



HAL
open science

Contraintes structurales et cinématiques sur une frontière de plaque récente: La limite nord du Bloc Sud Mexicain

Louis Andreani

► **To cite this version:**

Louis Andreani. Contraintes structurales et cinématiques sur une frontière de plaque récente: La limite nord du Bloc Sud Mexicain. Tectonique. Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III, 2008. Français. NNT: . tel-00276693

HAL Id: tel-00276693

<https://theses.hal.science/tel-00276693>

Submitted on 30 Apr 2008

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
Sciences de l'Environnement

THESE

Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Paul Cézanne
Spécialité : Géosciences et Environnement

**Contraintes structurales et cinématiques sur une
frontière de plaque récente:
La limite nord du Bloc Sud Mexicain**

**Structural and kinematics constraints on a recent plate boundary:
The northern limit of the Southern Mexico Block**

présentée par

Louis ANDREANI

Soutenue publiquement le 8 Janvier 2008, devant le Jury composé de:

X. LE PICHON, Collège de France – Chaire de Géodynamique
J. MARTINOD, Université Paul Sabatier, Toulouse
B. MERCIER DE LEPINAY, Université de Nice Sophia Antipolis
O. BELLIER, Université Paul Cézanne, Marseille
J. MARTINEZ-REYES, Universidad Nacional Autónoma de México
C. RANGIN, Université Paul Cézanne, Marseille

Président du Jury
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur de Thèse

2007AIX30067

RESUME

De nombreuses études considèrent le Mexique méridional comme un block crustal (Bloc Sud Mexicain; BSM) découplé du reste de la plaque Amérique du Nord. Les données structurales, paléomagnétiques, et géodésiques suggèrent que ce bloc glisse vers le sud-est par rapport à l'Amérique du Nord fixe. Une partie de ce mouvement est accommodée par un système transtensif sénestre au niveau de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain (AVTM). Cependant, avant cette étude, aucune frontière n'avait été décrite à l'Est de l'AVTM et la cinématique de ce bloc restait à définir.

La première partie de ce travail s'attache à définir les frontières et la cinématique plio-quadernaire du BSM.

L'analyse de profils sismiques ainsi que l'analyse d'images satellites et des observations de terrain montrent que le bassin de Veracruz et le volcanisme post-5Ma du Massif de Los Tuxtlas sont affectés par un grand décrochement sénestre. Des données supplémentaires, collectées dans la partie orientale de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain, montrent que ce décrochement affecte également des roches volcaniques pliocènes entre les villes de Xalapa et Huauchinango. Cette faille est toujours active comme en témoignent la sismicité modérée ainsi que les marqueurs quadernaires (cônes, terrasses alluviales et volcanisme) affectés par la déformation.

Le décrochement plio-quadernaire de la région de Veracruz est important car il établit la jonction entre le système Tula-Chapala, transtensif sénestre, qui affecte l'Axe Volcanique Trans-Mexicain et les décrochements également sénestres qui affectent la région des Chiapas au sud. Ces trois zones, sismiquement actives, accommodent une rotation antihoraire du BSM par rapport à l'Amérique du Nord. Le modèle cinématique que nous proposons ici prédit une rotation du BSM par rapport à l'Amérique du Nord de $0.45^\circ/\text{Ma}$ avec un pôle localisé à 24.2°N et 91.8°W . Le mouvement du BSM est généralement considéré comme étant le résultat d'un partitionnement de la déformation sur la Fosse d'Amérique Centrale et ce en dépit d'une obliquité trop faible. Ce mouvement pourrait être facilité par le fort gradient

thermique et l'effondrement gravitaire qui caractérisent la partie centrale du Mexique et/ou par un couplage partiel avec le mouvement de la plaque Caraïbes.

La seconde partie de ce travail se focalise sur l'évolution tectonique du Mexique central.

Des données structurales ainsi qu'une étude paléomagnétique réalisée sur des unités volcaniques oligocènes permettent de mieux contraindre la cinématique des failles du système Tepehuanes-Zimapán (SFTZ). Il s'agit d'un système majeur constitué de failles normales parallèles orientées N130°. Les données structurales collectées à proximité des villes de San Luis Potosí, Guanajuato et San Luis de la Paz montrent que ce système était caractérisé par un mouvement transtensif sénestre. Les pôles géomagnétiques virtuels calculés pour les régions de San Luis Potosí (155.2°E, 69.2°N, $a_{95} = 8.6^\circ$, N= 25) et de Guanajuato (168.6°E, 73.8°N, $a_{95} = 6.0^\circ$, N= 17) ont été comparés au pôle à 30 Ma pour l'Amérique du Nord stable et montrent des rotations antihoraires de $\sim 10^\circ$. Cette déformation intra-arc oligocène est similaire à celle qui affecte l'AVTM actuel. Il est possible que le SFTZ ait constitué la limite nord du BSM durant l'Oligocène inférieur. Cette limite aurait migré en même temps que l'arc volcanique durant l'Oligocène supérieur et le Miocène pour atteindre sa position actuelle.

ABSTRACT

Numerous studies consider the Southern Mexico as a crustal block (Southern Mexico Block, SMB) uncoupled from the North American plate. Neogene deformation, paleomagnetic rotations and sparse geodetic data suggest the SMB is migrating southeastward with respect to North America. This motion is mainly accommodated by transtension through the central Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). On the other hand, no boundary was previously described east to the TMVB and the accommodation of this motion on the southeastern part of Mexico has never been debated.

The first part of this work deals with the Plio-Quaternary boundaries and kinematics of the SMB.

Structural data combined with analysis of satellite images and seismic profiles show that a major left-lateral strike-slip fault affects the Veracruz Basin and post-5 Ma volcanic rocks of the Los Tuxtlas Volcanic Field (LTVF). The main volcanic alignment of the LTVF is located along this fault. Additional structural data collected in the eastern TMVB (areas of Xalapa, Teziutlán and Huauchinango) show that the shear zone affects Pliocene Trans-Mexican volcanic rocks. Low seismicity associated to faulted Quaternary markers such as alluvial fans, alluvial terraces and volcanoes argue for active faulting in this area.

Plio-Quaternary left-lateral strike-slip faulting along the eastern TMVB and Veracruz area is important because it connects two important structural provinces: the left-lateral Strike-Slip Faults Province of Chiapas to the south and the left-lateral transtensive faulting that affects the central part of the TMVB. These three active deformation zones accommodate a counterclockwise rotation of the SMB with respect to the North American plate. We specially discuss the Quaternary motion of the SMB with respect to the surrounding plates near the Cocos–Caribbean–North American triple junction. The model we propose predicts a Plio-Quaternary counterclockwise rotation of $0.45^\circ/\text{Ma}$ with a pole located at 24.2°N and 91.8°W . It is generally assumed that strike-slip faulting along the Trans-Mexican and Central America volcanic arcs are the result of oblique subduction of the Cocos plate under the North American and Caribbean plates. However the obliquity of the subduction is too small to

explain slip partitioning. The motion could be facilitated by the high thermal gradient and gravitational collapse that affects central Mexico and/or by partial coupling with the eastward motion of the Caribbean plate.

The second part of this work deals with the tectonic evolution of central Mexico.

Structural data and paleomagnetic results for Early Oligocene volcanic units of the Mesa Central are used to investigate the tectonic activity along the Tepehuanes-Zimapán fault system (TZFS). The TZFS is a major structural feature constituted by a well-defined group of parallel normal faults that strike N130° and dip southwest. Structural data collected in San Luis Potosí, Guanajuato and San Luis de la Paz areas argue for a left-lateral transtensive motion along the TZFS. The computed virtual paleomagnetic poles for the San Luis Potosí area (155.2°E, 69.2°N, a95= 8.6°, N= 25) and for the Guanajuato area (168.6°E, 73.8°N, a95= 6.0°, N= 17) were compared to the 30Ma paleomagnetic pole for stable North America and indicate counterclockwise rotations of ~10°. The Oligocene intra-arc deformation is similar to the present one that affects the TMVB. This suggests that the SMB could be as old as Early Oligocene. During Late Oligocene and Miocene the boundaries of this crustal block probably migrate jointly with the volcanic arc to reach their present configuration.

RESUMEN

Numerosos estudios consideran la parte meridional de México como un bloque cortical (Bloque Sur Mexicano: BSM) arrancado a la placa de América del Norte. Los datos estructurales, paleomagnéticos y geodésicos sugieren que ese bloque se desliza hacia el sureste en relación a América del Norte fija. Una parte de ese movimiento es transferido a un sistema transtensivo izquierdo al nivel del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) conocido como el Sistema de Fallas Tula-Chapala (SFTCH). Hasta antes del presente estudio ninguna frontera había sido establecida para el BSM al Este del CVM y su cinemática no había sido definida.

La primera parte de este trabajo ha sido enfocada a definir y a establecer las fronteras y la cinemática del BSM.

El análisis de los perfiles sísmicos, de las imágenes de satélite y las observaciones de campo, muestran que la Cuenca de Veracruz (CV) y el volcanismo posterior a 5Ma del Macizo de Los Tuxtlas (MT) son afectados por un gran cizallamiento lateral izquierdo aquí denominado Falla de Veracruz (Andréani et al., 2008a, en esta memoria). Muestran también que en la parte oriental del CVM este cizallamiento afecta a formaciones volcánicas del Plioceno. La Falla de Veracruz es una falla tectónicamente activa, como lo demuestran la sismicidad moderada que manifiesta y la deformación que afecta a conos y terrazas aluviales, así como al volcanismo cuaternario. El cizallamiento lateral izquierdo plio-cuaternario que representa la Falla de Veracruz es importante porque permite establecer la conjunción entre el SFTCH transtensivo izquierdo que afecta al CVM al NW y los cizallamientos laterales igualmente izquierdos que afectan a la Sierra de Chiapas al SE.

Esas tres zonas de fallamiento sísmicamente activas son congruentes con una rotación anti-horaria del BSM con respecto a América del Norte. El modelo cinemático aquí propuesto (Andréani et al., 2008b, en esta memoria) predice una rotación del BSM con respecto a América del Norte de $0.45^\circ/\text{Ma}$ con un polo localizado a 24.2°N y 91.8°W . La deformación originada por el movimiento del BSM hacia el sureste generalmente se considera que se reparte también sobre la Fosa de América Central, a pesar de su grado de oblicuidad pequeño.

Este movimiento es favorecido por el fuerte gradiente térmico y el colapsamiento gravitacional que caracteriza la parte central de México, y/o por el movimiento de la placa Caribe.

La segunda parte de este trabajo ha sido dedicado a la evolución tectónica de la parte central de México (Mesa Central).

Los datos estructurales en esa región así como el estudio paleomagnético de algunas formaciones del arco volcánico oligoceno de la Sierra Madre Occidental, permiten argumentar mejor la cinemática de las fallas del sistema Tepehuanes-Zimapán (SFTZ). Se trata de fallas importantes, normales, paralelas, orientadas N130°. Los datos estructurales colectados a lo largo y ancho del sistema, muestran un movimiento transtensivo izquierdo. Los polos paleomagnéticos calculados para las regiones de San Luis Potosí (155.2°E, 69.2°N, $a_{95} = 8.6^\circ$, N= 25) y Guanajuato (168.6°E, 73.8°N, $a_{95} = 6.0^\circ$, N= 17) muestran rotaciones anti-horarias de $\sim 10^\circ$. Esta deformación oligocénica intra-arco es similar a la deformación que afecta actualmente al CVM. Posiblemente el SFTZ haya constituido el límite septentrional del BSM durante el Oligoceno inferior. Este límite habría emigrado hacia el sur al mismo tiempo que el arco volcánico durante el Oligoceno superior y el Mioceno hasta alcanzar su posición actual.

REMERCIEMENTS

Avant d'exposer les résultats de cette étude, je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué à sa réalisation.

Je remercie *Claude Rangin* pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser ce travail dans d'excellentes conditions. Il m'a laissé une grande indépendance tout en sachant m'orienter lorsque cela s'est avéré nécessaire.

La partie cinématique de ce travail a été réalisée avec l'aide de *Xavier Le Pichon*. Sa rigueur et son ouverture d'esprit ont apporté beaucoup à ce travail.

Je tiens vivement à remercier *Juventino Martínez-Reyes*, de l'Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). J'aurais été de nombreuses fois perdu sans l'aide et le soutien qu'il a pu apporter durant les trois campagnes de terrain auxquelles j'ai participé.

La partie paléomagnétique de ce travail a été réalisée au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences (CEREGE). Je remercie vivement *Jérôme Gattacceca* et *Fabienne Vadeboin* pour avoir guidé mes premiers pas dans le domaine complexe du paléomagnétisme. Leur grande disponibilité m'a permis de réaliser cette étude dans de très bonnes conditions.

Je tiens également à remercier les membres de la délégation de Poza Rica de la société PEMEX pour leur accueil chaleureux, et plus particulièrement *Mario Aranda-García*, pour nous avoir facilité l'accès à la sismique du Bassin de Veracruz, et *Rolando Peterson-Rodriguez* qui nous a accompagné sur le terrain.

Les chercheurs de l'Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP), et plus particulièrement *Guillermo Labarthe-Hernández* et *Margarito Tristán-Gonzalez*, ont fourni une aide

précieuse en nous accompagnant sur le terrain et en nous donnant accès à leurs connaissances de la région de San Luis Potosí.

Je voudrais remercier *Joseph Martinod* et *Bernard Mercier de Lepinay* pour avoir accepté de rapporter ce travail ainsi qu'*Olivier Bellier* qui a bien voulu faire partie du jury de thèse.

Enfin, je remercie vivement l'ensemble du laboratoire de la Chaire de Géodynamique du Collège de France, camarades thésards, post-docs, techniciens et secrétaires, pour leur bonne humeur et leur soutien.

Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet GOMEX et a bénéficié d'un financement de la société TOTAL.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	3
Abstract	5
Resumen	7
Remerciements	9
Table des Matières	11
I. Introduction : contexte géodynamique et objectifs de ce travail	17
1. <i>Contexte géodynamique actuel du Mexique central et méridional</i>	17
1.1. Frontières de plaques	17
1.2. Géométrie et signification des zones de déformation intra - arc volcanique	21
2. <i>L'évolution géodynamique du Mexique durant le Cénozoïque</i>	24
2.1. L'évolution du système San Andreas à l'origine du "Basin & Range" et de l'ouverture du Golfe de Californie.	25
2.2. La dérive du bloc Chortis et de la plaque Caraïbe	27
2.3. L'évolution spatio-temporelle de l'arc volcanique	29
3. <i>Objectifs et grandes lignes de ce travail</i>	31
4. <i>Références</i>	32
II. The Neogene Veracruz Fault: evidences for left-lateral slip along the Southern Mexico Block	41
1. <i>Introduction</i>	41
2. <i>Left-lateral shearing along the Veracruz Basin</i>	43
2.1. Geological setting and previous studies	43
2.2. Structural data	45
3. <i>Xalapa-Teziutlán area</i>	50
3.1. Geological setting of eastern Trans-Mexican Volcanic Belt	50
3.2. Strike-slip faulting in the Rio Actopan valley	50

Table des Matières

3.3. Normal faulting _____	52
4. <i>Post-5 Ma faulting in the Huauchinango-Zacualtipan area</i> _____	53
5. <i>Seismic data</i> _____	53
6. <i>Plio-Quaternary state of stress and slip rate</i> _____	55
7. <i>Discussion</i> _____	57
7.1. Age and evolution of the Veracruz Fault _____	57
7.2. The eastern boundary of the Southern Mexico Block _____	59
7.3. Geodynamic implications: slip partitioning or something else? _____	59
8. <i>Conclusion</i> _____	61
9. <i>Acknowledgements</i> _____	61
10. <i>References</i> _____	61
III. The Southern Mexico Block: main boundaries and new estimation for its Quaternary motion _____	67
1. <i>Introduction</i> _____	67
2. <i>Left-lateral transtension along the Trans-Mexican Volcanic Belt</i> _____	68
2.1. Main structural features _____	69
2.2. Seismologic data _____	71
2.3. Quaternary state of stress and slip rate in the central TMVB _____	73
3. <i>Left-lateral strike-slip faulting along the Veracruz Fault system</i> _____	75
3.1. Main structural features _____	75
3.2. Seismologic data _____	77
3.3. State of stress and slip rate _____	77
4. <i>The Strike-Slip and Reverse Faults Provinces of Sierra de Chiapas</i> _____	79
4.1. Main structural features _____	80
4.2. Seismologic data _____	81
4.3. State of stress and slip rate _____	82
5. <i>Proposed model</i> _____	83
5.1. Counterclockwise rotation of the southern Mexico Block _____	83
5.2. The Southern Mexico Block – Central American forearc sliver – Caribbean – North American quadruple junction _____	83
5.3. Estimate for present-day Southern Mexico Block motion _____	85

Table des Matières

6. <i>Geodynamic implications: slip partitioning or something else?</i>	85
7. <i>Conclusion</i>	88
8. <i>Acknowledgements</i>	88
9. <i>References</i>	89
IV. Evolution cinématique post-Eocène de la Mesa Central (Mexique) à partir de données structurales et paléomagnétiques	97
1. <i>Introduction</i>	97
2. <i>Stratigraphie régionale</i>	99
2.1. <i>Séries mésozoïques</i>	99
2.2. <i>Dépôts continentaux paléogènes</i>	100
2.3. <i>Volcanisme paléogène</i>	101
2.4. <i>La transition miocène</i>	101
2.5. <i>Volcanisme plio-quadernaire</i>	105
3. <i>Principaux systèmes structuraux affectant la séquence volcanique cénozoïque</i>	105
3.1. <i>Le système de failles Tepehuanes-Zimapán</i>	105
3.2. <i>La Sierra de Guanajuato</i>	112
3.3. <i>Les structures de type "Basin & Range"</i>	114
3.4. <i>Structures affectant la limite entre la Mesa Central et l'Axe Volcanique Trans-Mexicain</i>	116
4. <i>Cinématique des failles affectant la couverture volcanique cénozoïque</i>	117
4.1. <i>Graben Villa de Reyes et sierras avoisinantes</i>	119
4.2. <i>Sierra de Guanajuato</i>	120
4.3. <i>Région de Querétaro</i>	121
4.4. <i>Conclusions sur la cinématique des failles</i>	123
5. <i>Sismicité</i>	124
6. <i>Apports du paléomagnétisme</i>	125
6.1. <i>Objectifs</i>	125
6.2. <i>Notions élémentaires</i>	125
6.3. <i>Echantillonnage et interprétation des données</i>	129
6.4. <i>Correction des directions paléomagnétiques à l'aide de l'anisotropie de susceptibilité magnétique</i>	131
6.5. <i>Résultats</i>	135
7. <i>Discussion</i>	136

Table des Matières

7.1. L'extension post-Eocène de la Mesa Central : déformation triaxiale ou succession d'évènements extensifs ? _____	136
7.2. Mise en évidence et implications d'un mouvement transtensif sénestre sur le système Tepehuanes-Zimapán _____	143
7.3. Les causes de l'extension de type "Basin & Range" dans la Mesa Central : ouverture du Golfe de Californie versus glissement gravitaire en direction du Golfe du Mexique _____	144
8. <i>Conclusions</i> _____	148
9. <i>Références</i> _____	148
V. Synthèse et implications géodynamiques _____	159
1. <i>Frontières et cinématique plio-quadernaires du Bloc Sud Mexicain</i> _____	159
1.1. La faille de Veracruz _____	159
1.2. Cinématique plio-quadernaire du Bloc Sud Mexicain _____	159
2. <i>Déformation post-Eocène de la Mesa Central</i> _____	160
2.1. Evènements de déformation et ages _____	160
2.2. Similitudes avec la déformation intra-arc actuelle _____	161
3. <i>Migration des zones de déformations limitant les blocs crustaux du Mexique méridional</i> _____	161
4. <i>Rotation du SMB, dérive de la plaque Caraïbe et géométrie du panneau plongeant</i> _____	163
5. <i>Les causes de la rotation du SMB</i> _____	165
6. <i>Références</i> _____	168
Références Bibliographiques _____	171
Liste des Illustration _____	187
Annexes I – Diagrammes de désaimantation _____	193
Annexes II – Données d'anisotropie de susceptibilité magnétique _____	201

Chapitre I

Introduction : contexte géodynamique et objectifs de ce travail



I. INTRODUCTION : CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET OBJECTIFS DE CE TRAVAIL

1. CONTEXTE GEODYNAMIQUE ACTUEL DU MEXIQUE CENTRAL ET MERIDIONAL

1.1. FRONTIÈRES DE PLAQUES

La plaque Amérique du Nord est bordée au sud par deux frontières majeures : l'une, convergente, avec la plaque Cocos et Rivera et l'autre, décrochante, avec la plaque Caraïbe.

La convergence entre les plaques Amérique du Nord et Cocos/Rivera est accommodée le long de la fosse d'Amérique Centrale orientée $\sim N110^\circ$ (Fig. I-1). Le volcanisme produit par la subduction des plaques Cocos et Rivera forme l'Axe Volcanique Trans-Mexicain (Nixon, 1982; Ponce *et al.*, 1992; Pardo & Suarez, 1993). L'orientation E-W de cet arc volcanique continental est oblique par rapport à la fosse, ce qui suggère que la répartition du volcanisme est contrôlée par la géométrie de la plaque plongeante (Pardo & Suarez, 1995). La plaque Rivera plonge avec un angle élevé entre $106^\circ W$ et $103^\circ W$. La géométrie de la plaque Cocos est très variable. Elle plonge avec un angle élevé excepté entre $102^\circ W$ et $99^\circ W$ où cet angle se rapproche de l'horizontale (Fig. I-2). Le vecteur de la convergence est orienté $N033^\circ$ et sa vitesse moyenne augmente d'Est (23 mm/an) en Ouest (68 mm/an). Nous sommes en présence d'une convergence légèrement oblique et l'angle du vecteur par rapport à la normale à la fosse est de 14° en moyenne entre $102^\circ W$ et $99^\circ W$.

La limite nord occidentale de la plaque Caraïbe est constituée par la fosse de Cayman et par le système décrochant sénestre Polochic-Motagua (Fig. I-1). Le mouvement relatif entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe a été estimé par Dixon *et al.* (1998) et DeMets *et al.* (2000) à 18–20 mm/an. Le système Polochic-Motagua est composé de trois failles majeures (du Nord au Sud Polochic, Motagua et Jocotan). Il s'étend sur près de 400 km depuis la Mer des Caraïbes à l'Est jusqu'à la côte Pacifique à l'Ouest. Les failles Polochic et Motagua (Fig. I-3) montrent toutes deux des indices d'activité quaternaire tels que des rivières, terrasses et cônes alluviaux décalés (Schwartz *et al.*, 1979; Erdlac & Anderson, 1982; Burkart *et al.*, 1987). Des séismes importants se sont également produits sur ces deux failles. Le séisme du 4 Février 1976 (Ms 7.5) a activé un segment de la faille Motagua long de 230 km avec un déplacement moyen estimé à 2 m (Plafker, 1976). Deux

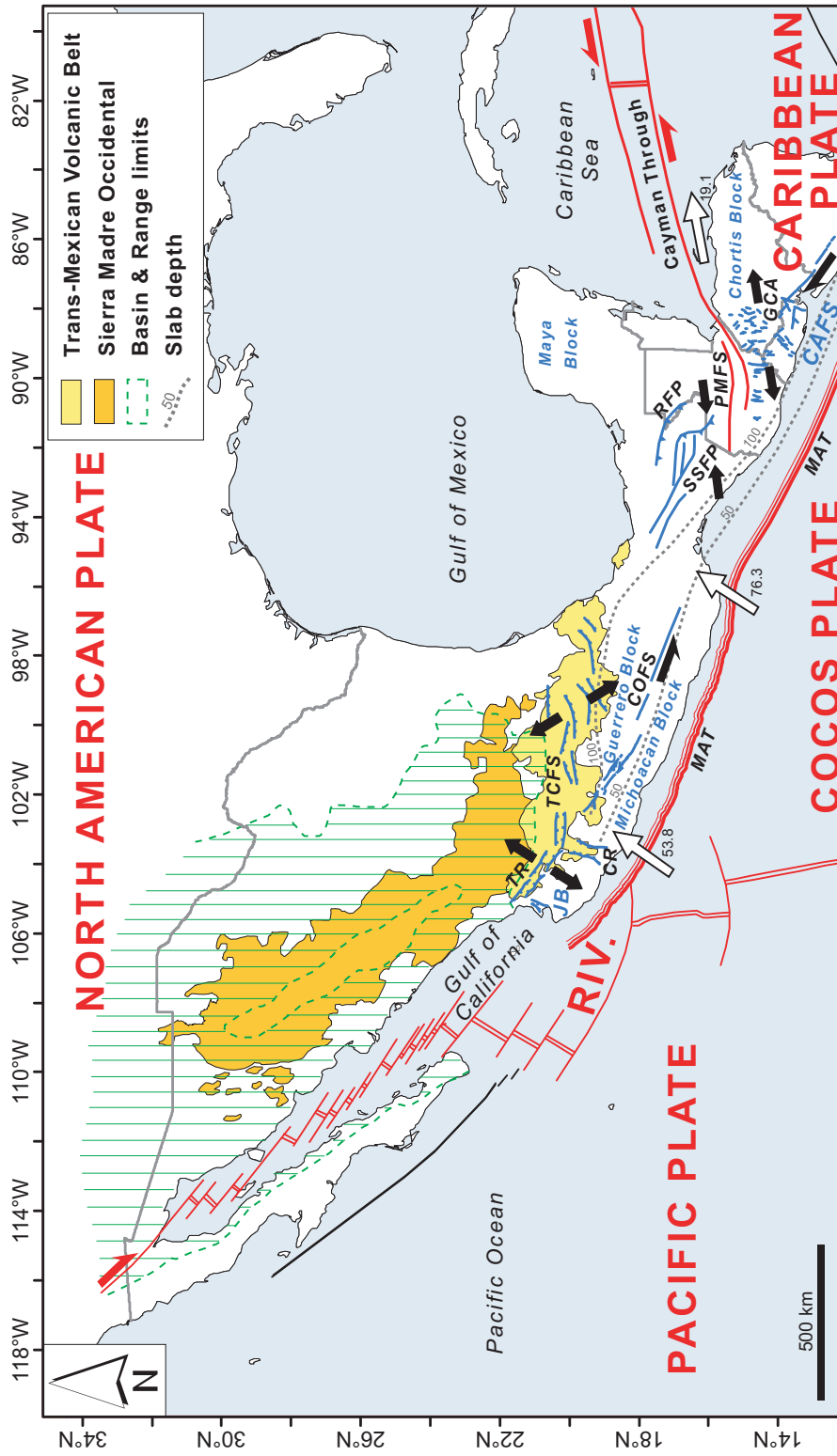


FIG. I.1 – Cadre géodynamique plio-quaternaire. Au niveau du Mexique la plaque Amérique du Nord est limitée par les plaques Pacifique, Rivera, Cocos et Caraïbe. Les principales limites de plaques sont en rouge. La déformation induite par les microplaques qui bordent la fosse d'Amérique centrale est représentée en bleu. Les flèches rouges et noires représentent les mouvements relatifs. Les flèches blanches représentent le mouvement des plaques Cocos et Caraïbe par rapport à l'Amérique du Nord fixe (DeMets, 2001). Abréviations : TR = rift de Tepic-Zacoalco, CR = rift de Colima, TCFS = Système de failles Chapala-Tula, COFS = Système Chapala-Oaxaca. RFP = fosse de Tepic-Zacoalco, SSFP = 'Strike-Slip Fault Province', PMFS = Système Polochic-Motagua, GCA = grabens d'Amérique centrale, MAT = Bloc de Jalisco, CAFS = 'Central America Forearc Sliver', RIV = plaque Rivera.

séismes historiques de magnitude 7 ou plus se sont produits sur les segments Ouest (1816) et Est (1785) de la faille Polochic (White, 1985). En revanche aucun indice d'activité quaternaire n'a été reporté pour la faille Jocotan (Schwartz *et al.*, 1979; Gordon & Muehlberger, 1994).

Des zones d'ombres subsistent quant au fonctionnement du point triple entre les plaques Caraïbes, Cocos et Amérique du Nord. La manière dont le mouvement du système Polochic-Motagua est accommodé au niveau de sa terminaison occidentale pose de sérieux problèmes d'interprétations. En effet, la signature morphologique des failles Polochic et Motagua, marquée par des vallées entre la côte caraïbe et l'arc volcanique d'Amérique Centrale, s'estompe progressivement en allant vers l'Ouest. Il n'existe aucune trace de ces décrochements sur la côte pacifique et sur la marge continentale. Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000) ont proposé un modèle dans lequel la déformation entre les deux plaques serait absorbée de manière diffuse dans la province décrochante des Chiapas (Fig. I-3). Par ailleurs, les travaux de Lyon-Caen *et al.* (2006), basés sur l'interprétation de données GPS, montrent une diminution rapide du mouvement sur le système Polochic-Motagua en allant vers l'Ouest. L'interprétation donnée par Lyon-Caen *et al.* (2006) est qu'une partie du mouvement (8 mm/an) est absorbée au niveau des grabens d'Amérique Centrale tandis que l'autre partie est prise au niveau d'un "forearc sliver" (Fig. I-4), découplé de la plaque Caraïbe au niveau de l'arc volcanique d'Amérique Centrale, dont le mouvement relatif (dextre par rapport à la plaque Caraïbe) a été estimé à ~10 mm/an (DeMets, 2001).

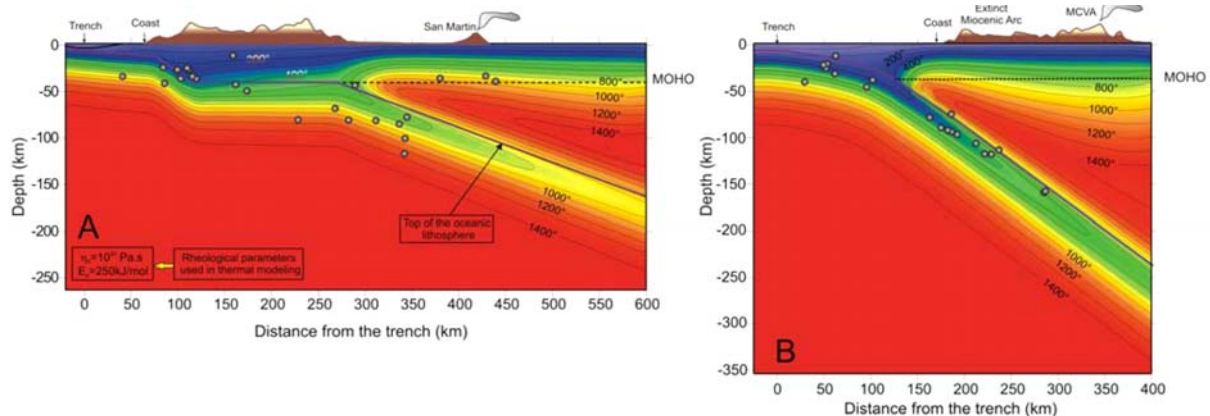


FIG. I.2 – Modèles illustrant la structure thermique et la géométrie de la plaque Cocos plongeante au niveau du Mexique méridional à gauche et au niveau de l'Amérique Centrale à droite (d'après Manea & Manea, 2006).

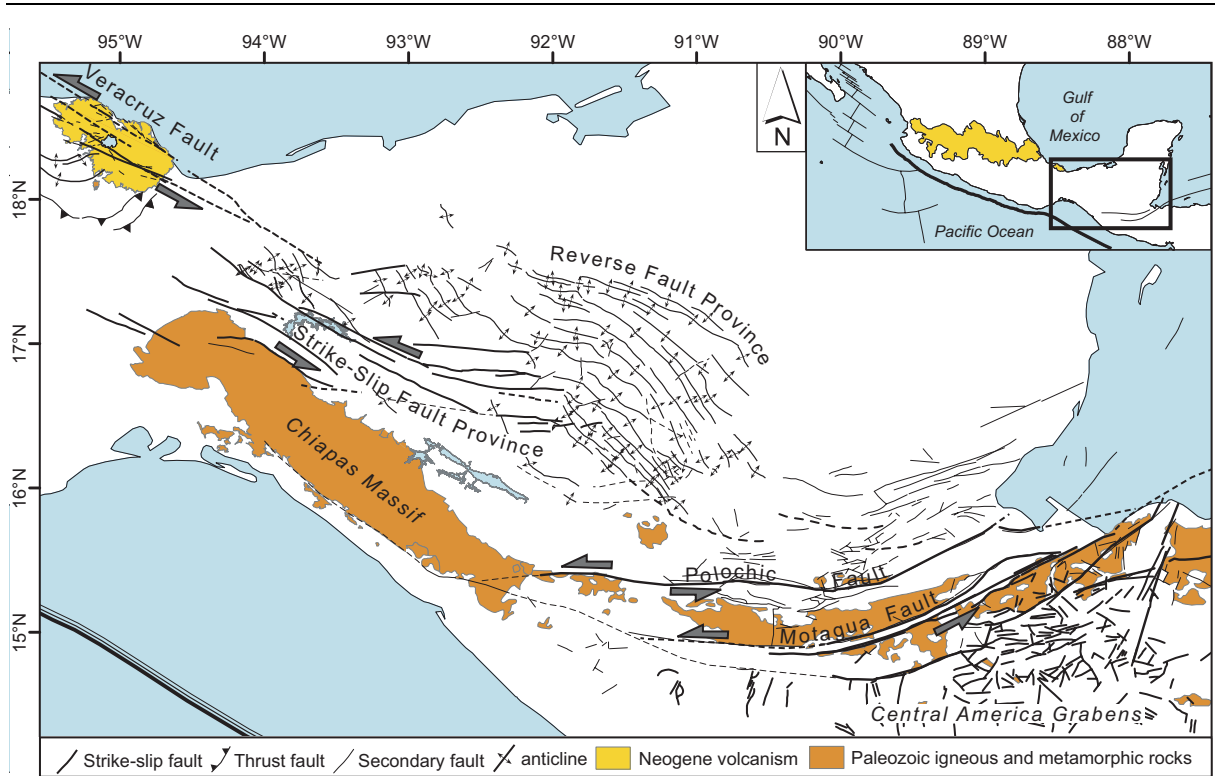


FIG. I.3 – Carte structurale de la limite nord-occidentale entre les plaques Caraïbe et Amérique du Nord. Le mouvement entre les deux plaques (~ 19 mm/an) est absorbée au niveau du système Polochic-Motagua. Cependant la signature morphologique de ces deux failles s'estompe vers l'ouest. Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000) ont proposé un modèle dans lequel au niveau de la terminaison occidentale du système Polochic-Motagua le mouvement serait absorbée de manière diffuse dans la province décrochante des Chiapas et au niveau des grabens d'Amérique Centrale.

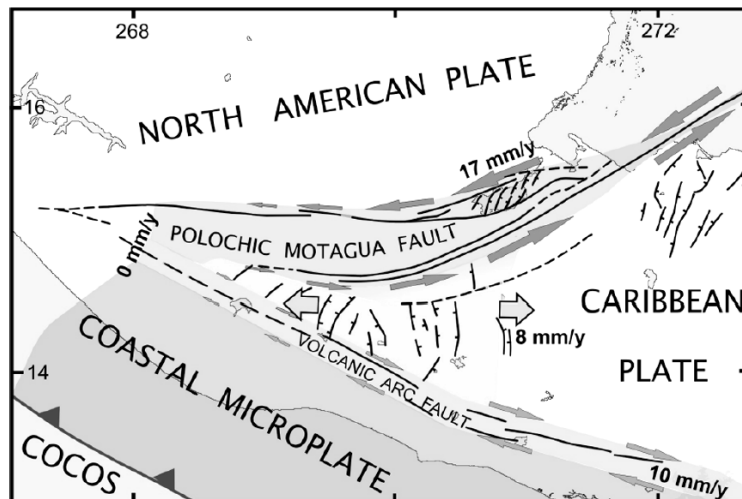


FIG. I.4 – Modèle proposé par Lyon-Caen *et al.* (2006) pour expliquer la décroissance du mouvement sur le système Polochic-Motagua. Le mouvement Caraïbe-Amérique du Nord serait absorbé au niveau des grabens d'Amérique centrale et d'une microplaque. Ce modèle ne prend cependant pas en compte la déformation des Chiapas.

1.2. GEOMETRIE ET SIGNIFICATION DES ZONES DE DEFORMATION INTRA - ARC VOLCANIQUE

De nombreuses études structurales se sont focalisées sur la déformation plio-quadernaire, essentiellement extensive, qui affecte l'axe volcanique Trans-Mexicain (e.g., Mosser, 1972; Pasquarè *et al.*, 1987; Johnson & Harrison, 1990; Martínez-Reyes & Nieto-Samaniego, 1990 ; Suter *et al.*, 2001). Les systèmes structuraux décrits dans la littérature (rift de Tépïc-Zacoalco, graben de Colima et système Chapala-Tula) se rejoignent au niveau d'un point triple et délimitent trois blocs crustaux (e.g., Johnson & Harrison, 1990) qui sont découplés de la plaque Amérique du Nord au niveau de l'arc volcanique: les blocs de Jalisco, Michoacán et Guerrero (Fig. I-1). Ces blocs crustaux, dont l'évolution a débuté à la fin du Miocène, sont généralement interprétés comme résultant des interactions complexes entre les plaques Cocos et Rivera subduites et la plaque Amérique du Nord.

Le bloc de Jalisco (Fig. I-5) est délimité au nord par le rift de Tepic-Zacoalco, à l'est par le graben de Colima et au Sud-Ouest par la subduction de la plaque Rivera. Le rift de Tepic-Zacoalco est orienté $\sim N125^\circ$. Il est constitué par deux branches principales : des grabens en échelons au nord (grabens de Cerobuco et Plan de Barrancas) et des semi-grabens au sud (failles d'Amatlan, Ameca et San Marcos-Zacoalco). Les directions d'extension associées à ces structures sont NNE (Ferrari & Rosas-Elguera, 1994). Le taux d'extension sur les failles majeures a été estimé à ~ 0.45 mm/an pour le Pliocène et à ~ 0.1 mm/an pour le Quaternaire, le rift de Tepic-Zacoalco a donc été principalement actif durant le Pliocène (Ferrari & Rosas-Elguera, 1994; Rosas-Elguera *et al.*, 1996). Le graben de Colima est orienté $\sim N020^\circ$. Ses limites sont bien marquées au Nord et s'estompent progressivement en allant vers le Sud. Les directions d'extension associées aux failles majeures sont ESE tandis que les taux d'extension varient entre 0.07 et 0.7 mm/an (Rosas-Elguera *et al.*, 1996).

Le bloc de Michoacán (Fig. I-6) est délimité au Nord par le système Chapala-Oaxaca, à l'Ouest par le graben de Colima et au Sud par la subduction de la plaque Cocos. Le bloc de Guerrero quant à lui est délimité au Sud par le système Chapala-Oaxaca et au Nord par le système Chapala-Tula (Fig. I-6). Le système Chapala-Oaxaca, d'orientation ESE, est constitué de grabens en échelon et de failles décrochantes sénestres (Johnson & Harrison, 1990). Cependant seule la portion la plus occidentale, qui affecte les dépôts plio-quadernaires de l'axe volcanique Trans-Mexicain, montre des indices de déformation quadernaire (Johnson, 1987). Le système Chapala-Tula est constitué par un faisceau de failles normales orientées préférentiellement E-W à NE-SW (e.g., Mosser, 1972; Pasquarè *et al.*, 1987, 1988; Johnson & Harrison, 1990; Martínez-Reyes & Nieto-Samaniego, 1990 ; Suter *et al.*, 1992, 1995a, 1995b; García-Palomo *et al.*, 2000; Suter *et al.*, 2001). Ces failles affectent les cônes volcaniques et les dépôts plio-quadernaires de l'axe volcanique Trans-Mexicain. Suter *et al.* (2001)

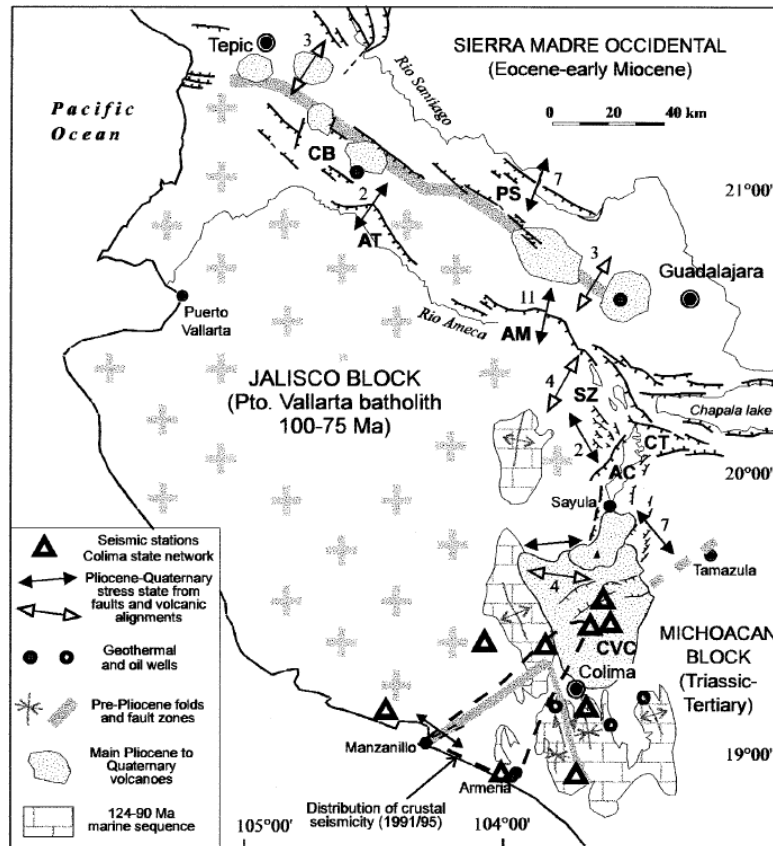


FIG. I.5 – Carte structurale du bloc de Jalisco et de ses limites (d’après Rosas-Elguera *et al.*, 1996). CB – graben de Ceboruco, PS – graben de Plan de Barrancas–Santa Rosa, AT – faille d’Amatlan de Cañas, AM – faille d’Ameca, SZ – faille de San Marcos–Zacoalco, AC – graben d’Amacueca, CT – graben de Citala, CVC – Colima volcanic complex.

ont cartographié dans la partie centrale de l’Axe Volcanique Trans-Mexicain une soixantaine de failles affectant des roches quaternaires (< 1.6 Ma) et une vingtaine affectant des dépôts post-750ka. Ces failles sont toujours actives comme en témoigne l’activité sismique modérée dans la partie centrale de l’Axe Volcanique Trans-Mexicain. Parmi les événements les plus importants nous pouvons citer les séismes d’Acambay (1912, Ms=6.7; Urbina & Camacho, 1913), Cardonal (1976, Mw=5.1; Suter *et al.*, 1996) et Maravatío (1979, Mb=5.3; Astiz, 1980). La plupart des plans de failles observés montrent des stries obliques indiquant un mouvement transtensif senestre. Les directions d’extensions plio-quaternaires, déduites des inversions de plans de failles striés, varient entre N-S et NNW-SSE (Pasquarè *et al.*, 1987; Suter *et al.*, 1992, 1995a; García-Palomo *et al.*, 2000). L’état de contrainte actuel, déduite de l’inversion des mécanismes aux foyers, est caractérisé par un σ_3 orienté N328° (Ego & Ansan, 2002).

Nous venons de voir que le Mexique méridional est caractérisé par plusieurs blocs crustaux découplés du reste de l’Amérique du Nord au niveau de l’Axe Volcanique Trans-Mexicain. La plupart

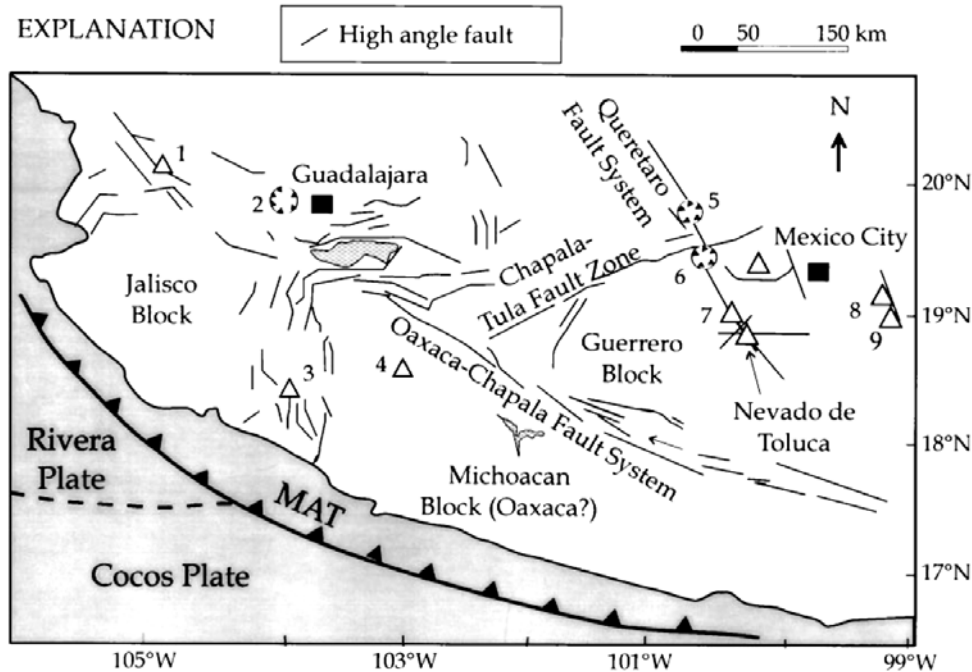


FIG. I.6 – Carte structurale simplifiée des blocs de Jalisco, Michoacán et Guerrero ainsi que de leurs limites (d'après García-Palomo *et al.*, 2000). Les chiffres de 1 à 9 renvoient aux principaux volcans et calderas : 1 – Ceboruco, 2 – La Primavera, 3 – Colima, 4 – Paricutín, 5 – Amealco, 6 – Mazahua, 7 – San Antonio, 8 – Iztaccíhuatl, et 9 – Popocatépetl.

des modèles prévoient un mouvement du bloc Jalisco par rapport à l'Amérique du Nord fixe vers l'Ouest pendant le Miocène (Ferrari *et al.*, 2000) et vers le Sud-Ouest durant le Pliocène et le Quaternaire (Rosas-Elguera *et al.*, 1996). En ce qui concerne les blocs Michoacán et Guerrero, il est généralement admis qu'ils migrent vers le Sud-Est par rapport à l'Amérique du Nord fixe (e.g., Johnson et Harrison, 1990; Rosas-Elguera *et al.*, 2003). Ces deux blocs étaient séparés par le système décrochant sénestre Chapala-Oaxaca durant le Miocène et étaient donc cinématiquement indépendants (Johnson et Harrison, 1990). Ego & Ansan (2002) ont montré que durant le Quaternaire la principale zone de déformation active était le système Chapala-Tula. Il est donc probable que depuis le Pliocène les blocs Michoacán et Guerrero ne forment plus qu'une seule microplaque découplée du reste de l'Amérique du Nord au niveau de l'axe Volcanique Trans-Mexicain.

Le mouvement des blocs crustaux qui caractérisent le Mexique méridional est généralement interprété comme le résultat du partitionnement de la convergence oblique entre les plaques Cocos/Rivera et l'Amérique du Nord le long de la fosse d'Amérique centrale (e.g., DeMets & Stein, 1990; Ego & Ansan, 2002 ; Rosas-Elguera *et al.*, 2003). Dans les modèles de convergence oblique le vecteur convergence est partitionné (Fig. I-7) entre une composante parallèle aux vecteurs glissements, qui sont déviés par rapport au vecteur normal à la fosse, et une composante parallèle à la fosse (Jarrard, 1986; Beck, 1991; McCaffrey, 1992). Cette dernière est généralement accommodée au

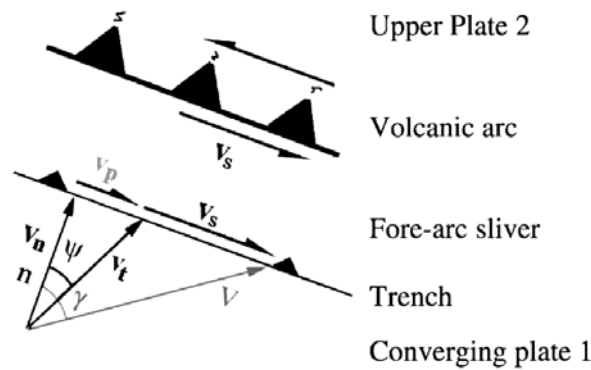


FIG. I.7 – Schéma illustrant le partitionnement du mouvement dans les modèles de convergence oblique (d'après Ego & Ansan, 2002). n représente la composante normale à la fosse. L'obliquité de la convergence γ est l'angle entre la composante normale à la fosse et le vecteur convergence V . L'obliquité de la subduction ψ est l'angle entre la composante normale à la fosse et les vecteurs glissement v_t déduits des séismes. Le vecteur convergence V peut être décomposé en une composante orthogonale à la fosse et une composante parallèle à la fosse (v_p+v_s). Dans les modèles de convergence oblique une partie du mouvement est donc accommodée au niveau de la fosse (v_p+v_t) tandis que l'autre partie (v_s) est accommodée par le mouvement d'une microplaque qui se déplace parallèlement à la fosse (McCaffrey, 1992).

niveau de l'arc volcanique. Le partitionnement aboutit donc à la formation d'une microplaque qui se déplace parallèlement à la fosse, le long d'un décrochement généralement localisé au niveau de l'arc volcanique. Le cas du Mexique méridional est un peu particulier puisque l'arc volcanique n'est pas parallèle à la fosse et le mouvement entre la microplaque, constituée par les blocs Michoacán et Guerrero, et l'Amérique du Nord est accommodé par un système transtensif senestre et non pas purement décrochant. Par ailleurs l'obliquité de la convergence est relativement faible (14°) par rapport à ce qui est observé sur d'autres zones de convergence oblique où il existe un partitionnement. L'angle moyen du vecteur glissement par rapport au vecteur normal à la fosse (angle ψ) est seulement de 5.6° en moyenne sur la fosse d'Amérique centrale (Ego & Ansan, 2002), alors qu'il est de 20° pour la fosse de Java et de 25° à 45° pour la fosse des Aléoutiennes (McCaffrey, 1992).

2. L'ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE DU MEXIQUE DURANT LE CÉNOZOÏQUE

L'évolution tectonique et volcanique du Mexique durant le Cénozoïque est le résultat des interactions complexes entre la plaque Amérique du Nord et les plaques Caraïbe, Farallon et Pacifique. Deux phénomènes majeurs vont conditionner cette évolution. Le premier, résultant de l'interaction entre la plaque Pacifique et Amérique du Nord, est lié à l'abandon progressif de la subduction de la plaque Farallon le long de l'actuelle côte de Basse Californie et à la mise en en place, à partir du Miocène supérieur, du système décrochant dextre de San Andreas (avec l'ouverture de l'actuel Golfe de Californie au sud). Cette évolution va se solder par une fragmentation de la plaque Farallon pour

donner naissance aux plaques Cocos et Rivera au sud et Juan de Fuca au nord. Le second phénomène majeur est la dérive du bloc Chortis qui a affecté la partie la plus méridionale du Mexique.

2.1. L'ÉVOLUTION DU SYSTÈME SAN ANDREAS A L'ORIGINE DU "BASIN & RANGE" ET DE L'OUVERTURE DU GOLFE DE CALIFORNIE.

Le système de failles de San Andreas s'étend sur près de 2400 km entre le point triple de Mendocino au nord et le point triple de Rivera au sud. La formation de ce système est due à la séparation progressive de ces deux points triples depuis la fin de l'Oligocène. La cartographie des anomalies magnétiques du Pacifique à l'ouest de la Californie (Atwater, 1970) permet de montrer que la formation du système de San Andreas est lié à la disparition progressive de la plaque Farallon par subduction à partir d'environ 30 Ma, amenant une portion croissante de la plaque Pacifique en contact direct avec la plaque Amérique du Nord (Fig. I-8). La frontière entre les plaques Farallon et Amérique du Nord, convergente, est remplacée par une frontière transtensive Pacifique-Amérique du Nord entre 30 et 12 Ma avec un mouvement de 33 mm/an orienté N60°W (Atwater & Stock, 1998). Ce mouvement s'accroît jusqu'à atteindre 52 mm/an à 12 Ma puis se réoriente avec une direction N37°W à 8 Ma. C'est seulement à 8 Ma que le système de San Andreas devient purement transformant. La partie San Andreas *sensu stricto* au nord fait 1100km. Elle est essentiellement transpressive à l'heure actuelle alors que la portion Golfe de Californie au sud est transtensive.

L'extension cénozoïque à l'origine du "Basin & Range" est, de par son étendue et sa durée, l'un des plus importants événements tectoniques ayant affectés la plaque Amérique du Nord. Les caractéristiques de cette extension ont été largement étudiées aussi bien aux Etats-Unis (e.g., Stewart, 1971; Zoback & Thompson, 1978; Wernicke *et al.*, 1988) qu'au Mexique (e.g., Stewart, 1978; Henry & Aranda-Gómez, 1992; Stewart, 1998; Henry & Aranda-Gómez, 2000). Dickinson & Wernicke (1997) ont montré que le "Basin & Range" a absorbé une partie du mouvement entre les plaques Pacifique et Amérique du Nord. En effet, d'après Dickinson & Wernicke (1997), le décalage observé sur le segment central de la faille de San Andreas n'est que de 315 km depuis 16 Ma alors que le mouvement attendu durant cette période est de 737±66 km. Une partie de ce mouvement (estimée à 221±22 km) a en fait été accommodé par transtension dans le "Basin & Range". Le reste a été absorbé par la transtension post-oligocène de la marge californienne estimée à 250±20 km par Crouch & Suppe (1993).

Une interprétation similaire a été proposée pour le "Basin & Range" mexicain. Celui-ci est généralement divisé en deux branches (Fig. I-9) délimitées par un portion non déformée de la Sierra Madre Occidentale (e.g., Stewart, 1978; Henry & Aranda-Gómez, 1992; Stewart, 1998; Henry & Aranda-Gómez, 2000). La branche occidentale, également désignée sous le terme de "Gulf

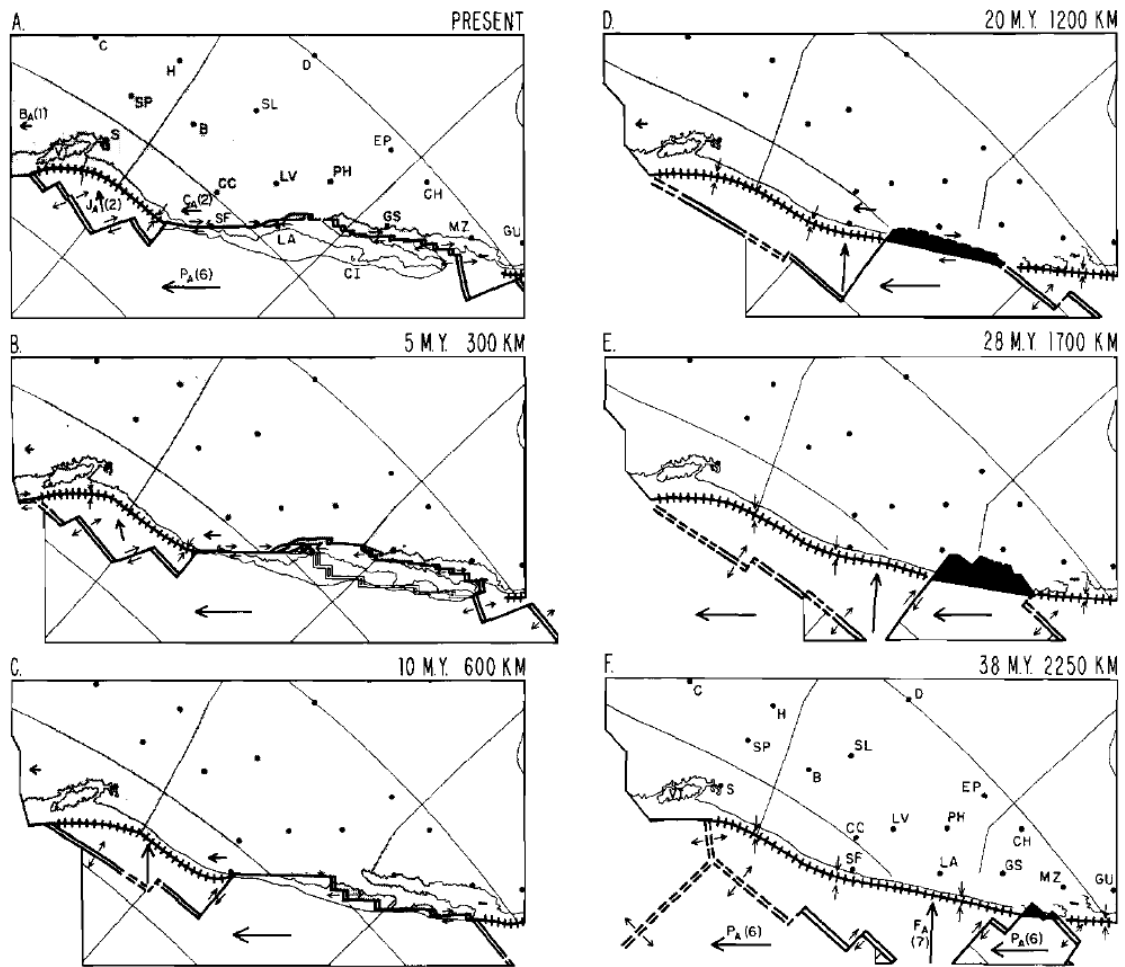


FIG. I.8 – Evolution du système San Andreas depuis L’Eocène moyen (38 Ma) d’après Atwaters (1970). La formation du système de San Andreas est lié à la disparition progressive de la plaque Farallon par subduction, amenant une portion croissante de la plaque Pacifique en contact direct avec la plaque Amérique du Nord. Il en résulte une fragmentation de la plaque Farallon en microplaques, dont certaines seront capturées par la plaque Pacifique.

Extensional Province”, se situe en bordure du Golfe de Californie. Elle a accommodé au Miocène moyen et supérieur un épisode extensif majeur qui a précédé la “capture” de la péninsule de Basse Californie par la plaque Pacifique et l’ouverture du Golfe de Californie à partir de 5.5 Ma (e.g., Karig & Jensky, 1972; Stock & Hodges, 1989; Henry, 1989; Lonsdale, 1991; Zanchi, 1994). Cet épisode extensif (~12–6 Ma) a été interprété comme le résultat d’un partitionnement du mouvement entre les plaques Pacifique et Amérique du Nord. Ce mouvement était accommodé par la faille décrochante de San Benito-Abrejos, à l’Ouest de la Basse Californie, et par de l’extension orientée ENE à l’Est, au sein même de la plaque Amérique du Nord (Stock & Hodges, 1989). La branche orientale du “Basin & Range” mexicain est moins bien comprise. Elle correspond au domaine extensif situé à l’Est du noyau non déformé de la Sierra Madre Occidentale. Pour certains auteurs (e.g., Henry & Aranda-Gómez, 2000) la branche orientale serait la prolongation de la “Gulf Extensional Province”. Les reconstructions paléogéographiques prévoient en effet 110 à 160 km d’extension ENE entre 12 et 6

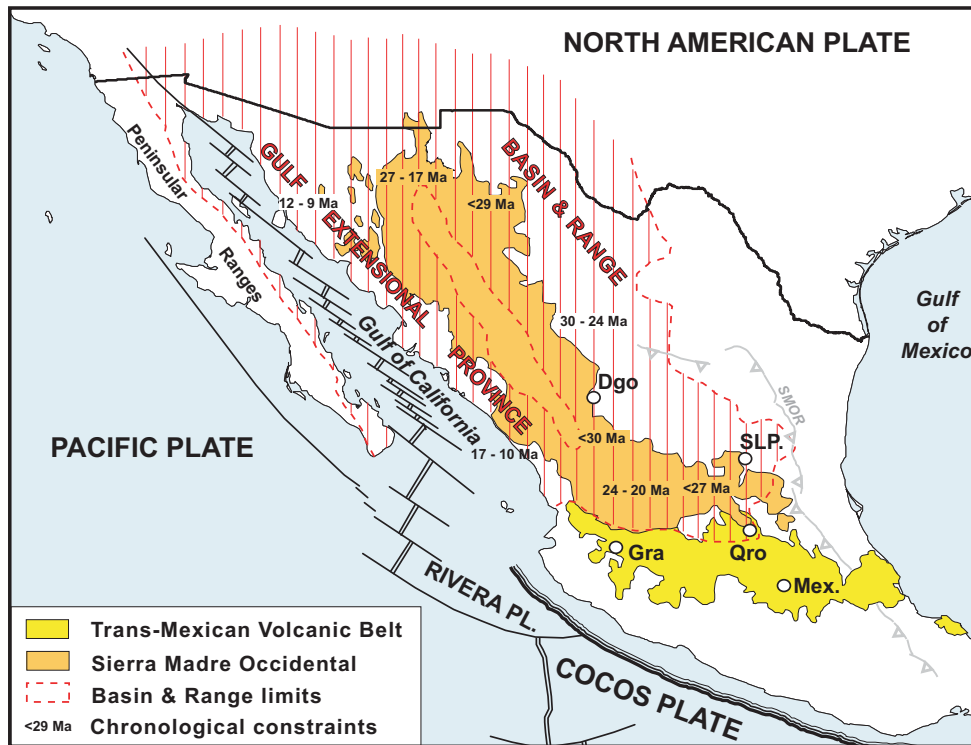


FIG. I.9 –Carte représentant les régions affectées par le “Basin & Range”. Les ages donnés pour l’extension sont d’après Ferrari *et al.* (2005). Le “Basin & Range” mexicain s’étend depuis la Sierra Madre Orientale à l’est jusqu’au Golfe de Californie, à l’exception d’une portion non déformée de la Sierra Madre Occidentale. Cette région non déformée sépare le “Basin & Range” en deux branches orientale et occidentale. Cette dernière est définie comme la “Gulf Extensional Province”.

Ma. Une telle extension (60-80 %) est largement supérieure à ce qui est déterminé par Henry (1989) et Lee *et al.* (1996) pour la “Gulf Extensional Province” seule (≤ 50 %). Elle pourrait en revanche être accommodée par la totalité du “Basin & Range” mexicain avec une extension totale de seulement 20 %.

2.2. LA DERIVE DU BLOC CHORTIS ET DE LA PLAQUE CARAÏBE

2.2.a. Contraintes sur le mouvement de la plaque Caraïbe par rapport à la plaque Amérique du Nord

La limite nord occidentale de la plaque Caraïbe est constituée par la fosse de Cayman et par le système décrochant sénestre Polochic-Motagua. Les anomalies magnétiques au niveau de la fosse de Cayman ainsi que l’âge des sédiments déposés ont permis d’estimer le déplacement de la plaque Caraïbe à près de 1100 km depuis l’Eocène moyen (e.g., Rosencrantz & Selater, 1986). La chronologie de ce déplacement est également contrainte par les changements intervenus dans la géométrie de la limite Nord de la plaque Caraïbe lors de la collision entre Cuba et la plate-forme des Bahamas. La trajectoire moyenne de la plaque Caraïbe par rapport à l’Amérique du Nord est définie par Pindell *et al.* (1988) par un pôle de rotation localisé à proximité de Santiago (Chili).

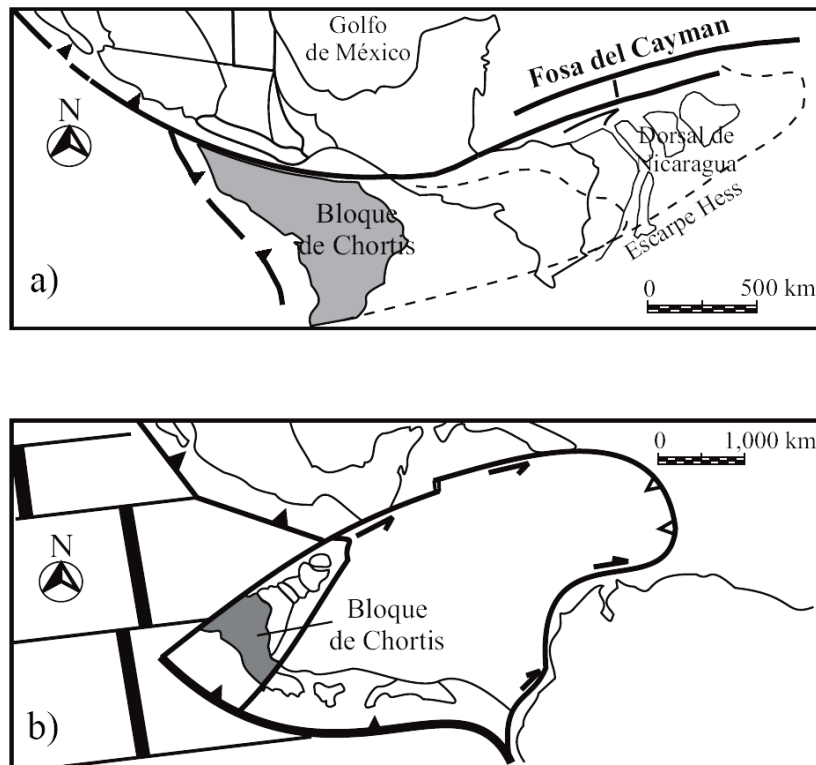


FIG. I.10 – Reconstructions paléogéographiques montrant la position éocène du bloc Chortis d’après Ross et Scotese (1988) et Schaff et al. (1995) en haut et d’après Keppie & Morán-Zenteno (2005) en bas.

2.2.b. *Contraintes sur le mouvement du bloc Chortis par rapport aux plaques Amérique du Nord et Caraïbe*

L’évolution tectonique du Mexique méridional a généralement été associée à la dérive vers l’Est du bloc Chortis. L’hypothèse la plus communément admise (Fig. I-10, schéma du haut) est que ce bloc crustal aurait glissé le long de la marge pacifique du Mexique, entre Puerto Vallarta et l’actuel golfe de Tehuantepec (Malfait & Dinkelman, 1972; Ross & Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988, Schaaf *et al.*, 1995). Les arguments avancés en faveur de cette hypothèse sont la linéarité de la marge pacifique (interprétée comme une marge tronquée), la migration du volcanisme de la Sierra Madre del Sur vers l’Est et l’existence de grands décrochements sénestres parallèles à la côte (Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996). La disparition du volcanisme au niveau de la Sierra Madre del Sur à la fin de l’Oligocène et la mise en place de l’Axe Volcanique Trans-Mexicain à partir du Miocène moyen sont à mettre en relation avec une modification dans la géométrie de la plaque subduite (Ferrari *et al.*, 1999). Cette modification, associée à une exhumation de la marge continentale, est généralement interprétée comme résultant de la migration du point triple

Farallon(Cocos)–Amérique du Nord–Chortis (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Tolson-Jones, 1998).

L'hypothèse d'un glissement du bloc Chortis le long de l'actuelle côte pacifique implique que ce bloc était cinématiquement "indépendant". En effet, le pôle de rotation moyen estimé pour la plaque Caraïbe par rapport à l'Amérique du Nord (Pindell *et al.*, 1988) n'est pas compatible avec un déplacement du bloc Chortis vers le Sud-Est. Par ailleurs si ce bloc faisait partie intégrante de la plaque Caraïbe son déplacement aurait engendré un régime transpressif le long de la marge continentale. Les observations structurales effectuées dans les états de Guerrero et de Oaxaca montrent cependant un régime transtensif sénestre (Ratschbacher *et al.*, 1991, Tolson *et al.*, 1993; Riller *et al.*, 1993; Herrmann *et al.*, 1994; Tolson-Jones, 1998). Le seul épisode transpressif associé au déplacement du bloc Chortis a été produit au niveau du Chiapas à partir du Miocène (Meneses-Rocha, 1991; Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha, 2000; Meneses-Rocha, 2001). Certains éléments sont toutefois incompatibles avec cette hypothèse. Les sédiments d'âge Crétacé à Plio-Quaternaire présents dans le Golfe de Tehuantepec, sur la trace projetée du système Polochic-Motagua, ne sont pas déformés (Sánchez-Barreda, 1981). De plus les travaux menés sur le système Polochic-Motagua n'ont révélé qu'un déplacement cumulé de 130 à 170 km depuis le Miocène (e.g., Burkart *et al.*, 1987; Donnelly *et al.*, 1990; Giunta *et al.*, 2002), ce qui est beaucoup moins que les 1100 km produits sur la fosse de Cayman.

Un modèle alternatif, où le bloc Chortis fait partie intégrante de la plaque Caraïbe (Fig. I-10, schéma du bas), a été proposé par Keppie & Morán-Zenteno (2005). Dans ce modèle le bloc Chortis aurait migré depuis le Sud-Ouest par le biais d'une rotation antihoraire. Ce modèle permettrait d'expliquer le déplacement limité sur le système Polochic-Motagua, dont la mise en place ne se ferait qu'à partir du Miocène suite à la mise en contact des blocs Chortis et Maya. La morphologie "tronquée" de la marge, ainsi que la mise en place de grands décrochements sénestres parallèles à la côte, est expliquée par Keppie & Morán-Zenteno comme le résultat de l'érosion tectonique et de la convergence oblique entre les plaques Farallon et Amérique du Nord. Ce modèle ne permet cependant pas d'expliquer la migration du volcanisme de la Sierra Madre del Sur vers le Sud-Est.

2.3. L'ÉVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE L'ARC VOLCANIQUE

Le volcanisme résultant de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Amérique du Nord s'est produit de manière continue durant le Cénozoïque. Deux arcs volcaniques majeurs ont été engendrés au cours de cette période : l'arc volcanique de la Sierra Madre Occidentale, d'orientation NNW-SSE et caractérisé par la mise en place de dômes rhyolithiques et de volumes importants d'ignimbrites, et l'Axe Volcanique Trans-Mexicain de composition intermédiaire à mafique et orienté

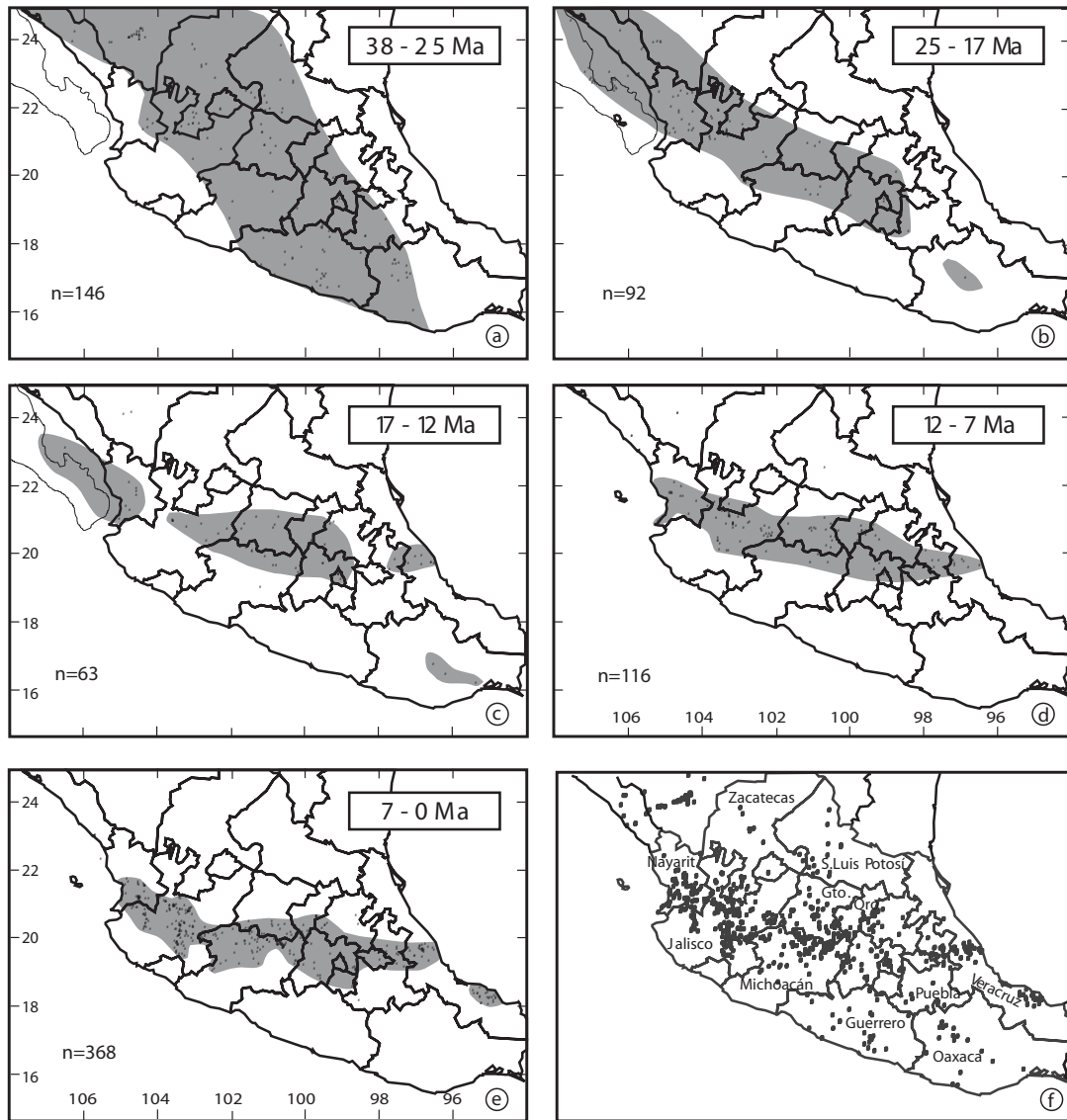


FIG. I.11 – Evolution spatio-temporelle du volcanisme d’après Ferrari *et al.* (1999). L’extension de l’arc volcanique est représentée en gris. La transition entre la Sierra Madre occidentale (en A) et l’Axe Volcanique Trans-Mexicain (en E) s’effectue par une rotation antihoraire de l’arc volcanique durant le Miocène. Explications dans le texte.

E-W. La transition entre ces deux provinces magmatiques s’est produite durant le Miocène moyen et supérieur (Ferrari *et al.*, 1999). Cette évolution s’est faite en réponse à la réorganisation de la subduction, consécutive à l’abandon de la subduction de la plaque Farallon le long de l’actuelle côte de Basse Californie (Atwater, 1970; Atwater, 1989; Severinghaus & Atwater, 1990), et à la migration du point triple entre les plaques Farallon (Cocos), Amérique du Nord et Caraïbe (Malfait & Dinkelman, 1972; Ross & Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988, Schaaf *et al.*, 1995). La figure I-11 illustre cette évolution. La période entre 38 Ma et 17 Ma est caractérisée par le retrait de la plaque Farallon. Ce retrait va s’accompagner d’une migration des “pulses” ignimbricitiques d’Est en Ouest

(Ferrari *et al.*, 2005). Le premier a pris place au sein de la Mesa Central entre ~27 Ma et le Miocène moyen tandis que le second a affecté la bordure orientale de la Sierra Madre Occidentale entre 24 et 20 Ma. Durant la même période le volcanisme de la Sierra Madre del Sur migre d'Ouest en Est suite à la migration du point triple entre les plaques Farallon (Cocos), Amérique du Nord et Caraïbe (Morán-Zenteno *et al.*, 1996). A partir de 17 Ma se produit l'abandon progressif de la subduction de la plaque Farallon. Le volcanisme de la Sierra Madre Occidentale va progressivement disparaître tandis que se mettent en place les premiers dépôts de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain. Ce dernier va se développer vers l'Est, atteignant les côtes du Golfe du Mexique. Comme nous l'avons vu l'allongement E-W de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain (oblique par rapport à la fosse) est expliqué par la géométrie de la plaque plongeante (Pardo & Suarez, 1995). L'évolution du volcanisme cénozoïque, en réponse à la réorganisation de la subduction, est donc caractérisée par une rotation antihoraire de l'arc volcanique mexicain (Ferrari *et al.*, 1999).

3. OBJECTIFS ET GRANDES LIGNES DE CE TRAVAIL

La plupart des travaux menés sur la déformation plio-quadernaire du Mexique méridional s'accordent pour définir plusieurs microplaques découplées de l'Amérique du Nord. La plus importante, que nous appellerons ici 'Bloc Sud Mexicain', est constituée par les blocs Michoacán et Guerrero et ses frontières sont très bien définies entre 99°W et 104°W. Il a été montré que le Bloc Sud Mexicain migre vers le Sud-Est par rapport à l'Amérique du Nord fixe (e.g., Johnson et Harrison, 1990; Rosas-Elguera *et al.*, 2003). Cependant aucun travail n'a été effectué plus à l'est pour définir ses frontières et la manière dont ce mouvement est accommodé. La première partie de ce travail vise donc à définir les limites orientales du Bloc Sud Mexicain. En nous basant sur des observations de terrain, l'analyse d'images satellites et l'interprétation de profils sismiques nous mettons en évidence un grand décrochement sénestre, la faille de Veracruz, qui affecte la partie orientale de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain, la région de Veracruz et le massif volcanique de Los Tuxtlas. Cette structure connecte le système transtensif sénestre qui affecte la partie centrale de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain et le système transpressif sénestre qui affecte la province du Chiapas, à proximité du point triple entre les plaques Amérique du Nord, Cocos et Caraïbe, c'est pourquoi nous considérons la faille de Veracruz comme la limite orientale du Bloc Sud Mexicain.

Après avoir établi les frontières du Bloc Sud Mexicain nous abordons dans la seconde partie de ce travail le problème du mouvement de cette microplaque par rapport aux plaques Amérique du Nord, Caraïbe et Cocos. La frontière entre le Bloc Sud Mexicain et l'Amérique du Nord est constituée par trois zones de déformation connectées entre elles : (1) un système transtensif sénestre au niveau de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain, (2) un décrochement sénestre dans la partie orientale de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain et dans la région de Veracruz et (3) un système transpressif sénestre dans

la province des Chiapas. Le passage d'un système transtensif à un système transpressif traduit très certainement une rotation antihoraire du Bloc Sud Mexicain par rapport à la plaque Amérique du Nord. Le modèle cinématique proposé ici prédit une rotation du Bloc Sud Mexicain par rapport à l'Amérique du Nord de $0.45^\circ/\text{Ma}$ avec un pôle localisé à 24.2°N et 91.8°W . Nous discutons enfin les implications géodynamiques de cette rotation. Le mouvement du Bloc Sud Mexicain est généralement considéré comme étant le résultat d'un partitionnement de la déformation sur la Fosse d'Amérique Centrale et ce malgré une obliquité très faible. Ce mouvement pourrait être favorisé par un couplage partiel avec le mouvement de la plaque Caraïbe.

La troisième partie de ce travail porte sur l'évolution cinématique post-Eocène du Mexique central, au Nord de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain. La région connue sous le nom de 'Mesa Central' a subi l'influence à la fois du volcanisme rhyolitique et ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale, en relation avec la subduction de la plaque Farallon, et du volcanisme andésitique et basaltique de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain. La Mesa Central a également été affectée depuis l'Eocène par plusieurs événements extensifs majeurs. Il s'agit donc d'un secteur clé qui permet de comprendre l'évolution qui a conduit au découpage du Mexique méridional en microplaques. Il est généralement admis que le principal événement de déformation ayant affecté la Mesa Central, d'âge Oligocène et Miocène, fut triaxial avec pour résultat la mise en place simultanée de failles normales NW-SE parallèles à l'arc volcanique oligocène (système Tepehuans-Zimapán) et de grabens orientés NNE-SSW (perpendiculaires à la direction de l'arc). Nous étudions ici la possibilité selon laquelle il s'agirait en fait de deux événements successifs, liés à deux phénomènes géodynamiques distincts. Le premier, synchrone d'un pulse ignimbritique (30-27 Ma), pourrait être le résultat d'une extension intra-arc oligocène tandis que le second événement, plus tardif (≤ 27 Ma), est à l'origine des grabens NNE-SSW et peut être rattaché au "Basin & Range". A partir de données structurales et paléomagnétiques nous montrons que l'arc volcanique oligocène était affecté par de la transtension sénestre, similaire à celle qui affecte l'Axe Volcanique Trans-Mexicain actuel. Comme nous l'avons vu la transtension observée au niveau de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain accommode depuis la fin du Miocène la rotation d'un bloc crustal qui est découplé du reste de l'Amérique du Nord. La transtension de l'arc oligocène pourrait donc être interprétée de la même manière.

4. REFERENCES

- Astiz L.M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México, El temblor del 22 de febrero de 1979. Professional thesis, Mexico City, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 130 p.
- Atwater T., 1970, Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. Geological Society of America Bulletin 81, p. 3513–3536.

- Atwater T., 1989, Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. In: Winterer, E.L., Hussong, D.W., Decker, R.W., (Eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii (The Geology of North America, N)*. Geological Society of America, Boulder, CO, p. 21–72.
- Atwater T., Stock J., 1998, Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States – an update. *International Geology Review* 40, p. 375–402.
- Beck M., 1991, Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction zones and tectonic consequences. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 68, p. 1–8.
- Burkart B., 1978, Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology* 6, p. 328–332.
- Burkart B., Deaton B.C., Dengo C., Moreno G., 1987, Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: reaffirmation of large Neogene displacement. *Tectonics* 6, p. 411–422.
- Crouch J.K., Suppe J., 1993, Late Cenozoic tectonic evolution of the Los Angeles basin and inner California borderland: a model for core complex-like crustal extension. *Geological Society of America Bulletin* 105, p. 1415–1434.
- DeMets C., Stein S., 1990, Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research* 95, p. 21931–21948.
- DeMets C., Jansma P., Mattioli G., Dixon T., Farina F., Bilman R., Calais E., Mann P., 2000, GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophysical Research Letters* 27, p. 437–440.
- DeMets C., 2001, A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters* 28, p. 4043–4046.
- Dickinson W.R., Wernicke B.P., 1997, Reconciliation of San Andreas slip discrepancy by a combination of interior Basin and Range extension and transrotation near the coast. *Geology* 25(7), p. 663–665.
- Dixon T.H., Farina F., DeMets C., Jansma P., Mann P., Calais E., 1998, Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations. *Journal of Geophysical Research* 103, p. 15157–15182.
- Donnelly T.W., Horne G.S., Finch R.C., López-Ramos E., 1990, Northern Central America; the Maya and Chortis blocks. In: Dengo G., Case J.E., (eds.), *The Caribbean region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, *The Geology of North America, H*, p. 37–76.
- Ego F., Ansan V., 2002, Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation?. *Tectonophysics* 359, p. 189–208.
- Erdlac R.J., Anderson T., 1982, The Chixoy-Polochic fault and its associated fractures in western Guatemala. *Geological Society of America Bulletin* 93, p. 57–67.
- Ferrari L., Rosas-Elguera J., 1994, Structure, kinematics, and rate of deformation of the Tepic-Zacoalco rift, western Mexico. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)* 75(44), p.665.
- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Carrasco-Núñez G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27(4), p. 303–306.
- Ferrari L., Conticelli S., Vaggelli G., Petrone C.M., Manetti P., 2000, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, p. 161–185.

- Ferrari L., Valencia-Moreno M., Bryan S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LVII(3), p. 343–378.
- García-Palomo A., Macías J.L., Garduño V. H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* 318, p. 281–302.
- Gastil R.G., Phillips R.P., Allison E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Mem.* 140, 170 p.
- Giunta G., Beccaluva L., Coltorti M., Sienna F., Mortellaro D., Cutrupia D., 2002, The peri-Caribbean ophiolites: structure, tectono-magmatic significance and geodynamic implications. *Caribbean Journal of Earth Sciences* 36, p. 1–20.
- Gordon M.B., Muehlberger W.R., 1994, Rotation of the Chortis block causes dextral slip on the Guayape fault. *Tectonics* 13, p. 858–872.
- Guzmán-Speziale M., Meneses-Rocha J.J., 2000, The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in southeastern Mexico. *Journal of South American Sciences* 13, p. 459–468.
- Henry C.D., 1989, Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin* 101, p. 1147–1156.
- Henry C.D., Aranda-Gómez J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, p. 701–704.
- Henry C.D., Aranda-Gómez J.J., 2000, Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics* 318, p. 1–26.
- Herrmann U.R., Nelson B.K., Ratschbacher L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics* 13, p. 455–474.
- Jarrard R.D., 1986, Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology* 14, 780– 783.
- Johnson C.A., 1987, A study of neotectonics in central Mexico from Landsat Thematic Mapper Imagery. University of Miami, Coral Gables, Florida, PhD Thesis, 112 p.
- Johnson C.A., Harrison C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64, p. 187–210.
- Karig D.E., Jensky W.A., 1972, The Proto-Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters* 17, p. 169–174.
- Keppie J.D., Morán-Zenteno D.J., 2005, Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Review* 47, p. 473–491.
- Lee J., Miller M.M., Crippen R., Hacker B., Ledesma-Vasquez J., 1996, Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: evidence from the southern Sierra Juárez. *Geological Society of America Bulletin* 108, p. 505–525.
- Lonsdale P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. In: Dauphin J.P., Simoneit B.R.T., (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 47, p. 87–125.
- Lyon-Caen H., Barrier E., Lasserre C., Franco A., Arzu I., Chiquin L., Chiquin M., Duquesnoy T., Flores O., Galicia O., Luna J., Molina E., Porrás O., Requena J., Robles V., Romero J., Wolf R., 2006, Kinematics of the North American–Caribbean–Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters* 33, doi: 10.1029/2006GL027694.
-

- Malfait B.T., Dinkelman M.G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and evolution of the Caribbean plate. *Geological Society of America Bulletin* 83, p. 251–272.
- Manea V.C., Manea M., 2006, The origin of modern Chiapanecan volcanic arc in southern Mexico inferred from thermal models. In: Rose W.I., Bluth G.J.S., Carr M.J., Ewert J.W., Patino L.C., Vallance J.W., (Eds.), *Volcanic hazards in Central America*. GSA Special Paper 412, ch2, p. 27–38.
- Martínez-Reyes J., Nieto-Samaniego A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista* 9, p. 33–50.
- McCaffrey R., 1992, Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research* 97, p. 8905–8915.
- Meneses-Rocha J.J., 1991, Tectonic development of the Ixtapa Graben, Chiapas, Mexico. PhD Dissertation. University of Texas, Austin, Texas.
- Meneses-Rocha J.J., 2001, Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems. In C. Bartolini, R.T. Buffler & A. Cantú-Chapa, (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*. AAPG Memoir 75, p. 183–216.
- Morán-Zenteno D.J., Corona-Chávez P., Tolson G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 141, p. 51–65.
- Mosser F., 1972, The Mexican volcanic belt. Structure and tectonics. *Geofísica Internacional* 12, p. 55–70.
- Nixon G.T., 1982, The relationship between quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 93, p. 514–523.
- Pardo M., Suarez G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in Western Mexico. *Journal of Geophysical Research* 100, p. 12357–12373.
- Pardo M., Suarez G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in the southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Geophysical Research Letters* 20, p. 2391–2394.
- Pasquarè G., Vezzoli L., Zanchi A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26, p. 159–176.
- Pasquarè G., Garduño V.H., Tibaldi A., Ferrari M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146, p. 353–364.
- Pindell J.L., Cande S.C.W., Pitman W.C., Rowley D.B., Dewey J.F., Lebreque J., Haxby W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155, p. 121–138.
- Plafker G., 1976, Tectonic aspects of the Guatemalan earthquake of 4 February 1976. *Science* 193, p. 1201–1208.
- Ponce L.R., Gaulon G., Suarez G., Lomas E., 1992, Geometry and the state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec. *Geophysical Research Letters* 19, p. 773–776.
- Ratschbacher L., Riller U., Meschede M., Herrmann U., Frisch W., 1991, Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology* 19, p. 1233–1236.
- Riller U., Ratschbacher L., Frisch W., 1993, Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 5, p. 237–249.
-

- Rosas-Elguera J., Ferrari L., Garduño-Monroy V.H., Urrutia-Fucugauchi J., 1996, Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology* 24(10), p. 921–924.
- Rosas-Elguera J., Alva-Valdivia L.M., Goguitchaichvili A., Urrutia-Fucugauchi J., Ortega-Rivera M.A., Salinas-Prieto J.C., 2003, Counterclockwise rotation of the Michoacan Block: implications for the tectonics of western Mexico. *International Geology Review* 45, p. 814–826.
- Rosencrantz E., Sclater J. G., 1986, Depth and age in the Cayman trough. *Earth and Planetary Science Letters* 79, p. 133–144.
- Ross M., Scotese C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics* 155, p. 139–168.
- Sánchez-Barreda L.A., 1981, Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southern Mexico. University of Texas, Austin, Texas, PhD Thesis, 192 p.
- Schaaf P., Morán-Zenteno D., Hernández-Bernal M.S., Solís-Pichardo G., Tolson G., Köhler H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics* 14, p. 1339–1350.
- Schwartz D.P., Cluff L., Donnelly T., 1979, Quaternary faulting along the Caribbean–North American plate boundary in Central America. *Tectonophysics* 52, p. 431–445.
- Severinghaus J., Atwater T., 1990, Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America. *Geol. Soc. Am. Mem.* 176, p. 1–22.
- Stewart J.H., 1971, Basin and Range structure: a system of horsts and grabens produced by deep-seated extension. *Geological Society of America Bulletin* 82, p. 1019–1044.
- Stewart J.A., 1978, Basin–range structure in western North America, a review. In: Smith R.B., Eaton G.P., (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera*, *Geol. Soc. Am. Mem.* 152, p. 1–13.
- Stewart J.H., et al., 1998, Map showing Cenozoic tilt domains and associated structural features, western North America. In: Faulds J.E., Stewart J.H., (Eds.), *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province*, *Geological Society of America Special Paper* 323.
- Stock J.M., Hodges K.V., 1989, Pre-Pleistocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics* 8, p. 99–115.
- Suter M., Quintero O., Johnson C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Mexican Volcanic Belt: the Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research* 97, p. 11983–11994.
- Suter M., Quintero-Legorreta O., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Farrar E., 1995a, The Acambay graben, active intraarc extension in the TMVB, Mexico. *Tectonics* 14, p. 1245–1262.
- Suter M., Carrillo-Martínez M., López-Martínez M., Farrar E., 1995b, The Aljibes half-graben – Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 107(6), p. 627–641.
- Suter M., Carrillo-Martínez M., Quintero-Legorreta O., 1996, Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Seismological Society of America Bulletin* 86, p. 1952–1963.
- Suter M., López-Martínez M., Quintero-Legorreta O., Carrillo-Martínez M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 113(6), p. 693–703.
-

- Tolson G., Solís-Pichardo G., Morán-Zenteno D. J., Victoria-Morales A., Hernández-Treviño J.T., 1993, Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas de la zona de contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca, región de Santa María Huatulco, Oaxaca. In Delgado-Argote L., Martín-Barajas A., (eds.), Contribuciones a la tectónica del occidente de México. Ensenada, B. C., Unión Geofísica Mexicana, Monografía 1, p. 327–349.
- Tolson-Jones G., 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos. Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, México, Posgrado en Geofísica, Tesis doctoral, 98 p.
- Urbina F., Camacho H., 1913, La zona megaséismica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de Noviembre de 1912. Bol. Inst. Geol. Mex. 32, 125 p.
- Wernicke B.P., Axen G.J., Snow J.K., 1988, Basin and Range extensional tectonics at the latitude of Las Vegas, Nevada. Geological Society of America Bulletin 100, p. 1738–1757.
- White R.A., 1985, The Guatemala earthquake of 1816 on the Chixoy-Polochic fault. Bulletin of the Seismological Society of America 75, p. 455–473.
- Zanchi A., 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: from basin and range extension to transtensional tectonics. Journal of Structural Geology 16, p. 1619–1639.
- Zoback M.L., Thompson G.A., 1978, Basin and Range rifting in northern Nevada: clues from a mid-Miocene rift and its subsequent offsets. Geology 6, p. 111–116.

Chapitre II

The Neogene Veracruz Fault: Evidences for left-lateral slip along the Southern Mexico Block



II. THE NEOGENE VERACRUZ FAULT: EVIDENCES FOR LEFT-LATERAL SLIP ALONG THE SOUTHERN MEXICO BLOCK¹

1. INTRODUCTION

During the last twenty years the numerous studies of Neogene faulting in Southern and Central Mexico were mainly focused on the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) and on the “Sierra de Chiapas” Massif. The TMVB is an active volcanic arc related to the subduction of the Cocos plate along the Middle America Trench (Fig. II-1). It is affected by normal and left-lateral transtensive faulting (e.g., Shurbet & Cebull, 1984; Pasquaré *et al.*, 1987; Urrutia-Fucugauchi & Böhnell, 1988; Johnson & Harrison, 1990; Suter *et al.*, 2001, Szyndkaruk *et al.*, 2004) generally interpreted as the consequence of crustal blocks motion due to slip partitioning along the Middle America Trench (e.g., Ego & Ansan, 2002) or as the result of gravitational collapse (e.g., Suter *et al.*, 2001). The “Sierra de Chiapas” is formed mostly by Paleozoic to Cenozoic sedimentary rocks. It is usually divided into two tectonic provinces (the Reverse Faults Province and the Strike-Slip Faults Province, Fig. II-1) that have been interpreted as part of a diffuse boundary between the North American plate and the Caribbean plate by Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000).

Our study focused on a NW-SE transect (Fig. II-1) between the two important structural provinces presented above. It covers a significant portion of the Los Tuxtlas Volcanic field, the Tertiary Veracruz Basin and the eastern TMVB. Previous structural studies, based on the interpretation of seismic lines, were mainly conducted in the Veracruz Basin (Feng *et al.*, 1994; Meneses-Rocha *et al.*, 1997; Prost & Aranda, 2001; Jennette *et al.*, 2003a). It is generally assumed that the Veracruz basin was first affected by a Paleogene left-lateral transtension followed by right-lateral

¹ ANDREANI L., RANGIN C., MARTÍNEZ-REYES J., LE ROY C., ARANDA-GARCÍA M., LE PICHON X. and PETERSON-RODRIGUEZ R., 2008, The Neogene Veracruz fault: evidences for left-lateral slip along the southern Mexico block. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 179(2), p. 195–208.

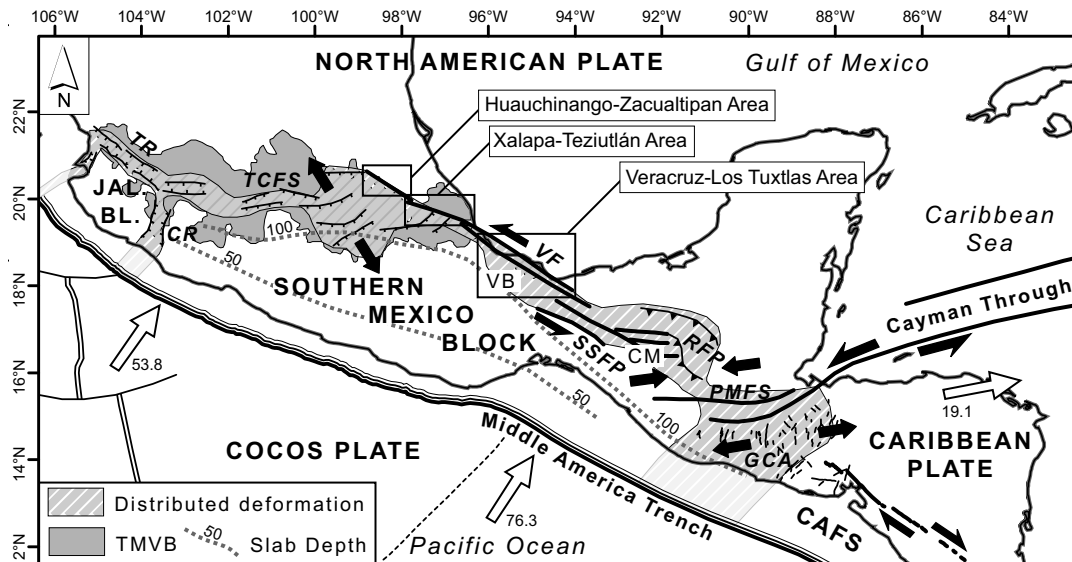


FIG. II.1 – Regional map showing major tectonic elements of southern Mexico. Rectangles denote the three studied areas. Black lines outline main faults. Black arrows represent relative motions at plates boundaries. White arrows represent plates motions with respect to North American plate (DeMets, 2001). CAFS: Central America Forearc Sliver, CM: Chiapas Massif, CR: Colima rift, GCA: Grabens of Central America, JAL. BL.: Jalisco Block, PMFS: Polochic-Motagua Fault System, RFP: Reverse Fault Province, SSFP: Strike-Slip Fault Province, TCFS: Tula-Chapala Fault System, TR: Tepic Rift, VB: Veracruz Basin, VF: Veracruz Fault.

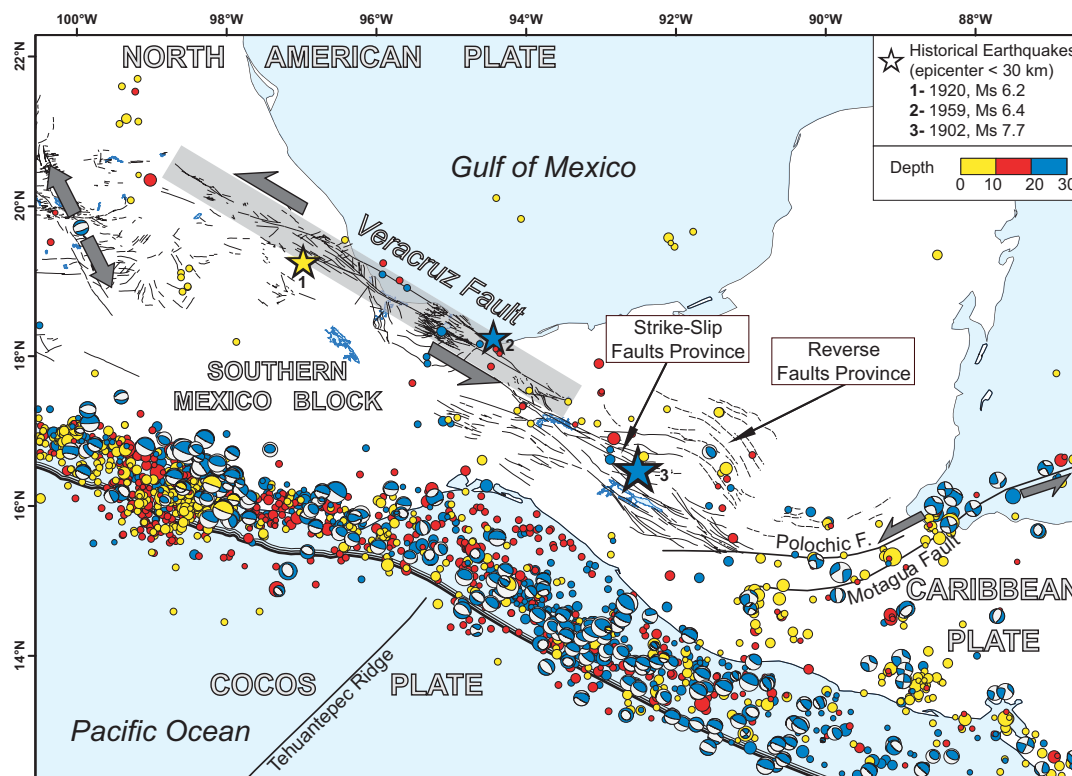


FIG. II.2 – Locations of shallow (<30 km) and $M_s > 4$ earthquakes outlining the main plates boundaries. Note the seismicity along the NW trending faults parallel to the trench. The stars denote main historical and shallow earthquakes (2 and 3 in the legend) that occurred along the Veracruz Fault and Strike-Slip Faults Province.

transpression initiated during the Middle Miocene. The transpressive deformation was associated with strike-slip faulting and folding-and-thrusting.

Based on field observations and satellite images analysis we first present here evidences for the existence of a major left-lateral fault (Veracruz Fault, Fig. II-1) that affects post-5 Ma volcanic units in the Veracruz Basin and in the eastern Trans Mexican Volcanic Belt. This fault connects to the intra-arc transtensive faulting in the Xalapa area. Moreover, seismicity maps and field observations argue for still active faulting along the fault. Figure II-2 presents shallow (<30 km) and $M_s > 4$ earthquakes along the Veracruz Fault System. The area is characterized by important historical earthquakes including the 1920 M_s 6.2 event that occurred near the city of Xalapa (Comisiones del Instituto Geológico de México, 1922) and the 1959 M_s 6.2 event that occurred offshore Coatzacoalcos (events 1 & 2 on Fig. II-2). We then discuss the significance of such strike-slip fault in southern Mexico. This major fault makes a junction between the intra-arc transtension and strike-slip faulting in the “Sierra de Chiapas” (Fig. II-1) and may constitute the eastern boundary of the so-called “Southern Mexico Block” (Shurbet & Cebull, 1984; Suárez & Sing, 1986; Pasquaré *et al.*, 1987; Urrutia-Fucugauchi & Böhnel, 1988; Johnson & Harrison, 1990).

2. LEFT-LATERAL SHEARING ALONG THE VERACRUZ BASIN

2.1. GEOLOGICAL SETTING AND PREVIOUS STUDIES

The Tertiary NNW trending Veracruz basin (Fig. II-3) lies along the southwest margin of the Gulf of Mexico. To the west the basin is bounded by the partially buried Laramide tectonic front (Fig. II-3 and II-4) and to the east by the submarine Anegada High (Fig. II-3 and II-4) and the Los Tuxtlas volcanic range (Jennette *et al.*, 2003a; Ferrari *et al.*, 2005). To the South the Veracruz basin is limited by the “Sierra de Chiapas”.

According to previous studies (Feng *et al.*, 1994; Meneses-Rocha *et al.*, 1997; Prost & Aranda, 2001; Jennette *et al.*, 2003a), the Miocene Veracruz basin is highly asymmetric with a steeper western margin along the leading edge of the tectonic Laramide front. The eastern margin is gradual and opens towards the Gulf of Mexico. The Late Miocene/Lower Pliocene basin development was characterized by the southward and eastward progradation of the western wedge of the shelf due to an important sediment influx in response to the Late Miocene/Early Pliocene uplift in the TMVB (Morán-Zentano, 1994). During the Late Pliocene and Quaternary the basin was filled up by continental deposits.

The Los Tuxtlas Volcanic Field (LTVF, Fig. II-3 and II-6) is part of the so-called “Eastern Alkaline Province”, a NNW trending belt of alkaline mafic volcanic fields that parallels the Gulf of

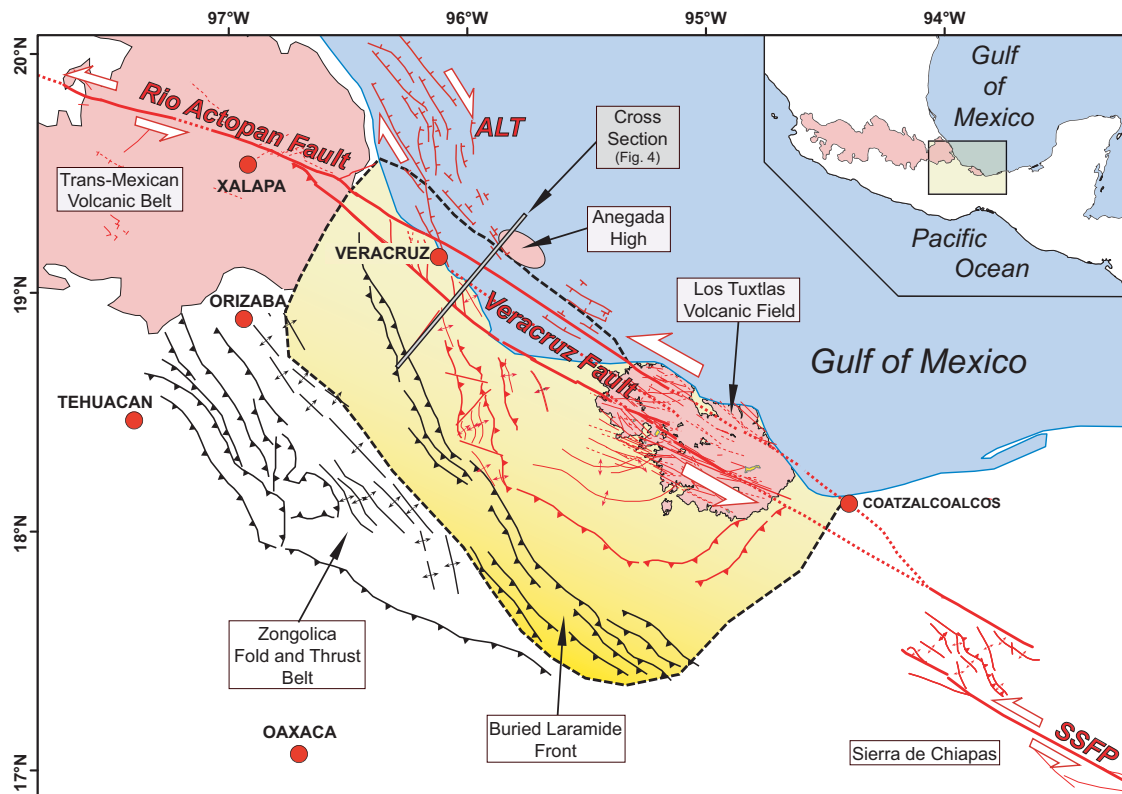


FIG. II.3 – Structural map of the Veracruz Basin and surrounding areas obtained using PEMEX seismic profiles and satellite images. Dashed line represents the basin limits. Laramide structures are shown in black and Neogene structures in red. ALT – Antón Lizardo Trend, SSFP – Strike-Slip Fault Province.

Mexico coast (Robin, 1976 & 1982; Ferrari *et al.*, 2005). The oldest dated volcanic rocks are 8–7 Ma (Nelson & González-Caver, 1992; Jacobo-Albarrán, 1997). However seismic and borehole data indicate that this volcanism already influenced the sedimentation of the Veracruz basin during the Middle Miocene (Jennette *et al.*, 2003a). According to Nelson & González-Caver (1992), Jacobo-Albarrán (1997) and Ferrari *et al.* (2005) the evolution of the LTVF consists of two main episodes. The first one began around 7–8 Ma (and locally continued until 1 Ma) and produced a large volcanic plateau covered by over 200 cinder cones aligned along a NW trend. The younger episode began around 3.3 Ma with the emplacement of five calderas located in the southeastern and in the northwestern parts of the volcanic field.

The main Neogene structures previously identified in the Veracruz basin area are briefly described here. The Antón Lizardo Trend (Jennette *et al.*, 2003b) lies along the eastern margin of the Veracruz Basin (Fig. II–3). It consists of steep NNW-SSE faults merging along the crest of the Anegada High. Constant stratal thickness across individual faults and tabular growth in shallower sediments imply a young strike-slip deformation. NE-SW secondary *en-echelon* faults are compatible with dextral strike-slip. NW-SE strike-slip faults were also identified in the Veracruz Basin (Espinoza-

Nava & Toríz-Gama, 2005). These structures have been associated with the Antón Lizardo Trend to form the right-lateral Los Tuxtlas-Anegada Trend (Prost & Aranda, 2001; Espinoza-Nava & Toríz-Gama, 2005).

The Miocene deformation of the Veracruz Basin was also characterized by the emplacement of *en-echelon* contractional growth folds and break-thrust detachment folds (Aranda-García, 1999). Syntectonic beds show that the folding was initiated during the Middle Miocene (~15 Ma) and ended during the Late Miocene (~5.5 Ma). These structures are part of the Southern Mexico Neogene Belt that extends from Veracruz to Chiapas. Folds are NNW-SSE trending in the northwestern part of the basin but swing to NE-SW southeast to the Los Tuxtlas Volcanic Field (Fig. II-3).

2.2. STRUCTURAL DATA

The dense vegetation precludes a detailed structural study in the Veracruz Basin and in the LTVF. However, using PEMEX seismic profiles, digital elevation models and satellite imagery we produced a synthetic structural map of the area (Fig. II-3). Moreover, some sites in the LTVF offer good exposures for a microstructural analysis (Table II-1).

Figures II-4 and II-5 present the interpretation of PEMEX seismic profiles in the Veracruz Basin. These data combined with others from Espinoza-Nava & Toríz-Gama (2005) show that the Veracruz Basin is affected by three NW-SE major strike-slip faults. In the Los Tuxtlas area satellite images analysis show that the LTVF is affected by at least two regional left-lateral strike-slip faults (Fig. II-6). These NW-SE trending faults are, from north to south, the Sontecomapan Fault and the Catemaco Fault. However a broad faulted zone (the Tres Zapotes Fault Zone) with NW trending structures is clearly observed along the southernmost part of the volcanic field. The relationships between topography and faults traces indicate a subvertical fault plane for all of these faults. The Sontecomapan Fault (Fig. II-6) borders the Gulf coast but its surface trace is poorly defined. The Catemaco fault trace (Fig. II-6) is well defined and crosses the entire volcanic field over a length of ~80 km. The faults are parallel to the main volcanic alignment of the field and are associated to E-W trending secondary faults that can be interpreted as synthetic Riedel shears. Numerous NE-SW oriented dikes were observed on the northern coast of the LTVF. We suppose that the dikes were emplaced along right-lateral strike-slip faults that could act as antithetic structures.

The lateral offset of a stream may result from displacement by active strike-slip faulting. Several left-lateral stream offsets, along NW-SE discontinuities, were observed all across the volcanic field (Fig. II-7). The best example is given by an alluvial fan located near the coast and affected by a strike-slip fault (Fig. II-8). The fault cuts the edge of the volcanic field. Deflected streams as well as

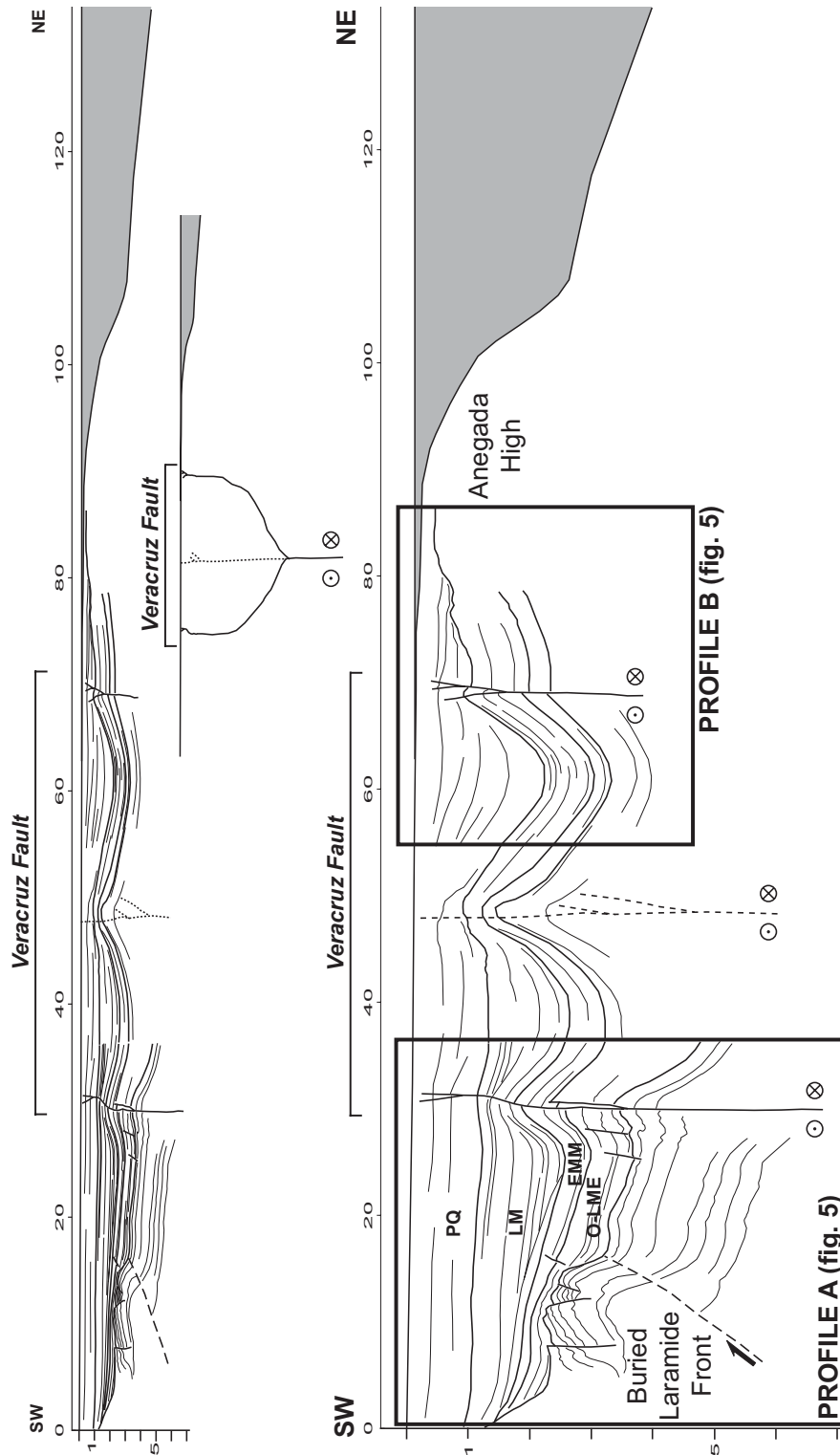


FIG. II.4 – Line drawing of two interpreted seismic profiles across the Veracruz Basin (location shown on fig. II–3). Original profiles are presented on fig. II–5. These data were completed by others data from Espinoza-Nava & Toriz-Gama (2005). The same section is presented without vertical exaggeration (up) and with a vertical exaggeration of ~4 (down). Vertical axes are in two-way travel time (s). Horizontal axes are in kilometres. PQ = Pliocene/Quaternary. LM = Late Miocene. EMM = Early and Mid-Miocene. O-LME = Oligocene and Late/Middle Eocene.

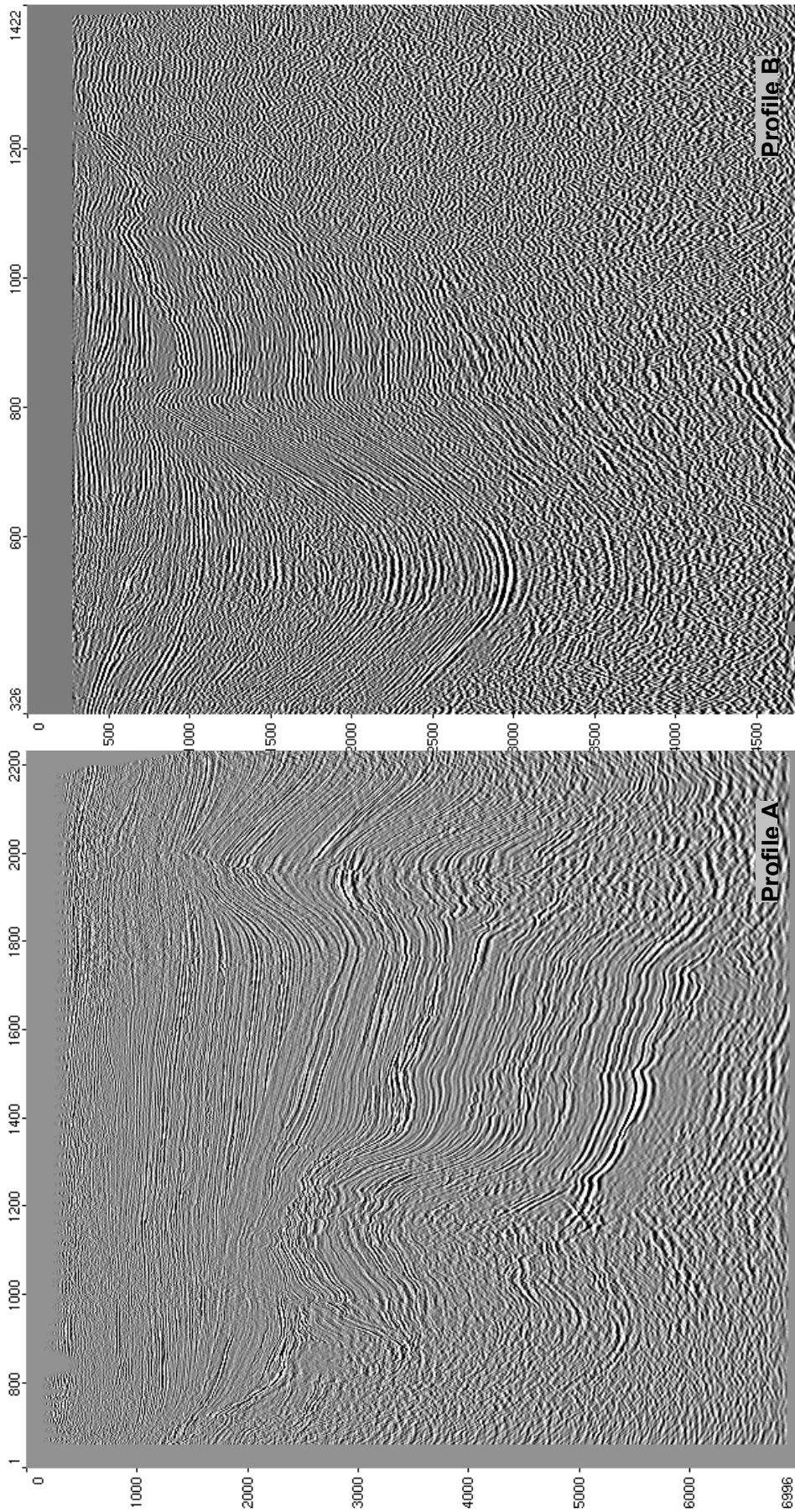


FIG. II.5 – Original seismic profiles across the Veracruz Basin (interpretation on fig. II-4). Vertical axis is in twt (ms).

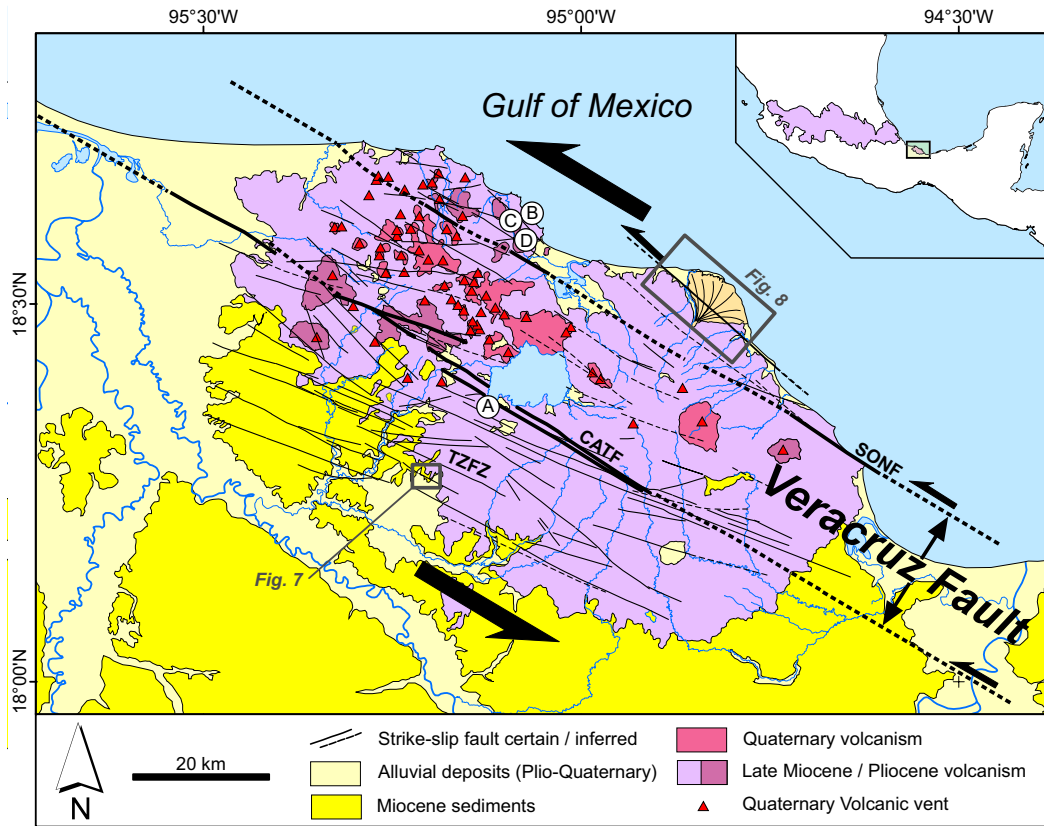


FIG. II.6 – Structural and geological map of the Los Tuxtlas Volcanic Field. Main fault traces are in bold. Letters A to D refer to fault-slip data in Table II-1. SONF – Sontecomapan Fault, CATF – Catemaco Fault, TZFZ – Tres Zapotes Fault Zone. These structures probably make a junction at depth to form a large transpressive flower structure: the Veracruz Fault.



FIG. II.7 – SPOT satellite image of an area located in the southwestern part of the Los Tuxtlas Volcanic Field (location on fig. II-6). A discrete fault trace is evidenced here by systematic left-lateral river offsets and by the sharp termination of the volcanic plateau (white dashed lines).

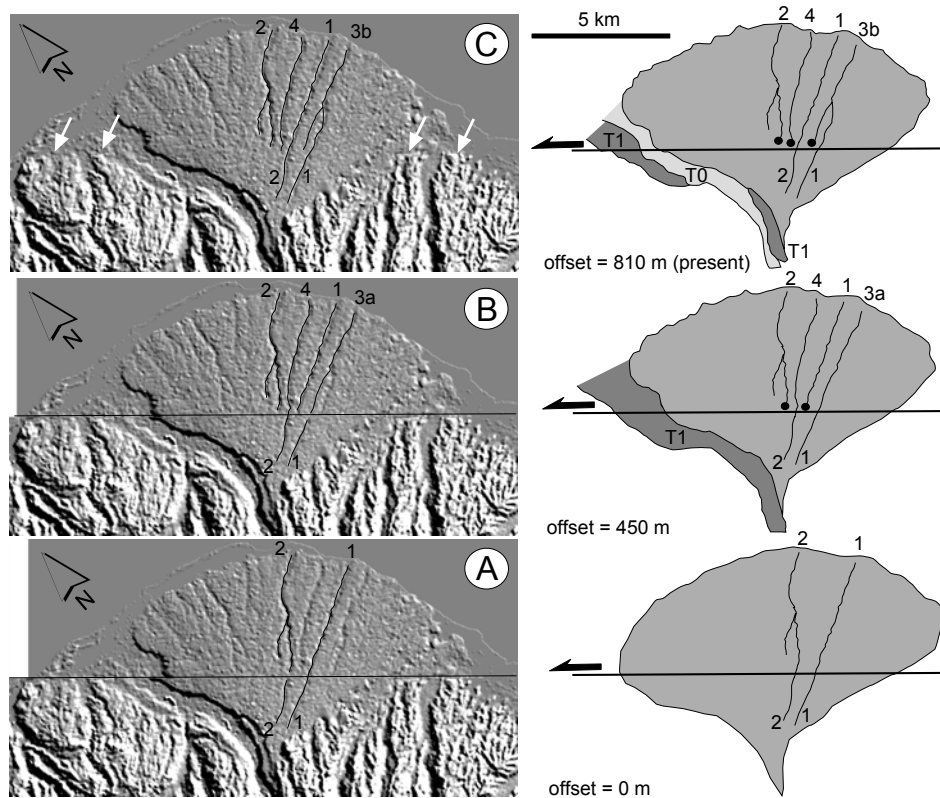


FIG. II.8 – Digital elevation model of an alluvial fan in the northeastern part of the Los Tuxtlas Volcanic Field (location on fig. II–6) and its possible evolution. A fault (marked by white arrows) sharply cut the volcanic deposits and an alluvial fan. Left-lateral movement along the fault is evidenced by the disposition of beheaded channels. The maximum offset obtained by restoring the channels is 810 m. **A.** The possible initial development stage of the alluvial fan with two main incisions. The fan was probably directly fed by the river. **B.** The fan is dissected on its left side by the river (deposition of the T1 alluvial terrace). The fault displacement cuts the streams on alluvial fan. The 1 & 2 beheaded lower streams are replaced by new ones (3a and 4). **C.** The present situation with an entrenchment of the river (T0 alluvial terrace) and a new stream displacement. The lower stream 1 is captured by the upper stream 2

beheaded streams occurred along the fault trace. The amount of lateral offset increases with time (Wallace, 1968; Sieh & Jahns, 1984; Fu *et al.*, 2005) so the lateral displacement of the stream courses varies from 450 m to 810 m. The sediments of the alluvial fan are provided by the erosion of a nearby Pliocene caldera. A sample from this caldera yielded a K/Ar age of 2.6 ± 0.13 Ma (Jacobo-Albarrán, 1997). Although we do not know the age of the fan, now abandoned by its upper stream, a *minimal* slip rate of 0.3 mm/yr can be estimated from the largest lateral offset of the fault (810 m) and the post-2.6 Ma age of the alluvial fan.

Our field observations bring strong evidences of left-lateral displacement along the faults that affect the Veracruz Basin and the post-5 Ma rocks of the LTVF. Thus the right-lateral faulting of the Antón Lizardo Trend cannot be associated with the Veracruz fault zone to form a unique structure as it has been proposed. We consider the two structures as a conjugate set of faults (Fig. II–3).

We propose that the major NW-SE strike-slip faults identified in the Veracruz Basin and the LTVF make a junction at depth and form a large transpressive flower structure: the Veracruz Fault (Fig. II-3). Because of its continuity with the Strike-Slip Faults Province and others left-lateral strike-slip faults (described in the next sections of this paper) affecting the TMVB it should be considered as the major system in the area. Left-lateral transpressive deformation was initiated during the mid-Miocene with the emplacement of *en-echelon* folds and has continued after 5 Ma with still active faulting.

3. XALAPA-TEZIUTLAN AREA

The eastern part of the TMVB is affected by two main fault networks: NW-SE left-lateral strike-slip faults and NE-SW normal faults (Fig. II-9). This area would thus represent the transition between the transtensive faulting of the central TMVB and the strike-slip faulting of the Veracruz basin.

3.1. GEOLOGICAL SETTING OF EASTERN TRANS-MEXICAN VOLCANIC BELT

This area is located within a structural high (the so-called “Teziutlán Massif”) where the Permian basement (Iriondo *et al.*, 2003) is uplifted along an E-W structure that divides the Veracruz basin to the south from the Tampico-Misantla basin to the north (López-Infanzón, 1991). The metasedimentary rocks of the basement are disconformably overlain by the marine Mesozoic series of the Sierra Madre Oriental, and by Cenozoic volcanic and intrusive rocks. According to Gómez-Tuena *et al.* (2003) and Ferrari *et al.* (2005) the Cenozoic magmatic succession can be divided into four groups: 1) Middle to Late Miocene plutons (gabbroic to dioritic composition) mainly exposed in the Palma Sola coastal massif; 2) the Late Miocene-Early Pliocene Chiconquiaco plateau constituted of alkaline basalts (Fig. II-10); 3) Late Pliocene shoshonitic lava flows of the Alto Lucero-Actopan area (Fig. II-10); and 4) Quaternary cinder cones with associated basaltic lava flows (Fig. II-10), located mostly to the south of the Chiconquiaco plateau.

3.2. STRIKE-SLIP FAULTING IN THE RIO ACTOPAN VALLEY

The N110° trending Rio Actopan follows a deep (300 m) and quasi-linear valley that truncates the southern edge of the Chiconquiaco basaltic plateau (Fig. II-9). Morphological analyses suggest that the river incision is controlled by recent strike-slip faulting. Such incisions along fault traces, in response to the high erosion rates under inter-tropical climates, have often been observed in Central America (e.g., Polochic and Motagua Faults, Guayape Fault). Several arguments support this hypothesis:

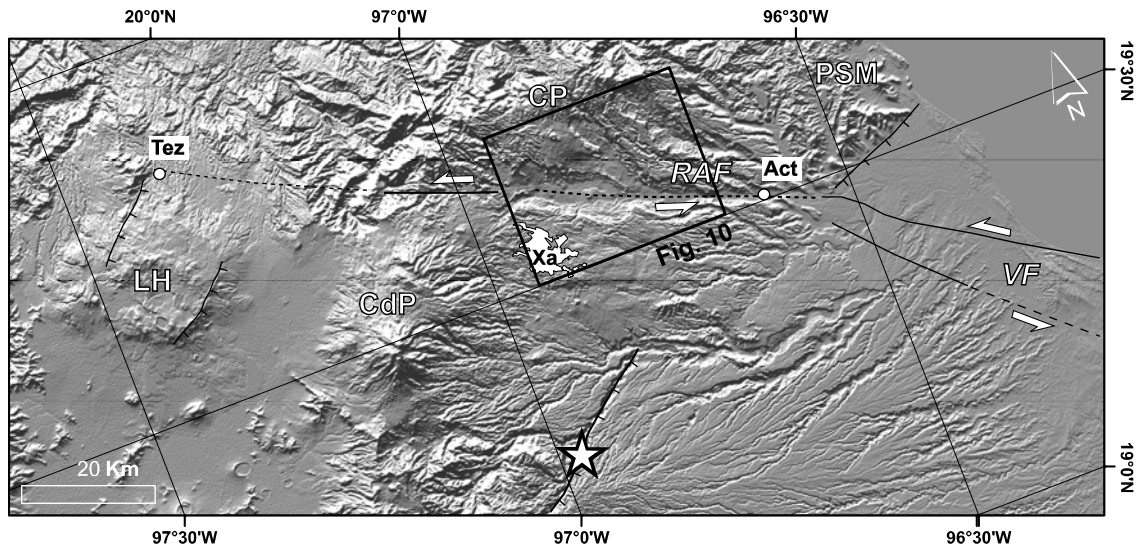


FIG. II.9 – Digital elevation model of the Chiconquiaco Plateau (CP) area. The rectilinear Rio Actopan Valley, north to the city of Xalapa, sharply cut the volcanic plateau. The white star denotes the epicentre of the Ms 6.2 1920 Xalapa earthquake. CdP – Cofre de Perote stratovolcano, LH – Los Humeros Caldera, PSM – Palma Sola Massif. Main cities: Xa – Xalapa, Tez – Teziutlán, Act – Actopan.

(1) In the central valley floor, conglomerates (>100m thick) that contain both limestone and volcanic clasts are exposed. The clast size decreases while the amount of volcanic clasts increases up sequence. This suggests that the conglomerates were emplaced during the early development of the TMVB (Middle and Late Miocene). These conglomerates were also observed on the southern flank of the valley, where they were covered by basalts and sedimentary deposits, but they are absent along the northern flank of the valley where volcanosedimentary breccia deposits are exposed (Fig. II–10). Two hypotheses could explain the lack of conglomerates on the northern flank of the valley: an erosional unconformity or a dip slip motion. In this area the late Miocene-early Pliocene alkaline basalts of the Chiconquiaco plateau are underlined by an erosional unconformity and/or several tens of meters of clastic deposits described as “lahars” by López-Infanzón (1991) and Ferrari *et al.* (2005). We could not make a correlation between the conglomerates and the clastic deposits. We consider that the absence of conglomerates along the northern flank of the valley is due to fault motion.

(2) On the valley floor the conglomerates are blanketed by Late Pliocene and Quaternary lava flows, associated with cinder cones mostly exposed in the valley headwater (Fig. II–10). However we have also locally found recent vacuolar basalts (the so-called “Descabezadero Basalts”) unrelated with the cinder cones. These basalts were formed along the southern flank of the valley and flowed down to fill the central valley (Fig. II–10B). We interpret these linear basalts flows as emplaced along the fault trace during its activity.

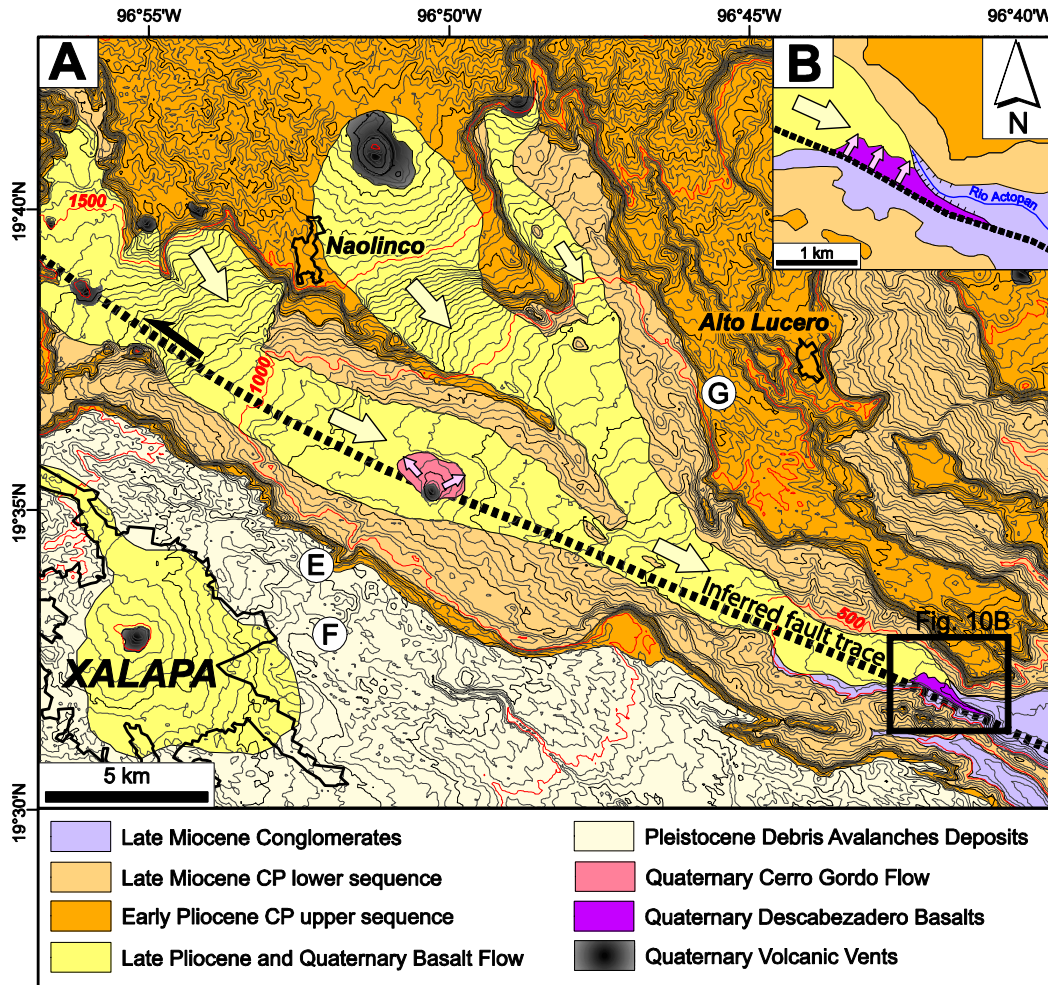


FIG. II.10 – A. Geological map of the Chiconquiaco Plateau north to the city of Xalapa. Arrows represent the Late Pliocene and Quaternary lava flow directions. Letters E, F and G refer to fault-slip data in Table II–1. **B.** Map of the Quaternary Descabezadero fissural basalts (in violet). Arrows represent the lava flow direction. The disposition of the lava flow and the apparent displacement of the conglomerates in this part of the valley argue for a major fault along the southern flank of the valley.

(3) Microtectonic data were also collected on a Quaternary alluvial terrace, located 2 m above the present course of the Rio Actopan. Although the alluvial deposits were poorly consolidated they exposed NW and NE fractures (Fig. II–11A). NW fractures are interpreted as microfaults sub-parallel to the main fault and NE fractures as tension cracks. This observation suggests that faulting is still active in the area.

3.3. NORMAL FAULTING

The eastern TMVB is also affected by normal faulting. According to Suter *et al.* (1996) the 1920 Xalapa earthquake (M_s 6.2) occurred along N72° striking normal fault. Field observations,

complemented by satellite images analysis, reveal Plio-Quaternary pyroclastics deposits affected by strike-slip faulting between the cities of Xalapa and Teziutlán (Fig. II-9). NE fault planes constituted by cataclastic scoriae were observed in faulted Quaternary cinder cones north to the “Cofre de Perote” volcano (Fig. II-11B). These observations suggest normal faulting with major right lateral strike-slip component along these faults. On the other hand we have observed, near the city of Teziutlán, large NE-SW trending normal faults that juxtapose volcanic deposits of the TMVB with early Tertiary molasses. These normal faults are associated with NW-trending strike slip faults.

4. POST-5 MA FAULTING IN THE HUAUCHINANGO-ZACUALTIPAN AREA

This area corresponds to the northern boundary of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Formations exposed between Teziutlán and Zacualtipan are mainly Mesozoic marine sediments forming the core of the Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt. However Neogene lava flows are widely exposed between the towns of Huauchinango and Zacualtipan (Fig. II-12). The exposed volcanism is mainly divided between early Pliocene mafic/silicic volcanism and Late Pliocene to Quaternary basalts (Ferrari *et al.*, 2005).

Field observations, completed by satellite images analysis, show that the Plio-Quaternary volcanism is affected by several N110° to N130° trending strike-slip faults (Fig. II-12). Near the town of Metzquititlan (site I on Fig. II-12) we have observed vertical fault planes with horizontal striae in basalt and andesite flows. A basalt sample collected by Cantagrel & Robin (1979) a few hundred meters north of this site yielded a K/Ar age of 5.15 ± 0.25 Ma. The “Cerro La Bandera volcano” close to the town of Agua Blanca is cross-cut by two large NW-trending incisions (Fig. II-13). This erosion trend probably corresponds with a strike-slip fault at depth. On the eastern slope of the volcano we have observed in basaltic flows N110° to N130° trending fault planes associated with conjugate N60° to N75° trending faults (site J on Fig. II-12 and II-13). We have made similar observations near the town of Metepec in volcanic brecciae and andesitic flows (site K on Fig. II-12). Samples in the area yielded K/Ar ages ranging from 5.95 ± 0.25 to 4.3 ± 0.15 Ma (Cantagrel & Robin, 1979). We have also evidenced strike-slip faulting affecting the folded Mesozoic rocks near the Honey village (site L on Fig. II-12).

5. SEISMIC DATA

The 3 January 1920 Xalapa earthquake (M_s 6.2) is seldom mentioned although it is the largest instrumentally measured event in the eastern TMVB. Estimations of casualties caused by the earthquake vary from approximately 650 deaths (Suárez, 1992) to more than 1500 deaths (Suter *et al.*, 1996). The Xalapa event was analysed in detail in a monograph (Comisiones del Instituto Geológico

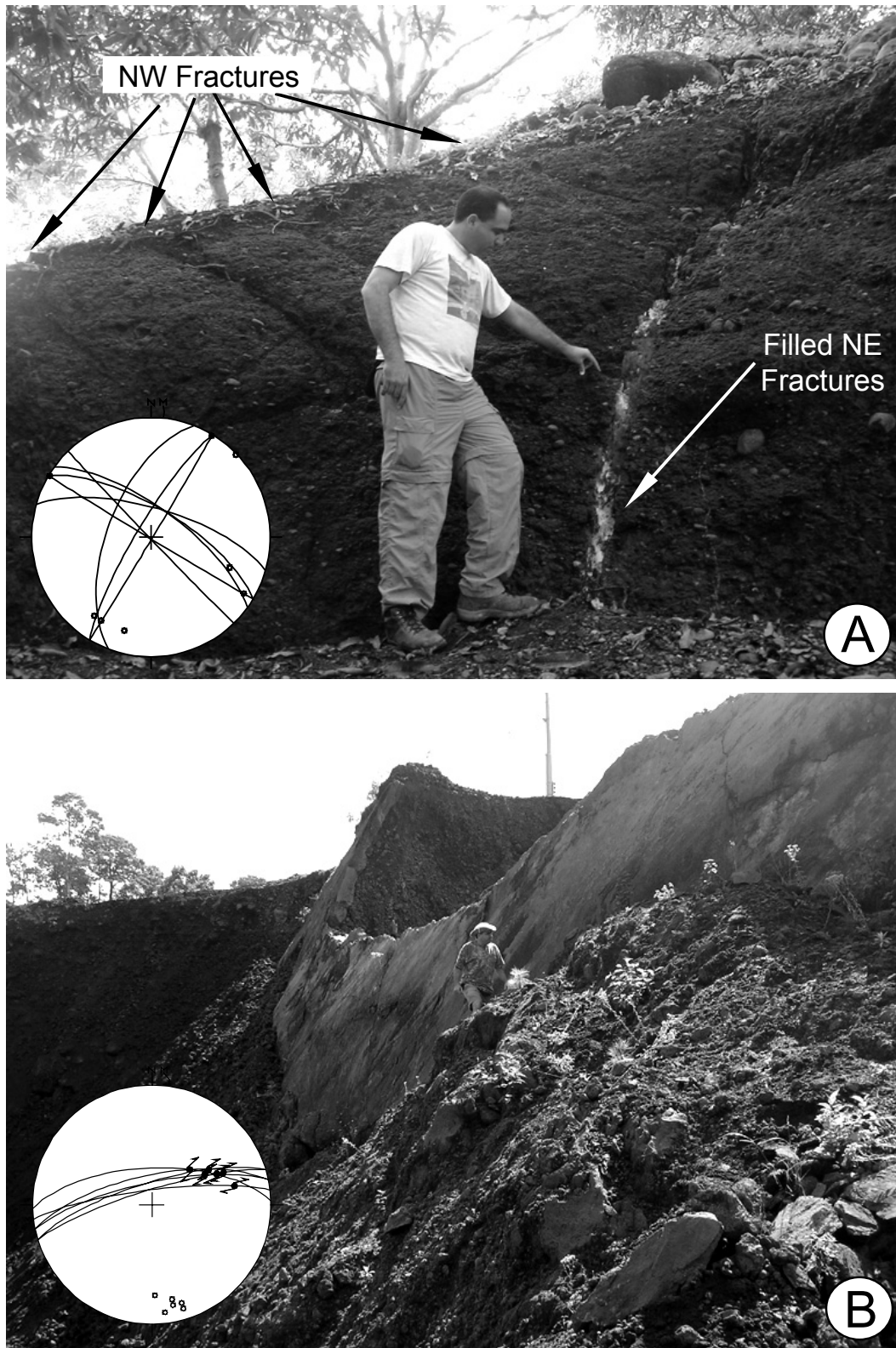


FIG. II.11 – A. Quaternary alluvial deposits exposing NW (parallel to the major fault) and NE fractures, near the town of Actopan (Lat. 19°30'N - Lon. 96°37'W). **B.** Cataclastic scoria forming a fault plane north to the Cofre de Perote Volcano (Lat. 19°36'N - Lon. 97°02'W). Fault slip indicates a normal displacement with right lateral strike-slip component along a N080° trending plane.

de México, 1922) that includes seismological and geologic data. According to the isoseismal map from the Comisiones del Instituto Geológico de México (1922), Figueroa (1963) and Suter et al. (1996) the earthquake probably occurred along a ENE-striking normal fault. The epicentre depth is approximately 15 km (G. Suárez, personal comm. in Chávez and Castro, 1988). Compiled twentieth century earthquakes data (U.S. Geological Survey, Global Harvard CMT, Engdahl and Servicio Sismológico Nacional de México catalogues) for the Veracruz Basin and surroundings areas (Fig. II-2) show shallow (<30 km) seismicity. These data include a M_s 6.4 earthquake that occurred in 1959 offshore Coatzacoalcos. However this event is poorly documented. These earthquakes are not related to the subduction since the slab depth in the area is over 150 km. The events are aligned along a NW-SE orientation which is compatible with the strike of the main shear zone.

6. PLIO-QUATERNARY STATE OF STRESS AND SLIP RATE

Post-23Ma folding axes in western and southern parts of the Veracruz Basin suggest a σ_1 shortening direction of $N40^\circ$ to $N60^\circ$ (Prost & Aranda, 2001). According to Prost & Aranda this compression event appears to continue to the present. Other data from the eastern TMVB (alignments of Quaternary cinder cones and normal faulting orientation) suggest a regional $\sim N70^\circ$ striking σ_1 and $\sim N160^\circ$ striking σ_3 (Zoback *et al.*, 1990; Suter, 1991). In order to further constrain the tectonic regime of the faults and the associated stress state, we have performed a fault kinematic study at fourteen sites (Table II-1). We performed an inversion of each set of fault measurements using the method proposed by Angelier (1990 & 1994).

Microfracturation data were collected along four sites in the LTVF (Table II-1, location on Fig. II-6). Three sites were located in basalts and volcanic brecciae attributed to the Pliocene and exposed in the northern part of the volcanic field. The fourth one was located in Quaternary volcanic brecciae of the central part of the field. Fault slip-vector inversions for the northern sites indicate a $N074-084^\circ$ trending σ_1 and a $N162-176^\circ$ trending σ_3 . These results are consistent with a left-lateral strike-slip regime along the NW-trending faults. One of these sites also exposed vertical striae. Fault measurements inversion for this data set indicates a $N248^\circ$ trending σ_1 . The central site is characterized by multiple slip events on a single fault plane. Subhorizontal slip striae were observed and indicate a $N092^\circ$ trending σ_1 and a $N001^\circ$ trending σ_3 . A second event with oblique to vertical striae is better defined. Fault slip-vector inversions for this data set indicate a $N076^\circ$ trending σ_1 .

Microfracturation data were also collected along the Rio Actopan Valley (Table II-1, location on Fig. II-10). Many outcrops exposed widespread NW and NE fractures. However, due to the high erosion rate, only three outcrops offer sufficient slip data. One site was located in the Early Pliocene volcanosedimentary deposits of the Chiconquiaco plateau succession (site G on Fig. II-10). Two other

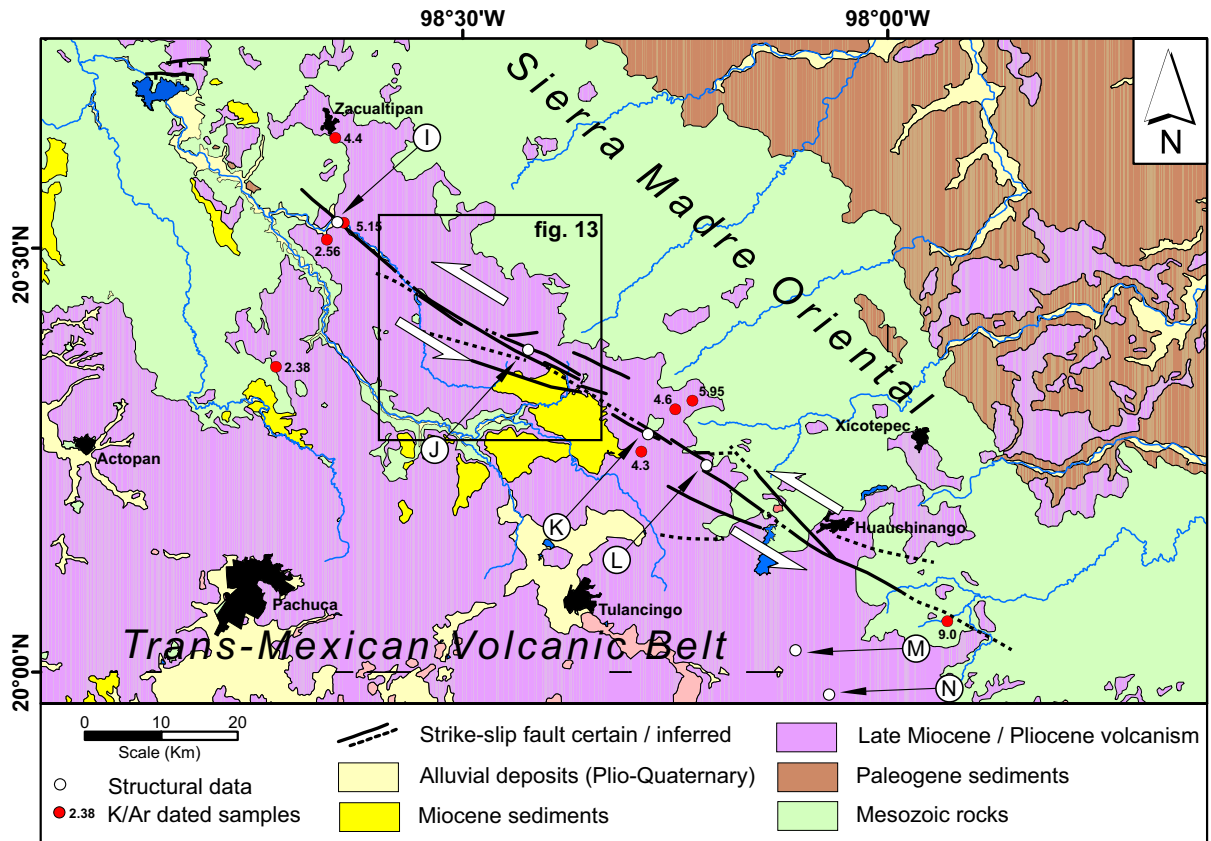


FIG. II.12 – Geologic map of the Huauchinango-Zacualtipan area. The proposed fault geometry is also reported. K/Ar ages are from Cantagrel & Robin (1979). Rectangle denotes area shown in Fig. II–13. Letters I to N refer to fault-slip data in Table II–1.

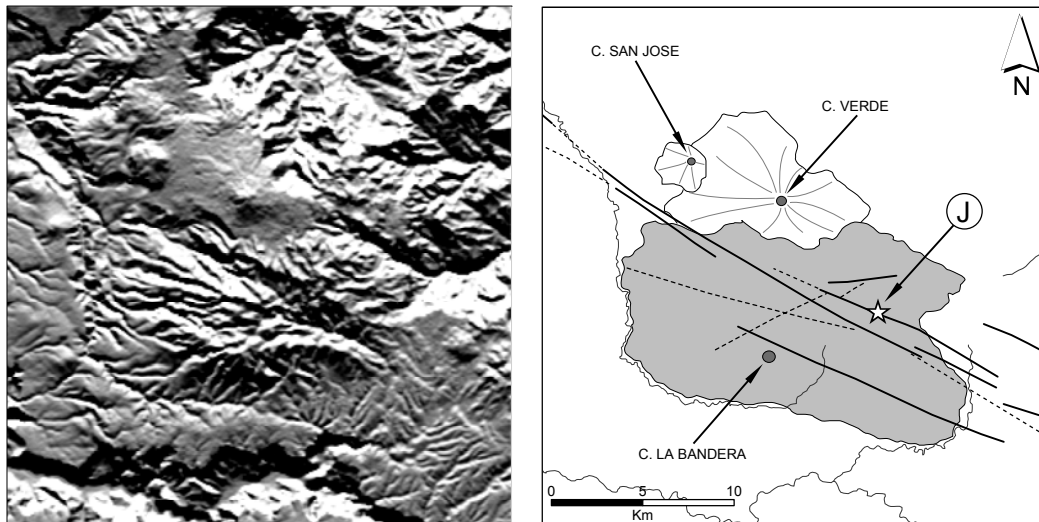


FIG. II.13 – Digital elevation model of the Cerro La Bandera volcano. The volcano is affected by left-lateral NW and right-lateral (?) NE trending faults. The white star indicates microtectonic data collected on the northern flank of the volcano (site J on Table II–1).

sites are located in Early Pliocene and Quaternary volcanosedimentary deposits near the city of Xalapa (sites E and F on Fig. II–10). Fault slip-vector inversions indicate a N080–095° trending σ_1 shortening axis and a N174–192° trending σ_3 extensive axis.

Fault slip-vector inversions computed for six sites in the Huauchinango-Zacualtipan area indicate a N077–096° trending σ_1 and a N166–190° trending σ_3 . Five sites were located in Pliocene basalts and andesites and the last one was located in Mesozoic rocks. These results are similar to those obtained in the previous area and are also consistent with a NW-trending left-lateral strike-slip faulting in this region.

Except in the LTVF, where two sites are characterized by multiple slip events, microfracturation data on Pliocene and Quaternary rocks suggest a single state of stress with a mean σ_1 axis oriented N80° to N100° and a mean σ_3 axis oriented N165° to N190° (Fig. II–14). This state of stress is not significantly different from the regional one (~N70° striking σ_1 and ~N160° striking σ_3) deduced by Zoback *et al.* (1990) and Suter (1991). In the LTVF the two observed states of stress are not incompatible if we consider that in a transpressive flower structure a part of the motion is accommodated along the left-lateral strike-slip faults and the other one is accommodated by reverse faulting.

Active deformation within the eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt is associated with NE-SW normal faults and NW-SE left-lateral strike-slip faults. However no slip rate data are available for this area. Several left-lateral stream offsets, along NW-SE discontinuities, were observed all across the LTVF. However at this time we can hardly estimate the amount of motion that is accommodated along the Veracruz Fault system because we have no information about the slip rate along all the faults that parallel the main Quaternary volcanic alignment of the LTVF. We do not know either if the whole shear zone is active or if the motion is now mainly accommodated along a master fault.

7. DISCUSSION

7.1. AGE AND EVOLUTION OF THE VERACRUZ FAULT

Most of strike-slip faulting presented in this paper affects post-5 Ma volcanic units. It is in the Veracruz Basin that the timing of the deformation is best constrained. It started with *en-echelon* contractional growth folds from 15 to 5.5 Ma (Aranda-García, 1999) and continued with strike-slip faulting. As we have seen above, the fault expression at the surface is a transpressive flower structure. The transition from *en-echelon* folding to strike-slip faulting was accompanied by a ~5 Ma major thermal uplift of the Los Tuxtlas and Anegada highs (Jacobo-Albarrán *et al.*, 1992). The curved shape

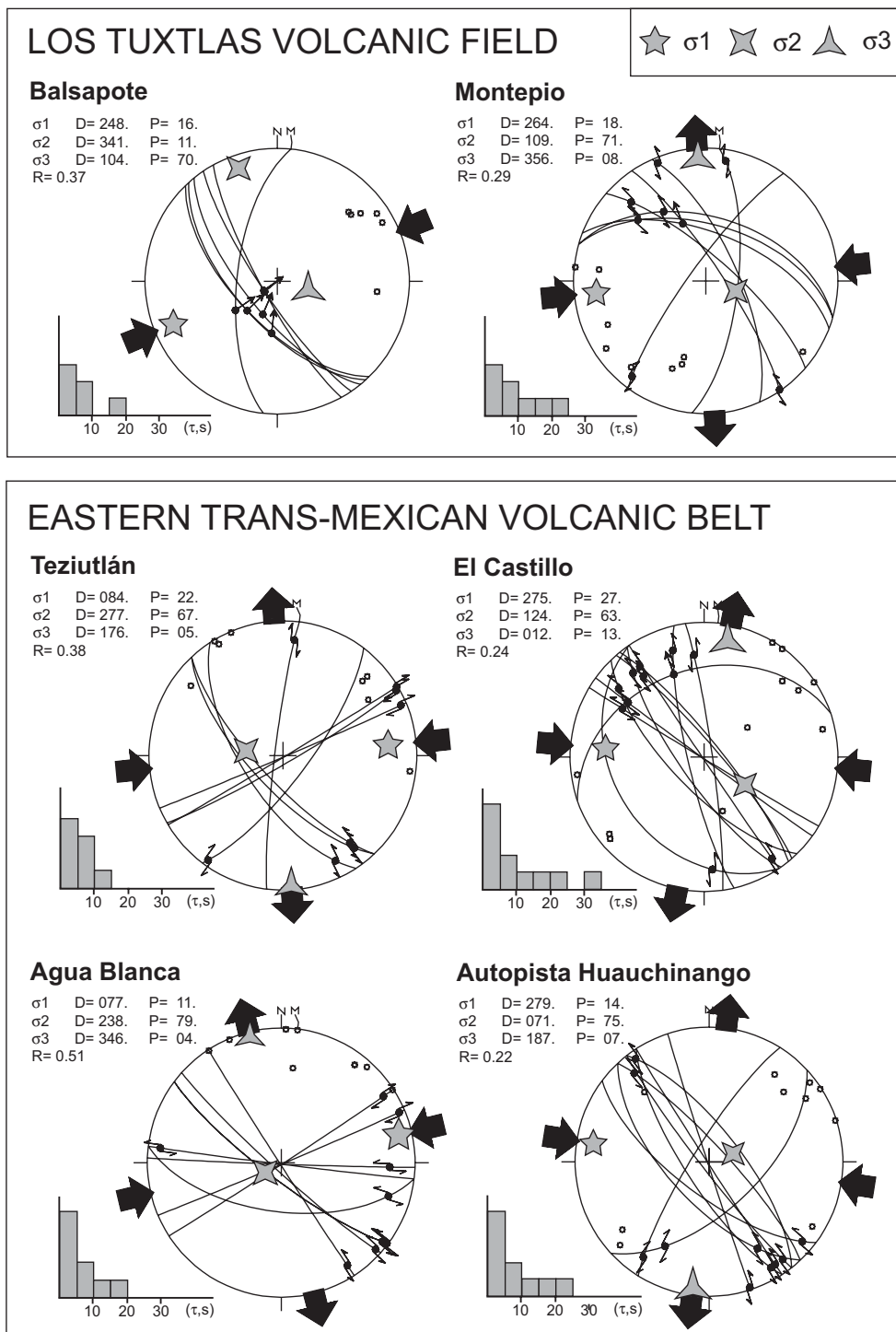


FIG. II.14 – Stereographic projections (equal area, lower hemisphere) of microtectonic data in the Los Tuxtlas Volcanic Field and eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (see Table II-1 for sites localization). The principal axes of stress (σ_1 , σ_2 , σ_3 with $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) from the inversion of striations (Angelier 1990 & 1994) and the (T,s) angle between the theoretical and calculated slip vector are given for each data set. Stress ratio $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$. The eastern Trans-Mexican Volcanic Belt is characterized by a single Pliocene and Quaternary state of stress while microtectonic sites in Los Tuxtlas Volcanic Field display two distinct state of stress.

of the fold-belt (Fig. II-3) can be related with wrenching along the fault zone. The evolution of the Los Tuxtlas volcanic field could also be related to the evolution of the fault during the last 5 Ma. The initial volcanic activity (Late Miocene to Pliocene) covered the whole volcanic field and may be associated with several active faults. The rise of magmatic fluids would have been enhanced by the emplacement of small “pull apart” basins and/or small blocks rotations. During the Quaternary the volcanism was restricted to a single alignment maybe as the result of the fault localisation at depth.

7.2. THE EASTERN BOUNDARY OF THE SOUTHERN MEXICO BLOCK

Plio-Quaternary strike-slip faulting in the Veracruz basin and in the eastern TMVB is important because it connects two important structural provinces: the left-lateral Strike-Slip Faults Province described by Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000) on the south and the left-lateral transtensive Tula-Chapala Fault System (e.g., Pasquare *et al.*, 1987; Urrutia-Fucugauchi & Böhnell, 1988; Johnson & Harrison, 1990; Suter *et al.*, 2001, Szykaruk *et al.*, 2004) that affects the central part of the TMVB in the north. We have thus established the continuity between the intra-arc left-lateral transtension of the TMVB and the left-lateral strike-slip faulting in the Chiapas area (Fig. II-1).

Several authors (e.g., Mosser, 1972; Johnson & Harrison, 1990) have interpreted neotectonic faulting in southern Mexico as resulting from small crustal blocks motion. The main crustal blocks delimited by active faulting are Jalisco and Southern Mexico Block (this late one was divided in the Michoacan and Guerrero blocks by Johnson & Harrison, 1990). The Jalisco and Southern Mexico Block (Fig. II-1) are delimited to the south by the Middle America Trench and are separated from the North American plate by active rifting along the Trans-Mexican Volcanic Belt (Tepic rift and Tula-Chapala Fault System). The Colima rift constitutes the boundary between the Jalisco and the Southern Mexico Block. But prior to this study no active boundary was described east of the Tula-Chapala Fault System. We assume that strike-slip faulting affecting the eastern TMVB, the Veracruz basin and the Chiapas Massif represents the eastern boundary of this same block. The pattern of the boundary between the SMB and the North American plate, with a transtensive deformation in the TMVB and transpressive deformation in the Chiapas area, indicates a probable counterclockwise rotation of this crustal block.

7.3. GEODYNAMIC IMPLICATIONS: SLIP PARTITIONING OR SOMETHING ELSE?

After having established the boundaries of the SMB, we now wish to discuss its possible geodynamic implications. Crustal block motions along the Middle America Trench are often interpreted as resulting from slip partitioning. An association between oblique convergence and strike-slip decoupling of the forearc from the remainder of the overriding plate was first noticed by Fitch

	Site	n	Lat. (°N)	Lon. (°W)	Age	σ_1		σ_2		σ_3		R
						Str.	Dip	Str.	Dip	Str.	Dip	
Los Tuxtlas Volcanic Field												
A	Catemaco	5	18.3658	95.1231	Quaternary	76	15	167	4	271	74	0.19
	Catemaco	5	18.3658	95.1231	Quaternary	92	11	258	79	1	3	0.28
B	Montepio	8	18.6200	95.0710	Pliocene	264	18	109	71	356	8	0.29
C	Balsapote	6	18.6142	95.0861	Pliocene	248	16	341	11	104	70	0.37
	Balsapote	7	18.6142	95.0861	Pliocene	254	23	63	66	162	4	0.34
D	U.N.A.M.	8	18.5867	95.0731	Pliocene	76	30	258	60	166	1	0.52
Xalapa-Teziutlán Area												
E	Chitloyac	6	19.5600	96.8583	Early Pliocene	260	24	104	64	354	10	0.47
F	El Castillo	11	19.5500	96.8619	Quaternary	275	27	124	63	12	13	0.24
G	Tio Diego	7	19.6156	96.8619	Early Pliocene	82	27	284	62	177	9	0.39
H	Teziutlán	8	19.8272	97.3847	Pliocene	84	22	277	67	176	5	0.38
Huauchinango-Zacualtipan Area												
I	Metzquititlán	5	20.5289	98.6425	Early Pliocene	79	29	248	60	346	5	0.32
J	Agua Blanca	9	20.3800	98.4228	Early Pliocene	77	11	238	79	346	4	0.51
K	Meteppec	8	20.2803	98.4228	Early Pliocene	267	10	141	72	360	14	0.71
L	Honey	8	20.2439	98.2125	Cretaceous	276	20	128	66	10	12	0.61
M	A. Huauchinango	10	20.0253	98.1083	Pliocene	279	14	71	75	187	7	0.22
N	A. Zacatlán	5	19.9186	98.0697	Pliocene	268	14	119	74	360	8	0.65

Table II.1 – Inversion results and sites location. The principal axes of stress (σ_1 , σ_2 , σ_3 with $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) from the inversion of striations (Angelier 1990 & 1994) are given for each data set. Deviatoric stress ratio $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$. Sites are located on Fig. II-6, II-10 and II-12.

(1972). The deformation induced by the oblique convergence is usually partitioned into a thrust component (the slip vector, commonly normal to the trench) and an arc parallel component of the forearc sliver relative to the upper plate (Beck, 1991; McCaffrey, 1992).

The Central American forearc sliver is also a topic of ongoing debate (DeMets, 2001; Guzmán-Speziale & Gómez, 2002). There is some doubt that the dextral motion of the block is due to slip partitioning as the angle between the subduction azimuth and the normal to the trench is very low (2-4°) between 87°W and 93°W.

For the SMB slip partitioning has also been invoked (e.g., Ego & Ansan, 2002) to explain the left-lateral transtension in the TMVB. The Cocos–North American convergence azimuth, along the N110° trending Middle America Trench, is oriented N033° (DeMets & Wilson, 1997) and is slightly oblique to the trench. Slip vectors at the trench are not parallel to the vector of Cocos–North American plates convergence but deviated toward the normal to the trench. Prior to this study no active strike-slip fault parallel to the Middle America Trench was clearly identified in Southern Mexico and transtension in the TMVB was considered by some authors (e.g., Ego & Ansan, 2002) as the best candidate to accommodate slip partitioning. Plio-Quaternary strike-slip faulting in the Veracruz basin and in the eastern TMVB, parallel to the trench, would be an additional argument supporting the existence of such slip partitioning. Nevertheless the convergence angle is significantly smaller than in other subduction zones where partitioning is clearly expressed. The angle ψ between the slip vector

and the component normal to the trench is only 10° on the Middle America Trench while it is 20° on the Java Trench and 45° on the Aleutian Trench (McCaffrey, 1992).

Alternatively the SMB motion could be driven by a partial coupling with the westward motion of the Caribbean plate. In such hypothesis the northwestern boundary of the Caribbean plate could migrate northward resulting in a progressive capture of the SMB by the Caribbean plate.

8. CONCLUSION

Our geological, structural, and geomorphologic investigations provide for the first time evidences and field constraints for regional Neogene sinistral shearing on NW-SE trending faults along the Veracruz Basin and the eastern TMVB. Post 5 Ma strike-slip faulting occurs following an *en-echelon* folding (initiated at ~15 Ma) previously identified in the Veracruz Basin. Additionally, seismicity maps and field observations argue for still active faulting in the area. This area is part of a deformation belt that delimitates a large crustal block called here Southern Mexico Block. The kinematic significance of this crustal block will be discussed in detail elsewhere. In any case the results presented here appear to be consistent with models implying slip partitioning along the Middle America Trench (e.g., DeMets, 2001; Ego & Ansan, 2002). However slip partitioning is difficult to explain only by the obliquity of the subduction which is too small. This mechanism could be enhanced by the high thermal gradient that affects central Mexico and/or by partial coupling with the Caribbean plate, submitted to eastward drift.

9. ACKNOWLEDGEMENTS

This research is part of the GOMEX project and benefited from TOTAL funding. PEMEX kindly provided seismic profiles on the Veracruz Basin. We thank Luca Ferrari for providing us useful informations on volcanism ages and Miguel Espinoza-Nava for sharing his knowledge on the geology of the Veracruz Basin.

10. REFERENCES

- Angelier J., 1990, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress .3. A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys. J. Int.* 103, p. 363–376.
- Angelier J., 1994, Fault slip analysis and palaeostress reconstruction (Chapter 4). In P. L. Hancock, ed., *Continental Deformation*, Pergamon Press, Oxford, p. 53–100.
- Aranda-García M., 1999, Evolution of Neogene contractional growth structures, southern Gulf of Mexico. Master's thesis, University of Texas at Austin, 169 p.
- Beck M., 1991, Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction zones and tectonic consequences. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 68, p. 1–8.

- Cantagrel J.M., Robin C., 1979, K–Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5, p. 99–114.
- Comisiones del Instituto Geológico de México, 1922, Memoria relativa al terremoto mexicano del 3 de enero de 1920. Instituto Geológico de México Boletín 38, 106 p.
- DeMets C., 2001, A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophys. Res. Lett.* 28, p. 4043–4046.
- DeMets C., Wilson D.S., 1997, Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 My. *J. Geophys. Res.* 102, p. 2789–2806.
- Ego F., Ansan V., 2002, Why is the Central TMVB(102°-99°) in transtensive deformation?. *Tectonophysics* 359, p. 189–208.
- Engdahl E.R., van der Hilst R., Buland R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, p. 722–743.
- Espinoza-Nava M., Toríz-Gama J., 2005, Estilos estructurales en la región de Veracruz. *Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Delegación Veracruz, Geogaceta* 4, p. 3–20.
- Feng J., Buffler R.T., Kominz M.A., 1994, Laramide orogenic influence on late Mesozoic-Cenozoic subsidence history, western deep Gulf of Mexico Basin. *Geology*, 22(4), p. 359–362.
- Ferrari L., Tagami T., Eguchi M., Orozco-Esquivel M.T., Petrone C., Jacobo-Albarrán J., López-Martínez M., 2005, Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 146, p. 284–306.
- Figueroa J., 1963, Isosistas de macrosismos mexicanos. Instituto de Ingeniería, UNAM, p. 45–67.
- Fitch T.J., 1972, Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research* 77, p. 4432–4460.
- Fu B., Awata Y., Du J., He W., 2005, Late Quaternary systematic stream offsets caused by repeated large seismic events along the Kunlun fault, northern Tibet. *Geomorphology* 71, p. 278–292.
- Chávez M., Castro R., 1988, Attenuation of modified Mercalli intensity with distance in Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, p. 1875–1884.
- Gómez-Tuena A., LaGatta A. B., Langmuir C. H., Goldstein S. L., Ortega-Gutiérrez F., Carrasco-Núñez G., 2003, Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *G-cubed* 4(8), 33 p.
- Guzmán-Speziale M., Gómez J.M., 2002, Comment on “A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc” by Charles DeMets. *Geophysical Research Letters* 29, p. 1945–1947.
- Guzmán-Speziale M., Meneses-Rocha J.J., 2000, The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in southeastern Mexico. *Journal of South American Sciences* 13, p. 459–468.
- Harvard University, 2005, Global CMT on-line catalogue, <http://www.seismology.harvard.edu/>.
- Iriondo A., Kunk M.J., Winick J.A., Consejo de Recursos Minerales, 2003, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico. USGS/CRM scientific collaboration: Part I. U.S.G.S. Open File Report 03–020, online edition, 79 p.
- Jacobo-Albarrán J., 1997. Studio geologico e petrologico del complesso vulcanico di Los Tuxtlas, Stato di Veracruz, Messico. Ph.D Thesis, Università degli Studi di Pisa, Italy, 147 p.
-

- Jacobo-Albarrán J., Garduño V.H., Innocenti F., Manetti P., Pasquaré G., Tonarini S., 1992. Datos sobre el volcanismo neogénico-reciente del complejo volcánico de Los Tuxtlas, Edo de Veracruz, México. *Evolución petrológica y geo-volcanológica. Proc. XI convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, Veracruz, México*, p. 97–98.
- Jennette D.C., Fouad K., Wawrzyniec T., Dunlap D., Muñoz R., Meneses-Rocha J., 2003a, Slope and basin-floor reservoirs from the Miocene and Pliocene of the Veracruz Basin, southeastern Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 20, p. 587–600.
- Jennette D.C., Wawrzyniec T., Fouad K., Dunlap D.B., Meneses-Rocha J., Grimaldo F., Muñoz R., Barrera D., Williams-Rojas C.T., Escamilla-Herrera A., 2003b, Traps and turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico. *AAPG Bulletin* (87)10, p. 1599–1622.
- Johnson C.A., Harrison C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64, p. 187–210.
- López-Infanzón M., 1991, Petrologic study of volcanic rocks from the Chiconquiaco-Palma Sola area, Central Veracruz, Mexico. MS Thesis, Tulane University, New Orleans, La.
- McCaffrey R., 1992, Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *J. Geophys. Res.* 97, p. 8905–8915.
- Meneses-Rocha J.J., Rodríguez-Figueroa D., Toriz-Gama J., Banda-Herández J., Hernández-De La Fuente R., Valdivieso-Ramos V., 1997, Field guide to the geologic field trip to the Zongolica fold and thrust belt. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros–American Association of Petroleum Geologists*.
- Morán-Zenteno D., 1994, The geology of the Mexican Republic. *AAPG Studies in Geology* 39, 160 p.
- Mosser F., 1972, The Mexican volcanic belt. Structure and tectonics. *Geofísica Internacional* 12, p. 55–70.
- Nelson S.A., González-Caver E., 1992, Geology and K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico. *Bull. Volcanol.* 55, p. 85–96.
- Pasquaré G., Vezzoli L., Zanchi A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26, p. 159–176.
- Prost G., Aranda M., 2001, Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico. In C. Bartolini, R.T. Buffler & A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems. AAPG Memoir* 75, p. 271–291.
- Robin C., 1976, Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'Est du Mexique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 18, p. 1637–1645.
- Robin C., 1982, Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique : application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-Mexicain et Province Alcaline Orientale). Ph.D Thesis, *Annales Scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand II, France*, 503 p.
- Servicio Sismológico Nacional (México) on-line catalogue, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://www.ssn.unam.mx/>.
- Shurbet D.H., Cebull S.E., 1984, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 101, p. 159–165.
- Sieh K.E., Jahns R.H., 1984, Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geological Society of America Bulletin* 95, 883–893.
- Suárez G., 1992, El sismo de Jalapa del 3 de Enero de 1920. *Rev. Mex. Ing. Sísm.* 42, p. 3–15.
-

- Suárez G., Sing S.K., 1986, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt – Discussion. *Tectonophysics* 127, p. 155–160.
- Suter M., 1991, State of stress and active deformation in Mexico and western Central America. In D.B. Slemmons et al., (eds.), *Neotectonics of North America*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, Decade Map Vol. 1, p. 401–1421.
- Suter M., Carrillo-Martínez M., Quintero-Legorreta O., 1996, Macro seismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Seismological Society of America Bulletin* 86, p. 1952–1963.
- Suter M., López-Martínez M., Quintero-Legorreta O., Carrillo-Martínez M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 113(6), p. 693–703.
- Szynkaruk E., Garduño-Monroy V.H., Bocco G., Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology* 61, p. 111–126.
- Urrutia-Fucugauchi J., Böhnell H., 1988, Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to palaeomagnetic data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 52, p. 320–329.
- U.S. Geological Survey, 2006, Earthquake Hazards Program, <http://earthquake.usgs.gov/>.
- Wallace R.E., 1968, Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California. In: Dickinson, W.R., Grantz, A., (Eds.), *Conference on Geologic Problems of the San Andreas Fault System*, Stanford University Publication in Geological Sciences, vol. 11, p. 6–21.
- Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J., Bell S., Suter M., Suárez G., Jacob K., Estabrook C., Magee M., 1990, Stress map of North America, Continent-scale map 005, Geological Society of America, Boulder, Colorado, Scale 1:5.000.000.

Chapitre III

The Southern Mexico Block:

Main boundaries and new estimation for its Quaternary motion



III. THE SOUTHERN MEXICO BLOCK: MAIN BOUNDARIES AND NEW ESTIMATION FOR ITS QUATERNARY MOTION¹

1. INTRODUCTION

The fragmentation of the Farallon plate into smaller plates (Atwater, 1970) has influenced the Neogene geodynamic evolution of Southern Mexico. It resulted in the formation of the Rivera and Cocos oceanic plates and in the migration of the subduction-related volcanic activity from the NW-SE Sierra Madre Oriental Province to the E-W Trans-Mexican volcanic Belt. Several authors (e.g., Mosser, 1972; Johnson & Harrison, 1990) have interpreted neotectonic faulting in southern Mexico as resulting from small crustal blocks motion. The motion of these crustal blocks is generally assumed to be related to oblique convergence along the Middle America trench (e.g., Ego & Ansan, 2002) although the convergence angle is low and significantly smaller than in other subduction zones where slip partitioning is clearly expressed.

The main crustal blocks delimited by active faulting are Jalisco and Southern Mexico Block (this late one was divided in the Michoacan and Guerrero blocks by Johnson & Harrison, 1990). The Jalisco and Southern Mexico Block (fig. III-1) are delimited to the south by the Middle America Trench and are separated from the North American plate by active rifting along the Trans-Mexican Volcanic Belt (Tepic rift and Tula-Chapala Fault System). The Colima rift constitutes the boundary between the Jalisco and the Southern Mexico Block.

The aim of this study is to provide a kinematic model for the Quaternary motion of the Southern Mexico block. We first focus on the northern boundary of the Southern Mexico Block. We describe the three main active areas of this boundary. The left-lateral transtension that affects the Trans-Mexican Volcanic Belt is connected to left-lateral strike-slip faulting along the Gulf of Mexico coast. Strike-slip faulting ends in a transpressive horsetail in the Chiapas area near the so-called North

¹ ANDREANI L., LE PICHON X., RANGIN C. and MARTÍNEZ-REYES J., 2008, The Southern Mexico block: main boundaries and new estimation for its Quaternary motion. *Bull. Soc. géol. Fr.* 179(2), p. 209–223.

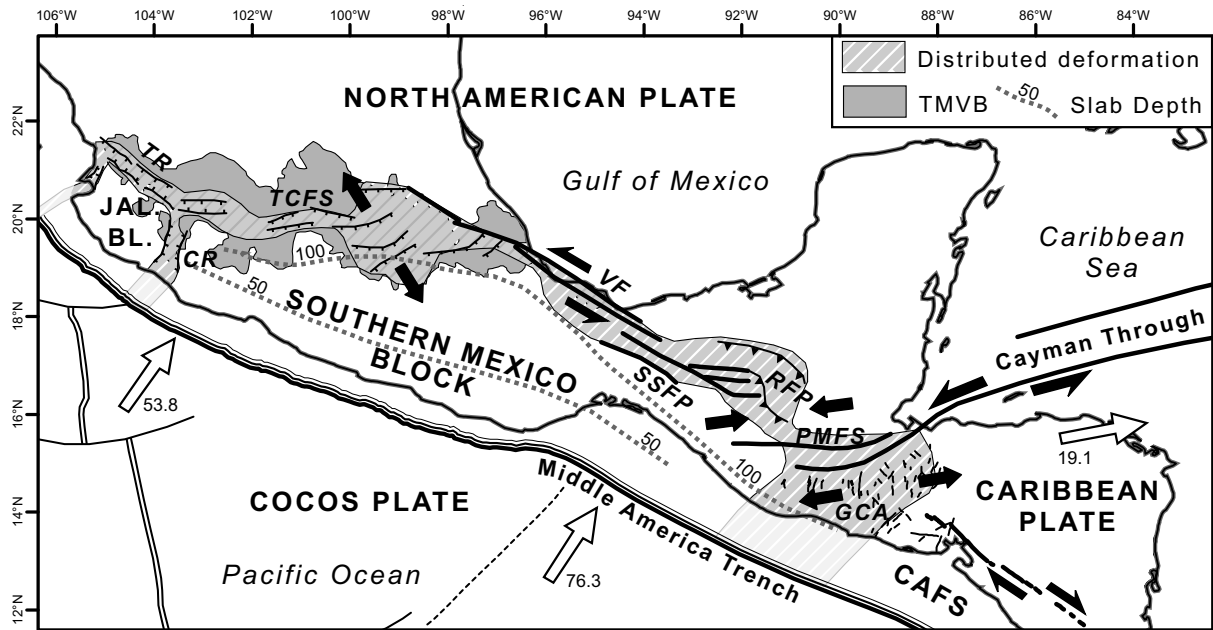


FIG. III.1 – Quaternary plate tectonics setting of the Southern Mexico area. Black lines outline main faults. Black arrows represent relative motions at plates boundaries. White arrows represent plates motions with respect to North American plate. CAFS – Central America Forearc Sliver, CR – Colima rift, GCA – Grabens of Central America, JAL. BL. – Jalisco Block, PMFS – Polochic-Motagua Fault System, RFP – Reverse Fault Province, SSFP – Strike-Slip Fault Province, TCFS – Tula-Chapala Fault System, TR – Tepic Rift, VF – Veracruz Fault.

America-Cocos-Caribbean triple junction. The pattern of this boundary, with transtension in the Trans-Mexican Volcanic Belt and transpression in the Chiapas area, is compatible with a counterclockwise rotation of the Southern Mexico Block. The motion between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Chiapas area is transferred along the Veracruz Fault. Our estimation of the present motion of the Southern Mexico block is based on available data from the literature. We discuss of the consequences of these kinematics for the North America-Cocos-Caribbean triple junction and of the significance of the Southern Mexico block.

2. LEFT-LATERAL TRANSTENSION ALONG THE TRANS-MEXICAN VOLCANIC BELT

The Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) results from the subduction of the Cocos and Riviera plates along the Middle America Trench. The TMVB is not parallel to the trench because its E-W trend is controlled by the peculiar geometry of the slab (fig. III-1). Actually the subducted slab dips with a fairly steep angle except between 102°E and 99°E where it is almost horizontal (Pardo & Suarez, 1995). It has been active since the late Miocene, with important mafic to intermediate volcanism during the Pliocene and Quaternary (e.g. Ferrari *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 2000). The TMVB is characterized by high heat flow (Prol, 1991; Blackwell & Steele, 1992), syn-volcanic to post-volcanic extensional faulting and shallow seismicity (fig. III-2).

2.1. MAIN STRUCTURAL FEATURES

We briefly describe here structures that affect the TMVB between 102°W and 98°W (i.e. east of the triple junction between the Tepic-Zacoalco rift, the Colima graben and the Chapala-Tula faults system). The central part of the TMVB is affected by three main networks of normal to transtensive faults, two of them being nearly orthogonal (e.g. Pasquarè *et al.*, 1987; Johnson & Harrison, 1990; Martínez-Reyes & Nieto-Samaniego, 1990).

The first system is composed of faults oriented parallel to the TMVB axis (with a E-W to ENE-WSW trend). More than one hundred faults were documented by Suter *et al.* (2001). Between 103°W and 99.5°W the faults are localized inside a 300 km long and 100–150 km wide zone defined as the Chapala-Tula Fault System (fig. III–2) by Johnson & Harrison (1990). In this area normal faults are often arranged in *en echelon* systems and delimitate prominent grabens (e.g., Cuitzeo and Acambay grabens). East of 99°W the faults are more scattered but still form noticeable structures as the Aljibes half-graben (Suter *et al.*, 1995b) and Mezquital graben to the North (~20.5°N) and the Tenango fault system (García-Palomo *et al.*, 2000) and Puebla half-graben to the south (~19°N). Of the ~100 faults documented by Suter *et al.* (2001), ~65 displace Quaternary rocks (younger than 1.6 Ma) and 22 affect rocks with an age younger than 750ka. Fault planes display oblique striae that indicate a left-lateral transtensive motion (Pasquarè *et al.*, 1988; Suter *et al.*, 1995a, 2001; García-Palomo *et al.*, 2000) except in the Aljibes half-graben which is characterized by a major dip-slip component (Suter *et al.*, 1995b).

The central part of the TMVB is affected by a second network of NNW-SSE trending faults defined as the Querétaro-Taxco fault zone (fig. III–2, Demant, 1978; Pasquarè *et al.*, 1987; Suter *et al.*, 1992). This system is more than 250 km long and up to 35 km wide. The main structures are the NNW Querétaro graben and the Perales fault (Martínez-Reyes & Nieto-Samaniego, 1990) that affect Late Miocene volcanic rocks. The Querétaro graben, which cuts WSW-ENE faults of the Chapala-Tula Fault system, is considered as potentially active (Aguirre-Díaz *et al.*, 2000). To the south the Nevado de Toluca volcano is affected by NNW horsts and grabens (García-Palomo *et al.*, 2000; Bellotti *et al.*, 2006). Other scattered NNW-SSE structures such as the Pathé fault (Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2000) were also documented. The northern structures such as the Querétaro graben display major dip-slip component. The southern structures that affect the Nevado de Toluca volcano display in Miocene rocks oblique to almost horizontal striae that indicate a right-lateral transtensive motion, but the Pliocene rocks only display down-dip striae (Pasquarè *et al.*, 1988; García-Palomo *et al.*, 2000). These faults are often proposed as part of the southernmost Basin and Range province in Mexico.

The third regional fault network is the Tenochtitlán Shear Zone (fig. III–2, Flores, 1978). This network is composed of NE-SW faults mainly documented in the surrounding areas of the city of Mexico (De Cserna *et al.*, 1988) and in the Apan-Texcoco region (García-Palomo *et al.*, 2002). These two areas are seismically active as shown by the NE alignments of the seismicity in the north of the city of Mexico and the seismic swarm reported by Quintanar *et al.* (2004) in the Apan region (fig. III–2). The third area where NE-SW faults are documented is in the surrounding areas of the Nevado de Toluca volcano. The NE-SW San Antonio fault system described by García-Palomo *et al.* (2000) affects the Nevado de Toluca volcano deposits and was active during late Pliocene and early Pleistocene (Bellotti *et al.*, 2006). The two main faults delimitate a graben and are characterized by extensional left-lateral oblique-slip kinematics. However, no seismicity was reported in this area.

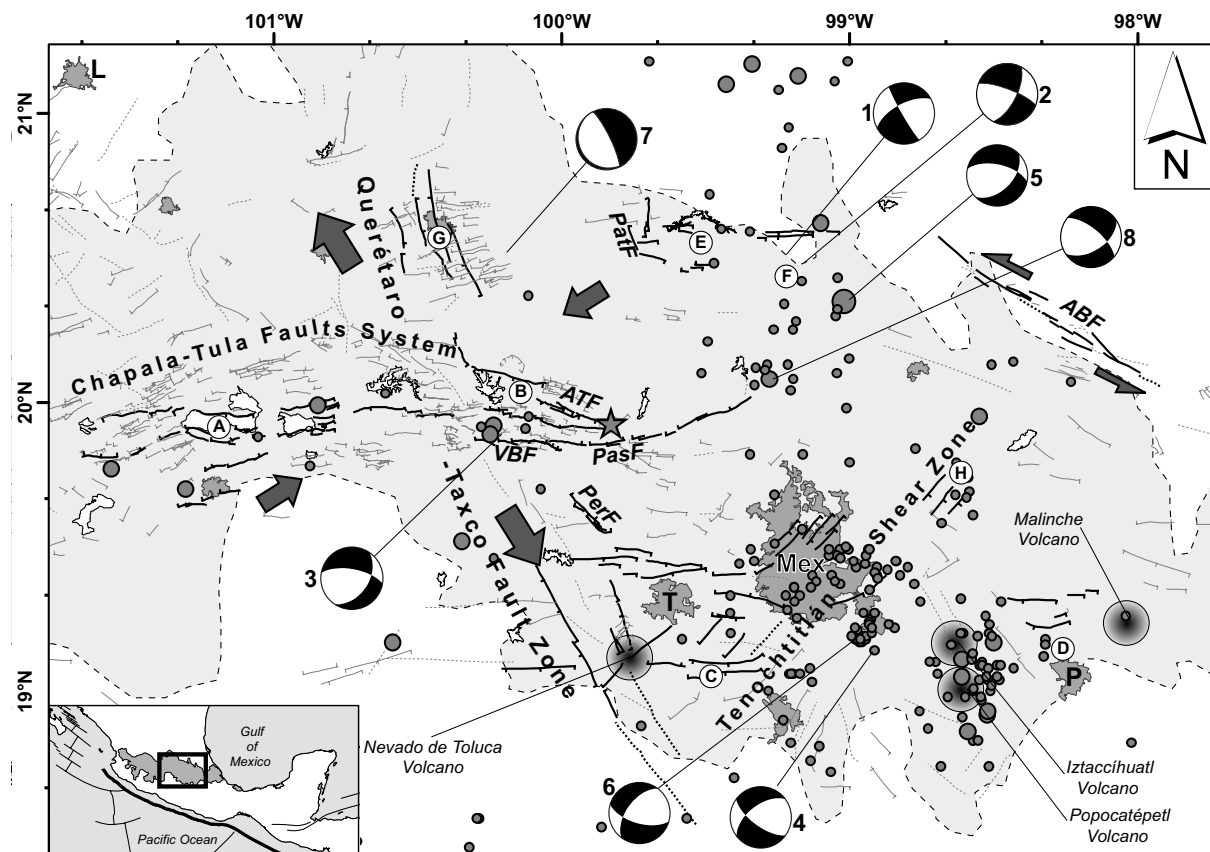


FIG. III.2 – Structural map of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. Main faults are in black bold line. Thick grey arrows indicate the direction of principal stresses (σ_1 vertical > σ_2 NE-SW > σ_3 NW-SE) after Ego & Ansan (2002). The star indicates the epicentre of the 1912 Acambay earthquake. Focal mechanisms are referred in Table III–1. Main structures, A – Cuitzeo Graben, B – Acambay Graben, C – Tenango Fault System, D – Puebla half-graben, E – Aljibes half-graben, F – Mezquital graben, G – Querétaro graben, H – Apan normal faults. Main faults, ABF – Agua Blanca fault, ATF – Acambay-Tixmadejé fault, PasF – Pastores fault, PatF – Pathé fault, PerF – Perales fault, VBF – Venta de Bravo fault. Main cities, Mex – Mexico, P – Puebla, T – Toluca, L – Leon.

N°	Date (d/m/y)	Lat. (°N)	Long. (°W)	Depth	Mag.	NP1			Source
						Strike	Dip	Slip	
Central Trans-Mexican Volcanic Belt area									
1	25/03/1976	20.48	99.33	4	5	150	85	-27	1
2	04/10/1976	20.492	99.145	4	5.1	291	76	-25	1
3	22/02/1979	19.89	100.2	8.2	5.3	280	66	-48	2
4	07/02/1984	19.12	98.92	~5	3.6	126	67	-37	3
5	02/06/1988	20.29	99.05	6	2.7	282	61	-50	3
6	21/01/1995	19.18	98.97	12.5	3.9	106	62	-38	3
7	05/02/1998	20.515	100.187	5.6	2.5	334	80	-87	4
8	18/03/1998	20.103	99.229	~4	3.9	309	67	-41	5
Chiapas and North American/Caribbean plates boundary area									
9	11/02/1985	17.07	94.74			210	66	-22	6
10	10/10/1975	17.18	93.9	33		290	72	-11	7
11	05/08/1968	17.17	92.47	19		12	60	-165	7
12	29/01/1966	16.36	91.35	21		158	84	-10	7
13	12/10/1971	15.74	91.24	25		108	80	18	8
14	26/08/1974	15.97	91.04	16		288	60	33	7
15	19/12/1995	15.27	90.06	15	5.3	267	73	-4	6
16	04/02/1976	15.27	89.25	16.3	7.5	156	85	180	9
17	09/02/1976	15.39	89.11	0		274	68	11	7
18	17/09/2004	16.76	91.54	12	5.1	152	58	106	10
19	11/07/1999	16.04	88.53	15	6.7	255	80	-11	10
20	06/07/1997	16	88	15	5.8	62	79	-14	10
21	02/09/1980	16.26	88.38	15	5.3	266	90	0	10
22	09/08/1980	16.15	88.27	11	6.5	255	74	-25	10
23	25/05/2001	15.79	90.59	31.5	5.2	268	64	-2	10

Table III.1 – List of focal mechanisms solutions from the Trans-Mexican Volcanic Belt (events 1 to 8) and at the vicinity of the North American-Caribbean plates boundary (events 9 to 23). Events are located on figures 2 and 6. Sources: (1) Quintanar et al., 2004 (2) Astiz, 1980 (3) UNAM & CENAPRED Seismology Group, 1995 (4) Zúñiga et al., 2003 (5) Lermo & Ishizawa, 2005 (6) Dziewonski & Woodhouse, 1983 (7) Gúzman-Speziale et al., 1989 (8) Yamamoto, 1978 (9) Kanamori & Stewart, 1978 (10) Harvard Global CMT Catalog.

2.2. SEISMOLOGIC DATA

The central TMVB has experienced a moderate level of historic seismicity (Singh *et al.*, 1984) whereas no subduction earthquakes have been documented in this region (Pardo & Suarez, 1995). The largest instrumentally measured event in the area is the 19 November 1912 Acambay earthquake (M_s 6.7, located by a star on fig. III–2). It caused ground rupture over a length of 36 km along the Acambay-Tixmadejé fault, with scarp heights of at least 50 cm, and additional slip on other faults in the Acambay graben (Urbina & Camacho, 1913; Singh & Suárez, 1987). Trenches made by Langridge *et al.* (2000) across the Acambay-Tixmadejé fault revealed at least four late Pleistocene and Holocene events with displacements similar to the 1912 earthquake and a recurrence interval of ~3600 yr. Major events of the twentieth century also include the 25 March and 4 October 1976 Cardonal earthquakes (Both events are M_w 5.0 and 5.1; Suter *et al.*, 1996, Quintanar *et al.*, 2004) and 22 February 1979

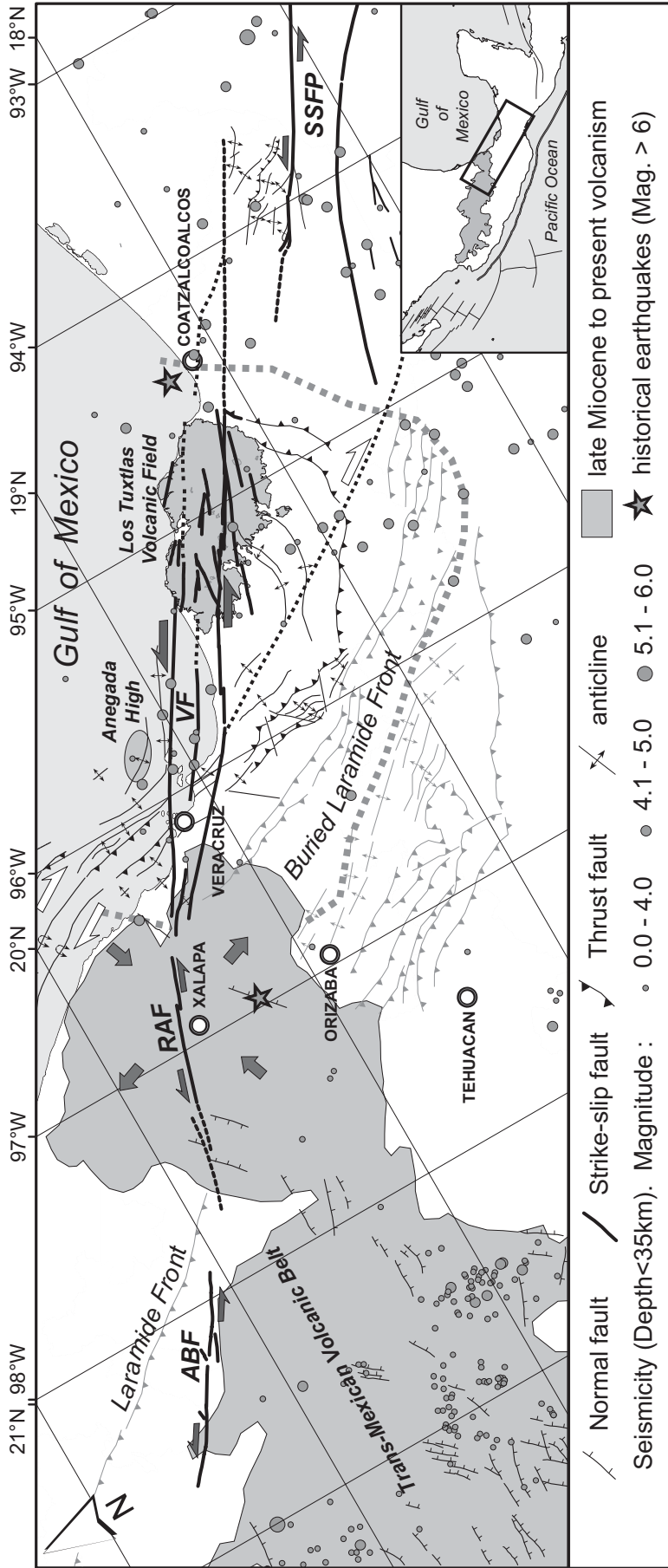


FIG. III.3 – Structural map of the Veracruz Basin and eastern Trans-Mexican Volcanic Belt area. Seismicity is also reported. Veracruz Basin limits are in thick dashed line. Neogene structures are in black. Laramide structures are in grey. Thick grey arrows indicate the direction of principal stresses (σ_1 vertical > σ_2 NE-SW > σ_3 NW-SE) after Zoback *et al.* (1990). The stars indicate the epicentres of the 1920 Xalapa and 1959 Coatzacoalcos earthquakes. ABF: Agua Blanca fault, RAF: Rio Actopan fault, VF: Veracruz fault (transpressive flower structure), SSFP: Strike-Slip Fault Province.

Maravatío earthquake (M_b 5.3; Astiz, 1980). The 1976 earthquakes occurred on a fault of the Mezquital graben and the 1979 earthquake occurred on the Venta de Bravo fault. However these events did not rupture to the surface. The available fault-plane solutions (fig. III-2 and table III-1) are normal mechanisms with left-lateral strike-slip component. In addition several seismic swarms were reported on both NNW-SSE structures, such as the 1998 Sanfandila earthquake sequence (event 7 on fig. III-2 and table III-1) along a fault parallel to the Querétaro graben (Zúñiga *et al.*, 2003), and E-W structures like the Tenango fault system (Yamamoto & Mota, 1988; García-Palomo *et al.*, 2000). Several preinstrumental earthquakes were also reported in the Cuitzeo graben area (Orozco y Berra, 1887; García-Acosta & Suárez-Reynoso, 1996).

2.3. QUATERNARY STATE OF STRESS AND SLIP RATE IN THE CENTRAL TMVB

Abundant well-constrained focal mechanisms and fault slip-vector inversions available in the literature define the Quaternary to present day state of stress in the central TMVB. The present-day state of stress deduced from the inversion of focal mechanisms by Ego & Ansan (2002) is characterized by a $N328^\circ \sigma_3$ (fig. III-2). The Quaternary/Holocene states of stress from inversions of fault striae are relatively homogeneous with a mean σ_3 axis oriented roughly NW-SE to N-S and are consistent with the inversions of focal mechanisms. For example fault slip-vector inversions along the Venta de Bravo and Pastores faults (Suter *et al.*, 1992; 1995a; location on fig. III-2) give a Quaternary N-S to NNW-SSE oriented σ_3 . In the Tenango graben (location on fig. III-2) the Pleistocene transtensive deformation is characterized by a $N143^\circ - N157^\circ$ oriented σ_3 (García-Palomo *et al.*, 2000). According to Pasquarè *et al.* (1988) the western part of the central TMVB ($100^\circ-102^\circ W$) is characterized during the Early Pleistocene by a $N135^\circ - N155^\circ$ extensive σ_3 axis. However the slip-vector inversions for Late Pleistocene sites show an N-S direction of σ_3 .

As mentioned previously, active deformation within the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt is accommodated along E-W and NE-SW normal to left-lateral transtensive faults. Previous works (Pasquarè *et al.*, 1988; Suter *et al.*, 1995b; García-Palomo *et al.*, 2000; Bellotti *et al.*, 2006) show that the faults of the Querétaro-Taxco fault zone cut late Miocene to early Pliocene rocks but do not affect younger rocks and would then be inactive. However this is certainly not true in the Querétaro graben area where seismicity is reported (Aguirre-Díaz *et al.*, 2000; Zúñiga *et al.*, 2003). According to Suter *et al.* (2001) there is no obvious migratory pattern of E-W Quaternary faults activity, which suggests that the entire region is tectonically active. Suter *et al.* (2001) estimated Quaternary slip rates for some faults in the central part of the TMVB. These data, completed by others on the Acambay-Tixmadejé fault (Langridge *et al.*, 2000), show that the vertical slip rates along E-W faults range from 0.02 to 0.18 mm/yr. The left-lateral slip rate on these faults is poorly documented but Suter *et al.* (1992) estimated it to be ≤ 1 mm/yr along the Venta de Bravo Fault. On the basis of an

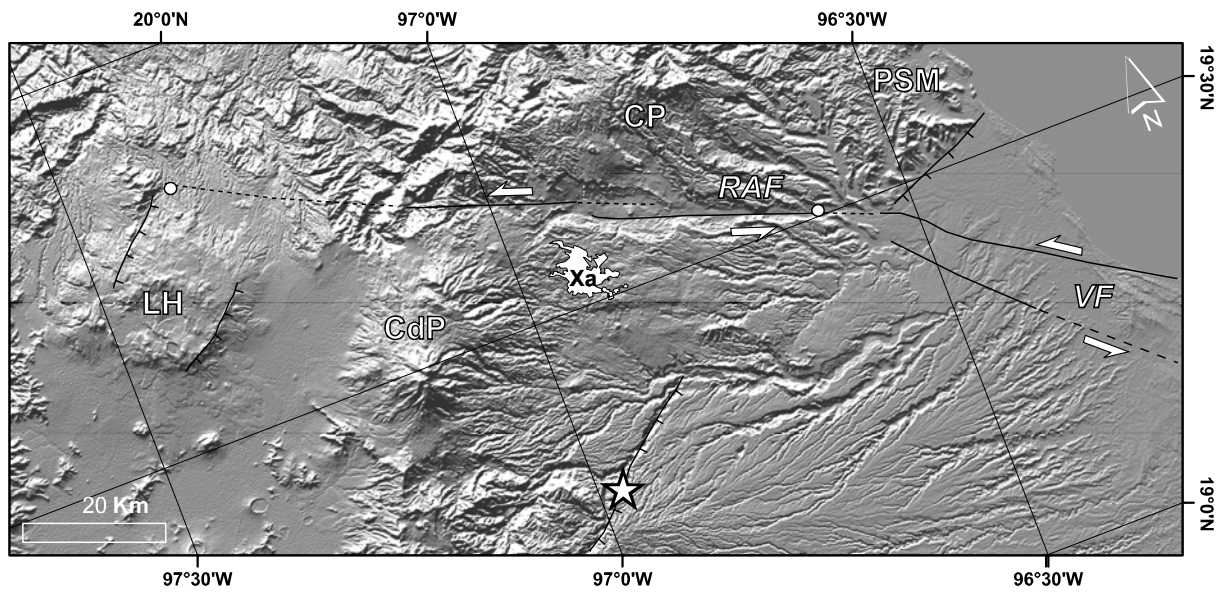


FIG. III.4 – Digital elevation model of the Chiconquiaco Plateau (CP) area. The rectilinear Rio Actopan Valley, north to the city of Xalapa (Xa), sharply cut the volcanic plateau. The white star denotes the epicentre of the 1920 Xalapa earthquake. CdP – Cofre de Perote stratovolcano, LH – Los Humeros caldera, PSM – Palma Sola Massif, RAF – Rio Actopan Fault, VF – Veracruz Fault.

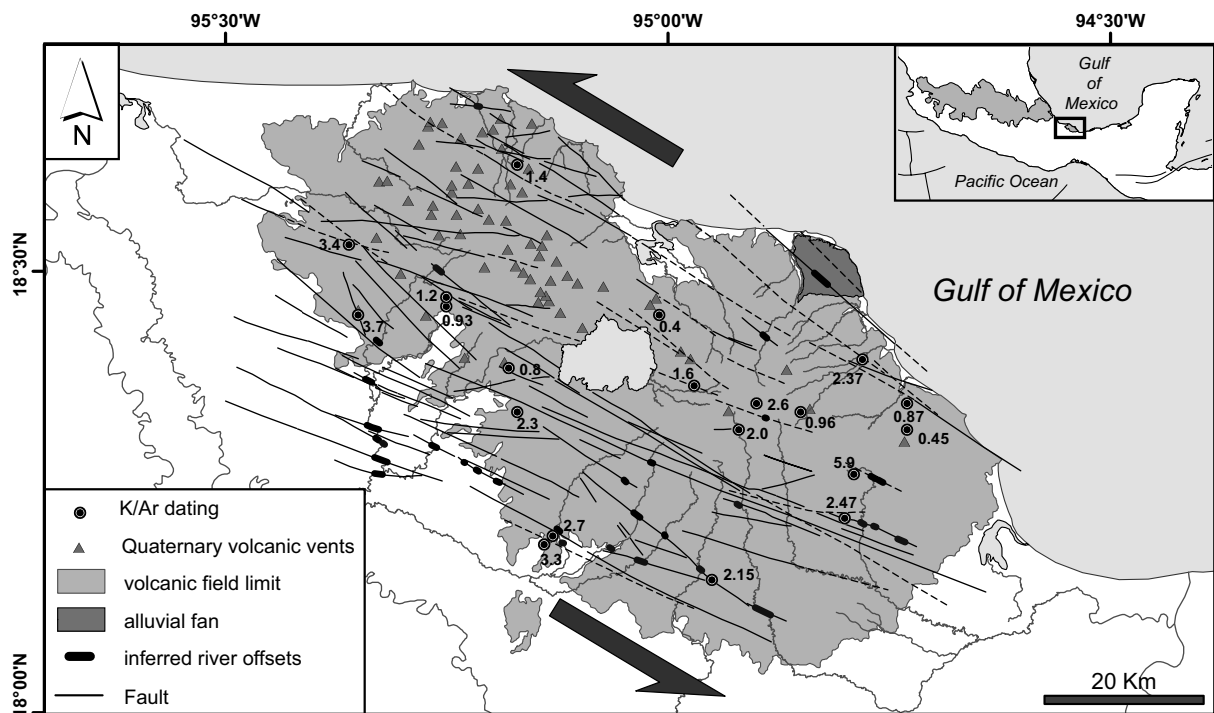


FIG. III.5 – Structural map of the Los Tuxtlas Volcanic Field. Main rivers are also reported. Bold lines represent inferred river and alluvial fan offsets along fault traces. K/Ar ages are from Jacobo-Albarrán (1997).

hypothesis involving slip partitioning along the Middle America Trench, and assuming that the trench-parallel slip rate (8 mm/yr) is fully accommodated along the central TMVB, Ego & Ansan (2002) estimated the maximum horizontal extensional and left-lateral slip rates to be respectively 2 mm/yr and less than 7 mm/yr. This motion could have been accommodated by at least 20 faults moving with an average vertical slip rate of 0.1 mm/yr and a left-lateral slip rate lesser than 1 mm/yr. This is consistent with the number of faults (22) that affect rocks with an age younger than 750ka mapped by Suter *et al.* (2001).

3. LEFT-LATERAL STRIKE-SLIP FAULTING ALONG THE VERACRUZ FAULT SYSTEM

Plio-Quaternary strike-slip faulting in the Veracruz basin and in the eastern TMVB (Andreani *et al.*, 2008) is important because it connects two important structural provinces: the left-lateral Strike-Slip Faults Province described by Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000) on the south and the left-lateral transtensive faulting that affects the central part of the TMVB.

3.1. MAIN STRUCTURAL FEATURES

We briefly describe here structures that affect the Veracruz Basin and the eastern TMVB (fig. III-3). The NNW trending Veracruz basin is Tertiary in age. It lies along the southwest margin of the Gulf of Mexico. The basin is bordered on the west by the partially buried Laramide tectonic front, in the south by the “Sierra de Chiapas” and on the east by the submarine Anegada High and the Los Tuxtlas volcanic range (Jennette *et al.*, 2003; Ferrari *et al.*, 2005). The Los Tuxtlas Volcanic Field (LTVF) is part of what is commonly called the “Eastern Alkaline Province”, a NNW trending belt of alkaline mafic volcanic fields that parallels the Gulf of Mexico coast (Robin, 1976 & 1982; Ferrari *et al.*, 2005). Dated volcanic rocks show that the volcanism began around 8–7 Ma (Nelson & González-Caver, 1992; Jacobo-Albarrán, 1997) and is still active. However seismic and borehole data indicate that this volcanism already influenced the sedimentation of the Veracruz basin during the Middle Miocene (Jennette *et al.*, 2003).

The Veracruz Basin and the LTVF are affected by at least three major NW-SE strike-slip faults. The faults were recognized on PEMEX seismic profiles (Espinoza-Nava & Toriz-Gama, 2005; Andreani *et al.*, 2008). These faults are supposed to root at depth to form a transpressive flower structure: the Veracruz Fault (fig. III-3). In the LTVF the fault crosses the entire volcanic field over a length of ~80 km, its trace corresponds to the main Quaternary volcanic alignment of the field. Sample from basalt flows affected by the fault yielded K/Ar ages between 0.8 ± 0.4 and 1.26 ± 0.25 Ma (Jacobo-Albarrán, 1997). The master fault is associated to E-W to NE-SW oriented secondary faults that can be interpreted as synthetic Riedel shears (Tchalenko, 1970). Strike-slip faulting in the

Veracruz Basin and LTVF has generally been assumed to be right-lateral, however left-lateral stream offsets and fault slip data clearly indicate a left-lateral motion for the faults.

The eastern TMVB is located within a structural high (the so-called “Teziutlán Massif”) where the Permian basement described by Iriando *et al.* (2003) is uplifted along an E-W structure that divides the Veracruz basin to the south from the Tampico-Misantla basin to the north (López-Infanzón, 1991). The basement metasedimentary rocks are disconformably covered by the marine Mesozoic series of the Sierra Madre Oriental, and by Cenozoic volcanic and intrusive rocks (Ferrari *et al.*, 2005).

The eastern part of the TMVB is affected by two main fault networks: NW-SE left-lateral strike-slip faults and NE-SW normal faults. The N110° trending Rio Actopan valley is a deep (300m) and quasi-linear incision that truncates the southern edge of the Chiconquiaco basaltic plateau (fig. III-4). Andreani *et al.* (2008) proposed that the river incision is controlled by a recent strike-slip fault: the Rio Actopan Fault (fig. III-3 and fig. III-4). Such incisions along fault traces, in response to the high erosion rates under inter-tropical climates, have often been observed in Central America (e.g., Polochic and Motagua Faults, Guayape Fault). This hypothesis is supported by the horizontal displacement of a conglomeratic level that is conformably covered by the late Miocene to early Pliocene volcanic succession of the Chiconquiaco plateau and by the observation of fault planes affecting late Miocene to Quaternary sedimentary and volcanic units. Moreover microtectonic data were also collected on a poorly consolidated alluvial terrace, located 2 m above the present course of the Rio Actopan. This latest observation suggests that faulting is still active in the area. To the northwest of the Rio Actopan Valley, between the towns of Huauchinango and Zacualtipan, surface observations show that the Plio-Quaternary volcanism is controlled and affected by the N110° to N130° left-lateral strike-slip Agua Blanca Fault (fig. III-3; Andreani *et al.*, 2008).

The eastern TMVB is also affected by normal faulting. According to Suter *et al.* (1996) the 1920 Xalapa earthquake (located by a star on fig. III-3) occurred along N72° striking normal fault. The Los Humeros caldera to the west of the Cofre de Perote Volcano is bounded by two NE oriented normal faults (fig. III-4). The first one produced the elevation of the Vigea Alta range and the second one observed close to the city of Teziutlán put in contact early Tertiary detritic sedimentary units with rhyolite. Dated rhyolite samples in the surrounding areas of the Los Humeros caldera yielded K/Ar ages of 1 ± 0.2 Ma (Yañez-García & García-Durán, 1982). Others observations north to the Cofre de Perote Volcano show that Quaternary cinder cones are affected by normal faulting with major right lateral strike-slip component.

3.2. SEISMOLOGIC DATA

The 3 January 1920 Xalapa earthquake (M_s 6.2) is seldom mentioned although it is the largest instrumentally measured event in the eastern TMVB. Estimations of casualties caused by the earthquake vary from approximately 650 deaths (Suárez, 1992) to more than 1500 deaths (Suter *et al.*, 1996). The Xalapa event was analysed in detail in a monograph (Comisiones del Instituto Geológico de México, 1922) that includes seismological and geologic data. According to the isoseismal map from the Comisiones del Instituto Geológico de México (1922), Figueroa (1963) and Suter *et al.* (1996) the earthquake probably occurred along a ENE-striking normal fault. The epicentre depth is approximately 15 km (G. Suárez, personal comm. in Chávez and Castro, 1988). Compiled twentieth century earthquakes data (U.S. Geological Survey, Global Harvard CMT, Engdahl and Servicio Sismológico Nacional de México catalogues) for the Veracruz Basin and surroundings areas (fig. III–3) show shallow (<35 km) seismicity. These data include a M_s 6.4 earthquake (located by a star on fig. III–3) that occurred in 1959 offshore Coatzacoalcos. However this event is poorly documented. These earthquakes are not subduction ones since the slab depth in the area is over 150 km. The events are aligned along a NW-SE orientation which is compatible with the strike of the main shear zone.

3.3. STATE OF STRESS AND SLIP RATE

The Veracruz Basin and the eastern TMVB are characterized by the same state of stress. Post-23Ma folding axes in western and southern parts of the Veracruz Basin suggest a σ_1 shortening direction of $N40^\circ$ to $N60^\circ$ (Prost & Aranda, 2001). According to Prost & Aranda (2001) this compression event appears to continue to the present. Other data from the eastern TMVB (alignments of Quaternary cinder cones and normal faulting orientation) suggest a regional $\sim N70^\circ$ striking σ_1 and $\sim N160^\circ$ striking σ_3 (fig. III–3, Zoback *et al.*, 1990; Suter, 1991). Fault slip-vector inversions on Plio-Quaternary rocks in the LTVF show a $N68^\circ$ to $N92^\circ$ oriented σ_1 and a $N160^\circ$ to $N180^\circ$ oriented σ_3 , while in the eastern TMVB the Plio-Quaternary states of stress from inversions of fault striae display a mean σ_1 axis oriented $N70^\circ$ to $N100^\circ$ and a mean σ_3 axis oriented $N160^\circ$ to $N190^\circ$ (Andreani *et al.*, 2008).

Active deformation within the eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt is associated with NE-SW normal faults and NW-SE left-lateral strike-slip faults. However no slip rate data are available for this area. Several left-lateral stream offsets, along NW-SE discontinuities, were observed all across the LTVF (fig. III–5; Andreani *et al.*, 2008). However these data must be used carefully. An alluvial fan (location on fig. III–5) located near the coast is affected by a strike-slip fault and display along the fault trace deflected streams as well as beheaded streams. The edge of the LTVF is also truncated along the fault trace. The sediments of the alluvial fan are provided by the erosion of a

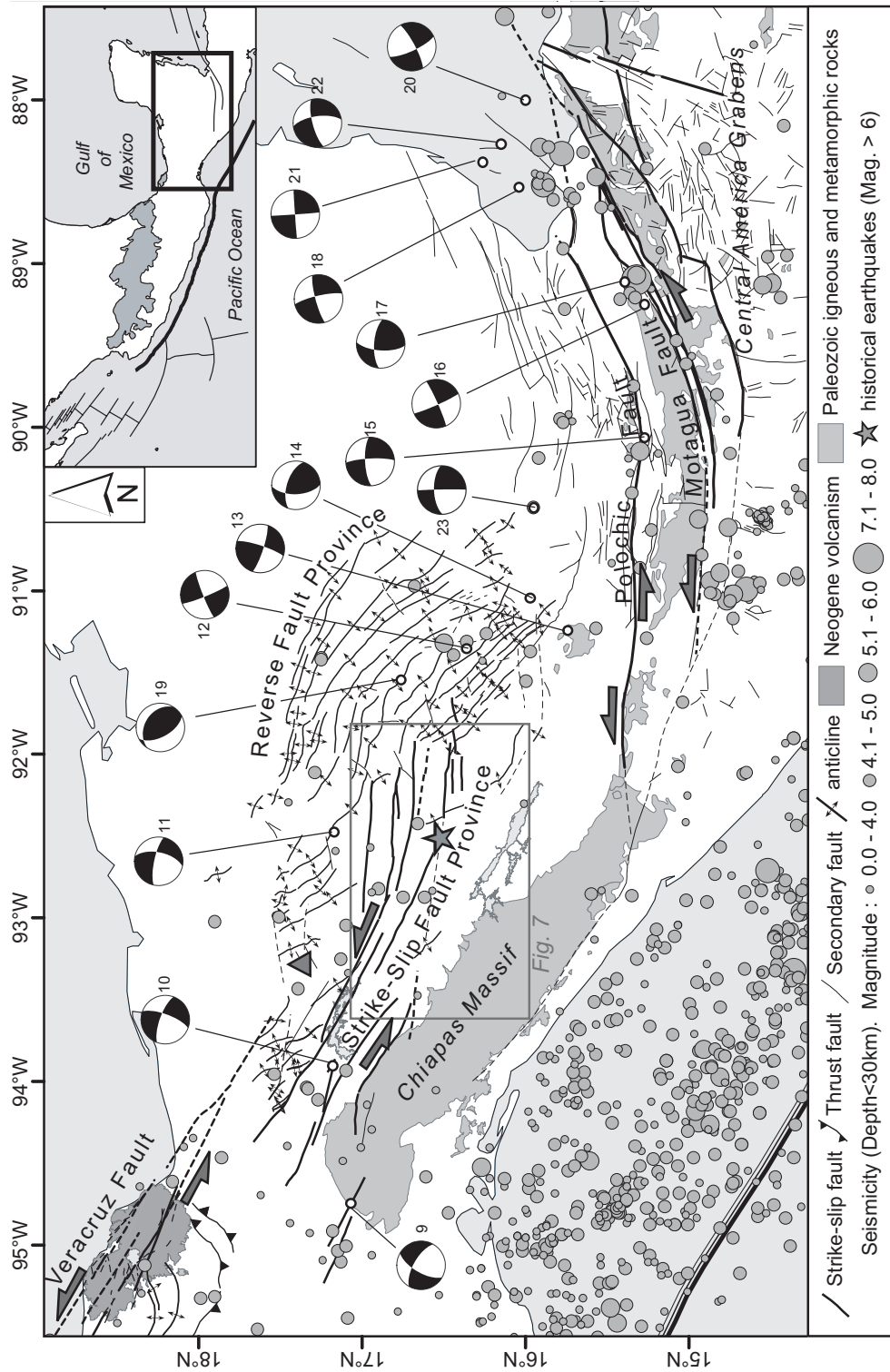


FIG. III.6 – Structural map of the Chiapas area. Seismicity is also reported. Main structures are in black. Concerning the Reverse Fault Province only the anticlines are represented. The grey star indicates the epicentres of the 1902 earthquake. The grey triangle indicates the location of the El Chichón volcano. Focal mechanisms are referred in Table III-1.

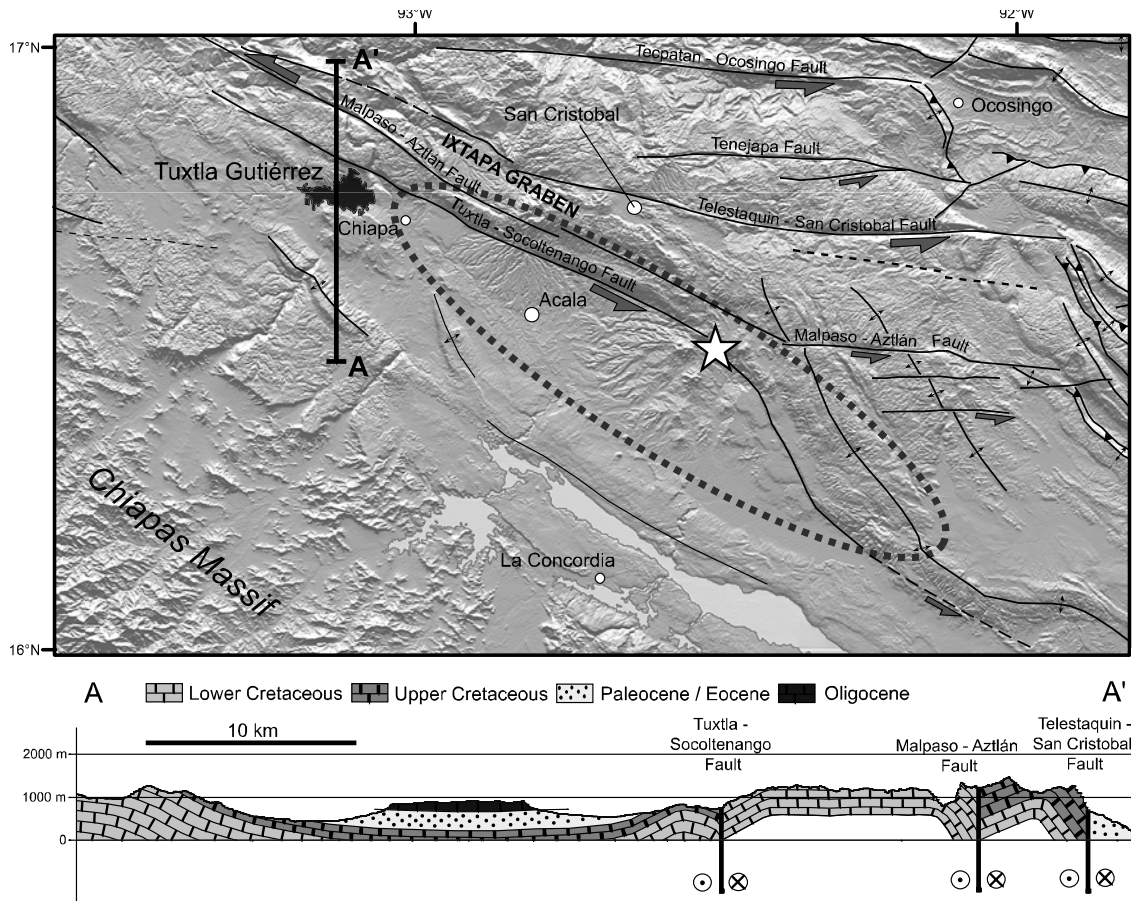


FIG. III.7 – Horsetail termination of the Strike-Slip Fault province. Up: map showing the area affected by the Ms 7.8 1902 earthquake. The epicentre is located by the white star directly on the Tuxtla-Socoltenango fault. Thick dashed line shows the area of major destructions. Down: geological cross-section across the strike-slip faults.

nearby Pliocene caldera and sample from this latest yielded a K/Ar age of 2.6 ± 0.13 Ma (Jacobo-Albarrán, 1997). A *minimal* slip rate of 0.3 mm/yr can be estimated from the largest lateral offset of the fault (810 m) and the assumed post-2.6 Ma age of the alluvial fan. Several rivers that affect basaltic flows in the southwestern part of the LTVF display left-lateral offsets (ranging between 120 m and 1000 m). At this time we can hardly estimate the amount of motion that is accommodated along the Veracruz Fault system because we have no information about the slip rate along all the faults that parallel the main Quaternary volcanic alignment of the LTVF. We do not know either if the whole shear zone is active or if the motion is now mainly accommodated along a master fault.

4. THE STRIKE-SLIP AND REVERSE FAULTS PROVINCES OF SIERRA DE CHIAPAS

The Sierra de Chiapas (fig. III-6) extends from the Isthmus of Tehuantepec to the Mexico-Guatemala border. It is formed mostly by Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks and is bounded to the south by the plutonic rocks (ranging in age from Precambrian to Pliocene) of the Chiapas

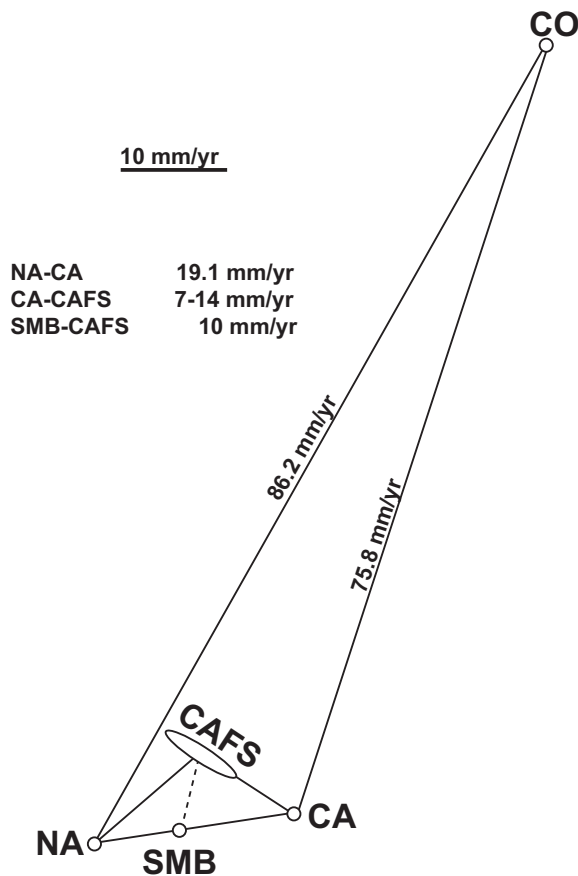


FIG. III.8 – Two-dimensional vector diagram showing relative motions between lithospheric plates and crustal blocks at the Cocos-Caribbean-North American triple junction. Parameters used are listed in Table III–2. CO – Cocos plate, NA – North American plate, CA – Caribbean plate, SMB – Southern Mexico Block and CAFS – Central America Forearc Sliver.

Massif. The Sierra de Chiapas area was subject to complex kinematics at the boundary between the North America and the Caribbean plates since Tertiary times. According to Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000) the tectonics of the area are divided in two provinces: the Strike-Slip Faults and the Reverse Faults tectonic provinces (fig. III–6).

4.1. MAIN STRUCTURAL FEATURES

The Strike-Slip Faults Province (fig. III–6) is characterized by zones of rising and sinking blocks and by stretching zones. Zones of rising and sinking blocks are bounded by left-lateral strike-slip faults (Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha, 2000; Meneses-Rocha, 2001). NW-trending *en echelon* anticlines constituted by Cretaceous and Paleogene rocks are present in uplifted blocks while basins, formed where strike-slip faults diverge or present double bends, are filled with Cenozoic deposits. Stretching zones are characterized by the emplacements of volcanic vents like the Navenchauc and Huitepec volcanoes located in the Ixtapa Graben (fig. III–7, Meneses-Rocha, 2001)

and the El Chichón Volcano (fig. III–6) emplaced in the Chapultenango half-graben (García-Palomo *et al.*, 2004). The faults of the Strike-Slip Faults Province have variable orientations. In the western part of the shear zone the faults trend W-E and NW-SE, whereas the central part (130 km wide and ~300 km long) is constituted of NW-trending faults and terminate to the east in a horse tail with E-W faults. The structures of the Reverse Faults Province are affected by the faults of the horsetail termination. Anticlines show a left-lateral displacement along E-W faults. Left lateral displacement along the faults is also evidenced by focal mechanisms solutions (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989), horizontal striae on fault planes (García-Palomo *et al.*, 2004), *en echelon* pattern of folds and geometry of compressive or extensive zones at the termination of the faults or along faults steps (Meneses-Rocha, 2001).

The Reverse Faults Province (fig. III–6) is a gently-curved structural trend (concave to the southwest) formed by long and narrow anticlines. Middle Miocene terrigenous clastics are involved in folding which suggests a post-middle Miocene age for the deformation. The Middle Jurassic and the Lower to mid-Cretaceous strata contain incompetent rocks (salt deposits) that produce two potential detachment horizons (Meneses-Rocha, 2001). In the north-eastern part of the fold belt the anticlines are cut along their flanks by reverse faults that generally eliminate the intervening synclines. The outermost folds present an *en echelon* pattern that suggests a left lateral transpressive deformation at the front of the fold belt.

4.2. SEISMOLOGIC DATA

According to the U.S.G.S. catalogue of modern seismicity the Strike-Slip Faults Province is characterized by frequent moderate-size shallow events. Most of the available fault-plane solutions (fig. III–6) are left-lateral strike-slip mechanisms (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989; Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha, 2000). However large historical earthquakes that have affected the area are also mentioned, although some may be related to the subduction of the Cocos plate. The 23 September 1902 earthquake is the largest event recorded in Chiapas. This event was Ms 7.8 (Figueroa, 1963) and was followed by at least twenty moderate aftershocks. Böse (1903) gives a description of the destructions due to the event. Major destructions occurred in the Río de Chiapas valley inside a ~100 km long and ~25 km wide zone oriented NW-SE (fig. III–7). According to the Servicio Sismológico Nacional (National Seismological Survey of Mexico) the epicenter was directly located along the Tuxtla-Socoltenango Fault at 25 km depth (fig. III–7).

The Reverse Faults Province is also characterized by shallow seismicity. However data compiled by Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000) show that seismicity in this area is lower than within the Strike-Slip Faults Province. Only one fault-plane solution (event 19 on fig. III–6 and table III–1) with reverse mechanism is available from the Harvard Global CMT catalog.

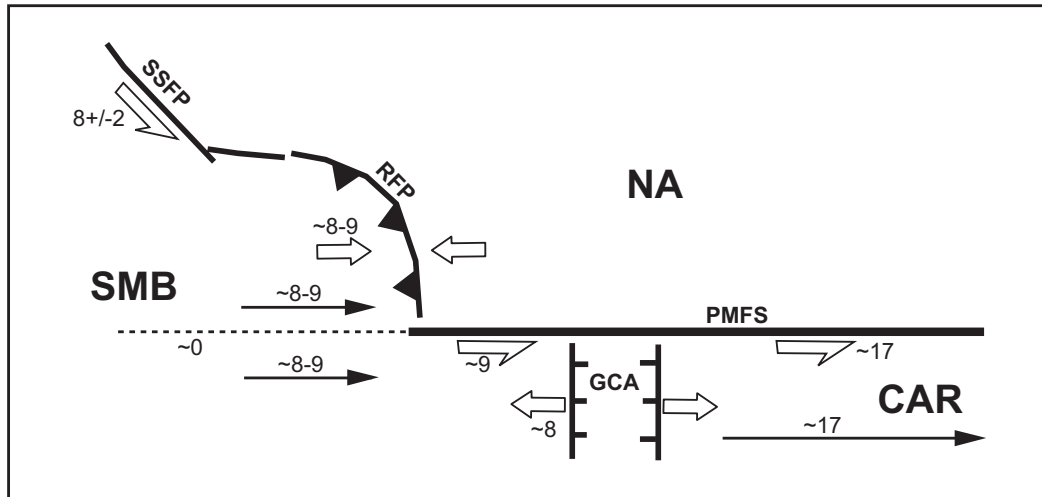


FIG. III.9 – Cartoon explaining the motion decrease at the western termination of the Polochic-Motagua fault system. This motion decrease seems to be partly accommodated by normal faulting (average extension rate of 8 mm/yr) in Guatemala. The other part (estimated to be 8 to 9 mm/yr) is accommodated by the Reverse Fault Tectonic Province in Chiapas. White arrows represent relative motions. Black arrows represent velocities with respect to North America. Velocities are in mm/yr. GCA: Grabens of Central America, PMFS: Polochic-Motagua Fault System, RFP: Reverse Fault Province, SSFP: strike-Slip Fault Province, NA: North American plate, CAR: Caribbean plate, SMB: Southern Mexico Block.

4.3. STATE OF STRESS AND SLIP RATE

The tectonic stress field of the Sierra de Chiapas and surrounding areas can be depicted from inversions of fault striae, drillhole elongations data and earthquake focal mechanisms solutions. The late Miocene stress field deduced by García-Palomo *et al.* (2004) from microfaults slip analysis, tension fractures and folding in the El Chichón Volcano area is characterized by a mean $N70^\circ$ -trending σ_1 axis. Drillhole elongations data from the northern Sierra de Chiapas and other locations just east of the Reverse Faults Province show a NE-SW trend for the maximum horizontal stress (Suter, 1991; World Stress Map Project data). P-axes from available focal mechanisms for the area are horizontal and oriented NE-SW to E-W (Kanamori & Stewart, 1978; Yamamoto, 1978; Dziewonski and Woodhouse, 1983; Guzmán-Speziale *et al.*, 1989).

Current slip rate across the Strike-Slip Faults and the Reverse Faults tectonic provinces are poorly documented. However Meneses-Rocha (1985, 1991, 2001) has calculated a total displacement of between 40 and 70 km since the late Miocene for the Strike-Slip Faults Province. This motion is accommodated by at least nine strike-slip faults. It would thus represent an average slip rate of 6–10 mm/yr for all the system.

5. PROPOSED MODEL

5.1. COUNTERCLOCKWISE ROTATION OF THE SOUTHERN MEXICO BLOCK

Previous works, mainly based on paleomagnetic data (e.g., Rosas-Elguera *et al.*, 2003), already mentioned a southeastward motion of southern Mexico with respect to the North American plate. However these works only take into account the extension that characterizes the boundary between the Southern Mexico Block and the neighbouring North American plate and Jalisco block. As described here above, the boundary between the Southern Mexico Block and the North American plate is complex and composed of three main systems that are seismically active (fig. III-1). The extensional deformation observed in the central part of the TMVB is connected to the NW-trending transpressional faulting that extends from the eastern TMVB to the Chiapas area. This latest area is also characterized by a fold belt associated with reverse faulting. We assume here that the pattern of this boundary, with transtension on one side and transpression on the other side, is the result of a counterclockwise rotation of this crustal block. As we will see below this counterclockwise motion is important to understand the so called Cocos–Caribbean–North American triple junction. Understanding what happens in the triple junction will also give us keys to constrain the motion of the Southern Mexico Block.

5.2. THE SOUTHERN MEXICO BLOCK – CENTRAL AMERICAN FOREARC SLIVER – CARIBBEAN – NORTH AMERICAN QUADRUPLE JUNCTION

The so-called Cocos–Caribbean–North American triple junction is in fact complicated by two large crustal blocks: the Southern Mexico Block and the Central American forearc sliver (DeMets, 2001; Guzmán-Speziale & Gómez, 2002) are respectively uncoupled from the North American and Caribbean plates.

We present here a vector diagram (fig. III-8) in the velocity plane near the Southern Mexico Block–Central American forearc sliver–Caribbean–North American quadruple junction. We have used two assumptions to simplify the calculations necessary to construct the diagram: as the considered area covers only a small portion of the Earth's sphere we have assumed a planar surface and poles of rotation are assumed to be far away compared to the linear dimensions of the plate boundaries. Because the NUVEL 1A model has been shown to be too slow for the Caribbean plate (11 mm/yr instead of 19 mm/yr; Dixon *et al.*, 1998; DeMets *et al.*, 2000) we used the latest geodetically determined poles of rotation (table III-2).

The North America, Caribbean and Cocos positions in the velocity plane are well defined. What about the Central American forearc sliver and the Southern Mexico Block? The first one is

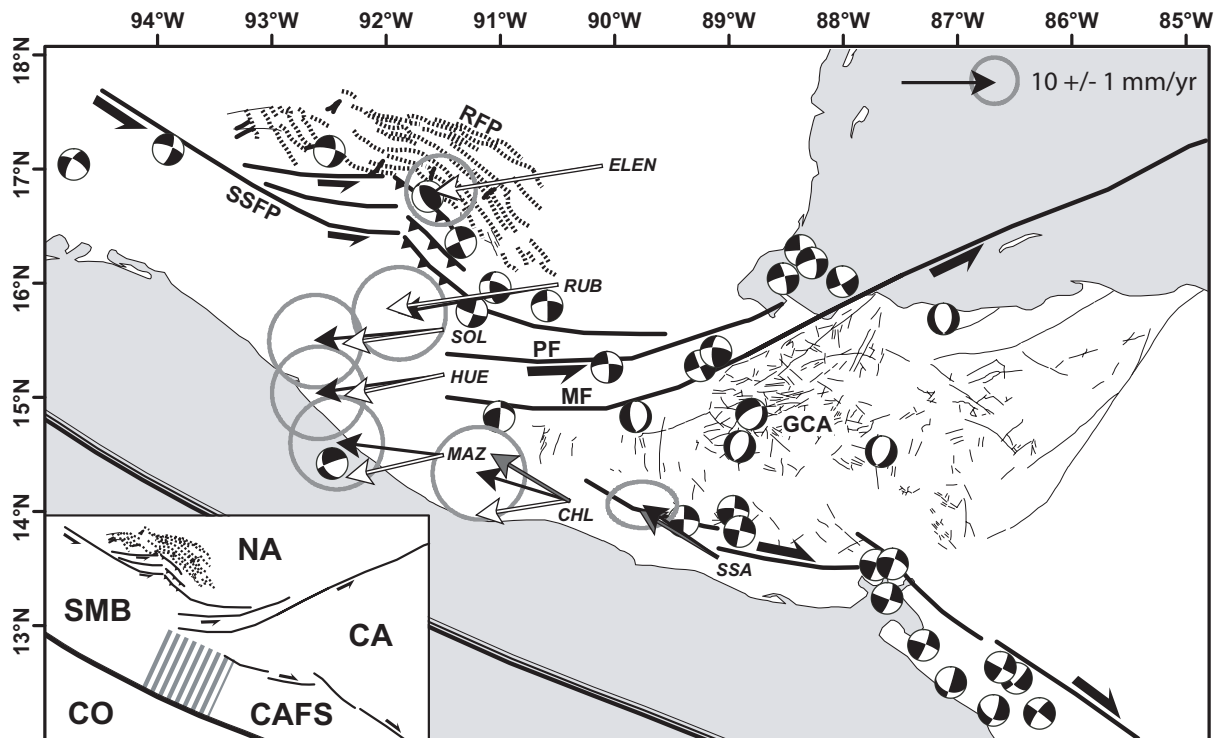


FIG. III.10 – Plate tectonics setting of the Southern Mexico Block–North America–Caribbean–Central America Forearc Sliver quadruple junction. Black lines outline main faults. Dashed lines represent folds. Black arrows represent velocities with their error ellipses at GPS sites in Caribbean plate reference frame from Lyon-Caen *et al.* (2006) and Marquez-Azua & DeMets (2003). White arrows represent calculated velocities assuming a North American plate location for sites ELEN and RUB and a Southern Mexico Block location for sites SOL, HUE, MAZ and CHL. Grey arrows represent calculated velocities assuming a Central America Forearc Sliver location for the sites SSA and CHL. Parameters used to calculate the velocities are listed in Table III–2. Focal mechanisms solutions are from Global CMT Catalog, Yamamoto (1978), Kanamori & Stewart (1978), Dziewonski & Woodhouse (1983) and Gúzman-Speziale *et al.* (1989). GCA: Grabens of Central America, PF: Polochic Fault, MF: Motagua Fault, RFP: Reverse Fault Province, SSFP: strike-Slip Fault Province, NA: North American plate, CAFS: Central America Forearc Sliver, CAR: Caribbean plate, SMB: Southern Mexico Block.

based on several GPS observations but there are large uncertainties. GPS sites in the Costa Rican forearc have trench-parallel, NW-directed velocity components of 8 ± 3 mm/yr (Norabuena *et al.*, 2004). According to DeMets (2001) another continuous GPS site located in Managua (Nicaragua) moves 10 ± 4 mm/yr to the northwest ($N57^\circ W \pm 20^\circ$ in a fixed Caribbean reference frame). Recently DeMets (2001) has estimated the motion of the Central American forearc sliver to be 14 ± 4 mm/yr. The position of the Southern Mexico Block on the planar velocity diagram is less well constrained. To determine its position we take into account two facts. The first one is that a recent GPS work made in the area shows that the motion of the Polochic and Motagua faults (part of the North American–Caribbean plate boundary) decreases rapidly westward and ends in southern Chiapas (Lyon-Caen *et al.*, 2006). The second one is that this motion decrease seems to be partly accommodated by normal faulting (average extension rate of 8 mm/yr) in Guatemala (Guzmán-Speziale, 2001). The other part is

accommodated by the Reverse Fault Tectonic Province in Chiapas (fig. III–9). The only way to explain these two observations is to assume that the motion of the Southern Mexico Block in a fixed North American reference frame is in a direction similar to that of the Caribbean plate but with a smaller velocity. We choose 8 mm/yr for the diagram construction as this velocity is both near to the slip rate deduced by Meneses-Rocha (1985, 1991, 2001) in the Chiapas area and to the velocity we should expect if we “remove” the part of the motion, along the Polochic-Motagua system, that is accommodated by normal faulting in Guatemala.

We should expect from the velocity diagram a relative motion of at least 7 mm/yr along a left-lateral NNE-trending boundary between the Southern Mexico Block and the Central American forearc sliver. Nevertheless, there is no identified zone of deformation between the two crustal blocks. The boundary between Southern Mexico and Central American forearc sliver may be characterized by diffuse and blind faulting. It is interesting to note that at the vicinity of the supposed boundary between the Southern Mexico Block and the Central American forearc sliver the azimuth of the GPS velocities (fig. III–10) progressively rotate from N305° at 89°W (site SSA) to N277° at 91.5°W (site MAZ). This observation may argue for diffuse or elastic deformation between the two sliver plates.

5.3. ESTIMATE FOR PRESENT-DAY SOUTHERN MEXICO BLOCK MOTION

From the extension rate in the TMVB (N328±10° at ~8 mm/yr) and the velocity of the Southern Mexico Block deduced from the velocity diagram at the quadruple junction (~N80° at ~8-11 mm/yr), we approximately calculate an eulerian pole of rotation for the motion of the Southern Mexico Block with respect to the North American plate. The model we propose (fig. III–11) predicts a counterclockwise rotation of 0.452°/Ma with a pole located at 24.16°N and -91.8°W. Figure III–10 gives a comparison between GPS and calculated velocities in the Central America area. At the sites ELEN, RUB, SOL and HUE predicted velocities fits quite well the ones obtained from GPS by Lyon-Caen *et al.* (2006). However velocities at the sites MAZ and CHL are intermediate between the Southern Mexico Block and Central American forearc sliver predicted motions. As we have seen above this may result from diffuse or elastic deformation between the two sliver plates. We also calculated motion of the Cocos plate with respect to the Southern Mexico Block. Velocities vectors calculated from our model adjust the slip directions along the Middle America Trench (fig. III–12).

6. GEODYNAMIC IMPLICATIONS: SLIP PARTITIONING OR SOMETHING ELSE?

We have established a probable kinematic pattern; we now wish to discuss its possible geodynamic implications. Crustal block motions along the Middle America Trench are often interpreted as resulting from slip partitioning. An association between oblique convergence and strike-

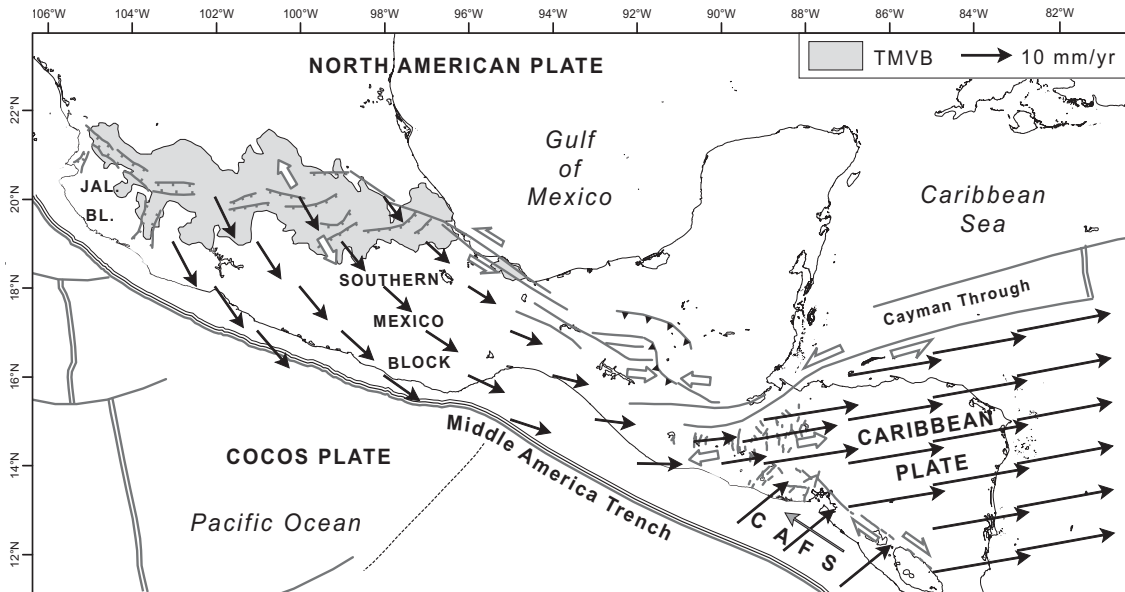


FIG. III.11 – Calculated velocities field of Southern Mexico Block, Caribbean plate and Central America Forearc Sliver with respect to North American plate (black arrows). Grey arrow represents the motion of the Central America Forearc Sliver with respect to Caribbean plate from DeMets (2001). Parameters used to calculate the velocities are listed in Table III-2.

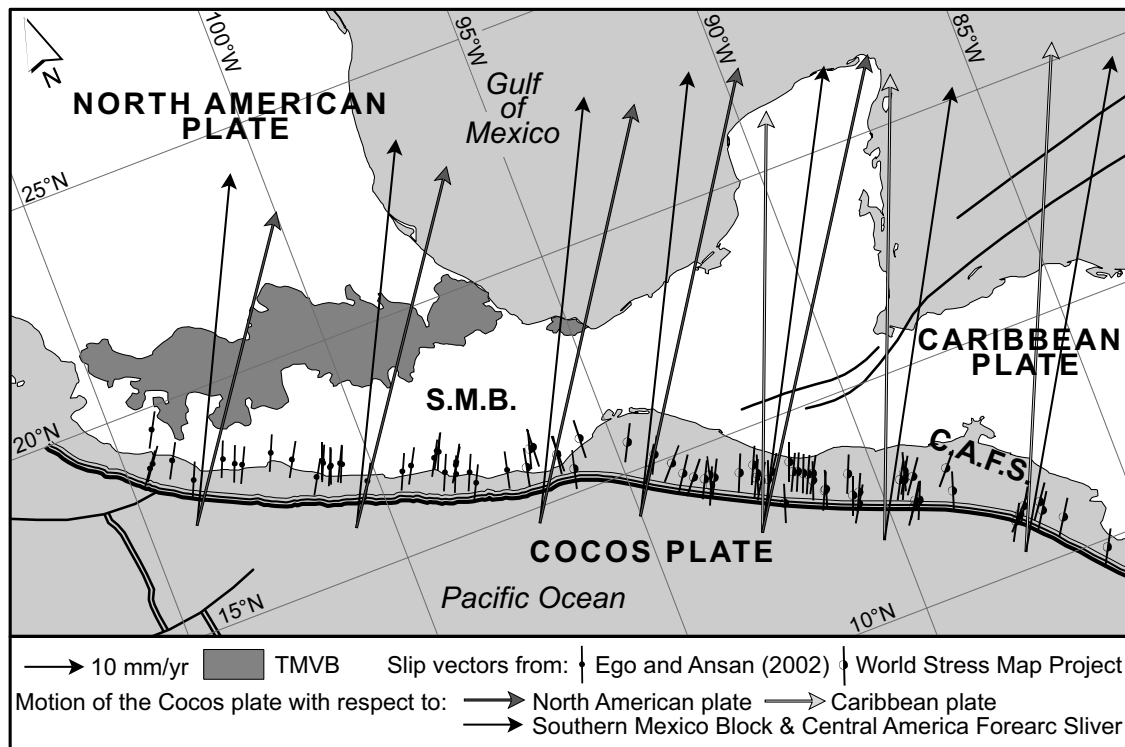


FIG. III.12 – Calculated motion of the Cocos plate with respect to the North American plate (grey arrows), the Caribbean plate (white arrows) and forearc slivers (black arrows). Parameters used to calculate the velocities are listed in Table III-2. Subduction slip vectors from Ego & Ansan (2002) and World Stress Map Project are also reported. SMB – Southern Mexico Block, CAFS – Central America Forearc Sliver.

Plate Pair	Lat. °N	Lon. °W	ω (° Myr-1)	Source
CA-CO	21.9	-123.1	1.264	DeMets (2001)
CA-NA	72.7	-115.29	0.198	Kreemer (pers. com., 2006)
CO-NA	28.21	-122.73	1.4	Combination of the 2 above
SMB-NA	24.16	-91.8	0.452	Estimated (this study)

Table III–2. Relative motion parameters for plates and crustal blocks in the southern Mexico region. CO – Cocos plate, NA – North American plate, CA – Caribbean plate, SMB – Southern Mexico Block

slip decoupling of the forearc from the remainder of the overriding plate was first noticed by Fitch (1972). The deformation induced by the oblique convergence is usually partitioned into a thrust component (the slip vector, commonly normal to the trench) and an arc parallel component of the forearc sliver relative to the upper plate (Beck, 1991; McCaffrey, 1992).

The Central American forearc sliver is a topic of ongoing debate (DeMets, 2001; Guzmán-Speziale & Gómez, 2002). There is some doubt that the dextral motion of the block is due to slip partitioning as the angle between the subduction azimuth and the normal to the trench is too low (2–4°).

For the SMB, slip partitioning has also been invoked (e.g., Ego & Ansan, 2002) to explain the left-lateral transtension in the TMVB. The Cocos–North American convergence azimuth, along the N110° trending Middle America Trench, is oriented N033° (DeMets & Wilson, 1997) and is slightly oblique to the trench. Slip vectors at the trench are not parallel to the vector of Cocos–North American plates convergence but are deviated toward the normal to the trench. Prior to this study no active strike-slip fault parallel to the Middle America Trench had been clearly identified in Southern Mexico and transtension in the TMVB was considered by some authors (e.g., Ego & Ansan, 2002) as the best candidate to accommodate slip partitioning. Plio-Quaternary strike-slip faulting in the Veracruz basin and in the eastern TMVB, parallel to the trench, would be an additional argument supporting the existence of such slip partitioning. Nevertheless the convergence angle is low and significantly smaller than in other subduction zones where partitioning is clearly expressed. The angle ψ between the slip vector and the component normal to the trench is only 10° on the Middle America Trench while it is 20° on the Java Trench and 45° on the Aleutian Trench (McCaffrey, 1992).

Alternatively one could possibly consider that slip partitioning could be facilitated by high thermal gradient along the volcanic arc and central Mexico (Fix, 1975) or that this block is progressively captured by the brisk westward motion of the Caribbean plate. It is well recognized that active arc volcanism in nearly all subduction zones requires temperatures greater than 1200°C in the subarc mantle, despite the underthrusting cool subducting plate. Currie & Hyndman (2006) document

evidence that high upper mantle temperatures are not restricted to the arc but usually extend for several hundred kilometers across the back arc, even in areas that have not undergone extension. Fix (1975) documented high thermal gradient in central Mexico. High mantle temperatures are also indicated by high surface elevations (1500–3000 m), although the crust has a thickness of 35–40 km (Gomberg *et al.*, 1988). In this context Southern Mexico acting as rigid sliver plate would be uncoupled from the hot back arc along the Trans-Mexican Volcanic Belt. According to Suter *et al.* (2001) the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt is collapsing. Suter *et al.* noticed that the zone of active deformation was located to the north of the topographic culmination of the arc. Most of the faults are parallel the volcanic arc axis and dip away from the topographic culmination. Enhanced by a topographic gradient, the deformation due to gravitational collapse in Trans-Mexican Volcanic Belt could be transmitted along the whole Southern Mexico block. The eastward motion of the Caribbean plate, induced by traction exerted by eastward mantle flow beneath the Caribbean (Negredo *et al.*, 2004), could also produce a dragging effect on Southern Mexico block. This dragging effect, in addition with the convergence between Cocos and North America plates could induce the rotation of this small crustal block.

7. CONCLUSION

The aim of this study was to better constrain the Quaternary motion of the Southern Mexico block. The North America/Southern Mexico block boundary is constituted by three main active zones of deformation: (1) left-lateral transtension that affects the Trans-Mexican Volcanic Belt, (2) left-lateral strike-slip faulting along the Gulf of Mexico coast and (3) reverse and left-lateral strike-slip faulting in the Chiapas area. These three zones are connected and accommodate a counterclockwise rotation of the Southern Mexico Block. We calculated an approximate pole of rotation for the motion of the Southern Mexico Block with respect to the North American plate. The model we propose predicts a counterclockwise rotation of $0.452^\circ/\text{Ma}$ with a pole located at 24.16°N and -91.8°W . The motion of this crustal block is generally assumed to be related to oblique convergence along the Middle America trench. However slip partitioning is difficult to explain only by the obliquity of the subduction which is too small. This mechanism could be facilitated by the high thermal gradient and gravitational collapse that affects central Mexico and/or by partial coupling with the eastward motion of the Caribbean plate.

8. ACKNOWLEDGEMENTS

This research is part of the GOMEX project and benefited from TOTAL funding. PEMEX kindly provided seismic profiles on the Veracruz Basin. We thank Luca Ferrari for providing us useful

informations on volcanism ages and Miguel Espinoza-Nava for sharing his knowledge on the geology of the Veracruz Basin.

9. REFERENCES

- Aguirre-Díaz G., Zúñiga F.R., Pacheco-Alvarado F.J., Guzmán-Speziale M., Nieto-Obregón J., 2000, El graben de Querétaro, Mexico, observaciones de fallamiento activo. *Unión Geofísica Mexicana*, Geos 20(1), p. 2–7.
- Andreani L., Rangin C., Martínez-Reyes J., Le Roy C., Aranda-García M., Le Pichon X., Peterson-Rodríguez R., 2008, The Neogene Veracruz fault: evidences for left-lateral slip along the southern Mexico block. *Bull. Soc. géol. Fr* 179(2), p. 195–208.
- Astiz L.M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México, El temblor del 22 de febrero de 1979. Professional thesis, Mexico City, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 130 p.
- Atwater T., 1970, Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin* 81, p. 3513–3536.
- Beck M., 1991, Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction zones and tectonic consequences. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 68, p. 1–8.
- Bellotti F., Capra L., Groppelli G., Norini G., 2006, Tectonic evolution of the central-eastern sector of Trans Mexican Volcanic Belt and its influence on the eruptive history of the Nevado de Toluca volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, p. 21–36.
- Blackwell D.D., Steele J.L., 1992, Geothermal map of North America. *Geological Society of America Continent-Scale Map-006*, scale 1:5.000.000.
- Böse E., 1903, Informe sobre los temblores de Zanatepec a fines de Septiembre de 1902 y sobre el estado actual del volcán de Tacana. *Parergones del Instituto Geológico de México* 1(1), 20 p.
- Chávez M., Castro R., 1988, Attenuation of modified Mercalli intensity with distance in Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, p. 1875–1884.
- Comisiones del Instituto Geológico de México, 1922, Memoria relativa al terremoto mexicano del 3 de enero de 1920. *Instituto Geológico de México Boletín* 38, 106 p.
- Currie C.A., Hyndman R.D., 2006, The thermal structure of subduction zone back arcs. *J. Geophys. Res.*, 111, B08404, doi:10.1029/2005JB004024.
- De Cserna Z., De la Fuente Duch M., Palacios-Nieto M., Triay L., Mitre-Salazar L.M., Mota-Palomino R., 1988, Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. UNAM, México, *Boletín del Instituto de Geología* 104, p. 1–71.
- Demant A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, *Inst. Geología, Revista*, vol. 2 (2), p. 172–186.
- DeMets C., Jansma P., Mattioli G., Dixon T., Farina F., Bilman R., Calais E., Mann P., 2000, GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophys. Res. Lett.* 27, p. 437–440.
- DeMets C., 2001, A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophys. Res. Lett.* 28, p. 4043–4046.
- DeMets C., Wilson D.S., 1997, Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 My. *J. Geophys. Res.* 102, p. 2789–2806.

- Dixon T.H., Farina F., DeMets C., Jansma P., Mann P., Calais E., 1998, Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations. *J. Geophys. Res.* 103, p. 15157–15182.
- Dziewonski A.M., Woodhouse J.H., 1983, An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.* 88, p. 3247–3271.
- Ego F., Ansan V., 2002, Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation?. *Tectonophysics* 359, p. 189–208.
- Engdahl E.R., van der Hilst R., Buland R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, p. 722–743.
- Espinoza-Nava M., Toríz-Gama J., 2005, Estilos estructurales en la región de Veracruz. *Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Delegación Veracruz, Geogaceta* 4, p. 3–20.
- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Carrasco-Núñez G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27, p.303–306.
- Ferrari L., Conticelli S., Vaggelli G., Petrone C.M., Manetti P., 2000, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, p. 161–185.
- Ferrari L., Tagami T., Eguchi M., Orozco-Esquivel M.T., Petrone C., Jacobo-Albarrán J., López-Martínez M., 2005, Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 146, p. 284–306.
- Figueroa J., 1963, Isostasias de macrosismos mexicanos. Instituto de Ingeniería, UNAM, p. 45–67.
- Fitch T.J., 1972, Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. *J. Geophys. Res.* 77, p. 4432–4460.
- Fix J.E., 1975, The crust and upper mantle of central Mexico. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 43(2), p. 453–499.
- Flores L.R., 1978, Las posibles relaciones tectónica entre la Faja volcánica Mexicana y una porción de la cuenca sedimentaria de Morelos-Guerrero. México D.F. *Soc. Geol. Mexicana, Convención Nacional*, vol. 4, p. 19.
- García-Acosta V., Suárez-Reynoso G., 1996, Los sismos en la historia de México. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México and Fondo de la Cultura Económica, 718 p.
- García-Palomo A., Macías J.L., Garduño V. H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* 318, p. 281–302.
- García-Palomo A., Macías J.L., Tolson G., Valdez G., Mora J.C., 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 41(2), p. 133–150.
- García-Palomo A., Macías J.L., Espíndola J.M., 2004, Strike-slip faults and K-alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136, p. 247–268.
- Gomberg J.S., Priestly K.F., Masters T.G., Brune J.N., 1988, The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. *Geophys. J.* 94, p. 1–20.
-

- Gutiérrez-Negrín L., Garduño-Monroy V.H., Casarrubias-Unzueta Z., 2000, Tectonic characteristics of the geothermal zone of Pathé, Mexico. Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu - Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000. Abstract, p. 1189–1193.
- Guzmán-Speziale M., 2001, Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America–Caribbean plate boundary. *Tectonophysics* 337, p. 39–51.
- Guzmán-Speziale M., Gómez J.M., 2002, Comment on “A new estimate for present-day Cocos–Caribbean plate motion. *Geophys. Res. Lett.* 29, p. 1945–1947.
- Guzmán-Speziale M., Pennington W.D., Matumoto T., 1989, The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates: seismicity and tectonics. *Tectonics* 8, p. 981–997.
- Guzmán-Speziale M., Meneses-Rocha J.J., 2000, The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic fault system: a fault jog in southeastern Mexico. *Journal of South American Sciences* 13, p. 459–468.
- Harvard University, 2005, Global CMT on-line catalogue, <http://www.seismology.harvard.edu/>.
- Iriondo A., Kunk M.J., Winick J.A., Consejo de Recursos Minerales, 2003, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico. USGS/CRM scientific collaboration: Part I. U.S.G.S. Open File Report 03–020, online edition, 79 p.
- Jacobo-Albarrán J., 1997. Studio geologico e petrologico del complesso vulcanico di Los Tuxtlas, Stato di Veracruz, Messico. Ph.D Thesis, Università degli Studi di Pisa, Italy, 147 p.
- Jennette D.C., Fouad K., Wawrzyniec T., Dunlap D., Muñoz R., Meneses-Rocha J., 2003a, Slope and basin-floor reservoirs from the Miocene and Pliocene of the Veracruz Basin, southeastern Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 20, p. 587–600.
- Johnson C.A., Harrison C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64, p. 187–210.
- Kanamori H., Stewart G., 1978, Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *J. Geophys. Res.* 83, p. 3427–3434.
- Langridge R. M., Weldon R.J., Moya J. C., Suárez G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay–Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt, *J. Geophys. Res.* 105(B2), p. 3019–3038.
- Lermo J., Ishizawa O., 2005, Estimación de la peligrosidad de la ruptura de uno de los sistemas de fallas del graben de Acambay, México. Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica IX Jornadas, 16–19 de Noviembre de 2005, Concepción – Chile, 16 p.
- López-Infanzón M., 1991, Petrologic study of volcanic rocks from the Chiconquiaco–Palma Sola area, Central Veracruz, Mexico. MS Thesis, Tulane University, New Orleans, La.
- Lyon-Caen H., Barrier E., Lasserre C., Franco A., Arzu I., Chiquin L., Chiquin M., Duquesnoy T., Flores O., Galicia O., Luna J., Molina E., Porrás O., Requena J., Robles V., Romero J., Wolf R., 2006, Kinematics of the North American–Caribbean–Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic–Motagua fault system. *Geophys. Res. Lett.* 33, L19309, doi: 10.1029/2006GL027694.
- McCaffrey R., 1992, Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *J. Geophys. Res.* 97, p. 8905–8915.
- Marquez-Azua B., DeMets C., 2003, Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: implications for the neotectonics of Mexico. *J. Geophys. Res.* 108, 2450, doi: 10.1029/2002JB002241.

- Martínez-Reyes J., Nieto-Samaniego A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista* 9, p. 33–50.
- Meneses-Rocha J.J., 1985, Tectonic evolution of the Strike-Slip Fault Province of Chiapas, Mexico. MA Thesis, University of Texas, Austin, Texas.
- Meneses-Rocha J.J., 1991, Tectonic development of the Ixtapa Graben, Chiapas, Mexico. PhD Dissertation. University of Texas, Austin, Texas.
- Meneses-Rocha J.J., 2001, Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems. In C. Bartolini, R.T. Buffler & A. Cantú-Chapa, (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*. AAPG Memoir 75, p. 183–216.
- Mosser F., 1972, The Mexican volcanic belt. Structure and tectonics. *Geofísica Internacional* 12, p. 55–70.
- Negredo A. M., Jiménez-Munt I., Villaseñor A., 2004, Evidence for eastward mantle flow beneath the Caribbean plate from neotectonic modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06615, doi: 10.1029/2003GL019315.
- Nelson S.A., González-Caver E., 1992, Geology and K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico. *Bull. Volcanol.* 55, p. 85–96.
- Norabuena E., Dixon T.H., Schwartz S., DeShon H., Newman A., Protti M., Gonzalez V., Dorman L.R., Flueh E.R., Lundgren P., Pollitz F., Sampson D., 2004, Geodetic and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica. *J. Geophys. Res.* 109, doi: 10.1029/2003JB002931.
- Orozco y Berra J.D., 1887, Efemérides sísmicas Mexicanas. *Memorias de la Sociedad Científica “Antonio Alzate”* 1, p. 303–541.
- Pardo M., Suarez G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in the southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.* 20, p. 2391–2394.
- Pasquarè G., Vezzoli L., Zanchi A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26, p. 159–176.
- Pasquarè G., Garduño V.H., Tibaldi A., Ferrari M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146, p. 353–364.
- Prol R.M., 1991, Terrestrial heat flow in Mexico, in Cermák V., Rybach L., (eds.), *Exploration of the deep continental crust; terrestrial heat flow and the lithosphere structure*. New York, Springer-Verlag, p. 475–485.
- Prost G., Aranda M., 2001, Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico. In C. Bartolini, R.T. Buffler & A. Cantú-Chapa, (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*. AAPG Memoir 75, p. 271–291.
- Quintanar L., Rodríguez-González M., Campos-Enríquez O., 2004, A shallow crustal earthquake doublet from the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bull. Seism. Soc. Am.* 94(3), p. 845–855.
- Robin C., 1976, Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l’Est du Mexique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 18, p. 1637–1645.
- Robin C., 1982, Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-Mexicain et Province Alcaline Orientale). Ph.D Thesis, *Annales Scientifiques de l’Université de Clermont-Ferrand II, France*, 503 p.
-

- Rosas-Elguera J., Alva-Valdivia L.M., Goguitchaichvili A., Urrutia-Fucugauchi J., Ortega-Rivera M.A., Prieto J.C.S., Lee J.K.W., 2003, Counterclockwise Rotation of the Michoacan Block: Implications for the Tectonics of Western Mexico. *International Geology Review* 45(9), p. 814–826.
- Servicio Sismológico Nacional (México) on-line catalogue, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://www.ssn.unam.mx/>.
- Singh S.K., Rodríguez M., Espindola J.M., 1984, A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981. *Bull. of Seismol. Soc. Am.* 74, p. 267–279.
- Singh S.K., Suárez G., 1987, Overview of the seismicity of México with emphasis on the September 1985 Michoacan earthquake, in Cassaro M.A., Martínez-Romero E., (eds.), *The Mexico earthquakes – 1985: Factors involved and lessons learned*, Proc. Int. Conf. Am. Civil Eng. Soc., Am. Assoc. Of Civ. Eng., Wasnington D.C., p. 7–18.
- Suárez G., 1992, El sismo de Jalapa del 3 de Enero de 1920. *Rev. Mex. Ing. Sism.* 42, p. 3–15.
- Suter M., 1991, State of stress and active deformation in Mexico and western Central America. In D.B. Slemmons et al., (eds.), *Neotectonics of North America*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, Decade Map Vol. 1, p. 401–1421.
- Suter M., Quintero O., Johnson C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Mexican Volcanic Belt: the Venta de Bravo fault. *J. Geophys. Res.* 97, p. 11983–11994.
- Suter M., Quintero-Legorreta O., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Farrar E., 1995a, The Acambay graben, active intraarc extension in the TMVB, Mexico. *Tectonics* 14, p. 1245–1262.
- Suter M., Carrillo-Martínez M., López-Martínez M., Farrar E., 1995b, The Aljibes half-graben – Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 107(6), p. 627–641.
- Suter M., Carrillo-Martínez M., Quintero-Legorreta O., 1996, Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Seismological Society of America Bulletin* 86, p. 1952–1963.
- Suter M., López-Martínez M., Quintero-Legorreta O., Carrillo-Martínez M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 113(6), p. 693–703.
- Tchalenko J.S., 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin* 81, p. 1625–1640.
- UNAM & CENAPRED Seismology Group, 1995, The Milpa Alta earthquake of January 21, 1995. *Geofís. Int.* 34, p. 355–362.
- Urbina F., Camacho H., 1913, La zona megaséismica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de Noviembre de 1912. *Bol. Inst. Geol. Mex.* 32, 125 p.
- U.S. Geological Survey, 2006, Earthquake Hazards Program, <http://earthquake.usgs.gov/>.
- World Stress Map Project, Heidelberg Academy of Sciences and Humanities, Geophysical Institute of Karlsruhe University, <http://www.world-stress-map.org>.
- Yamamoto J., 1978, Rupture processes of some complex earthquakes in southern Mexico. PhD dissertation, St Louis University, St Louis, MO.
- Yamamoto J., Mota R., 1988, La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México de agosto de 1980. *Geofísica Internacional* 27, p. 279–298.
- Yañez-García C., García-Durán S., 1982, Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos, open file report, 96 p.
-

Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J., Bell S., Suter M., Suárez G., Jacob K., Estabrook C., Magee M., 1990, Stress map of North America, Continent-scale map 005, Geological Society of America, Boulder, Colorado, Scale 1:5.000.000.

Zúñiga F.R., Pacheco J.F., Guzmán-Speziale M., Aguirre-Díaz G.J., Espíndola V.H., Nava E., 2003, The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, Mexico: activation of an undocumented fault in the northern edge of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 361, p. 229–238.

Chapitre IV

Evolution cinématique post-Eocène de la Mesa Central (Mexique)

à partir de données structurales et
paléomagnétiques



IV. EVOLUTION CINEMATIQUE POST-EOCENE DE LA MESA CENTRAL (MEXIQUE) A PARTIR DE DONNEES STRUCTURALES ET PALEOMAGNETIQUES

1. INTRODUCTION

La partie centrale du Mexique (la “Mesa Central”) est un domaine physiographique complexe formé de “sierras” et de vallées étroites qui se trouve à la confluence de provinces tectono-stratigraphiques bien distinctes. Au Nord et à l’Est s’étend la ceinture de plis de la Sierra Madre Orientale, formée au cours l’orogénèse laramienne (fin Crétacé/début Paléocène). Au cours de l’Eocène et de l’Oligocène la partie méridionale de la Mesa Central a subi l’influence du volcanisme rhyolitique et ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale en relation avec la subduction de la plaque Farallon. Enfin, durant le Miocène supérieur et le Pliocène, la partie la plus méridionale de la Mesa Central est affectée par les premiers stades de la mise en place de l’Axe Volcanique Trans-Mexicain résultant de la subduction de la plaque Cocos.

A l’issue de la phase compressive laramienne, la déformation cénozoïque de la partie centro-orientale du Mexique (Mesa Central et Sierra Madre Orientale) va être dominée par la succession de deux événements extensifs majeurs. Le premier, d’âge oligo-miocène, est généralement rattaché à un épisode de type “Basin & Range” (Henry & Aranda-Gómez, 1992) ou encore à l’ouverture du golfe de Californie (Ferrari *et al.*, 2000). Cet événement a affecté le volcanisme de la Sierra Madre Occidentale et a produit de grands grabens, allongés selon une direction Nord-Sud, qui forment le trait morphologique le plus marquant de la Mesa Central. Le second événement, plus récent (miocène supérieur à actuel), est lié à l’extension intra-arc qui affecte l’Axe Volcanique Trans-Mexicain (Ferrari *et al.*, 2000). Les principales structures impliquées sont les failles N90 et N45 du système Tula-Chapala (Suter *et al.*, 2001 ; Szykaruk *et al.*, 2004) qui accommodent un mouvement transtensif senestre (Ego & Ansan, 2002).

Ces événements vont produire au cours du temps un domaine complexe caractérisé par l’entrelacement de plusieurs systèmes structuraux (fig. IV-1). En dépit d’une couverture volcanique

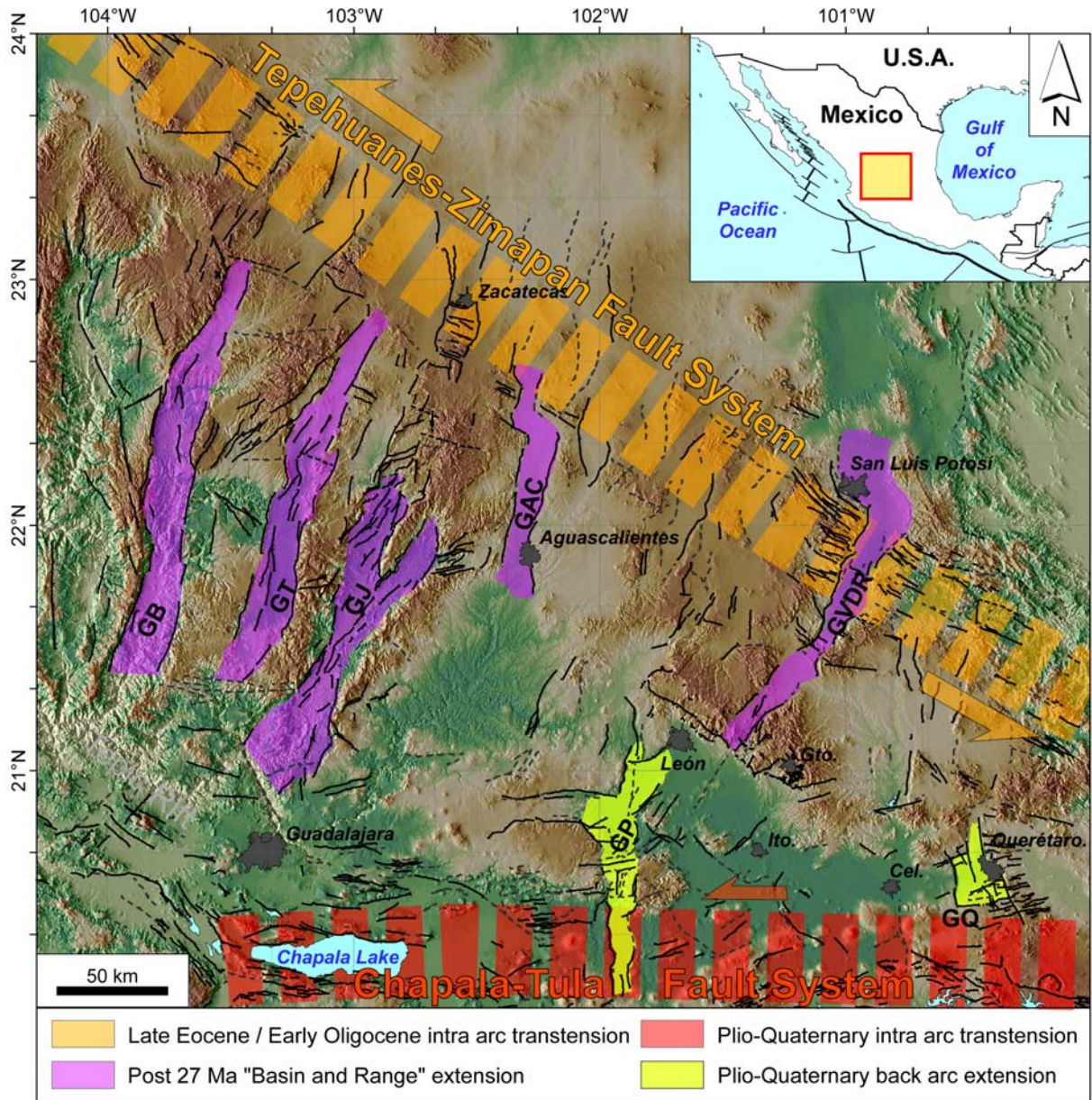


FIG. IV.1 – Carte structurale simplifiée illustrant les différents systèmes extensifs affectant le Mexique central. Les structures mésozoïques ne sont pas représentées. Les structures les plus anciennes sont probablement celles appartenant au système Tepehuanes-Zimapan et d'âge Eocène-Oligocène inf. Ces structures sont recoupées par des grabens orientés N010° à N030° d'âge Oligocène sup. à Miocène inf. (GB, Graben de Bolaños ; GT, Graben de Tlaltenango ; GJ, Graben de Juchipila ; GAC, Graben d'Aguascalientes ; GVDR, Graben de Villa de Reyes). A noter les "coudes" senestres observés au niveau des grabens d'Aguascalientes et de Villa de Reyes. Certaines failles du système Tepehuanes-Zimapan ont pu être réactivées et jouer le rôle de failles de transfert. Les structures les plus récentes (Miocène sup. à actuel) sont plus au sud et forment le rift de Tepic, le système Tula-Chapala ainsi que les grabens de Penjamillo (GP) et de Querétaro (GQ).

abondante il n'est pas toujours évident de contraindre avec précision les âges de la déformation et les relations entre les différents systèmes structuraux ne sont pas toujours bien comprises.

Il est généralement admis que le principal événement de déformation ayant affecté la Mesa Central, d'âge oligocène, fut triaxial avec pour résultat la mise en place simultanée de failles normales orientées N100° à N140° (système Tepehuanes-Zimapán) et de grabens orientés NNE-SSW (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997 ; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Nous étudions ici la possibilité selon laquelle il s'agirait en fait de deux événements successifs, liés à deux phénomènes géodynamiques distincts. Le premier, à l'origine du système Tepehuanes-Zimapán, est synchrone d'un pulse ignimbritique (30-27 Ma) et pourrait être le résultat d'une extension à l'arrière de l'arc volcanique oligocène. Les données structurales montrent que ce système était transtensif sénestre, la direction d'extension NNE-SSW étant oblique aux structures. L'étude paléomagnétique des roches d'âge Oligocène inférieur, dans les zones affectées par ce système, montre des rotations antihoraires comprises entre $8^\circ \pm 8.3^\circ$ et $14.5^\circ \pm 8.2^\circ$ par rapport au pôle à 30 Ma pour l'Amérique du Nord stable. Ces données sont en accord avec un mouvement transtensif sénestre. Le second événement, plus tardif (≤ 27 Ma), est à l'origine des grabens NNE-SSW et peut être rattaché au "Basin & Range". Cet événement serait lié à un épisode extensif majeur qui a précédé la "capture" de la péninsule de Basse Californie par la plaque Pacifique et l'ouverture du Golfe de Californie à partir de 5.5 Ma (Henry & Aranda-Gómez, 2000). D'autres hypothèses peuvent néanmoins être avancées. L'extension oligo-miocène de la Mesa Central pourrait également résulter d'un effondrement gravitaire, en réponse à un sur-épaississement de la croûte, en direction du golfe du Mexique.

2. STRATIGRAPHIE REGIONALE

2.1. SERIES MESOZOÏQUES

Les roches les plus anciennes affleurant dans la zone étudiée sont d'âge Mésozoïque (fig. IV-2) et appartiennent à trois ensembles paléogéographiques.

Le premier ensemble est constitué par la succession volcano-plutonique du bloc Guerrero (Centeno-Garcia *et al.*, 1993). Cette succession, qui affleure essentiellement dans les états de Guanajuato et d'Aguascalientes, peut être observée dans la Sierra de Guanajuato (fig. IV-3, Martínez-Reyes *et al.*, 2004) où elle est constituée de cinq unités tectono-stratigraphiques (de la base vers le sommet, pyroxénite, diorite, tonalite, complexe filonien et basaltes) d'âge Crétacé inférieur. Elle est assimilée à un arc insulaire intra océanique (Monod *et al.*, 1990).

La séquence d'arc chevauche vers le NNE une seconde séquence, d'âge Jurassique supérieur/Crétacé inférieur, connue sous le nom de Formation Arperos (Monod *et al.*, 1990). Cette

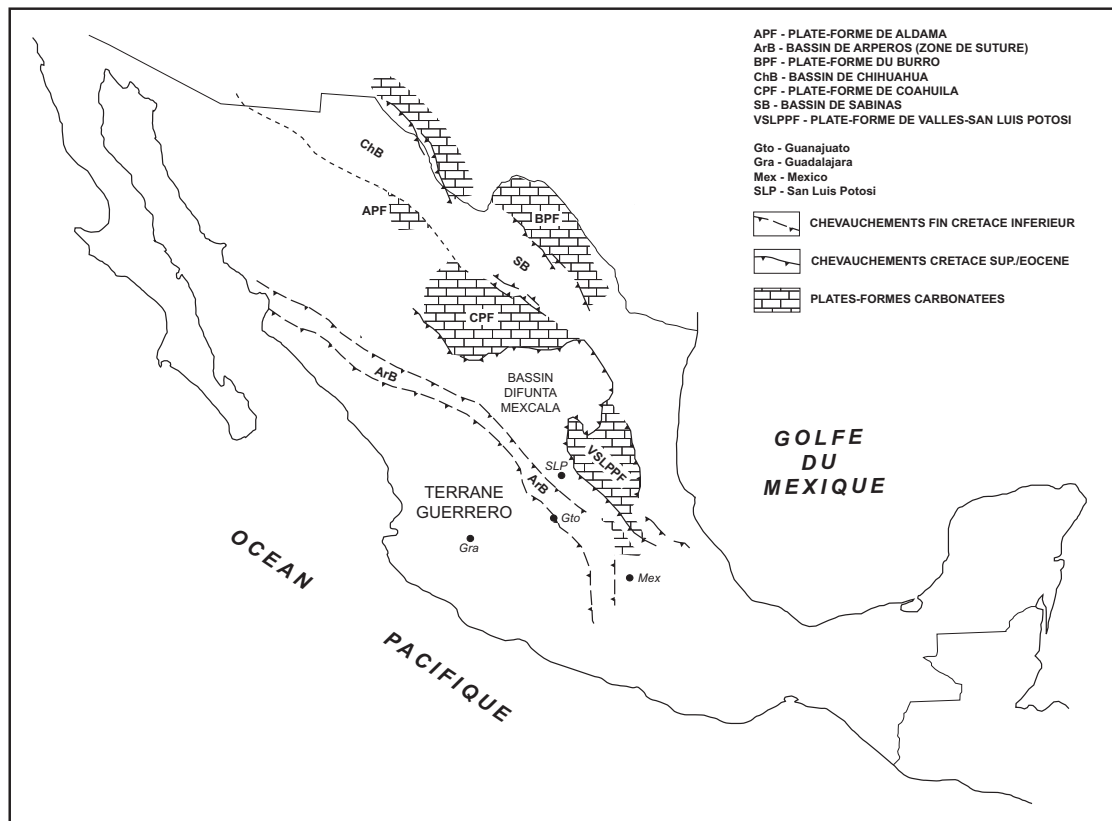


FIG. IV.2 – Carte structurale simplifiée montrant la localisation des principaux ensembles mésozoïques (d’après Freydl *et al.*, 1996, modifié). La couverture volcanique cénozoïque n’est pas figurée.

unité est constituée de faciès volcano-sédimentaires de bassin qui recouvrent, en concordance, une série volcanique représentée par des Basaltes et des “pillow-lavas” (Ortiz-Hernández & Martínez-Reyes, 1993). La formation Arperos constitue le reliquat d’un bassin océanique qui a été subduit à la fin du Crétacé Inférieur lors de l’accrétion du bloc Guerrero au craton Nord-américain (Freydl *et al.*, 1996).

Le dernier ensemble, qui s’étend au Nord-ouest des précédents, est constitué de plates-formes carbonatées (fig. IV–2) appartenant au domaine téthysien ponctuées par des bassins épicontinentaux. Le chevauchement des séries de bassins sur les séries de plates-formes et le plissement de ces dernières va conduire au cours de l’orogénèse laramienne (fin Crétacé/début Paléocène) à la formation de la Sierra Madre Orientale.

2.2. DEPOTS CONTINENTAUX PALEOGENES

Les dépôts paléogènes discordants proviennent essentiellement du démantèlement de la chaîne laramienne. Ils sont constitués de sables et conglomérats déposés sous la forme de cônes alluviaux

coalescents. De tels dépôts ont été reconnus dans la Sierra de Guanajuato (fig. IV-3, Edwards, 1955), autour de la ville de Zacatecas (Ponce & Clark, 1988 ; Escalona-Alcázar *et al.*, 2003) et dans la région de San Luis Potosí où ils ont été décrits sous le nom de Formation Cenicera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Un âge Eocène a été proposé pour les conglomérats de Guanajuato (Edwards, 1955 ; Aranda-Gómez & McDowell, 1998) tandis que la Formation Cenicera se serait déposée durant le Paléocène et l'Eocène (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Les conglomérats rouges de Zacatecas seraient quant à eux paléocènes (Ponce & Clark, 1988).

2.3. VOLCANISME PALEOGENE

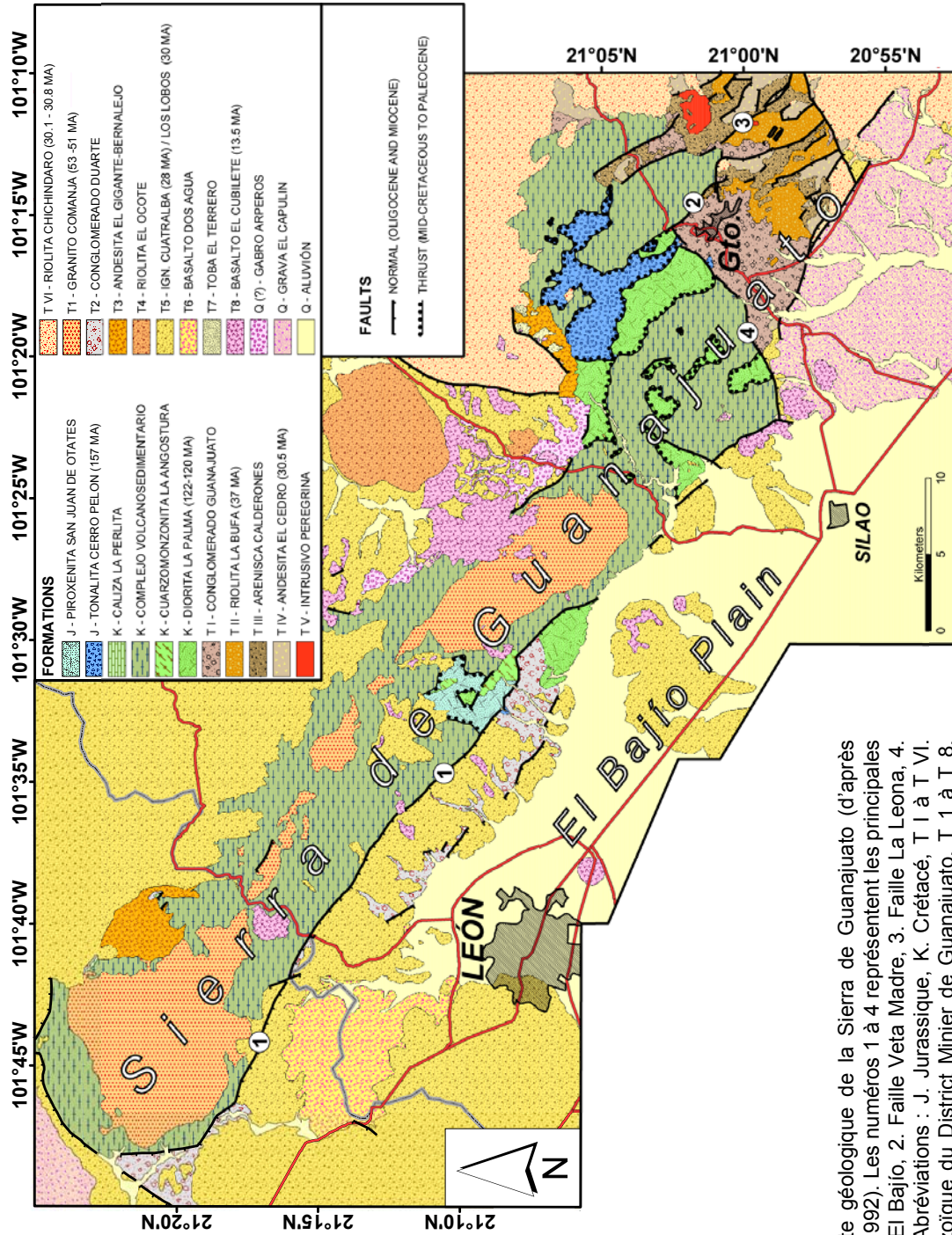
Les roches volcaniques éocènes et oligocènes qui constituent la Sierra Madre Occidentale et qui s'étendent plus à l'est (jusqu'à l'intérieur même de la Sierra Madre Orientale) sont le produit de la subduction de la plaque Farallon (Atwater, 1970).

Les dômes rhyolitiques et les ignimbrites éocènes, généralement recouverts par des dépôts plus récents, affleurent très localement. Ils sont connus au sud-est de la ville de Guanajuato (Gross, 1975), dans la bordure occidentale du graben d'Aguascalientes (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996), au sud de la ville de Zacatecas (Ponce & Clark, 1988 ; Lang *et al.*, 1988) et à l'est et au nord-est de San Luis Potosí où ils ont été datés à 37.6 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982 ; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

La série volcanique oligocène représente l'essentiel du volcanisme tertiaire dans la Mesa Central (fig. IV-4) et constitue la plupart des reliefs présents dans cette région. Les âges de cette série sont assez bien contraints et ont montré l'existence de deux ensembles espacés dans le temps. Le premier ensemble, dont les âges sont compris entre 30.6 et 26.8 Ma (Tristán-Gonzalez, 1986 ; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999), affleure très largement dans la Mesa Central. Il est constitué d'ignimbrites rhyolitiques associées à des andésites. Le second ensemble plus restreint (il n'affleure que dans la partie sud de la Mesa Central) a donné des âges compris entre 25.2 et 25.9 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Ce dernier ensemble est constitué d'ignimbrites intercalées avec des basaltes.

2.4. LA TRANSITION MIOCENE

Tandis que des volumes importants d'ignimbrites continuent à se mettre en place dans la Sierra Madre Occidentale, la Mesa Central connaît, au Miocène inférieur, une relative quiescence volcanique. Cette période est dominée par l'érosion des reliefs engendrés par le volcanisme paléogène et par la mise en place d'importants dépôts fluvio-lacustres. Le Miocène moyen est caractérisé par l'abandon progressif de la subduction de la plaque Farallon (Atwater, 1970), bientôt suivie par l'ouverture du golfe de Californie. Le Miocène supérieur voit quant à lui la mise en place, dans la partie la plus méridionale de la Mesa Central, d'un volcanisme andésitique et basaltique à mettre en



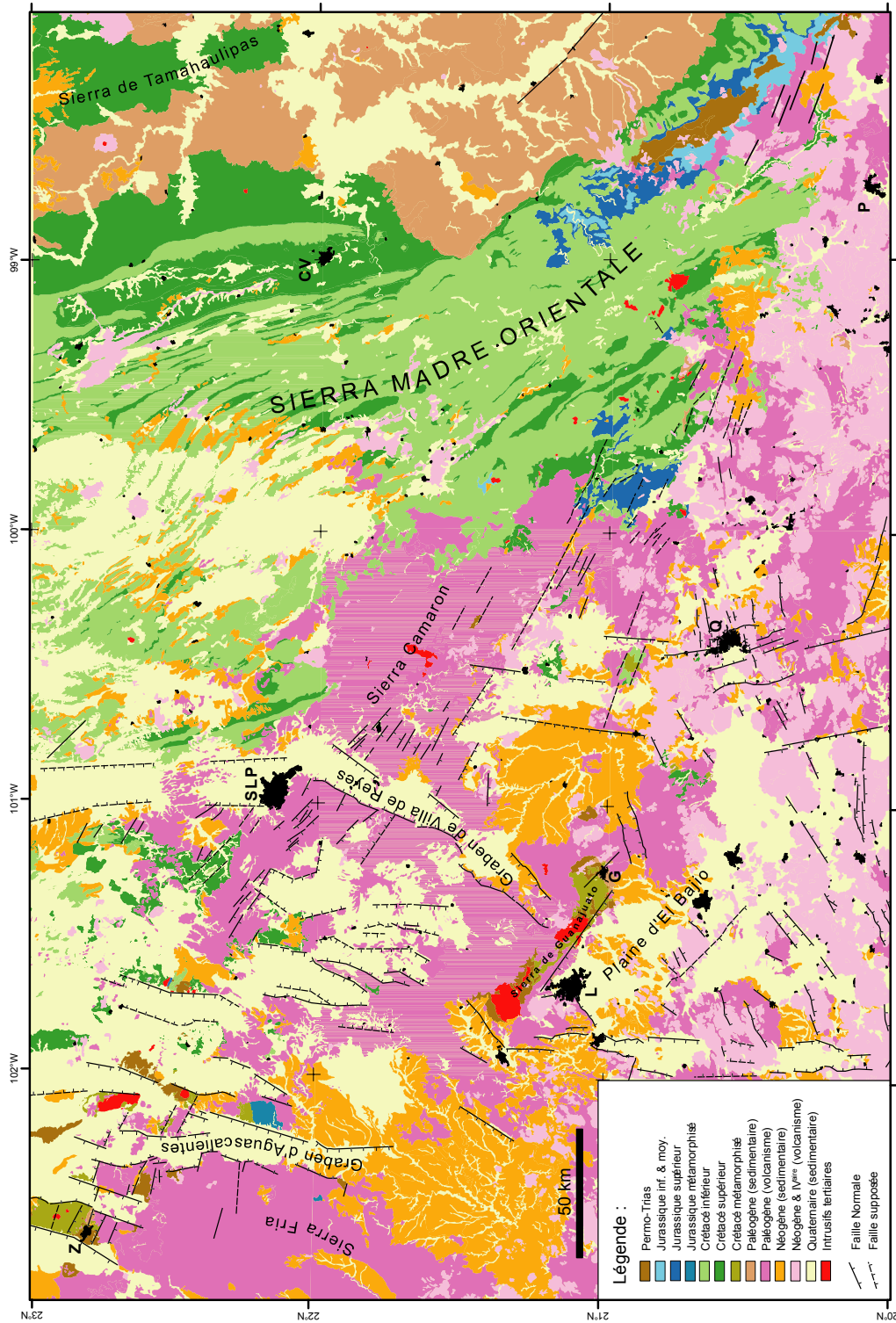


FIG. IV.4 – Carte géologique simplifiée de la partie sud de la Mesa Central. Les structures anté-Eocènes ne sont pas représentées. Abréviations des principales villes: CV, Ciudad Valles, G, Guanajuato, L, Leon, P, Pachuca, Q, Querétaro, SLP, San Luis Potosi, Z, Zacatecas.

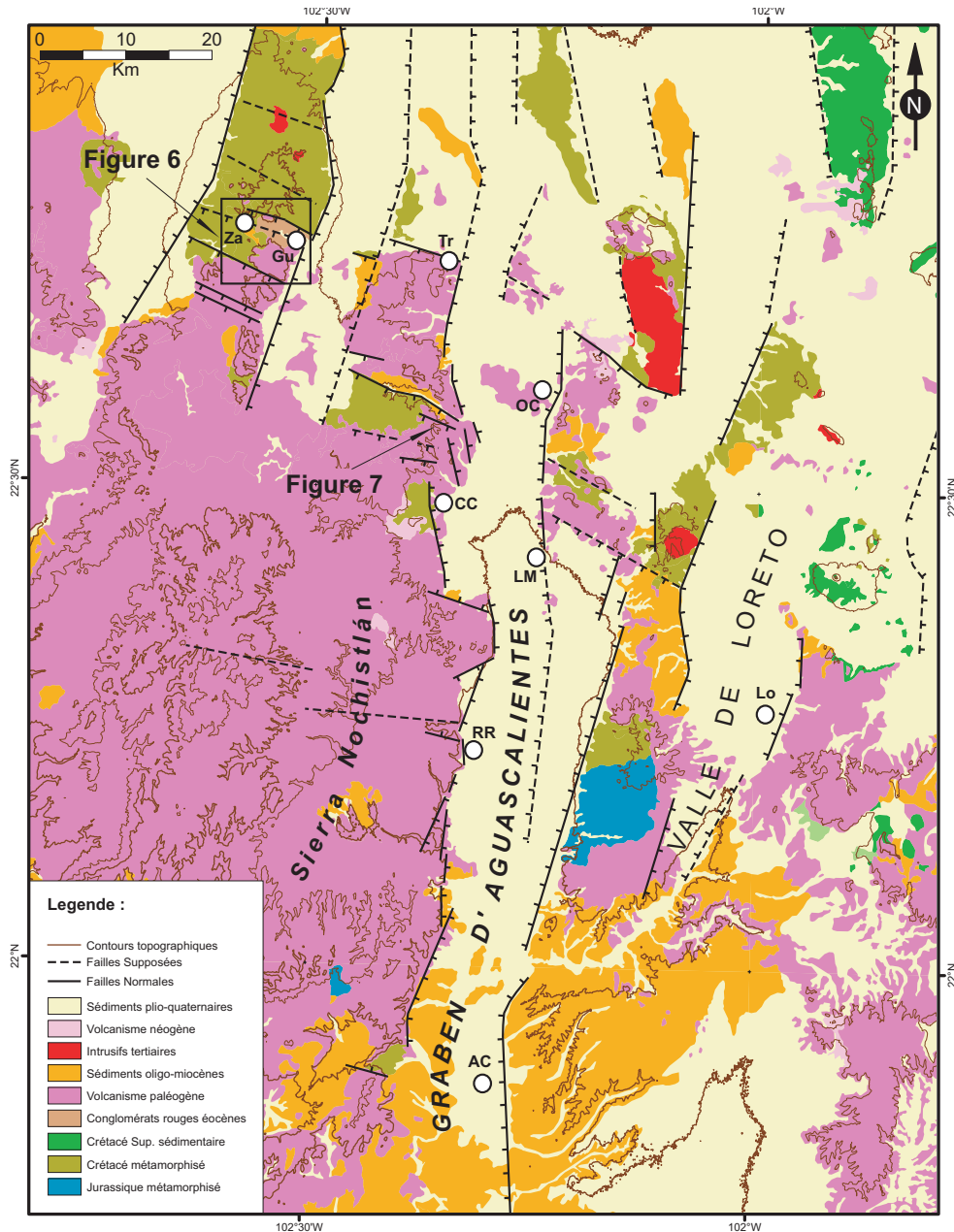


FIG. IV.5 – Carte géologique et structurale simplifiée de la région de Zacatecas et d’Aguascalientes. Les failles du système Tepehuanaes-Zimapán, visibles dans les “sierras”, sont recoupées par les grabens NNE-SSW. Principales Villes : AC. Aguascalientes, CC. Ciudad Cuautemoc, Gu. Guadalupe, Lo. Loreto, LM. Luis Moya, OC. Ojo Caliente, RR. Rincon de Romos, Tr. Trancoso, Za. Zacatecas.

relation avec l’Axe Volcanique Trans-Mexicain (fig. IV–4). Ce volcanisme, lié aux débuts de la subduction de la plaque Cocos, se traduit par la mise en place d’importants plateaux basaltiques et de strato-volcans notamment dans la région de San Miguel de Allende et de Querétaro (Pérez-Venzor *et al.*, 1996 ; Valdez-Moreno *et al.*, 1998 ; Martínez-Reyes *et al.*, 2004).

2.5. VOLCANISME PLIO-QUATERNAIRE

Au cours du Pliocène et du Quaternaire le volcanisme de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain va progressivement migrer vers le sud pour atteindre sa position actuelle. Cependant des cônes et des maars épars se sont mis en place autour de 8 Ma dans la région de San Luis Potosí (Aranda Gómez & Luhr, 1996).

3. PRINCIPAUX SYSTEMES STRUCTURAUX AFFECTANT LA SEQUENCE VOLCANIQUE CENOZOÏQUE

3.1. LE SYSTEME DE FAILLES TEPEHUANES-ZIMAPAN

Ce système est constitué par un ensemble de failles normales de direction NW-SE (fig. IV-1). Il a tout d'abord été décrit dans les sierras bordant de part et d'autre le graben Villa de Reyes (Tristán-Gonzalez & Labarthe-Hernández, 1979 ; Labarthe-Hernández & Tristán-Gonzalez, 1980) puis dans la Sierra de Salinas (Silva-Romo, 1996) au Nord-Ouest. Les travaux plus récents ont montré que ce système de failles est en fait beaucoup plus étendu puisqu'il est possible de le suivre de manière quasi continue sur près de 600 km, entre les villes de Tepehuanes au Nord-Ouest et de Zimapán au Sud-Est (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005 ; Andreani *et al.*, 2005).

3.1.a. Observations dans la région de Zacatecas

Deux systèmes majeurs de failles ont été cartographiés dans la région de Zacatecas (fig. IV-5). Ce secteur est constitué d'une alternance de chaînons et de petites dépressions allongées suivant une direction N010°. Cette configuration topographique résulte d'un découpage en horst et graben par des failles normales dont il sera question plus loin. L'une des particularités des chaînons de la région est qu'ils sont profondément incisés par des vallées transverses orientées NW-SE. Ces vallées se sont creusées sur la trace de failles normales appartenant au système Tepehuanes- Zimapán.

La ville minière de Zacatecas a été construite dans une vallée de direction N120. Le versant nord de la vallée est constitué par des conglomérats rouges paléocènes. Ces conglomérats recouvrent en discordance des roches crétacées métamorphisées (microdiorite) qui affleurent très largement au nord de la ville. Certains sommets (le Cerro La Bufa par exemple) peuvent porter une coiffe rhyolitique. Au sud de la ville les conglomérats rouges sont recouverts par des unités volcaniques éocènes et oligocènes qui constituent le Cerro La Virgen. La séquence volcanique tertiaire des environs de Zacatecas a généralement été associée à l'évolution d'une structure de type caldera (Ponce & Clark, 1988). Il faut cependant reconnaître que les rares travaux effectués dans cette zone ne sont pas suffisamment détaillés pour affirmer qu'il s'agit bien là d'une caldera. Des traits topographiques

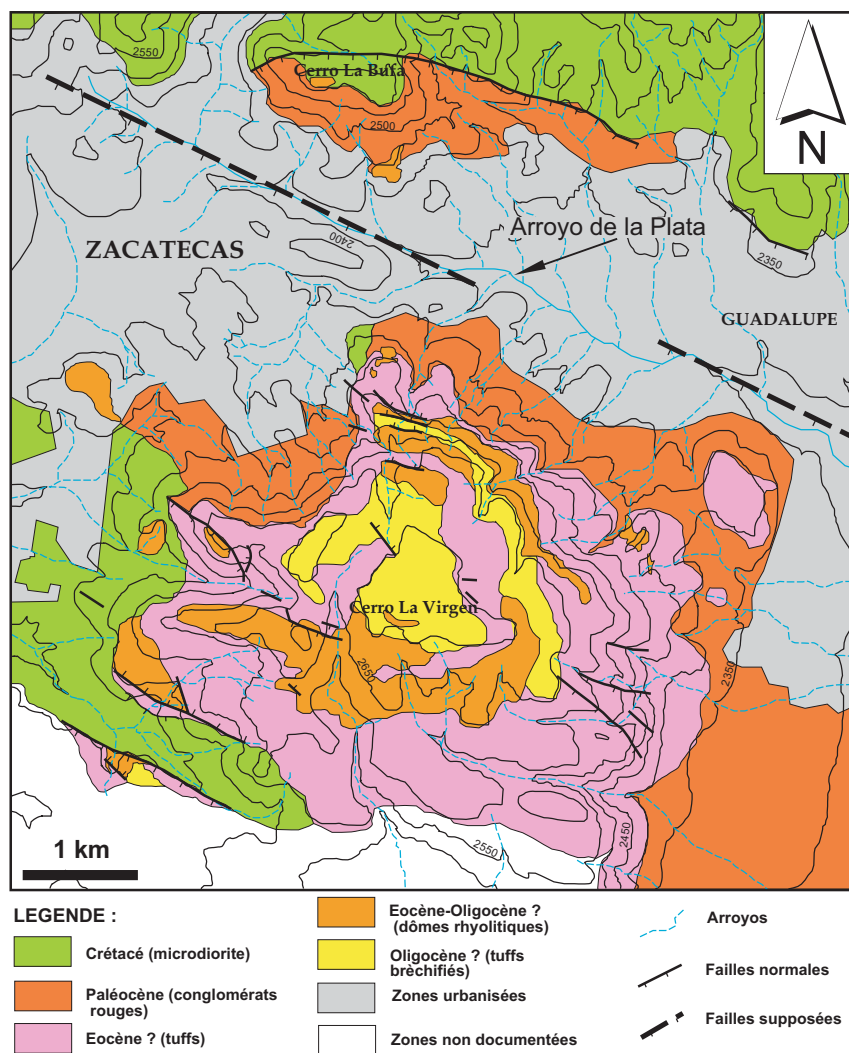


FIG. IV.6 – Carte géologique et structurale de la vallée de Zacatecas (d'après Escalona-Alcazar et al., 2003, modifié). Le Cerro La Virgen, au sud-est de la ville, est affecté par les failles du système Tepehuanes-Zimapán.

semi-circulaires sont le seul argument avancé en faveur de cette hypothèse. En revanche de nombreux travaux (e.g., Caballero-Martínez *et al.*, 1999 ; Escalona-Alcázar *et al.*, 2003) ont montré l'existence de failles normales orientées préférentiellement NW-SE et affectant la série volcanique (fig. IV-6 et fig. IV-7). Ces structures ont des plans généralement inclinés de 50° à 70° vers le SW. Les formations les plus jeunes affectées par les failles sont l'ignimbrite Garabato et la rhyolithe Sierra Fría, datées respectivement à 28.0±0.8 Ma et 27.0±0.7 Ma par Loza-Aguirre (2005, K-Ar sur Sanidine). L'empreinte de ce système est très importante puisqu'il a permis le creusement de la vallée de Zacatecas par érosion préférentielle le long des discontinuités engendrées par les failles. Cette érosion préférentielle a un effet notable sur le réseau hydrographique. L'arroyo de la Plata, par exemple, possède un tracé quasi linéaire sur près de 5 km et il est fort probable qu'il suit la trace de la faille

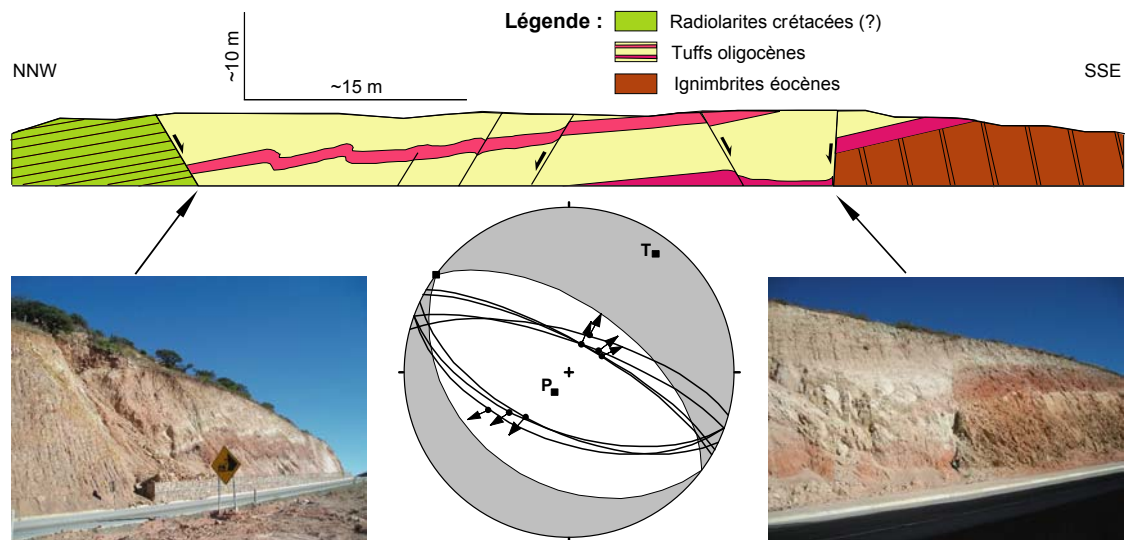


FIG. IV.7 – Coupe de l'autoroute entre Zacatecas et Ciudad Cuautemoc et diagramme stéréographique correspondant (Wulf, hémisphères inférieurs). L'orientation des axes de contraintes principaux a été évaluée par la méthode des dièdres droits, les quadrants noirs sont en tension. Se reporter à la figure III-5 pour la localisation.

principale (fig. IV-6). De tels alignements du réseau hydrographique sur plusieurs kilomètres sont également présents dans la sierra au sud de la ville.

3.1.b. Observations dans la région de San Luis Potosí

La région de San Luis Potosí est très bien connue à la fois sur le plan stratigraphique et sur le plan structural grâce aux nombreux travaux et cartographies réalisés (Tristán-Gonzalez & Labarthe-Hernández, 1979 ; Labarthe-Hernández & Tristán-Gonzalez, 1980 ; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982 ; Tristán-Gonzalez, 1986 ; Labarthe-Hernández & Jiménez-López, 1992, 1994). Les calcaires et grès de la Formation Caracol (Crétacé supérieur) sont surmontés en discordance par une épaisse couverture volcanique, principalement oligocène, composée essentiellement de dômes rhyolitiques et de dépôts pyroclastiques (fig. IV-8). Cette couverture est affectée, dans les sierras qui bordent le graben Villa de Reyes, par de très nombreuses failles normales appartenant au système Tepehuanes- Zimapán.

SIERRA DE SAN MIGUELITO

La Sierra de San Miguelito qui s'étend au SW de la ville de la ville de San Luis Potosí est découpée par de nombreuses failles normales dont la direction est comprise entre N110° et N150° (Tristán-Gonzalez & Labarthe-Hernández, 1979). Ces structures sont majoritairement inclinées vers le SW, avec un pendage compris entre 45° et 75°, et le terme de “domino faults” leur a été attribué (Xu *et al.*, 2004) car la série volcanique est découpée en blocs basculés. Quelques grabens ont cependant été reconnus (graben de Bledos, graben de la Laja, etc.). Tout comme dans la région de Zacatecas ces

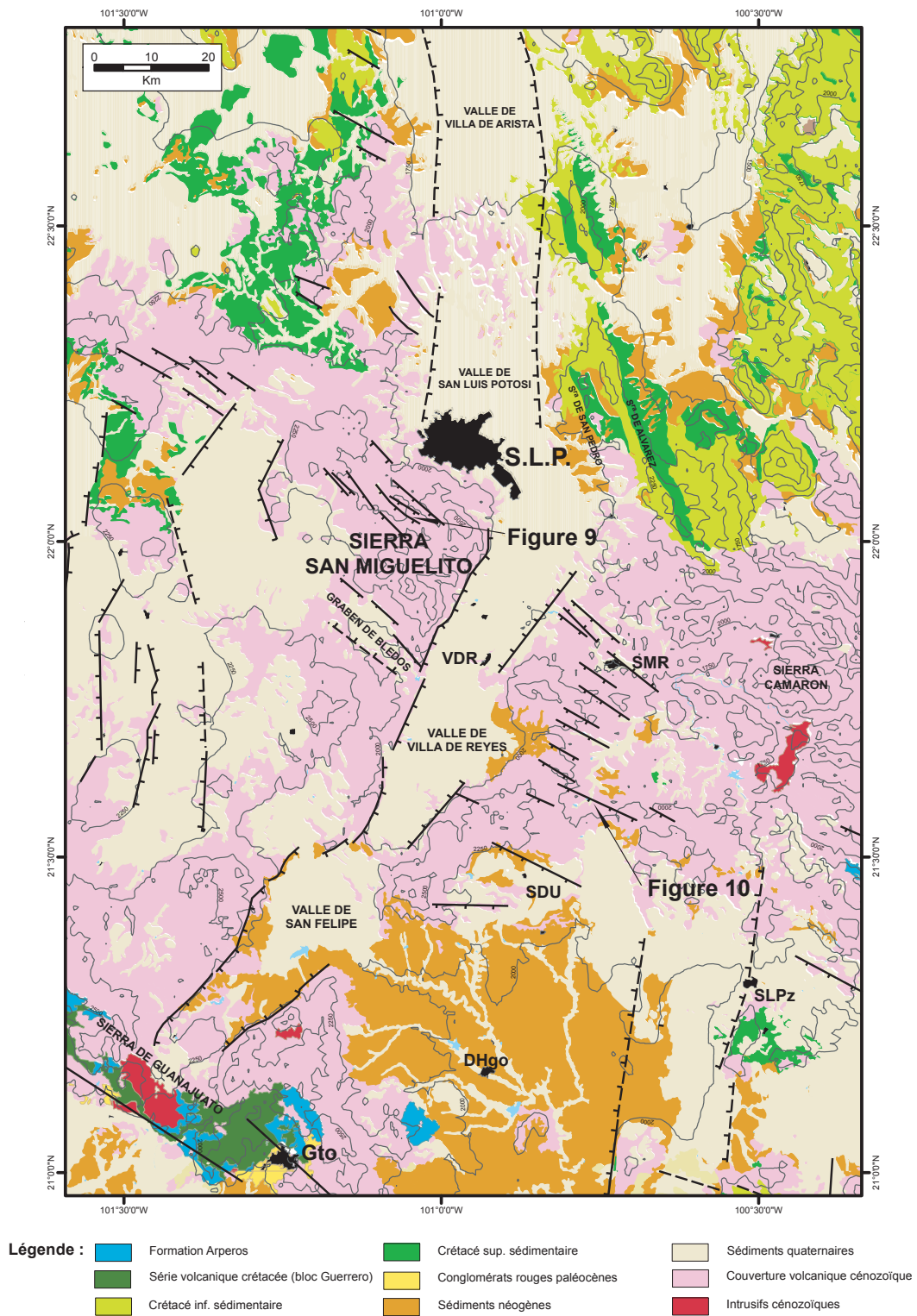


FIG. IV.8 – Carte géologique et structurale simplifiée du graben de Villa de Reyes. L'équidistance entre les courbes de niveau est de 250 m. Principales localités, DHgo: Dolores Hidalgo, Gto: Guanajuato, SDU: San Diego de la Union, SLP: San Luis Potosí, SLPz: San Luis de la Paz, SMR: Santa Maria del Rio, VDR: Villa de Reyes.

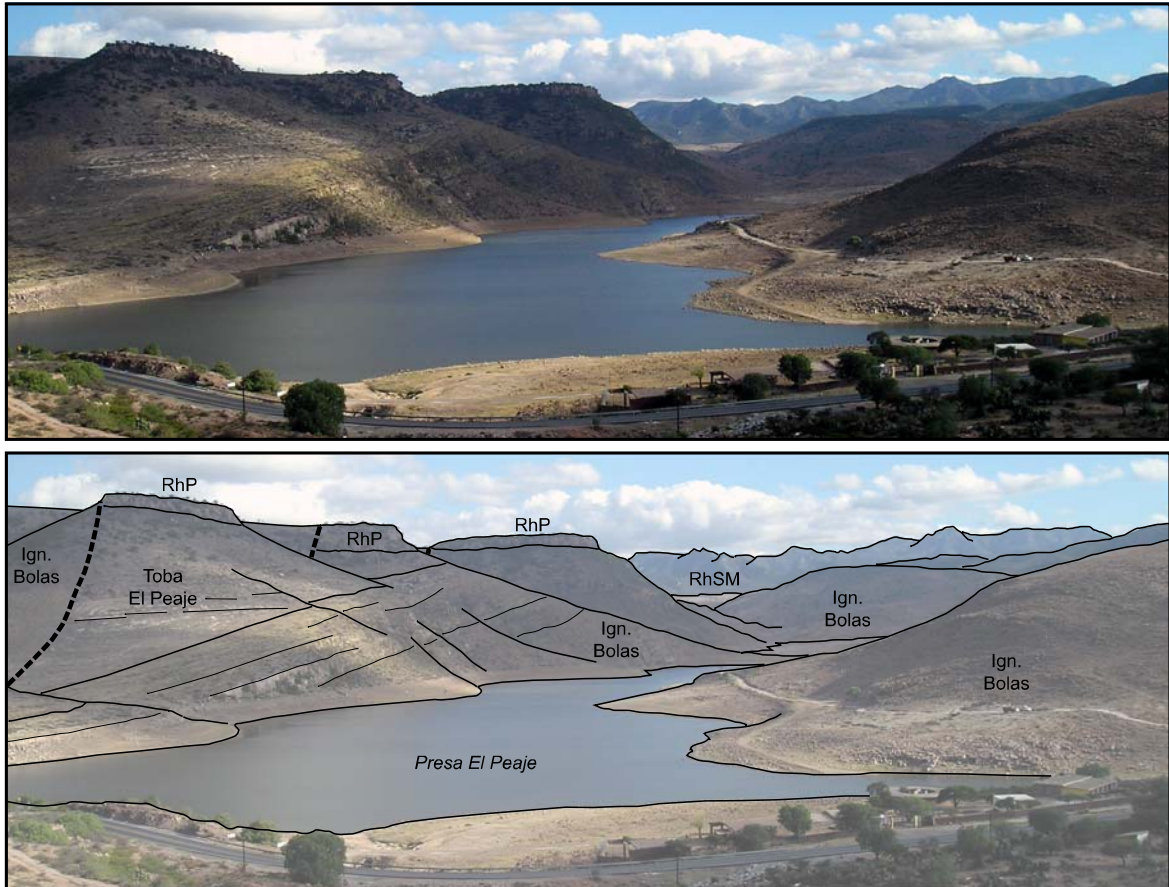


FIG. IV.9 – Panorama de la presa El Peaje, située dans la Sierra San Miguelito au Sud-Ouest de la ville de San Luis Potosí (localisation sur la fig. IV-8). La faille El Peaje, orientée N130°, est marquée en pointillés. Elle met en contact la rhyolite Panalillo (26.8 ± 1.3 Ma), notée RhP, et l'ignimbrite Cantera (29 ± 1.5 Ma) subdivisée en un membre inférieur (ignimbrite Bolas) et un membre supérieur (tufs El Peaje). Les âges sont d'après Tristán-Gonzalez (1986). On peut noter sur ce panorama le fort pendage de l'ignimbrite Bolas. En revanche la rhyolite Panalillo et les tufs El Peaje sont subhorizontaux. Les mesures effectuées sur le plan de faille indiquent un mouvement normal avec une composante sénestre.

discontinuités engendrées par les failles ont permis le creusement de vallées parallèles entre elles et de direction NW-SE. La route allant de San Luis Potosí à Ojuelos traverse la sierra et permet l'observation de nombreuses failles, notamment à proximité du village d'Escalerillas et de la Presa (barrage) El Peaje.

Le village d'Escalerillas se trouve à la confluence de l'arroyo El Zacate avec l'arroyo Potosino. Les deux ruisseaux ont un tracé quasi-linéaire suivant la trace de deux failles majeures qui affectent les ignimbrites de la formation Escalerillas (Tristán-Gonzalez & Labarthe-Hernández, 1979), dont l'âge est compris entre 29 ± 1.5 Ma (ignimbrites Cantera sous-jacentes) et 26.8 ± 1.3 Ma (rhyolite Panalillo sus-jacentes) (âges d'après Tristán-Gonzalez, 1986). Les plans NW mesurés montrent un mouvement normal avec une composante senestre assez importante (des pitches quasi

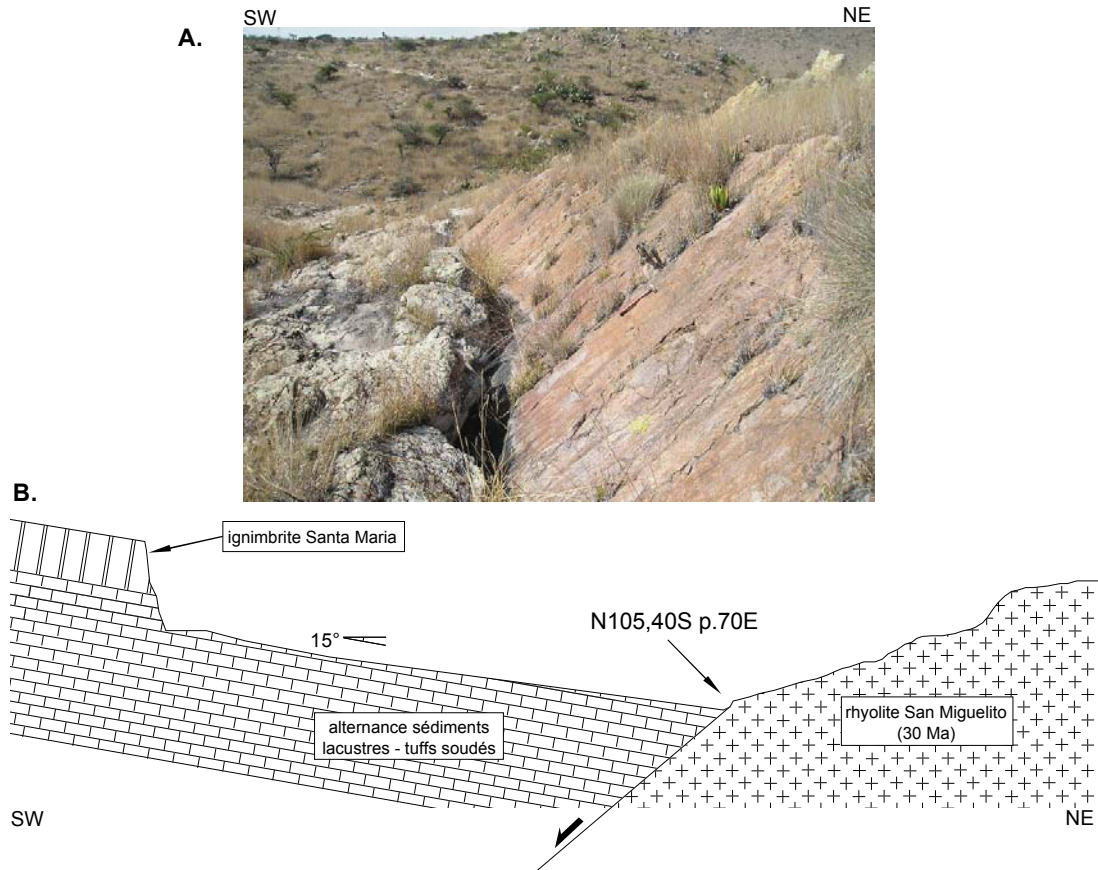


FIG. IV.10 – Faille de l'arroyo El Becero au Nord-Est de San Diego de la Union (localisation sur la figure IV–8). A. Vue de l'affleurement (contact entre la rhyolite à droite et des sédiments lacustres à gauche). Les stries mesurées montrent qu'il s'agit d'une faille normale à composante sénestre. B. Coupe schématique.

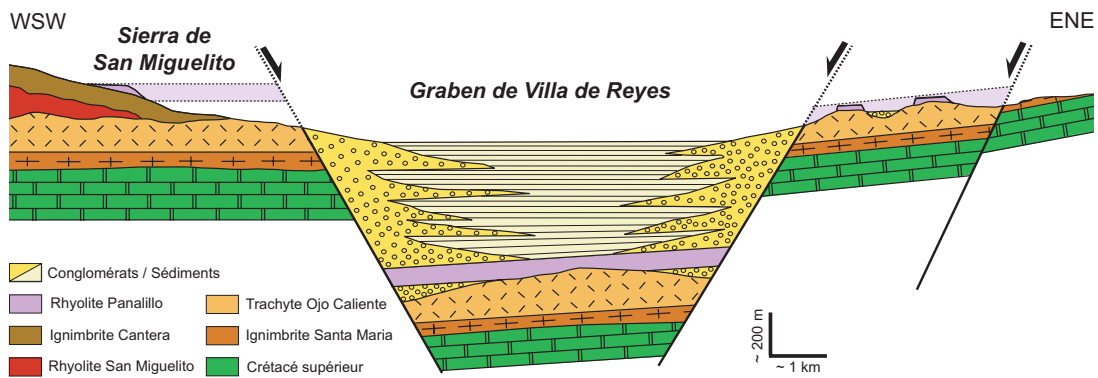


FIG. IV.11 – Coupe schématique du graben Villa de Reyes au SE de la ville de San Luis Potosí (d'après Labarthe-Hernández et al, 1982 ; modifié). La structure du graben est contrôlée par trois puits. Des reliques de rhyolithe Panalillo ont été découvertes sur les sierras bordant le graben. Deux interprétations sont proposées : (1) la rhyolite s'est déposée dans un graben déjà creusé, puisque elle recouvre des conglomérats dans le graben ou (2) la rhyolite Panalillo est affectée au même titre que les unités plus anciennes. Quoiqu'il en soit le remplissage montre que le déplacement le plus important s'est effectué après le dépôt de la rhyolite Panalillo.

horizontaux ont été observés sur la faille de l'arroyo el Zacate). D'autres plans de direction N80 sont eux associés à un mouvement normal avec une composante dextre.

La faille de la Presa El Peaje (fig. IV-9) est également une structure majeure puisqu'elle met en contact le membre inférieur de l'ignimbrite Cantera (daté à 29 ± 1.5 Ma, il est aussi désigné sur certaines cartes sous le nom d'"ignimbrite Las Bolas" en raison de son altération en boule) avec la rhyolite Panalillo stratigraphiquement sus-jacente et d'âge 26.8 ± 1.3 Ma (les âges sont d'après Tristán-Gonzalez, 1986). Le déplacement vertical sur cette faille dépasse les 400m. On remarquera cependant que l'ignimbrite Cantera est basculée de manière importante tandis que la rhyolite Panalillo reste subhorizontale (fig. IV-9), ce qui suggère une activité moindre après le dépôt de cette dernière.

SIERRA DE SANTA MARIA DEL RIO

L'autoroute entre les villes de San Luis Potosí et de Querétaro traverse la Sierra de Santa Maria del Rio à l'Est du graben Villa de Reyes. Cette sierra est affectée par des structures dont la direction NW-SE et les caractéristiques sont semblables à celles observées dans la Sierra de San Miguelito (fig. IV-10), auxquelles s'ajoutent d'autres structures, de direction N-S à N040° (parallèles au graben Villa de Reyes), qui constituent de petits horsts et grabens.

Les deux systèmes de failles affectent les ignimbrites de la formation Santa Maria (31 Ma) et la trachyte Ojo Caliente (non datée) qui sont basculées de 30° vers le NE. Les grabens de Enramadas et de Paso Blanco au nord de Santa Maria del Rio, dont l'orientation est N140, ont un plancher constitué par la rhyolite Panalillo. Il semblerait donc que la rhyolite Panalillo (26.8 ± 1.3 Ma) soit, comme dans la Sierra de San Miguelito, affectée par ces failles.

3.1.c. *Transect San Luis de la Paz – Zimapán*

Entre les villes de San Luis de la Paz et Zimapán il est possible d'observer des structures comparables à celles existant dans la région de San Luis Potosí et de Zacatecas. Il est plus difficile de faire de telles observations plus au nord de ce transect car la couverture volcanique cénozoïque fait défaut (le mésozoïque seul est à l'affleurement).

VICTORIA

La route allant de Victoria à Tierra Blanca (~20 km au SW de San Luis de la Paz) traverse une série de vallées parallèles orientées NW-SE et semblables à celles de la Sierra San Miguelito. La couverture volcanique (ignimbrites, rhyolites et brèches volcanoclastiques), oligocène, est affectée par de nombreuses failles normales (direction N90° à N130°, inclinées vers le SW). Le résultat obtenu est,

tout comme dans la Sierra de San Miguelito, une série de blocs basculés avec des pendages de 40° vers le NE.

HIGUERILLAS

De nombreux plans de failles normales (direction comprise entre N110 et N120, inclinaison vers le SW) ont été observés dans la sierra au SW du village d'Higuerillas. Ces failles affectent des roches sédimentaires d'âge Crétacé inférieur basculées vers le SE, l'âge de la déformation est donc incertain. Les plans mesurés montrent un mouvement normal avec une composante généralement sénestre. Deux autres familles de plans ont également été mesurés : la première de direction NE-SW (failles normales à composante généralement dextre) et la seconde de direction NNE-SSW (failles normales à composante également dextre). Les relations entre ces différentes familles de plans sont peu claires mais il semblerait que les plans NNE recoupent les autres.

PRESA ZIMAPAN

Au NE de la Presa Zimapan (la plus importante retenue d'eau construite sur le Rio Moctezuma) affleurent, en discordance sur les couches rouges jurassiques, des dépôts cénozoïques. Ceux-ci sont constitués à la base de conglomérats, vraisemblablement post-laramiens, recouverts par des dépôts volcanoclastiques grossiers (oligocènes ?) dans lesquels s'intercalent des grès lacustres plus fins. Cette série volcano-sédimentaire est légèrement plissée et le pendage général des couches est de 35° vers le NE. La route entre le barrage et la ville de Zimapan permet d'observer de nombreuses failles qui découpent la série en petits horsts et grabens. Les mouvements sur ces failles vont de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres. Certaines de ces failles affectent des dykes qui recoupent la série. Deux familles de plans ont été mesurées. La première suit la direction NW-SE (failles normales à composante sénestre) tandis que la seconde est orientée NE-SW (failles inverses à composante dextre). Il est possible que les deux systèmes soient conjugués.

3.2. LA SIERRA DE GUANAJUATO

La Sierra de Guanajuato (fig. IV-3) s'étend sur une longueur de plus de 80 km avec une altitude moyenne comprise entre 2000 m et 3000 m. Elle est limitée par les grabens de Lagos de Morenos au NW et de la Saucedad au SE, orientés respectivement N045° et N080°, et par la plaine d'El Bajío (dont l'altitude moyenne est de 1800 m) au SE. La morphologie actuelle de la Sierra de Guanajuato est le résultat de la tectonique extensive cénozoïque. Tout comme dans les régions situées plus au nord celle-ci a produit deux systèmes de failles presque orthogonaux.

Le premier système est constitué par des structures orientées NW-SE et fortement inclinées vers le SE, telles la faille d'El Bajío ou encore la faille de la Veta Madre. La faille d'El Bajío (fig. IV-3), entre les villes de León et de Guanajuato, est une structure importante qui forme l'escarpement SE de la Sierra et qui laisse affleurer la succession volcano-sédimentaire mésozoïque décrite plus haut (section 2.1). Le déplacement vertical cumulé sur la faille a été estimé par Nieto-Samaniego *et al.* (2005) à plus de 1200 m. Cette estimation repose sur le déplacement de 850 m mesuré dans les unités volcaniques oligocènes (Quintero-Legorreta, 1992) et sur les épaisseurs du remplissage sédimentaire au pied de la faille dans la région de León (Hernández-Laloth, 1991). Le "District Minier de Guanajuato" doit son nom à l'existence de plusieurs veines minérales dont l'orientation est généralement parallèle à la faille d'El Bajío. Ces veines (Veta Madre, La Luz, La Leona, La Sierra, etc.) se sont mises en place au niveau de failles majeures qui affectent la succession volcano-sédimentaire mésozoïque et la couverture volcanique cénozoïque (fig. IV-3).

Les conglomérats rouges paléocènes/éocènes qui affleurent dans la région de Guanajuato ont souvent été interprétés comme le résultat de l'activité des failles normales mentionnées ci-dessus. Cependant rien n'indique que cela soit effectivement le cas, ces conglomérats pouvant être le résultat de l'érosion des reliefs engendrés pendant l'orogénèse laramienne. En revanche le déplacement important observé dans les unités volcaniques oligocènes, ainsi qu'un âge de 27.4 Ma estimé pour les minéralisations d'or et d'argent associées aux failles de la région de Guanajuato (Buchanan, 1979), indique que l'essentiel de la déformation a débuté à l'Oligocène supérieur et s'est poursuivie durant le Miocène inférieur et moyen (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Il semblerait également que les épanchements basaltiques d'âge Miocène moyen, regroupés sous le nom générique de "Basaltes El Cubilete" par Martínez-Reyes (1992), soient affectés par la faille d'El Bajío (fig. IV-3). Ces basaltes culminent à près de 2500 m au niveau du Cerro El Cubilete, où ils ont été datés à 13.5 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997), et sont présents au pied de l'escarpement de faille à une altitude d'environ 2000 m. Le déplacement post-Miocène moyen a donc été estimé à ~500 m par Nieto-Samaniego *et al.* (2005). Des observations similaires ont été faites dans la région de Salamanca (au sud-est de Guanajuato) où l'andésite La Ordeña, également d'âge Miocène moyen, est affectée par une structure parallèle à la faille d'El Bajío (Ojeda-García, 2004). A noter cependant que dans la région de Salamanca le volcanisme plio-quadernaire (absent de la Sierra de Guanajuato) n'est pas affecté par ces structures.

Le second système affectant la couverture volcanique cénozoïque de la Sierra de Guanajuato est également constitué de failles normales. Ces structures ont des directions allant de NNE-SSW (failles correspondant à la terminaison méridionale du graben de Villa de Reyes, décrit dans la section 3.3) à NE-SE (failles Aldana et Amparo dans le District Minier de Guanajuato par exemple). Ces failles affectent le volcanisme d'âge Oligocène inférieur. La faille orientale de la terminaison du

graben de Villa de Reyes par exemple met en contact la rhyolite Chichindaro, dont les âges sont compris entre 30.1 ± 0.8 Ma et 32.0 ± 1 Ma (Gross, 1975 ; Nieto-Samaniego *et al.*, 1996), avec l'ignimbrite Cuatralba datée à 28.2 ± 0.7 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996). Cette même faille affecte également les basaltes du Miocène moyen ("Basaltes El Cubilete") avec un décalage vertical d'environ 500 m.

3.3. LES STRUCTURES DE TYPE "BASIN & RANGE"

La couverture volcanique cénozoïque qui affleure dans la partie méridionale de la Mesa Central et dans la partie orientale de la Sierra Madre Occidentale est affectée par des grabens orientés NNE-SSW à N-S. Ces structures ont souvent été rattachées au "Basin & Range" (e.g., Henry & Aranda-Gómez, 1992).

3.3.a. Le graben d'Aguascalientes

Le graben d'Aguascalientes (fig. IV-5) est une structure longue de plus de 80 km pour une largeur moyenne de 10 km. La partie occidentale du graben est bordée par la Sierra Nochistlán dont le relief est constitué principalement par des ignimbrites oligocènes, datées entre 26.6 ± 0.7 Ma et 24.9 ± 2.7 Ma (Webber *et al.*, 1994 ; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997), qui recouvrent des conglomérats et andésites éocènes. Sur la bordure orientale affleurent localement, en plus des ignimbrites oligocènes, les séries mésozoïques métamorphisées du bloc Guerrero. Des ignimbrites (non datées) et des basaltes d'âge Miocène supérieur sont également intercalés dans le remplissage sédimentaire du graben (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). Le graben est très bien marqué entre les villes d'Aguascalientes et d'Ojo Caliente. Sa trace se fait beaucoup plus discrète au Nord où affleurent majoritairement les séries mésozoïques érodées.

Dans la région d'Aguascalientes la bordure occidentale du graben est marquée par un escarpement de près de 400 m. Les forages effectués dans cette zone ont rencontré une épaisseur sédimentaire considérable, estimée à près de 500 m par Jiménez-Nava (1993). Le déplacement sur la faille occidentale du graben avoisine donc les 900 m. En revanche la bordure orientale est marquée par une topographie douce et un remplissage sédimentaire beaucoup plus faible (200 m environ). Le graben d'Aguascalientes est donc une structure asymétrique.

3.3.b. Le graben de Villa de Reyes

Le graben de Villa de Reyes (fig. IV-8 et fig. IV-11) est situé dans les états de San Luis Potosí et de Guanajuato. Il est constitué de plusieurs dépressions séparées entre elles par des reliefs peu élevés. Les dépressions de Villa de Arista et de San Luis Potosí, situées au Nord, ont une

orientation N-S tandis que les vallées de Villa de Reyes et de San Felipe plus au Sud ont une orientation NNE-SSW. La longueur totale de l'ensemble est de 200 km pour une largeur moyenne de 15 km. L'altitude moyenne augmente progressivement de 1800 m près du village de Venado (S.L.P.) à plus de 2200 m dans la Sierra de Guanajuato.

Les flancs du graben, qui correspondent à la trace des failles principales, sont très bien marqués dans la partie Sud, où affleurent d'épaisses séries volcaniques (rhyolites et ignimbrites) oligocènes, tandis qu'ils se font plus discrets en allant vers le Nord, où affleurent des dépôts continentaux tertiaires plus tendres et facilement érodés (Tristán-Gonzalez, 1986). Le remplissage est essentiellement constitué par des dépôts alluviaux, des cendres volcaniques et des sédiments lacustres. Dans la dépression de Villa de Reyes l'épaisseur des sédiments, connue grâce à des données de puits et de résistivité électrique, varie de 50 à 600 m (Ramos-Leal *et al.*, 2007). Les reliefs qui bordent les flancs occidentaux du graben sont beaucoup plus élevés et escarpés ce qui laisse à penser que le graben de Villa de Reyes est, tout comme le graben d'Aguascalientes, fortement asymétrique, avec un remplissage plus important dans sa partie Ouest.

L'âge du graben de Villa de Reyes est très mal contraint. La formation la plus ancienne affectée de manière certaine par les failles du graben est la rhyolite San Miguelito (30 ± 1.5 Ma). Ces mêmes failles sont scellées sur le flanc occidental par des tufs datés à 100 ka (Labarthe-Hernández, com. pers.). Certains auteurs (Tristán-Gonzalez, 1986) ont avancé l'hypothèse selon laquelle la rhyolite Panalillo (26.8 ± 1.3 Ma), présente sous le remplissage sédimentaire du graben (fig. IV-11), se serait déposée dans la dépression engendrée par ce dernier. Rien n'indique cependant que la rhyolite Panalillo n'ait pas été affecté au même titre que les formations plus anciennes, sachant d'ailleurs que des reliquats de la rhyolite Panalillo sont présents dans la Sierra de San Miguelito à une altitude moyenne de 2250 m. Si l'on considère que la rhyolite Panalillo est affectée par le graben, alors le mouvement vertical sur la faille occidentale dépasse les 1000 m.

3.3.c. Autres structures

La Mesa Central est affectée par de nombreuses autres structures de direction N-S à NNE-SSE (fig. IV-1). La couverture volcanique oligocène qui affleure à l'ouest du graben Villa de Reyes, entre les villes de Salinas de Hidalgo et León, est affectée par de nombreuses failles normales qui forment des horsts et grabens alignés suivant une direction à peu près N-S. Le graben El Cuarenta, situé à une quarantaine de kilomètres de la ville de León, appartient à cet ensemble. Sa longueur est de 40 km pour un déplacement vertical estimé à 1000 m (Quintero-Legorreta, 1992).

3.3.d. *Les grabens de la Sierra Madre Occidentale*

La partie méridionale de la Sierra Madre Occidentale, à l'ouest de la Mesa Central, est découpée par des grabens de direction et de dimensions semblables à celle des grabens de Villa de Reyes et d'Aguascalientes. Il s'agit des grabens de Calvillo, Juchipila, Tlaltenango et Bolaños (fig. IV-1). Ces structures, étudiées en détail par Nieto-Samaniego *et al.* (1997), paraissent être limitées au nord par le système Tepehuanes-Zimapán et au sud par les structures plus récentes affectant l'Axe Volcanique Trans-Mexicain. Les grabens ont une longueur comprise entre 80 et 120 km pour une largeur moyenne de 15 km. La profondeur des dépressions engendrées varie entre 400 et 1000 m. Des ignimbrites du Miocène inférieur, datées à 22 Ma (Moore *et al.*, 1994), sont affectées par les failles du graben de Tlaltenango avec un décalage total de 400 m. En revanche un volcan bouclier, daté à 21 Ma par Moore *et al.* (1994) et mis en place sur ces mêmes failles, ne montre qu'un décalage inférieur à 50 m (Ferrari *et al.*, 2002). L'essentiel de la déformation a donc été produite entre 22 et 20 Ma. Les observations faites par Ferrari *et al.* (2002) montrent des âges voisins pour les grabens de Bolaños (22-18 Ma) et Juchipila (<24 Ma). Les grabens de Tlaltenango, Bolaños et Juchipila semblent donc s'être mis en place dans un laps de temps très court, durant le Miocène inférieur.

3.4. *STRUCTURES AFFECTANT LA LIMITE ENTRE LA MESA CENTRAL ET L'AXE VOLCANIQUE TRANS-MEXICAIN*

Le secteur situé entre les villes de Guanajuato et Querétaro est caractérisé par des structures N-S (faille de San Miguel de Allende et graben de Querétaro) et ENE-WSW. Elles affectent les ignimbrites oligocènes et le volcanisme plus récent, en relation avec les premiers stades de la mise en place de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain.

La faille de San Miguel de Allende forme un escarpement assez important (200 m en moyenne), long de près de 38 km, sur lequel est construite la ville de San Miguel de Allende. Les unités affectées par cette faille sont principalement des ignimbrites oligo-miocènes. Plus au sud la faille affecte également des dépôts issus des premières phases d'activités du volcan Palo Huérfino et se retrouve scellée par les coulées plus récentes (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001) datées à 12.4 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996). En revanche plus au nord la trace de la faille reste visible avec un escarpement beaucoup plus modeste (inférieur à 50 m). La trace nord de la faille est soulignée par de nombreuses fractures, larges d'un mètre et profondes d'environ deux mètres. Au niveau de ces fractures des calcrètes plio-quadernaires montrent un décalage vertical de près de deux mètres. Il est cependant impossible de savoir s'il s'agit là d'une activité récente de la faille ou bien d'un affaissement de terrain lié au surpompage de l'eau présente dans le sous-sol.

La ville de Querétaro se trouve au coeur d'un graben délimité par des failles normales orientées NNW-SSE. Ces failles ont découpé un plateau volcanique constitué essentiellement de basaltes (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Les datations faites sur ces basaltes ont donné des âges variant entre 8.10 Ma (près de l'aéroport ; Pasquaré *et al.*, 1991) et 5.6 Ma (volcan Cimatario au sud de la ville ; Aguirre-Díaz & López-Martínez, 2001). Certaines failles du graben montrent des escarpements relativement peu érodés (Aguirre-Díaz *et al.*, 2000). De plus une série de petits séismes s'est produite en 1998 sur un segment de faille (Sanfandila) à l'Est de la ville de Querétaro (Zúñiga *et al.*, 2003), ce qui laisse à penser que ce système de failles est encore actif à l'heure actuelle.

Le second système affectant la région entre Guanajuato et Querétaro est constitué de failles normales très inclinées dont l'orientation varie entre N040° et N080° (une cartographie et une description détaillée est donnée par Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Le graben de la Saucedad (Nieto-Samaniego & Martínez-Reyes, 1987) est une dépression dont la profondeur n'excède pas 250 m et qui est orientée N075°. Il limite la Sierra de Guanajuato au NW de la Sierra de Condornices au SE et affecte principalement des séries volcaniques oligocènes. La formation la plus jeune affectée par le graben est l'ignimbrite San Nicolás datée à 24.8 Ma (Cerca-Martínez *et al.*, 2000). D'autres structures du même type affectent le volcanisme miocène dans la région de San Miguel de Allende et de Querétaro. Leur âge est relativement bien contraint puisqu'elles affectent le volcan Palo Huérfano (12 Ma) près de San Miguel de Allende et le volcan Cimatario (5.3 Ma) au sud de Querétaro. Elles ne semblent plus être actives depuis la fin du Pliocène (Pasquaré *et al.*, 1988). Dans la région de Querétaro le système de failles N045° intersecte les failles NNW-SSE du graben de Querétaro. Les travaux menés dans ce secteur ont montré que les failles de direction N045° étaient recoupées par le graben (Aguirre-Díaz *et al.*, 2000). Par ailleurs les mesures effectuées sur ces failles (scellées au NE de la ville de Querétaro par des andésites datées à 8 Ma) ont montré un mouvement normal avec une composante dextre non négligeable (pitches ~35°).

4. CINEMATIQUE DES FAILLES AFFECTANT LA COUVERTURE VOLCANIQUE CENOZOÏQUE

La Mesa Central est affectée par deux systèmes majeurs presque orthogonaux : (1) le système Tepehuanaes-Zimapán avec des failles en "domino" et (2) des grabens orientés N-S à NNE-SSW. Le mouvement sur ces failles est généralement considéré comme étant purement normal. Cependant de nombreux plans de failles montrent des stries obliques ou encore horizontales. Afin de mieux caractériser le régime tectonique et les états de contraintes associés à ces structures des données microstructurales ont été collectés dans une quarantaine de sites. L'orientation des axes de contraintes principaux a été évaluée soit par inversion des plans striés en utilisant la méthode d'Angelier (1990 & 1994), soit par la méthode des dièdres droits (Angelier & Mechler, 1977 ; on néglige alors la déformation rotationnelle). La localisation des sites de mesures, l'âge des formations affectées par les

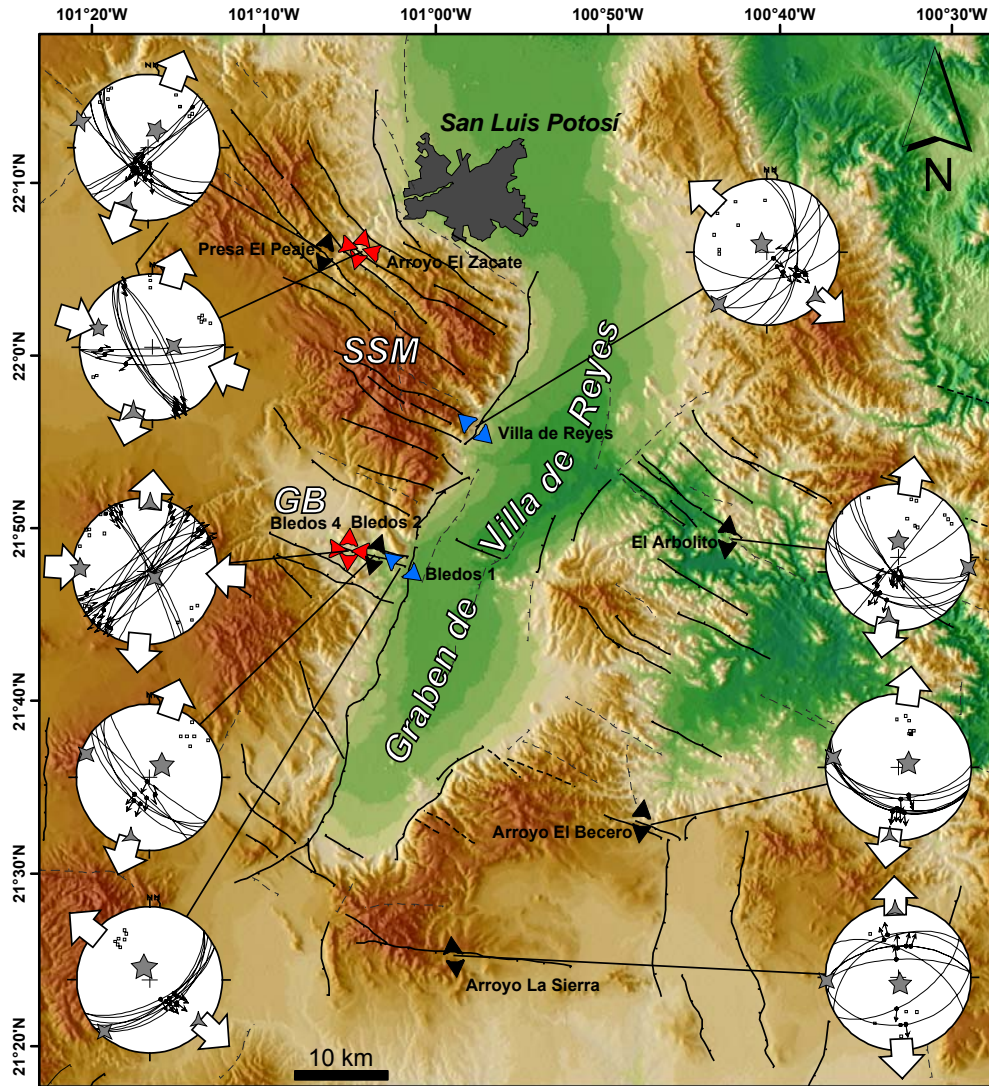


FIG. IV.12 – Résultats des inversions de populations de plans striés mesurés (projections stéréographiques, hémisphères inférieurs) pour la région de San Luis Potosí. Les axes principaux de contraintes sont figurés par des étoiles à trois, quatre et cinq branches qui représentent respectivement σ_3 , σ_2 et σ_1 . Les flèches noires et rouges montrent les deux régimes (normal et décrochant) associés aux failles du système Tepehuanes-Zimapan (σ_3 orienté ~NNE-SSW). Les flèches bleues montre le régime extensif associé au graben Villa de Reyes (σ_3 orienté ~NW-SE).

San Luis Potosí area (Fig. IV-12)

SITE	n	Lat. (°N)	Lon. (°W)	σ_1		σ_2		σ_3		R	Formation
				Az.	Pl.	Az.	Pl.	Az.	Pl.		
Arroyo El Zacate	10	22.1017	-101.0725	289	23	88	66	196	8	0.26	Ign. Cantera (29 Ma)
Arroyo El Becero	8	21.55	-100.7994	68	78	278	10	187	6	0.63	Rh.San Miguelito (30 Ma) / F. Panalillo (26.8 Ma)
Arroyo La Sierra	8	21.4189	-100.9833	165	82	267	2	357	7	0.62	Ign. (Oligocene) / Basalts (Miocene ?)
Bledos 1	7	21.8039	-101.0447	336	74	221	7	130	14	0.76	Conglom. (Post 27 Ma ?)
Bledos 2	6	21.8003	-101.0358	46	71	290	9	197	17	0.69	Ign. Cantera (29 Ma) / Rh. El Zapote (>26.8 Ma)
Bledos 4	18	21.8125	-101.0856	273	11	125	77	4	7	0.43	Rh. El Zapote (btw 29 and 27 Ma)
El Arbolito	10	21.8242	-100.7169	360	72	98	3	189	18	0.47	Ign. Santa Maria (Olig.) / Tr. Ojo Caliente (>30.6 Ma)
Presa El Peaje	11	22.0997	-101.1067	4	68	268	3	177	21	0.52	Ign. Cantera (29 Ma) / F. Panalillo (26.8 Ma)
Villa de Reyes	8	21.9292	-100.9617	329	79	223	3	132	11	0.5	Rh.San Miguelito (30 Ma) / Conglom. (Post 27 Ma)

Tableau IV.1 – Résultats des inversions de populations de plans striés mesurés pour la région de San Luis Potosí. Les sites sont localisés sur la figure IV-12. Les axes principaux de contraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 (avec $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) et le coefficient R ($R = [\sigma_2 - \sigma_1] / [\sigma_3 - \sigma_1]$) sont donnés pour chaque site.

populations de plans striés, ainsi que les résultats des inversions sont synthétisés dans les Tableaux IV-1 à IV-3.

4.1. GRABEN VILLA DE REYES ET SIERRAS AVOISINANTES

Les mesures effectuées sur le flanc occidental du graben Villa de Reyes, sur une faille majeure mettant en contact la rhyolite San Miguelito (30 Ma) avec des conglomérats post 27 Ma (site “Villa de Reyes” sur la fig. IV-12 et dans le Tableau IV-1), montrent une direction d’extension N132°. Ces données sont cohérentes avec la direction moyenne de l’extension ($\sigma_3 = N098^\circ$) obtenue par Nieto-Samaniego *et al.* (1997) pour les grabens de Tlaltenango, Juchipila et Calvillo situés plus à l’ouest.

D’autres mesures ont été réalisées dans les sierras bordant le graben de Villa de Reyes (fig. IV-12), qui sont affectées essentiellement par les failles du système Tepehuanes- Zimapán. Les mesures réalisées dans la Sierra de San Miguelito, au SW de San Luis Potosí, montrent deux états de contraintes différents sur des failles de direction $\sim N140^\circ$. Ces structures affectent le volcanisme dont l’âge est compris entre 29 et 27 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). La faille El Zacate (fig. IV-12), où des stries horizontales ont été mesurés, est caractérisée par un régime décrochant sénestre ($\sigma_1 = N289^\circ$ et $\sigma_3 = N196^\circ$). Les mesures effectuées à proximité de la faille El Peaje (fig. IV-12) montrent deux états de contraintes différents. Le premier est normal ($\sigma_3 = N201^\circ$) et assez bien contraint. Le second, moins bien contraint, correspond à un régime décrochant caractérisé par des directions de σ_1 et σ_3 proches de celles obtenues sur la faille El Zacate.

Les mesures réalisées dans le graben de Bledos (fig. IV-12), sur des roches dont l’âge est compris entre 30 et 27 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982), montrent les trois états de contraintes observés précédemment : (1) un régime extensif avec un σ_3 orienté NNE-SSW, (2) un régime décrochant avec un σ_1 orienté E-W et un σ_3 orienté N-S et (3) pour les sites proches du graben de Villa de Reyes un régime extensif avec un σ_3 orienté NNE-SSW.

Les mesures effectuées dans trois localités différentes dans les sierras bordant le flanc oriental du graben de Villa de Reyes (fig. IV-12) montrent un régime extensif caractérisé par un σ_3 compris entre N189° et N162°. Ces mesures ont été effectuées sur les failles El Arbolito et El Becero, de direction NW-SE et qui mettent en contact l’ignimbrite Santa Maria avec respectivement la trachyte Ojo Caliente (>30.6 Ma) et la Rhyolite San Miguelito (30 Ma), et sur la faille de Cabras (site “Arroyo La Sierra” dans le Tableau IV-1), orientée E-W, qui coupe en deux une mesa constituée par les basaltes Cabras (post-27 Ma).

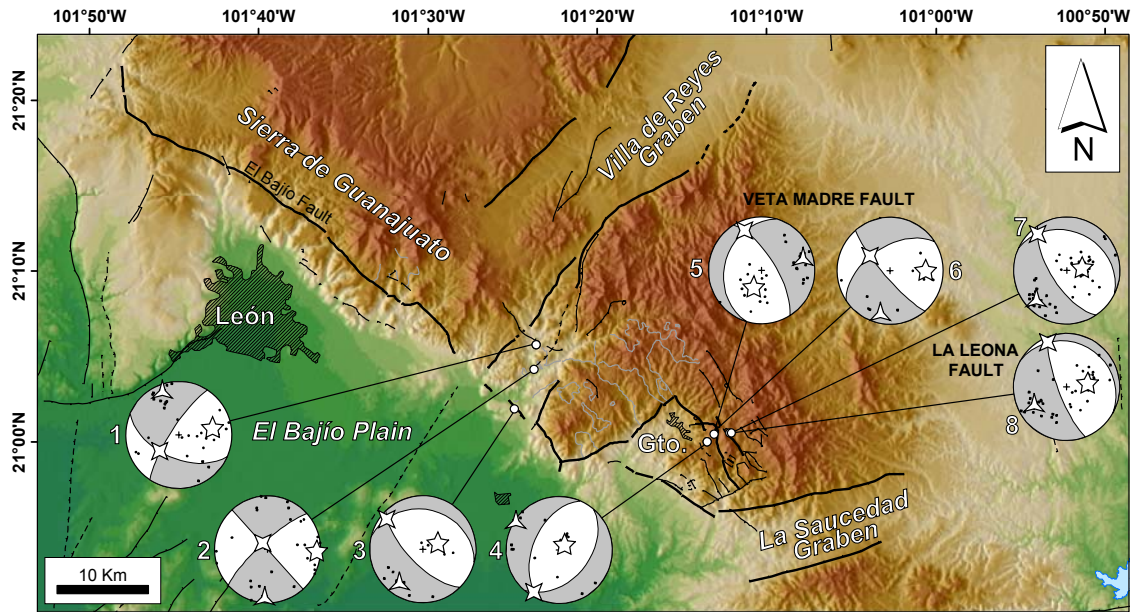


FIG. IV.13 – Analyse des populations de plans striés de la Sierra de Guanajuato par la méthode des dièdres droits (projections stéréographiques, hémisphères inférieurs). Les points représentent les axes P et T pour chacun des plans de failles. Les étoiles à cinq et trois branches représentent respectivement l’axe P moyen et l’axe T moyen. Les quadrants noirs sont en tension et les quadrants blancs en compression. Les numéros de 1 à 8 renvoient au tableau IV–2.

Sierra de Guanajuato (Fig. IV-13)

SITE	n	Lat (°N)	Lon. (°W)	NP1		NP2		T		I		P		Formation	
				Az.	Pl.	Az.	Pl.	Az.	Pl.	Az.	Pl.	Az.	Pl.		
1	ARPEROS	16	21.0942	-101.3931	113.6	53.7	212.8	77.8	338.5	15.6	228.3	51.0	79.6	4.6	Mesozoic Volcanics
2	PAXTLE	13	21.0706	-101.3953	227.9	78.5	137.9	89.8	183.5	8.0	317.0	78.5	92.3	8.2	Mesozoic Volcanics
3	TUNA MANSA	7	21.0314	-101.4089	135.6	67.2	284.1	26.3	215.5	21.1	310.4	12.3	68.7	65.3	Ign. Cuatralba (28 Ma)
4	MINA LAS TORRES	8	21.0000	-101.2253	41.0	42.4	203.0	49.1	301.5	3.4	210.9	9.0	51.8	80.3	Ign. Calderones (>30 Ma)
5	VETA MADRE	15	21.0072	-101.2181	328.0	68.8	196.7	30.5	74.7	20.7	336.5	20.9	205.4	59.9	Ign. Calderones / And El Cedro
6	VETA MADRE	7	21.0072	-101.2181	139.0	79.8	236.7	53.4	192.9	17.2	305.9	51.5	91.2	33.2	Ign. Calderones / And El Cedro
7	LA LEONA (CAMINO)	24	21.0086	-101.2014	146.8	66.0	295.3	27.6	226.3	19.8	321.0	12.8	81.8	66.2	Ign. Calderones (>30 Ma)
8	LA LEONA (ARROYO)	20	21.0083	-101.2028	159.2	76.8	299.0	17.1	240.2	30.9	336.6	10.6	83.4	56.9	Ign. La Bufa / Ign. Calderones (>30 Ma)

Tableau IV.2 – Résultats de l’analyse des populations de plans striés de la Sierra de Guanajuato par la méthode des dièdres droits. Les sites sont localisés sur la figure IV–13. Les axes P et T et les plans nodaux (NP1 et NP2) délimitant les domaines en compression et en extension sont donnés pour chaque site.

4.2. SIERRA DE GUANAJUATO

Tout comme dans la région de San Luis Potosí la Sierra de Guanajuato est affectée par deux systèmes de failles orthogonaux de directions NW et SE. Les mesures structurales ont été réalisées dans la partie orientale de la Sierra de Guanajuato (fig. IV–13 et Tableau IV–2). A proximité de la ville minière de Guanajuato les unités volcaniques datées entre 30 et 37 Ma sont affectées par une série de failles orientées NW-SE. La faille La Leona met en contact la formation Calderones (non datée) avec la rhyolite La Bufa (plus ancienne ; datée à 37 Ma par Gross, 1975). Les mesures réalisées

sur la faille en deux sites montrent un régime purement extensif caractérisé par un σ_3 compris entre N211° et N232° (fig. IV-13 et Tableau IV-2). En revanche les mesures effectuées sur la faille Veta Madre, qui met en contact l'andésite El Cedro avec les conglomérats rouges paléocènes, montrent deux régimes différents (fig. IV-13). Le premier est essentiellement extensif avec des stries sub-verticales tandis que le second est clairement transtensif senestre. Les directions d'extension sont respectivement N066° et N184°. D'autres mesures, réalisées dans la formation Calderones plus au sud (site "Mina Las Torres" dans le Tableau III-1), ont révélé deux états de contraintes extensifs, le premier avec un σ_3 orienté N019° et le second avec un σ_3 orienté N122°.

A l'ouest de la ville de Guanajuato affleurent les unités volcanosédimentaires mésozoïques. Les mesures effectuées sur un contact entre des ignimbrites oligocènes et la diorite Tuna Mansa (Jurassique) montrent un régime extensif semblable à celui observé sur la faille La Leona (fig. IV-13 et Tableau IV-2). D'autres mesures dans les unités volcanosédimentaires montrent un régime décrochant caractérisé par un axe compressif orienté E-W et un axe extensif orienté N-S. L'âge de la déformation est cependant incertain, bien que ces directions de compression et d'extension soient proches de celles obtenues sur la faille Veta Madre.

4.3. REGION DE QUERETARO

Dans la région de Querétaro la couverture volcanique est constituée aussi bien par des ignimbrites oligocènes que par des dépôts volcaniques miocènes à plio-quaternaires (andésites, basaltes, etc.) associés à des volcans (Zamorano, Palo Huérfano, La Joya, etc.).

Le volcan Zamorano (Carrasco-Núñez *et al.*, 1989 ; Verma & Carrasco-Núñez, 2003, localisation sur la (fig. IV-14), situé à une quarantaine de kilomètres de la ville de Querétaro, est l'un des plus anciens volcans de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain. C'est également le volcan situé le plus au nord de ce dernier. Ses dépôts andésitiques et dacitiques, datés par Verma & Carrasco-Núñez (2003) entre 10.5 ± 0.3 et 9.4 ± 0.2 Ma, reposent directement sur les ignimbrites oligocènes datées entre 30 et 28 Ma. Au nord du volcan Zamorano (route entre Victoria et Tierra Blanca) les ignimbrites oligocènes sont basculées de 40° vers le Nord-Est par une série de failles de direction NW-SE appartenant au système Tepehuanes- Zimapán. Au sud du volcan Zamorano ces mêmes ignimbrites sont affectées par une faille majeure (la faille Zamorano ; Martínez-Reyes, travaux en cours). L'orientation des différents segments de la faille varie entre N080° et N100°. Les plans de failles mesurés entre Victoria et Tierra Blanca et sur la faille Zamorano sont très inclinés et ont montré des stries en "dip slip" (régime normal), obliques (régime transtensif sénestre) et décrochantes (régime décrochant sénestre). Dans tout les cas la direction d'extension est comprise entre N169° et N212° (fig. IV-14 et Tableau IV-3).

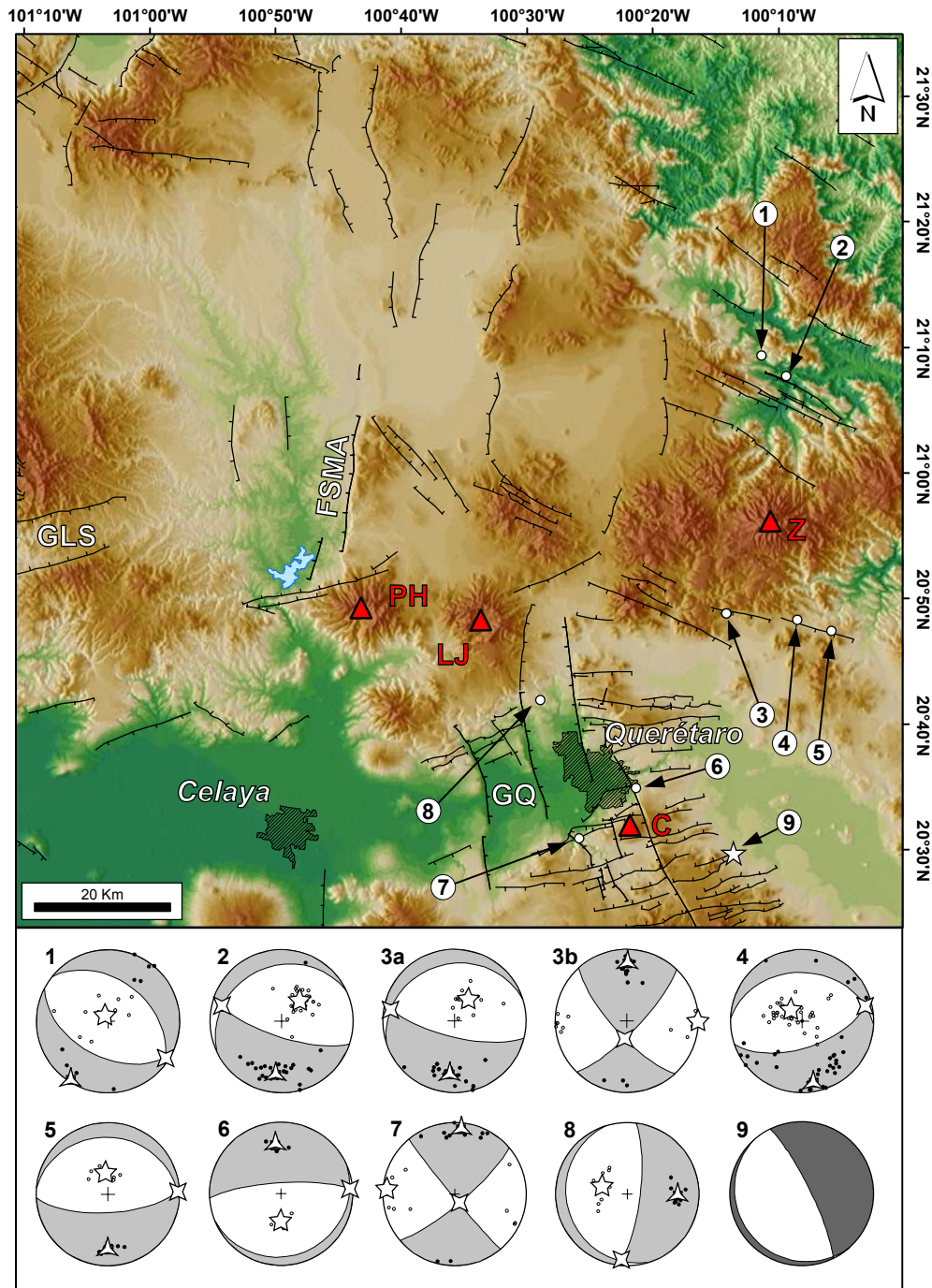


FIG. IV.14 – Diagrammes 1 à 8 : Analyse des populations de plans striés de la région de Querétaro par la méthode des dièdres droits (projections stéréographiques, hémisphères inférieurs). Les points représentent les axes P et T pour chacun des plans de failles. Les étoiles à cinq et trois branches représentent respectivement l'axe P moyen et l'axe T moyen. Les quadrants noirs sont en tension et les quadrants blancs en compression. Les numéros de 1 à 8 renvoient au tableau IV-3. Diagramme 9 : mécanisme au foyer d'un des séismes de la séquence de Sanfandila survenue en 1998 (Zúñiga *et al.*, 2003). Abréviations des structures: GLS, graben de la Saucedad, GQ, graben de Querétaro, FSMA, faille de San Miguel de Allende. Les triangles rouges représentent les principaux volcan : C, volcan Cimataro, PH, volcan Palo Huérfino, LJ, volcan La Joya, Z, volcan Zamorano.

Querétaro area (Fig. IV-14)

SITE	n	Lat (°N)	Lon. (°W)	NP1		NP2		T		I		P		Formation	
				Az.	Pl.	Az.	Pl.	Az.	Pl.	Az.	Pl.	Az.	Pl.		
1	TIERRA BLANCA	12	21.1558	-100.1883	109.3	48.6	300.5	42.0	204.6	3.3	114.2	5.6	325.2	83.5	ignimbrites (30-28 Ma)
2	ARROYO CAÑA	27	21.1286	-100.1561	100.6	72.3	236.6	23.9	177.8	25.5	275.5	15.6	33.7	59.5	ignimbrites (30-28 Ma)
3a	PRESA DE RAYAS	22	20.8133	-100.2350	96.0	71.8	244.4	21.2	177.4	26.0	272.5	10.3	22.4	61.7	ignimbrites (30-28 Ma)
3b	PRESA DE RAYAS	14	20.8133	-100.2350	129.9	74.3	36.2	77.1	352.6	20.5	178.5	69.4	83.3	1.9	ignimbrites (30-28 Ma)
4	ZAMORANO OESTE	37	20.8047	-100.1411	63.0	59.3	264.5	32.5	161.3	13.6	68.9	9.8	304.3	73.1	ignimbrites (30-28 Ma)
5	ZAMORANO ESTE	9	20.7900	-100.0964	78.9	68.7	267.3	21.5	171.3	23.6	80.0	2.8	343.6	66.2	ignimbrites (30-28 Ma)
6	CANTERA CENTRAL	6	20.5819	-100.355	266.5	77.3	67.2	13.4	352.8	32.2	85.5	4.3	182.3	57.4	Pyroclastic / lacustrine deposits (Miocene)
7	ARROYO EL BATÁN	11	20.5147	-100.4306	140.2	87.0	49.7	78.9	5.5	10.0	155.1	78.5	274.5	5.7	B. Querétaro (8-5 Ma)
8	PUENTE EL NABO	8	20.6983	-100.4817	7.1	75.4	162.3	16.0	91.7	30.1	185.4	6.4	286.2	59.1	Pyroclastic / lacustrine deposits (Pliocene)

Tableau IV.3 – Résultats de l'analyse des populations de plans striés de la région de Querétaro par la méthode des dièdres droits. Les sites sont localisés sur la figure IV–14. Les axes P et T et les plans nodaux (NP1 et NP2) délimitant les domaines en compression et en extension sont donnés pour chaque site.

Autour de la ville de Querétaro affleure très largement le volcanisme andésitique et dacitique, lié aux premiers stades de la mise en place de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001), et dont l'âge varie entre 16.1 ± 1.7 Ma (Sequence Cerro Colorado ; Pérez-Venzor *et al.*, 1996) et 9.9 ± 0.4 Ma (volcan La Joya, Valdéz-Moreno *et al.*, 1998). Ce volcanisme recouvre des ignimbrites et des sédiments d'âge Miocène inférieur. Des unités plus récentes, regroupées sous le terme de "basaltes Querétaro" sont également présentes. Elles ont été datées entre 8.10 Ma (Pasquare *et al.*, 1991) et 5.6 Ma (Aguirre-Díaz & López-Martínez, 2001). Toutes ces séries volcaniques sont affectées par des structures orientées ENE-WSW à E-W qui sont elles mêmes recoupées par les failles N-S du graben de Querétaro (fig. IV–14). Les plans de failles mesurés dans des andésites, à proximité de la faille El Batán qui déplace les basaltes Querétaro de près de 40 m, montrent, avec des pitches compris entre 5° et 40° , un régime décrochant avec un σ_3 orienté $N005^\circ$ et un σ_1 orienté $N274^\circ$. En revanche d'autres mesures faites dans des dépôts sédimentaires plio-quadernaires, à proximité de la faille occidentale du graben de Querétaro, montrent un régime purement extensif avec un σ_3 orienté $N092^\circ$. Cette direction d'extension est cohérente avec l'état de contrainte actuel (σ_3 orienté $N070^\circ$) déduit de la sismicité (diagramme 9 sur la fig. IV–14, Zúñiga *et al.*, 2003). Enfin quelques mesures relevées dans des dépôts pyroclastiques miocènes ont montré un mouvement purement normal (σ_3 orienté $N353^\circ$) sur un ensemble de failles E-W.

4.4. CONCLUSIONS SUR LA CINEMATIQUE DES FAILLES

Les données structurales montrent que le système Tepehuanes-Zimapán n'est pas uniquement composé de failles normales. Ce système est en fait beaucoup plus complexe puisque de nombreuses failles sont caractérisées par des stries obliques ou encore horizontales. La direction moyenne de l'extension est $N190^\circ$ (fig. IV–15). Le système Tepehuanes-Zimapán est donc transtensif sénestre puisque cette direction d'extension est oblique aux structures.

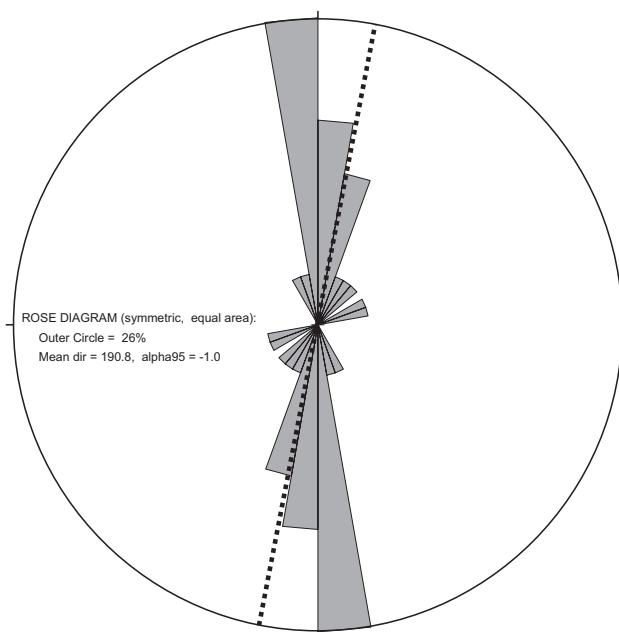


FIG. IV.15 – Diagramme de Rose des directions d’extension associées aux failles du système Tepehuanaes-Zimapán (n=20). La direction moyenne de l’extension est N191°.

Les mesures effectuées en deux sites sur le flanc occidental du graben Villa de Reyes montrent une direction d’extension N132°. Ces données sont cohérentes avec la direction moyenne de l’extension ($\sigma_3 = N098^\circ$) obtenue par Nieto-Samaniego *et al.* (1997) pour les grabens de Tlaltenango, Juchipila et Calvillo situés plus à l’ouest. D’autres mesures effectuées sur le graben de Querétaro montrent un direction d’extension E-W cohérente avec l’état de contrainte actuel déduit de la sismicité (Zúñiga *et al.*, 2003).

5. SISMICITE

La partie centrale du Mexique, au nord de l’Axe Volcanique Trans-Mexicain, est caractérisée par une sismicité modérée. Il est généralement question d’essaims de séismes de faible magnitude ou de séismes isolés de magnitude plus “importante”. Cependant ces événements restent généralement mal localisés, en raison de leur faible magnitude ($M_s < 5$) et d’un nombre de stations insuffisant, et les structures potentiellement actives sont très mal connues (Gómez-González *et al.*, 2003). L’un des événements les plus importants eu lieu le 7 Avril 1868 près de la ville de Villa Iturbide (aujourd’hui Villa Hidalgo), à une soixantaine de kilomètres au Nord-Est de San Luis Potosí. Les informations concernant ce séisme sont cependant fragmentaires et ne permettent pas de le localiser avec précision. Ce séisme pourrait aussi bien être lié à l’activité volcanique qui affecte cette partie de l’état de San Luis Potosí (Aranda Gómez & Luhr, 1996). Par la suite d’autres événements ont été signalés dans les

villages avoisinant dans les années 1940 et en 1988, 1998 (Mc 4.2), et 2000 (Gómez-González *et al.*, 2003).

6. APPORTS DU PALEOMAGNETISME

6.1. OBJECTIFS

Le paléomagnétisme consiste à mesurer la direction de l'aimantation rémanente des roches pour en extraire des informations sur l'évolution du champ magnétique au cours du temps (étude de la variation séculaire ou des périodes d'inversions du champ) ou, dans le cas qui nous intéresse ici, sur les mouvements tectoniques (déplacements des masses continentales, rotations de blocs crustaux, mouvements latitudinaux, etc.).

Nous avons pu constater lors de l'étude structurale que le système Tepehuanes-Zimapán n'est pas uniquement composé de failles normales, mais également de failles transtensives et décrochantes sénestres. L'objectif de cette étude est de déterminer si des rotations de blocs sont associées au système Tepehuanes-Zimapán. Des études similaires réalisées au sein de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain, qui est à l'heure actuelle affecté par une tectonique transtensive sénestre, ont montré des rotations antihoraires comprises entre $12.4^\circ \pm 5.4^\circ$ et $8.9 \pm 6.4^\circ$ (Soler-Arechalde & Urrutia-Fucugauchi, 2000 ; Ruiz-Martínez *et al.*, 2000). La région de San Luis Potosí et la Sierra de Guanajuato, où affleure très largement la succession ignimbritique d'âge Oligocène inférieur, se prêtent bien à ce type d'étude. Les coulées pyroclastiques constituent de vastes épanchements tabulaires qui facilitent les corrélations stratigraphiques et les corrections de pendage.

6.2. NOTIONS ELEMENTAIRES

Cette section vise à définir brièvement quelques unes des notions nécessaires à la compréhension et à l'interprétation des données présentées ci-après.

6.2.a. Aimantation rémanente

L'aimantation rémanente naturelle (ARN) d'une roche correspond à la somme des différentes aimantations rémanentes acquises au cours de son histoire géologique: (1) une aimantation primaire, porteuse de l'information "utile", et (2) des aimantation secondaires (liées aux phénomènes d'altérations, foudre, etc.) "parasites".

Il existe différents types d'aimantations rémanentes primaires. L'aimantation thermorémanente (ATR), qui nous intéresse ici, est acquise durant le refroidissement d'une roche. L'aimantation rémanente d'une roche est portée par les minéraux ferromagnétiques qu'elle contient.

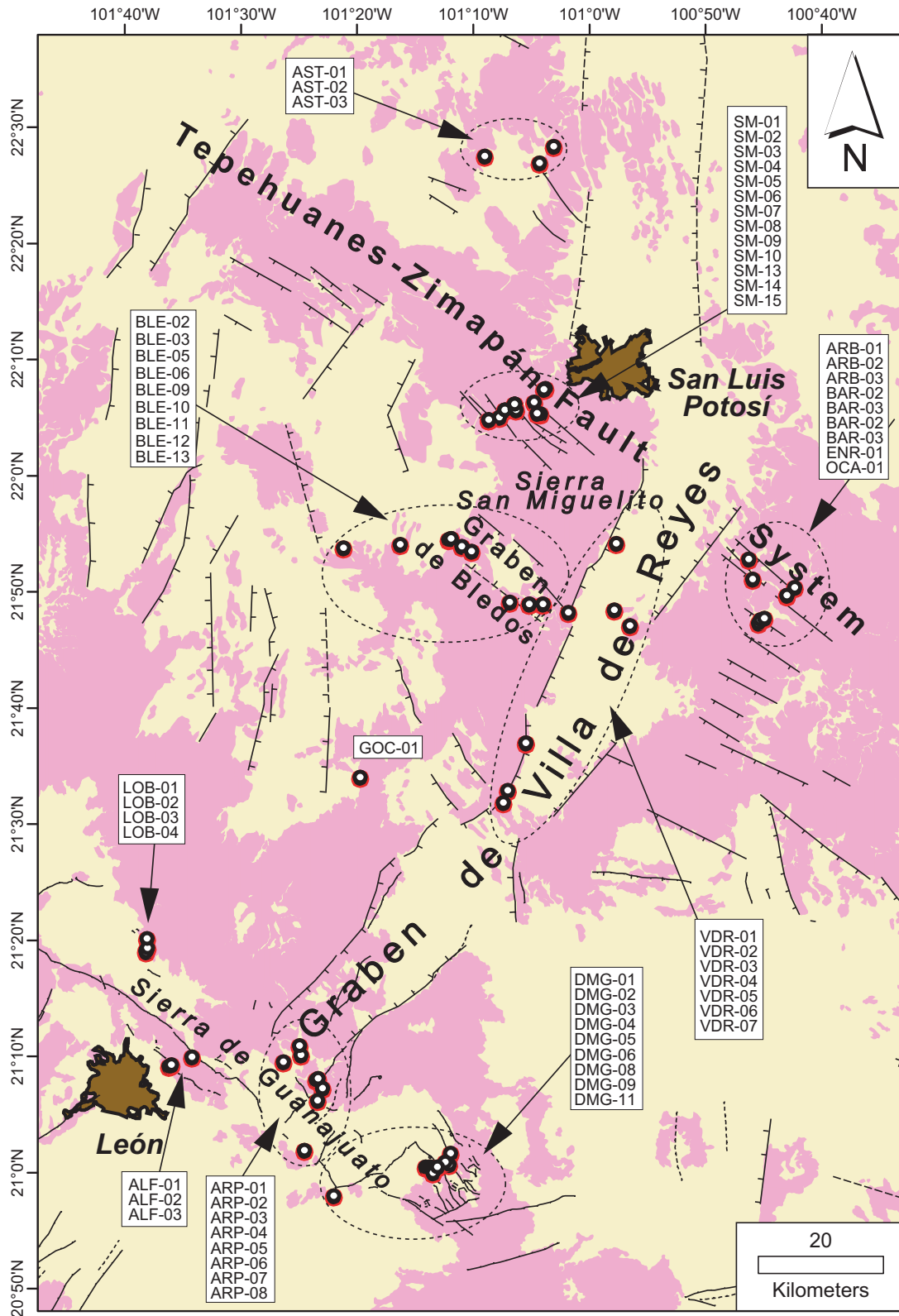


FIG. IV.16 – Carte de la région de San Luis Potosí avec la localisation des sites échantillonnés pour l'étude paléomagnétique. La couverture volcanique oligocène (en rose) et les principales structures sont également figurées.

Au dessus d'une certaine température (température de Curie) ces minéraux perdent leurs propriétés magnétiques. Inversement lorsque leur température passe sous la température de Curie ces minéraux peuvent participer à l'acquisition de l'ATR. Cette aimantation est parallèle et proportionnelle au champ magnétique ambiant. Cependant l'aimantation acquise par un grain ferromagnétique n'est stable que lorsque la température est inférieure à la température de blocage, cette dernière étant fonction du volume et du champ coercitif du grain ferromagnétique considéré. Les roches sont constituées de grains dont les caractéristiques varient et disposent donc d'un spectre de températures de blocage plus ou moins étendu. Pour un intervalle de refroidissement donné la roche acquiert une ATR partielle grâce aux grains qui ont une température de blocage comprise dans cet intervalle. Par ailleurs lorsqu'on chauffe une roche à une température donnée seule les ATR acquises à des températures inférieures sont détruites.

Les aimantations secondaires "parasites" sont diverses. L'aimantation rémanente visqueuse est acquise par l'action continue du champ magnétique terrestre à température normale. L'aimantation rémanente isotherme est due à l'application d'un champ intense (la foudre par exemple) pendant une durée de temps qui peut être brève. L'aimantation rémanente chimique est le résultat de l'altération des roches. Les transformations cristallines peuvent détruire l'aimantation rémanente ou en changer la direction.

6.2.b. Méthodes de désaimantation

Pour déterminer l'aimantation rémanente primaire deux techniques sont utilisées: la désaimantation thermique et la désaimantation par champ alternatif. La désaimantation thermique consiste à désaimanter les échantillons en les chauffant par paliers de températures croissantes, puis de les refroidir en champ magnétique nul. Le traitement thermique élimine l'aimantation portée par les grains ferromagnétiques dont la température de Curie est inférieure à la température appliquée. La désaimantation par champ alternatif consiste à désaimanter les échantillons en leur appliquant un champ alternatif sinusoïdal qui décroît d'une intensité maximale donnée jusqu'à la valeur zéro et dont la valeur crête est augmentée à chaque étape. Ce traitement efface l'aimantation portée par les grains dont le champ coercitif est inférieur au champ maximal appliqué. Après chaque étape de désaimantation, l'échantillon mesuré possède une aimantation rémanente résiduelle d'une certaine intensité et une direction définie par l'inclinaison et la déclinaison.

6.2.c. Anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)

La mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) permet d'obtenir des informations sur la fabrique magnétique d'une roche. L'ASM d'un échantillon de roche dépend à la fois de l'anisotropie des minéraux magnétiques qui le constituent et de leur imbrication (arrangement

Tableau IV.4

SITE	N	LAT	LON	Az. K1	Inc. K1	Az. K3	Inc. K3	ΔK1	ΔK3	P	T
ALF01	3	21.150	-101.603	23.6	14.1	-159.4	75.9	12.5	5.1	1.026	-0.183
ALF02	4	21.152	-101.600	-26.2	9.7	117.3	78.0	29.8	8.4	1.043	0.412
ALF03	4	21.163	-101.570	-145.3	11.1	1.3	76.8	21.9	23.1	1.034	0.445
ARB01	4	21.825	-100.716	133.1	0.2	-136.5	66.3	41.4	30.8	1.020	-0.015
ARB02	3	21.826	-100.716	143.5	41.3	-78.0	40.4	22.0	15.4	1.010	-0.208
ARB03	4	21.837	-100.705	-159.4	6.5	-22.9	81.0	29.2	6.1	1.015	0.289
ARP01	3	21.029	-101.409	-138.8	0.4	-47.3	72.8	1.5	0.9	1.041	0.247
ARP02	5	21.101	-101.390	-29.3	44.6	90.9	27.0	35.0	34.5	1.009	-0.099
ARP03	3	21.118	-101.383	-1.8	32.1	95.8	11.9	14.0	20.1	1.006	-0.329
ARP04	4	21.130	-101.392	178.3	3.8	1.1	86.2	22.2	7.5	1.014	0.022
ARP05	4	21.132	-101.389	147.3	39.9	-122.6	0.2	26.4	22.9	1.014	-0.421
ARP06	5	21.166	-101.414	7.2	17.4	-102.2	46.7	36.3	25.1	1.038	0.146
ARP07	4	21.179	-101.416	-9.7	21.3	120.3	58.7	46.9	36.2	1.010	0.080
ARP08	4	21.156	-101.439	-28.7	16.5	67.5	19.8	39.2	42.2	1.022	-0.067
AST01	4	22.456	-101.150	31.5	13.6	176.7	73.6	13.9	11.3	1.036	0.172
AST02	4	22.470	-101.051	-23.7	78.1	141.3	11.5	21.0	10.5	1.026	0.495
AST03	4	22.446	-101.071	-78.6	48.2	177.4	12.2	12.2	42.3	1.022	-0.432
AST04	6	22.428	-101.061	-126.3	2.0	-12.4	85.1	33.7	10.0	1.018	0.492
BAR01	4	21.786	-100.757	78.2	11.7	-132.4	76.5	32.8	8.5	1.014	-0.179
BAR02	3	21.791	-100.754	0.8	33.0	158.2	54.9	19.1	8.9	1.017	0.275
BAR03	4	21.793	-100.748	14.6	14.7	-177.5	75.0	28.4	9.0	1.025	0.320
BLE01	4	21.894	-101.353	-43.1	16.5	144.1	73.3	30.6	6.1	1.010	0.324
BLE02	6	21.899	-101.271	-150.5	28.9	10.9	59.7	52.0	35.6	1.022	0.656
BLE03	6	21.906	-101.202	-76.0	11.5	77.9	77.3	26.8	3.5	1.041	0.929
BLE04	4	21.907	-101.198	-2.8	49.3	-167.4	39.6	43.7	54.2	1.019	0.067
BLE05	3	21.907	-101.198	-88.5	3.6	162.3	79.2	32.3	39.0	1.015	0.295
BLE06-	3	21.896	-101.183	7.1	15.2	-159.3	74.4	8.2	4.0	1.011	0.273
BLE06-	3	21.896	-101.183	-29.8	80.6	130.9	8.9	0.6	1.7	1.031	-0.230
BLE08	4	21.816	-101.114	49.8	0.2	142.1	85.3	22.8	9.5	1.012	0.585
BLE09	4	21.813	-101.066	-27.8	0.7	69.5	84.6	19.2	10.4	1.011	-0.112
BLE10	4	21.813	-101.066	33.9	39.0	-138.2	50.8	25.1	17.1	1.039	0.079
BLE11	6	21.813	-101.086	-0.4	2.9	114.9	83.2	21.6	7.9	1.016	0.699
BLE12	6	21.813	-101.086	155.5	5.0	48.9	73.0	27.4	32.5	1.048	0.189
DMG01	4	21.005	-101.235	122.0	11.0	-119.7	67.7	18.5	10.7	1.016	0.728
DMG03	4	21.005	-101.228	-150.4	21.6	118.3	3.1	28.9	51.3	1.013	-0.822
DMG04	4	21.002	-101.226	176.6	0.0	-90.6	89.3	34.9	24.7	1.007	0.301
DMG05	4	20.998	-101.224	83.8	2.1	-39.3	86.2	46.4	29.6	1.017	0.460
DMG06	4	20.997	-101.224	159.0	3.7	-98.7	72.9	16.1	8.4	1.031	0.096
DMG07	5	21.025	-101.199	-88.3	5.8	10.4	56.3	18.2	40.9	1.013	-0.219
DMG08	4	21.009	-101.201	38.6	32.1	-117.8	55.6	41.5	12.1	1.015	0.475
DMG09	4	21.012	-101.207	42.9	57.0	-112.5	30.6	23.9	33.7	1.018	-0.020
DMG10	4	21.005	-101.218	-156.4	3.3	-64.8	27.0	36.3	26.0	1.011	0.381
DMG11	4	20.964	-101.367	100.3	6.5	2.9	48.6	2.7	0.9	1.235	0.765
ENR01	4	21.878	-100.771	-57.2	0.2	-147.4	59.1	12.9	4.5	1.017	0.087
GOC01	4	21.565	-101.329	-32.2	4.6	121.0	84.9	24.9	3.3	1.023	0.001
LOB01	4	21.316	-101.636	-1.4	5.0	-119.2	79.3	8.1	3.4	1.024	-0.257
LOB02	4	21.314	-101.636	172.4	14.9	33.9	70.5	35.0	17.6	1.031	0.215
LOB03	4	21.320	-101.634	-46.8	17.8	-162.9	53.8	39.6	24.7	1.029	-0.250
LOB04	3	21.333	-101.635	3.4	6.9	156.7	82.3	5.8	0.6	1.035	0.257
OCA01	3	21.849	-100.765	137.3	18.4	37.0	28.2	44.8	37.2	1.013	0.024
SM01	4	22.078	-101.144	-123.2	25.6	120.9	42.3	9.2	21.8	1.013	-0.345
SM02	3	22.081	-101.129	-17.2	45.9	-172.3	41.4	15.9	28.4	1.093	-0.601
SM03	4	22.092	-101.121	144.4	4.6	-119.6	52.2	3.2	2.5	1.037	0.292
SM04	3	22.092	-101.121	-23.9	10.6	-127.9	52.1	34.8	4.5	1.034	0.459
SM05	4	22.093	-101.106	-30.5	2.0	-130.2	78.5	18.3	4.7	1.028	0.050
SM06	4	22.092	-101.105	144.3	6.1	-112.2	65.2	47.2	7.5	1.016	0.335
SM07	4	22.078	-101.144	28.0	17.4	-111.9	67.7	6.0	3.0	1.013	0.198

SITE	N	LAT	LON	Az. K1	Inc. K1	Az. K3	Inc. K3	$\Delta K1$	$\Delta K3$	P	T
SM08	3	22.103	-101.079	143.9	22.0	-55.4	66.8	43.7	17.1	1.030	0.553
SM09	3	22.086	-101.070	-73.2	7.3	125.6	82.3	22.2	17.9	1.014	0.075
SM10	4	22.087	-101.075	-154.6	68.1	60.1	18.3	17.2	38.6	1.005	-0.725
SM11	5	22.100	-101.107	57.1	2.8	-51.6	81.3	41.0	19.4	1.021	0.108
SM12	2	22.100	-101.107	-133.4	35.0	49.0	54.9	22.4	23.3	1.048	0.684
SM13	3	22.100	-101.107	-104.7	75.6	21.9	8.7	18.2	18.1	1.022	0.696
SM14	4	22.123	-101.063	79.6	15.7	-98.4	74.3	37.9	17.5	1.014	0.560
SM15	4	22.121	-101.065	14.2	8.8	-108.7	74.2	19.1	4.1	1.012	0.734
VDR01	4	21.900	-100.961	-39.7	22.4	133.5	67.5	18.4	15.1	1.043	0.118
VDR02	4	21.805	-100.964	-179.1	3.9	-67.6	79.3	3.5	5.8	1.020	-0.002
VDR03	4	21.782	-100.941	164.1	25.2	49.0	42.0	35.0	26.8	1.017	0.589
VDR04	4	21.614	-101.091	-78.1	3.3	163.5	83.1	27.9	10.9	1.039	0.513
VDR05	4	21.614	-101.091	-76.2	0.9	163.7	88.2	12.3	7.1	1.040	-0.164
VDR06	4	21.546	-101.117	-85.4	31.8	40.6	43.6	51.9	35.0	1.014	0.034
VDR07	4	21.528	-101.123	81.7	28.7	-124.5	58.6	16.8	4.5	1.029	0.824

Tableau IV.4 – Résultats des mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique pour l'ensemble des échantillons. Les axes K_{max} et K_{min} , avec leurs intervalles de confiance à 95%, ainsi que le paramètre de forme T ($T=[K_{max}-K_{min}]/K$) et le degré d'anisotropie P ($P=K_{max}/K_{min}$) sont donnés pour chaque site.

spatial). Elle est définie par un tenseur symétrique de rang deux et représentée géométriquement par un ellipsoïde triaxial dont les axes principaux sont $K_{max} > K_{int} > K_{min}$. La forme de l'ellipsoïde d'AMS et le degré d'anisotropie peuvent être décrits par différents paramètres : la susceptibilité moyenne K définie par $K=[K_{max}+K_{int}+K_{min}]/3$, le paramètre de forme T défini par $T=[K_{max}-K_{min}]/K$ et le degré d'anisotropie P défini par $P=K_{max}/K_{min}$.

6.3. ECHANTILLONNAGE ET INTERPRETATION DES DONNEES

Pour une étude de ce type il est nécessaire de tenir compte de la variation séculaire du champ magnétique terrestre. Afin de moyenniser cette variation il est nécessaire d'obtenir des directions de coulées volcaniques différentes, couvrant un intervalle de temps suffisamment long. Au cours de cette étude 75 sites ont été échantillonnés (fig. IV-16). Ces sites sont principalement répartis de part et d'autre du graben de Villa de Reyes (49 sites) et dans la Sierra de Guanajuato (26 sites). Les formations échantillonnées sont d'âge Oligocène. Pour chaque site 7 carottes ont été prélevées *in situ* à l'aide d'une foreuse et orientées avec un compas solaire, à l'exception de 7 sites pour lesquels des blocs orientés ont été prélevés et forés en laboratoire. Les carottes ont ensuite été découpées en cylindres de taille standard (22 mm de hauteur et 25mm de diamètre). Les échantillons sont enfin placés en champs nul avant d'être mesurés.

Les mesures ont été effectuées au CEREGE (Aix-en-Provence, France). Les données d'ASM (Tableau IV-4) ont été collectées à l'aide d'un kappabridge KLY3 (Agico). La susceptibilité magnétique des échantillons, positionnés sur un porte échantillon rotatif, a été mesurée sur trois plans

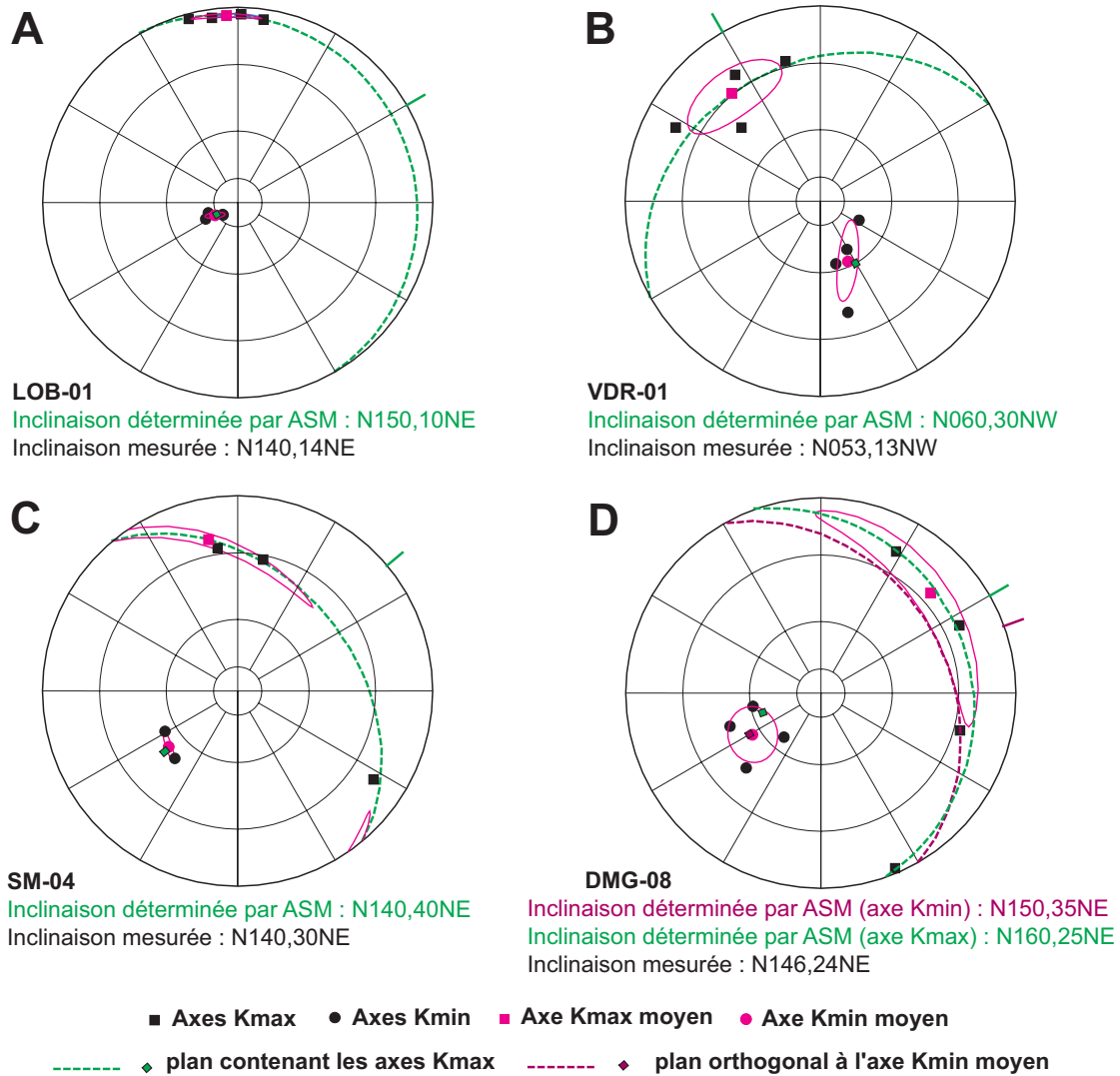


FIG. IV.17 – Orientation des axes Kmax et Kmin de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique pour quatre échantillons (projections stéréographiques, hémisphères inférieurs). Pour chaque échantillon l'inclinaison de la coulée déduite de l'orientation des axes est comparée à celle mesurée. Les diagrammes A, B et C montrent que le plan contenant les axes Kmax (orthogonal à la direction de l'axe Kmin moyen) est proche du plan mesuré. Le diagramme D montre que le plan contenant les axes Kmax n'est pas tout à fait orthogonal à l'axe Kmin moyen. L'inclinaison mesurée se rapproche de celle déduite de l'axe Kmin moyen.

perpendiculaires. La valeur moyenne du tenseur a ensuite été déterminée grâce à la méthode statistique de Jelinek (1978). L'orientation des axes de l'ellipsoïde d'anisotropie a été rapportée au nord géographique en utilisant les données d'orientation de chaque échantillon, et ces directions ont été reportées sur des stéréogrammes en suivant une projection sur l'hémisphère inférieur (fig. IV-17). L'aimantation rémanente primaire a été mesurée par un magnétomètre cryogénique 2G ou par un magnétomètre JR5 (Agico) après désaimantation progressive des échantillons par champ alternatif ou par chauffe. Pour chaque échantillon une dizaine de paliers de désaimantation et de mesures associées

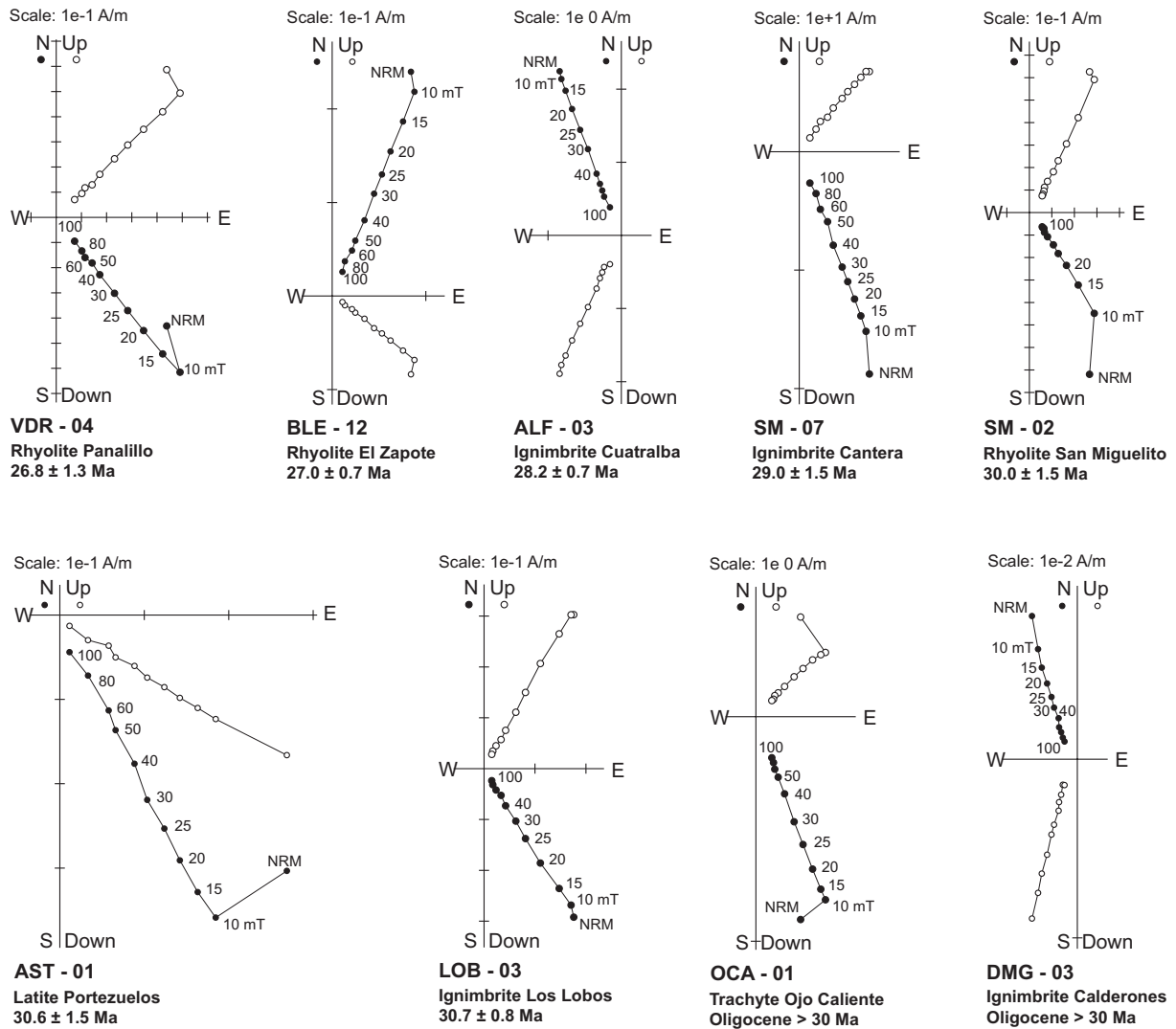


FIG. IV.18 – Exemples de diagrammes de désaimantation (projections orthogonales) pour les principales formations échantillonnées. Les points blancs et noirs représentent les projections des directions d'aimantation sur des plans verticaux et horizontaux.

ont été réalisés. Les données recueillies ont été traitées à l'aide du logiciel Paleomac (Cogné, 2003) et représentées sous la forme de projections stéréographiques ou orthogonales (diagrammes de Zijdeveld, 1967 ; fig. IV-18). Les directions magnétiques sont déterminées par une analyse en composante principale (Kirschvink, 1980) ou par la méthode des cercles de convergence et les directions moyennes (Tableau IV-5) sont calculées à partir de la méthode statistique de Fisher (1953).

6.4. CORRECTION DES DIRECTIONS PALEOMAGNETIQUES A L'AIDE DE L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

Afin de pouvoir exploiter les directions magnétiques obtenues il est nécessaire de tenir compte du basculement tectonique. Ce basculement est généralement faible ($\leq 10^\circ$) dans la Mesa Central mais

Tableau IV.5

Site	n	Paleomagnetic Directions						Pol.	Bedding		Formation	Age
		Uncor.		Cor.		k	α95		Strike	Dip		
		Dg	Ig	Ds	Is							
ALF-01	7	130.1	-50.2	143.5	-42.2	206.1	4.2	R	285	15	Ign. Cuatralba	28.2 ± 0.7 (a)
ALF-02	7	167	-47	158	-35.9	153.1	4.9	R	210	15	Ign. Cuatralba	28.2 ± 0.7 (a)
ALF-03	8	343.3	41	341	50.7	87.5	6	N	85	10	Ign. Cuatralba	28.2 ± 0.7 (a)
ARB-01	7	106.9	-56.2	X	X	40.2	10.6	R	X	X	Tr. Ojo Caliente	Olig. > 30 Ma (b)
ARB-02	7	122	-49.4	238.7	-74.7	176.2	5	R	15	50	Ign. Santa Maria	Olig. > 30 Ma (b)
ARB-03	4	135	-59	128.7	-68.5	0	6.9	R	60	10	Tr. Ojo Caliente	Olig. > 30 Ma (b)
ARP-01	8	334.9	5	336	19	158	4.5	N	45	15	Ign. Cuatralba	28.2 ± 0.7 (a)
ARP-02	8	353.1	44.8	X	X	682.4	2.1	N	X	X	Gab. Arperos	< 28 Ma
ARP-03	7	355.4	40.4	173.4	79.6	66.8	7.4	N	85	60	Gab. Arperos	< 28 Ma
ARP-04	7	348.5	31.6	348.5	31.6	229	4	N	0	0	Rh. El Ocote	Olig. > 28 Ma
ARP-05	7	174.7	-43.3	X	X	190	4.6	R	X	X	Rh. El Ocote	Olig. > 28 Ma
ARP-06	9	355.4	48.6	2.7	30.6	145.1	4.4	N	295	20	B. El Derramadero	< 28 Ma
ARP-07	8	344.2	42.9	X	X	222.6	3.7	N	X	X	B. El Derramadero	< 28 Ma
ARP-08	7	171.4	38.4	X	X	53.7	8.7	R	X	X	B. El Derramadero	< 28 Ma
AST-01	8	156.8	18	156.8	-18	559.6	2.4	R	65*	36*	L. Portezuelos	30.6 ± 1.5 Ma (b)
AST-02	7	144.8	-43.6	145.1	16.4	117.1	5.6	R	236*	60*	L. Portezuelos	30.6 ± 1.5 Ma (b)
AST-03	7	197.5	-53.3	X	X	140.8	5.3	R	X	X	L. Portezuelos	30.6 ± 1.5 Ma (b)
BAR-02	6	146.8	-40.6	149.8	-11.2	947.1	2.2	R	250	30	Ign. Santa Maria	Olig. > 30 Ma (b)
BAR-03	8	155.2	-39.9	163.4	-30.4	285.6	3.3	R	300	15	Ign. Santa Maria	Olig. > 30 Ma (b)
BLE-02	7	231.9	-19	X	X	0	12.9	R	X	X	Rh. El Zapote	27.0 ± 0.7 Ma (a)
BLE-03	3	359.4	-26.7	3.9	-23.8	0	1.1	N	165	10	Rh. Panalillo (?)	26.8 ± 1.3 Ma (b)
BLE-05	4	21.8	30	14.4	47.9	41.5	14.4	N	135	20	B. Cabras	< 26.8 ± 1.3 Ma (b)
BLE-06	7	323.5	4.4	323.5	4.4	36.5	10.1	N	0	0	Rh. Panalillo	26.8 ± 1.3 Ma (b)
BLE-09	7	306.2	42.7	306.2	42.7	81.5	6.7	N	0	0	T. indeterminés	Olig. > 27 Ma (b)
BLE-10	7	320.7	36.8	349.8	32.8	43.4	9.3	N	330	40	Rh. El Zapote	27.0 ± 0.7 Ma (a)
BLE-11	10	147.8	-58.7	147.8	-58.7	130.9	4.2	R	0*	0*	And. Los Castillos	Olig. > 27 Ma (b)
BLE-12	12	41.5	12.1	41.5	12.1	10.8	13.8	N	0*	0*	Rh. El Zapote	27.0 ± 0.7 Ma (a)
BLE-13	14	61.7	-27.8	58.7	-62.7	32.8	7	R	335*	35*	And. Los Castillos	Olig. > 27 Ma (b)
DMG-01	6	313.5	56.6	338.9	53	142.5	5.7	N	315*	18*	Ign. La Bufa	37.0 ± 3.0 Ma (c)
DMG-02	7	323.6	53.5	344.6	47.5	119	5.7	N	315*	18*	Ign. Calderones	btw 30 Ma & 37 Ma
DMG-03	7	344.1	54.4	352.8	40.4	101.2	6	N	288*	16*	Ign. Calderones	btw 30 Ma & 37 Ma
DMG-04	6	342	46.4	349.2	32.8	33.3	12.3	N	288*	16*	Ign. Calderones	btw 30 Ma & 37 Ma
DMG-05	7	347.3	29.9	352	16.7	94.1	6.3	N	299*	17*	Ign. Calderones	btw 30 Ma & 37 Ma
DMG-06	7	345.6	12.6	349.9	11.6	192.2	4.5	N	345	20	And. El Cedro	30.5 Ma
DMG-08	5	300	31	316.1	38.6	5	0	N	326*	24*	Ign. Calderones	btw 30 Ma & 37 Ma
DMG-09	6	304.7	55.9	X	X	109.3	6.6	N	X	X	Ign. La Bufa	37.0 ± 3.0 Ma (c)
DMG-11	7	37.4	55.5	23.7	18.9	87.9	6.5	N	275	40	B. El Cubilete	13.5 Ma
ENR-01	7	300.8	45.7	329.3	40.2	20.6	14.9	N	305	30	T. indeterminés	Olig. > 27 Ma (b)
GOC-01	7	356.8	31.8	356.8	31.8	619.6	2.6	N	0*	0*	Rh. Panalillo	26.8 ± 1.3 Ma (b)
LOB-01	7	151.9	-36	161	-32	234.6	3.9	R	320*	14*	Ign. Los Lobos	30.7 ± 0.8 Ma (a)
LOB-02	7	151.8	-35.8	160.9	-31.8	119.1	5.6	R	320*	14*	Ign. Los Lobos	30.7 ± 0.8 Ma (a)
LOB-03	7	150.7	-44.1	150.7	-44.1	130.9	5.3	R	0*	0*	Ign. Los Lobos	30.7 ± 0.8 Ma (a)
LOB-04	7	357.2	34.1	357.2	34.1	156.8	4.9	N	30*	10*	Ign. Los Lobos	30.7 ± 0.8 Ma (a)
OCA-01	8	158	-23.1	X	X	177.7	4.2	R	X	X	Tr. Ojo Caliente	Olig. > 30 Ma (b)
SM-01	7	121.3	-36.8	175	-39.3	323.4	3.4	R	330	60	Rh. San Miguelito	30.0 ± 1.5 Ma (b)
SM-02	7	148.4	-38.9	X	X	100.2	6.1	R	X	X	Rh. San Miguelito	30.0 ± 1.5 Ma (b)
SM-03	7	133.9	-22.7	153.3	-27.4	330.3	3.3	R	330	40	Ign. Cantera	29.0 ± 1.5 Ma (b)
SM-04	6	130.7	-29.1	153.3	-27.6	185.4	5.1	R	320	40	Ign. Cantera	29.0 ± 1.5 Ma (b)
SM-05	7	151.8	-35.6	167.4	-22.7	186.6	4.4	R	315	30	T. El Peaje	btw 30 Ma & 37 Ma
SM-06	6	153.6	-37.7	173.9	-30.3	222.1	4.5	R	330	30	Ign. Cantera	29.0 ± 1.5 Ma (b)
SM-07	7	167.4	-23.4	175.2	-19.5	107.6	5.8	R	340	20	Ign. Cantera	29.0 ± 1.5 Ma (b)
SM-08	7	159.6	7	X	X	345.7	3.3	R	X	X	T. Escalerillas	29.0 ± 1.5 Ma (b)
SM-09	7	147.1	-34.8	X	X	46.2	9.1	R	X	X	Rh. San Miguelito	30.0 ± 1.5 Ma (b)
SM-10	7	166.3	-28.6	171.4	-13.4	217.9	4.1	R	300	20	Ign. Cantera	29.0 ± 1.5 Ma (b)
SM-13	4	337.4	-36	337.4	-36	293	7.3	N	0	0	Rh. Panalillo	26.8 ± 1.3 Ma (b)
SM-14	7	154.8	-19.6	160.4	-21.5	121.6	6.1	R	345*	15*	Ign. Cantera	29.0 ± 1.5 Ma (b)
SM-15	7	163.6	-19.2	168.6	-17.6	219.6	4.1	R	340	15	Ign. Cantera	29.0 ± 1.5 Ma (b)
VDR-01	6	151.1	-2.4	151.3	10.5	270.4	4.3	R	233*	13*	Ign. Cantera	29.0 ± 1.5 Ma (b)
VDR-02	7	153.1	-42.4	159.3	-50.5	407.3	3.1	R	30	10	L. Portezuelos	30.6 ± 1.5 Ma (b)
VDR-03	6	173.6	-54.9	X	X	179.8	5.6	R	X	X	Tr. Ojo Caliente	Olig. > 30 Ma (b)
VDR-04	7	141.2	-31.4	X	X	566.1	2.5	R	X	X	Rh. Panalillo	26.8 ± 1.3 Ma (b)
VDR-05	6	132.8	-36.7	132.8	-36.7	22.6	15	R	0	0	Rh. Panalillo	26.8 ± 1.3 Ma (b)
VDR-06	5	182.9	-36.8	X	X	75.9	9.1	R	X	X	L. Portezuelos	30.6 ± 1.5 Ma (b)
VDR-07	6	357.4	19.9	2.4	2.5	24.4	14.1	N	325	30	Ign. Cantera	29.0 ± 1.5 Ma (b)

Tableau IV.5 (page précédente) – Directions paléomagnétiques moyennes. **n** : nombre d'échantillons. **Dg** et **Ig** : déclinaison et inclinaison *in-situ*. **Ds** et **Is** : déclinaison et inclinaison corrigées du pendage. **K** : paramètre statistique de Fischer (1953). **α_{95}** : intervalle de confiance à 95 %. **Pol.** : Polarité. Pour chaque site sont également indiqués la correction de pendage appliquée, la formation échantillonnée et l'âge de cette dernière. Les corrections de pendages sont déduites des données d'ASM, une étoile indique que ces données ont pu être corrélées avec des observations de terrain.

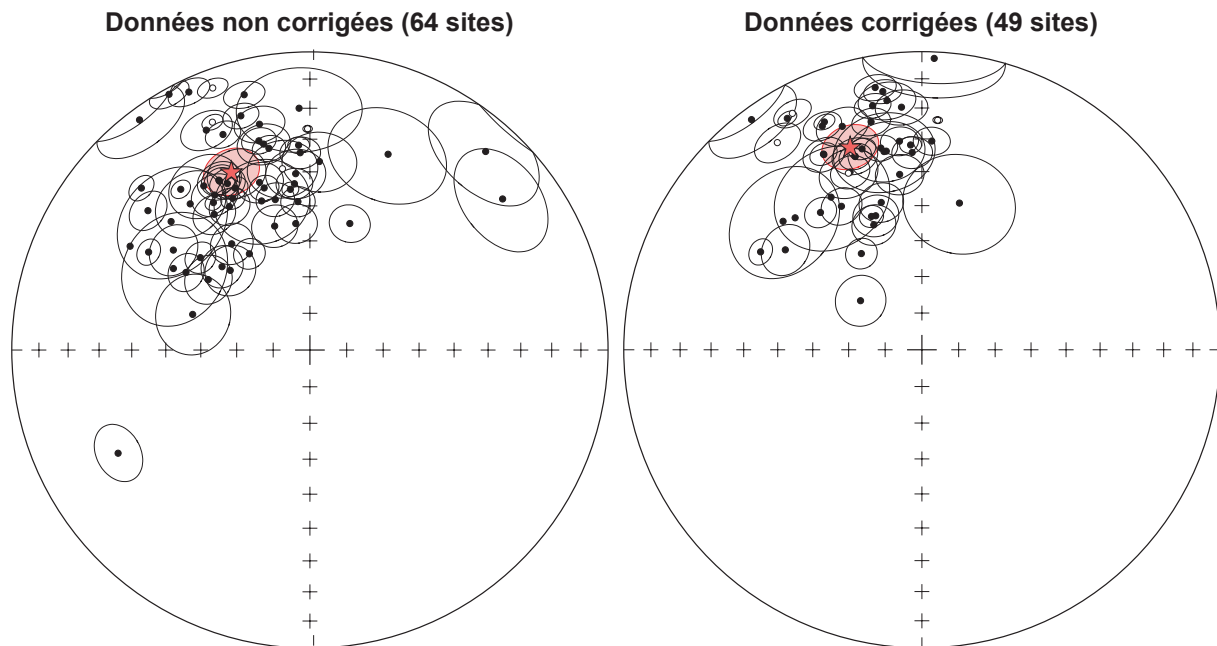


FIG. IV.19 – Directions paléomagnétiques des différents sites échantillonnés avec et sans correction de pendage. Les cercles représentent les intervalles de confiance à 95%. La direction paléomagnétique moyenne est représentée par une étoile rouge et a été déterminée à partir de la méthode statistique de Fisher (1953).

il peut atteindre jusqu'à 40° en certains endroits (dans la Sierra San Miguelito par exemple). Il n'est pas toujours évident de mesurer avec précision le pendage d'une couche volcanique, c'est pourquoi l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) a été utilisée afin de corriger les directions magnétiques.

Les mesures d'ASM ont souvent été utilisées afin de déterminer la direction des écoulements pyroclastiques (e.g., Ellwood, 1982 ; Knight *et al.*, 1986) ou encore des épanchements basaltiques (e.g., Cañón-Tapia *et al.*, 1995). Les dépôts d'écoulements pyroclastiques acquièrent lors de leur formation une anisotropie liée à une orientation préférentielle des grains magnétiques dans la direction de l'écoulement. Les études réalisées sur la fabrique magnétique des roches pyroclastiques montrent que pour dans une grande majorité des cas, en l'absence de basculement tectonique et lorsque

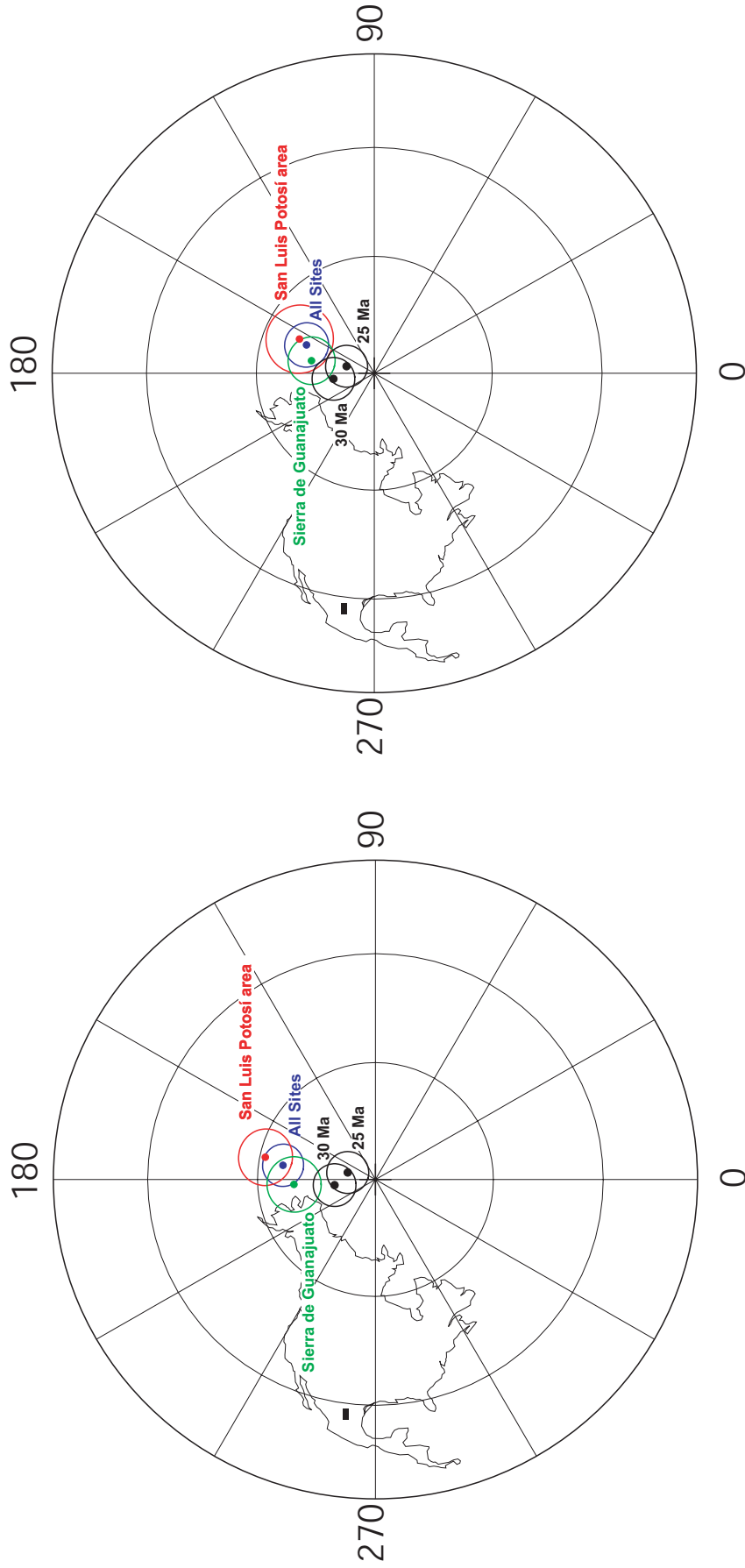


FIG. IV.20 – Comparaison entre les pôles magnétiques moyens calculés (pour tous les sites, pour les sites de la région de San Luis Potosí et pour les sites de la Sierra de Guanajuato) et les pôles à 30 Ma et 25 Ma pour l'Amérique du Nord stable (Besse & Courtillot, 2002). Les intervalles de confiance à 95% sont également reportés. Les pôles calculés à partir des données non corrigées sont à gauche et ceux calculés à partir des données corrigées du pendage sont à droite. Le rectangle noir représente la position de la zone étudiée à l'Oligocène inférieur. Les pôles calculés montrent une rotation antihoraire (plus importante dans la région de San Luis Potosí que dans la Sierra de Guanajuato) par rapport aux pôles à 30 Ma et 25 Ma pour l'Amérique du Nord stable.

Evolution cinématique post-Eocène de la Mesa Central

Sites	D°	I°	α_{95}°	k	n	δ°	R° (30Ma)	F°	R°(25Ma)	F°
All / <i>uncorrected</i>	171.2	66.3	5.3	13.1	60.0	22.7	-14.5 ± 8.2	6.0 ± 6.3	-17.7 ± 8.0	1.0 ± 6.4
All / <i>corrected</i>	157.1	71.4	5.6	15.5	45.0	21.1	-8.0 ± 8.3	11.8 ± 6.7	-11.2 ± 8.1	6.8 ± 6.8
San Luis Potosí area / <i>uncorrected</i>	168.5	61.4	7.0	13.8	33.0	22.0	-19.4 ± 9.5	9.0 ± 7.6	-22.5 ± 9.3	4.1 ± 7.6
San Luis Potosí area / <i>corrected</i>	155.2	69.2	8.6	12.4	25.0	23.3	-9.9 ± 10.7	14.0 ± 9.0	-13.1 ± 10.6	9.1 ± 9.1
Sierra de Guanajuato / <i>uncorrected</i>	183.5	69.3	6.9	21.0	22.0	17.8	-11.4 ± 9.6	0.6 ± 7.1	-14.6 ± 9.5	5.6 ± 7.2
Sierra de Guanajuato / <i>corrected</i>	168.6	73.8	6.0	36.5	17.0	13.4	-6.4 ± 8.7	5.8 ± 6.8	-9.6 ± 8.5	0.8 ± 6.8

Tableau IV.6 – Synthèse des résultats obtenus. I° et D°: Latitude et longitude du pôle géomagnétique virtuel (PGV) calculé. n : nombre de sites utilisés pour le calcul. k : paramètre statistique de Fischer (1953). α_{95} : intervalle de confiance à 95 %. R° et F° : rotation et horizontalisation par rapport aux pôles à 30 Ma (79.6°N, 187.9°E, $\alpha_{95}=5.4$) et 25 Ma (82.8°N, 165.7°E, $\alpha_{95}=5.3$) pour l'Amérique du Nord stable (Besse & Courtillot, 2002).

l'anisotropie est suffisamment marquée, l'axe K_{\min} est fortement incliné ou subvertical (angle $\geq 60^\circ$) tandis que les axes K_{\max} et K_{int} sont *proches de l'horizontale* (e.g., Knight *et al.*, 1986 ; Seaman *et al.*, 1991 ; Le Penneç, 1994). La répartition des axes K_{\max} et K_{int} peut être soit bimodale, soit “en guirlande” sur un grand cercle (Knight *et al.*, 1986). Le pendage tectonique de la formation échantillonnée va pouvoir être obtenu à partir de l'azimut et de l'inclinaison du plan contenant les axes K_{\max} ou, lorsque celui-ci est mal défini, à partir de la direction moyenne et de l'inclinaison moyenne des axes K_{\min} . Cette méthode a également été utilisée pour déterminer le basculement de coulées basaltiques (e.g., Henry *et al.*, 2003). La figure IV–17 permet de comparer l'inclinaison des coulées pyroclastiques déduites des mesures de l'ASM avec les pendages mesurés sur le terrain. Cette méthode s'avère relativement fiable pour déterminer le basculement des coulées pyroclastiques. Il faut cependant garder à l'esprit que le dépôt a pu se faire sur une pente topographique préexistante, dans ce cas il est alors extrêmement difficile de faire la part entre le basculement tectonique et la pente originale. Par ailleurs, même si le dépôt n'est pas basculé, le plan contenant les axes K_{\max} peut être légèrement incliné ($\leq 20^\circ$) en fonction du type d'imbrication des grains magnétiques. Pour cette raison seuls les sites présentant des axes K_{\max} avec une inclinaison supérieure à 15° ont été corrigés.

6.5. RESULTATS

Le tableau IV–5 présente la synthèse des directions paléomagnétiques (corrigées et non corrigées) pour chaque site, ainsi que l'âge des formations échantillonnées. Les données corrigées et non corrigées ont été traitées séparément. Tout d'abord les directions telles que $\alpha_{95} > 15$ ont été éliminées. Les directions paléomagnétiques transitionnelles ont été également éliminées en utilisant la méthode récursive de Vandamme (1994). La figure IV–19 montre la direction paléomagnétique moyenne, calculée à partir de la méthode statistique de Fisher (1953), pour les données corrigées d'une part (45 sites), et non corrigées d'autre part (60 sites). Les directions paléomagnétiques moyennes (corrigées et non corrigées) ont également été calculées pour les sites de la région de San Luis Potosí d'une part et de la Sierra de Guanajuato d'autre part. Les pôles magnétiques moyens

calculés (pour tous les sites, pour les sites de la région de San Luis Potosí et pour les sites de la Sierra de Guanajuato) ont ensuite été comparée aux pôles à 30 Ma (79.6°N, 187.9°E, $\alpha_{95}=5.4$) et 25 Ma (82.8°N, 165.7°E, $\alpha_{95}=5.3$) pour l'Amérique du Nord stable (Besse & Courtillot, 2002). Les pôles calculés et les pôles de référence sont représentés sur la figure IV-20. La synthèse des résultats obtenus est présentée dans le tableau IV-6. Le pôle magnétique moyen pour les données *non corrigées* (66.3°N, 171.2°E, $\alpha_{95}=5.3$, N=60) montre une rotation antihoraire de $14.5^\circ \pm 8.2^\circ$ par rapport au pôle à 30 Ma et de $17.7^\circ \pm 8.0^\circ$ par rapport au pôle à 25 Ma. Le pôle magnétique moyen pour les données *corrigées* (71.4°N, 157.1°E, $\alpha_{95}=5.6$, N=45) montre une rotation antihoraire de $8^\circ \pm 8.3^\circ$ par rapport au pôle à 30 Ma et de $11.2^\circ \pm 8.1^\circ$ par rapport au pôle à 25 Ma. Enfin, les rotations calculées semblent être plus importantes pour la région de San Luis Potosí que pour la Sierra de Guanajuato.

7. DISCUSSION

7.1. L'EXTENSION POST-EOCENE DE LA MESA CENTRAL : DEFORMATION TRIAXIALE OU SUCCESSION D'ÉVENEMENTS EXTENSIFS ?

La plupart des auteurs s'accordent pour dire que la Mesa Central a été affectée depuis l'Eocène par plusieurs évènements extensifs. Comme nous l'avons vu plus haut ces évènements ont produits au cours du temps des structures orientées N-NNE, NW et NE. Le principal évènement de déformation (~32-27 Ma) est considéré comme synchrone du "pulse" volcanique oligocène (~37-27 Ma) durant lequel se sont mis en place d'importants volumes d'ignimbrites (e.g., Nieto-Samaniego *et al.*, 1999 ; Aranda-Gómez *et al.*, 2007). Il est généralement admis que cet évènement fut triaxial, avec la mise en place simultanée des structures orientées N-NNE, NW et NE (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). L'extension totale a été estimée à 20% dans la direction E-W et 10% dans la direction N-S. Cette estimation a été faite en supposant un amincissement de la Mesa Central de 10 km, sans variation de volume sachant que les épaisseurs de la croûte sous la Mesa Central, la Sierra Madre Occidentale et la Sierra Madre Orientale sont respectivement de 32, 40 et 37 km (Fix, 1975 ; Campos-Enríquez *et al.*, 1992). En raison de cette importante extension E-W la Mesa Central, ainsi que la Sierra Madre Occidentale adjacente, ont souvent été rattachées au "Basin & Range" (e.g., Henry & Aranda-Gómez, 1992 ; Henry & Aranda-Gómez, 2000).

Au cours de cette étude nous avons reconnus dans la Mesa Central deux systèmes structuraux majeurs, presque orthogonaux : (1) le système Tepehuanes-Zimapán de direction NW-SE à WNW-ESE et (2) des grabens orientés N-S à NNE-SSW. Le style de déformation est différent puisque pour le premier système nous avons un réseau serré de failles très fortement inclinées vers le SW, qui a produit par endroits une série de blocs basculés vers le NE, tandis que pour le second nous avons des grabens N-S fortement asymétriques, avec pour les grabens de Villa de Reyes et d'Aguascalientes un

mouvement majeur sur leurs flancs occidentaux, ou encore des semi-grabens. L'étude structurale a montré que le système Tepehuanes-Zimapán était caractérisé par des failles normales, transtensives sénestres et décrochantes sénestres. Ces structures ont accommodées une extension comprise entre N220° et N180°. Le graben de Villa de Reyes en revanche a accommodé une extension orientée ~N130°. Ces données sont cohérentes avec les directions d'extension (20% dans la direction E-W et 10% dans la direction N-S) proposées par Nieto-Samaniego *et al.* (1997). Une question se pose cependant. Ces structures, qui ont accommodé l'extension de la Mesa Central dans deux directions apparemment opposées, sont elles effectivement synchrones entre elles ?

7.1.a. Age des différents systèmes structuraux

Les principaux arguments en faveur d'une évolution simultanée des structures majeures ayant affecté la Mesa Central sont l'apparente absence de recoupement et le fait que ces structures affectent des roches de même âge. Dans la région de San Luis Potosí par exemple, il n'est pas évident de déterminer d'un point de vue purement géométrique si les failles du graben de Villa de Reyes recoupent celles du système Tepehuanes-Zimapán ou l'inverse, et ce même si le graben de Villa de Reyes constitue un trait morphologique relativement important. Dans la Sierra de San Miguelito l'âge du système Tepehuanes-Zimapán est très bien contraint puisqu'il bascule de manière significative la succession volcanique datée entre 30 et 27 Ma. La rhyolithe Panalillo (26.8 ± 1.3 Ma) en revanche, bien qu'affectée, n'est pas basculée (fig. IV-9) et les décalages observés sont beaucoup plus faibles que pour d'autres unités. Dans la région de San Luis Potosí l'extension associée au système Tepehuanes-Zimapán (~32-27 Ma) est donc synchrone du "pulse" volcanique oligocène (~37-27 Ma). L'âge du graben de Villa de Reyes en revanche est très mal contraint. La formation la plus ancienne affectée de manière certaine par les failles du graben est la rhyolite San Miguelito (30 ± 1.5 Ma). Ces mêmes failles sont scellées sur le flanc occidental par des tufs datés à 100 ka (Labarthe-Hernández, com. pers.). Certains auteurs (Tristán-Gonzalez, 1986) ont avancé l'hypothèse selon laquelle la rhyolite Panalillo (26.8 ± 1.3 Ma), présente sous le remplissage sédimentaire du graben, se serait déposée dans la dépression engendrée par ce dernier. Rien n'indique cependant que la rhyolite Panalillo n'ait pas été affecté après son dépôt, au même titre que les formations plus anciennes, sachant d'ailleurs que des reliquats de la rhyolite Panalillo sont présents dans la Sierra de San Miguelito à une altitude moyenne de 2250 m. De plus, même si la rhyolite Panalillo s'est déposée dans la dépression engendrée par le graben, l'épaisseur de conglomérats la recouvrant est au moins trois fois plus importante que celle des conglomérats sous jacents (fig. IV-11), de sorte que l'activité du graben de Villa de Reyes s'est poursuivie bien après 27 Ma. Dans tous les cas le système Tepehuanes-Zimapán a connu un pic de déformation, avec un basculement important de l'ingnimbrite Cantera

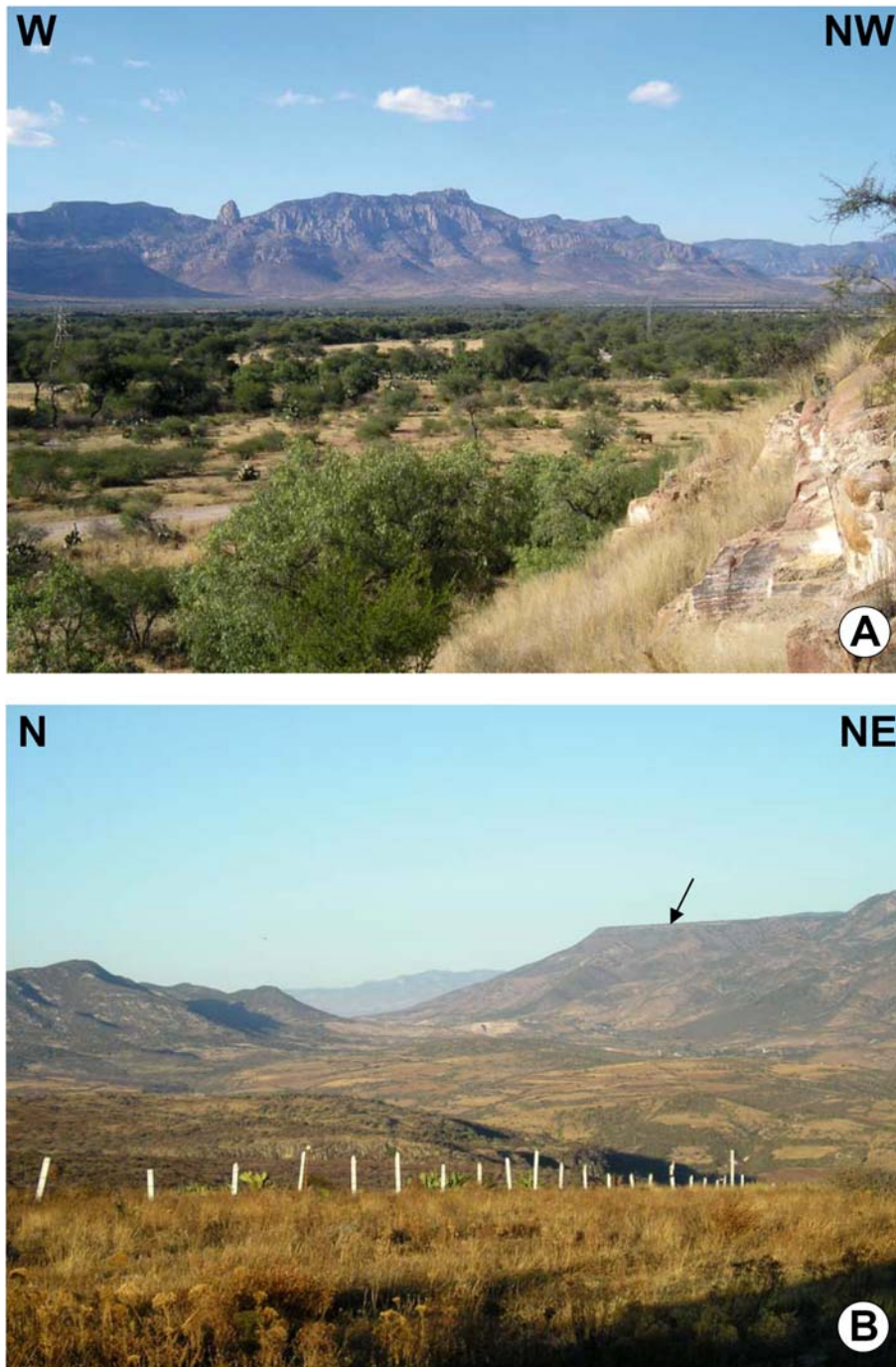


FIG. IV.21 – Comparaison des terminaisons Nord (A) et Sud (B) du graben de Villa de Reyes. Dans la partie Nord le graben affecte des roches oligocènes, les flancs sont très bien marqués et le remplissage sédimentaire est important (jusqu'à 600 m). Dans la partie sud en revanche le graben affecte une surface repère (marquée par une flèche) constituée de basaltes miocènes, les flancs sont moins bien marqués et le remplissage sédimentaire est absent. Les différences dans la morphologie et l'âge des formations affectées pourraient résulter d'une propagation du graben vers le sud.

(29.0 ± 1.5 Ma) avant le dépôt de la rhyolite Panalillo tandis que le graben de Villa de Reyes a continué de fonctionner bien après le dépôt de cette dernière.

Dans la sierra de Guanajuato plus au sud la déformation semble s'être poursuivie plus tardivement que dans la région de San Luis Potosí. Le déplacement important observé dans les unités volcaniques oligocènes, ainsi qu'un âge de 27.4 Ma estimé pour les minéralisations d'or et d'argent associées aux failles de la région de Guanajuato (Buchanan, 1979), indique que la déformation associée aux structures NW-SE (failles d'El Bajío, Veta Madre, La Leona, etc.) a débuté à l'Oligocène supérieur et s'est poursuivie durant le Miocène inférieur et moyen (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Certains travaux indiquent cependant que la déformation pourrait avoir débuté plus tôt (entre 32 et 28 Ma d'après Henry et Aranda-Gómez, 1992). Il semblerait également que les épanchements basaltiques d'âge Miocène moyen, regroupés sous le nom générique de "Basaltes El Cubilete" par Martínez-Reyes (1992), soient affectés par la faille d'El Bajío avec un déplacement post-Miocène moyen estimé à ~500 m par Nieto-Samaniego *et al.* (2005). Des observations similaires ont été faites dans la région de Salamanca (au sud-est de Guanajuato) où l'andésite La Ordeña, également d'âge Miocène moyen, est affectée par une structure parallèle à la faille d'El Bajío (Ojeda-García, 2004). Les basaltes El Cubilete sont également affectés par le graben Villa de Reyes avec un décalage vertical d'environ 500 m.

En ce qui concerne le graben d'Aguascalientes, des ignimbrites non datées et des basaltes d'âge Miocène supérieur (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999) sont intercalés dans le remplissage sédimentaire. Des basaltes datés à 11 Ma sont également affectés par la faille de San Miguel de Allende (Nieto-Samaniego & Alaniz-Alvarez, 1994).

Enfin, nous pouvons comparer l'extension oligocène et miocène de la Mesa Central avec l'extension intra-arc liée au développement de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain. Cette extension a débuté au Miocène supérieur et se poursuit actuellement. L'Axe Volcanique Trans-Mexicain est affecté par trois systèmes structuraux, deux d'entre étant, comme dans la Mesa Central, orthogonaux (e.g., Pasquarè *et al.*, 1987; Johnson & Harrison, 1990; Martínez-Reyes & Nieto-Samaniego, 1990). Les principales structures impliquées sont les failles N090° et N045° du système Tula-Chapala (e.g., Johnson & Harrison, 1990; Suter *et al.*, 2001) qui sont parallèles à l'arc volcanique et accommodent un mouvement transtensif senestre (Ego & Ansan, 2002) et les structures NNW-SSE du système Querétaro-Taxco (Demant, 1978; Pasquarè *et al.*, 1987; Suter *et al.*, 1992, Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego, 2005). Dans la région de Querétaro les failles N045° du système Tula-Chapala intersectent le graben de Querétaro. L'âge des failles N045° est relativement bien contraint puisqu'elles affectent le volcan Palo Huérfano (12 Ma) près de San Miguel de Allende et sont scellées au NE de la ville de Querétaro par des andésites datées à 8 Ma. Elles ne semblent plus être actives depuis la fin du Pliocène (Pasquarè *et al.*, 1988). Le graben affecte des basaltes datés entre 8.10 Ma

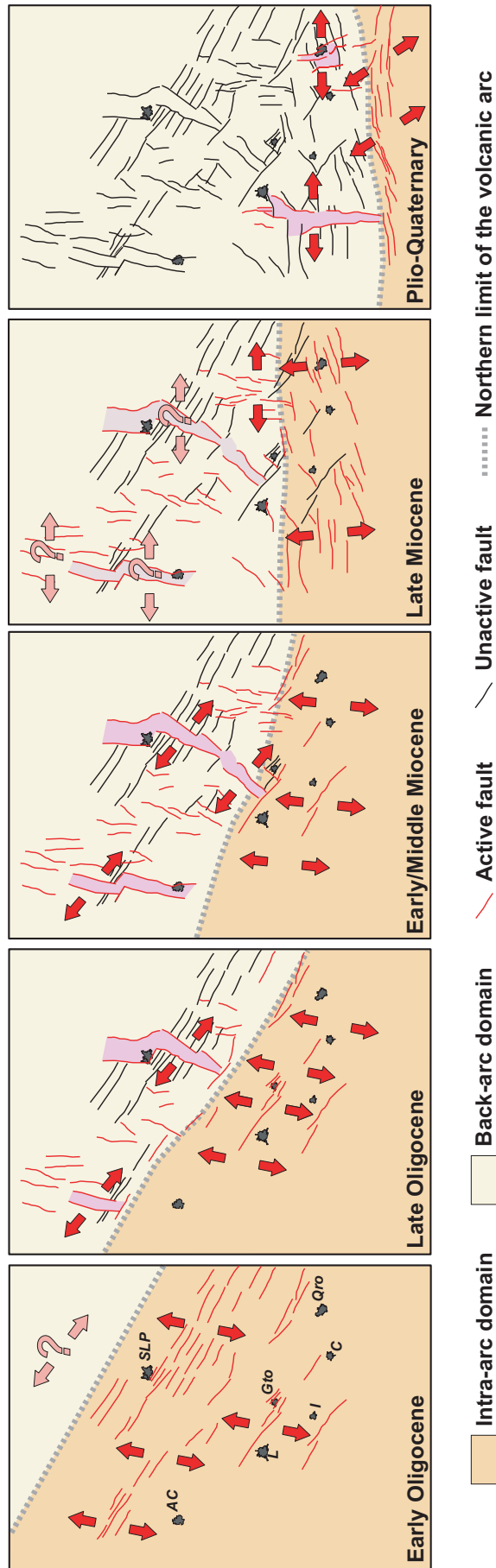


FIG. IV.22 – Scénario possible montrant l'évolution spatio-temporelle des structures extensives affectant la Mesa Central depuis l'Oligocène. Cette évolution est étroitement liée au changement d'orientation de l'arc volcanique. On distingue deux domaines extensifs : un domaine intra-arc et un domaine d'arrière-arc. L'extension intra-arc accomode une extension de direction NNE-SSW durant l'Oligocène (ce travail), N-S pendant le Miocène supérieur (Pasquaré *et al.*, 1988) et NW-SE depuis le Pliocène (e.g., Ego et Ansan, 2002). Le domaine d'arrière-arc (rattaché au "Basin & Range") accomode une extension NW-SE jusqu'au Miocène moyen (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999 ; ce travail) puis E-W depuis le Miocène supérieur (Pasquaré *et al.*, 1988). Principaux repères: AC, Aguascalientes, C, Celaya, Gto, Guanajuato, I, Irapuato, L, León, Oro, Querétaro, SLP, San Luis Potosí.

(Pasquarè *et al.*, 1991) et 5.6 Ma (Aguirre-Díaz & López-Martínez, 2001). De plus une série de petits séismes s'est produite en 1998 sur un segment de faille près du village de Sanfandila à l'Est de la ville de Querétaro (Zúñiga *et al.*, 2003), ce qui laisse à penser que les failles du graben sont encore actives à l'heure actuelle. Le volcanisme Néogène de la région de Querétaro est marqué par une migration vers le Sud (Ferrari *et al.*, 1999 ; Ferrari *et al.*, 2000). Il est possible que cette migration se soit accompagnée d'une désactivation progressive des segments de failles N45 et de la mise en place d'une zone d'extension ENE-WSW en arrière de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain.

7.1.b. Une évolution tectonique en relation avec une réorganisation de l'arc volcanique ?

L'extension oligocène et miocène de la Mesa Central semble être le résultat d'une évolution complexe. L'âge des formations affectées et le déplacement associé aux structures montre que :

1. Dans la région de San Luis Potosí il semblerait que le graben de Villa de Reyes se soit mis en place tardivement. Il aurait fonctionné bien après que le système Tepehuanes-Zimapán ne soit plus actif.
2. Dans la Sierra de Guanajuato en revanche la déformation semble s'être poursuivie plus tardivement que dans la région de San Luis Potosí, jusqu'au Miocène moyen. Si dans la Sierra de Guanajuato la déformation associée aux structures NW-SE (failles d'El Bajío, Veta Madre, La Leona, etc.) a débuté à l'Oligocène supérieur, il ne nous est pas possible de déterminer quand s'est mis en place la terminaison méridionale du graben de Villa de Reyes.

Il est intéressant de noter que le graben de Villa de Reyes est une structure compartimentée. Du nord au sud le remplissage sédimentaire associée à chaque compartiment diminue. Il atteint jusqu'à 600 m au SE de San Luis Potosí, une cinquantaine de mètres dans le Valle de San Felipe et est quasiment absent dans la Sierra de Guanajuato (fig. IV-21). Les variations du remplissage sédimentaire pourraient être le résultat d'une propagation du graben vers le sud.

Nous pouvons opposer au modèle de déformation triaxiale un modèle plus complexe basé sur une évolution de l'extension elle-même reliée à l'évolution spatio-temporelle du volcanisme durant le Cénozoïque. La distribution géographique des différents épisodes volcaniques, ainsi que leurs âges, montrent durant l'Oligocène et le Miocène une réorientation de l'arc volcanique mexicain (Ferrari *et al.*, 1999). Cette réorganisation est le résultat des changements intervenus sur les frontières entre les plaques Farallon, Amérique du Nord et Caraïbes (Atwater, 1970 ; Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Durant l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur le volcanisme ignimbritique s'étendait sur une bande large de 300 km et orientée ~N150°. La limite Nord de cet arc volcanique coïncidait à peu près avec le système Tepehuanes-Zimapán. A partir de l'Oligocène supérieur l'arc volcanique va se réorienter et

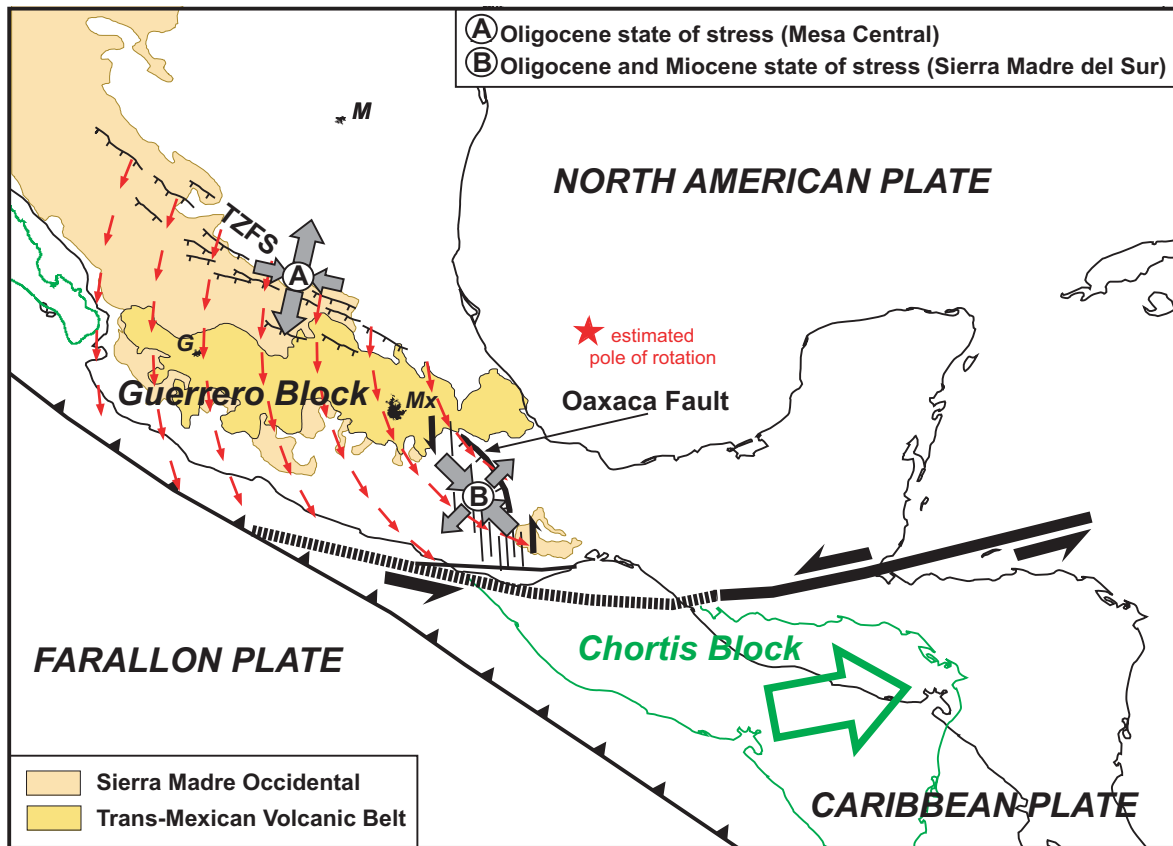


FIG. IV.23 – Schéma illustrant l’hypothèse d’une rotation du Mexique méridional durant l’Oligocène. Les zones de déformations (système Tepehuanes-Zimapan et Sierra Madre del Sur) correspondent aux limites du bloc Guerrero accréé durant le mésozoïque. Cette rotation pourrait être liée à un couplage avec la dérive de la plaque Caraïbe. Les flèches rouges montrent le sens de la rotation. L’étoile rouge représente le pôle de rotation approximatif estimé à partir des états de contraintes oligocènes dans la Mesa Central (ce travail) et dans la Sierra Madre del Sur (Nieto-Samaniego et al., 2006). En vert la position du bloc Chortis et de la Basse Californie durant l’Oligocène.

migrer à la fois vers les régions situées en bordure de l’actuel Golfe de Californie et vers le sud (région de Querétaro par exemple) où, à partir du Miocène moyen, il va constituer l’Axe Volcanique Trans-Mexicain orienté E-W. Il est possible que la migration du volcanisme vers le sud au sein de la Mesa Central se soit accompagnée d’une désactivation progressive des structures parallèles à l’arc volcanique, qui accommodaient une extension NE-SW à N-S, et de la mise en place d’une nouvelle zone d’extension NW-SE à E-W, de type “Basin & Range”, en arrière de ce même arc volcanique (fig. IV-22).

7.2. MISE EN EVIDENCE ET IMPLICATIONS D'UN MOUVEMENT TRANSTENSIF SENESTRE SUR LE SYSTEME TEPEHUANES-ZIMAPAN

L'étude structurale a montré que le système Tepehuanes-Zimapán était caractérisé par des failles normales, transtensives sénestres et décrochantes sénestres. Ces structures ont accommodées une extension comprise entre N220° et N180°. Toutes ces failles semblent avoir en fait accommodé une extension dont la direction est oblique par rapport à la direction des structures. Nous pouvons donc parler de transtension sénestre. Les données paléomagnétiques vont également dans ce sens puisque toutes les directions paléomagnétiques sont tournées vers l'Ouest et attestent d'une rotation antihoraire comprise entre $8^\circ \pm 8.3^\circ$ et $14.5^\circ \pm 8.2^\circ$ par rapport au pôle à 30 Ma pour l'Amérique du Nord stable.

Le système Tepehuanes-Zimapán, qui a affecté l'arc volcanique oligocène, est fort comparable au système Chapala-Tula qui affecte l'Axe Volcanique Trans-Mexicain actuel. Dans les deux cas les structures sont parallèles à l'arc volcanique et accommodent un mouvement transtensif sénestre. Pour le système Tepehuanes-Zimapán la direction des structures est N140° et la direction de l'extension est approximativement NNE-SSW. Pour le système Chapala-Tula la direction des structures est ~N090° et la direction de l'extension, déduite de l'inversion des mécanismes aux foyers de séismes (Ego & Ansan, 2002), est N328°. Les rotations obtenues sont également comparables. La rotation antihoraire sur les roches d'âge Oligocène inférieur de la Mesa Central est comprise entre $8^\circ \pm 8.3^\circ$ et $14.5^\circ \pm 8.2^\circ$. La rotation antihoraire obtenue est de $12.4^\circ \pm 5.4^\circ$ dans la partie centrale de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain, pour des roches plio-quatérnaires de la région d'Acambay (Soler-Arechalde & Urrutia-Fucugauchi, 2000). Dans la partie orientale de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain les travaux menés sur des roches miocènes et pliocènes montrent une rotation de $8.9 \pm 6.4^\circ$ pour la Sierra de Las Cruces et $10.5^\circ \pm 8.7^\circ$ pour l'Altiplano (Ruiz-Martínez *et al.*, 2000).

Le système Chapala-Tula accomode depuis la fin du Miocène la rotation d'un bloc crustal ("Southern Mexico Block") qui est découplé du reste de l'Amérique du Nord au niveau de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain (cf. chapitres précédents). En raison des similitudes observées le mouvement transtensif sénestre accommodé par le système Tepehuanes-Zimapán pourrait être interprété de la même manière et constituer la limite d'un bloc crustal découplé de l'Amérique du Nord (fig. IV-23). Cette limite coïncide approximativement avec la limite Nord du bloc Guerrero, accréé à l'Amérique du Nord durant le Mésozoïque. Durant l'Oligocène et le Miocène la Sierra Madre del Sur a été soumise à une compression NW-SE qui s'est traduite par la mise en place de la faille de Oaxaca, normale et orientée ~NW-SE et de décrochements N-S (Nieto-Samaniego, 2005). Il est possible que le système Tepehuanes-Zimapán et les structures décrochantes de la Sierra Madre del Sur aient accommodées une rotation du bloc Guerrero durant l'Oligocène (fig. IV-23).

7.3. LES CAUSES DE L'EXTENSION DE TYPE "BASIN & RANGE" DANS LA MESA CENTRAL :
OUVERTURE DU GOLFE DE CALIFORNIE VERSUS GLISSEMENT GRAVITAIRE EN
DIRECTION DU GOLFE DU MEXIQUE

L'extension cénozoïque à l'origine du "Basin & Range" est, de par son extension et sa durée, l'un des plus importants événements tectoniques ayant affectés la plaque Amérique du Nord. Les caractéristiques de cette extension ont été largement étudiées, mais son origine est encore débattue à l'heure actuelle. Deux grandes catégories d'hypothèses sont proposées pour expliquer le "Basin & Range". La première catégorie met l'accent sur les interactions complexes entre les plaques Farallon/Pacifique et Amérique du Nord (e.g., Atwater, 1970 ; Severinghaus & Atwater, 1990 ; Atwater & Stock, 1998). La seconde catégorie interprète l'extension comme étant le résultat d'un effondrement gravitaire en réponse à un sur-épaississement de la croûte principalement lié au magmatisme (e.g., Glazner & Bartley, 1984 ; Wernike et al., 1987 ; Axen et al., 1993).

Le "Basin & Range" couvre une portion importante du territoire mexicain (~50 %) puisqu'il s'étend depuis les régions situées au Nord de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain jusqu'à la frontière avec les Etats-Unis. Il est limité à l'Est par la Sierra Madre Orientale et la plate-forme carbonatée crétacée d'El Burro. Le "Basin & Range" mexicain (fig. IV-24) est généralement divisé en deux branches délimitées par un portion non déformée de la Sierra Madre Occidentale (e.g., Stewart, 1978 ; Henry & Aranda-Gómez, 1992 ; Stewart, 1998 ; Henry & Aranda-Gómez, 2000). La branche occidentale, également désignée sous le terme de "Gulf Extensional Province" (fig. IV-24), se situe en bordure du Golfe de Californie. Elle a accommodé au Miocène moyen et supérieur un épisode extensif majeur qui a précédé la "capture" de la péninsule de Basse Californie par la plaque Pacifique et l'ouverture du Golfe de Californie à partir de 5.5 Ma (e.g., Karig & Jensky, 1972 ; Gastil *et al.*, 1975 ; Curray & Moore, 1984 ; Stock & Hodges, 1989 ; Henry, 1989 ; Lonsdale, 1991 ; Zanchi, 1994). Cet épisode extensif (~12-6 Ma), d'abord considéré comme de l'extension d'arrière arc (Karig & Jensky, 1972), a ensuite été interprété comme le résultat d'un partitionnement du mouvement entre les plaques Pacifique et Amérique du Nord. Ce mouvement était accommodé par un décrochement sur la marge, à l'Ouest de la Basse Californie et par de l'extension de direction ENE à l'Est, au sein même de la plaque Amérique du Nord (Stock & Hodges, 1989).

La branche orientale du "Basin & Range" mexicain, à laquelle appartiennent les structures N-S à NNE-SSW de la Mesa Central, est moins bien comprise. Elle correspond au domaine extensif situé à l'Est du noyau non déformé de la Sierra Madre Occidentale. Les structures appartenant à cette branche orientale sont plus anciennes que celles rencontrées dans la "Gulf Extensional Province" (fig. IV-24). D'une manière générale il est communément admis que la déformation a migré au travers de la Sierra Madre Occidentale d'Est en Ouest, durant l'Oligocène supérieur et le Miocène, en réponse au

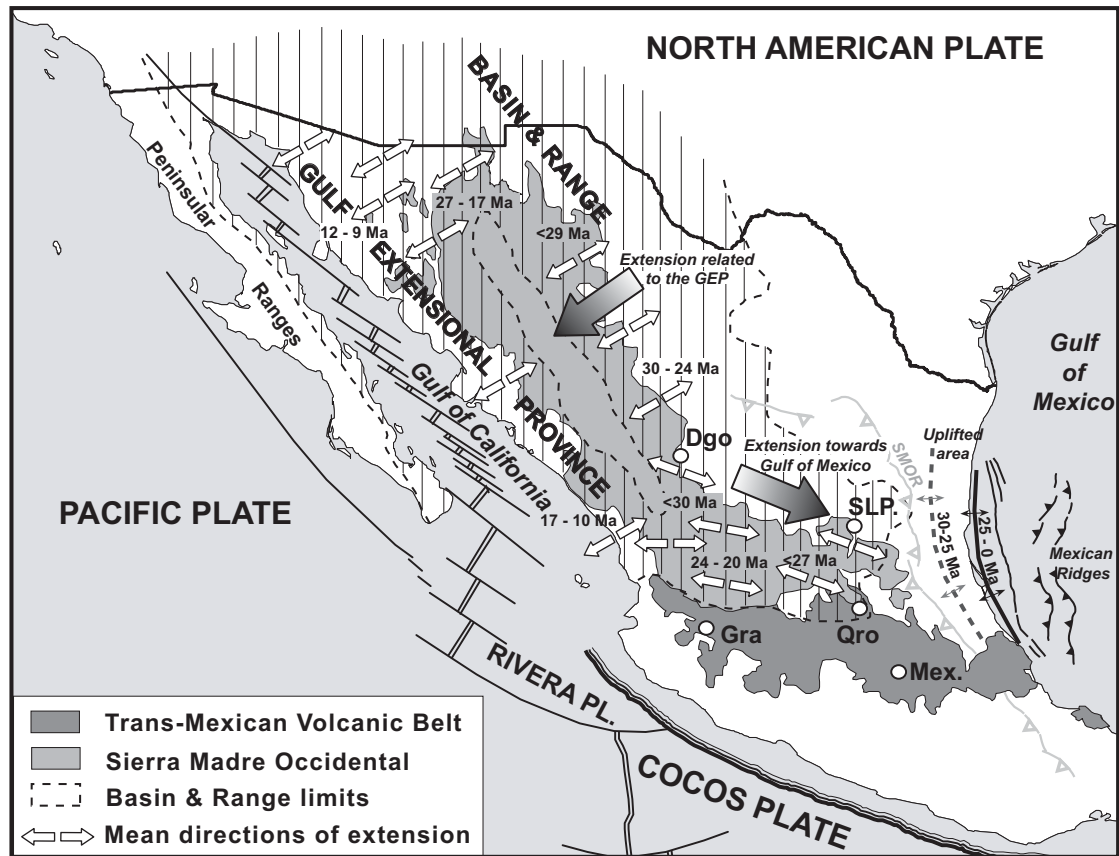


FIG. IV.24 – Carte représentant les régions affectées par le “Basin & Range”. Les ages donnés pour l’extension sont d’après Ferrari *et al.* (2005). Le “Basin & Range” mexicain s’étend depuis la Sierra Madre Orientale à l’est jusqu’au Golfe de Californie, à l’exception d’une portion non déformée de la Sierra Madre Occidentale. Cette région non déformée sépare le “Basin & Range” en deux branches orientale et occidentale (“Gulf Extensional Province”). On remarque deux directions d’extension au niveau de la branche orientale. Les structures au Nord de Durango ont probablement un lien génétique avec la “Gulf Extensional Province”. Les structures méridionales pourraient être lié à un effondrement gravitaire en direction du Golfe du Mexique et sont couplées à un soulèvement en bordure du golfe. Abréviations : Dgo., Durango, Gra, Guadalajara, Mex, Mexico, Qro, Querétaro, SLP, San Luis Potosí.

retrait de la plaque Farallon subduite (Stewart, 1998 ; Ferrari *et al.*, 2005). Cette migration s’est traduite par deux épisodes extensifs majeurs qui sont synchrones ou ont immédiatement suivi les “pulses” ignimbrtiques. Le premier a pris place au sein de la Mesa Central entre ~27 Ma et le Miocène moyen tandis que le second a affecté la bordure orientale de la Sierra Madre Occidentale entre 24 et 20 Ma.

Pour certains auteurs (e.g., Henry & Aranda-Gómez, 2000) la branche orientale du “Basin & Range” mexicain serait la prolongation de la “Gulf Extensional Province”. Les reconstructions paléogéographiques prévoient en effet 110 à 160 km d’extension ENE entre 12 et 6 Ma. Une telle extension (60-80 %) est largement supérieure à ce qui est déterminé par Henry (1989) et Lee *et al.* (1996) pour la “Gulf Extensional Province” seule ($\leq 50\%$). Elle pourrait en revanche être accommodée

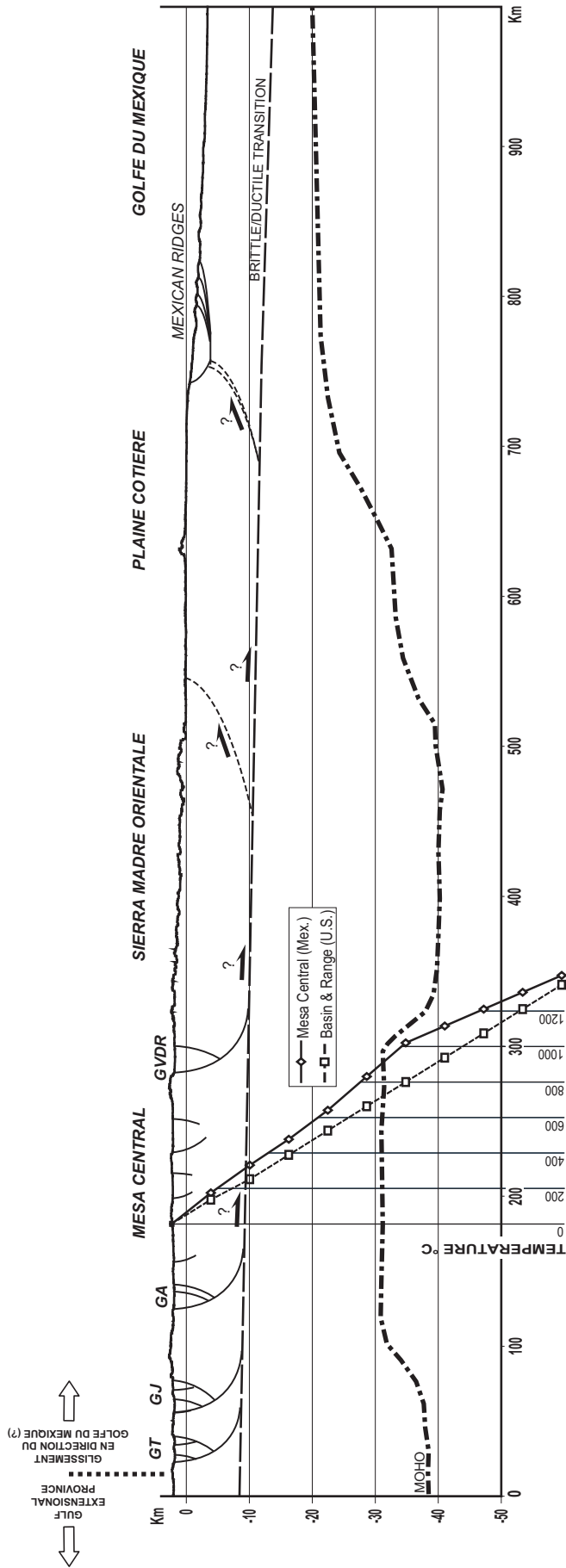


FIG. IV.25 – Coupe schématique illustrant l'hypothèse du glissement gravitaire en direction de la marge du Golfe du Mexique. Géotherme, profondeur du Moho et transition cassant/ductile d'après Fix (1975) et Campos-Enriquez et al. (1992). Le niveau de décollement supposé est situé à la transition entre les domaines cassant et ductile. Les zones en compression se situeraient à l'avant du front de la Sierra Madre Orientale et/ou au pied de la marge. GA : Graben d'Aguascalientes, GJ : Graben de Juchipila, GT : Graben de Tlaltenango, GVDR : Graben Villa de Reyes.

par la totalité du “Basin & Range” mexicain, ce qui correspondrait à une extension totale de seulement 20 %. Cette hypothèse n’explique cependant pas l’âge plus ancien des grabens affectant la Mesa Central (entre ~27 Ma et le Miocène moyen) et la bordure orientale de la Sierra Madre Occidentale (24–20 Ma). Par ailleurs, en ce qui concerne la direction de l’extension, seules les structures au Nord de la ville de Durango montrent effectivement une extension NE-SW (cf. schémas structuraux de Ferrari *et al.*, 2002 et Ferrari *et al.*, 2005). Les structures méridionales telles que les grabens de Mezquital (<30 Ma), Tlaltenango (22–20 Ma), Bolaños (22-18 Ma), Juchipila (<24 Ma), Aguascalientes (<27 Ma ?) et Villa de Reyes (<27 Ma) montrent toutes une extension comprise entre N100° et N130° (fig. IV–24). Enfin, ces grabens sont fortement asymétriques avec un mouvement majeur sur leurs flancs occidentaux. La faille occidentale du graben de Bolaños par exemple montre un escarpement de près de 1200 m (Scheubel *et al.*, 1988) et déplace les unités stratigraphiques de près de 2000 m (Lyons, 1988). Ces structures sont bien distinctes de celles rencontrées plus à l’Ouest du graben de Bolaños et appartenant à la “Gulf Extensional Province” (e.g. Nieto-Samaniego *et al.*, 1999 ; Ferrari *et al.*, 2005). La région bordant le golfe de Basse Californie y est affectée par une série de failles listriques orientées N-S à NNW-SSE et qui ont basculée les unités stratigraphiques vers le NE.

En l’absence de lien génétique avec la “Gulf Extensional Province” les grabens de la Mesa Central et de la bordure orientale de la Sierra Madre Occidentale pourraient avoir une toute autre origine. Parmi les hypothèses alternatives nous pouvons proposer un glissement gravitaire en direction du Golfe du Mexique (fig. IV–25). Il est intéressant de noter qu’en dépit d’une épaisseur crustale faible (une vingtaine de kilomètres seulement) la Mesa central forme un plateau assez élevé avec une altitude moyenne de 1800 m. Fix (1975) a montré que le géotherme sous la Mesa Central est particulièrement élevé et que la transition ductile/cassant ne se trouve qu’à une profondeur de 8 à 9 km. En revanche la croûte océanique du Golfe du Mexique est ancienne et donc froide. A un contraste topographique fort, issu du dépôt massif et brutal des ignimbrites oligocènes, s’ajoute donc un contraste thermique élevé qui aurait permis sinon favorisé un glissement gravitaire à une échelle crustale dès le milieu de l’Oligocène. La marge occidentale du Golfe du Mexique est affectée par des failles listriques à vergence Est. Ces failles s’enracinent sur un niveau de décollement situé à l’intérieur des séries oligocènes et l’extension produite est compensée en bas de pente par une ceinture de plis (les “Mexican Ridges”). Les travaux récents menés sur la bordure occidentale du Golfe du Mexique ont montré que la déformation sur la marge était en partie contrôlée par des structures crustales, qui semblent accommoder un mouvement transpressif dextre (Le Roy *et al.*, 2008). Dans le cadre de l’hypothèse proposée ici ces structures crustales transpressives pourraient avoir compensé au niveau du Golfe l’extension due à l’effondrement du haut plateau central (fig. IV–25).

8. CONCLUSIONS

Nous pouvons avancer les résultats suivants :

1. Le volcanisme éocène et oligocène de la Mesa Central est affecté par deux systèmes extensifs, le système Tepehuanes-Zimapán (~N140°) et des grabens NNE-SSW. Les données structurales montrent que le système Tepehuanes-Zimapán était transtensif sénestre, la direction d'extension NNE-SSW étant oblique aux structures. L'étude paléomagnétique des roches d'âge Oligocène inférieur, dans les zones affectées par ce système, montre des rotations antihoraires comprises entre $8^\circ \pm 8.3^\circ$ et $14.5^\circ \pm 8.2^\circ$ par rapport au pôle à 30 Ma pour l'Amérique du Nord stable. Les grabens ont pour leur part accommodé une extension orientée ~N130°.
2. Au regard des âges obtenus dans la Sierra de San Miguelito, le système Tepehuanes-Zimapán semble être contemporain du pulse ignimbritique qui a affecté la Mesa Central durant l'Oligocène inférieur. Sa signification est peu claire mais les similitudes rencontrées avec la déformation intra-arc actuelle portent à croire qu'il constituait la limite Nord d'un bloc crustal, découplé de l'Amérique du Nord au niveau de l'arc volcanique. Cette limite coïncide approximativement avec la limite Nord du bloc Guerrero, accreté à l'Amérique du Nord durant le Mésozoïque.
3. Les grabens NNE-SSW de la région de San Luis Potosí et d'Aguascalientes semblent légèrement postérieurs au pulse ignimbritique. Ils ont été rattachés à l'épisode extensif majeur qui a précédé l'ouverture du Golfe de Californie. Une hypothèse alternative serait que ces grabens, plus anciens que l'extension qui a précédé l'ouverture du Golfe de Californie et qui ont accommodé une extension NW-SE et non pas NE-SW, sont le résultat d'un effondrement gravitaire à l'échelle crustale de l'arc volcanique oligocène vers la marge du Golfe du Mexique.

9. REFERENCES

- Angelier J., Mechler P., 1977, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: La méthode des dièdres droits, Bull. Soc. Géol. Fr., XIX, 651-652.
- Angelier J., 1990, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress .3. A new rapid direct inversion method by analytical means, Geophys. J. Int. 103, p. 363–376.
- Angelier J., 1994, Fault slip analysis and palaeostress reconstruction (Chapter 4). In P. L. Hancock, ed., Continental Deformation, Pergamon Press, Oxford, p. 53–100.
- Aguirre-Díaz G.J., Nelson S.A., Ferrari L., López-Martínez M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo). In Aguirre-Díaz G.J., Aranda- Gómez J.J., Carrasco-Núñez G., Ferrari L., (eds.), Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico – A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México D.F., p. 1–40.

- Aguirre-Díaz G.J., Zúñiga-Dávila F.R., Pacheco-Alvarado F.J., Guzmán-Speziale M., Nieto-Obregón J., 2000, El graben de Querétaro, México, observaciones de fallamiento activo. *GEOS* 20(1), p. 2–7.
- Aguirre-Díaz G., López-Martínez M., 2001, The Amazcala Caldera, Querétaro, Mexico, geology and geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 111, p. 203–218.
- Alaniz-Álvarez S.A., Nieto-Samaniego A.F., Reyes-Zaragoza M.A., Orozco-Esquivel M.T., Ojeda-García A.C., Vassallo L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18(2), p.129–148.
- Alaniz-Álvarez S.A., Nieto-Samaniego A.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LVII(5), p. 65–82.
- Andreani L., Rangin C., Martínez-Reyes J., Le Roy C., Le Pichon X., 2005, ¿ Es la tectónica transtensiva en la parte central de México el resultado de un cizallamiento senestral neógeno ? Resumen. *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual 2005, 30 de Octubre - 4 de Noviembre, Puerto Vallarta, Jalisco, México.*
- Aranda-Gómez J.J., Luhr J.F., 1996, Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74, p. 1–18.
- Aranda-Gómez J.J., McDowell F.W., 1998, Paleogene extension in the southern basin and range province of Mexico : syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district. *International Geology Review* 40, p. 116–134.
- Aranda-Gómez J.J., Molina-Garza R., McDowell F.W., Vassallo-Morales L.F., Ortega-Rivera M.A., Solorio-Munguía J.G., Aguillón-Robles A., 2007, The relationship between volcanism and extension in the Mesa Central : the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(2), p.216–233.
- Atwater T., 1970, Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin* 81, p. 3513–3536.
- Atwater T., Stock J., 1998, Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States – an update. *International Geology Review* 40, p. 375–402.
- Axen G.J., Taylor W.J., Bartley J.M., 1993, Space–time patterns and tectonic controls of Tertiary extension and magmatism in the Great Basin of the western United States. *Geological Society of America Bulletin* 105, p. 56–76.
- Besse J., Courtillot V., 2002, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years. *Journal of Geophysical Research* 107, doi:10.1029/2000JB000050.
- Buchanan L.J., 1979, The Las Torres mine, Guanajuato, Mexico ; ore controls of a fossil geothermal system. Colorado School of Mines, Golden, PhD Thesis, 111p.
- Caballero-Martínez J.A., Isabel-Blanci J., Luévano-Pinedo A., 1999, Carta geológico-minera Zacatecas F13-B58, escala 1:50.000. Consejo de Recursos Minerales, Pachuca Hgo., México.
- Campos-Enríquez J.O., Kerdan T., Morán-Zenteno D.J., Urrutia-Fucugauchi J., Sánchez-Castellanos E., Alday-Cruz R., Estructura de la litosfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer. *Unión Geofísica Mexicana, GEOS* 12 (resumen), p. 75–76.
- Cañón-Tapia E., Walker G.P.L., Herrero-Bervera E., 1995, Magnetic fabric and flow direction in basaltic Pahoehoe lava of Xitle volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 65 (3-4), p. 249–263.
-

- Carrasco-Núñez G., Milán M., Verma S.P., 1989, Geología del volcán Zamorano, estado de Querétaro. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista 8(2), p. 194–201.
- Centeno-García E., Ruiz J., Coney P.J., Patchett P.J., Ortega-Gutiérrez F., 1993, Guerrero terrane of Mexico : its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology* 21, p. 419–422.
- Cerca-Martínez M., Aguirre-Díaz G.J., López-Martínez M., 2000, The geologic evolution of southern Sierra de Guanajuato, Mexico: a documented example of the transition from the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review* 12(2), p. 131–151.
- Cogné J.P., 2003, Paleomac: a Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems* 4, doi: 10.1029/2001GC000227.
- Curry J.R., Moore D.G., 1984, Geologic history of the mouth of the Gulf of California. In: Crouch J.K., Bachman S.B., (Eds.), *Tectonics and Sedimentation along the California Margin*. Pacific Section, SEPM 38, p. 17–36.
- Demant A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, Inst. Geología, Revista, vol. 2 (2), p. 172–186.
- Edwards J.D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico. U.S. Geological Survey Professional Paper 264H, 183 p.
- Ego F., Ansan V., 2002, Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°) in transtensive deformation?. *Tectonophysics* 359, p. 189–208.
- Ellwood B.B., 1982, Estimation of flow directions for calk-alkaline welded tuffs and paleomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurements: central San Juan Mountains, southwest Colorado. *Earth and Planetary Science Letters* 35, p. 116–122.
- Escalona-Alcázar F.J., Suárez-Plascencia C., Pérez-Román A.M., Ortiz-Acevedo O., Bañuelos-Álvarez C., 2003, La secuencia volcánica terciaria del Cerro la Virgen y los procesos geomorfológicos que generan riesgo en la zona conurbana Zacatecas-Guadalupe. *Unión Geofísica Mexicana, GEOS* 23(1), p. 2–16.
- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Carrasco-Núñez G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27(4), p. 303–306.
- Ferrari L., Conticelli S., Vaggelli G., Petrone C.M., Manetti P., 2000, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, p. 161–185.
- Ferrari L., López-Martínez M., Rosas-Elguera J., 2002, Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico : Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics* 21(4), doi: 10.1029/2001TC001302.
- Ferrari L., Valencia-Moreno M., Bryan S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LVII(3), p. 343–378.
- Fisher R.A., 1953, Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society, London* A17, p. 295–305.
- Fix J.E., 1975, The crust and upper mantle of central Mexico. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 43(2), p. 453–499.
- Freydier C., Martínez-Reyes 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* 259, p.343–367.
-

- Gastil R.G., Phillips R.P., Allison E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geological Society of America Mem. 140, 170 p.
- Glazner A.F., Bartley J.M., 1984, Timing and tectonic setting of Tertiary low-angle normal faulting and associated magmatism in the southwestern United States. *Tectonics* 3, p. 385–396.
- Gómez-González J.M., Barboza-Gudiño R., Guzmán-Speziale M., Zúñiga F.R., Torres-Hernández J.R., Nava-Alatorre E., Mata-Segura J.L., 2003, Reporte de las actividades de monitoreo sísmico en el estado de San Luis Potosí. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Juriquilla, and Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, San Luis Potosí.
- Gross W.H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology* 70, p. 1175–1189.
- Henry B., Plenier G., Camps P., 2003, Post-emplacement tilting of lava flows inferred from magnetic fabric study: the example of Oligocene lavas in the Jeanne d'Arc Peninsula (Kerguelen Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 127(1-2), p. 153–164.
- Henry C.D., 1989, Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin* 101, p. 1147–1156.
- Henry C.D., Aranda-Gómez J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, p. 701–704.
- Henry C.D., Aranda-Gómez J.J., 2000, Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics* 318, p. 1–26.
- Hernández-Laloth N., 1991, Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del sistema acuifero del valle de León, Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 129 p.
- Jelinek V., 1978, Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia geophysica et geodaetica* 22, p. 50–61.
- Jiménez-Nava F.J., 1993, Aportes a la estratigrafía de Aguascalientes mediante la exploración geohidrológica a profundidad. Simposio sobre la geología del centro de México, resúmenes y guía de excursión. Universidad de Guanajuato, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, Extensión Minera.
- Johnson C.A., Harrison C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64, p. 187–210.
- Karig D.E., Jansky W.A., 1972, The Proto-Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters* 17, p. 169–174.
- Kirshvink J.L., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 62, p. 699–718.
- Knight M.D., Walker G.P.L., Ellwood B.B., Dielh J.F., 1986, Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba tuffs: constraints on the sources and the eruptive styles. *Journal of Geophysical Research* 91, p. 10355–10382.
- Labarthe-Hernández G., Tristán-González M., 1980, Cartografía geológica hoja “Santa Maria del Rio,” S.L.P.. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 67, 32 p.
- Labarthe-Hernández G., Tristán-González M., Aranda-Gómez J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 85, 208 p.
-

- Labarthe-Hernández G., Jiménez-López L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 114, 31 p.
- Labarthe-Hernández G., Jiménez-López L.S., 1994, Geología de la porción sureste de la Sierra de San Miguelito, S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 120, 34 p.
- Lang B., Steinitz G., Sawkins F.J., Simmons S.F., 1988, K-Ar age studies in the Fresnillo Silver District, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology* 83, p. 1642–1646.
- Le Pennec J.-L., 1994, Le développement de la fabrique vectorielle (OPF et AMS) dans les roches pyroclastiques : applications volcanologiques en Anatolie centrale. Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, France, PhD Thesis, 305 p.
- Lee J., Miller M.M., Crippen R., Hacker B., Ledesma-Vasquez J., 1996, Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: evidence from the southern Sierra Juarez. *Geological Society of America Bulletin* 108, p. 505–525.
- Le Roy C., Rangin C., Le Pichon X., Nguyen Thi Ngoc H., Andreani L., Aranda-García M., 2008, Neogene crustal shear zone along the western Gulf of Mexico margin and its implications for gravity sliding processes: Evidences from 2D and 3D multichannel seismic data. *Bull. Soc. géol. Fr.* 179(2), p. 175–185.
- Lonsdale P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. In: Dauphin J.P., Simoneit B.R.T., (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 47, p. 87–125.
- Loza-Aguirre I., 2005, Estudio estructural de la actividad cenozoica del sistema de fallas San Luis-Tepehuanaes de la región Zacatecas-San José de Gracia. Tesis profesional, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, Cd. Madero Tamaulipas, México, 96 p.
- Lyons J. I., 1988, Geology and ores deposits of the Bolaños silver district, Jalisco, Mexico. *Economic Geology* 83, p. 1560–1582.
- Martínez-Reyes J., Nieto-Samaniego A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista* 9, p. 33–50.
- Martínez-Reyes J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Cartas Geológicas y Mineras* 8, 1 sheet, scale 1:100 000.
- Martínez-Reyes J., Aranda-Gómez J.J., Aguirre-Díaz G., 2004, Evolución geológica de México Central. Un transecto estratigráfico-estructural entre las regiones de Querétaro, Qro., y Guanajuato, Gto. Libro-guia, IV Reunión de Ciencias de la Tierra, 31 de Octubre-5 de Noviembre, Juriquilla, Querétaro, México. 48 p.
- Monod O., Lapierre H., Chiodi M., Martínez-Reyes J., Calvet P., Ortiz-Hernández L.E., Zimmermann J.L., 1990, Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central : la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, Série II, p. 45–51.
- Moore G., Marone C., Carmichael I.S.E., Renne P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 106, p. 383–394.
- Morán-Zenteno D. J., Corona-Chavez P., Tolson G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: Pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 141, p. 51–65.
-

- Nieto-Samaniego A.F., Macías-Romo C., Alaniz-Álvarez S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13, p.117–122.
- Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Álvarez S.A., Labarthe-Hernández G., 1997, La deformación cenozoica postlaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 14(1), p.13–25.
- Nieto-Samaniego A.F., Ferrari L., Alaniz-Álvarez S.A., Labarthe-Hernández G., Rosas-Elguera J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 111(3), p. 347–363.
- Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Álvarez S.A., Camprubí i Cano A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana LVII*(3), p. 285–318.
- Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Alvarez S.A., Silva-Romo G., Eguiza-Castro M.H., Mendoza-Rosales C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *Geological Society of America Bulletin* 118, p. 238–252.
- Ojeda-García Á.C., 2004, Cartografía geológica 1:50.000 del límite El Bajío-Mesa Central, porción Salamanca-Irapuato, estado de Guanajuato, México. Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, Unidad Académica Hermosillo, Carrera de Ingeniero en Geociencias, Hermosillo, Sonora, Mexico, Tesis Profesional, 86 p.
- Ortiz-Hernández L.E., Martínez-Reyes J., 1993, Geological structure, petrological and geochemical constraints for the centralmost segment of the Guerrero Terrane (Sierra de Guanajuato, central Mexico). *Guidebook of field trip C, First Circum Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato (México), November 5-22, 25p.*
- Pasquaré G., Vezzoli L., Zanchi A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26, p. 159–176.
- Pasquaré G., Garduno-Monroy V.H., Tibaldi A., Ferrari L., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146, p. 353–364.
- Pasquaré G., Ferrari L., Garduño V.H., Tibaldi A., Vezzoli L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic belt, States of Guanajuato and Michoacán. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 22 p.
- Pérez-Venzor J.A., Aranda Gómez J.J., McDowell F., Solorio-Munguía J.G., 1996, Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13(2), p.174–183.
- Ponce B.F., Clark K.F., 1988, The Zacatecas mining district: a Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralisation. *Economic Geology* 83, p.1668–1682.
- Quintero-Legorreta O., 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco. *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología* 10, p. 6–25.
- Ramos-Leal J.A., López-Loera H., Martínez-Ruiz V.J., Aranda-Gómez J.J., 2007, Sucesión de eventos y geometría de la parte central del acuífero del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí, México) inferida a partir de datos geoelectrónicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(1), p.31–46.
- Ruiz-Martínez V.C., Osete M.L., Vegas R., Núñez-Aguilar J.I., Urrutia-Fucugauchi J., Tarling D.H., 2000, Palaeomagnetism of Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, p. 217–233.
- Scheubel F. R., Clark K. F., Porter E. W., 1988, Geology, tectonic environment and structural controls in the San Martin de Bolaños district, Jalisco, Mexico. *Economic Geology* 83, p. 1703–1720.
-

- Seaman S.J., McIntosh W.C., Geissman J.W., Williams M.L., Elston W.E., 1991, Magnetic fabrics of the Bloodgood Canyon and Shelley Peak Tuffs, southwestern New Mexico: implications for emplacement and alteration processes. *Bulletin of Volcanology* 53, p. 460–476.
- Severinghaus J., Atwater T., 1990, Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America. *Geol. Soc. Am. Mem.* 176, p. 1–22.
- Silva-Romo G., 1996, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de S.L.P. y Zacatecas. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Master's Thesis, 139 p.
- Soler-Arechalde A.M., Urrutia-Fucugauchi J., 2000, Paleomagnetism of the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, p. 235–248.
- Stewart J.A., 1978, Basin–range structure in western North America, a review. In: Smith R.B., Eaton G.P., (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera*, *Geol. Soc. Am. Mem.* 152, p. 1–13.
- Stewart J.H., et al., 1998, Map showing Cenozoic tilt domains and associated structural features, western North America. In: Faulds J.E., Stewart J.H., (Eds.), *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province*, *Geological Society of America Special Paper* 323.
- Stock J.M., Hodges K.V., 1989, Pre-Pleistocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics* 8, p. 99–115.
- Suter M., Quintero O., Johnson C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Mexican Volcanic Belt: the Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research* 97, p. 11983–11994.
- Suter M., López-Martínez M., Quintero-Legorreta O., Carrillo-Martínez M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 113(6), p. 693–703.
- Szynkaruk E., Garduño-Monroy V.H., Bocco G., 2004, Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology* 61, p. 111–126.
- Tristán-Gonzalez M., Labarthe-Hernández G., 1979, Cartografía geológica hoja “Tepetate,” S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 66, 31 p.
- Tristán-Gonzalez M., 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 107, 91 p.
- Valdez-Moreno G., Aguirre-Díaz G.J., López-Martínez M., 1998, El volcán La Joya, estados de Querétaro y Guanajuato – Un estratovolcán miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 15, p. 181–197.
- Vandamme D., 1994, A new method to estimate paleosecular variation, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 85, p. 131–142.
- Verma S.P., Carrasco-Núñez G., 2003, Reappraisal of the Geology and Geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: Implications for Discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt Provinces. *International Geology Review* 45, p. 724–752.
- Webber K.L., Fernández L.A., Simmons Wm.B., 1994, Geochemistry and mineralogy of the Eocene-Oligocene volcanic sequence, southern Sierra Madre Occidental, Juchipila, Zacatecas, Mexico. *Geofísica Internacional* 33, p. 77–89.
- Wernicke B.P., Christiansen R.L., England P.C., Sonder L.J., 1987, Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: Coward M.P., Dewey J.F., Hancock L.
-

- (Eds.), Continental Extensional Tectonics, Geological Society of London, Spec. Publ. 28, p. 203–221.
- Xu S.S., Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Alvarez S.A., 2004, Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central Mexico. *Geologica Acta* 2(3), p. 189–201.
- Zanchi A., 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: from basin and range extension to transtensional tectonics. *Journal of Structural Geology* 16, p. 1619–1639.
- Zijderveld J.D., 1967, A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In: *Methods on Paleomagnetism*, D. W. Collinson, K. M. Creer, and S. K. Runcorn (Eds.), Elsevier Science, New York, p. 245–286.
- Zúñiga F.R., Pacheco J.F., Guzmán-Speziale M., Aguirre-Díaz G.J., Espíndola V.H., Nava E., 2003, The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, Mexico: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 361, p. 229–238.

Chapitre V

Synthèse et implications géodynamiques



V. SYNTHÈSE ET IMPLICATIONS

GEODYNAMIQUES

1. FRONTIÈRES ET CINÉMATIQUE PLIO-QUATÉRNAIRES DU BLOC SUD MEXICAIN

1.1. LA FAILLE DE VERACRUZ

L'analyse de profils sismiques ainsi que l'analyse d'images satellites et des observations de terrain montrent que le bassin de Veracruz et le volcanisme post 5 Ma du Massif de Los Tuxtlas sont affectés par plusieurs décrochements sénestres. Ces structures se ramifient probablement en profondeur pour former une structure en fleur d'échelle crustale : la faille de Veracruz. Des données supplémentaires montrent que ce décrochement sénestre affecte également des roches volcaniques pliocènes dans la partie orientale de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain, entre les villes de Xalapa et Huauchinango. Cette faille est toujours active comme en témoignent la sismicité modérée ainsi que les marqueurs quaternaires (cônes, terrasses alluviales et volcanisme) affectés par la déformation. Il n'existe cependant pas pour l'heure d'estimations directes quant au déplacement total sur cette structure.

Le décrochement plio-quaternaire de la région de Veracruz se connecte dans la région de Xalapa au système transtensif sénestre Tula-Chapala, qui affecte l'Axe Volcanique Trans-Mexicain, et plus au sud aux décrochements également sénestres qui affectent la région des Chiapas.

1.2. CINÉMATIQUE PLIO-QUATÉRNAIRE DU BLOC SUD MEXICAIN

La frontière entre le Bloc Sud Mexicain (BSM) et la plaque Amérique du Nord est constituée de trois zones de déformation connectées entre elles : (1) un système transtensif sénestre au niveau de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain, (2) un décrochement sénestre dans la partie orientale de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain et dans la région de Veracruz et (3) un système transpressif sénestre dans la province des Chiapas. Ces trois zones, sismiquement actives, accommodent une rotation antihoraire du BSM par rapport à l'Amérique du Nord et ce depuis le Pliocène.

Le mouvement du BSM par rapport à l'Amérique du Nord est bien contraint dans la partie centrale de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain. La direction actuelle de l'extension a été estimée, à partir de l'inversion de mécanismes aux foyers, à N328° (Ego & Ansan, 2002). Le taux d'extension a été estimé à 7-8 mm/an en se basant sur la différence entre la direction des vecteurs glissement

associés aux séismes de subduction et le mouvement prédit par un modèle Cocos–Amérique du Nord (Johnson & Harrison, 1990; Ego & Ansan, 2002).

Le mouvement du BSM est moins bien contraint au niveau du point triple NA–CA–CO. Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000) ont proposé un modèle dans lequel la déformation entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe serait absorbée de manière diffuse par de la compression dans la province décrochante des Chiapas (8-9 mm/an) et par de l'extension au niveau des grabens d'Amérique Centrale (~8 mm/an). Par ailleurs les travaux de Lyon-Caen *et al.* (2006), basés sur l'interprétation de données GPS, montrent une diminution rapide du mouvement sur le système Polochic-Motagua en allant vers l'Ouest. Or nous avons interprété la transpression sénestre dans la province des Chiapas comme étant la limite entre le BSM et l'Amérique du Nord. En intégrant cette microplaque dans le modèle 'classique' du point triple nous avons estimé son mouvement comme étant dans une direction proche de celle de la plaque Caraïbe (~N080°) mais avec une vitesse plus faible (~8 mm/an qui est la vitesse 'géologique' des failles du Chiapas).

A partir des contraintes sur le mouvement du BSM par rapport à l'Amérique du Nord nous avons calculé un pôle de rotation. Le modèle cinématique que nous proposons ici prédit une rotation du BSM par rapport à l'Amérique du Nord de 0.45°/Ma avec un pôle localisé à 24.2°N et 91.8°W. Ce modèle implique un taux de déplacement de ~6 mm/an pour la faille de Veracruz.

2. DEFORMATION POST-EOCENE DE LA MESA CENTRAL

2.1. EVENEMENTS DE DEFORMATION ET AGES

L'extension oligocène et miocène de la Mesa Central semble être le résultat d'une évolution complexe. L'âge des formations affectées et le déplacement associé aux structures montre que deux systèmes structuraux majeurs se sont mis en place successivement.

Le système Tepehuanes-Zimapán est contemporain du "pulse" ignimbristique qui a affecté la Mesa Central durant l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur (37–27 Ma). Les données structurales montrent que le système Tepehuanes-Zimapán était transtensif sénestre, la direction d'extension (~N190°) étant oblique aux structures. L'étude paléomagnétique des roches d'âge Oligocène inférieur, dans les zones affectées par ce système, montre des rotations antihoraires comprises entre $8^\circ \pm 8.3^\circ$ et $14.5^\circ \pm 8.2^\circ$ par rapport au pôle à 30 Ma pour l'Amérique du Nord stable.

Les grabens NNE-SSW de la Mesa Central semblent légèrement postérieurs au "pulse" ignimbristique oligocène. La direction d'extension associée à ces structures est ~N130°. Ils ont été rattachés à l'épisode extensif majeur qui a précédé l'ouverture du Golfe de Californie (Henry &

Aranda-Gómez, 2000). Une hypothèse alternative serait que ces grabens, plus anciens que l'extension qui a précédé l'ouverture du Golfe de Californie et qui ont accommodé une extension NW-SE et non pas NE-SW, sont le résultat d'un effondrement gravitaire à l'échelle crustale de l'arc volcanique oligocène vers la marge du Golfe du Mexique.

2.2. SIMILITUDES AVEC LA DEFORMATION INTRA-ARC ACTUELLE

Le système Tepehuanes-Zimapán, qui a affecté l'arc volcanique oligocène, est fort comparable au système Chapala-Tula qui affecte l'Axe Volcanique Trans-Mexicain actuel (Fig. V-1). Dans les deux cas les structures sont parallèles à l'arc volcanique et accommodent un mouvement transtensif sénestre. Pour le système Tepehuanes-Zimapán la direction des structures est N140° et la direction de l'extension est approximativement NNE-SSW. Pour le système Chapala-Tula la direction des structures est ~N090° et la direction de l'extension, déduite de l'inversion des mécanismes aux foyers de séismes (Ego & Ansan, 2002), est N328°. Les rotations obtenues sont également comparables. La rotation antihoraire sur les roches d'âge Oligocène inférieur de la Mesa centrale est comprise entre $8^\circ \pm 8.3^\circ$ et $14.5^\circ \pm 8.2^\circ$. La rotation antihoraire obtenue pour des roches miocènes et plio-quadernaires de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain est comprise entre $8.9 \pm 6.4^\circ$ et $12.4^\circ \pm 5.4^\circ$ (Soler-Arechalde & Urrutia-Fucugauchi, 2000; Ruiz-Martínez *et al.*, 2000).

Comme nous l'avons vu la transtension sénestre l'Axe Volcanique Trans-Mexicain accomode depuis la fin du Miocène la rotation d'un bloc crustal ("Bloc Sud Mexicain") qui est découplé du reste de l'Amérique du Nord. En raison des similitudes observées le mouvement transtensif sénestre accommodé par le système Tepehuanes-Zimapán pourrait être interprété de la même manière et constituer la limite d'un bloc crustal découplé de l'Amérique du Nord. Durant l'Oligocène et le Miocène la Sierra Madre del Sur à été soumise à une compression NW-SE qui s'est traduite par la mise en place de la faille de Oaxaca, normale et orientée ~NW-SE et de décrochements N-S (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Il est possible que le système Tepehuanes-Zimapán et les structures décrochantes de la Sierra Madre del Sur aient accommodées une rotation du bloc Guerrero durant l'Oligocène.

3. MIGRATION DES ZONES DE DEFORMATIONS LIMITANT LES BLOCS CRUSTAUX DU MEXIQUE MERIDIONAL

La distribution géographique des différents épisodes volcaniques, ainsi que leurs ages, montrent durant l'Oligocène et le Miocène une réorientation de l'arc volcanique mexicain (Ferrari *et al.*, 1999). Durant l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur le volcanisme ignimbritique s'étendait

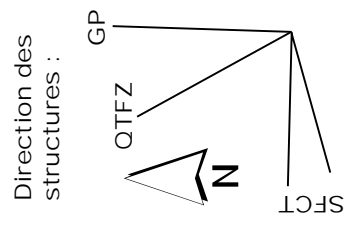
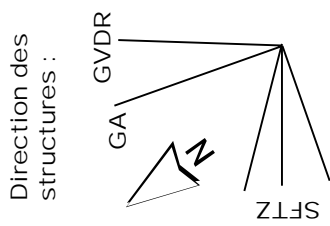
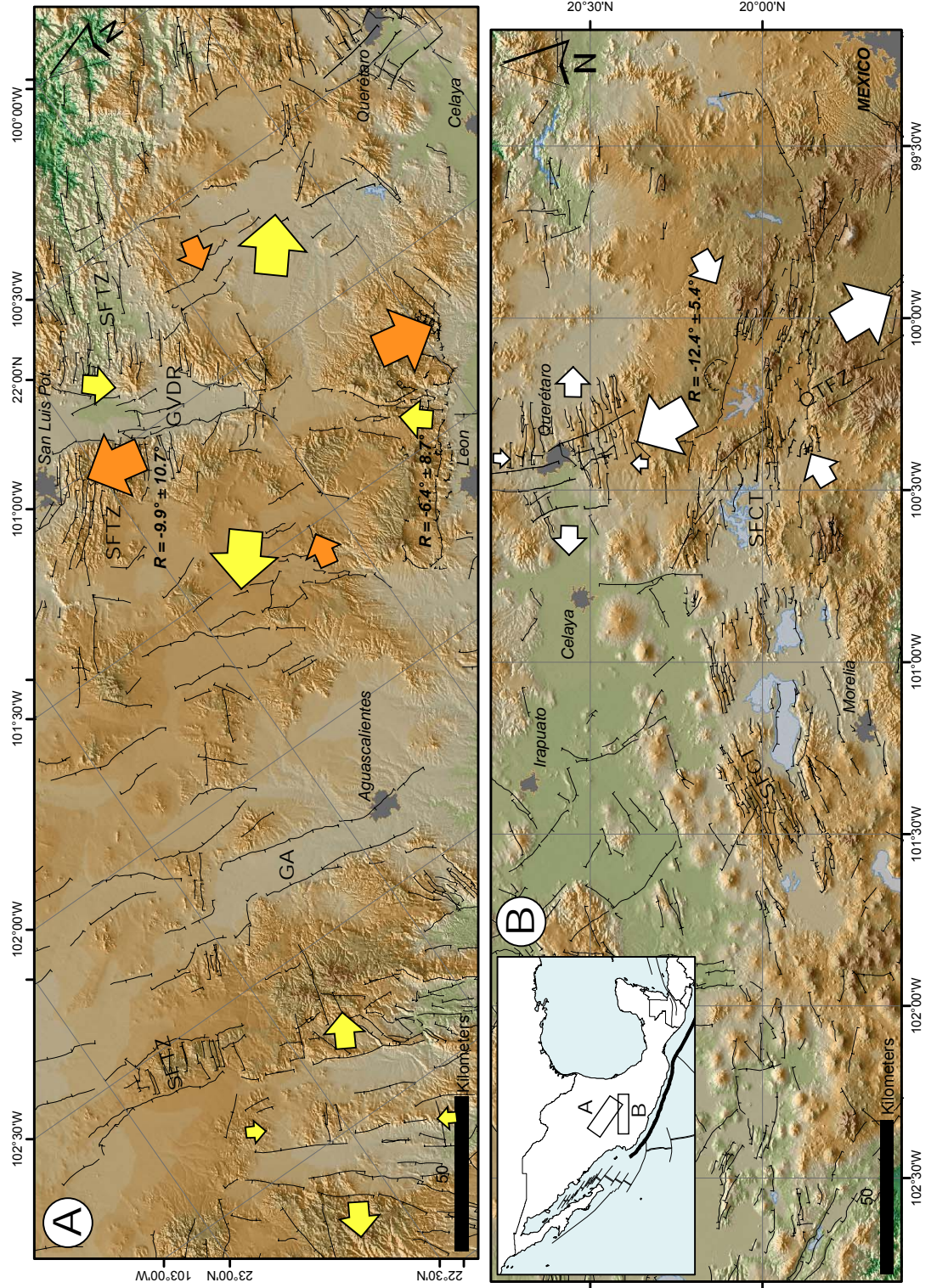


FIG. V.1 (page précédente) – Comparaison entre la déformation post-éocène de la Mesa Central (en A) et la déformation plio-quadernaire de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain (en B). Les relations angulaires entre les différents systèmes structuraux sont semblables. Les flèches oranges représentent l'état de contrainte oligocène (>27 Ma) associé au système Tepehuanes-Zimapán (SFTZ, cette étude). Les flèches jaunes représentent les états de contraintes durant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur associés aux grabens NNE-SSW (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997, cette étude). Les flèches blanches représentent les états de contraintes actuels déduits de la sismicité (Ego & Ansan, 2002; Zúñiga *et al.*, 2003) pour le graben de Querétaro et le système Chapala-Tula (SFCT). Les rotations paléomagnétiques pour les roches oligocènes en A (cette étude) et miocènes en B (Soler-Arechalde & Urrutia-Fucugauchi, 2000) sont également indiquées. Autres abréviations : GA – Graben d'Aguascalientes, GVDR – Graben de Villa de Reyes, QTFZ – Zone de faille Querétaro-Taxco, GP – Graben de Penjamo.

sur une bande large de 300 km et orientée \sim N150°. La limite Nord de cet arc volcanique coïncidait à peu près avec le système Tepehuanes-Zimapán. A partir de l'Oligocène supérieur l'arc volcanique va se réorienter et migrer à la fois vers les régions situées en bordure de l'actuel Golfe de Californie et vers le sud (région de Querétaro par exemple) où, à partir du Miocène moyen, il va constituer l'Axe Volcanique Trans-Mexicain orienté E-W. L'extension intra-arc va bien entendu suivre cette migration vers le sud. Le système Tepehuanes-Zimapán va être abandonné durant l'Oligocène et sera remplacé par le Système Chapala-Tula à partir du Miocène supérieur (Fig. V-2). Les régions qui ne sont plus affectées par le volcanisme vont être découpées par les grabens NNE-SSW.

Les travaux menés dans la Sierra Madre del Sur montrent également une migration de la déformation d'Ouest en Est durant le cénozoïque (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Durant l'Oligocène et le Miocène inférieur la partie orientale de la Sierra Madre del Sur était affectée par des décrochements sénestres orientés N-S et par des structures extensive (faille de Oaxaca par exemple) orientés NNW-SSE. Ces structures se sont localisées au niveau d'une ancienne zone de suture qui limite le bloc de Oaxaca. L'état de contrainte associé à cette déformation est caractérisé par un σ_1 orienté NW-SE et un σ_3 orienté NE-SW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Durant le Miocène moyen cette zone de déformation va à nouveau migrer vers l'Est (Fig. V-2) et affecter la région de Veracruz. Le bassin de Veracruz a été affectée entre 15 et 5.5 Ma par des plis en échelons (Aranda-García, 1999) puis s'est poursuivie à partir de 5 Ma par la mise en place d'une structure décrochante sénestre : la faille de Veracruz.

4. ROTATION DU SMB, DERIVE DE LA PLAQUE CARAÏBE ET GEOMETRIE DU PANNEAU PLONGEANT

La figure V-3 représente les positions à 5 Ma et 10 Ma du SMB et de la plaque Caraïbe par rapport à l'Amérique du Nord fixe. Si l'on suppose une vitesse de rotation du BSM (par rapport à l'Amérique du Nord) constante depuis 10 Ma l'extension attendue dans la partie centrale de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain est de \sim 80 km. Ferrari *et al.* (1999) ont mis en évidence une migration de

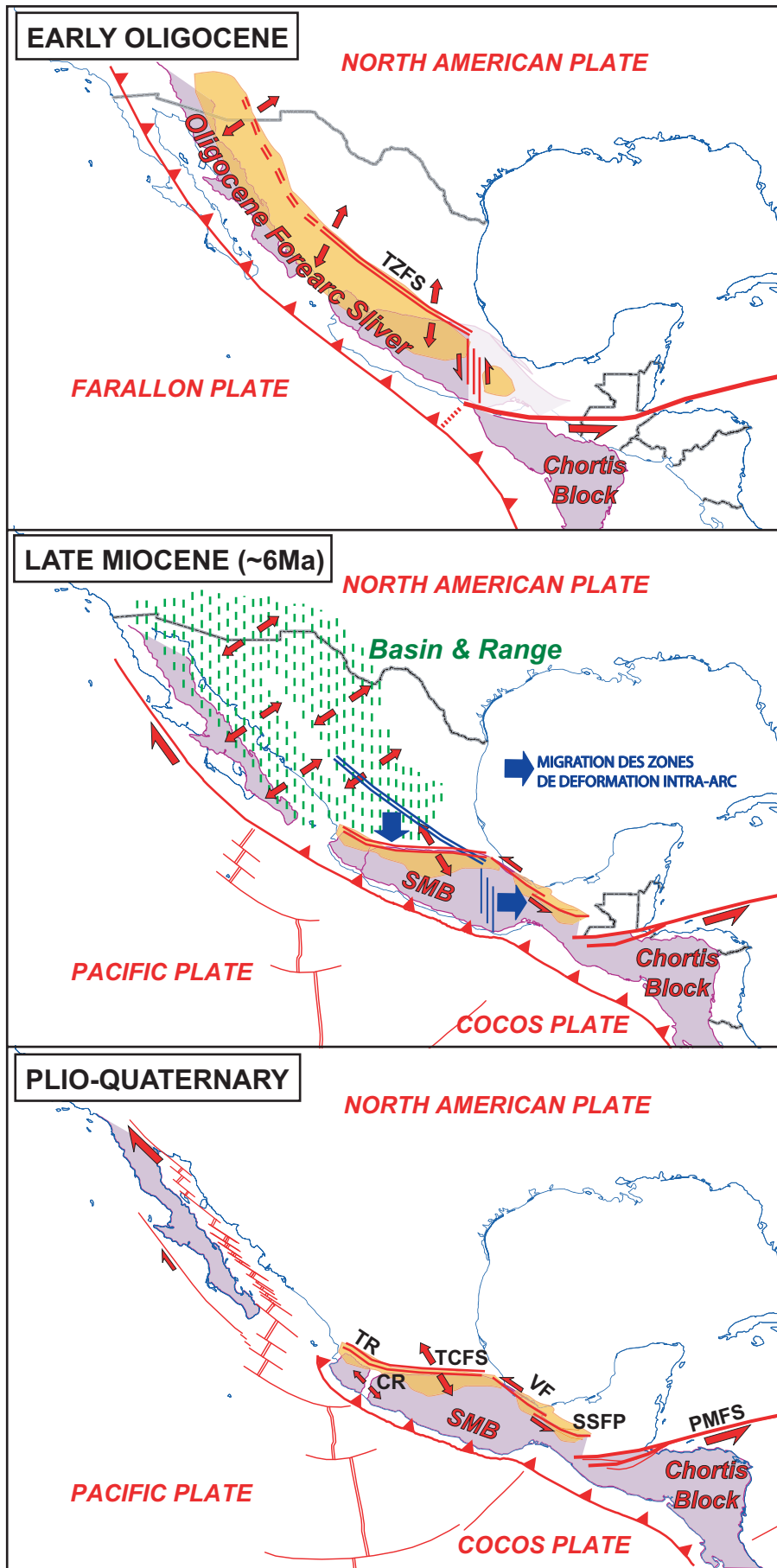


FIG. V.2 (page précédente) – Migration de la déformation associée à l'arc volcanique (en orange) et évolution des blocs crustaux (en violet) depuis l'Oligocène. Dans la partie centrale du Mexique le système Tepehuanes-Zimapán (TZFS) va être abandonné durant l'Oligocène et sera remplacé par le Système Chapala-Tula (TCFS) à partir du Miocène supérieur. La transpression qui affecte le Mexique méridional durant l'Oligocène et le Miocène migre vers l'Est pour donner les décrochements de la région de Veracruz (VF) et des Chiapas (SSFP). L'évolution du système est liée au mouvement vers l'est du bloc Chortis et à l'abandon de la subduction de la plaque Farallon. Abréviations : CR : rift de Colima, TR : rift de Tepic-Zacoalco, PMFS : Système Polochic-Motagua.

l'arc volcanique en direction de la fosse depuis le Miocène supérieur. En effet le front volcanique actuel est situé à 110 km de la fosse alors qu'il était à 180 km de la fosse durant le Miocène supérieur (7 Ma). Cette migration vers le sud du front volcanique est généralement expliquée par un retrait du panneau plongeant. Nous pouvons cependant proposer un lien entre le taux d'extension estimé (8 km/Ma) et la vitesse de migration du front volcanique (10 km/Ma). La migration du volcanisme pourrait être liée à un "recul" vers le sud de la fosse d'Amérique Centrale elle-même induite par la rotation du SMB. La rotation du SMB pourrait également expliquer pourquoi la subduction est horizontale sous le Mexique central alors qu'elle se verticalise à son extrémité occidentale et au niveau de l'isthme de Tehuantepec.

L'évolution inverse se produit sur la marge pacifique de l'Amérique centrale comme le montre la figure V-3. Alors que le segment mexicain de la fosse d'Amérique Centrale "recule", suite à la rotation du SMB, le segment situé en face de l'Amérique Centrale "avance" vers l'Est en réponse à la dérive de la plaque Caraïbe. Cette différence fondamentale entre les segments mexicain et centraméricain de la fosse d'Amérique Centrale a également été mis en évidence à partir des taux de contraintes déduits des séismes de subduction par Guzmán-Speziale & Gómez-González (2006). Le taux de contrainte le long de la frontière CO-CA ($3.7 \cdot 10^{-8} \text{ an}^{-1}$) est un ordre de grandeur plus faible que celui calculé pour la frontière CO-NA ($2.8 \cdot 10^{-7} \text{ an}^{-1}$). Les deux auteurs attribuent cette différence au fait que la frontière CO-NA est une subduction de type "Chili", où la plaque supérieure avance en direction de la plaque subduite, tandis que la frontière CO-CA est une subduction de type "Marianne" avec une plaque supérieure stationnaire par rapport à la plaque subduite (Uyeda & Kanamori, 1979).

5. LES CAUSES DE LA ROTATION DU SMB

Le mouvement des microplaques qui bordent la fosse d'Amérique Centrale est généralement interprété comme le résultat du partitionnement de la convergence oblique entre les plaques Cocos/Rivera et Amérique du Nord d'une part (e.g., DeMets & Stein, 1990; Ego & Ansan, 2002 ; Rosas-Elguera *et al.*, 2003) et Cocos et Caraïbe d'autre part (e.g., DeMets, 2001). Dans les modèles de convergence oblique le vecteur convergence est partitionné entre une composante parallèle aux vecteurs glissements, qui sont déviés par rapport au vecteur normal à la fosse, et une composante

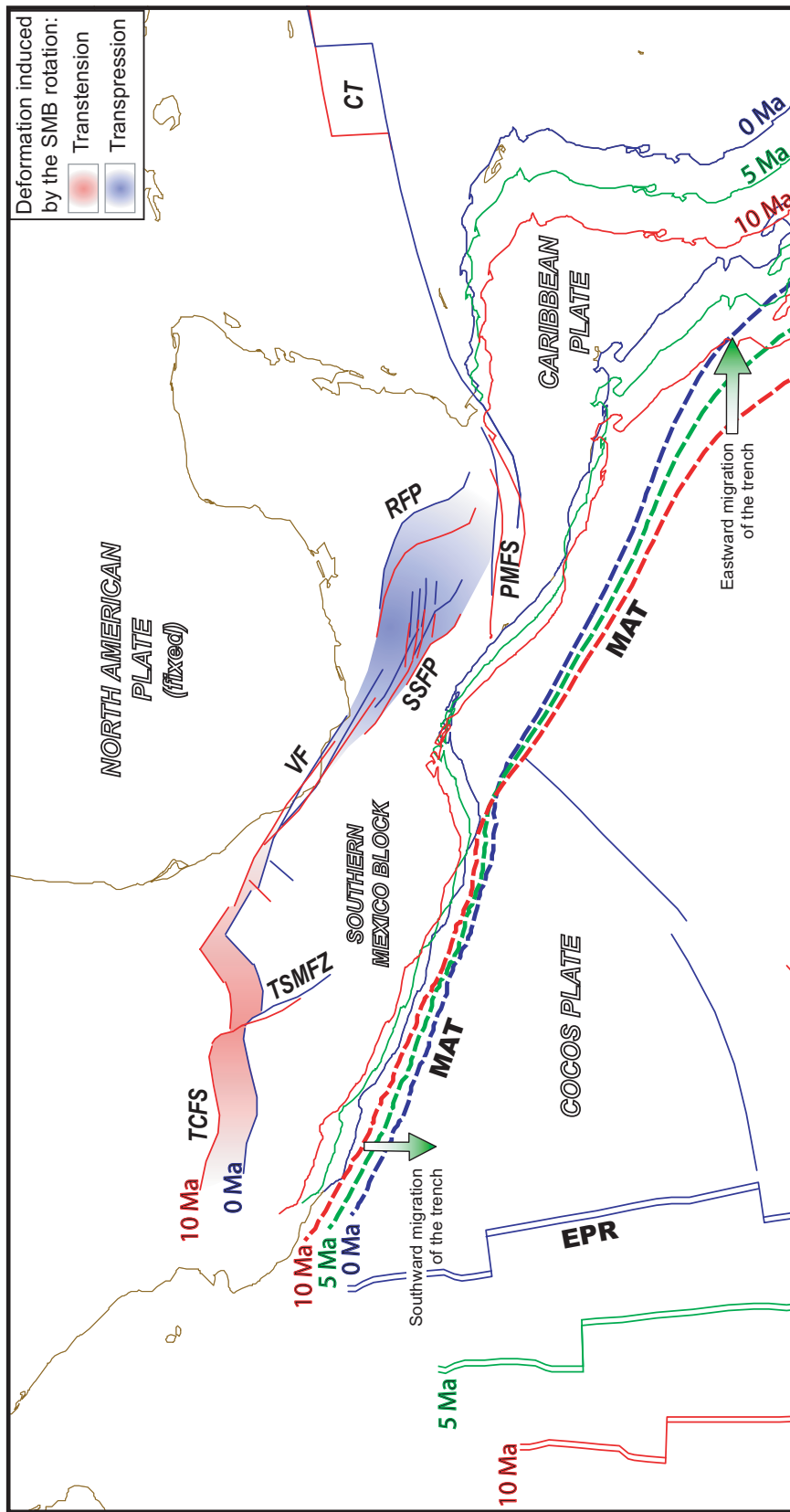


FIG. V.3 – Evolution du système SMB–CA–NA–CO au cours des 10 derniers Ma. Les positions des plaques Caraïbe et Cocos ainsi que du BSM sont calculés à partir d'un référentiel Amérique du Nord. La rotation du BSM et la dérive de la plaque Caraïbe provoquent une migration de la fosse.

parallèle à la fosse (Jarrard, 1986; Beck, 1991; McCaffrey, 1992). Cette dernière est généralement accommodée au niveau de l'arc volcanique.

La signification du "Central America Forearc Sliver" est controversée (DeMets, 2001; Guzmán-Speziale & Gómez, 2002). L'existence d'un partitionnement de la convergence sur le segment centraméricain de la fosse est douteuse et ce en raison d'une obliquité trop faible (seulement 2-4°). En ce qui concerne le BSM, l'hypothèse d'un partitionnement a également été proposée pour expliquer la transtension sénestre observée au niveau de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain (e.g., Ego & Ansan, 2002). L'azimut de la convergence entre les plaques Cocos et Amérique du Nord est orienté N033° et est légèrement oblique (14° en moyenne). Les vecteurs glissements ne sont pas parallèles au vecteur convergence mais déviés vers la composante normale à la fosse (l'angle ψ moyen entre les vecteurs glissements et la composante normale à la fosse étant de 5.6°).

McCaffrey (1992) définit un angle ψ_{\max} en dessous duquel la totalité du mouvement est accommodé sur la fosse. En d'autres termes, lorsque l'angle γ (angle entre la composante normale à la fosse et le vecteur convergence) est inférieur à ψ_{\max} , les vecteurs glissements sont parallèles au vecteur convergence (soit $\psi = \gamma$, ψ étant l'angle entre les vecteurs glissements et la composante normale à la fosse). En revanche lorsque l'angle γ est supérieur à ψ_{\max} les vecteurs glissements sont déviés par rapport au vecteur convergence (soit $\psi < \gamma$) et le partitionnement est alors effectif. Par ailleurs lorsque l'angle γ est supérieur à ψ_{\max} les vecteurs glissements maintiennent une orientation constante telle que $\psi = \psi_{\max}$ et ce même si l'obliquité de la convergence varie. L'angle ψ_{\max} pour les zones de subduction où le partitionnement est effectif est généralement supérieur à ou égal à 20°. Cet angle est par exemple de ~20° pour la fosse de Java, 25° pour la fosse des Philippines et de ~35° pour la fosse des Aléoutiennes (Fig. V-4; McCaffrey, 1992). Or, dans le cas de la fosse d'Amérique centrale, l'obliquité de la convergence entre les plaques Cocos et Amérique du Nord est de 14° en moyenne et l'angle ψ moyen est de 5.6°. Ces valeurs sont beaucoup plus faibles que ce qui est observé dans d'autres zones de subduction. L'hypothèse d'un partitionnement ne peut être totalement exclue mais il est alors nécessaire d'expliquer pourquoi il se produit avec une obliquité aussi faible et pour quelles raisons l'angle ψ moyen entre les vecteurs glissements et la composante normale à la fosse est de 5.6° seulement alors qu'il est largement supérieur au niveau des autres zones de subduction.

Une hypothèse alternative serait que la rotation du BSM est induite par un couplage, même partiel, avec le mouvement de la plaque Caraïbe. L'évolution tectonique du Mexique méridional a généralement été associée à la dérive vers l'Est du bloc Chortis. L'hypothèse la plus communément admise est que ce bloc crustal aurait glissé le long de la marge pacifique du Mexique (e.g., Ross & Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988, Schaaf *et al.*, 1995). Nous avons également vu que l'arc volcanique, actuel et oligocène, constituait une zone de découplage privilégiée et ce en raison des

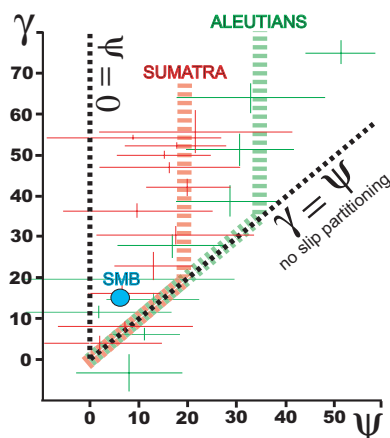


FIG. V.4 – Relation entre ψ (angle entre les vecteurs glissements et la composante normale à la fosse) et l'obliquité γ (angle entre le vecteur convergence et la composante normale à la fosse) pour les fosses de Java (Sumatra), des Philippines et des Aléoutiennes. Le point noir représente le cas du Mexique central ($\gamma = 14^\circ$ et $\psi_{\text{moy}} = 5.6^\circ$).

températures élevées ($>1200^\circ\text{C}$) qui caractérisent le manteau à cet endroit. Currie & Hyndman (2006) ont montré que les températures élevées du manteau ne sont pas seulement confinées à l'arc volcanique mais s'étendent également sur plusieurs centaines de kilomètres en arrière de cet arc. La partie centrale du Mexique est à l'heure actuelle caractérisée par un gradient thermique élevé (Fix, 1975) et forme, en dépit d'une épaisseur crustale faible (une vingtaine de kilomètres seulement), un plateau élevé dont l'altitude moyenne est de 1800 m. L'arc volcanique constitue donc la limite entre un domaine d'arrière arc constitué par une croûte amincie et chaude et un domaine d'avant arc caractérisé par une croûte plus épaisse et relativement froide. Il est donc possible que le bloc Chortis ait entraîné depuis l'Oligocène une partie du Mexique méridional qui formait alors un bloc rigide découplé du reste de l'Amérique du Nord au niveau de l'arc volcanique.

6. RÉFÉRENCES

- Aranda-García M., 1999, Evolution of Neogene contractional growth structures, southern Gulf of Mexico. Master's thesis, University of Texas at Austin, 169 p.
- Beck M., 1991, Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction zones and tectonic consequences. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 68, p. 1–8.
- Currie C.A., Hyndman R.D., 2006, The thermal structure of subduction zone back arcs. *J. Geophys. Res.*, 111, B08404, doi:10.1029/2005JB004024.
- DeMets C., Stein S., 1990, Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research* 95, p. 21931–21948.
- DeMets C., 2001, A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters* 28, p. 4043–4046.
- Ego F., Ansan V., 2002, Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102° - 99°W) in transtensive deformation?. *Tectonophysics* 359, p. 189–208.

- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Carrasco-Núñez G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27(4), p. 303–306.
- Fix J.E., 1975, The crust and upper mantle of central Mexico. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 43(2), p. 453–499.
- Guzmán-Speziale M., Meneses-Rocha J.J., 2000, The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in southeastern Mexico. *Journal of South American Sciences* 13, p. 459–468.
- Guzmán-Speziale M., Gómez J.M., 2002, Comment on “A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion. *Geophys. Res. Lett.* 29, p. 1945–1947.
- Guzmán-Speziale M., Gómez-González J.M., 2006, Seismic Strain rate along the Middle America Trench reveals significant differences between Cocos–North America and Cocos–Caribbean convergence. *Geophys. J. Int.* 166, p. 179–185
- Henry C.D., Aranda-Gómez J.J., 2000, Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics* 318, p. 1–26.
- Jarrard R.D., 1986, Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology* 14, 780– 783.
- Johnson C.A., Harrison C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64, p. 187–210.
- Lyon-Caen H., Barrier E., Lasserre C., Franco A., Arzu I., Chiquin L., Chiquin M., Duquesnoy T., Flores O., Galicia O., Luna J., Molina E., Porras O., Requena J., Robles V., Romero J., Wolf R., 2006, Kinematics of the North American–Caribbean–Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters* 33, doi: 10.1029/2006GL027694.
- McCaffrey R., 1992, Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *J. Geophys. Res.* 97, p. 8905–8915.
- Nieto-Samaniego A.F., Ferrari L., Alaniz-Álvarez S.A., Labarthe-Hernández G., Rosas-Elguera J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 111(3), p. 347–363.
- Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Álvarez S.A., Camprubí í Cano A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana LVII*(3), p. 285–318.
- Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Alvarez S.A., Silva-Romo G., Eguiza-Castro M.H., Mendoza-Rosales C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *Geological Society of America Bulletin* 118, p. 238–252.
- Pindell J.L., Cande S.C.W., Pitman W.C., Rowley D.B., Dewey J.F., Lebreque J., Haxby W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155, p. 121–138.
- Rosas-Elguera J., Alva-Valdivia L.M., Goguitchaichvili A., Urrutia-Fucugauchi J., Ortega-Rivera M.A., Salinas-Prieto J.C., 2003, Counterclockwise rotation of the Michoacan Block: implications for the tectonics of western Mexico. *International Geology Review* 45, p. 814–826.
- Ross M., Scotese C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics* 155, p. 139–168.
- Ruiz-Martínez V.C., Osete M.L., Vegas R., Núñez-Aguilar J.I., Urrutia-Fucugauchi J., Tarling D.H., 2000, Palaeomagnetism of Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, p. 217–233.
-

- Schaaf P., Morán-Zenteno D., Hernández-Bernal M.S., Solís-Pichardo G., Tolson G., Köhler H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics* 14, p. 1339–1350.
- Soler-Arechalde A.M., Urrutia-Fucugauchi J., 2000, Paleomagnetism of the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, p. 235–248.
- Uyeda S., Kanamori H., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.* 84, p. 1049–1061.
- Zúñiga F.R., Pacheco J.F., Guzmán-Speziale M., Aguirre-Díaz G.J., Espíndola V.H., Nava E., 2003, The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, Mexico: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 361, p. 229–238.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AGUIRRE-DÍAZ G., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., 2001, The Amazcala Caldera, Querétaro, Mexico, geology and geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 111, p. 203–218.
- AGUIRRE-DÍAZ G., ZÚÑIGA F.R., PACHECO-ALVARADO F.J., GUZMÁN-SPEZIALE M., NIETO-OBREGÓN J., 2000, El graben de Querétaro, Mexico, observaciones de fallamiento activo. *Unión Geofísica Mexicana, Geos* 20(1), p. 2–7.
- AGUIRRE-DÍAZ G.J., NELSON S.A., FERRARI L., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo). In Aguirre-Díaz G.J., Aranda-Gómez J.J., Carrasco-Núñez G., Ferrari L., (eds.), *Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico – A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México D.F., p. 1–40.
- AGUIRRE-DÍAZ G.J., ZÚÑIGA-DÁVILA F.R., PACHECO-ALVARADO F.J., GUZMÁN-SPEZIALE M., NIETO-OBREGÓN J., 2000, El graben de Querétaro, México, observaciones de fallamiento activo. *GEOS* 20(1), p. 2–7.
- ALANIZ-ÁLVAREZ S.A., NIETO-SAMANIEGO A.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana LVII*(5), p. 65–82.
- ALANIZ-ÁLVAREZ S.A., NIETO-SAMANIEGO A.F., REYES-ZARAGOZA M.A., OROZCO-ESQUIVEL M.T., OJEDA-GARCÍA A.C., VASSALLO L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18(2), p.129–148.
- ANDREANI L., RANGIN C., MARTÍNEZ-REYES J., LE ROY C., LE PICHON X., 2005, ¿ Es la tectónica transtensiva en la parte central de México el resultado de un cizallamiento senestral neógeno ? Resumen. *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual 2005, 30 de Octubre - 4 de Noviembre, Puerto Vallarta, Jalisco, México*.
- ANDREANI L., RANGIN C., MARTÍNEZ-REYES J., LE ROY C., ARANDA-GARCÍA M., LE PICHON X., PETERSON-RODRIGUEZ R., 2008, The Neogene Veracruz fault: evidences for left-lateral slip along the southern Mexico block. *Bull. Soc. géol. Fr* 179(2), p. 195–208.
- ANGELIER J., 1990, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress .3. A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys. J. Int.* 103, p. 363–376.
- ANGELIER J., 1994, Fault slip analysis and palaeostress reconstruction (Chapter 4). In P. L. Hancock, ed., *Continental Deformation*, Pergamon Press, Oxford, p. 53–100.
- ANGELIER J., MECHLER P., 1977, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: La méthode des dièdres droits, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XIX, 651-652.
- ARANDA-GARCÍA M., 1999, Evolution of Neogene contractional growth structures, southern Gulf of Mexico. Master's thesis, University of Texas at Austin, 169 p.
- ARANDA-GÓMEZ J.J., LUHR J.F., 1996, Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74, p. 1–18.
- ARANDA-GÓMEZ J.J., MCDOWELL F.W., 1998, Paleogene extension in the southern basin and range province of Mexico : syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district. *International Geology Review* 40, p. 116–134.
-

- ARANDA-GÓMEZ J.J., MOLINA-GARZA R., MCDOWELL F.W., VASSALLO-MORALES L.F., ORTEGA-RIVERA M.A., SOLORIO-MUNGUÍA J.G., AGUILLÓN-ROBLES A., 2007, The relationship between volcanism and extension in the Mesa Central : the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(2), p.216–233.
- ASTIZ L.M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México, El temblor del 22 de febrero de 1979. Professional thesis, Mexico City, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 130 p.
- ATWATER T., 1970, Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin* 81, p. 3513–3536.
- ATWATER T., 1989, Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. In: Winterer, E.L., Hussong, D.W., Decker, R.W., (Eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii (The Geology of North America, N)*. Geological Society of America, Boulder, CO, p. 21–72.
- ATWATER T., STOCK J., 1998, Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States – an update. *International Geology Review* 40, p. 375–402.
- AXEN G.J., TAYLOR W.J., BARTLEY J.M., 1993, Space–time patterns and tectonic controls of Tertiary extension and magmatism in the Great Basin of the western United States. *Geological Society of America Bulletin* 105, p. 56–76.
- BECK M., 1991, Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction zones and tectonic consequences. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 68, p. 1–8.
- BELLOTTI F., CAPRA L., GROPELLI G., NORINI G., 2006, Tectonic evolution of the central-eastern sector of Trans Mexican Volcanic Belt and its influence on the eruptive history of the Nevado de Toluca volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, p. 21–36.
- BESSE J., COURTILLOT V., 2002, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years. *Journal of Geophysical Research* 107, doi:10.1029/2000JB000050.
- BLACKWELL D.D., STEELE J.L., 1992, Geothermal map of North America. Geological Society of America Continent-Scale Map-006, scale 1:5.000.000.
- BÖSE E., 1903, Informe sobre los temblores de Zanatepec a fines de Septiembre de 1902 y sobre el estado actual del volcán de Tacana. *Parergones del Instituto Geológico de México* 1(1), 20 p.
- BUCHANAN L.J., 1979, The Las Torres mine, Guanajuato, Mexico ; ore controls of a fossil geothermal system. Colorado School of Mines, Golden, PhD Thesis, 111p.
- BURKART B., 1978, Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology* 6, p. 328–332.
- BURKART B., DEATON B.C., DENG C., MORENO G., 1987, Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: reaffirmation of large Neogene displacement. *Tectonics* 6, p. 411–422.
- CABALLERO-MARTÍNEZ J.A., ISABEL-BLANCI J., LUÉVANO-PINEDO A., 1999, Carta geológico-minera Zacatecas F13-B58, escala 1:50.000. Consejo de Recursos Minerales, Pachuca Hgo., México.
- CAMPOS-ENRÍQUEZ J.O., Kerdan T., MORÁN-ZENTENO D.J., URRUTIA-FUCUGAUCHI J., SÁNCHEZ-CASTELLANOS E., ALDAY-CRUZ R., Estructura de la litosfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer. *Unión Geofísica Mexicana, GEOS* 12 (resumen), p. 75–76.
- CAÑÓN-TAPIA E., WALKER G.P.L., HERRERO-BERVERA E., 1995, Magnetic fabric and flow direction in basaltic Pahoehe lava of Xitle volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 65 (3-4), p. 249–263.
-

- CANTAGREL J.M., ROBIN C., 1979, K–Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5, p. 99–114.
- CARRASCO-NÚÑEZ G., MILÁN M., VERMA S.P., 1989, Geología del volcán Zamorano, estado de Querétaro. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista* 8(2), p. 194–201.
- CENTENO-GARCIA E., RUIZ J., CONEY P.J., PATCHETT P.J., ORTEGA-GUITIÉRREZ F., 1993, Guerrero terrane of Mexico : its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology* 21, p. 419–422.
- CERCA-MARTÍNEZ M., AGUIRRE-DÍAZ G.J., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., 2000, The geologic evolution of southern Sierra de Guanajuato, Mexico: a documented example of the transition from the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review* 12(2), p. 131–151.
- CHÁVEZ M., CASTRO R., 1988, Attenuation of modified Mercalli intensity with distance in Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, p. 1875–1884.
- COGNÉ J.P., 2003, Paleomac: a Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems* 4, doi: 10.1029/2001GC000227.
- COMISIONES DEL INSTITUTO GEOLÓGICO DE MÉXICO, 1922, Memoria relativa al terremoto mexicano del 3 de enero de 1920. *Instituto Geológico de México Boletín* 38, 106 p.
- CROUCH J.K., SUPPE J., 1993, Late Cenozoic tectonic evolution of the Los Angeles basin and inner California borderland: a model for core complex-like crustal extension. *Geological Society of America Bulletin* 105, p. 1415–1434.
- CURRAY J.R., MOORE D.G., 1984, Geologic history of the mouth of the Gulf of California. In: Crouch J.K., Bachman S.B., (Eds.), *Tectonics and Sedimentation along the California Margin*. Pacific Section, SEPM 38, p. 17–36.
- CURRIE C.A., HYNDMAN R.D., 2006, The thermal structure of subduction zone back arcs. *J. Geophys. Res.*, 111, B08404, doi:10.1029/2005JB004024.
- DE CSERNA Z., DE LA FUENTE DUCH M., PALACIOS-NIETO M., TRIAY L., MITRE-SALAZAR L.M., MOTA-PALOMINO R., 1988, Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. UNAM, México, *Boletín del Instituto de Geología* 104, p. 1–71.
- DEMANT A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, Inst. Geología, *Revista*, vol. 2 (2), p. 172–186.
- DEMETS C., 2001, A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters* 28, p. 4043–4046.
- DEMETS C., JANSMA P., MATTIOLI G., DIXON T., FARINA F., BILMAN R., CALAIS E., MANN P., 2000, GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophysical Research Letters* 27, p. 437–440.
- DEMETS C., STEIN S., 1990, Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research* 95, p. 21931–21948.
- DEMETS C., WILSON D.S., 1997, Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 My. *J. Geophys. Res.* 102, p. 2789–2806.
- DICKINSON W.R., WERNICKE B.P., 1997, Reconciliation of San Andreas slip discrepancy by a combination of interior Basin and Range extension and transrotation near the coast. *Geology* 25(7), p. 663–665.
-

- DIXON T.H., FARINA F., DEMETS C., JANSMA P., MANN P., CALAIS E., 1998, Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations. *Journal of Geophysical Research* 103, p. 15157–15182.
- DONNELLY T.W., HORNE G.S., FINCH R.C., LÓPEZ-RAMOS E., 1990, Northern Central America; the Maya and Chortis blocks. In: Dengo G., Case J.E., (eds.), *The Caribbean region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, *The Geology of North America*, H, p. 37–76.
- DZIEWONSKI A.M., WOODHOUSE J.H., 1983, An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.* 88, p. 3247–3271.
- EDWARDS J.D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico. U.S. Geological Survey Professional Paper 264H, 183 p.
- EGO F., ANSAN V., 2002, Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation?. *Tectonophysics* 359, p. 189–208.
- ELLWOOD B.B., 1982, Estimation of flow directions for calk-alkaline welded tuffs and paleomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurements: central San Juan Mountains, southwest Colorado. *Earth and Planetary Science Letters* 35, p. 116–122.
- ENGDAHL E.R., VAN DER HILST R., BULAND R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, p. 722–743.
- ERDLAC R.J., ANDERSON T., 1982, The Chixoy-Polochic fault and its associated fractures in western Guatemala. *Geological Society of America Bulletin* 93, p. 57–67.
- ESCALONA-ALCÁZAR F.J., SUÁREZ-PLASCENCIA C., PÉREZ-ROMÁN A.M., ORTIZ-ACEVEDO O., BAÑUELOS-ÁLVAREZ C., 2003, La secuencia volcánica terciara del Cerro la Virgen y los procesos geomorfológicos que generan riesgo en la zona conurbana Zacatecas-Guadalupe. *Unión Geofísica Mexicana*, GEOS 23(1), p. 2–16.
- ESPINOZA-NAVA M., TORÍZ-GAMA J., 2005, Estilos estructurales en la región de Veracruz. *Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Delegación Veracruz, Geogaceta* 4, p. 3–20.
- FENG J., BUFFLER R.T., KOMINZ M.A., 1994, Laramide orogenic influence on late Mesozoic-Cenozoic subsidence history, western deep Gulf of Mexico Basin. *Geology*, 22(4), p. 359–362.
- FERRARI L., TAGAMI T., EGUCHI M., OROZCO-ESQUIVEL M.T., PETRONE C., JACOBO-ALBARRÁN J., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., 2005, Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 146, p. 284–306.
- FERRARI L., CONTICELLI S., VAGGELLI G., PETRONE C.M., MANETTI P., 2000, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, p. 161–185.
- FERRARI L., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., AGUIRRE-DÍAZ G., CARRASCO-NÚÑEZ G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27, p.303–306.
- FERRARI L., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., ROSAS-ELGUERA J., 2002, Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico : Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics* 21(4), doi: 10.1029/2001TC001302.
- FERRARI L., ROSAS-ELGUERA J., 1994, Structure, kinematics, and rate of deformation of the Tepic-Zacoalco rift, western Mexico. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)* 75(44), p.665.
-

- FERRARI L., VALENCIA-MORENO M., BRYAN S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LVII(3), p. 343–378.
- FIGUEROA J., 1963, Isosistas de macrosismos mexicanos. Instituto de Ingeniería, UNAM, p. 45–67.
- FISHER R.A., 1953, Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society, London* A17, p. 295–305.
- FITCH T.J., 1972, Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research* 77, p. 4432–4460.
- FIX J.E., 1975, The crust and upper mantle of central Mexico. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 43(2), p. 453–499.
- FLORES L.R., 1978, Las posibles relaciones tectónica entre la Faja volcánica Mexicana y una porción de la cuenca sedimentaria de Morelos-Guerrero. México D.F. Soc. Geol. Mexicana, Convención Nacional, vol. 4, p. 19.
- FREYDIER C., MARTÍNEZ-REYES 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* 259, p.343–367.
- FU B., AWATA Y., DU J., HE W., 2005, Late Quaternary systematic stream offsets caused by repeated large seismic events along the Kunlun fault, northern Tibet. *Geomorphology* 71, p. 278–292.
- GARCÍA-ACOSTA V., SUÁREZ-REYNOSO G., 1996, Los sismos en la historia de México. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México and Fondo de la Cultura Económica, 718 p.
- GARCÍA-PALOMO A., MACÍAS J.L., TOLSON G., VALDEZ G., MORA J.C., 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 41(2), p. 133–150.
- GASTIL R.G., PHILLIPS R.P., ALLISON E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Mem.* 140, 170 p.
- GIUNTA G., BECCALUVA L., COLTORTI M., SIENNA F., MORTELLARO D., CUTRUPA D., 2002, The peri-Caribbean ophiolites: structure, tectono-magmatic significance and geodynamic implications. *Caribbean Journal of Earth Sciences* 36, p. 1–20.
- GLAZNER A.F., BARTLEY J.M., 1984, Timing and tectonic setting of Tertiary low-angle normal faulting and associated magmatism in the southwestern United States. *Tectonics* 3, p. 385–396.
- GOMBERG J.S., PRIESTLY K.F., MASTERS T.G., BRUNE J.N., 1988, The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. *Geophys. J.* 94, p. 1–20.
- GÓMEZ-GONZÁLEZ J.M., BARBOZA-GUDIÑO R., GUZMÁN-SPEZIALE M., ZÚÑIGA F.R., TORRES-HERNÁNDEZ J.R., NAVA-ALATORRE E., MATA-SEGURA J.L., 2003, Reporte de las actividades de monitoreo sísmico en el estado de San Luis Potosí. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Juriquilla, and Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, San Luis Potosí.
- GÓMEZ-TUENA A., LAGATTA A. B., LANGMUIR C. H., GOLDSTEIN S. L., ORTEGA-GUTIÉRREZ F., CARRASCO-NÚÑEZ G., 2003, Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *G-cubed* 4(8), 33 p.
- GORDON M.B., MUEHLBERGER W.R., 1994, Rotation of the Chortis block causes dextral slip on the Guayape fault. *Tectonics* 13, p. 858–872.
- GROSS W.H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology* 70, p. 1175–1189.
-

- GUTIÉRREZ-NEGRÍN L., GARDUÑO-MONROY V.H., CASARRUBIAS-UNZUETA Z., 2000, Tectonic characteristics of the geothermal zone of Pathé, Mexico. Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu - Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000. Abstract, p. 1189–1193.
- GUZMÁN-SPEZIALE M., 2001, Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America–Caribbean plate boundary. *Tectonophysics* 337, p. 39–51.
- GUZMÁN-SPEZIALE M., GÓMEZ J.M., 2002, Comment on “A new estimate for present-day Cocos–Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc” by Charles DeMets. *Geophysical Research Letters* 29, p. 1945–1947.
- GUZMÁN-SPEZIALE M., GÓMEZ-GONZÁLEZ J.M., 2006, Seismic Strain rate along the Middle America Trench reveals significant differences between Cocos–North America and Cocos–Caribbean convergence. *Geophys. J. Int.* 166, p. 179–185
- GUZMÁN-SPEZIALE M., MENESES-ROCHA J.J., 2000, The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic fault system: a fault jog in southeastern Mexico. *Journal of South American Sciences* 13, p. 459–468.
- GUZMÁN-SPEZIALE M., PENNINGTON W.D., MATUMOTO T., 1989, The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates: seismicity and tectonics. *Tectonics* 8, p. 981–997.
- HARVARD UNIVERSITY, 2005, Global CMT on-line catalogue, <http://www.seismology.harvard.edu/>.
- HENRY B., PLENIER G., CAMPS P., 2003, Post-emplacement tilting of lava flows inferred from magnetic fabric study: the example of Oligocene lavas in the Jeanne d’Arc Peninsula (Kerguelen Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 127(1-2), p. 153–164.
- HENRY C.D., 1989, Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin* 101, p. 1147–1156.
- HENRY C.D., ARANDA-GÓMEZ J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, p. 701–704.
- HENRY C.D., ARANDA-GÓMEZ J.J., 2000, Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics* 318, p. 1–26.
- HERNÁNDEZ-LALOTH N., 1991, Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero del valle de León, Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 129 p.
- HERRMANN U.R., NELSON B.K., RATSCHBACHER L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics* 13, p. 455–474.
- IRIONDO A., KUNK M.J., WINICK J.A., CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, 2003, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico. USGS/CRM scientific collaboration: Part I. U.S.G.S. Open File Report 03–020, online edition, 79 p.
- JACOBO-ALBARRÁN J., 1997. Studio geologico e petrologico del complesso vulcanico di Los Tuxtlas, Stato di Veracruz, Messico. Ph.D Thesis, Università degli Studi di Pisa, Italy, 147 p.
- JACOBO-ALBARRÁN J., GARDUÑO V.H., INNOCENTI F., MANETTI P., PASQUARÉ G., TONARINI S., 1992, Datos sobre el volcanismo neogénico-reciente del complejo volcánico de Los Tuxtlas, Edo de Veracruz, México. *Evolución petrológica y geo-volcanológica*. Proc. XI convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, Veracruz, México, p. 97–98.
- JARRARD R.D., 1986, Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology* 14, 780– 783.
- JELINEK V., 1978, Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia geophysica et geodaetica* 22, p. 50–61.
-

- JENNETTE D.C., FOUAD K., WAWRZYNIEC T., DUNLAP D., MUÑOZ R., MENESES-ROCHA J., 2003a, Slope and basin-floor reservoirs from the Miocene and Pliocene of the Veracruz Basin, southeastern Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 20, p. 587–600.
- JENNETTE D.C., WAWRZYNIEC T., FOUAD K., DUNLAP D.B., MENESES-ROCHA J., GRIMALDO F., MUÑOZ R., BARRERA D., WILLIAMS-ROJAS C.T., ESCAMILLA-HERRERA A., 2003b, Traps and turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico. *AAPG Bulletin* (87)10, p. 1599–1622.
- JIMÉNEZ-NAVA F.J., 1993, Aportes a la estratigrafía de Aguascalientes mediante la exploración geohidrológica a profundidad. Simposio sobre la geología del centro de México, resúmenes y guía de excursión. Universidad de Guanajuato, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, Extensión Minera.
- JOHNSON C.A., 1987, A study of neotectonics in central Mexico from Landsat Thematic Mapper Imagery. University of Miami, Coral Gables, Florida, PhD Thesis, 112 p.
- JOHNSON C.A., HARRISON C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64, p. 187–210.
- KANAMORI H., STEWART G., 1978, Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *J. Geophys. Res.* 83, p. 3427–3434.
- KARIG D.E., JENSKY W.A., 1972, The Proto-Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters* 17, p. 169–174.
- KEPPIE J.D., MORÁN-ZENTENO D.J., 2005, Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Review* 47, p. 473–491.
- KIRSHVINK J.L., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 62, p. 699–718.
- KNIGHT M.D., WALKER G.P.L., ELLWOOD B.B., DIEHL J.F., 1986, Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba tuffs: constraints on the sources and the eruptive styles. *Journal of Geophysical Research* 91, p. 10355–10382.
- LABARTHE-HERNÁNDEZ G., JIMÉNEZ-LÓPEZ L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 114, 31 p.
- LABARTHE-HERNÁNDEZ G., JIMÉNEZ-LÓPEZ L.S., 1994, Geología de la porción sureste de la Sierra de San Miguelito, S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 120, 34 p.
- LABARTHE-HERNÁNDEZ G., TRISTÁN-GONZALEZ M., 1980, Cartografía geológica hoja “Santa Maria del Rio,” S.L.P.. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 67, 32 p.
- LABARTHE-HERNÁNDEZ G., TRISTÁN-GONZÁLEZ M., ARANDA-GÓMEZ J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 85, 208 p.
- LANG B., STEINITZ G., SAWKINS F.J., SIMMONS S.F., 1988, K-Ar age studies in the Fresnillo Silver District, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology* 83, p. 1642–1646.
- LANGRIDGE R. M., WELDON R.J., MOYA J. C., SUÁREZ G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt, *J. Geophys. Res.* 105(B2), p. 3019-3038.
-

- LE PENNEC J.-L., 1994, Le développement de la fabrique vectorielle (OPF et AMS) dans les roches pyroclastiques : applications volcanologiques en Anatolie centrale. Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, France, PhD Thesis, 305 p.
- LE ROY C., RANGIN C., LE PICHON X., NGUYEN THI NGOC H., ANDREANI L., ARANDA-GARCÍA M., 2008, Neogene crustal shear zone along the western Gulf of Mexico margin and its implications for gravity sliding processes: Evidences from 2D and 3D multichannel seismic data. *Bull. Soc. géol. Fr.* 179(2), p. 175–185.
- LEE J., MILLER M.M., CRIPPEN R., HACKER B., LEDESMA-VASQUEZ J., 1996, Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: evidence from the southern Sierra Juarez. *Geological Society of America Bulletin* 108, p. 505–525.
- LERMO J., ISHIZAWA O., 2005, Estimación de la peligrosidad de la ruptura de uno de los sistemas de fallas del graben de Acambay, México. Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica IX Jornadas, 16-19 de Noviembre de 2005, Concepción – Chile, 16 p.
- LONSDALE P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. In: Dauphin J.P., Simoneit B.R.T., (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 47, p. 87–125.
- LÓPEZ-INFANZÓN M., 1991, Petrologic study of volcanic rocks from the Chiconquiaco-Palma Sola area, Central Veracruz, Mexico. MS Thesis, Tulane University, New Orleans, La.
- LOZA-AGUIRRE I., 2005, Estudio estructural de la actividad cenozoica del sistema de fallas San Luis-Tepehuanaes de la región Zacatecas-San José de Gracia. Tesis profesional, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, Cd. Madero Tamaulipas, México, 96 p.
- LYON-CAEN H., BARRIER E., LASSERRE C., FRANCO A., ARZU I., CHIQUIN L., CHIQUIN M., DUQUESNOY T., FLORES O., GALICIA O., LUNA J., MOLINA E., PORRAS O., REQUENA J., ROBLES V., ROMERO J., WOLF R., 2006, Kinematics of the North American–Caribbean–Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters* 33, doi: 10.1029/2006GL027694.
- LYONS J. I., 1988, Geology and ores deposits of the Bolaños silver district, Jalisco, Mexico. *Economic Geology* 83, p. 1560–1582.
- MALFAIT B.T., DINKELMAN M.G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and evolution of the Caribbean plate. *Geological Society of America Bulletin* 83, p. 251–272.
- MANEA V.C., MANEA M., 2006, The origin of modern Chiapanecan volcanic arc in southern Mexico inferred from thermal models. In: Rose W.I., Bluth G.J.S., Carr M.J., Ewert J.W., Patino LC., Vallance J.W., (Eds.), *Volcanic hazards in Central America*. GSA Special Paper 412, ch2, p. 27–38.
- MARQUEZ-AZUA B., DEMETS C., 2003, Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: implications for the neotectonics of Mexico. *J. Geophys. Res.* 108, 2450, doi: 10.1029/2002JB002241.
- MARTÍNEZ-REYES J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Cartas Geológicas y Mineras* 8, 1 sheet, scale 1:100 000.
- MARTÍNEZ-REYES J., ARANDA-GÓMEZ J.J., AGUIRRE-DÍAZ G., 2004, Evolución geológica de México Central. Un transecto estratigráfico-estructural entre las regiones de Querétaro, Qro., y Guanajuato, Gto. Libro-guía, IV Reunión de Ciencias de la Tierra, 31 de Octubre-5 de Noviembre, Juriquilla, Querétaro, México. 48 p.
- MARTÍNEZ-REYES J., NIETO-SAMANIEGO A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista* 9, p. 33–50.
-

- MCCAFFREY R., 1992, Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research* 97, p. 8905–8915.
- MENESES-ROCHA J.J., 1985, Tectonic evolution of the Strike-Slip Fault Province of Chiapas, Mexico. MA Thesis, University of Texas, Austin, Texas.
- MENESES-ROCHA J.J., 1991, Tectonic development of the Ixtapa Graben, Chiapas, Mexico. PhD Dissertation. University of Texas, Austin, Texas.
- MENESES-ROCHA J.J., 2001, Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems. In C. Bartolini, R.T. Buffler & A. Cantú-Chapa, (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*. AAPG Memoir 75, p. 183–216.
- MENESES-ROCHA J.J., RODRIGUEZ-FIGUEROA D., TORIZ-GAMA J., BANDA-HERÁNDEZ J., HERÁNDEZ-DE LA FUENTE R., VALDIVIESO-RAMOS V., 1997, Field guide to the geologic field trip to the Zongolica fold and thrust belt. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros–American Association of Petroleum Geologists.
- MONOD O., LAPIERRE H., CHIODI M., MARTINEZ-REYES J., CALVET P., ORTIZ-HERNANDEZ L.E., ZIMMERMANN J.L., 1990, Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central : la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, Série II, p. 45–51.
- MOORE G., MARONE C., CARMICHAEL I.S.E., RENNE P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 106, p. 383–394.
- MORÁN-ZENTENO D., 1994, The geology of the Mexican Republic. *AAPG Studies in Geology* 39, 160 p.
- MORÁN-ZENTENO D.J., CORONA-CHÁVEZ P., TOLSON G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 141, p. 51–65.
- MOSSER F., 1972, The Mexican volcanic belt. Structure and tectonics. *Geofísica Internacional* 12, p. 55–70.
- NEGREDO A. M., JIMÉNEZ-MUNT I., VILLASEÑOR A., 2004, Evidence for eastward mantle flow beneath the Caribbean plate from neotectonic modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06615, doi: 10.1029/2003GL019315.
- NELSON S.A., GONZÁLEZ-CAVER E., 1992, Geology and K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico. *Bull. Volcanol.* 55, p. 85–96.
- NIETO-SAMANIEGO A.F., ALANIZ-ÁLVAREZ S.A., CAMPRUBÍ Í CANO A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LVII(3), p. 285–318.
- NIETO-SAMANIEGO A.F., ALANIZ-ÁLVAREZ S.A., LABARTHE-HERNÁNDEZ G., 1997, La deformación cenozoica postlaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 14(1), p.13–25.
- NIETO-SAMANIEGO A.F., ALANIZ-ALVAREZ S.A., SILVA-ROMO G., EGUIZA-CASTRO M.H., MENDOZA-ROSALES C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *Geological Society of America Bulletin* 118, p. 238–252.
- NIETO-SAMANIEGO A.F., FERRARI L., ALANIZ-ÁLVAREZ S.A., LABARTHE-HERNÁNDEZ G., ROSAS-ELGUERA J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra
-

- Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 111(3), p. 347–363.
- NIETO-SAMANIEGO A.F., MACÍAS-ROMO C., ALANIZ-ÁLVAREZ S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13, p.117–122.
- NIXON G.T., 1982, The relationship between quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 93, p. 514–523.
- NORABUENA E., DIXON T.H., SCHWARTZ S., DESHON H., NEWMAN A., PROTTI M., GONZALEZ V., DORMAN L.R., FLUEH E.R., LUNDGREN P., POLLITZ F., SAMPSON D., 2004, Geodetic and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica. *J. Geophys. Res.* 109, doi: 10.1029/2003JB002931.
- OJEDA-GARCÍA Á.C., 2004, Cartografía geológica 1:50.000 del límite El Bajío-Mesa Central, porción Salamanca-Irapuato, estado de Guanajuato, México. Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, Unidad Académica Hermosillo, Carrera de Ingeniero en Geociencias, Hermosillo, Sonora, Mexico, Tesis Profesional, 86 p.
- OROZCO Y BERRA J.D., 1887, Efemérides sísmicas Mexicanas. *Memorias de la Sociedad Científica “Antonio Alzate”* 1, p. 303–541.
- ORTIZ-HERNÁNDEZ L.E., MARTÍNEZ-REYES J., 1993, Geological structure, petrological and geochemical constraints for the centralmost segment of the Guerrero Terrane (Sierra de Guanajuato, central Mexico). *Guidebook of field trip C, First Circum Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato (México), November 5-22, 25p.*
- PARDO M., SUAREZ G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in Western Mexico. *Journal of Geophysical Research* 100, p. 12357– 12373.
- PARDO M., SUAREZ G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in the southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Geophysical Research Letters* 20, p. 2391–2394.
- PASQUARÈ G., FERRARI L., GARDUÑO V.H., TIBALDI A., VEZZOLI L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic belt, States of Guanajuato and Michoacán. *Boulder, Colorado, Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 22 p.*
- PASQUARÈ G., GARDUÑO V.H., TIBALDI A., FERRARI M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146, p. 353–364.
- PASQUARÈ G., VEZZOLI L., ZANCHI A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26, p. 159–176.
- PÉREZ-VENZOR J.A., ARANDA GÓMEZ J.J., MCDOWELL F., SOLORIO-MUNGUÍA J.G., 1996, Geología del volcán Palo Huérfino, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13(2), p.174–183.
- PINDELL J.L., CANDE S.C.W., PITMAN W.C., ROWLEY D.B., DEWEY J.F., LEBRECQUE J., HAXBY W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155, p. 121–138.
- PLAFKER G., 1976, Tectonic aspects of the Guatemalan earthquake of 4 February 1976. *Science* 193, p. 1201–1208.
- PONCE B.F., CLARK K.F., 1988, The Zacatecas mining district: a Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralisation. *Economic Geology* 83, p.1668–1682.
- PONCE L.R., GAULON G., SUAREZ G., LOMAS E., 1992, Geometry and the state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec. *Geophysical Research Letters* 19, p. 773–776.
-

- PROL R.M., 1991, Terrestrial heat flow in Mexico, in Cermák V., Rybach L., (eds.), Exploration of the deep continental crust; terrestrial heat flow and the lithosphere structure. New York, Springer-Verlag, p. 475–485.
- PROST G., ARANDA M., 2001, Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico. In C. Bartolini, R.T. Buffler & A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems. AAPG Memoir 75, p. 271–291.
- QUINTANAR L., RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ M., CAMPOS-ENRÍQUEZ O., 2004, A shallow crustal earthquake doublet from the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico). Bull. Seism. Soc. Am. 94(3), p. 845–855.
- QUINTERO-LEGORRETA O., 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología 10, p. 6–25.
- RAMOS-LEAL J.A., LÓPEZ-LOERA H., MARTÍNEZ-RUIZ V.J., ARANDA-GÓMEZ J.J., 2007, Sucesión de eventos y geometría de la parte central del acuífero del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí, México) inferida a partir de datos geoelectrónicos. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 24(1), p.31–46.
- RATSCHBACHER L., RILLER U., MESCHEDÉ M., HERRMANN U., FRISCH W., 1991, Second look at suspect terranes in southern Mexico. Geology 19, p. 1233–1236.
- RILLER U., RATSCHBACHER L., FRISCH W., 1993, Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico. Journal of South American Earth Sciences 5, p. 237–249.
- ROBIN C., 1976, Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'Est du Mexique. Bull. Soc. Géol. Fr. 18, p. 1637–1645.
- ROBIN C., 1982, Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-Mexicain et Province Alcaline Orientale). Ph.D Thesis, Annales Scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand II, France, 503 p.
- ROSAS-ELGUERA J., ALVA-VALDIVIA L.M., GOGUITCHAICHVILI A., URRUTIA-FUCUGAUCHI J., ORTEGA-RIVERA M.A., SALINAS-PRIETO J.C., 2003, Counterclockwise rotation of the Michoacan Block: implications for the tectonics of western Mexico. International Geology Review 45, p. 814–826.
- ROSAS-ELGUERA J., FERRARI L., GARDUÑO-MONROY V.H., URRUTIA-FUCUGAUCHI J., 1996, Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. Geology 24(10), p. 921–924.
- ROSENCRANTZ E., SCLATER J. G., 1986, Depth and age in the Cayman trough. Earth and Planetary Science Letters 79, p. 133–144.
- ROSS M., SCOTSE C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. Tectonophysics 155, p. 139–168.
- RUIZ-MARTÍNEZ V.C., OSETE M.L., VEGAS R., NÚÑEZ-AGUILAR J.I., URRUTIA-FUCUGAUCHI J., TARLING D.H., 2000, Palaeomagnetism of Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics 318, p. 217–233.
- SÁNCHEZ-BARRERA L.A., 1981, Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southern Mexico. University of Texas, Austin, Texas, PhD Thesis, 192 p.
- SCHAAF P., MORÁN-ZENTENO D., HERNÁNDEZ-BERNAL M.S., SOLÍS-PICHARDO G., TOLSON G., KÖHLER H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. Tectonics 14, p. 1339–1350.
-

- SCHEUBEL F. R., CLARK K. F., PORTER E. W., 1988, Geology, tectonic environment and structural controls in the San Martin de Bolaños district, Jalisco, Mexico. *Economic Geology* 83, p. 1703–1720.
- SCHWARTZ D.P., CLUFF L., DONNELLY T., 1979, Quaternary faulting along the Caribbean–North American plate boundary in Central America. *Tectonophysics* 52, p. 431–445.
- SEAMAN S.J., MCINTOSH W.C., GEISSMAN J.W., WILLIAMS M.L., ELSTON W.E., 1991, Magnetic fabrics of the Bloodgood Canyon and Shelley Peak Tuffs, southwestern New Mexico: implications for emplacement and alteration processes. *Bulletin of Volcanology* 53, p. 460–476.
- SERVICIO SISMOLÓGICO NACIONAL (México) on-line catalogue, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://www.ssn.unam.mx/>.
- SEVERINGHAUS J., ATWATER T., 1990, Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America. *Geol. Soc. Am. Mem.* 176, p. 1–22.
- SHURBET D.H., CEBULL S.E., 1984, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 101, p. 159–165.
- SIEH K.E., JAHNS R.H., 1984, Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geological Society of America Bulletin* 95, 883–893.
- SILVA-ROMO G., 1996, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de S.L.P. y Zacatecas. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Master's Thesis, 139 p.
- SINGH S.K., RODRÍGUEZ M., ESPINDOLA J.M., 1984, A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981. *Bull. of Seismol. Soc. Am.* 74, p. 267–279.
- SINGH S.K., SUÁREZ G., 1987, Overview of the seismicity of México with emphasis on the September 1985 Michoacan earthquake, in Cassaro M.A., Martínez-Romero E., (eds.), *The Mexico earthquakes – 1985: Factors involved and lessons learned*, Proc. Int. Conf. Am. Civil Eng. Soc., Am. Assoc. Of Civ. Eng., Wasnington D.C., p. 7–18.
- SOLER-ARECHALDE A.M., URRUTIA-FUCUGAUCHI J., 2000, Paleomagnetism of the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, p. 235–248.
- STEWART J.A., 1978, Basin–range structure in western North America, a review. In: Smith R.B., Eaton G.P., (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera*, *Geol. Soc. Am. Mem.* 152, p. 1–13.
- STEWART J.H., 1971, Basin and Range structure: a system of horsts and grabens produced by deep-seated extension. *Geological Society of America Bulletin* 82, p. 1019–1044.
- STEWART J.H., et al., 1998, Map showing Cenozoic tilt domains and associated structural features, western North America. In: Faulds J.E., Stewart J.H., (Eds.), *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province*, *Geological Society of America Special Paper* 323.
- STOCK J.M., HODGES K.V., 1989, Pre-Pleistocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics* 8, p. 99–115.
- SUÁREZ G., 1992, El sismo de Jalapa del 3 de Enero de 1920. *Rev. Mex. Ing. Sísm.* 42, p. 3–15.
- SUÁREZ G., SING S.K., 1986, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt – Discussion. *Tectonophysics* 127, p. 155–160.
- SUTER M., 1991, State of stress and active deformation in Mexico and western Central America. In D.B. Slemmons et al., (eds.), *Neotectonics of North America*, *Geological Society of America, Boulder, Colorado, Decade Map Vol. 1*, p. 401–1421.
-

- SUTER M., CARRILLO-MARTÍNEZ M., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., FARRAR E., 1995b, The Aljibes half-graben – Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 107(6), p. 627–641.
- SUTER M., CARRILLO-MARTÍNEZ M., QUINTERO-LEGORRETA O., 1996, Macro seismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Seismological Society of America Bulletin* 86, p. 1952–1963.
- SUTER M., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., QUINTERO-LEGORRETA O., CARRILLO-MARTÍNEZ M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*. 113(6), p. 693–703.
- SUTER M., QUINTERO O., JOHNSON C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Mexican Volcanic Belt: the Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research* 97, p. 11983–11994.
- SUTER M., QUINTERO-LEGORRETA O., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., AGUIRRE-DÍAZ G., FARRAR E., 1995a, The Acambay graben, active intraarc extension in the TMVB, Mexico. *Tectonics* 14, p. 1245–1262.
- SZYNKARUK E., GARDUÑO-MONROY V.H., BOCCO G., 2004, Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology* 61, p. 111–126.
- TCHALENKO J.S., 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin* 81, p. 1625–1640.
- TOLSON G., SOLÍS-PICHARDO G., MORÁN-ZENTENO D. J., VICTORIA-MORALES A., HERNÁNDEZ-TREVIÑO J.T., 1993, Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas de la zona de contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca, región de Santa María Huatulco, Oaxaca. In Delgado-Argote L., Martín-Barajas A., (eds.), *Contribuciones a la tectónica del occidente de México*. Ensenada, B. C., Unión Geofísica Mexicana, Monografía 1, p. 327–349.
- TOLSON-JONES G., 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos. Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, México, Posgrado en Geofísica, Tesis doctoral, 98 p.
- TRISTÁN-GONZALEZ M., 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 107, 91 p.
- TRISTÁN-GONZALEZ M., LABARTHE-HERNÁNDEZ G., 1979, Cartografía geológica hoja “Tepetate,” S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 66, 31 p.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 2006, Earthquake Hazards Program, <http://earthquake.usgs.gov/>.
- UNAM & CENAPRED SEISMOLOGY GROUP, 1995, The Milpa Alta earthquake of January 21, 1995. *Geofís. Int.* 34, p. 355–362.
- URBINA F., CAMACHO H., 1913, La zona megasísmica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de Noviembre de 1912. *Bol. Inst. Geol. Mex.* 32, 125 p.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI J., BÖHNEL H., 1988, Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to palaeomagnetic data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 52, p. 320–329.
- UYEDA S., KANAMORI H., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.* 84, p. 1049–1061.
-

- VALDEZ-MORENO G., AGUIRRE-DÍAZ G.J., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., 1998, El volcán La Joya, estados de Querétaro y Guanajuato – Un estratovolcán miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 15, p. 181–197.
- VANDAMME D., 1994, A new method to estimate paleosecular variation, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 85, p. 131–142.
- VERMA S.P., CARRASCO-NÚÑEZ G., 2003, Reappraisal of the Geology and Geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: Implications for Discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt Provinces. *International Geology Review* 45, p. 724–752.
- WALLACE R.E., 1968, Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California. In: Dickinson, W.R., Grantz, A., (Eds.), *Conference on Geologic Problems of the San Andreas Fault System*, Stanford University Publication in Geological Sciences, vol. 11, p. 6–21.
- WEBBER K.L., FERNÁNDEZ L.A., SIMMONS W.M.B., 1994, Geochemistry and mineralogy of the Eocene-Oligocene volcanic sequence, southern Sierra Madre Occidental, Juchipila, Zacatecas, Mexico. *Geofísica Internacional* 33, p. 77–89.
- WERNICKE B.P., AXEN G.J., SNOW J.K., 1988, Basin and Range extensional tectonics at the latitude of Las Vegas, Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 100, p. 1738–1757.
- WERNICKE B.P., CHRISTIANSEN R.L., ENGLAND P.C., SONDER L.J., 1987, Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: Coward M.P., Dewey J.F., Hancock L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society of London, Spec. Publ. 28, p. 203–221.
- WHITE R.A., 1985, The Guatemala earthquake of 1816 on the Chixoy-Polochic fault. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75, p. 455–473.
- WORLD STRESS MAP PROJECT, Heidelberg Academy of Sciences and Humanities, Geophysical Institute of Karlsruhe University, <http://www.world-stress-map.org>.
- XU S.S., NIETO-SAMANIEGO A.F., ALANIZ-ALVAREZ S.A., 2004, Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central Mexico. *Geologica Acta* 2(3), p. 189–201.
- YAMAMOTO J., 1978, Rupture processes of some complex earthquakes in southern Mexico. PhD dissertation, St Louis University, St Louis, MO.
- YAMAMOTO J., MOTA R., 1988, La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México de agosto de 1980. *Geofísica Internacional* 27, p. 279–298.
- YAÑEZ-GARCIA C., GARCIA-DURÁN S., 1982, Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos, open file report, 96 p.
- ZANCHI A., 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: from basin and range extension to transtensional tectonics. *Journal of Structural Geology* 16, p. 1619–1639.
- ZIJDERVELD J.D., 1967, A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In: *Methods on Paleomagnetism*, D. W. Collinson, K. M. Creer, and S. K. Runcorn (Eds.), Elsevier Science, New York, p. 245–286.
- ZOBACK M.L., THOMPSON G.A., 1978, Basin and Range rifting in northern Nevada: clues from a mid-Miocene rift and its subsequent offsets. *Geology* 6, p. 111–116.
- ZOBACK M.L., ZOBACK M.D., ADAMS J., BELL S., SUTER M., SUÁREZ G., JACOB K., ESTABROOK C., MAGEE M., 1990, Stress map of North America, Continent-scale map 005, Geological Society of America, Boulder, Colorado, Scale 1:5.000.000.
-

ZÚÑIGA F.R., PACHECO J.F., GUZMÁN-SPEZIALE M., AGUIRRE-DÍAZ G.J., ESPÍNDOLA V.H., NAVA E., 2003, The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, Mexico: activation of an undocumented fault in the northern edge of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 361, p. 229–238.

LISTE DES ILLUSTRATION

I. Introduction : contexte géodynamique et objectifs de ce travail

- 18 **FIG. I.1** – Cadre géodynamique plio-quadernaire.
- 19 **FIG. I.2** – Modèles illustrant la structure thermique et la géométrie de la plaque Cocos plongeante.
- 20 **FIG. I.3** – Carte structurale de la limite nord-occidentale entre les plaques Caraïbe et Amérique du Nord.
- 20 **FIG. I.4** – Modèle proposé par Lyon-Caen *et al.* (2006) pour expliquer la décroissance du mouvement sur le système Polochic-Motagua.
- 22 **FIG. I.5** – Carte structurale du bloc de Jalisco et de ses limites (d'après Rosas-Elguera *et al.*, 1996).
- 23 **FIG. I.6** – Carte structurale simplifiée des blocs de Jalisco, Michoacán et Guerrero ainsi que de leurs limites (d'après García-Palomo *et al.*, 2000).
- 24 **FIG. I.7** – Schéma illustrant le partitionnement du mouvement dans les modèles de convergence oblique (d'après Ego & Ansan, 2002).
- 26 **FIG. I.8** – Evolution du système San Andreas depuis L'Eocène moyen (38 Ma) d'après Atwaters (1970).
- 27 **FIG. I.9** – Carte représentant les régions affectées par le "Basin & Range".
- 28 **FIG. I.10** – Reconstructions paléogéographiques montrant la position éocène du bloc Chortis.
- 30 **FIG. I.11** – Evolution spatio-temporelle du volcanisme d'après Ferrari *et al.* (1999).

II. The Neogene Veracruz Fault: evidences for left-lateral slip along the Southern Mexico Block

- 42 **FIG. II.1** – Regional map showing major tectonic elements of southern Mexico.
- 42 **FIG. II.2** – Locations of shallow (<30 km) and $M_s > 4$ earthquakes outlining the main plates boundaries.
- 44 **FIG. II.3** – Structural map of the Veracruz Basin and surrounding areas.
- 46 **FIG. II.4** – Line drawing of two interpreted seismic profiles across the Veracruz Basin.
- 47 **FIG. II.5** – Original seismic profiles across the Veracruz Basin.
- 48 **FIG. II.6** – Structural and geological map of the Los Tuxtlas Volcanic Field.
- 48 **FIG. II.7** – SPOT satellite image of an area located in the southwestern part of the Los Tuxtlas Volcanic Field.
- 49 **FIG. II.8** – Digital elevation model of an alluvial fan in the northeastern part of the Los Tuxtlas Volcanic Field.
- 51 **FIG. II.9** – Digital elevation model of the Chiconquiaco Plateau area.
- 52 **FIG. II.10** – **A.** Geological map of the Chiconquiaco Plateau north to the city of Xalapa. **B.** Map of the Quaternary Descabezadero fissural basalts.
- 54 **FIG. II.11** – **A.** Quaternary alluvial deposits exposing NW and NE fractures, near the town of Actopan. **B.** Cataclastic scoria forming a fault plane north to the Cofre de Perote Volcano.
- 56 **FIG. II.12** – Geologic map of the Huauchinango-Zacualtipan area.
- 56 **FIG. II.13** – Digital elevation model of the Cerro La Bandera volcano.
- 58 **FIG. II.14** – Stereographic projections (equal area, lower hemisphere) of microtectonic data in the Los Tuxtlas Volcanic Field and eastern Trans-Mexican Volcanic Belt.
- 60 **Table II.1** – Inversion results and sites location.
-

III. The Southern Mexico Block: main boundaries and new estimation for its Quaternary motion

- 68 **FIG. III.1** – Quaternary plate tectonics setting of the Southern Mexico area.
- 70 **FIG. III.2** – Structural map of the central Trans-Mexican Volcanic Belt.
- 72 **FIG. III.3** – Structural map of the Veracruz Basin and eastern Trans-Mexican Volcanic Belt area.
- 74 **FIG. III.4** – Digital elevation model of the Chiconquiaco Plateau area.
- 74 **FIG. III.5** – Structural map of the Los Tuxtlas Volcanic Field.
- 78 **FIG. III.6** – Structural map of the Chiapas area.
- 79 **FIG. III.7** – Horsetail termination of the Strike-Slip Fault province.
- 80 **FIG. III.8** – Two-dimensional vector diagram showing relative motions between lithospheric plates and crustal blocks at the Cocos-Caribbean-North American triple junction.
- 82 **FIG. III.9** – Cartoon explaining the motion decrease at the western termination of the Polochic-Motagua fault system.
- 84 **FIG. III.10** – Plate tectonics setting of the Southern Mexico Block–North America–Caribbean–Central America Forearc Sliver quadruple junction.
- 86 **FIG. III.11** – Calculated velocities field of Southern Mexico Block, Caribbean plate and Central America Forearc Sliver with respect to North American plate.
- 86 **FIG. III.12** – Calculated motion of the Cocos plate with respect to the North American plate, the Caribbean plate and forearc slivers.
- 71 **Table III.1** – List of focal mechanisms solutions from the Trans-Mexican Volcanic Belt and at the vicinity of the North American-Caribbean plates boundary.
-

87 **Table III-2.** Relative motion parameters for plates and crustal blocks in the southern Mexico region.

IV. Evolution cinématique post-Eocène de la Mesa Central (Mexique) à partir de données structurales et paléomagnétiques

98 **FIG. IV.1** – Carte structurale simplifiée illustrant les différents systèmes extensifs affectant le Mexique central.

100 **FIG. IV.2** – Carte structurale simplifiée montrant la localisation des principaux ensembles mésozoïques (d'après Freydier *et al.*, 1996, modifié).

102 **FIG. IV.3** – Carte géologique de la Sierra de Guanajuato (d'après Martínez-Reyes, 1992).

103 **FIG. IV.4** – Carte géologique simplifiée de la partie sud de la Mesa Central.

104 **FIG. IV.5** – Carte géologique et structurale simplifiée de la région de Zacatecas et d'Aguascalientes.

106 **FIG. IV.6** – Carte géologique et structurale de la vallée de Zacatecas (d'après Escalona-Alcazar *et al.*, 2003, modifié).

107 **FIG. IV.7** – Coupe de l'autoroute entre Zacatecas et Ciudad Cuautemoc et diagramme stéréographique correspondant (Wulf, hémisphères inférieurs).

108 **FIG. IV.8** – Carte géologique et structurale simplifiée du graben de Villa de Reyes.

109 **FIG. IV.9** – Panorama de la presa El Peaje, située dans la Sierra San Miguelito au Sud-Ouest de la ville de San Luis Potosi.

110 **FIG. IV.10** – Faille de l'arroyo El Becero au Nord-Est de San Diego de la Union.

110 **FIG. IV.11** – Coupe schématique du graben Villa de Reyes au SE de la ville de San Luis Potosí (d'après Labarthe-Hernández *et al.*, 1982 ; modifié).

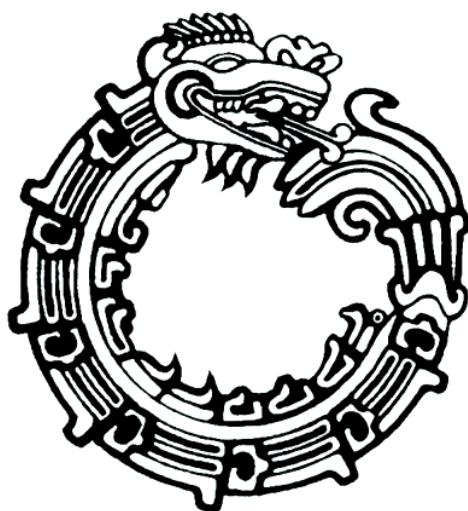
- 118 **FIG. IV.12** – Résultats des inversions de populations de plans striés mesurés (projections stéréographiques, hémisphères inférieurs) pour la région de San Luis Potosí.
- 120 **FIG. IV.13** – Analyse des populations de plans striés de la Sierra de Guanajuato par la méthode des dièdres droits (projections stéréographiques, hémisphères inférieurs).
- 122 **FIG. IV.14** – Analyse des populations de plans striés de la région de Querétaro par la méthode des dièdres droits (projections stéréographiques, hémisphères inférieurs).
- 124 **FIG. IV.15** – Diagramme de Rose des directions d’extension associées aux failles du système Tepehuanes-Zimapán.
- 126 **FIG. IV.16** – Carte de la région de San Luis Potosí avec la localisation des sites échantillonnés pour l’étude paléomagnétique.
- 130 **FIG. IV.17** – Orientation des axes Kmax et Kmin de l’ellipsoïde d’anisotropie de susceptibilité magnétique pour quatre échantillons (projections stéréographiques, hémisphères inférieurs).
- 131 **FIG. IV.18** – Exemples de diagrammes de désaimantation (projections orthogonales) pour les principales formations échantillonnées.
- 133 **FIG. IV.19** – Directions paléomagnétiques des différents sites échantillonnés avec et sans correction de pendage.
- 134 **FIG. IV.20** – Comparaison entre les pôles magnétiques moyens calculés (pour tous les sites, pour les sites de la région de San Luis Potosí et pour les sites de la Sierra de Guanajuato) et les pôles à 30 Ma et 25 Ma pour l’Amérique du Nord stable (Besse & Courtillot, 2002).
- 138 **FIG. IV.21** – Comparaison des terminaisons Nord et Sud du graben de Villa de Reyes.
- 140 **FIG. IV.22** – Scénario possible montrant l’évolution spatio-temporelle des structures extensives affectant la Mesa Central depuis l’Oligocène.
- 142 **FIG. IV.23** – Schéma illustrant l’hypothèse d’une rotation du Mexique méridional durant l’Oligocène.
- 145 **FIG. IV.24** – Carte représentant les régions affectées par le “Basin & Range”.
-

- 146 **FIG. IV.25** – Coupe schématique illustrant l'hypothèse du glissement gravitaire en direction de la marge du Golfe du Mexique.
- 118 **Tableau IV.1** – Résultats des inversions de populations de plans striés mesurés pour la région de San Luis Potosí.
- 120 **Tableau IV.2** – Résultats de l'analyse des populations de plans striés de la Sierra de Guanajuato par la méthode des dièdres droits.
- 123 **Tableau IV.3** – Résultats de l'analyse des populations de plans striés de la région de Querétaro par la méthode des dièdres droits.
- 128 **Tableau IV.4** – Résultats des mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique pour l'ensemble des échantillons.
- 132 **Tableau IV.5** – Directions paléomagnétiques moyennes.
- 135 **Tableau IV.6** – Synthèse des résultats paléomagnétiques obtenus.

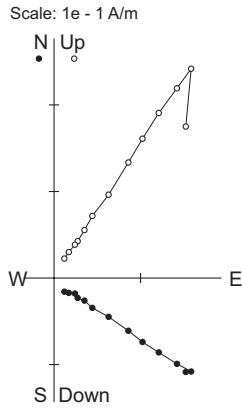
V. Synthèse et implications géodynamiques

- 162 **FIG. V.1** – Comparaison entre la déformation post-éocène de la Mesa Central et la déformation plio-quaternaire de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain.
- 164 **FIG. V.2** – Migration de la déformation associée à l'arc volcanique et évolution des blocs crustaux depuis l'Oligocène.
- 166 **FIG. V.3** – Evolution du système SMB–CA–NA–CO au cours des 10 derniers Ma.
- 168 **FIG. V.4** – Relation entre ψ (angle entre les vecteurs glissements et la composante normale à la fosse) et l'obliquité γ (angle entre le vecteur convergence et la composante normale à la fosse).
-

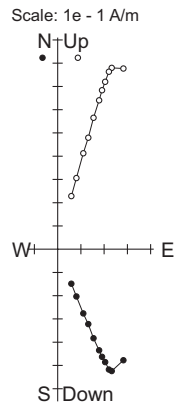
ANNEXES I – DIAGRAMMES DE DESAIMENTATION



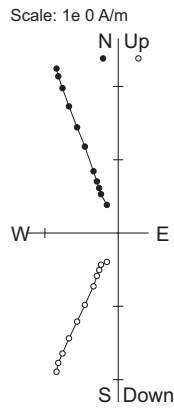
Annexes I



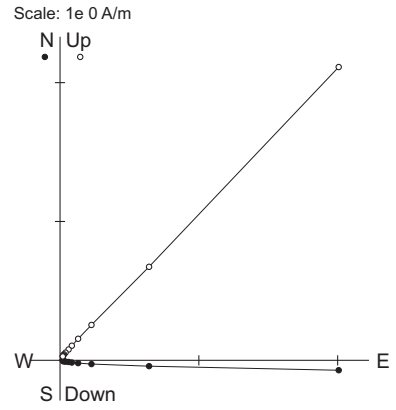
ALF - 01
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25 - 30
 40 - 50 - 60 - 70 - 80 - 100 - 150



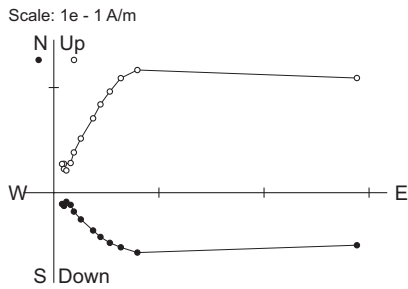
ALF - 02
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25
 30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



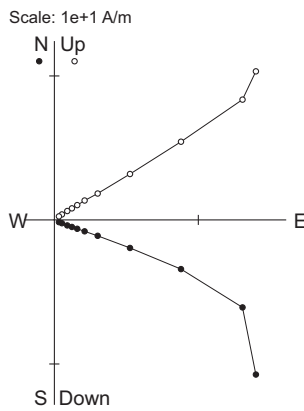
ALF - 03
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25
 30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



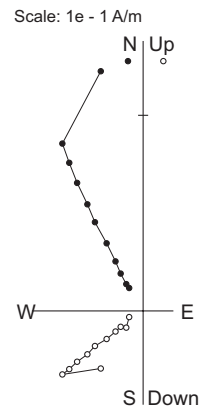
ARB - 01
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25
 30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



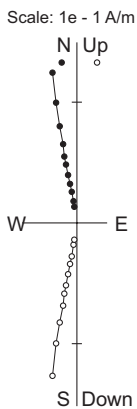
ARB - 02
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25 - 30
 40 - 50 - 60 - 70 - 80 - 100 - 150



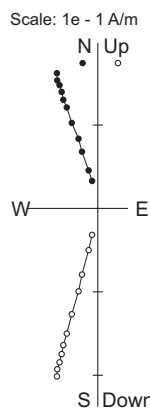
ARB - 03
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25
 27 - 30 - 32 - 35 - 40 - 45



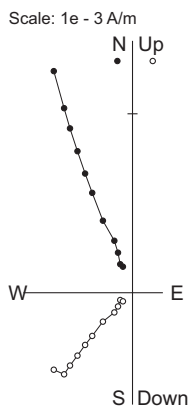
ARP - 01
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25
 30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



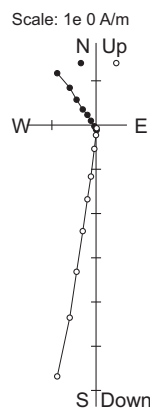
ARP - 02
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25
 30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



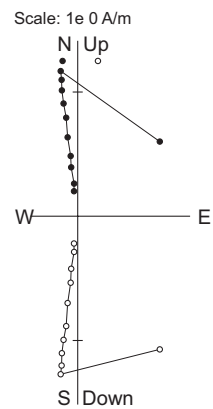
ARP - 03
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25
 30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



ARP - 04
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25
 30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

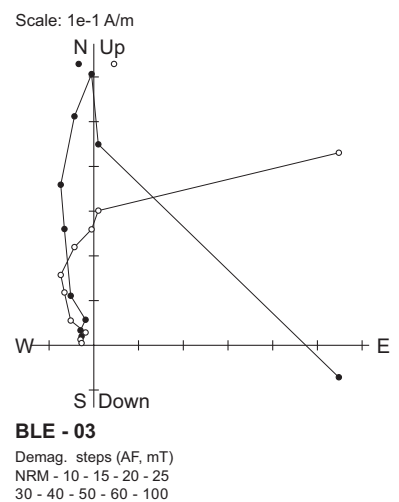
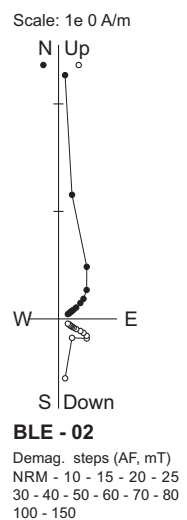
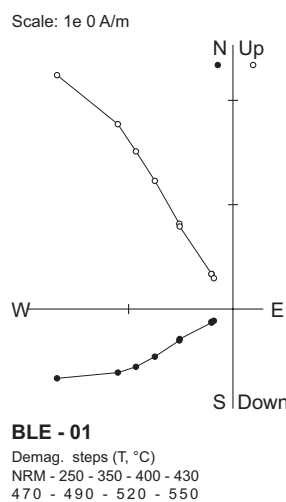
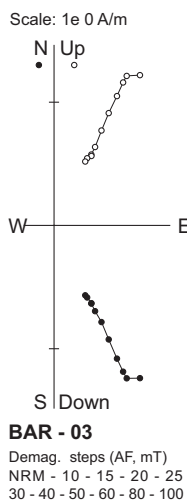
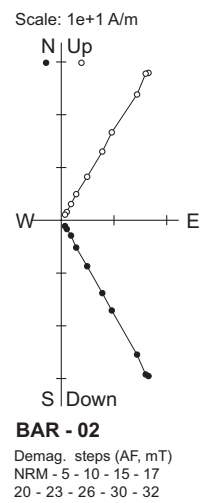
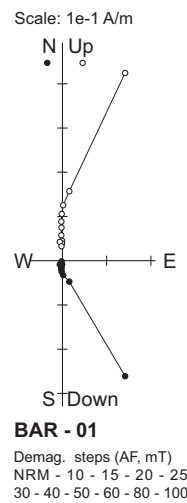
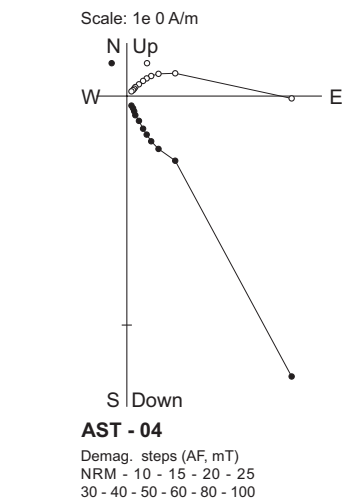
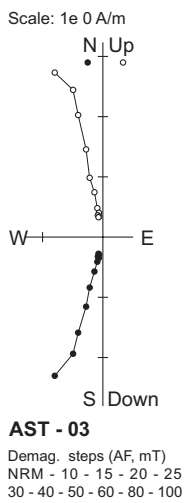
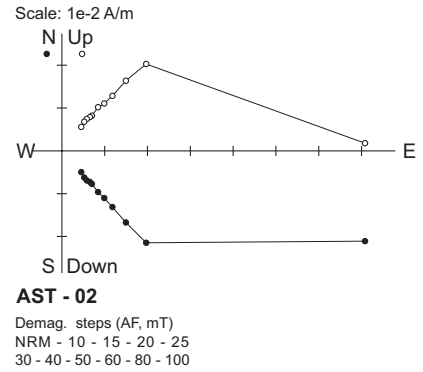
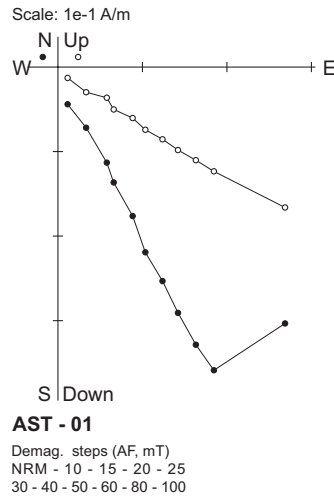
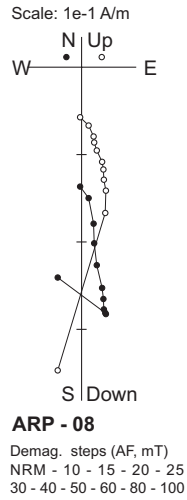
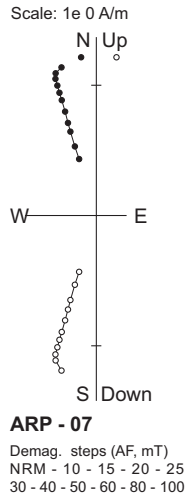


ARP - 05
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20
 25 - 30 - 40 - 50 - 60



ARP - 06
 Demag. steps (AF, mT)
 NRM - 10 - 15 - 20 - 25
 30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

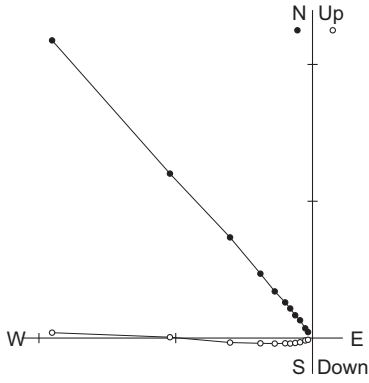
Diagrammes de désaimantation



Orthogonal projection plots of stepwise demagnetisation data of representative samples. One sample is shown for each site. Open and solid symbols represent projections on vertical and horizontal planes, respectively.

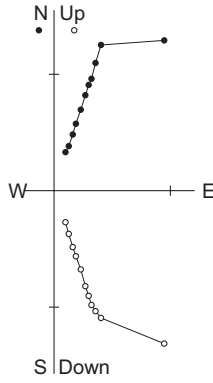
Annexes I

Scale: $1e+1$ A/m



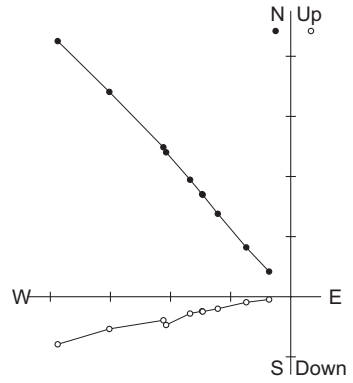
BLE - 04
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 13 - 16 - 20 - 23
26 - 30 - 34 - 40 - 60 - 80

Scale: $1e 0$ A/m



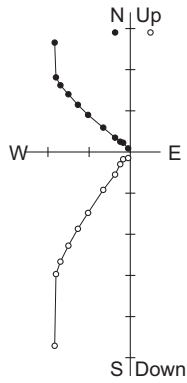
BLE - 05
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

Scale: $1e-5$ A/m



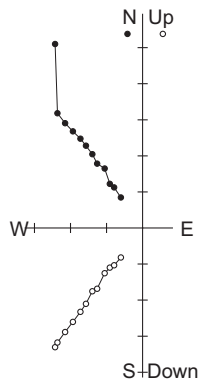
BLE - 06
Demag. steps (T, °C)
NRM - 250 - 350 - 400 - 430
470 - 490 - 520 - 550 - 580

Scale: $1e-1$ A/m



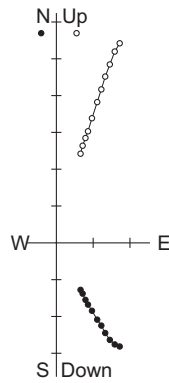
BLE - 09
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

Scale: $1e-2$ A/m



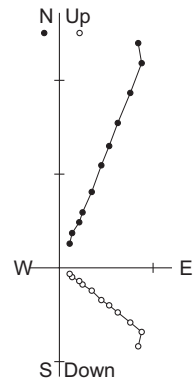
BLE - 10
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25 - 30
40 - 50 - 60 - 80 - 100 - 150

Scale: $1e-1$ A/m



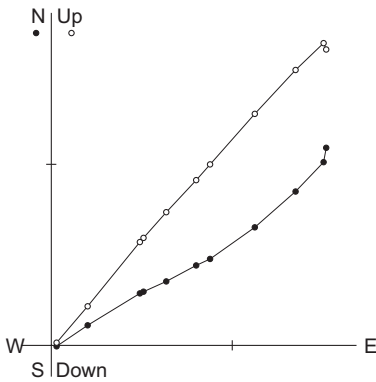
BLE - 11
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

Scale: $1e-1$ A/m



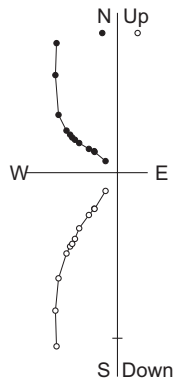
BLE - 12
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

Scale: $1e-1$ A/m



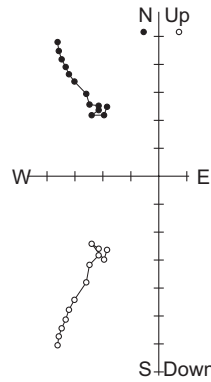
BLE - 13
Demag. steps (T, °C)
NRM - 150 - 250 - 350 - 450
500 - 530 - 560 - 580 - 600 - 620

Scale: $1e-2$ A/m



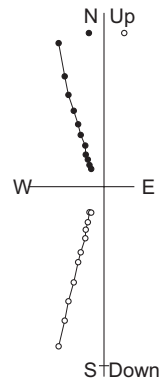
DMG - 01
Demag. steps (T, °C)
NRM - 150 - 250 - 350 - 400 - 430
460 - 490 - 520 - 550 - 580 - 610

Scale: $1e-3$ A/m



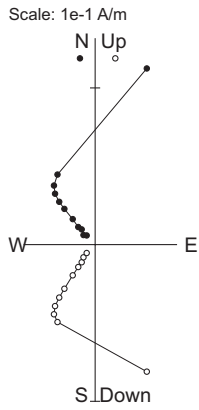
DMG - 02
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25 - 30 - 40
50 - 60 - 80 - 100 - 120 - 150

Scale: $1e-2$ A/m

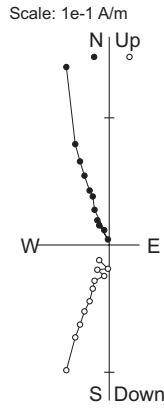


DMG - 03
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

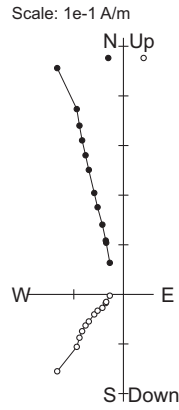
Diagrammes de désaimantation



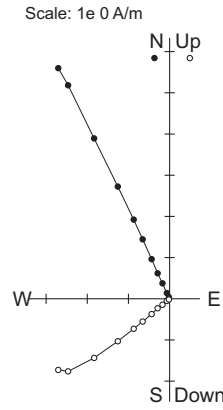
DMG - 04
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



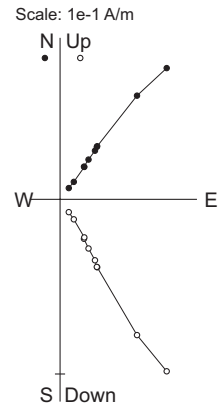
DMG - 05
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



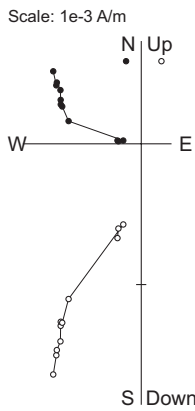
DMG - 06
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25 - 30
40 - 50 - 60 - 80 - 100 - 150



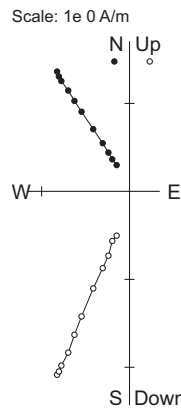
DMG - 07
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



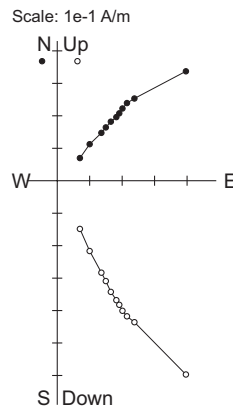
DMG - 08
Demag. steps (T, °C)
NRM - 250 - 350 - 400 - 430
470 - 490 - 520 - 550 - 580



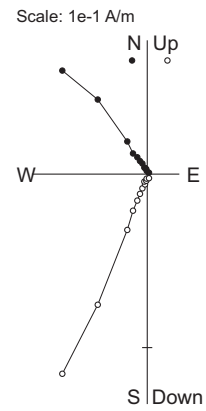
DMG - 09
Demag. steps (T, °C)
NRM - 150 - 350 - 400 - 430
460 - 490 - 520 - 550 - 580 - 610



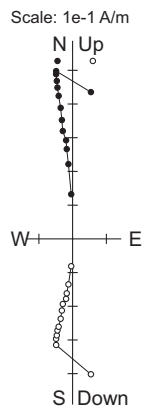
DMG - 10
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



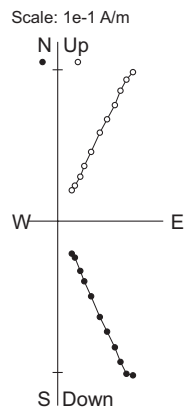
DMG - 11
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



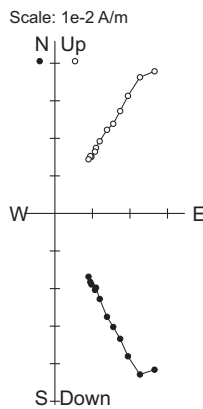
ENR - 01
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 4 - 7 - 10 - 15 - 20
25 - 30 - 35 - 40 - 45 - 50



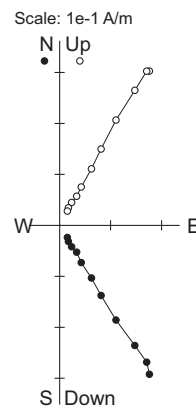
GOC - 01
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25 - 30
40 - 50 - 60 - 70 - 80 - 100 - 150



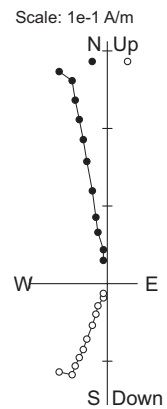
LOB - 01
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



LOB - 02
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25 - 30
40 - 50 - 60 - 80 - 100 - 150



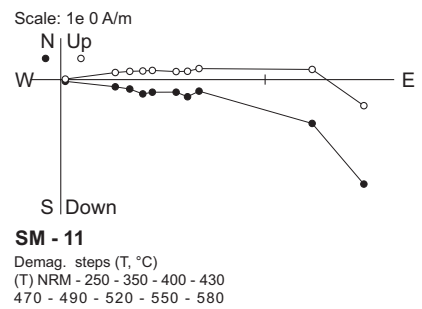
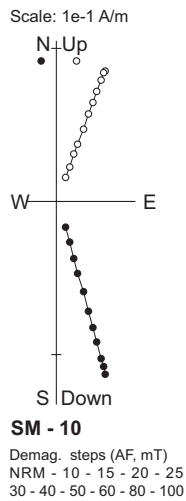
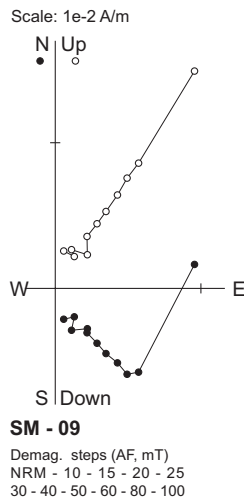
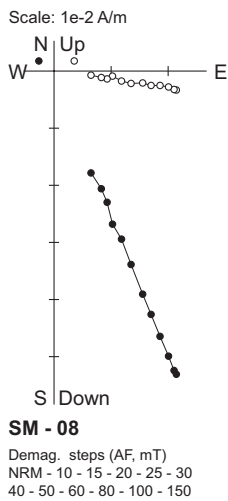
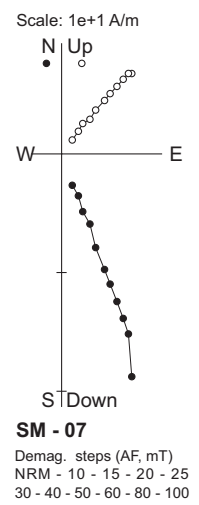
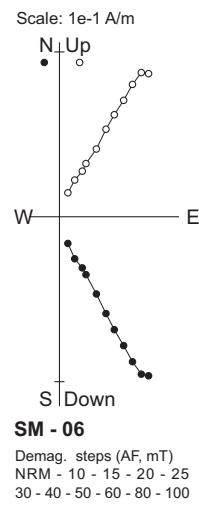
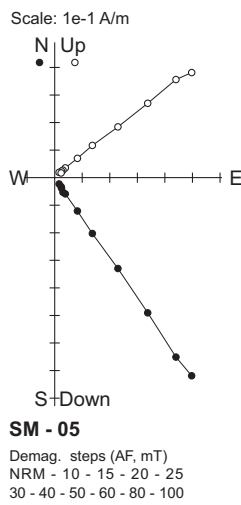
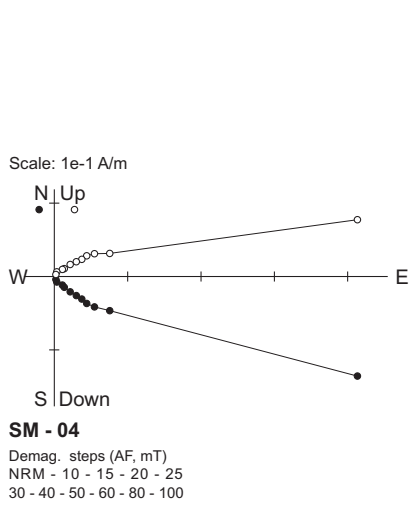
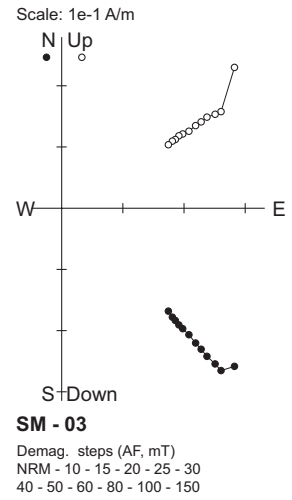
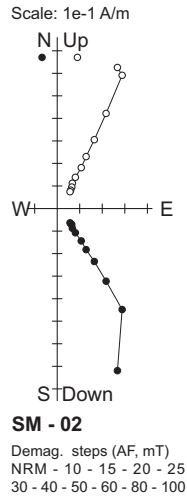
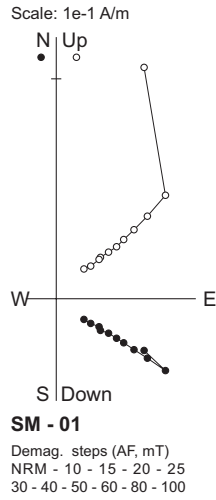
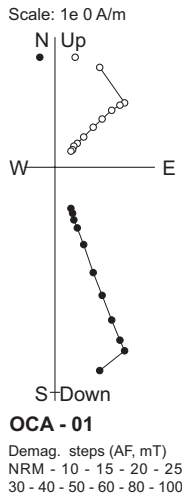
LOB - 03
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100



LOB - 04
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

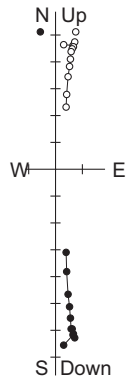
Orthogonal projection plots of stepwise demagnetisation data of representative samples. One sample is shown for each site. Open and solid symbols represent projections on vertical and horizontal planes, respectively.

Annexes I



Diagrammes de désaimantation

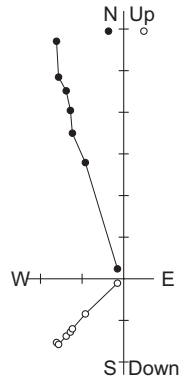
Scale: 1e 0 A/m



SM - 12

Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

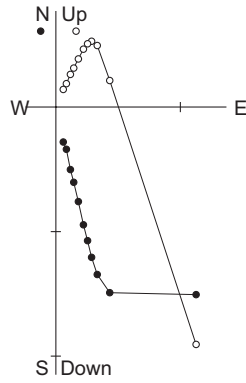
Scale: 1e 0 A/m



SM - 13

Demag. steps (T, °C)
NRM - 250 - 350 - 400
430 - 470 - 490

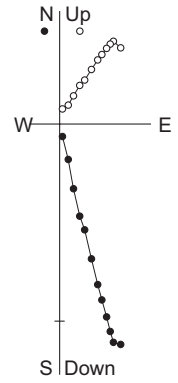
Scale: 1e-1 A/m



SM - 14

Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

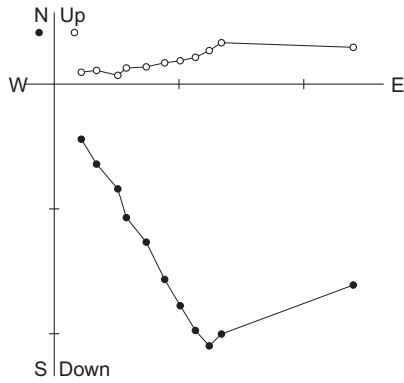
Scale: 1e-1 A/m



SM - 15

Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25 - 30
40 - 50 - 60 - 80 - 100 - 150

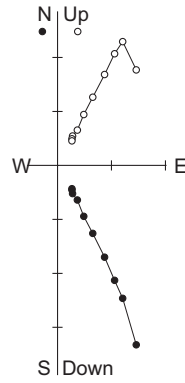
Scale: 1e-1 A/m



VDR - 01

Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

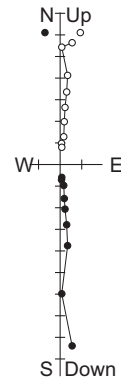
Scale: 1e 0 A/m



VDR - 02

Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80

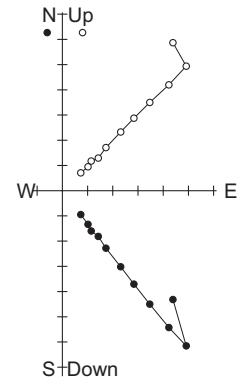
Scale: 1e 0 A/m



VDR - 03

Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20
25 - 30 - 40 - 50 - 60

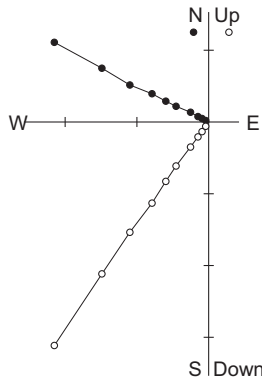
Scale: 1e-1 A/m



VDR - 04

Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100

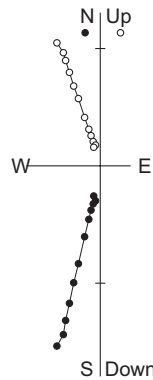
Scale: 1e+1 A/m



VDR - 05

Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80

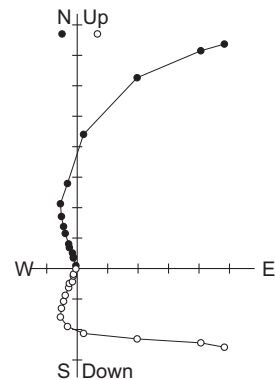
Scale: 1e 0 A/m



VDR - 06

Demag. steps (AF, mT)
NRM - 10 - 15 - 20 - 25 - 30
40 - 50 - 60 - 80 - 100 - 150

Scale: 1e-1 A/m



VDR - 07

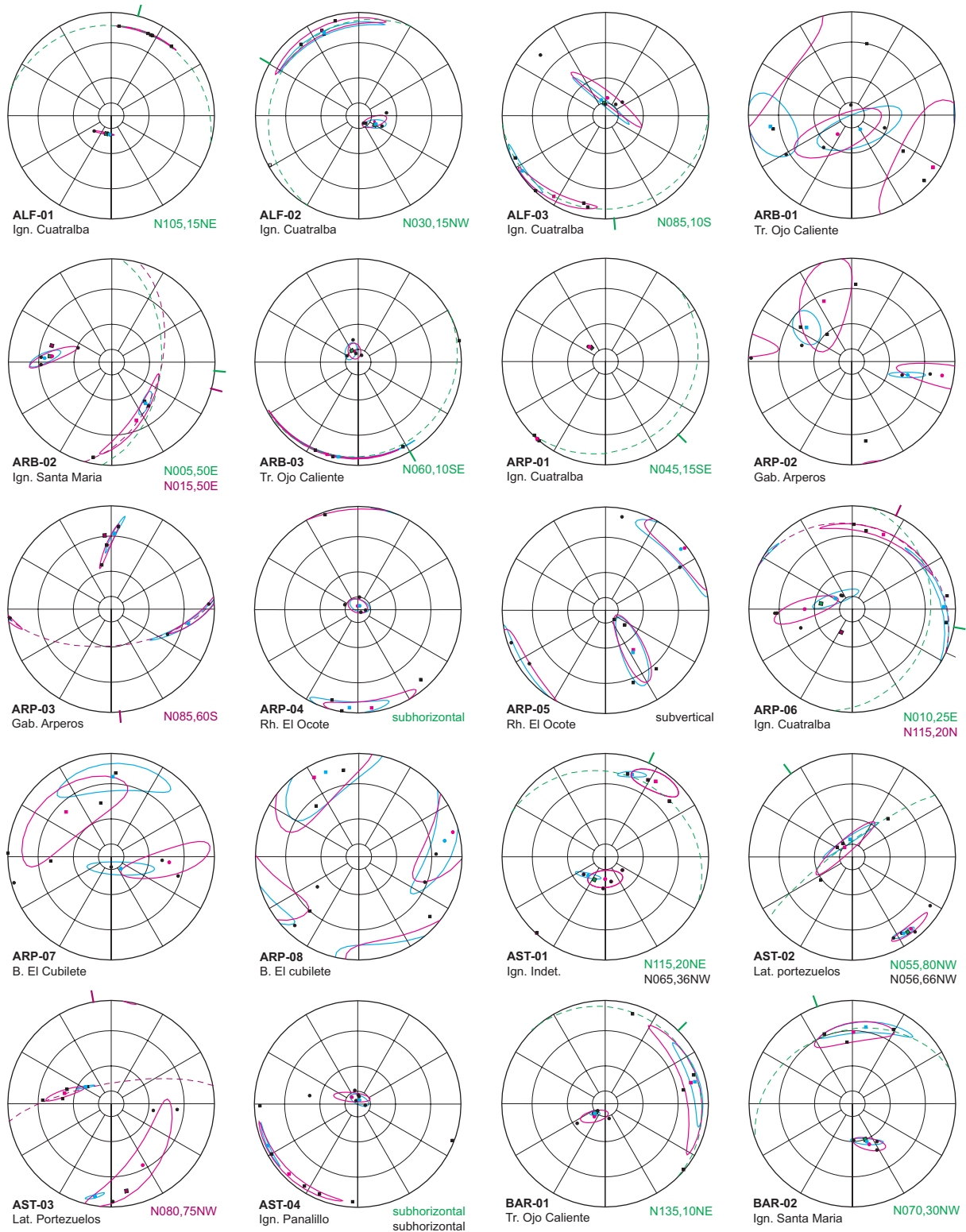
Demag. steps (AF, mT)
NRM - 2 - 4 - 7 - 10 - 15 - 20 - 25
30 - 40 - 50 - 60 - 80 - 100 - 150

Orthogonal projection plots of stepwise demagnetisation data of representative samples. One sample is shown for each site. Open and solid symbols represent projections on vertical and horizontal planes, respectively.

ANNEXES II – DONNEES D'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

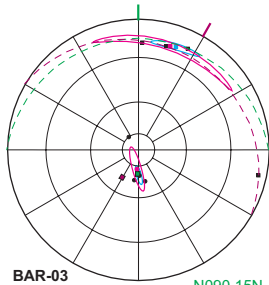


Annexes II

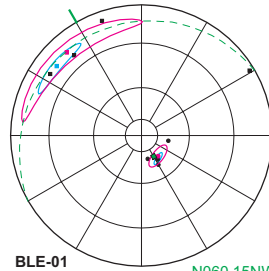


Orientation des axes Kmax et Kmin de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique (projections stéréographiques, hémisphères inférieurs). Les plans violets sont déterminés à partir des axes Kmax, ceux en vert sont déduits des axes Kmin. L'inclinaison de la coulée déduite de l'orientation des axes est comparée à celle mesurée ou observée (en noir, lorsque l'information est disponible).

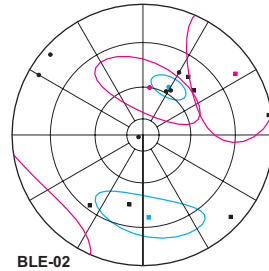
Données d'anisotropie de susceptibilité magnétique



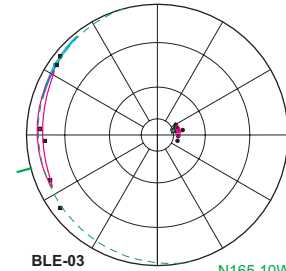
BAR-03
Ign. Santa Maria
N090,15N
N120,20NE



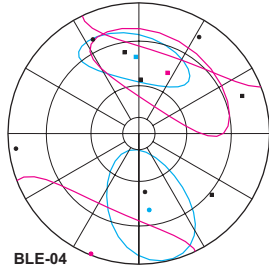
BLE-01
Ign. Las Bolas
N060,15NW



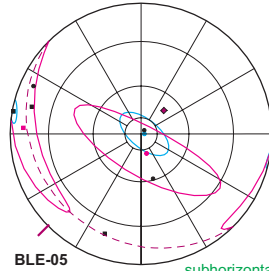
BLE-02
Rh. El Zapote



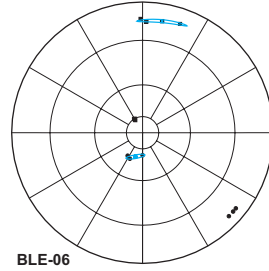
BLE-03
Ign. Panaiillo
N165,10W



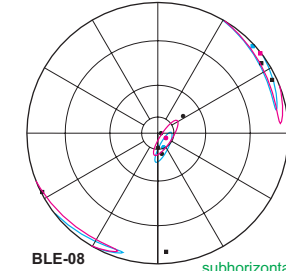
BLE-04
B. Cabras



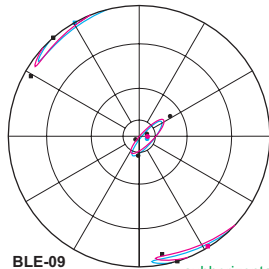
BLE-05
B. Cabras
subhorizontal
N135,20SW



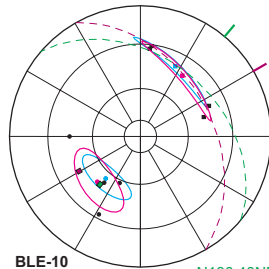
BLE-06
Ign. Panaiillo



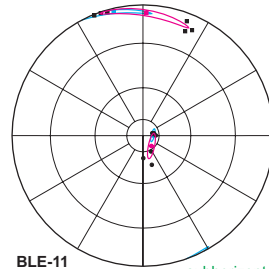
BLE-08
T. Indet.
subhorizontal
subhorizontal



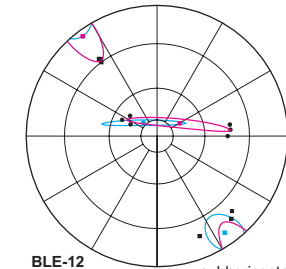
BLE-09
Rh. El Zapote
subhorizontal



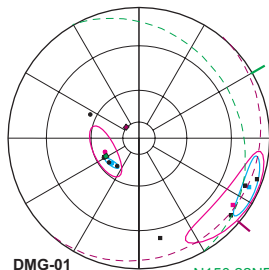
BLE-10
And. Los Castillos
N130,40NE
N150,45NE



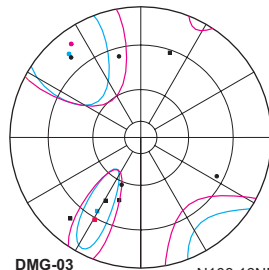
BLE-11
Rh. El Zapote
subhorizontal
subhorizontal



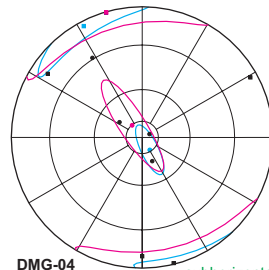
BLE-12
And. Los Castillos
subhorizontal



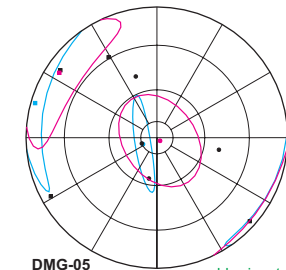
DMG-01
Ign. La Bufa
N150,22NE
N040,10SE (?)
N135,18NE



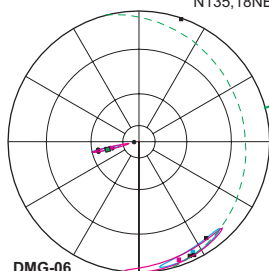
DMG-03
Ign. Calderones
N108,16NE



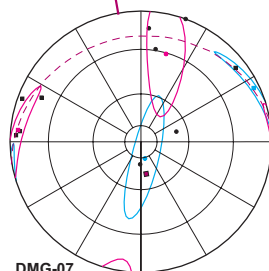
DMG-04
Ign. Calderones
subhorizontal
N108,16NE



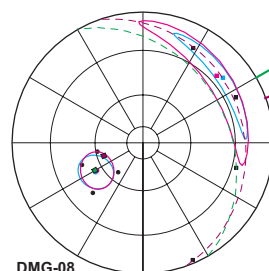
DMG-05
Ign. Calderones
subhorizontal
N119,17NE



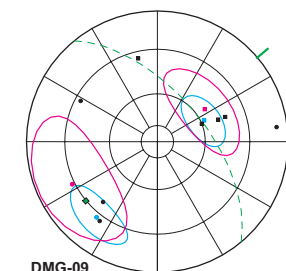
DMG-06
And. El Cedro
N165,20E



DMG-07
Intr. Peregrina
N080,20N

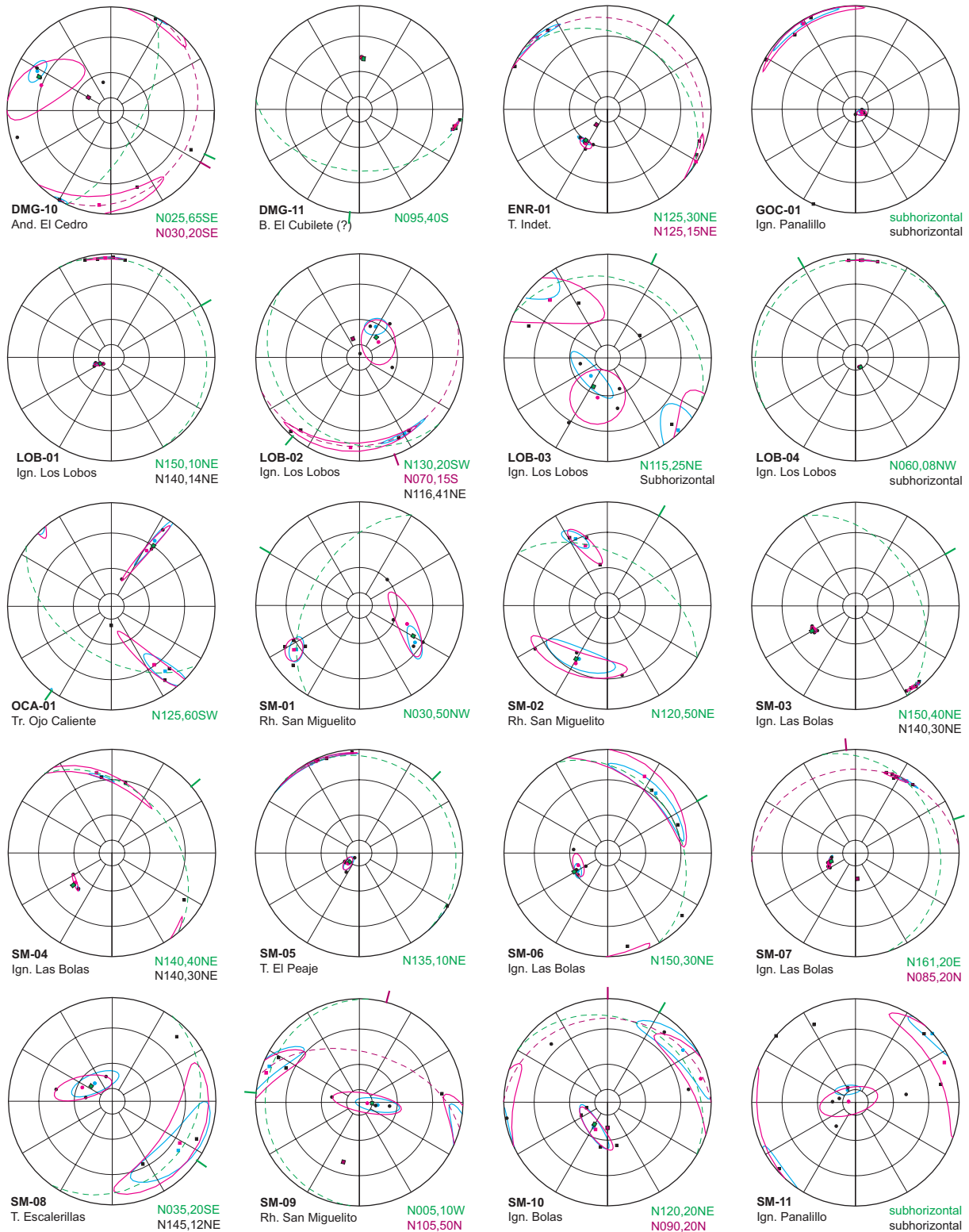


DMG-08
Ign. Calderones
N150,35NE
N160,25NE
N146,24NE



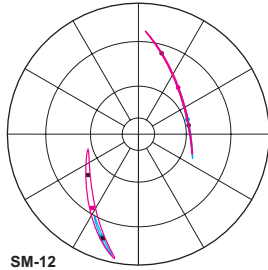
DMG-09
Ign. La Bufa
N140,60NE

Annexes II

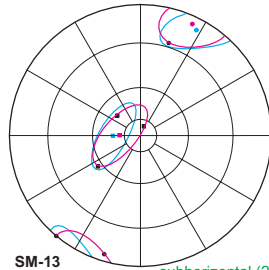


Orientation des axes Kmax et Kmin de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique (projections stéréographiques, hémisphères inférieurs). Les plans violets sont déterminés à partir des axes Kmax, ceux en vert sont déduits des axes Kmin. L'inclinaison de la coulée déduite de l'orientation des axes est comparée à celle mesurée ou observée (en noir, lorsque l'information est disponible).

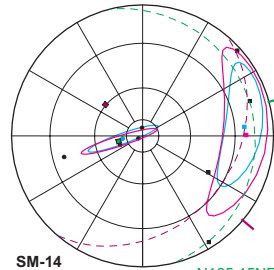
Données d'anisotropie de susceptibilité magnétique



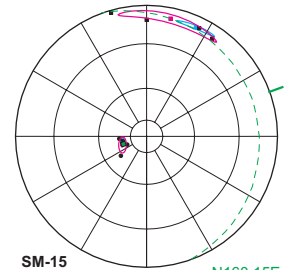
SM-12
Ign. Panalillo



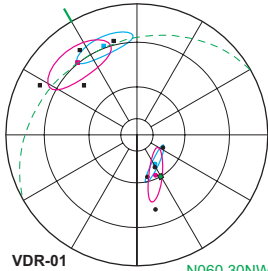
SM-13
Ign. Panalillo subhorizontal (?)



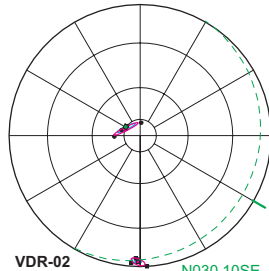
SM-14
Ign. Las Bolas
N165,15NE
N040,30SE
N160,15NE



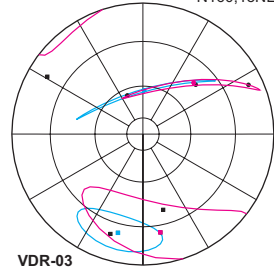
SM-15
Ign. Las Bolas
N160,15E



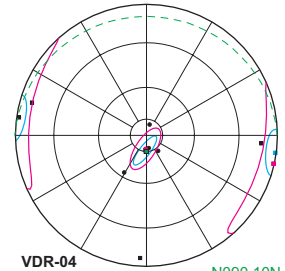
VDR-01
Ign. Las Bolas
N060,30NW
N053,13NW



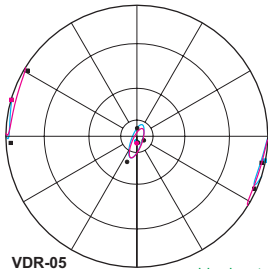
VDR-02
Lat. Portezuelos
N030,10SE
subhorizontal



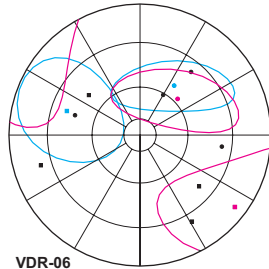
VDR-03
Tr. Ojo Caliente



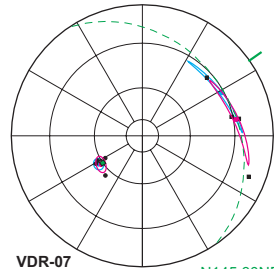
VDR-04
Ign. Panalillo
N090,10N



VDR-05
Ign. Panalillo
subhorizontal



VDR-06
Lat. Portezuelos



VDR-07
Ign. La Cantera
N145,30NE

Contraintes structurales et cinématiques sur une frontière de plaque récente: La limite nord du Bloc Sud Mexicain

Résumé : La première partie de ce travail s'attache à définir les frontières et la cinématique plio-quadernaire du Bloc Sud Mexicain (BSM), une microplaque tectonique découplée de l'Amérique du Nord au niveau de l'Axe Volcanique Trans-Mexicain (AVTM). L'analyse de profils sismiques, l'analyse d'images satellites ainsi que des observations de terrain montrent que le bassin de Veracruz et le volcanisme post-5Ma du Massif de Los Tuxtlas sont affectés par un grand décrochement sénestre. Cette faille est toujours active comme en témoignent la sismicité modérée ainsi que les marqueurs quadernaires (cônes, terrasses alluviales et volcanisme) affectés par la déformation. Le décrochement plio-quadernaire de la région de Veracruz est important car il établit la jonction entre le système transtensif sénestre qui affecte l'AVTM et les décrochements également sénestres qui affectent la région des Chiapas au sud. Ces trois zones, sismiquement actives, accommodent une rotation antihoraire du BSM par rapport à l'Amérique du Nord. Le modèle cinématique proposé ici prédit une rotation du BSM par rapport à l'Amérique du Nord de $0.45^\circ/\text{Ma}$ avec un pôle localisé à 24.2°N et 91.8°W . La seconde partie de ce travail se focalise sur l'évolution tectonique du Mexique central. Des données structurales ainsi qu'une étude paléomagnétique réalisée sur des unités volcaniques oligocènes permettent de mieux contraindre la cinématique des failles du système Tepehuanes-Zimapán (SFTZ), orienté $\text{N}130^\circ$, à proximité des villes de San Luis Potosí et Guanajuato. Les données structurales collectées ainsi que les directions paléomagnétiques moyennes, indiquant des rotations antihoraires de $\sim 10^\circ$, montrent que ce système était caractérisé par un mouvement transtensif sénestre. Cette déformation intra-arc oligocène est similaire à celle qui affecte l'AVTM actuel. Il est possible que le SFTZ ait constitué la limite nord du BSM durant l'Oligocène inférieur. Cette limite aurait migré en même temps que l'arc volcanique durant l'Oligocène supérieur et le Miocène pour atteindre sa position actuelle.

Mots-clés : Tectonique, cinématique, paléomagnétisme, Mexique, Faille de Veracruz, Néogène, blocs crustaux, rotations antihoraires.

Structural and kinematics constraints on a recent plate boundary: The northern limit of the Southern Mexico Block

Abstract : The first part of this work defines the Plio-Quaternary boundaries and kinematics of the Southern Mexico Block (SMB), a microplate uncoupled from North America along the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). Structural data combined with analysis of satellite images and seismic profiles show that a major left-lateral strike-slip fault affects the Veracruz Basin and post-5 Ma volcanic rocks of the Los Tuxtlas Volcanic Field. Low seismicity associated to faulted Quaternary markers such as alluvial fans, alluvial terraces and volcanoes argue for active faulting in this area. Plio-Quaternary left-lateral strike-slip faulting along the Veracruz area is important because it connects two important structural provinces: the left-lateral transtensive faulting that affects the central part of the TMVB and the left-lateral Strike-Slip Faults Province of Chiapas to the south. These three active deformation zones accommodate a counterclockwise rotation of the SMB with respect to the North American plate. The model we propose predicts a Plio-Quaternary rotation of $0.45^\circ/\text{Ma}$ with a pole located at 24.2°N and 91.8°W . The second part of this work deals with the tectonic evolution of central Mexico. Structural data and paleomagnetic results for Early Oligocene volcanic units of the Mesa Central are used to investigate the tectonic activity along the $\text{N}130^\circ$ trending Tepehuanes-Zimapán fault system (TZFS). In San Luis Potosí and Guanajuato areas structural data and paleomagnetic mean directions that indicate $\sim 10^\circ$ counterclockwise rotations argue for a left-lateral transtensive motion along the TZFS. The Oligocene intra-arc deformation is similar to the present one that affects the TMVB. This suggests that the SMB could be as old as Early Oligocene. During Late Oligocene and Miocene the boundaries of this crustal block probably migrate jointly with the volcanic arc to reach their present configuration.

Keywords: Tectonics, kinematics, paleomagnetism, Mexico, Veracruz Fault, Neogene, crustal blocks, counterclockwise rotations.

**Chaire de Géodynamique du Collège de France, Université Paul Cézanne (Aix-Marseille III),
Bat. Le Trocadéro - Aile Sud, BP 80, 13545 Aix-en-Provence.**