of basement and metasedimentary rocks in southern Mexico and their relation to metasedimentary rocks in Peninsular California. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* 21, pp.135.

Robinson, R., Pantoja-Alor, J., 1968. Tremadocian trilobites from Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico. *Journal of Paleontology* 42, pp.767–800.

Rodríguez-Torrez, R., 1970. Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla: Excursión México-Oaxaca. *Sociedad Geológica Mexicana*. pp. 51-54.

Salas, G. P., 1949. Bosquejo Geológico de la Cuenca sedimentaria de Oaxaca. *Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, v. 1, pp. 79-156.

Sapper, K., 1894. Informe sobre la Geología de los Estados de Chiapas y Tabasco. *Bol. Agric. Miner. E Instr. (México)*, pp. 187-211.

Shapiro, N., 1996. Etude de l'interaction des ondes sismiques guidées régionales avec les hétérogénéités de la croûte. Thèse, Université Grenoble-I, 182 p (inédite).

Silva-Pineda, A., 1970. Plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán Puebla. *UNAM, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana*. v. 29, pp. 1-47.

Silver, L. T., 1979. Geocronología del Basamento Precámbrico de Sonora, México. *Symposium Evolución Tectónica de México, Univ. Nal. Autón. México*

Silver, L. T., Anderson, T. H., 1974. Possible left lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin. *Geological Society of America Abstracts with programs*, v. 6, pp. 955.

Steiger, R. H., Jäger, E., 1977. Subcomission on geochronology: Convention on the use of decay constant in geo- et cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.

Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D. and Norry M. J. (eds.), *Magmaism in ocean basin*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, pp. 313-345.

Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suastegui, M., 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences* 13, pp. 297 - 324.

Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., Guerrero-Suastegui, M., 1993. Geochemical evolution of the Guerrero Terrane – example of a Late Mesozoic multi-arc system. *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Mexico, Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología*, pp. 150-152.

Talavera-Mendoza, O., Ramirez-Espinosa, J., Guerrero-Suastegui, M., 1995. Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: A Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc. *Geof. Int.*, v. 34, no. 1, pp. 3-22.

Tardy, M., 1980. Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique. *Thèses, Univ. P. et M. Curie, Paris*, 459 p.

Tardy, M., Carfantan, J.-Ch. et Rangin, C., 1986. Essai de synthèse sur la structure du Mexique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II(6), pp.1025 – 1031.

Tardy, M., Blanchet, R. et Ziimmermann, M., 1989. Les linéaments du Texas et Caltam entre cordillères américaines et sierras madres mexicaines : Nature, origine et évolution structurale. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf - Aquitaine Bull, v. 13, no. 2, pp. 219 - 227.

Tardy, M., Lapierre, H., Boudier, J. L., Coulon, C., Ortiz-Hernández, L. E., Yta, M., 1992. Intraoceanic setting of the western Mexico Guerrero Terrane : implications for the Pacific-Tethys geodynamic relations during the Cretaceous. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista 10, pp.118 – 128.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J. B., Mercier de Lépinay, B., Beck, C., Martinez-Reyes, J., Talavera, M. O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier J. L., Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (Greater Antilles and Western Cordillera of Colombia): a Late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230, pp. 49-73.

Tardy, M., Maury, R., 1973. Sobre la presencia de elementos de origen volcánico en las areniscas de los flysh de edad Cretácico superior de los estados de Coahuila y de Zacatecas, México, Bol. Soc. Mex., 34 (1-2), pp. 1-12.

Tolson G., 1998. Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca : Datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos. Unpublished PhD Thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, UACPyP México, D. F., 98 p.

Tosdal, R. M., Haxel, G. B., Wright, J. E., 1989. Jurassic geology of the Sonoran Desert region, southern Arizona, Southeastern California, and northernmost Sonora: Construction of a continental - margin magmatic arc, *in* Jenny, J. P. and Reynolds, S. J., eds., Geologic evolution of Arizona. Arizona Geological Society Digest, v. 17, pp. 397 - 434.

Tristan Gonzalez, M. y Torres-Hernandez, J. R., 1991. Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí: Memoria de la Convención sobre la Evolución Geológica de México, Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, pp. 221 - 223.

Vachard, D., 1993. Fusulínidos del Guadalupiano superior (Pérmico) de Olinalá, Guerrero, México. Revista del Instituto Mexicano del Petroleo, 25, v. 2, pp. 5-19.

Vachard, D., Flores De Dios, A., Buitron, B. E., 1997. Sur une nouvelle localité à Fusulines du Wordien (Permien supérieur) du Mexique; conséquences paléogéographiques. *Geobios*, 30, v. 3, pp. 361-370.

Viland, J. C., Henry, B., 1996. Late Jurassic deformation in Honduras. Proposals for a revised regional stratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, Issues 3-4, pp. 153-160

Villaseñor, A.B., Martínez, A., Contreras, B., 1987. Bioestratigrafía del Paleozoico superior de San Salvador Patlanoaya, Puebla, México. Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología 1 (1), pp.396-413.

Weber, R., Ceballos, S., 1994. Perfil actual y perspectivas de la paleobotánica en México. Sociedad Botánica de México, Boletín, v. 55, pp. 141-148.

Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1997. Geochemical determination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, pp.325 – 343.

Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutierrez, F., Gehrels, G., 1991. Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103, pp.817– 828.