Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale au Mexique. : Stratigraphie, évolution paléogéographique et évolution tectonique sur un profil du secteur transverse de Parras; organisation et géodynamique de la Sierra Madre orientale au passage Domaine alpin caraibe -Cordillère ouest-americaine.

Marc Tardy

▶ **To cite this version:**

Marc Tardy. Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale au Mexique. : Stratigraphie, évolution paléogéographique et évolution tectonique sur un profil du secteur transverse de Parras; organisation et géodynamique de la Sierra Madre orientale au passage Domaine alpin caraibe -Cordillère ouest-americaine.. Stratigraphie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1980. Français. NNT : . tel-00849853

HAL Id: tel-00849853

https://theses.hal.science/tel-00849853

Submitted on 1 Aug 2013

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

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

J.-P. BOUILLIN

TRAVAUX

du
Département de Géotectonique
de
l'Université Pierre et Marie Curie
à Paris

et

du
Département des Sciences de la Terre
de
l'Université de Savoie
à Chambéry

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE DU MEXIQUE

Stratigraphie, évolution paléogéographique et évolution tectonique sur un profil du secteur transverse de Parras

Organisation et géodynamique de la Sierra Madre orientale au passage Domaine alpin caraïbe - Cordillère ouest-américaine

par

Marc TARDY

Mémoire de Thèse de Doctorat d'Etat soutenue le 25 Avril 1980 à l'Université Pierre et Marie CURIE de Paris

TRAVAUX

du
Département de Géotectonique
de
l'Université Pierre et Marie Curie
à Paris

et

du
Département des Sciences de la Terre
de
l'Université de Savoie
à Chambéry

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE DU MEXIQUE

Stratigraphie, évolution paléogéographique et évolution tectonique sur un profil du secteur transverse de Parras

Organisation et géodynamique de la Sierra Madre orientale au passage Domaine alpin caraïbe - Cordillère ouest-américaine

par

Marc TARDY

Mémoire de Thèse de Doctorat d'Etat soutenue le 25 Avril 1980
à l'Université Pierre et Marie CURIE de Paris

A mes parents,
A ma femme.

AVANT-PROPOS

Arrivé à la fin de la rédaction de ce mémoire, je veux dire ce que mon métier de géologue et ma découverte de la géologie mexicaine doivent à mes maîtres, collègues et amis.

Je dois à mon Maître Jean Aubouin de m'avoir fait connaître et aimer la Géologie. Il initia d'abord par son art pédagogique toujours enrichi des derniers résultats de la recherche, l'étudiant que j'étais, avant de m'accorder une première fois sa confiance en me chargeant de l'étude d'un secteur des Alpes Méridionales italiennes. En 1967 il engagea le jeune agrégé que j'étais dans son entreprise géologique américaine en me confiant un sujet de thèse au Mexique. Tant sur le terrain, lors de nombreuses et belles tournées mexicaines, caraïbes, centro-américaines et nord-américaines qu'au laboratoire, je lui dois de m'avoir communiqué un peu de cet enthousiasme pour des actions vers des contrées nouvelles. Je lui adresse ici toute mon affectueuse reconnaissance et mon respect.

Cette étude menée en terre mexicaine doit beaucoup à Monsieur le Professeur Jacques Butterlin. Grand connaisseur des régions caraïbes et du Mexique c'est lui qui m'introduisit auprès des services géologiques mexicains alors qu'il était Directeur de l'Ecole Normale Supérieure de Saint Cloud. Aujourd'hui, Conseiller culturel scientifique et de coopération technique à l'Ambassade de France à Mexico, qu'il me permette de l'assurer de ma reconnaissance.

A René Blanchet, Professeur à l'Université de Brest, je dis ici un amical et grand merci, pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mes travaux sur le Mexique, pour les conseils éclairés qu'il m'a prodigués, pour ses encouragements. Nos discussions, nos visites communes sur le terrain, en particulier lors de notre première traversée des cordillères ouest-américaines au droit de Salt Lake City, furent sources d'idées fructueuses dont certaines ressortent dans les pages qui suivent.

Jean-Paul Rampnoux, Professeur à l'Université de Savoie, m'a accueilli en 1978 dans son équipe chambérienne, me permettant ainsi de m'intéresser sur place aux problèmes géologiques des montagnes qui me sont si chères. Je lui suis très reconnaissant de la confiance qu'il me témoigne. Qu'il trouve ici l'assurance de mon amitié.

Je remercie très sincèrement toutes les personnalités qui m'ont fait l'honneur d'examiner ce travail.

Monsieur le Professeur Xavier le Pichon assure la présidence du Jury. Sensible à l'honneur qu'il me fait, je le remercie également pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mes efforts de recherche d'un modèle d'ouverture du Golfe du Mexique.

Messieurs les Professeur Jacques Debelmas et Maurice Mattauer ont répondu d'emblée à mon invitation à siéger dans ce jury. Grands connaisseurs des chaînes alpines méditerranéennes et des cordillères américaines, leurs critiques seront pour moi des guides précieux pour la poursuite de mes travaux. Je leur suis très reconnaissant de la confiance bienveillante qu'ils me témoignent.

C'est pour moi un honneur et un grand plaisir d'avoir dans ce jury l'Ingénieur Diego A. Cordoba, Directeur de l'Institut de Géologie de l'Université Nationale Autonome du Mexique. A travers lui, je salue d'abord le Mexique qui m'a accueilli une première fois en 1967, que j'ai longuement parcouru ensuite en découvrant des paysages hauts en couleurs, sans cesse renouvelés et des populations accueillantes. Je veux lui dire ensuite un affectueux merci pour son amitié et la confiance totale qu'il m'a accordée, en particulier lors des trois années que j'ai vécues à l'Institut de Géologie de Mexico. Géologue de terrain, connaisseur averti des sierras du pays "norteño", il m'accompagna à plusieurs reprises sur le terrain, apportant toujours une juste critique à mes travaux et en me faisant part de son expérience. Je lui adresse, ainsi qu'à sa famille, mes remerciements affectueux.

Deux personnalités mexicaines ont joué un rôle essentiel dans l'orientation initiale de cette thèse. En 1967, l'Ingénieur Guillermo P. Salas, alors Directeur, après avoir donné son accord à ce premier échange franco-mexicain concernant la Géologie Structurale, m'accueillit à l'Institut de Géologie de Mexico. C'est lui qui, conseillé par le Docteur Zoltan de Cserna, me confia l'étude des flyschs crétacés de la région de Parras, Coah. A ces deux éminents géologues mexicains j'adresse toute ma reconnaissance pour la confiance qu'ils témoignèrent au jeune géologue que j'étais.

Je voudrais remercier tout particulièrement en les associant à ce travail les géologues mexicains et français avec lesquels, tant sur le terrain qu'à l'Institut de Géologie, j'ai pu échanger de nombreux points de vue sur la géologie mexicaine. A Odilon Ledezma Guerrero et à Juventino Martinez je dis combien les longues marches faites ensembles dans les sierras des environs de Parras, Coah. et de Camacho, Zac. m'ont procuré de satisfactions. Merci pour leur aide précieuse dans les heures chaudes et poussiéreuses, à surmonter les découragements et les obstacles des pistes et chemins. Que L. M. Mitre, R. Padilla y S., M. Patiño A., C. Ramirez R., R. Ruiz B. qui m'ont suivi dans une approche nouvelle de la géologie de la Sierra Madre Orientale, trouvent dans ces lignes mes remerciements pour leur amicale collaboration. A Maria Fernanda Campa, géologue à Petroleos Mexicanos, je dis ici mon admiration pour les découvertes paléontologiques et structurales essentielles faites dans le domaine occidental mexicain en collaboration avec ses collègues M. Campos, R. Flores et R. Oviedo. Nos discussions, les visites sur nos terrains respectifs furent sources d'idées fructueuses et nouvelles.

Ce travail ne trouve tout son sens que replacé dans l'ensemble des activités géologiques françaises au Mexique, menées en coopération avec l'Institut de Géologie de Mexico. Auprès des amis qui m'ont suivi en terre mexicaine j'ai toujours trouvé amitié et confiance. Ce travail doit ainsi énormément aux échanges constants que j'ai eu avec M. Bonneau, G. Calas, J.C. Carfantan, A. Demant, C. Fraisse, C. Rangin et C. Robin.

Au cours de ces années de travail j'ai fais appel à de nombreux spécialistes tant en paléontologie qu'en pétrographie. Mes remerciements vont à Messieurs Azéma et Durand-Delga pour les microfaunes du Jurassique supérieur-Néocomien, Madame Geyssant pour les Ammonites du Jurassique terminal, Messieurs Fourcade, Moullade, Saint-Marc et Vila pour les microfaunes du Crétacé inférieur, Monsieur Sornay pour les Ammonites et Inocérames du Crétacé supérieur, Madame Caron et Messieurs Longoria, Raoult et Sigal pour les microfaunes du Crétacé supérieur, Madame Glaçon pour les microfaunes du Paléocène. Ils vont également à Monsieur Maury pour la détermination pétrographique des laves cénozoïques et des éléments des flyschs du Crétacé supérieur.

Au Département de Géologie Structurale de l'Université Pierre et Marie Curie, comme au Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de Savoie à Chambéry, j'eus la chance de travailler auprès de collègues préparant leurs thèses dans divers secteurs des chaînes alpines péri-méditerranéennes et péri-caraïbes. Auprès d'eux, grâce à des échanges constants empreints de simplicité et d'amitié, j'ai beaucoup appris sur la Géologie.

Je dois beaucoup aux personnes grâce à qui la préparation matérielle de cet ouvrage a pu être menée à bien. Les traitements d'échantillons ont été assurés en grande partie par Monsieur Allain. Madame Ginet à Chambéry a réalisé avec rapidité et compétence la frappe du manuscrit, Madame Muhlmann à Paris se chargeant de la frappe de la bibliographie. Le dessin de la carte géologique annexée est du au talent du service de dessin de l'Institut de Géologie de Mexico, la lettre des coupes et cartes incluses dans le texte et le montage des planches photographiques à celui de Monsieur Paillet. L'impression Offsett est l'oeuvre de Monsieur Gauguet.

Enfin, je tiens à remercier le Ministère des Affaires Etrangères auprès duquel je fus détaché durant trois années, et l'Ambassade de France à Mexico. Leurs services contribuèrent largement à l'exécution de cette étude géologique lointaine. Mes remerciements s'adressent également au Centre National de la Recherche Scientifique dont la RCP Cordillères Américaines assura le soutient financier de plusieurs de mes missions.

Je dis finalement mon amitié et ma reconnaissance à tous ceux qui, par leurs encouragements ou leur travail, m'ont procuré l'aide nécessaire.

Ma femme a su accepter les sacrifices exigés par ce travail. Je lui dois de multiples encouragements tant au moment des premières et longues campagnes qu'au moment de la rédaction. Ce travail est également un peu le sien !

RESUME

L'étude de la Sierra Madre Orientale du Mexique est abordée de deux manières distinctes. La première précise la stratigraphie, l'évolution paléogéographique et l'évolution tectonique sur un profil Nord-Sud du Secteur Transverse de Parras ; elle apparaît dans un premier livre. La seconde, plus générale, en se basant sur les principaux enseignements de la première étude et sur les données bibliographiques, propose un schéma évolutif global de l'organisation et de la géodynamique de la Sierra Madre Orientale située au passage entre le domaine alpin caraïbe et la cordillère ouest-américaine ; elle est la matière d'un second livre.

Livre I : Stratigraphie, évolution paléogéographique et évolution tectonique sur un profil du Secteur Transverse de Parras.

Au coeur de la Sierra Madre Orientale du Mexique, le Secteur Transverse de Parras correspond à l'ensemble des structures orientées Ouest-Est à Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est, présentes entre les villes de Torreón, Coah. et Monterrey, N.L. Ces structures transversales sont marquées au Sud de la Plateforme de Coahuila, d'une part dans la succession de grandes sierras formant la Haute-Chaîne, d'autre part dans les régions septentrionales du Haut-Plateau Central. L'étude géologique de ce secteur est menée sur un profil Nord-Sud, allant du centre de la Plateforme de Coahuila (environs de Las Delicias, Coah.) à la partie septentrionale du Haut-Plateau Central (environs de Camacho, Zac.).

A. STRATIGRAPHIE.

I. LE SOCLE PRE-JURASSIQUE.

Il comprend deux grands ensembles :

- un ensemble inférieur représenté au Sud par des formations mal datées, métamorphisées dans le faciès schistes verts, parmi lesquelles la Formation Taray semble pouvoir être rattachée au Dévono-Carbonifère, au Nord par une série permienne terrigène, riche en éléments et coulées volcaniques ;
- un ensemble supérieur discordant, conservé dans la Haute-Chaîne et sur le Haut-Plateau Central et représenté par une molasse continentale à faciès Nouveaux Grès Rouges du Permo-Trias (Formation Nazas).

Ce socle plusieurs fois tectonisé, métamorphisé et granitisé au cours du Paléozoïque, appartient à la prolongation de l'orogène Appalaches

-Ouachita en territoire mexicain. Cette prolongation, décalée par des accidents post-hercyniens le long des linéaments du Texas et de Caltam, se suit en travers du Mexique selon la direction Nord-Est - Sud-Ouest sous les terrains du cycle mexicain. Les zones externes de l'édifice sont au Nord-Ouest (Chihuahua, Sonora), les zones internes et l'arrière-pays au Sud-Est (Oaxaca).

II. LA COUVERTURE.

On y distingue des séries sédimentaires mésozoïco-paléocènes d'origine marine, surmontées en discordance angulaire par des molasses continentales et des dépôts volcaniques cénozoïques.

a- Les deux grands types de séries marines mésozoïco-paléocènes :

Ce sont d'une part les séries de type parrense de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, d'autre part la série coahuilense de la Plateforme de Coahuila.

1°/- Les séries de type parrense sont caractéristiques d'une sédimentation marine dans un bassin situé en marge de la Plateforme de Coahuila restée émergée jusqu'à l'Aptien supérieur.

- l'Oxfordien comprend des calcaires néritiques et des gypses dans l'axe du bassin, passant à une série détritique en bordure de la plateforme.
- Le Kimméridgien-Portlandien présente une série à dominante marneuse entrecoupée de dépôts évaporitiques et charbonneux qui témoignent de l'instabilité des fonds marins à cette époque.
- Le Crétacé inférieur comprend une séquence de calcaires d'origine pélagique, sur le Haut-Plateau Central, d'origine néritique et plus épaisse dans la Haute-Chaîne. Les faciès sont franchement téthysiens, le Barrémo-Aptien présentant parfois le faciès urgonien.
- Le Crétacé supérieur-Paléocène correspond à une épaisse séquence terrigène dans laquelle il est possible de reconnaître trois termes : un pré-flysch calcaréo-marneux, un pré-flysch lutitique et un flysch gréso-pélitique à pélito-gréseux. La variation de l'âge d'arrivée du flysch et l'examen des figures de courants permettent de situer la source des apports terrigènes au Sud-Est du Haut-Plateau Central.

2°/- La série coahuilense est, par ailleurs, caractéristique d'une sédimentation marine sur une plateforme atteinte tardivement à l'Aptien supérieur par la grande transgression du Crétacé.

- L'Aptien supérieur et l'Albien montrent une succession de couches d'origine lagunaire où alternent des calcaires dolomitiques, des dolomies et des gypses.
- L'Albo-Cénomanien est représenté par une épaisse formation calcaire néritique riche en Rudistes.
- Le Crétacé supérieur - Paléocène correspond à une séquence terrigène dont les trois termes possèdent des éléments fins déposés en position distale.

b- Les formations discordantes cénozoïques :

Parmi celles-ci la discordance miocène permet de séparer :

- les molasses continentales et les séries volcaniques andésito-ignimbritiques de l'Eocène - Miocène inférieur. Les premières résultent de la destruction des structures laramiennes émergées. Les secondes appartiennent à la bordure de la Sierra Madre Occidentale.
- des dépôts lacustres mio-plio-quaternaires remplissant les dépressions engendrées par la néo-tectonique distensive. Les épanchements volcaniques alcalins liés à la fracturation récente sont à l'origine des "mesas" basaltiques.

B. TECTONIQUE.

La structure "alpine" de la région étudiée résulte de la superposition de diverses phases tectoniques. On reconnaît :

I. LA DISTENSION INTRACRATONIQUE DU JURASSIQUE SUPERIEUR - NEOCOMIEN, à l'origine du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central dans lequel s'installe dès l'Oxfordien un bras de mer téthysien.

II. LA COMPRESSION MAJEURE LARAMIENNE AU PALEOCENE.

Ses effets se manifestent sur la Plateforme de Coahuila dont la couverture décollée sur les gypses albiens se déforme en plis souples orientés N 120° à N 110°. L'intensité de la déformation décroît très rapidement de la Haute-Chaîne (Sierra de la Peña) vers le centre de la plateforme (environs de Las Délicias).

Dans l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central la déformation est plus forte. Celui-ci est cisaillé au niveau du socle et charrié en direction du Nord - Nord-Est sur la Plateforme de Coahuila. Il forme la *nappe de Parras* dont témoigne l'existence de fenêtres laissant réapparaître la Plateforme de Coahuila dans le Sud de la Haute-Chaîne.

L'étude des structures de cette nappe permet de reconnaître :

- un décollement de couverture au niveau des gypses oxfordiens. Les plis de couverture d'orientation générale Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est sont le plus souvent déversés vers le Nord - Nord-Est.
- la diverticulation des flyschs de la Haute-Chaîne au front nord de la nappe où ils sont conservés dans le bassin de Parras.
- l'existence du débordement du front de la nappe au Puerto de la Peña. Celui-ci est probablement lié à l'existence d'un décrochement sénestre au niveau du socle de la nappe, ayant joué lors de l'emplacement de celle-ci.

III. LA DEFORMATION EN PLIS DE FOND MIOCENES.

Les grands plis qui lui sont liés sont orientés Nord - Nord-Ouest Sud - Sud-Est (anticlinal de San Julián par exemple). Ils reprennent très obliquement les structures laramiennes et les déforment.

Sur l'un de ces anticlinaux l'érosion a dégagé la fenêtre del Número qui montre, à la base de la nappe de Parras, l'autochtone coahuilense.

Cette seconde déformation en compression de la région est immédiatement suivie par la montée de plutons granodioritiques.

IV. LA NEOTECTONIQUE MIO-PLIO-QUATERNAIRE.

Il s'agit d'une déformation en extension découpant la région en horsts et grabens. Ces derniers sont très souvent occupés par des lagunes desséchées.

L'importance de cette déformation cassante permet de rattacher la région à la terminaison sud du "basin and range" de Chihuahua.

C. L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE.

Concernant le cycle mexicain (du Jurassique à l'actuel), le modèle proposé met en évidence l'interdépendance des paléogéographies et des tectoniques superposées.

On distingue :

I. UNE ETAPE TETHYSIENNE, DE L'OXFORDIEN AU PALEOCENE, marquée par la transgression de l'Oxfordien, la différenciation du bassin au cours du Crétacé inférieur, la grande transgression du Crétacé à l'Aptien, puis par le dépôt des flyschs d'origine occidentale au Crétacé supérieur.

La phase laramienne termine au Paléocène cette étape en structurant et portant à émersion la région.

II. UNE ETAPE POST-LARAMIENNE marquée par une évolution continentale. Au cours de cette étape, l'influence pacifique se manifeste clairement. *De l'Eocène au Miocène* le volcanisme calco-alcalin qui s'interdigite dans la région avec les molasses continentales sont à relier à la subduction de la plaque Farallon. La déformation miocène correspond à l'arrêt de ce volcanisme.

Du Miocène à l'actuel, la néotectonique distensive à l'origine du "basin and range" contrôle l'érosion (au niveau des horsts) et la sédimentation (au niveau des grabens) ainsi que le volcanisme alcalin.

Livre II : Organisation et géodynamique de la Sierra Madre Orientale au passage domaine alpin caraïbe - cordillère ouest américaine.

A. STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DE L'ENSEMBLE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE.

I. LES PRINCIPAUX TRAITS DE LA STRATIGRAPHIE.

Dans la Sierra Madre Orientale le socle est présent partout. Il est surmonté par une couverture débutant plus ou moins précocement au Jurassique.

a- Le Jurassique :

Il porte les marques de deux épisodes de la transgression téthysienne :

- l'un se produisant au Lias au Nord-Ouest de Veracrúz, Ver. ;
- le second, plus général, se produit au Callovo-Oxfordien alors que la transgression ne connaît son maximum d'extension qu'au Kimméridgien - Portlandien, époque à laquelle elle atteint le Golfe de Chihuahua.

Ces transgressions d'obédience téthysienne accompagnent la fracturation du Continent Nord Américain marquée d'une manière essentielle par le jeu de deux décrochements transcontinentaux le long des linéaments du Texas et de Caltam.

b- Le Crétacé inférieur :

Il est représenté dans l'ensemble de la Sierra Madre Orientale par des séries carbonatées caractéristiques de la paléogéographie de la terminaison téthysienne sur le Continent Nord Américain. On reconnaît du Nord-Est vers le Sud-Ouest des zones allongées Nord-Ouest - Sud-Est. Ce sont :

- l'Avant-pays du Burro. Sa série débute tardivement au Barrémien par des séries transgressives détritiques progressivement remplacées par des calcaires néritiques devenant récifaux à l'Albien ;
- le bassin de Sabinas. La série calcaire est à dominante pélagique, riche en silex. Au Sud-Ouest, ce bassin est limité par l'accident de Caltam au pied duquel se déposent d'épaisses séquences détritiques durant le Néocomien ;
- les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi sont atteintes tardivement par la transgression marine et supportent des séries d'ambiance lagunaire passant à l'Albo-Cénomanien à des calcaires récifaux de plateformes ;
- le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central montre des séries calcaires dont les caractères pélagiques sont toujours plus marqués quand on se déplace vers le centre du Haut-Plateau.

c- Le Crétacé supérieur - Paléocène :

Les dépôts de cette époque sont terrigènes. Ils proviennent de

la destruction du Continent Occidental émergé à la suite de la phase orégonienne. De ce fait, l'arrivée du flysch et le faciès de celui-ci sont fonction de la distance séparant le Continent Occidental de son lieu de dépôt. Le flysch est gréso-pélitique et apparaît dès le Cénomano-Turonien dans le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central et passe progressivement à un crypto-flysch distal tardif dans le bassin de Sabinas.

d- L'Eocène - Miocène inférieur :

Dans la Sierra Madre Orientale les dépôts de cet âge sont discordants. Ce sont soit des épaisses séries volcaniques calco-alcalines à l'Ouest (bordure de la Sierra Madre Occidentale), soit des molasses continentales.

Dans la Plaine Côtière du Golfe du Mexique, épargnée par la déformation laramienne les dépôts marins terrigènes sont concordants. Ce sont des sédiments d'avant-fosse molassique.

e- Le Mio-Plio-Quaternaire :

Il correspond généralement à des séries détritiques lacustres déposées dans des bassins intra-montagneux nés de la distension se manifestant à cette époque. Des émissionsvolcaniques alcalines sont présentes aux endroits des régions fracturées : "basin and range" du Nord et flexure faillée au front de la Sierra Madre Orientale dans les Etats de San Luis Potosi et de Veracrúz.

II. LA TECTONIQUE.

Les effets des diverses phases tectoniques alpines affectant la Sierra Madre Orientale sont analysés.

a- La distension crustale du Jurassique - Néocomien :

L'ouverture des bassins téthysiens est mise en rapport avec les jeux décrochants des grands accidents transcontinentaux. Par exemple l'ouverture des bassins jurassiques de Sabinas et de Chihuahua est reliée aux jeux des accidents crustaux situés sur les linéaments de Caltam et du Texas.

b- La tectonique orégonienne de l'Albo-Cénomanien :

Elle se manifeste en bordure ouest du domaine téthysien de la Sierra Madre Orientale. Elle est responsable du charriage vers l'Est du domaine cordillérain sur le domaine téthysien et de l'émersion du domaine cordillérain en un "Continent Occidental".

c- La tectonique laramienne du Paléocène :

Ses effets sont variables d'une zone à une autre.

- Le bassin de Sabinas et la région de Chihuahua sont écrasés entre les deux paléodécrochements jurassico-néocomiens. Plis de couverture, voire socle, sont déversés vers le Nord-Est le long du linéament du Texas, vers le Sud-Est le long du linéament de Caltam ;

- les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi sont affectées d'une tectonique de couverture relativement simple ;

- le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, cisaillé au niveau du socle, est éjecté sous forme de nappe de charriage. La nappe de Parras, mise en place par rotation anti-horaire au Sud-Est de Torreón, Coah., déborde les plateformes pour venir reposer directement sur le bassin de Sabinas dans les environs de Monterrey, N.L.

d- La déformation miocène :

Elle est caractérisée par :

- des plis de fond dans les régions précédemment atteintes par les tectoniques orégonienne et laramienne (Continent Occidental et Sierra Madre Orientale) ; dans celles-ci la déformation est suivie par la mise en place de nombreux plutons grano-dioritiques ;

- des plis de couverture et des chevauchements dans la Plaine Côtière du Golfe du Mexique au Sud-Est de Tamazunchale, S.L.P.

e- La néotectonique mio-plio-quaternaire :

Distensive elle est marquée essentiellement :

- dans l'Ouest et le Nord-Ouest de la Sierra Madre où elle correspond à une partie du "basin and range" mexicain ;

- dans les parties sud et sud-est de la Sierra Madre Orientale, aux endroits de l'Axe Volcanique Transmexicain et de la flexure faillée dominant la Plaine Côtière du Golfe.

B. ESSAI SUR L'EVOLUTION DU NORD DU MEXIQUE DURANT LE MESOZOIQUE ET LE CENOZOIQUE.

Dans le modèle proposé (modèle s'appuyant sur les paléogéographies et les tectoniques superposées qui ont pu être mises en évidence dans la Sierra Madre Orientale et perçues à partir des données bibliographiques pour les parties occidentales), l'évolution alpine de la partie nord du Mexique est subdivisée en plusieurs périodes.

- *Au Trias supérieur,* le domaine cordillérain péri-pacifique s'individualise en marge ouest du continent. Dans celui-ci un arc volcano-plutonique lié à la subduction du "paléo-pacifique" se met en place sur le bord du continent. A l'Est de cette "paléo-marge active" le domaine de la future Sierra Madre Orientale est le siège du dépôt de molasses continentales rouges post-hercyniennes.

- *Le Jurassique* est l'époque des transgressions marines dans le domaine de la Sierra Madre Orientale. Ces transgressions sont d'obédience téthysienne. Elles sont accompagnées de fracturations continentales, contrôlées par des grands décrochements dont ceux du Texas et de Caltam. Au Jurassique supérieur, les bassins orientaux enregistrent des échos de déformations se produisant dans le domaine cordillérain.

Les deux domaines cordillérain et téthysien , nés indépendamment l'un de l'autre, évoluent séparément jusqu'au Crétacé moyen.

- *Au Crétacé moyen,* la phase orégonienne entraîne un bouleversement paléogéographique fondamental. Le domaine cordillérain structuré en un édifice à double déversement émerge. Le Continent Occidental qui lui correspond fournit au Crétacé supérieur les éléments qui alimentent les dépôts des molasses discordantes du côté pacifique et des flyschs concordants dans la Sierra Madre Orientale.

- *Au Paléocène,* la phase laramienne structure les parties de la Sierra Madre Orientale situées à l'Ouest de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique et les porte définitivement à émersion. Sur la bordure ouest du Mexique, la subduction de la plaque Farallon engendre l'important volcanisme d'arc calco-alcalin de la Sierra Madre Occidentale. Vers l'Est ces séries volcaniques passent progressivement aux molasses continentales puis aux molasses marines de la Plaine Côtière.

- La déformation miocène est à l'origine des plis et chevauchements les plus orientaux du Mexique. Elle est immédiatement suivie par la mise en place d'une nouvelle paléogéographie directement contrôlée par une intense fracturation dont l'importance va décroissant de l'Ouest (ouverture du Golfe de Californie et "basin and range") vers l'Est.

Ce modèle d'évolution met en évidence l'existence sur le territoire mexicain de deux systèmes, l'un occidental de type cordillérain, l'autre oriental de type géosynclinal téthysien qui s'individualisent puis évoluent de manières distinctes durant le Mésozoïque. Au Cénozoïque, une influence pacifique prédominante uniformise les deux anciens systèmes en un même ensemble mexicain.

C. SIERRA MADRE ORIENTALE ET GOLFE DU MEXIQUE : recherche d'un modèle d'ouverture téthysienne jurassique dans la partie sud-est du Continent Nord Américain.

Après avoir rappelé que bassins téthysiens de la Sierra Madre Orientale et Golfe du Mexique s'ouvraient à la même époque jurassique en bout occidental de la Tethys de la reconquête, un modèle est proposé concernant les modalités de cette ouverture.

Il est basé sur l'existence de trois grands linéaments : de Caltam, du Texas et des Bahamas. Ceux-ci encadrent le Golfe du Mexique.

On montre, à partir de la répartition actuelle des éléments des divers orogènes paléozoïques et précambriens du Sud et Sud-Est d'Amérique du Nord que ces linéaments ont fonctionné en vastes décrochements (plusieurs centaines de kilomètres de jeux latéraux) au Jurassique.

Les déplacements de vastes panneaux de continent entre ces décrochements en direction du Nord-Ouest donnent une solution à l'ouverture intracontinentale du Golfe du Mexique et, en bout de celui-ci, des bassins de la Sierra Madre Orientale.

Comme dans le domaine caraïbe, il y a création de croûte de type océanique dans le Golfe du Mexique au Jurassique, lors de cette ouverture. Ayant échappé aux écrasements inter-continentaux des régions caraïbes cette croûte du Golfe du Mexique représente aujourd'hui un témoin fossile de cette Tethys jurassique.

RESUMEN

El estudio de la Sierra Madre Oriental de México está hecho de dos maneras distintas. La primera precisa la estratigráfia, la evolución paleogeográphica y la evolución tectónica sobre un perfil Norte-Sur del Sector Transversal de Parras ; el aparece dentro del primer libro. La segunda mas general, basandose sobre los principales datos aprendidos en el primer estudio y sobre los datos bibliográficos, propone un esquema evolutivo global de la organización y de la geodinámica de la Sierra Madre Oriental, situada al pasaje entre el dominio alpino caribeño y la cordillera oeste-americána ; este es el tema del segundo libro.

Libro I : Estratigrafía, evolución paleogeográfica y evolución tectónica sobre un perfil del sector transversal de Parras.

En el centro de la Sierra Madre Oriental de México, el Sector Transversal de Parras corresponde a las estructuras orientadas Oeste-Este a Oeste - Noroeste - Este-Sureste, presentes entre las ciudades de Torreón, Coah. y Monterrey, N.L. Estas estructuras transversales son marcadas al sur de la Plataforma de Coahuila, de una parte dentro de la sucesión de grandes sierras formando la Cadena Alta, de otra parte dentro de la región septentrional del Altiplano Central. El estudio geológico de este sector es efectuado sobre un perfil Norte-Sur, que va del centro de la Plataforma de Coahuila (alrededores de las Delicias, Coah.) a la parte septentrional del Altiplano Central (alrededores de Camacho, Zac.).

A. ESTRATIGRAFIA.

I. EL BASAMENTO PRE-JURASICO.

El comprende dos grandes conjuntos :

- un conjunto inferior representado al Sur por dos formaciones mal datadas, metamorfizadas dentro la facies esquistos verdes, dentro de las cuales la Formación Taray puede atribuirsele la edad Devónico-Carbonifero, al Norte por una serie del pérmico terrigena, rica en elementos y coladas volcánicas ;

- un conjunto superior discordante, preservado en la Cadena Alta y sobre el Altiplano Central y representado por una molasa continental del Permo-Triasico (Formacion Nazas).

Este basamento muchas veces tectonisado, metamorfizado y granitizado durante el Paleozóico, pertenece a la prolongación de los Apalaches y

de las Montañas Ouachita en territorio mexicano. Esta prolongación desplazada por accidentes post-hercinianos a lo largo de los lineamientos de Texas y de Caltam, se situan a travez de México siguiendo la dirección Noreste - Suroeste bajo los terre nos del ciclo mexicano. Las zonas externas del edificio están al Noroeste (Chihuahua, Sonora), las zonas internas y el tras-pais al Sureste (Oaxaca).

II. LA CUBERTURA.

Se distinguenen ella series sedimentarias mesozóicas paleocénicas de origen marino, cubiertas en discordancia angular por las molasas continentales y depósitos volcánicos cenozoicos.

a- Los dos grandes tipos de series marinas del Mesozóico-Paléoceno :

Estas son de una parte las series de tipo parrense del conjunto Cadena Alta - Altiplano Central, de otra parte la serie coahuilense de la Plataforma de Coahuila.

1°/- Las series de tipo parrense son caracteristicas de una sedimentación marina dentro de una cuenca situada en el margen de la Plataforma de Coahuila que quedó emergida hasta el Aptiano superior.

- el Oxfordiano comprende de carbonatos neríticos y de yesos dentro del eje de la cuenca, pasando a una serie detrítica al borde de la plataforma.
- El Kimmerigiano-Portlandiano presenta une serie dominantemente margosa con intercalaciones de yesos y carbon que son testigos de la inestabilidad de los fondos marinos a esta epoca.
- El Cretacico inferior comprende una secuencia de calizas de origen pelágico sobre el Altiplano Central, de origen néritico y mas espesa en la Cadena Alta. Las faciés son francamente tethysianas, el Barremiano-Aptiano presentando algunas veces la facie urgoniana.
- El Cretácico superior - Paleoceno corresponde a una espesa secuencia terrígena dentro de la cual se pueden distinguir tres terminos : un pré-flysch calcareo-margoso, un pré-flysch lutítico y un flysch arenoso-pelíticoso hasta pelíticoso-arenoso. La variación de la edad de la llegada del flysch y el examen de las figuras de corrientes permiten situar el origen de los aportes terrígenos al Sureste del Altiplano Central.

2°/- La serie coahuilense es, por otra parte, caracteristíca de una sedimentación marina sobre una plataforma que fué alcanzada de manera tardía en el Aptiano superior por la gran transgresión del Cretácico.

- El Aptiano superior y el Albiano muestran una sucesión de capas de origen lagunar donde alternan calizas dolomíticas, dolomias y yesos.
- El Albiano-Cenomaniano está representado por una gruesa formacion calcarea nerítica, rica en Rudistas
- El Cretácico superior-Paleoceno corresponde a una secuencia terrígena en la cual los très terminos poseen elementos finos depositados en posición distante.

b- Las formaciones discordantes cenozoicas :

Entre ellas la discordancia miocéna permite de separar :

- Las molasas continentales y las series volcánicas andesito-ignimbríticas del Eocéno-Miocéno inferior. Las primeras resultan de la destrucción de las estructuras laramídicas emergidas. Las segundas pertenecen al borde de la Sierra Madre Occidental.

- De depósitos lacustres mio-plio-cuaternarios rellenando las depresiones engendradas por la neotectónica distensiva. El vulcanismo alcalino ligado a la fracturación reciente ha originado las "mesas" basalticas.

B. TECTONICA.

La estructura "alpina" de la región estudiada resulta de la superposición de diversas fases tectónicas. Se reconocen :

I. LA DISTENSION INTRACRATONICA DEL JURASICO SUPERIOR-NEOCOMIANO,

da origen a la cuenca del conjunto Cadena Alta - Altiplano Central dentro de la cual se instala desde el Oxfordiano un brazo de mar tethysiano.

II. LA COMPRESION MAYOR LARAMIDE DEL PALEOCENO.

Sus efectos se manifiestan sobre la Plataforma de Coahuila cuya cubierta desprendida sobre los yesos albianos se deforma con pliegues orientados de N 120° hasta N 110°. La intensidad de la deformación decrece muy rapidamente desde la Cadena Alta (Sierra de la Peña) hacia el centro de la Plataforma (cercanias de Las Delicias, Coah.).

Dentro del conjunto Cadena Alta - Altiplano Central la deformación es mas fuerte. Este, cizallado al nivel del basamento cabalga en dirección Norte-Noreste la Plataforma de Coahuila. El forma la napa de Parras evidenciada por la existencia de ventanas que dejan reaparecer la Plataforma de Coahuila en la parte sur de la Cadena Alta.

El estudio de las estructuras de esta napa permite de reconocer :

- Un despegamiento de la cubierta al nivel de los yesos oxfordianos. Los pliegues de cubertura de orientación general Oeste-Noroeste - Este-Sureste son generalmente recostados hacia el Norte-Noreste.

- La diverticulación de los flyschs de la Cadena Alta al frente Norte de la napa, donde estan conservados en la cuenca de Parras.

- La existencia del desbordamiento del frente de la napa a la altura del Puerto de la Peña. Este avance está probablemente ligado a la existencia de un movimiento horizontal senestral al nivel del basamento de la napa, que se ha producido durante el emplazamiento de esta.

III. LA DEFORMACION CON PLIEGUES DE FONDO MIOCENOS.

Los grandes pliegues relacionados a esta deformación son orientados

Norte-Noroeste Sur-Sureste (anticlinal de San Julián por ejemplo). Ellos afectan muy oblicuamente las estructuras laramídicas y las deforman.

Sobre uno de esos anticlinales la erosión a despejado la ventana del Número que muestra, a la base de la napa de Parras, el autóctono coahuilense.

Esta segunda deformación en compresión de la región es inmediatamente seguida por la intrusión de plutones granodioriticos.

IV. LA NEOTECTONICA MIO-PLIO-CUATERNARIA.

Se trata de una deformación en extención cortando la región en horsts y grabens. Estos ultimos son muy a menudo ocupados por lagunas secas.

La importancia de esta deformación de ruptura, permite de ligar la región a la terminación sur del "Basin and Range" de Chihuahua.

C. LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y ESTRUCTURAL.

Concerniente al ciclo mexicano (del jurasico al reciente), el modelo propuesto pone en evidencia la interdependacia de las paleogeografias y de las tectonicas superpuestas.

Se distinguen :

I. UNA ETAPA TETHYSIANA, DEL OXFORDIANO AL PALEOCENO, marcada por la transgresión del Oxfordiano, la diferenciación de la cuenca durante el Cretacico inférior, la gran transgresión del Cretacico en el Aptiano, y despues por el deposito de los flyschs de origen occidental en el Cretacico superior.

La fase laramide termina durante el Paleoceno esta etapa, estructura y lleva a emersión la región.

II. UNA ETAPA POST-LARAMIDE marcada por una evolución continental. Durante esta etapa, la influencia pacífica se manifiesta claramente. Del Eoceno al Mioceno, el vulcanismo calco-alcalino que se interdigita dentro de la región con las molasas continentales, esta relacionado con la subducción de la placa Farallon. Con la deformacion del Mioceno termina ese vulcanismo.

Del Mioceno al reciente, la neotectónica distensiva que da origen al "Basin And Range" controla la erosión (al nivel de los horsts) y la sedimentación (al nivel de los grabens) así como el vulcanismo alcalino.

Libro II : Organización y geodinamica de la Sierra Madre Oriental al pasaje dominio alpino caribe - cordillera oeste americana.

A. ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURA DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL.

I. LOS PRINCIPALES RASGOS DE LA ESTRATIGRAFIA.

En la Sierra Madre Oriental el basamento está presente en todos los lugares. En cima de el descanza una cubertura, cuya base es de edad jurásica.

a- El Jurásico :

Contiene los marcos de dos episodios de la transgresión tethysiana :
- El primero se produce durante el liasíco al Noroeste de Veracrúz, Ver. ;
- El segundo, mas general, se produce durante el Calloviano-Oxfordiano mientras la transgresión no conoce su maxima extención hasta el Kimmeridgiano-Portlandiano, epóca en la cual, alcanza el golfo de Chihuahua.

Estas transgresiones de influencia tethysiana acompañan la fracturación del continente Norte Americano, marcada de una manera esencial por el juego de dos movimientos transcontinentales a lo largo de los lineamientos de Texas y de Caltam.

b- El Cretacico inferior :

Esta representado en la Sierra Madre Oriental por series carbonatadas características de la paleogeografia de la terminación tethysiana sobre el continente Norte Americano. Se reconocen desde el Noroeste hacia el Suroeste varias zonas alargadas Noroeste-Sureste. Son :
- El Antepais del Burro. Su serie comienza de manera tardía en el Barremiano por series transgresivas detríticas progresivamente reemplazadas por calizas neríticas que se transforman arrecifales en el Albiano ;
- la Cuenca de Sabinas. La serie de calizas es dominantemente pelagíca, rica en sílice. Al Sureste, esta cuenca esta limitada por el accidente de Caltam al pie del cual se depositan gruesas secuencias detríticas durante el Neocomiano ;
- las plataformas de Coahuila y de Vallés-San Luis Potosí son alcanzadas tardiamente por la transgresión marina y soportan series de facies lagunar pasando en el Albiano-Cenomaniano a calizas arrecifales de plataforma ;
- la cuenca del conjunto Cadena-Alta - Altiplano Central, muestra series de calizas cuyos caracteres son cada vez mas pelagicos hacia el centro del Altiplano.

c- El Cretacico superior - Paleoceno :

Los depositos de esta época son terrígenos. Ellos provienen de la

destrucción del Continente Occidental emergido despues de la fase oregoniana. Por eso, la llegada del flysch y las facies de este, dependen de la distancia que separa el Continente Occidental de su lugar de deposito. El flysch es arenoso-peliticoso y aparece desde el Cenomaniano-Turoniano en la cuenca y pasa progresivamente a un cripto-flysch distal tardío en la Cuenca de Sabinas.

d- El Eoceno-Mioceno inferior :

En la Sierra Madre Oriental los depositos de esta edad son discordantes. Estos son : sea espesas series volcanicas calco-alcalinas al Oeste (borde de la Sierra Madre Oriental), sea molasas continentales.

En la Planicie Costera del Golfo de Mexico, no fueron afectados por la deformación laramide los depositos marinos terrígenos que son concordantes. Son sedimentos de ante-fosa molásica.

e- El Mio-Plio-Cuaternario :

El corresponde generalmente a series detríticas lacustres depositadas dentro de las cuencas intra-montañosas nacidas de la distensión que se manifiesta en esta epoca. Emisiones volcanicas alcalinas estan presentes en los lugares fracturados : "Basin and Range" del Norte y flexura fallada al frente de la Sierra Madre Oriental, en los estados de San Luis Potosí y de Veracrúz.

II. LA TECTONICA.

Los efectos de las diversas fases tectonicas alpinas que afectan la Sierra Madre Oriental son analisados.

a- La distención crostal del Jurasico-Neocomiano :

La apertura de cuencas tethysianas tiene relación con los movimientos de los grandes accidentes transcontinentales. Por ejemplo la apertura de las cuencas jurásicas de Sabinas y de Chihuahua estan relacionadas con los juegos de los accidentes situados sobre los lineamientos de Caltam y de Texas.

b- La tectonica oregoniana del Albiano-Cenomaniano :

Ella se manifiesta en el borde oeste del dominio tethysiano de la Sierra Madre Oriental. Es responsable del corrimiento hacia el Este del dominio cordillerano sobre el dominio tethysiano y de la emersión del dominio cordillerano en un "Continente Occidental".

c- La tectonica laramide del Paleoceno :

Sus efectos son variables de una zona a otra.

- La cuenca de Sabinas y la región de Chihuahua son aplastadas entre las dos grandes fracturas del jurásico-neocomiano. Los pliegues de cobertura, y tambien a veces el basamento están recostados hacia el Noreste a la largo del lineamiento de Texas, hacia el Sureste a lo largo del lineamiento de Caltam ;
- las plataformas de Coahuila y de Valles-San Luis Potosí están affectadas por tectonica de cobertura ;
- la cuenca del conjunto Cadena-Alta - Altiplano Central, cortada a nivel del basamento, forma la napa de Parras. El movimiento tectonico que da lugar al emplazamiento de esta napa es un movimiento de rotación que se manifiesta al Este-Sureste de Torreón, Coah.. En esas parte la napa sobrepasa a las plataformas para alcanzar la cuenca de Sabinas en los alrededores de Monterrey, N.L.

d- La deformación miocenica :

Las estructuras que le corresponden son :

- pliegues de fondo en las partes anteriormente afectadas por las tectonicas oregoniana y laramide (Continente Occidental y Sierra Madre Oriental) ; en esas, a la deformación sigue el emplazamiento de varios plutones granodioriticos ;
- pliegues de cubierta y cabalgamientos en la Planicie Costera del Golfo de Mexico al Sureste de Tamazunchale, S.L.P.

e- La neotectonica mio-plio-cuaternaria :

Esa ultima deformación es distensiva. Sus marcas son :

- el "basin and range" de las partes oeste y noroeste de la Sierra Madre Oriental ;
- las fallas del borde de la Sierra Madre Oriental en los estados de San Luis Potosí, Hidalgo y Veracrúz.

B. RECONSTRUCCION TENTATIVA DE LA EVOLUCION DEL NORTE DE MEXICO DURANTE EL MESOZOICO Y EL CENOZOICO.

En el modelo propuesto (el cual se hizo a partir de las paleogeografias y las tectónicas superpuestas reconocidas en la Sierra Madre Oriental, así como a partir de los datos bibliograficos por lo que concierne a las partes occidentales), la evolución alpina de la parte norte de Mexico esta dividida en varios periódos.

- *En el Triasico superior,* el dominio cordillerano peri-pacífico nace en el margen oeste del continente. En este, un arco vulcano-plutónico relacionado con la subducción del "paleo-pacífico" se forma sobre el borde del continente. Al Este de este "paleo-margen activo", en el dominio de la Sierra Madre Oriental las molasas continentales rojas post-hercinicas se depositan.

- *El Jurasico* es el periodo de las transgresiones marinas en el dominio de la Sierra Madre Oriental. Las transgresiones son de origen tethysiano. Son accompañadas por fracturas continentales, y grandes movimientos laterales a lo largo de los accidentes de Texas y de Caltam. En el Jurasico superior, las cuencas marinas orientales registran los ecos de las deformaciones que se producen en el dominio cordillerano.

Los dos dominios cordillerano y tethysiano, nacidos independientemente uno del otro, siguen dos evoluciones distintas hasta el Cretacico medio.

- *En el Cretacico medio,* a la fase oregoniana corresponde un cambio paleogeográfico total. El dominio cordillerano deformado y tectonizado forma el Continente Occidental. Este continente erosionado da los elementos detríticos, los cuales, en el Cretacico superior, alimentan los depositos de molasas marinas discordantes del lado pacífico y los flyschs concordantes de la Sierra Madre Oriental.

- *En el Paleoceno,* la fase laramide afecta las partes de la Sierra Madre Oriental situadas al Oeste de la Planicie Costera del Golfo de Mexico y las lleva a emersión. Sobre el borde oeste de Mexico, la subducción de la placa Farallon da origen al potente vulcanismo d'arco calco-alcalino de la Sierra Madre Occidental. Hacia el Este, estas series volcanicas cambian de un modo progresivo, a molasas continentales, las cuales pasan a molasas marinas en la Planicie Costera.

- En el Mioceno se producen los pliegues y los cabalgamientos mas orientales de Mexico. Inmediatamente, una nueva paleogeografía nace. Ella esta controlada por una intensa fracturación cuya importancia disminuye de Oeste (donde se abre el Golfo de California así como el "basin and range") hacia el Este.

Este modelo de evolución pone en evidencia la existencia sobre el territorio mexicano de dos sistemas ; un sistema occidental de tipo cordillerano, un sistema oriental de tipo geosinclinal tethysiano los cuales nacen y evolucionan independientemente durante el Mesozoico. En el Cenozoico la influencia pacífica dominante uniforma los dos sistemas precedentes en un solo conjunto mexicano.

C. SIERRA MADRE ORIENTAL Y GOLFO DE MEXICO : busqueda de un modelo para la apertura tethysiana jurásica en la parte sureste del Continente Norte Americano.

Despues de haber recordado que las cuencas tethysianas de la Sierra Madre Oriental y el Golfo de Mexico se abren en el mismo periodo jurasico en la extremidad oeste de la Tethys de la reconquista, un modelo que concierne las circunstancias de la apertura está propuesto.

El modelo esta basado sobre la existencia de tres grandes lineamientos : de Caltam, de Texas y de las Bahamas. Ellos son situados de parte y de otra del Golfo de Mexico.

A partir de la repartición actual de los elementos de varios cinturones tectónicos paleozóico y precambricos del Sur y del Sureste de America del Norte, uno muestra que a lo largo de esos lineamientos se producieron desplazamientos de varios cientos de kilometros en el Júrasico.

Los desplazamientos hacia el Noroeste de grandes partes de continente limitadas por los lineamientos permiten la apertura intracontinental del Golfo de Mexico, y en la extremidad de este, de las cuencas de la Sierra Madre Oriental.

Durante la apertura, la corteza oceanica se forma en el Golfo de Mexico, asi como en el dominio caribeño. A la diferencia de la corteza oceanica júrasica caribeña, la corteza oceanica del Golfo de Mexico no fué afectada por deformaciones mesozoïcas y cenozoïcas. Ella rapresenta hoy un testigo de la antigua Tethys júrasica.

SUMMARY

Two different approaches are used for the geological study of the Mexican Oriental Sierra Madre. The first specifies the stratigraphy, the paleogeographic evolution and the tectonic evolution along a North-South transect of the Parras transverse region ; it is the aim of a first book. Using the main conclusions of the first study and the bibliographic data, the second, more general, suggests a global evolutive sketch for the organization and the geodynamic of the Oriental Sierra Madre, located at the transition between the alpine Carribean domain and the west American Cordillera ; it constitutes a second book.

First book : Stratigraphy, paleogeographic evolution and tectonic evolution along a North-South transect of the Parras transverse region.

In the center of the Mexican oriental Sierra Madre, the Parras transverse region belongs to the whole W-E or W-NW - E-SE structures, located between Torreon, Coah. and Monterrey, N.L. villages. These transverse structures are characteristic of the region lying South of the Coahuila platform first in the series of the big sierras giving the High Chain, secondly in the northern regions of the High Central Plateau. The geological study of this regions is made along a North-South transect, beginning in the center of the Coahuila platform (near Las Delicias, Coah.) and ending in the northern part of the High Central Plateau (near Camacho, Zac.).

A. STRATIGRAPHY.

I. THE PRE-JURASSIC BASEMENT.

It includes two big units :

- a lower unit composed in the South by undated, greenschist facies metamorphosed, formations in which the Taray Formation may be attribued to Devono-Carboniferous age, in the North by a permian terrigenous series, rich in volcanic elements and flow ;

- an upper unconformable unit, preserved in the High Chain and on the High Central Plateau and represented by a continental molasse with New Red Sandstones facies of permo-triassic age (Nazas Formation).

This basement which was tectonised, metamorphosed and granitized several times during the Palaeozoïc, belongs to the Mexican prolongation of the Appalaches-Ouachita orogen. This prolongation, displaced by the Texas and Caltam post hercynian lineaments crosses Mexico according to a North-East - South-West direction below the Mexican cycle deposits. The external zones lie in the

North-West (Chihuahua, Sonora) ; the internal zones and the back-land lie in the South-East (Oaxaca).

II. THE COVER.

Mesozoïco-paleocene marine sedimentary series can be distinguished, lying under unconformable cenozoïc continental molasses and volcanic deposits.

a- The two main types of mesozoïco-paleocene marine series :

They are the parrense type series of the High Chain-High Central Plateau on the one hand, and the coahuilense series of the Coahuila Platform on the other.

1°/- The parrense type sequences are characteristic of a marine sedimentation in a basin located on the margins of the Coahuila platform which emerged until the Late Aptian.

- The Oxfordian consists of neritic limestone and gypsum in the center of the basin, and by terrigenous series on the platform margin.
- The Kimmeridgian-Portlandian presents a mainly marly series cut by evaporitic and coaly deposits which prove the unsteadiness of the marine bottom of these times.
- The Lower Cretaceous consists of a pelagic limestone sequence on the High Central Plateau, a thicker neritic one in the High Chain. These facies are definitely tethysian, the Barremo-Aptian having at times the urgonian facies.
- The Upper Cretaceous-Paleocene, consists of a thick terrigenous sequence in wich three terms can be distinguished : a marly preflysch, a lutitic preflysch and a sandy and/or pelitic flysch. The various times of the appearance of this flysch and the study of current marks make it possible to locate the origin of the terrigenous elements in the south-western part of the High Central Plateau.

2°/- The Coahuilense sequence is, moreover, characteristic of a marine sedimentation on a platform reached later by the large Cretaceous transgression (Late Aptian).

- The Upper Aptian and the Albian show a series of shallow water levels where dolomitic limestone, dolomites and gypsum alternate.
- The Albo-Cenomanian is represented by a thick, neritic limestone formation rich in rudists.
- The Upper Cretaceous-Paleocene corresponds to a three-term terrigenous sequence rich in fine grained distal deposits.

b- The Cenozoïc unconformable formations :

The Miocene unconformity makes it possible to distinguish :

- the continental molasses and andesito-ignimbritic volcanic formations of Eocene - Early Miocene Age. The former result from the erosion of the emerged laramian structures. The latter belong to the Occidental Sierra Madre margin.

- the Mio-Plio-Quaternary lacustrine deposits fill up distensive neo tectonic basins. The basaltic "mesas" originate from alkaline effusive rocks during the recent fracturing period.

B. TECTONIC.

The alpine structure of the area studied results from different successive tectonic phases ; we identify :

I. THE LATE JURASSIC NEOCOMIAN INTRACRATONIC DISTENSION, which gave birth to the High Chain - High Central Plateau basin filled by a tethysian arm of the sea at the Oxfordian age.

II. THE MAJOR LARAMIAN COMPRESSIONS OF PALEOCENE AGE.

The results of this compression can be seen on the Coahuila platform where the cover shows folds in close succession caused by a decollement over the Albian gypsum. The deformation force decreases very quickly from the High Chain (Sierra de la Peña) to the centre of the platform (near Las Delicias).

In the whole of the High Chain and High Central Plateau the deformation is more important. They are sheared at basement level and carried North-North-Eastward on the Coahuila platform. They form the Parras nappe whose existence is confirmed by windows in the south of the High Chain. Through these windows the Coahuila platform appears.

The structural study of this nappe makes it possible to identify :

- a "decollement" of the cover over the Oxfordian gypsum. The West-Northwest - East South East cover folds often overturned in a North-North Eastward direction.
- the High Chain flysch diverticulation at the north front the nappe where it is preserved in the Parras Basin.
- the lateral thrust of the front of the nappe at Puerto de la Peña. This probably results from a left faulting at nappe basement level, during the nappe emplacement.

III. THE MIOCENE "PLIS DE FOND".

These North-Northwest - South-South East big folds (San Julián anticline for example) interfere with and deform the Laramian structures.

On one of these anticlines, the Numero window shows, below the Parras nappe, the coahuilense autochtonous series.

This second compressive deformations of the area is immediately followed by granodioritic intrusions.

25 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

It is an extensive deformation giving horsts and grabens structures. These are very often filled by dried-up lagunes.

Such faulting deformation allows one to think that this region belongs to the southern ending of the Chihuahua "basin and range".

C. THE PALEOGEOGRAPHIC AND STRUCTURAL EVOLUTION.

Concerning the Mexican cycle (from jurassic times to the present) the model suggested outlines the interdependence between the paleogeographycs and superposed tectonics.

We can distinguish :

I. A TETHYSIAN STAGE FROM OXFORDIAN TO PALEOCENE, characterised by the Oxfordian transgression, the individualization of the basin during the Early Cretaceous, by the large cretaceous transgression (Aptian time), then by the flysch deposits coming from the West during the Late Cretaceous.

The laramian phase brings this stage to an end during the Paleocene ; it structures the area and causes it to emerge.

II. A POST LARAMIAN STAGE, characterised by a continental evolution, affected by a clear pacific influence.

From Eocene to Miocene, the calc-alkaline volcanism, mixed in this area with continental molasses , is to be linked with the Farallon plate subduction. The miocene deformation corresponds to the ending of this volcanism.

From Miocene to present, the distensive neotectonic which gave birth to the "basin and range" influences the alkaline volcanism as well as the erosion of the horsts ans the sedimentation in the grabens.

Book II : Organization and geodynamics of the Sierra Madre Oriental in the transition from the Caribbean alpine area to the western american cordillera.

A. STRATIGRAPHY AND STRUCTURE OF THE WHOLE SIERRA MADRE ORIENTAL.

I. MAIN STRATIGRAPHIC FEATURES.

In the Sierra Madre Oriental the basement is present everywhere. It lies under a cover whose formations start more or less early in the Jurassic Age.

a- Jurassic :

It is marked by two tethysian transgressive episodes :

- the first one, happening during the Lias, to the North-West of Veracruz, Ver. ;
- the second one, more global, happens during Callovo-Oxfordian, while the maximum transgression occurs only in the Kimmeridgian-Portlandian, when it reaches the Chihuahua Gulf.

These transgessions of tethysian origin, accompany the North American Continent fracturation, wich is essentially characterized by the motion of two transcontinental transverse faults along the Texas and Caltam lineaments.

b- Early Cretaceous :

It is represented, in the whole Sierra Madre Oriental, by carbonated series, characteristic of the paleogeography of the tethysian extremity on the North American Continent. One can see, from North-East to South-West, areas trending northwestward. They are :

- the Burro Platform. Its series begins lately in Barremian with detritic transgressive sequences, which are gradually replaced by neritic limestones, becoming recifal limestones during Albian ;
- Sabinas Basin. The calcareous series is mainly pelagic, abounding in cherts. In the South-West, this basin is limited by the Caltam accident, at the foot of which detritic sequences form thick deposits during Neocomian ;
- Coahuila and Valles-San Luis Potosi platforms are lately reached by the marine transgression and bear series of lagoonal environment which change into recifal platform limestones during Albo-Cenomanian ;
- the basin of the High Chain-High Central Plateau shows calcareous series whose pelagic features are always more marked when going to the center of the High Plateau.

c- Late Cretaceous-Paleocene :

The deposits of this period are terrigenous. They result from the

destruction of the Occidental Continent, which is emerged, following the Oregonian deformation. So, the coming of the flysch and its facies are related to the distance between the Occidental Continent and the location of its deposit. The flysch is greso-pelitic and occurs as early as the Cenomanian-Turonian in the basin of the whole High Chain-High Central Plateau area. It gradually passes to a late distal crypto-flysch in the Sabinas Basin.

d- Eocene-Early Miocene :

In the Sierra Madre Oriental , the deposits of this age are unconformable. They are either thick calco-alcaline volcanic series, in the West (boundary of the Sierra Madre Occidental) or continental molasses.

In the Gulf Coastal Plain, spared by the laramian deformation, terrigenous marine deposits are conformable. They are molassic fore-basin sediments.

e- Mio-Plio-Quaternary :

It generally corresponds to detritic lacustrine series deposited in intramontane basins, which were born from the distension appearing during this time.

Alcaline volcanic emissions occur in the fractured zones : Basin and Range in the North, and faulted flexure in front of the Sierra Madre Oriental , in the states of San Luis Potosi and Veracruz.

II. TECTONIC.

The effects of the alpine tectonic events affecting the Sierra Madre Oriental are analyzed.

a- The Jurassic-Neocomian crustal opening :

The opening of the tethysian basins is related to the transcurrent motions of the great transcontinental accidents. For example, the opening of the Sabinas and Chihuahua jurassic basins is related to the motions of the crustal accidents located on the Caltam and Texas lineaments.

b- Albo-Cenomanian oregonian tectonic :

It occurs on the western boundary of the Sierra Madre Oriental tethysian area. It is responsible for the eastward overthrusting of the cordilleran area over the tethysian one, and of the emergence of the cordilleran area thus forming an Occidental Continent.

c- Paleocene laramian tectonic :

Its effects vary from one zone to another.

- The Sabinas Basin and the Chihuahua area are crushed between the two jurassico-neocomian palaeotranscurrent faults. The cover folds, and even the basement, are overturned northeastward along the Texas lineament, and south westward along the Caltam lineament ;
- the Coahuila and Valles-San Luis Potosi platformsare affected by a relatively simple cover tectonic ;
- basin of the whole High Chain-High Central Plateau area, truncated at the level of the basement, is ejected in an overthrust nappe. The Parras nappe, resulting from a sinistral rotation in the South-East of Torreon, Coah., overspreads the platforms and lies directly over the Sabinas Basin, near Monterrey, N.L.

d- Miocene deformation :

It is characterized by :

- "plis de fond" in the areas previously affected by the laramian and oregonian tectonics (Occidental Continent and Sierra Madre Oriental) ; in these areas, the folding is followed by the intrusion of many grano-dioritic plutons ;
- cover folds and overthrusts in the Gulf Coastal Plain, South East of Tamazunchale, S.L.P.

e- Mio-plio-quaternary neotectonic :

Marked by a distensive deformation, it mainly occurs :

- in western and northwestern Sierra Madre, where it corresponds to a part of the Mexican "Basin and Range" ;
- in the southern and southeastern areas of the Sierra Madre Oriental where the Gulf Coastal Plain and the Transmexicain Volcanic Belt meet.

B. TENTATIVE STUDY OF THE EVOLUTION OF NORTHERN MEXICO IN MESOZOIC AND CENOZOIC TIMES.

In the suggested model (which is based on the palaeogeographies and on the superimposed tectonics evidenced in the Sierra Madre Oriental , and discerned through bibliographic data), the alpine evolution of northern Mexico is subdivided in several periods.

- *During the Late Triassic,* the peri-pacific cordilleran area begins to be formed on the western margin of the continent. In this cordillera a volcano-plutonic arc, related to the "palaeo-pacific ocean" subduction, builds up on the continent boundary. East of this "active palaeo-margin", in the future Sierra Madre Oriental deposits of red post-hercynian continental molasses occur.

- *The jurassic* is the time of marine transgressions in the Sierra Madre Oriental area. These transgressions have a tethysian origin. They are contemporaneous with continental faultings related with the great transcurrent faults, such as the Texas and Caltam ones. During the Late Jurassic, the deformation happening in the Cordilleran area makes itself felt in the sedimentation of the eastern basins.

Both the Cordilleran and the tethysian areas, born independently evolue separately down to the middle Cretaceous.

- *During the middle Cretaceous*, the oregonian event involves a major palaeogeographic upheaval.
During the Late Cretaceous, the corresponding Occidental Continent supplies elements which feed the unconformable molasses deposits on the Pacific side, and the conformable flysches in the Sierra Madre Orientale.

- *During the Paleocene*, the laramian event patterns the areas of Sierra Madre Oriental located West of the Gulf Coastal Plain, and definitively leads them to emergence. On the western Mexican boundary, the subduction of the Farallon plate induces the important calc-alkaline volcanism of the Sierra Madre Occidental. Eastward, these volcanic sequences gradually turn to continental molasses, then to the marine molasses of the Gulf Coastal Plain.

- The Miocene deformation generates the easternmost folds and thrusts of Mexico. It is immediately followed by the setting of a new palaeogeography, directly linked with an intense faulting whose importance decreases from the West (opening of the Gulf of California and "basin and range") to the East.

This model of evolution proves the existence, in the Mexican territory, of two systems, one of them being occidental with a cordilleran type, the other one oriental, with a tethysian geosynclinal type. These two systems take on individual characteristics, then evolve in different ways during the Mesozoic. During the Cenozoic, a prevalent pacific influence makes uniform the ancient systems in one Mexican pattern.

C. SIERRA MADRE ORIENTAL AND GULF OF MEXICO : Research of a jurassic tethysian opening model in the southeastern part of the North American Continent.

Having recalled that the tethysian basins of the Sierra Madre Oriental and the Gulf of Mexico were opening in the same jurassic time, in the western part of the Tethys, a model is suggested, concerning the processes of this opening.

This model is based on the existence of three great lineaments framing the Gulf of Mexico : the Caltam, Texas and Bahamas lineaments.

It is shown, from the present distribution of the elements of the different palaeozoic and precambrian orogens in the South and South East of North America, that these lineaments have acted as great transcurrent faults (with lateral displacements of several hundred kilometers) during the Jurassic period.

The northwestward movements of large portions of continents between these transcurrent faults give a solution to the intracontinental opening of the Gulf of Mexico and, at its extremity, of the Sierra Madre Oriental basins.

In the jurassic period an oceanic type of crust is created during this opening in the Caribbean area as well as in the Gulf of Mexico. Spared by the inter continental crushing of the caribbean areas, this crust of the Gulf of Mexico now represents a fossil evidence of this jurassic Tethys.

I N T R O D U C T I O N

CHAPITRE I. PLACE DE LA REGION ETUDIEE DANS LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES DU MEXIQUE.

La région qui fait, pour l'essentiel, l'objet de ce mémoire, est située dans le Nord-Est de la République Mexicaine, aux confins des Etats de Coahuila, Durango et Zacatecas (fig. a). De ce fait, elle appartient au domaine de la Sierra Madre Orientale.

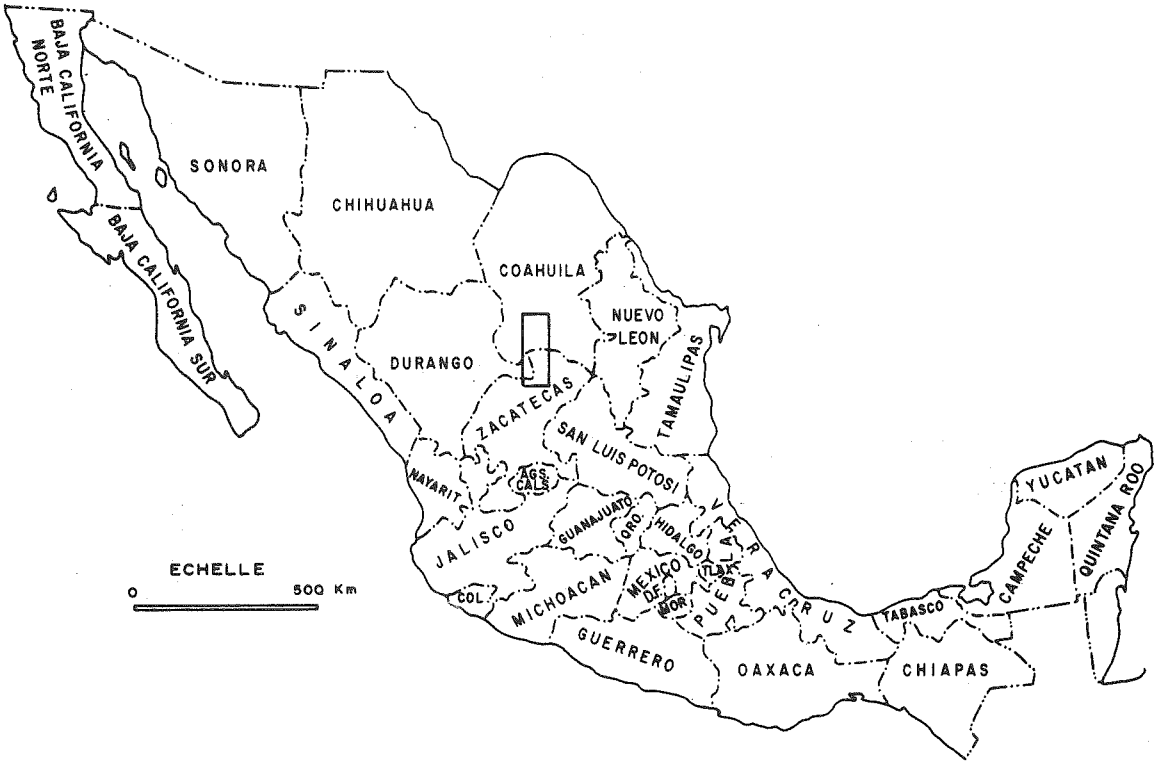


Fig. a : Les Etats de la République Mexicaine.
Encadré : région étudiée dans le livre I.

A. La Sierra Madre Orientale : ses limites, son unité.

Délimiter exactement la Sierra Madre Orientale est un problème délicat.

Si l'on se réfère aux limites employées par le géographe E. Raisz (fig. b) sur sa carte *Landforms of Mexico* (2ème édition, 1964), la Sierra Madre Orientale correspond à l'étroite bande de terrains plissés et élevés qui domine la Plaine Côtière du Golfe du Mexique (*Gulf Coastal Plain*), depuis le Parc National du Big Bend (Texas), jusqu'à la région de Jalapa, Ver.*. A cette chaîne principale orientée Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est, se raccorde, aux environs de Monterrey, N.L., une branche transverse est-ouest (*Cross Range*), venant du voisinage de Torreón, Coah., et séparant le Haut-Plateau Central (*Central Meseta*) du système montagneux de Chihuahua (*Basins and Ranges*).

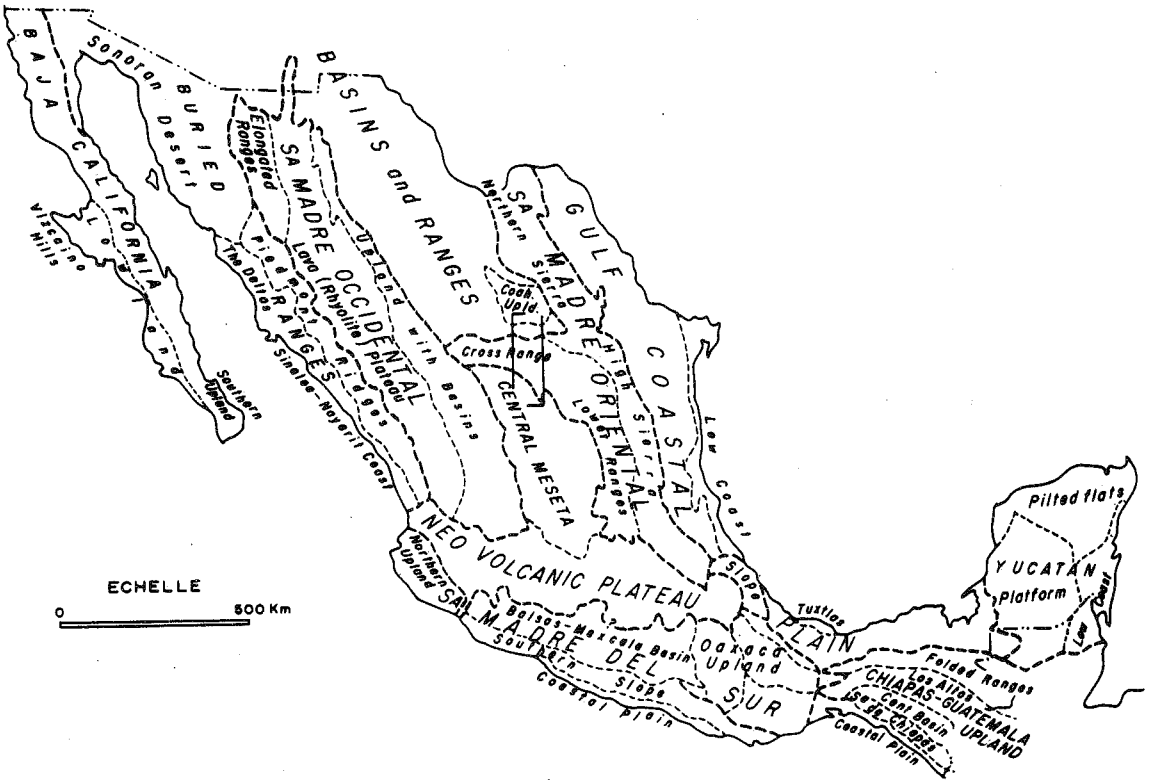


Fig. b : Les principales provinces physiographiques du Mexique (selon E. Raisz, 1964).
Encadré : région étudiée dans le livre I.

---

* Comme il est d'usage au Mexique, et afin d'éviter toute confusion, le nom d'une ville ou d'un village cité est suivi d'une abréviation indiquant à quel Etat cette ville ou ce village appartient. Les abréviations des noms d'Etats adoptées dans cet ouvrage sont les suivantes : Coah.: Coahuila ; Col.: Colima ; Chis: Chiapas ; Chih.: Chihuahua ; Dgo: Durango ; Gto: Guanajuato ; Gro: Guerrero ; Hgo: Hidalgo ; Jal.: Jalisco ; Mex.: Mexico ; Mich.: Michoacan ; Mor.: Morelos ; N.L.: Nuevo Léon ; Oax.: Oaxaca ; Pue.: Puebla ; Qro: Querétaro ; S.L.P.: San Luis Potosi ; Sin.: Sinaloa ; Son.: Sonora ; Tamps: Tamaulipas ; Ver.: Veracrúz ; Zac.: Zacatecas.

Mais se baser sur cette définition purement morphologique, correspond à n'entrevoir qu'une partie seulement - certes la plus spectaculaire du point de vue topographique-de l'édifice géologique de la Sierra Madre Orientale.

Une meilleure image de l'extension du domaine de la Sierra Madre Orientale est obtenue à partir de la lecture de la *Carta Geológica de la República Mexicana* (échelle 1/2.000.000ème, 4ème édition, 1976). L'ensemble y apparaît, en effet, clairement encadré (fig. c) :

- au Sud, par l'*Axe Volcanique Transmexicain*, chaîne récente, plio-quaternaire, formée de matériel volcanique andésito-basaltique. Cet axe est superposé, dans le temps et dans l'espace, aux autres grandes provinces géologiques mexicaines (Sierra Madre Occidentale, Sierra Madre Orientale, Plaine Côtière du Golfe du Mexique et Sierra Madre del Sur), qu'il prend en travers. Au pied de son célèbre alignement de volcans, d'Est en Ouest : Tuxtlas, Pico de Orizaba (sommet du Mexique à 5 594m), Malinche, Popocatepetl et Iztaccihuatl (fameuse toile de fond enneigée de la capitale mexicaine), Nevado de Toluca, Tancîtaro et Nevado de Colima, s'est épanoui le centre historico-culturel du Mexique.

- à l'Ouest, par la *Sierra Madre Occidentale*, énorme table volcanique, orientée Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est, parallèle à la Mer de Cortés (ou Golfe de Californie), et s'étendant de la frontière des Etats-Unis d'Amérique à l'axe Volcanique Transmexicain. Elle est composée par un empilement impressionnant (plus de 3 000m par endroits) de rhyolites, ignimbrites, tufs et andésites, d'âge cénozoïque , horizontaux ou faiblement inclinés, rarement plissés, surmontés par des coulées et de rares appareils basaltiques d'âge plio-quaternaire. Dans ce plateau volcanique, les rivières s'enfoncent en de profondes gorges (la Barranca del Cobre par exemple), dessinant un treillis inextricable, conférant aux paysages une grande beauté, mais rendant les communications difficiles entre les hautes terres des Etats de Chihuahua et Durango et la zone côtière des Etats de Sonora et Sinaloa.

- à l'Est, par *la Plaine Côtière du Golfe du Mexique*, terminaison étroite de la Gulf Coastal Plain qui borde les côtes du Golfe du Mexique, de la Floride à la Péninsule du Yucatan. Province de basses collines s'étageant de 0 à 300m d'altitude, dominée à l'Ouest par le front de la Sierra Madre Orientale, elle est formée par des sédiments terrigènes d'origine marine, peu déformés, du Tertiaire. A la faveur de bombements tardifs, les calcaires du Crétacé inférieur affleurent dans la partie tamaulipèque de cette province et forment les Sierras de San Carlos et de Tamaulipas.

Ainsi limitée géologiquement par les grandes unités précédentes, le domaine de la Sierra Madre Orientale apparaît comme une vaste bande de terrains sédimentaires plissés, de direction générale Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est, large de 350km en moyenne, qui, s'individualisant au Nord de l'Axe Volcanique Transmexicain, occupe la partie nord-est du territoire mexicain, avant de se raccorder, au-delà du Rio Grande del Norte (dans la région de Ciudad Juarez, Chih.), au système des Montagnes Rocheuses.

Plus que le fait d'être un ensemble de hautes terres s'abaissant de 2 400m (au Nord de l'Axe Volcanique Transmexicain) à 1 300m d'altitude (environs de Ciudad Juarez, Chih.), *l'unité de la Sierra Madre Orientale est stratigraphique.*

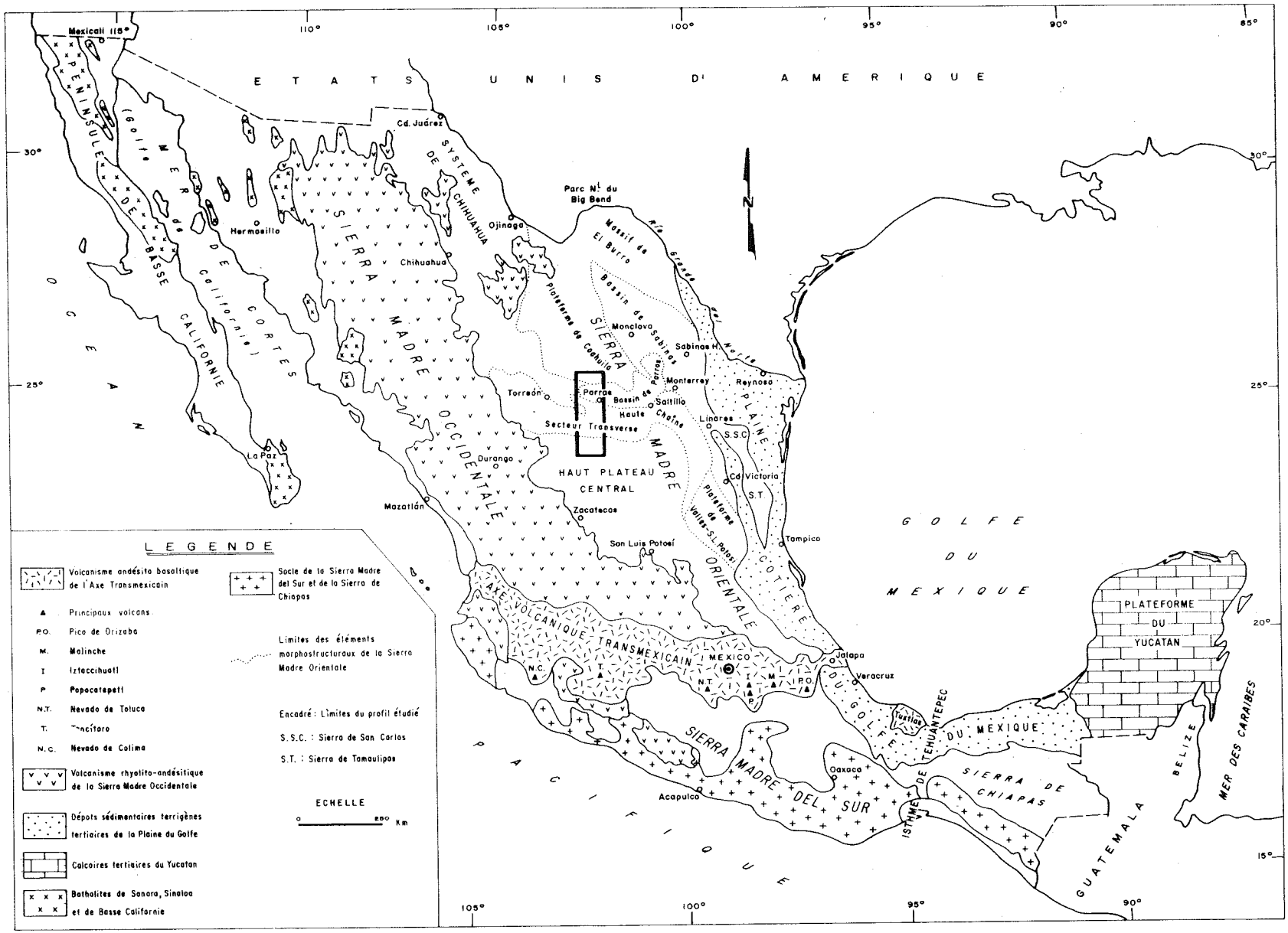


Fig. c : Cadre géologique et éléments morphostructuraux de la Sierra Madre Orientale du Mexique.

En effet, sur l'ensemble du domaine de la Sierra Madre Orientale, on peut distinguer :

- *un socle* montrant des roches métamorphiques du Précambrien et du Paléozoïque et des roches sédimentaires du Paléozoïque surmontées en discordance par une molasse rouge continentale d'âge encore imprécis (Paléozoïque terminal ? -Trias-Jurassique inférieur ?). Les affleurements de ce socle, toujours d'étendue restreinte, apparaissent à la faveur des déformations tardives (bombements cénozoïques et cassures plio-quaternaires).

- *une couverture* mésozoïque sédimentaire montrant toujours deux ensembles : l'un calcaire d'âge jurassique - crétacé inférieur, l'autre terrigène d'âge crétacé supérieur. En ceci, la Sierra Madre Orientale diffère du soubassement de la Sierra Madre Occidentale lequel présente une série volcano-sédimentaire d'âge trias supérieur - crétacé inférieur, dans les Etats de Sinaloa et Sonora.

Enfin, cette couverture mésozoïque supporte, en discordance, *des molasses cénozoïques continentales*. En cela, la Sierra Madre Orientale diffère de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique où les molasses du même âge sont d'origine marine.

B. Les éléments morphostructuraux de la Sierra Madre Orientale (fig. c).

La Sierra Madre Orientale, comme il apparaît clairement sur les cartes morphologiques, géologiques ou tectoniques (*Tectonic Map of Mexico*, 1/2.500.000ème, 1961) du Mexique, comprend plusieurs éléments morphostructuraux, produits de l'histoire géologique du Mexique nord-oriental du Jurassique à nos jours.

En se référant aux travaux des auteurs (M. Alvarez Jr., 1949 ; W.E. Humphrey, 1956 ; E. Raisz, 1959 et 1964 ; J. Carrillo-Bravo, 1971) qui se sont attachés à séparer ces divers éléments morphostructuraux caractéristiques de la géographie actuelle, on distingue, au sein de la Sierra Madre Orientale, trois grands secteurs :

- *Au Nord du parallèle 26 degrés de latitude Nord*, ou plus simplement au Nord de la ligne joignant les villes de Torreón, Coah. et Monterrey, N.L., le secteur septentrional comprend trois éléments de même direction Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est ; d'Ouest en Est : le Système de Chihuahua, la Plateforme de Coahuila et le Bassin de Sabinas.

- *Le Système de Chihuahua*. On y voit souvent la prolongation méridionale des Montagnes Rocheuses . De Ciudad Juarez, Chih. au Nord de Torreón, Coah., il se caractérise par plusieurs trains de sierras allongées selon la direction Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est. Ces sierras formées de terrains sédimentaires (pour l'essentiel d'âge crétacé inférieur) plissés selon la même direction dominante, correspondent à des horsts séparés par d'immenses bassins d'effondrement (bolsones) à fonds plats, remplis de dépôts récents. Cette morphologie de "basin and range ", résultat de la tectonique cassante, alliée au climat sub-désertique, confère aux paysages du Chihuahua la beauté troublante des grandes immensités où le regard se perd sur la courbure de l'horizon ou sur un mirage.

- *La Plateforme de Coahuila.* Prolongation "en coin" de la Plateforme du Texas, elle forme l'ossature de ce secteur septentrional de la Sierra Madre Orientale. C'est un vaste plateau armé par les épaisses assises de calcaires néritiques à sub-récifaux du Crétacé inférieur. Sa morphologie est modelée sur des plis à grands rayons de courbure et sur les ressauts des failles normales plio-quaternaires qui l'affectent.

Au Nord-Est, le lourd anticlinal calcaire du Massif du Burro est une prolongation de cette Plateforme de Coahuila.

- *Le Bassin de Sabinas.* Il forme un vaste synclinorium se terminant en "doigt de gant" entre la Plateforme de Coahuila et le Massif du Burro. Dans ce bassin, les sierras étroites et allongées selon la direction générale Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est, séparées par des vallées synclinales remplies de sédiments terrigènes du Crétacé supérieur, sont autant de beaux plis anticlinaux déversés vers l'Est Nord-Est sur la bordure nord-orientale, vers l'Ouest Sud-Ouest contre la Plateforme de Coahuila.

Le terme Bassin de Sabinas, utilisé couramment aujourd'hui pour désigner l'élément morphostructural, possède au départ, un sens paléogéographique. Par opposition à ceux de la Plateforme de Coahuila, les faciès des roches sédimentaires du Crétacé inférieur qu'on y rencontre, indiquent une sédimentation en eaux profondes.

- *Entre les parallèles 25 et 26 degrés de latitude Nord,* le secteur de la Sierra Madre Orientale, s'étendant de Torreón, Coah. à Monterrey, N.L., s'individualise par l'orientation Ouest-Est à Ouest Nord-Ouest - Est Sud-Est de ses structures et des reliefs qui leur correspondent. C'est le "Cross Range" de E. Raisz ou *Secteur Transverse de Parras* ainsi dénommé dans mes publications, la charmante ville de Parras de la Fuente, Coah. étant située en son milieu. Il comprend : au Nord, *le Bassin de Parras,* zone synclinoriale dont les collines basses sont formées par les flyschs d'âge crétacé supérieur-paléocène du Groupe Difunta ; au Sud, l'alignement des grandes sierras armées par les calcaires du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de *la Haute-Chaîne.*

Cette Haute-Chaîne, aux deux extrémités du Secteur Transverse de Parras, acquiert la direction Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est à la faveur de deux courbures remarquables : *la Courbure de Torreón* où elle s'incurve vers le Nord Nord-Ouest pour s'aligner sur la direction structurale du Système de Chihuahua ; *la Courbure de Monterrey* grâce à laquelle elle se poursuit en direction du Sud Sud-Est, parallèlement à la Plaine Côtière du Golfe du Mexique, jusqu'à la latitude de Ciudad Victoria, Tamps..

- *Au Sud du parallèle 25 degrés de latitude Nord,* le secteur méridional de la Sierra Madre Orientale se subdivise en deux éléments.

- A l'Est, *la Plateforme de Valles-San Luis Potosi* (J. Carrillo-Bravo, 1971) montre de lourdes structures anticlinales, alignées Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est, armées par les assises épaisses de calcaires récifaux à sub-récifaux du Crétacé inférieur, séparées par des vallées remplies de sédiments terrigènes du Crétacé terminal. Son extrémité nord, fortement élevée (le Cerro Peña Nevada, second sommet de la Sierra Madre Orientale, y culmine à 3 540m) est enveloppée par la terminaison de la Haute-Chaîne. En direction Sud-Est, l'altitude moyenne de la Plateforme de Valles-San Luis Potosi s'abaisse considérablement et se raccorde à celle des dépôts tertiaires de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.

- A l'Ouest, au coeur du triangle formé par la Haute-Chaîne, la Plateforme de Valles-San Luis Potosi et la Sierra Madre Occidentale, *le Haut-*

Plateau Central possède une altitude moyenne de l'ordre de 2 000m. Les formations sédimentaires qu'on y rencontre, ont des faciès et des âges comparables à ceux de la Haute-Chaîne. Elles affleurent à la faveur de structures possédant des directions axiales soit Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est, soit Ouest Nord-Ouest - Est Sud-Est. Dans la partie occidentale du Haut-Plateau Central, les formations sédimentaires disparaissent sous les derniers entablements ignimbritiques de la Sierra Madre Occidentale.

Ce qui frappe l'esprit, dans l'agencement des divers éléments morphostructuraux du domaine de la Sierra Madre Orientale, c'est l'imbrication de deux directions structurales fondamentales.

- *L'une,* Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est, *est prépondérante.* C'est la direction des principaux massifs montagneux du Système de Chihuahua, de la Plateforme de Coahuila, du Bassin de Sabinas et de la Plateforme de Valles-San Luis Potosi. C'est aussi la direction de la Sierra Madre Orientale dans son ensemble. De façon plus générale encore, elle se rencontre sur la quasi totalité du territoire mexicain. Je l'ai dénommée *direction mexicaine* (M. Tardy, 1974).

- *L'autre,* Ouest-Est à Ouest Nord-Ouest - Est Sud-Est, fortement oblique par rapport à la précédente, *caractérise le Secteur Transverse de Parras* qui apparaît ainsi comme un corps étranger dans l'harmonie de la direction mexicaine de la partie septentrionale du Mexique. Nous la retrouverons "cachée" sur le Haut-Plateau Central et dans d'autres régions du Mexique, pour montrer son importance. A l'échelle du Continent Américain, cette direction transverse se retrouve significative dans les structures de la branche nord de l'Arc Caraïbe. Pour cela, et par différence avec la direction mexicaine, je l'ai dénommée *direction caraïbe.*

C. Les limites et les grands traits de la géographie de la région étudiée dans le Secteur Transverse de Parras (fig. d et carte géol.).

La région étudiée dans les pages qui suivent, est située au centre du Secteur Transverse de Parras. *Elle est limitée* : à l'Ouest et à l'Est par les longitudes 102°40' et 102°00' Ouest, au Nord et au Sud par les latitudes 26°00' et 24°15' Nord. En forme générale de rectangle (environ 200 km x 60 km), elle s'allonge entre le Haut-Plateau Central et la bordure sud de la Plateforme de Coahuila. Elle permet, en recoupant la Haute-Chaîne et le Bassin de Parras, d'étudier un profil complet du Secteur Transverse de Parras, au coeur de la Sierra Madre Orientale.

Le promeneur, ne craignant ni la chaleur, ni la poussière, équipé d'un véhicule tout-terrain, qui traverse cette région du Nord au Sud, rencontre *divers paysages.*

Les deux plateaux calcaires des Mesas Villareal et de la Sierra de la Punta appartiennent à la terminaison sud de la Plateforme de Coahuila. A peine déformées par d'amples ondulations, ils plongent leurs extrémités sud sous les alluvions quaternaires de la Lagune de Mayrán. La régularité de ce vaste entablement est interrompue, au Sud-Est, par la petite Sierra de San Salvador, ourlet de direction Ouest Nord-Ouest - Est Sud-Est, annonçant déjà

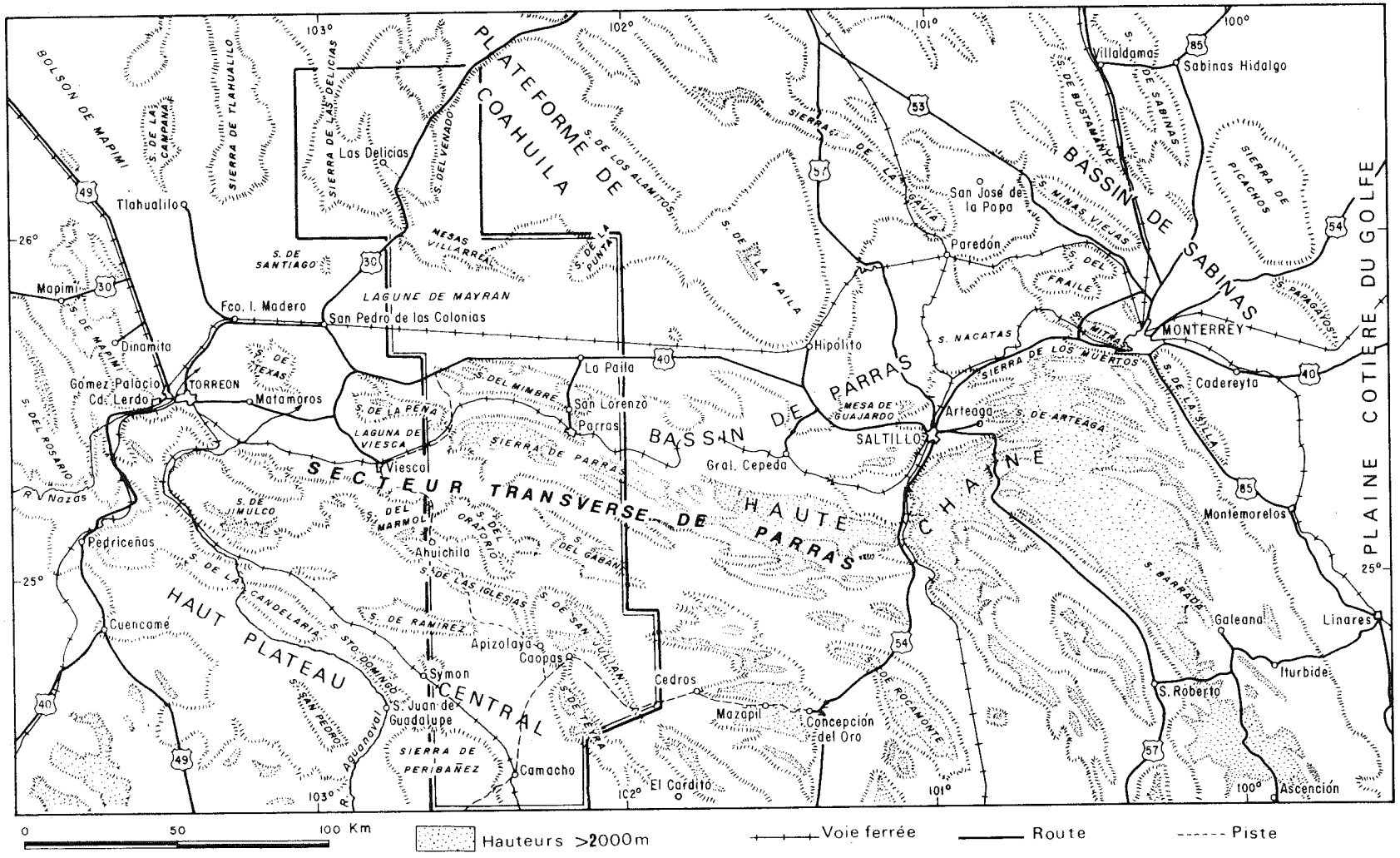


Fig. d : Carte géographique simplifiée du Secteur Transverse de Parras. Encadré : région étudiée dans le livre I. (la partie entourée d'un trait simple, étudiée par W.A. Kelly, n'a été l'objet que de quelques visites de la part de l'auteur).

les directions des grandes sierras du Secteur Transverse. Sur ce plateau aride, la monotonie désertique des calcaires blancs n'est entachée que par le vert des cactus et des rares touffes de sotol *(Dasylirion simplex)* dont les coeurs juteux fournissent, après distillation, un alcool réputé.

Coincée entre les contrées calcaires de la Plateforme de Coahuila au Nord et de la Haute-Chaîne au Sud, le Bassin de Parras, vaste dépression à 1 200m d'altitude, est la partie "vitale" de la région. Trois pays s'y distinguent.

Au Nord, la Lagune de Mayrán est la zone la plus basse où convergent les "arroyos" descendant de la Plateforme de Coahuila et du front nord de la Haute-Chaîne. Immensément plate, domaine du mirage où chacune des collines de flysch venant de la Sierra del Mimbre paraît une île, c'est le désert par excellence avec ses plages de dunes et ses encroûtements aveuglants de sel. Le "zopilote" y tournoie inlassablement, à la recherche de cadavres d'animaux morts de soif. Mais que surviennent des pluies anormalement longues, et le désert se transforme en un marécage inaccessible pendant de longues semaines. Lagune inhospitalière, ce paysage sauvage est modifié chaque jour par la main de l'homme. La voie ferrée Saltillo, Coah.-Torreón, Coah. via San Pedro de las Colonias, Coah. qui la traverse, fut le premier grand axe permettant de relier d'Est en Ouest, les grandes villes du pays "norteño". Sa réalisation fut suivie par celle de l'axe routier Saltillo, Coah.-Torreón, Coah.. Enfin, au début des années 1970, l'ensemble du Bassin de Parras a été électrifié. L'énergie ainsi disponible, alliée à l'implantation de puits profonds, permet l'irrigation d'une grande partie de la lagune. Si bien qu'aujourd'hui, le coton, le sorgo, la vigne et les fourrages verts y sont cultivés à grande échelle.

Au coeur du Bassin de Parras, la Sierra del Mimbre est un pays de collines basses formées de flyschs dont les niveaux gréseux épais représentent autant de barrières allongées Est-Ouest. La végétation épineuse, un peu plus fournie, est dominée par les xérophites parmi lesquels les plus courants sont : la lechuguilla *(Agave lechuguilla)* aux feuilles armées d'aiguilles terribles, diverses espèces de cactus, la gobernadora *(Larrea sp.)*, le mesquite *(Prosopis juliflora)*, l'uña de gato *(Acacia greggy)*, la candelilla *(Euphorbia antisyphillitica)*, la palma *(Yucca sp.)* et le peyote *(Lophora williamsii* et *Astrophytum asterias)*. Les "pueblos" établis à la périphérie de la Sierra del Mimbre vivent essentiellement de l'ixtle (longues fibres tirées à la main de la lechuguilla), de la cire extraite de la candelilla, et de l'élevage de troupeaux de chèvres fournissant les cabris aux restaurants de Torreón, Coah., Saltillo, Coah. et Monterrey, N. L.. San Lorenzo, le village le plus important, situé sur la route conduisant à Parras, vit de l'industrie vinicole, laquelle produit un vin lourd et divers brandys connus.

Au Sud, la vallée de Parras est une étroite dépression établie dans les lutites noires du Campanien que suit la voie ferrée Saltillo, Coah.-Torreón, Coah. via Parras, Coah. et Viesca, Coah.. Une importante source, au pied nord de la Sierra de Parras, fournit une eau fraîche en quantité à la ville de Parras de la Fuente, Coah.. Cette importante bourgade disparaît dans la verdure d'une oasis où de belles plantations de noyers et d'avocatiers procurent une ombre recherchée. L'irrigation permet la culture du maïs et de la vigne. Parras est surtout un centre administratif et commercial autour de sa gare et de sa petite usine travaillant le coton.

La Haute-Chaîne comprend deux alignements de grandes montagnes. L'alignement des sierras de la Peña et de Parras, aux sommets avoisinant par endroits 3 000m, en constitue le front septentrional. Cette véritable barrière naturelle dominant le Bassin de Parras est percée par le Puerto de la Peña qu'emprunte la voie ferrée Parras, Coah.-Torreón, Coah.. Au Sud, la Sierra del Oratorio et la Sierra del Gaban forment un second alignement. Entre ces deux cordons montagneux, la Lagune de Viesca est une nouvelle zone basse désertique, identique à la Lagune de Mayrán avec laquelle elle communique vers l'Ouest, au-delà de la Sierra de la Peña. Les sierras de la Haute-Chaîne sont des bastions difficilement pénétrables, si ce n'est en empruntant les lits asséchés des "arroyos" qui les dissèquent. Durant la période des pluies, les parties les plus élevées de ces montagnes sont des points d'accumulation de zones orageuses où tombent des averses aussi violentes que brèves. En ces endroits plus humides, au-dessus de 2 5000m d'altitude, se développe une végétation plus fournie où, après une association singulière, le pin supplante le yucca.

Passée la Haute-Chaîne, après un raccord insensible le long duquel l'altitude moyenne des zones basses s'élève progressivement, l'immensité du Haut-Plateau Central Mexicain se développe vers le Sud. Là, les fonds plats des grands "bolsones" (Llanos el Barreal, Bolson de Cedros, Laguna de Symón) s'étagent entre 1 600m et 2 000m d'altitude, si bien que les sierras paraissent plus basses. Deux de celles-ci, la Sierra de San Julián et la Sierra de Teyra, possèdent la direction Nord Nord-Ouest - Sud Sud-Est, tandis que les Sierras de las Iglesias, de Ramirez et Pedriceñas sont transverses. La beauté de l'ensemble est rehaussée par les touches caractéristiques des formations ignées ; le tronc granodioritique du Pico de Teyra (2 790m) émerge, majestueux, de l'ensemble du paysage alors que la morphologie inverse modèle les coulées basaltiques en de magnifiques tables à peine inclinées. Sur le Haut-Plateau Central, les villages sont établis, en majorité, au pied des sierras, aux endroits où l'eau vitale sourd. A part la culture du maïs, base de l'alimentation, l'activité est essentiellement pastorale. Des troupeaux de bovins, de chevaux et de chèvres parcourent les étendues d'épineux à la recherche des rares touffes de graminées. Quelques revenus sont encore fournis par l'exploitation artisanale de petites mines de talc, d'argent et de mercure. Camacho, Zac., en bordure des Llanos el Barreal, est une petite bourgade commerçante installée autour de sa gare, sur la voie ferrée Zacatecas, Zac.-Torreón, Coah.. Les gens des pueblos et des ranches de cette partie du Haut-Plateau, viennent y faire leurs achats.

Du point de vue *climatique*, la région appartient à la zone tropicale sèche.

La pluviosité y est très faible, avec une moyenne de précipitation annuelle comprise entre 120 et 200mm. Les rares pluies tombent en été (de juin à septembre). Elles sont localisées à des zones orageuses, si bien que certaines parties demeurent plusieurs années sans connaître de précipitation. Très rarement, la région est soumise à une pluviosité importante. Ce fut le cas, en 1968, quand une perturbation équatoriale, véhiculée d'Est en Ouest, atteignit le Bassin de Parras y provoquant de sérieux dégats.

La température annuelle est de l'ordre de 20°C. ; les moyennes mensuelles extrêmes étant de 12°C. pour janvier et de 36°C. pour juin. Par suite de l'absence de nébulosité, cette température varie beaucoup entre le jour et la nuit : en été les jours sont brûlants mais les nuits sont fraî-

ches ; en hiver, les journées sont agréables tandis que, sur le Haut-Plateau, certaines nuits connaissent le gel. Enfin, la région est sujette au "Norte", vent froid venant des zones polaires à travers les grands espaces du Continent Nord Américain et balayant les "bolsones" de la région de son air glacial ; en ces périodes, la Sierra de Parras revêt une fine pellicule de neige.

CHAPITRE II. PRESENTATION DE L'ETUDE.

A. Les instruments de travail.

Dans cette région, les longs déplacements nécessaires pour atteindre les sierras sont toujours difficiles. Les routes sont rares et suivent généralement les grands "bolsones". L'automobile commune n'a pas accès aux pistes. Ces dernières sont, en effet, soit creusées de profondes ornières et recouvertes d'une épaisse couche de poussière dans les parties basses, soit encombrées de grosses pierres dans les sierras. *Le véhicule à garde au sol élevée* est indispensable. Je suis donc infiniment reconnaissant à l'Institut de Géologie de l'U.N.A.M. d'avoir mis à ma disposition ses jeeps ou camionnettes auxquelles j'ai souvent "beaucoup demandé".

Le travail de levé a connu deux périodes.

Avant 1971, aucune carte topographique à grande échelle n'intéressait ce secteur du Mexique. Ayant entrepris ce travail par le levé de la Carte de San Carlos au 1/100.000ème (partie nord de mon terrain), j'ai dû fabriquer un fond en reportant le plus précisément possible, les repères indispensables : contours des sierras, cours des "arroyos" desséchés, routes, pistes, sentiers, pueblos etc..., bref, le maximum d'éléments qui me permettraient de me situer sur le terrain. A cette fin, j'utilisais les photographies aériennes de la Secretería de la Defensa Nacional à une échelle voisine de 1/55.000ème. Les coordonnées des points de contrôle étaient tirées d'une carte référence du Departamento Cartografico Militar, la restitution obtenue grâce à l'utilisation d'un "sketch-master". C'est sur ce fond, où l'orographie faisait cruellement défaut, que je devais, au cours de mes trois premières campagnes mexicaines, porter mes premiers contours géologiques.

Et puis, en 1971, la Comisión de Estudios del Territorio Nacional (CETENAL)*, créée en 1968, publia ses premières *cartes topographiques* en courbes de niveau au 1/50.000ème. Par chance, les premiers exemplaires sortis intéressaient ma région d'étude. Rapidement, j'avais en main les quatorze feuilles nécessaires, à savoir, d'Ouest en Est et du Nord au Sud : Mala Noche, Candelaria, San Rafael de los Milagros, La Paila, Sierra de Parras, Bajio de Ahuichila, La Constancia, Pendencia, Caopas, Estación Symón, Pico de Teyra, Estación Camacho, San Felipe de Teyra.

---

* devenue DETENAL, Direccion de Estudios del Territorio Nacional.

Ces feuilles où l'équidistance des courbes de niveau est de 10m, sont d'une haute qualité et permettent une grande précision dans le tracé des contours géologiques.

Accompagnant les cartes topographiques, *les photographies aériennes* de la CETENAL au 1/50.000ème ou au 1/25.000ème sont d'une utilité considérable. Le faible couvert végétal de cette partie semi-désertique du Mexique en facilite grandement l'interprétation.

Enfin, outils modernes, *les photographies orbitales* LANDSAT aident à replacer la région étudiée dans l'ensemble des structures du Nord-Est mexicain, ramenant les problèmes à leur juste dimension.

Grâce à ces excellents instruments de travail, j'ai pu cartographier, de manière assez détaillée, l'ensemble de la région. Je dois cependant préciser que de nombreux contours géologiques - ceux intéressant des formations clairement identifiables et affleurant à la faveur de structures simples - ont été obtenus par photo-interprétation.

B. Conception et buts de la présente étude.

Subventionné au début par le Ministère des Affaires Etrangères, ensuite par le Centre National de la Recherche Scientifique et l'Institut de Géologie de l'U.N.A.M., ce travail a commencé en 1967, puis a muri au sein d'une étroite coopération scientifique franco-mexicaine dans le domaine de la géologie structurale.

Les objectifs recherchés dans cette étude apparaissent au travers des deux livres qui composent ce mémoire.

Ces deux essais ont été tentés successivement durant deux étapes qui ont marqué ma situation personnelle durant la réalisation de cette thèse.

De 1967 à 1973, Assistant au Département de Géologie Structurale de l'Université Pierre et Marie Curie, mon travail s'est appuyé sur des missions annuelles de deux ou trois mois au Mexique, dans la région du Secteur Transverse de Parras délimitée précédemment. Durant ces années, je révisais, à l'aide de l'étude des microfaciès et des microfaunes, la stratigraphie et retouchais sensiblement la tectonique du secteur étudié, jusqu'à trouver des clefs simples permettant de comprendre la structure de ce profil du Secteur Transverse de Parras. Loin du Mexique, les contacts précieux que j'ai eu avec mes amis "méditerranéens" du laboratoire parisien, m'ont permis d'améliorer mes méthodes de travail et de comparer mes résultats mexicains à leurs résultats alpins.

L'analyse réalisée à cette époque, est la base essentielle de cette thèse. Elle apparaît dans le *premier livre* dont l'objet est : *tenter de rechercher une logique concernant le développement tectorogénique du Secteur Transverse de Parras, le long d'un profil Nord Sud.*

Après qu'un accord de coopération eut été conclu entre l'Université Pierre et Marie Curie, l'Ecole Normale Supérieure de Saint Cloud et l'Université Nationale Autonome du Mexique, j'ai eu la chance d'être déta-

ché de 1973 à 1976, auprès de l'Institut de Géologie à Mexico. Une grande amitié aidant, un groupe de jeunes Ingénieurs Géologues et moi-même avons formé une petite équipe s'intéressant à la Sierra Madre Orientale. Nos travaux se sont organisés au fur et à mesure de leur développement en un thème principal concernant la structure des zones externes de la Sierra Madre Orientale, auquel se rattachent des problèmes particuliers à chacun des membres du groupe.

- J. Martinez R. a étudié un profil de la Haute-Chaîne au niveau de Viesca, Coah., à proximité de la Courbure de Torreón.
- L.M. Mitre S. s'est intéressé au problème de la Courbure de Monterrey et aux rapports stratigraphiques et structuraux existants entre les flyschs du Bassin de Parras et le Bassin de Sabinas.
- R. Padilla y S. a repris l'étude d'un profil de la Haute Chaîne au droit de Linares, N.L..
- C. Ramirez R. et M. Patiño A. se sont attachés à dévoiler la nature des relations existant entre la Haute-Chaîne et la Plateforme de Valles-San Luis Potosí, aux environs de Aramberri, N.L..

Au terme de cette seconde et enrichissante étape, je confronte les résultats obtenus sur "mon terrain", à ceux de mes amis mexicains, de manière à replacer le Secteur Transverse de Parras dans l'ensemble de la Sierra Madre Orientale. J'essaie, également de préciser *les grands traits de l'organisation de cet édifice*, aidé en cela par les données nouvelles sur les zones internes de la Sierra Madre Orientale, apportées par un groupe de chercheurs de Petroleos Mexicanos et de l'Instituto Mexicano del Petroleo animé par M.F. Campa. Cet essai ambitieux, donc très délicat, est *l'objet du second livre* de cette thèse.

Enfin, ce mémoire se place dans l'entreprise d'une petite équipe française qui travaille au Mexique, sous la direction dynamique du Professeur J. Aubouin.

- M. Bonneau, au cours d'une année passée au Mexique, a apporté une touche essentielle à la connaissance des zones internes mexicaines affleurant dans l'Etat de Sinaloa, sur la côte pacifique.
- C. Rangin, mon voisin vers le Nord-Ouest (à mille kilomètres !), étudie une coupe allant des ophiolites de Basse Californie, au pied de la Sierra Madre Occidentale, en Sonora.
- J.C. Carfantan s'intéresse à la structure du Sud-Est mexicain (Sierras de Oaxaca et de Chiapas) ainsi qu'au passage structural Sierra de Chiapas-Guatemala.
- B. Colletta entreprend une étude néotectonique sur le pourtour du Golfe de Basse Californie.

Ainsi replacé dans cet ensemble, ce mémoire est également une contribution à l'étude structurale de cette région fondamentale des Amériques qu'est le Mexique : lieu où le système alpin caraïbe recoupe le système cordillerain de la bordure pacifique.

Telles sont les grandes orientations de ce travail.

CHAPITRE III. HISTORIQUE GENERAL.

La présence de ressources minérales et pétrolières explique l'intérêt précoce des géologues pour le Nord-Est mexicain. Les travaux concernant cette partie la mieux connue du Mexique sont nombreux. Aussi, mon but ne sera pas ici de rappeler dans une forme détaillée tous les ouvrages géologiques se rapportant à la Sierra Madre Orientale. Dans ce chapitre, je mentionnerai les principales oeuvres marquant le cheminement de la pensée, depuis le début du siècle à nos jours, en ce qui concerne la connaissance de cet édifice dans son ensemble, puis brosserai un rapide historique des travaux plus spécifiques se rapportant à la région étudiée dans le premier livre. Par la suite, chaque chapitre traitant de la stratigraphie, paléogéographie, tectonique et morphologie sera précédé d'un historique de détail.

A. Travaux généraux concernant la Sierra Madre Orientale.

1°/- *Au cours de la première moitié de notre siècle* furent publiés des travaux fondamentaux parmi lesquels on peut retenir ceux de :

- C. Burckhardt (1905-1930) à qui nous devons la description précise de nombreuses faunes du Trias, Jurassique et Crétacé inférieur. Son oeuvre culmine avec sa fameuse "Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain", base fondamentale de la stratigraphie.

- E. Böse (1906-1923) qui, après avoir daté le Permien dans les environs de Las Delicias, Coah., montre le caractère tardif de la transgression marine mésozoïque sur la Plateforme de Coahuila.

- C.L. Baker (1920-1925) dont le travail publié récemment (1971) donne une première synthèse remarquable de l'"Eastern Cordillera of Mexico". Cet auteur insiste sur le caractère transverse des structures de la Sierra Madre Orientale entre Torreón, Coah. et Monterrey, N.L., et dans le détail, met en évidence plusieurs structures chevauchantes, lesquelles seront par la suite longtemps oubliées. Enfin, il souligne le rôle fondamental joué par les gypses du Jurassique supérieur dans la tectonique de l'édifice.

- R.W.Imlay (1936-1952) qui, après son étude détaillée de la Sierra de Parras dans laquelle il décrit et introduit diverses formations du Mésozoïque, synthétise la stratigraphie du Jurassique et du Crétacé d'Amérique Centrale et d'Amérique du Nord.

Burckhardt et Imlay, l'un employant comme coupure l'étage, l'autre la formation, *sont les fondateurs des grandes subdivisions stratigraphiques du Mésozoïque mexicain.*

- W. Staub (1937) et A. Heim (1940) consacrèrent leurs travaux à la géologie de la partie de la Sierra Madre Orientale comprise entre Ciudad Victoria, Tamps. et Tamazunchale, S.L.P., et aux relations existant entre celle-ci et la zone pétrolière de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique. Insistant sur le caractère téthysien des faciès des roches sédimentaires mésozoïques, ils montrent que ces formations se sont déposées sur une plateforme épicontinentale, laquelle occupait, au Secondaire, l'emplacement de la partie occidentale du Golfe du Mexique.

- M. Alvarez Jr. (1949), en décrivant les grandes unités tectoniques du Mexique, situe le géosynclinal mésozoïque mexicain entre un avant-pays oriental (ensemble des plateformes de Coahuila, Tamaulipas et Yucatan) et un arrière-pays occidental ("Continent Occidental" situé sous l'actuelle Sierra Madre Orientale, et "Massif Complexe" de Guerrero-Oaxaca).

2°/- *Depuis 1950*, motivés par le XXème Congrès Géologique International (Mexico 1956) et par la recherche pétrolière et minière, les travaux, dans les Instituts Géologiques et les services géologiques d'Entreprises Nationales, s'accélèrent. Les Universités de Louisiane et du Texas fournissent un grand nombre de publications portant sur le Nord-Est mexicain.

W.E. Humphrey (1956), G.E. Murray et P.R. Krutak (1961), A.E. Weidie, J.A. Wolleben et E. McBride(1970) précisent la paléogéographie mésozoïque de la zone de la Sierra Madre Orientale située au Nord et à l'Est de la Haute-Chaîne. Ils soulignent l'influence des diverses zones paléogéographiques qu'ils décrivent, sur les styles des déformations laramiennes affectant les régions correspondantes.

L'oeuvre de Z. de Cserna est essentielle dans l'étude de la géologie du Mexique. La "Tectonica de la Sierra Madre Oriental de Mexico, entre Torreón y Monterrey" (1956) est une synthèse approfondie de la Géologie du Secteur Transverse de Parras et représente la base de tout travail sur la Sierra Madre Orientale. En 1960, cet auteur reconnaît les grandes étapes orogéniques qui se sont succédées dans le temps et dans l'espace, sur le territoire mexicain, du Précambrien à l'actuel. Plus tard (1970), il replace le métamorphisme général mésozoïque (auquel il attribue un âge anté-jurassique supérieur) dans le domaine eugéosynclinal (Ouest), et fait chevaucher ce dernier vers l'Est à la faveur d'une phase jurassique supérieure (Phase Névadienne).

Récemment, J. Carrillo-Bravo (1971), sur la base des travaux réalisés par "Pétroleos Mexicanos", individualise, au sein de la Sierra Madre Orientale, une grande unité paléogéographique : la Plateforme de Valles-San Luis Potosi. A partir de l'étude des faciès des roches carbonatées du Mésozoïque, il montre que cette unité s'est comportée comme un haut-fond du Jurassique supérieur au Crétacé moyen.

B. Travaux concernant la région étudiée dans le Secteur Transverse de Parras.

Hormis la zone pétrolière de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique, la région du Secteur Transverse de Parras, ici étudiée, est certainement celle qui a été l'objet du plus grand nombre de travaux.

1°/- E. Ordoñez fut probablement l'un des premiers géologues à s'être intéressé à cette région. Dans la communication qui suit son voyage au Pico de Teyra (1891), il décrit ce grand tronc intrusif et donne quelques informations sur les petites mines d'or voisines, alors en exploitation. En 1896, il mentionne, au voisinage de Parras, Coah., la présence d'Inocérames du Crétacé moyen dans les schistes calcaires.

2°/- *Pour la préparation du Xème Congrès Géologique International* (Mexico, 1906), des travaux fondamentaux sont réalisés.

E. Böse reconnaît, sur la base d'études paléontologiques, le Crétacé moyen, le Turonien et le Sénonien inférieur dans les environs de Parras, Coah.. Dans le livret guide de l'excursion qu'il dirige près de cette ville, il inclut une carte géologique en couleurs et des coupes où apparaît clairement le style de déformation du front nord de la Sierra de Parras. Il attire l'attention sur la direction Est Sud-Est - Ouest Nord-Ouest des structures de cette région, laquelle "diffère absolument de celle des chaînes principales, à l'Est et à l'Ouest de ce qui est connu sous le nom de Plateau Central".

C. Burckhardt réalise les livrets guides des excursions qu'il conduit dans les sierras de Concepción del Oro, Zac. et Mazapil, Zac. et étudie la faune jurassique de Mazapil, Zac.

Plus tard, ces deux auteurs étendent leurs études stratigraphiques qui aboutiront aux synthèses que j'ai mentionnées précédemment.

3°/- *Au cours des années 1930,* un groupe de chercheurs américains de l'University of Michigan, travaillant en collaboration avec la Geological Society of America et le National Research Cuncil s'intéresse aux sierras entourant la Lagune de Mayrán.

W.A. Kelly cartographie une partie de la Plateforme de Coahuila près de Las Delicias, Coah. et décrit la Formation Indidura (1936).

R.W. Imlay (1936 et 1937) s'attache à l'étude de la Sierra de Parras. Son travail célèbre est une contribution fondamentale à la connaissance de la stratigraphie du Secteur Transverse de Parras. Il renferme les définitions, descriptions et datations de nombreuses formations : la Gloria de l'Argovien, La Casita du Kimméridgien-Portlandien, Taraises du Berriasien supérieur-Hauterivien inférieur, Parritas et Cupido de l'Hauterivien supérieur-Aptien inférieur, La Peña de l'Aptien supérieur, Cuesta del Cura de l'Albien-Cénomanien inférieur, Caracol du Coniacien et Lutita Parras du Coniacien supérieur-Santonien. S'intéressant ensuite aux flyschs du Bassin de Parras, Imlay leur attribue le nom de Formation Difunta et un âge campanien (1937). Les cartes et les coupes illustrant cette oeuvre sont d'une grande précision et ne subiront, par la suite, que des modifications de détails.

T.S. Jones (1938) établit une description précise de la Sierra de la Peña et rapporte une liste très complète de macrofossiles rencontrés dans la Formation Indidura. A partir de la description de cette faune, Jones attribue à cette formation un âge albien supérieur-cénomanien-turonien.

4°/- *Des études géologiques entreprises et menées à des fins essentiellement économiques* fournissent des résultats académiques importants.

G. Schulze (1953) montre que les corps de roches ignées intrusives recoupent les conglomérats tertiaires continentaux et engendrent des minéralisations plomo-cuprifères dans l'Etat de Durango.

D'importantes études sont consacrées aux dépôts de phosphates

contenus dans les couches du Jurassique supérieur.

C.L. Rogers *et al* (1956 et 1961) cartographient une grande surface du Secteur Transverse de Parras. Chemin faisant, ils étudient le socle paléozoïque de la Sierra de San Julián dans lequel ils distinguent les Formations Caopas et Rodeo. Ils décrivent également la Formation Ahuichila, molasse continentale post-laramienne du Tertiaire.

A l'occasion du XXème Congrès Géologique International, Z. de Cserna se base sur cette étude pour publier sa synthèse sur la tectonique de la Sierra Madre Orientale entre Torreón et Monterrey.

Dans le même but, R. Van Vloten (1955) travaille un domaine situé aux confins des Etats de Zacatecas et de Coahuila, incluant les sierras del Gaban, de Lorenzeña et de San Francisco.

5°/- *Depuis la précédente décennie,* des chercheurs des Universités américaines de Louisiane et du Texas étudient en détail les flyschs du Bassin de Parras.

En 1962, G.E. Murray *et al* subdivisent le Groupe Difunta (ensemble des flyschs d'âge crétacé supérieur-paléocène) en sept formations.

A.E. Weidie et G.E. Murray (1967) publient une synthèse sur la stratigraphie et la structure du Bassin de Parras.

En 1974, une seconde synthèse inclut le Bassin de la Popa (continuation nord-orientale du Bassin de Parras). E.F. McBride *et al,* sur la base d'une étude sédimentologique, interprètent les formations terrigènes comme des dépôts deltaïques.

6°/- Enfin, les chercheurs de l'Instituto de Geologia de l'Universidad Nacional Autónoma de Mexico travaillant *au levé des cartes géologiques (série 1/100.000ème)* de la région, apportent des documents précieux.

Les feuilles de Apizolaya et de Parras établies par D.A. Cordoba (1965) et O. Ledezma (1967) couvrent la majeure partie de ma région d'études. Ce furent pour moi des bases essentielles.

Après cette récapitulation rapide et volontairement générale des principales données bibliographiques, il apparaît, qu'en dehors de quelques synthèses, les travaux effectués dans des endroits (généralement dans des sierras isolées) ou des buts précis, n'ont qu'un intérêt local. Ils n'en sont pas pour le moins importants.

D'autre part, dans l'ensemble de la bibliographie, le volume des études stratigraphiques est généralement prépondérant, surtout dans les travaux anciens. Cependant, celles-ci ne font que rarement appel à la micropaléontologie, si bien que l'échelle stratigraphique connue présente certaines lacunes au niveau des formations du Crétacé supérieur.

M'appuyant sur cette base bibliographique solide, partant d'une étude stratigraphique, j'essaierai donc, dans les pages qui suivent, d'apporter une nouvelle contribution à l'étude de l'évolution paléogéographique et structurale du Secteur Transverse de Parras, le long d'un profil Sud-Nord, du Haut-Plateau Central mexicain à la Plateforme de Coahuila.

LIVRE I

STRATIGRAPHIE, EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET EVOLUTION TECTONIQUE SUR UN PROFIL DU SECTEUR TRANSVERSE DE PARRAS.

UN CHOIX ...

Sur l'ensemble du territoire mexicain plusieurs cycles orogéniques se superposent dans le temps et dans l'espace. En utilisant la terminologie de E.J. Guzman et Z. de Cserna (1963), ce sont :

- *le (ou les) cycle(s) précambrien(s) aux effets mal connus ;*
- *le cycle cambrien - jurassique moyen, au cours duquel s'élaborent deux édifices géosynclinaux formant un bicouple centripète : les Ceintures Jaliscoane et Huastecane ;*
- *le cycle jurassique supérieur-pliocène, durant lequel évolue et se forme la Ceinture Mexicaine.*

L'étude qui suit est celle de l'évolution géologique d'une partie du Secteur Transverse de Parras du Jurassique à l'actuel, c'est-à-dire durant l'histoire mexicaine. Mexicaine, car la grande coupure basale correspond à la discordance du Jurassique d'origine marine sur les terrains continentaux déformés du Trias ; par différence, l'histoire alpine débute avec la discordance des terrains triasiques sur les terrains paléozoïques plissés lors de l'orogenèse hercynienne, comme il est classique dans le domaine alpin méditerranéen occidental.

Volontairement j'ai donc restreint mes recherches dans le temps géologique, du Jurassique au Quaternaire. Cependant, je ne suis pas resté totalement indifférent devant les affleurements des terrains anté-oxfordiens présents dans mon périmètre d'étude, ceux-ci intervenant dans les structures. Aussi, avant d'aborder la stratigraphie des formations postérieures à la grande transgression jurassique, je dirai quelques mots de ces témoins de cycles géologiques antérieurs qui, pour ce qui concerne le cycle mexicain, forment le "Socle".

PREMIERE PARTIE

REGARD SUR LE SOUBASSEMENT PRE-OXFORDIEN

CHAPITRE I. GENERALITES ET HISTORIQUE DES TRAVAUX CONCERNANT LE SOCLE.

Dans la région étudiée, la transgression marquant le début du cycle mexicain se produit à l'Oxfordien. Les terrains antérieurs à cette transgression et formant le socle affleurent (fig. I_{1-1}) :

- au Sud, sur le Haut-Plateau Central, dans les sierras de Ramirez, San Julián et de Teyra ;
- au Nord, dans la Plateforme de Coahuila, sur les flancs est et ouest de la Sierra de Las Delicias.

Le socle du Haut-Plateau Central apparaît à la faveur de vastes structures anticlinales tardives (Miocène), et de rejets de failles normales plio-quaternaires.

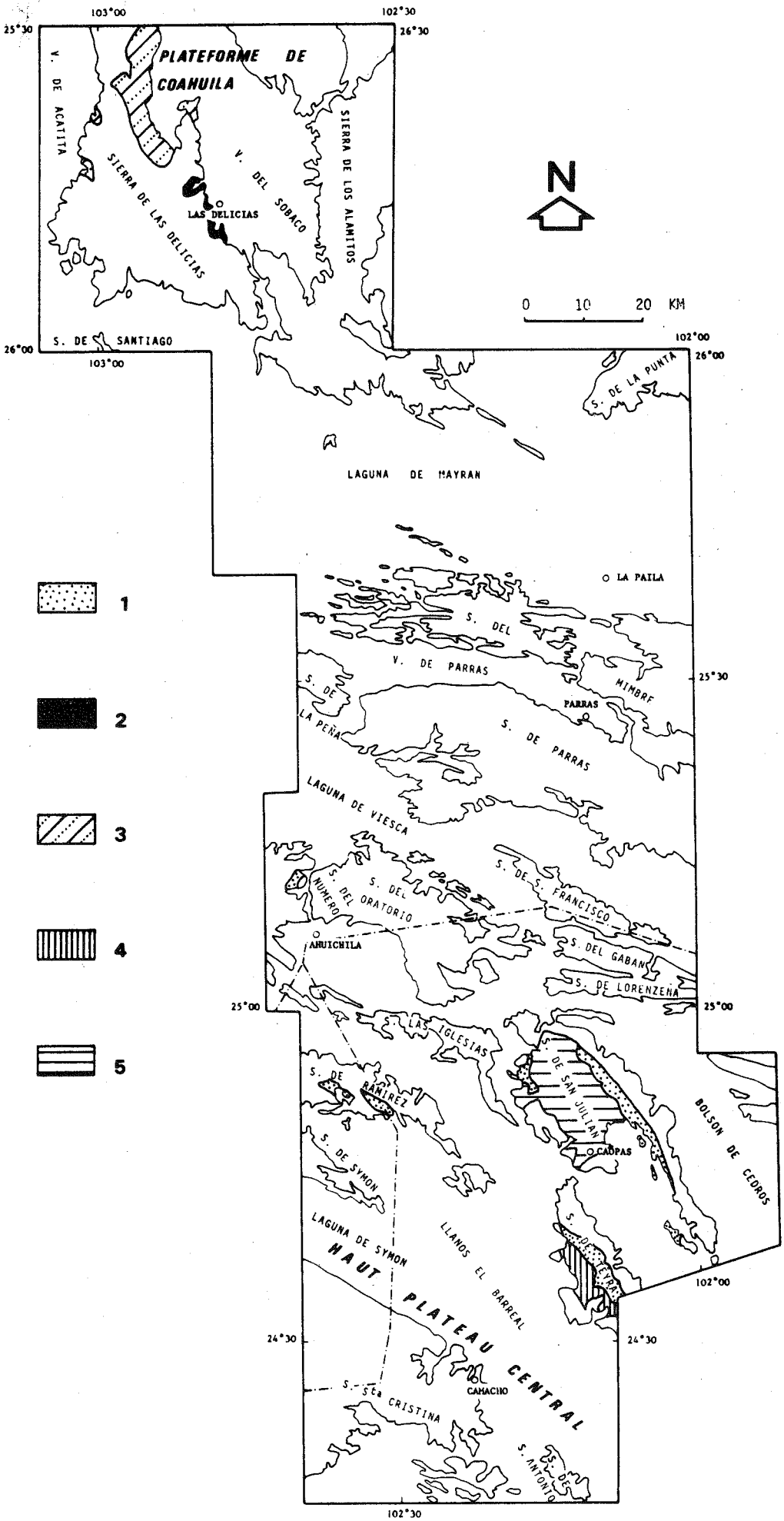
Il comprend une série détritique, rouge continentale (Formation Nazas du Permo-Trias), surmontant en discordance des formations plus ou moins métamorphiques, d'âge mal connu (Schistes Caopas, Formation Rodeo et Formation Taray).

Le socle de la Plateforme de Coahuila, à l'Ouest du village de Las Delicias, Coah., est représenté par une épaisse série terrigène fossilifère permienne, d'origine marine.

Il est traversé par des plutons granitiques, l'ensemble étant recouvert en discordance par les calcaires du Crétacé inférieur, base locale de la couverture.

La reconnaissance du soubassement pré-oxfordien s'est faite en deux étapes.

La mise en évidence du Paléozoïque, à la base de la Plateforme de Coahuila, remonte au début du siècle, puisque l'on doit à E. Haarmann (1913) et à W. Haack (1914) la découverte de la faune marine permienne. La richesse en fossiles, à intéressé par la suite, de nombreux chercheurs, lesquels ont apporté des précisions sur la stratigraphie et la structure des affleurements correspondants. Parmi ceux-ci il faut citer E. Böse (1912 et 1923), R.E. King (1934), R.E. King et col. (1944) et plus récemment W.E. Humphrey (1955), N.D. Newell (1957) et B.R. Wardlaw et col. (1979).


103°00
102°30
25°30
26°30
PLATEFORME DE COAHUILA
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
SIERRA DE LOS ALAMITOS
LAS DELICIAS
N
0 10 20 KM
S. DE SANTIAGO
26°00
103°00
102°00
26°00
S. DE LA PUNTA
LAGUNA DE MAYRAN
1
2
3
4
5
LA PAILA
S. DEL
V. DE PARRAS
MIMBRE
25°30
S. DE LA PEÑA
PARRAS
S. DE PARRAS
LAGUNA DE VIESCA
S. DEL NUMERO
S. DEL ORATORIO
S. DE S. FRANCISCO
ARUICHILA
S. DEL GABAN
S. DE LORENZENA
25°00
S. LAS IGLESIAS
S. DE RAMIREZ
S. DE SAN JULIAN
CADPAS
BOLSON DE CEDROS
S. DE SYMON
LAGUNA DE SYMON
LLANOS EL BARREAL
S. DE CYRAN
102°00
HAUT PLATEAU CENTRAL
24°30
24°30
CAMACHO
S. STA CRISTINA
S. DE S. ANTONIO
102°30

La découverte du socle sous la partie étudiée du Haut-Plateau Central est beaucoup plus récente. On la doit à C.L. Rogers et col. (1961), bien que mention des formations métamorphiques (Série schisteuse Caopas et Formation Rodeo alors rattachées au Permo-Carbonifère) et de la série détritique rouge continentale (cette dernière mise en équivalence avec la Formation Huizachal de Ciudad Victoria, Tamps., et attribuée au Trias supérieur-Jurassique), soit déjà faite par Z. de Cserna (1956). D.A. Cordoba (1962, 1964 et 1965) individualise la Formation Taray et précise la pétrographie, la structure et la microstructure des formations ante-triasiques. Il tente de leur attribuer des âges en l'absence de critère paléontologique. Ce même auteur, à la suite des travaux de J. Pantoja Alor (1963) au Sud-Ouest de Torreón, Coah., donne le nom de Formation Nazas aux dépôts continentaux rouges compris entre les termes inférieurs métamorphiques du socle et la base oxfordienne de la couverture.

CHAPITRE II. BREF RAPPEL DES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES DES FORMATIONS APPARTENANT AU SOCLE DE LA REGION ETUDIEE.

A. LES FORMATIONS METAMORPHIQUES DU HAUT-PLATEAU CENTRAL.

Elles sont au nombre de trois, et sont surmontées en discordance par la Formation Nazas du Permo-Trias, dans les Sierras de San Julian et de Teyra.

I. LES SCHISTES CAOPAS ET LA FORMATION RODEO DE LA SIERRA DE SAN JULIAN (Fig. I_{1-2} et Fig. I_{1-3}).

Ils affleurent au coeur du vaste anticlinal miocène allongé N 120 de la Sierra de San Julián. Les localités types des deux formations s'y trouvent ; ce sont les villages de Caopas et El Rodeo, Zac..

Les Schistes Caopas représentent structuralement la formation la plus basse et, pour ceci, en l'absence de critères paléontologiques, est considérée comme étant la plus ancienne.

a- Les Schistes Caopas.

Ils sont constitués pour l'essentiel par une roche dure, siliceuse, de couleur verte. En lame mince elle montre une matrice aphanitique renfermant des cristaux de quartz, microperthite et microcline. Les cristaux sont généralement très déformés, cassés et étirés en lentilles à la suite de déformations synmétamorphiques. Les minéraux du métamorphisme comprennent quartz, séricite, chlorite et albite.

Fig. I_{1-1} : Les affleurements de socle dans la région étudiée.
1: Permo-Trias rouge continental (Formation Nazas) ; 2: Granodiorites et granites intrusifs dans la série permienne de Las Delicias, Coah. ; 3: flysch permien ; 4: Formation Taray (Dénovien - Pennsylvanien ?) ; 5: Formation Rodeo et Schistes Caopas (Paleozoïque inférieur ? - Précambrien ?).

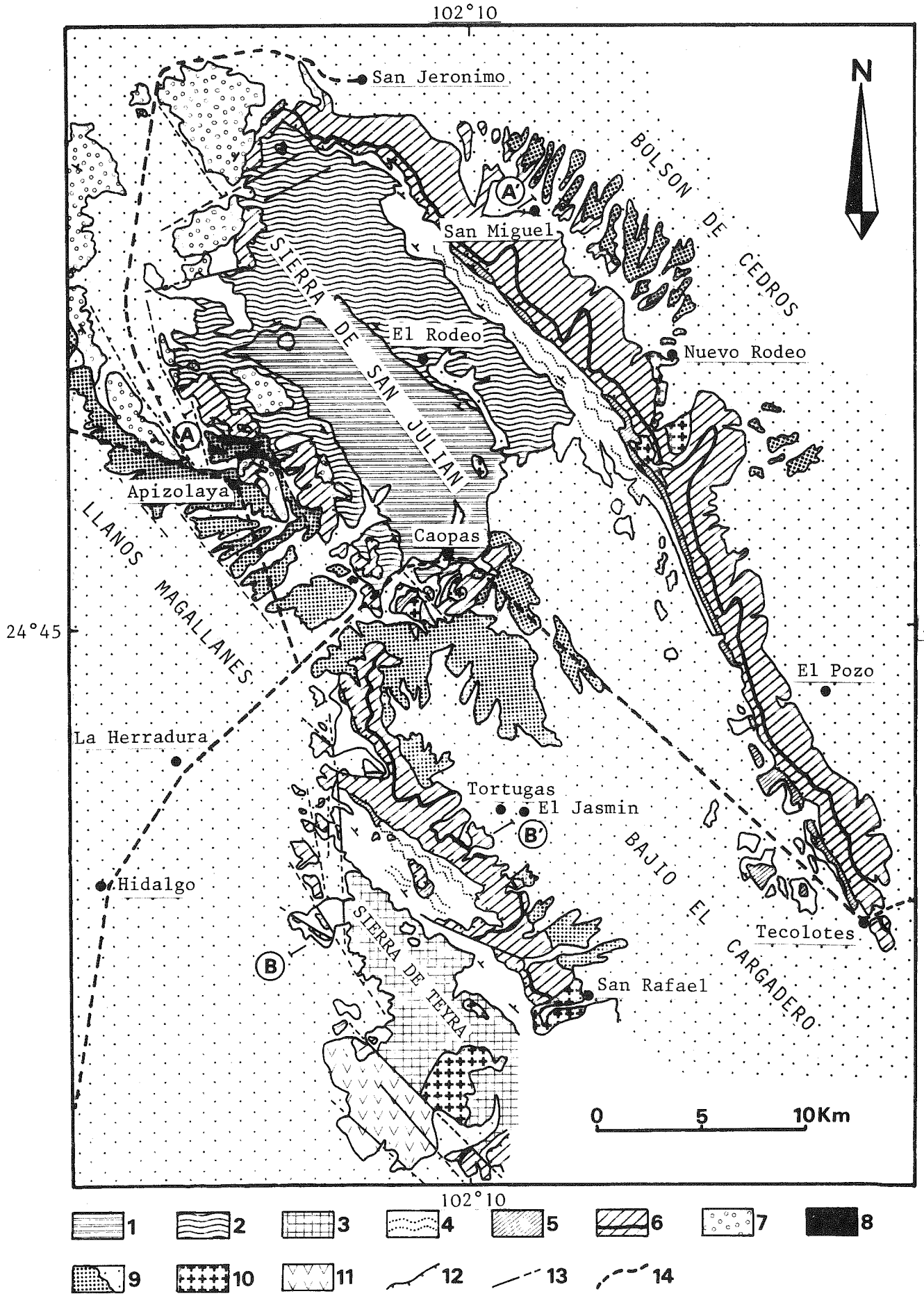

102°10
San Jeronimo
N
BOLSON DE CEDROS
A'
San Miguel
SIERRA DE SAN JULIAN
El Rodeo
Nuevo Rodeo
A
Apizolaya
LLANOS MAGALLANES
Caopas
24°45
24°45
El Pozo
La Herradura
Tortugas
El Jasmin
B'
BAJIO EL CARGADERO
Hidalgo
SIERRA DE TEYRA
Tecolotes
B
San Rafael
0 5 10Km
102°10
1 2 3 4 5 6 7 8
9 10 11 12 13 14

Fig. I_{1-2} : Carte géologique simplifiée des affleurements du socle des sierras de San Julián et de Teyra.
1 à 3: formations métamorphiques paléozoïques (?) et/ou précambiennes ; 1: Schistes Caopas ; 2: F. Rodeo ; 3: F. Taray ; 4: Permo-Trias continental rouge (F. Nazas) ; 5: Calcaires inférieurs de l'Oxfordien (tégument) ; 6: couverture mésozoïque décollée (au sein de cette couverture la F. la Caja du Jurassique terminal a été représentée par un trait noir afin de souligner les principaux plis affectant cette couverture) ; 7: molasses continentales de l'Eocène-Miocène ; 8: Pliocène (?) lacustre d'Apizolaya ; 9: Quaternaire (a: pédiments ; b: alluvions) ; 10: intrusifs granodioritiques cénozoïques ; 11: basaltes plio-quaternaires ; 12: trace du décollement ; 13: failles récentes ; 14: pistes ; AA' et BB': situation des coupes (fig. I_{1-3} et I_{1-4}).

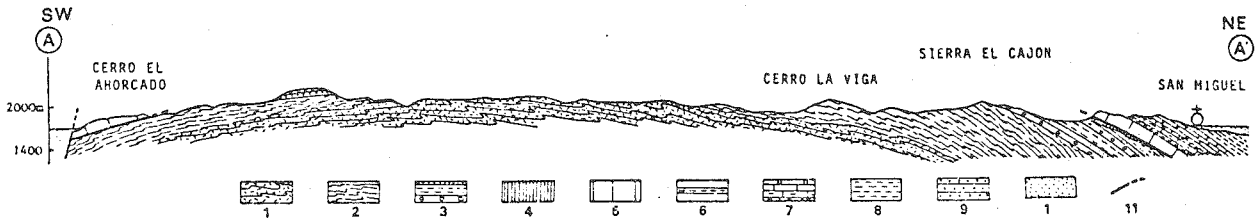


Fig. I_{1-3} : Coupe de la Sierra de San Julián
1 à 3: Socle ; 1: métarhyolites de la F. Caopas ; 2: Schistes de la F. Rodeo ; 3: molasse continentale à faciès Nouveaux Grès Rouge du Permo-Trias (F. Nazas) ; 4 à 9: couverture mésozoïco-cénozoïque ; 4: tégument calcaire oxfordien (F. Zuloaga inférieure) ; 5: calcaires à Nérinées de l'Oxfordien (F. Zuloaga supérieure) ; 6: Tithonique (F. la Caja) ; 7: Crétacé inférieur calcaire ; 8: Crétacé supérieur détritique ; 9: Eocène-Miocène (F. Ahuichila) ; 10: Alluvions quaternaires ; 11: niveau de décollement ; AA': situation de la coupe sur la figure I_{1-2}.

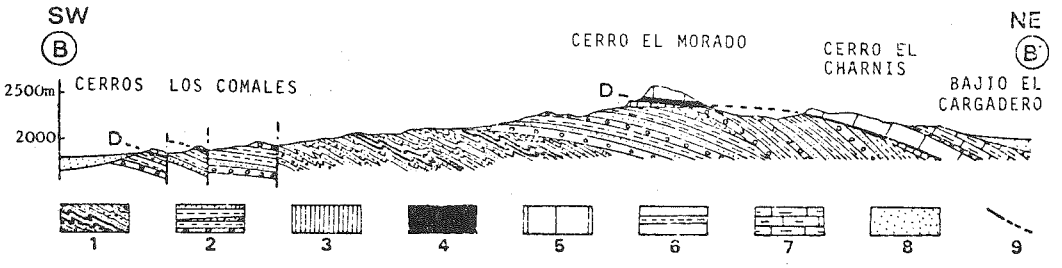


Fig. I_{1-4} : Coupe de la Sierra de Teyra.
1 et 2: Socle ; 1: F. Taray (Dévonien - Pennsylvanien ?) ; 2: Permo-Trias (F. Nazas) ; 3 à 7: couverture mésozoïque ; 3: tégument calcaire oxfordien (F. Zuloaga inférieure) ; 4: gypses oxfordiens ; 5: calcaires à Nérinées de l'Oxfordien (F. Zuloaga supérieure) ; 6: Tithonique (F. la Caja) ; 7: Crétacé inférieur (F. Taraises) ; 8: alluvions quaternaires ; 9: trace du décollement ; BB': situation de la coupe sur la figure I_{1-2}.

Il s'agit d'une *métarhyolite* ; ce que confirme son analyse chimique (in D.A. Cordoba, 1965).

En plusieurs endroits des *métatufs* verts, renfermant de l'épidote, sont intercalés dans les horizons de métarhyolite.

Bien que l'ensemble de la formation se développe sur plus de 500m d'épaisseur, on n'en connait pas sa puissance réelle. Elle est affectée de multiples répétitions dues à d'intenses microdéformations et sa base n'est visible en aucun endroit.

b- La Formation Rodeo.

Elle surmonte directement les Schistes Caopas selon un contact généralement disharmonique.

Elle montre une alternance de Schistes chloriteux ou sériciteux, de phyllites sériciteuses vertes ou grises et de rares passées conglomératiques. Les galets des conglomérats, allongés sous l'effet des déformations synmétamorphes, sont formées principalement de silex ou de roches métamorphiques plus anciennes.

D.A. Cordoba (1965) a mesuré près de 1000m de Formation Rodeo. Là encore la puissance originelle réelle est difficile à estimer par suite des répétitions tectoniques accompagnant le métamorphisme et du fait de l'absence de la partie supérieure de la formation (discordance des terrains sus-jacents).

II. LA FORMATION TARAY DE LA SIERRA DE TEYRA (fig. I_{1-2} et fig. I_{1-4}).

Elle constitue la majeure partie des versants occidentaux de la sierra entre le Pico de Teyra et le ranch San José de la Montaña.

Sa base n'est pas visible, et l'on ignore à cause de la couverture sédimentaire mésozoïco-cénozoïque ses relations avec les deux précédentes formations métamorphiques de la Sierra de San Julián distantes d'une quinzaine de kilomètres.

La Formation Taray, intensément plissée et probablement écaillée antérieurement au dépôt en discordance des couches rouges du Permo-Trias, est constituée de :

- niveaux de lits (centimétriques à décimétriques) siliceux cryptocristallins, portant le nom de novaculite et présentant des caractères d'anciennes radiolarites, associés à des dolomies noires ;
- puissante séquence terrigène où alternent : grauwackes bruns en bancs parfois très épais (jusqu'à 20m), schistes calcaires gréseux, phyllites sériciteuses grises et couches de conglomérats.

Pour D.A. Cordoba (1965) trois niveaux au moins de novaculite sont présents au sein de la Formation Taray. Je pense, qu'en fonction de l'intense tectonique affectant la formation, une répétition du même niveau siliceux par plissement isoclinal ou écaillage n'est pas à rejeter et que l'on aurait alors un seul niveau de novaculite surmonté stratigraphiquement par la série terrigène. Pour ce même auteur, certains éléments des conglomérats de la Formation Taray, proviennent "probablement" des Schistes Caopas et de la Formation Rodeo, plus anciens par conséquence.

Le métamorphisme général à faciès schistes verts n'affecte que faiblement la Formation Taray. La foliation, généralement discrète, est marquée par le développement, en oblique par rapport à la stratification, de chlorite, séricite et albite.

Le tronc granodioritique cénozoïque du Pico de Teyra recoupe la Formation Taray dans laquelle il a engendré une mince auréole de métamorphisme de contact à andalousite et cordiérite (cf. infra).

III. CONSIDERATIONS GENERALES SUR LES FORMATIONS METAMORPHIQUES.

a- Le problème de l'âge des formations métamorphisées.

Bien que leur degré de métamorphisme soit généralement faible, aucun fossile n'a été, à ce jour, trouvé dans ces formations. En l'absence du critère paléontologique, on a tenté de dater celles-ci par chronologie relative, mise en équivalence de ces formations avec d'autres aux caractères lithostratigraphiques voisins, datées dans des régions proches et par chronologie absolue.

Le socle du Haut-Plateau Central est recouvert en discordance par les calcaires fossilifères de l'Oxfordien. A l'intérieur de ce socle, les trois formations métamorphiques sont surmontées en discordance par les terrains continentaux rouges, dépourvus de métamorphisme général de la Formation Nazas que je considère d'âge permo-triasique (cf. infra). A partir de ces déductions, les trois formations ainsi que le (ou les ?) épisode(s) de métamorphisme les ayant affectées sont certainement pré-oxfordiens, très probablement pré-mésozoïques.

Concernant la datation de chacune des trois formations, je me contenterai de rappeler brièvement les âges possibles proposés par les auteurs. C'est ainsi que :

- Z. de Cserna (1956) et C.L. Rogers et col. (1961), en prenant comme critères la position stratigraphique et le faible degré de métamorphisme donnent aux Schistes Caopas et à la Formation Rodeo un âge permien ;

- D.A. Cordoba (1965) mentionnant l'équivalence lithostratigraphique entre la Novaculite Caballos et la Formation Tesnus datées dans la région de Marathon au Texas d'une part, et la Formation Taray d'autre part, attribue cette dernière au Dévonien-Pennsylvanien. Il donne à la Formation Rodeo et aux Schistes Caopas plus anciens (présence d'éléments de ces roches dans les conglomérats de la Formation Taray), des âges respectivement paléozoïque inférieur et précambrien.

Plusieurs mesures d'âges absolus, ont été effectuées sur les métarhyolites des Schistes Caopas. Les résultats obtenus ont été les suivants :

- 200, 220, 155 et 195 MA par C. Fries Jr. et C. Rincon Orta (1965) ;
- 141 ± 40 MA (Rb/Sr) par R.E. Denison et col. (1969) ;
- entre 225 et 125 MA (Rb/Sr) par M. Halpern et col. (1974).

Ces âges ne sont pas significatifs car trop faibles. Les causes du rajeunissement sont nombreuses. En particulier les Schistes Caopas ont connu plusieurs déformations post-palézoïques, lors des phases cimmérienne, laramienne et miocène. D'autre part au Cénozoïque la Sierra de San

Julián a été traversée par de nombreux plutons granodioritiques ayant réchauffé l'encaissant ; certains de ces intrusifs se trouvent dans les environs immédiats de Caopas, Zac., localité d'où provient la plupart des échantillons datés (fig. I_{1-2}).

b- Faciès, intensité et âge du (ou des) métamorphisme(s).

Les trois formations distinguées présentent le même faciès schistes verts de métamorphisme caractérisé par l'association : chlorite, séricite, quartz, albite.

L'intensité du métamorphisme est faible dans les formations Taray et Rodeo (sub-faciès à quartz, albite, séricite, chlorite), plus forte dans les Schistes Caopas (développement d'épidote dans les niveaux de tufs).

Ces condisérations conduiraient à penser qu'un seul épisode de métamorphisme a affecté ce socle, postérieurement au dépôt de la Formation Taray, durant le Paléozoïque supérieur ; l'intensité du métamorphisme allant croissant vers les formations les plus profondes.

Cependant, compte tenu des observations de D.A. Cordoba (1965), à savoir :

- les directions de la foliation sont différentes d'une formation à l'autre : N 10 ou dans les Schistes Caopas, N 45 dans la Formation Taray (encore qu'il faille souligner que l'on ignore les relations existant entre Formation Taray et les deux autres et que, comme nous le verrons, le socle du Haut-Plateau Central cisaillé participe aux nappes de charriages laramiennes ; ceci pouvant expliquer les différences de direction mesurées) ;
- des éléments des Schistes Caopas et de la Formation Rodeo se trouvent "probablement" remaniés dans les conglomérats de la Formation Taray ;

on est conduit à distinguer au moins deux épisodes de métamorphismes. L'un, le plus récent, hercynien, à faciès schistes verts, affectant la Formation Taray pourrait être rattaché soit à la phase orogénique du Pennsylvanien (Desmoinesien)-Permien inférieur (Wolfcampien) bien connue dans les Monts Ouachita et la région de Marathon aux USA (P.B. King, 1937 ; C.A. Ross, 1962) ; soit à la phase du Permien terminal affectant la série terrigène permienne de la Plateforme de Coahuila. L'autre plus ancien, affectant les Schistes Caopas et la Formation Rodeo, pour être antérieur au dépôt de la Formation Taray daterait soit du Paléozoïque inférieur (métamorphisme calédonien), soit du Précambrien.

B. LE SOCLE DE LAS DELICIAS (Fig. I_{1-5}, I_{1-6} et I_{1-7}).

A l'Ouest et au Nord-Ouest de Las Delicias, Coah., la sierra du même nom est formée par un vaste entablement de calcaires néritiques mésozoïques. Les niveaux inférieurs (Aptien supérieur) de cette couverture reposent stratigraphiquement sur le socle. Celui-ci est observable dans de bonnes conditions sur le versant est dominant la Vallée del Sobaco (dite aussi Vallée de Las Delicias), en particulier sur les pentes conduisant au Puerto de las Sardinas. Sur le versant ouest, dominant la Vallée de Acatita, les affleurements de socle sont beaucoup plus réduits et situés au fond du Cañon Parritas et du Cañon Diablo Indio.

Le socle de Las Delicias comprend une épaisse séquence détritique traversée par des plutons granitiques.

I. LA SERIE TERRIGENE PERMIENNE.

Il s'agit d'une épaisse séquence (plus de 3000m selon R.E. King et col. 1944), terrigène et rythmique, où alternent des grauwakes, grès, conglomérats à éléments de calcaires et de silex, et des bancs calcaires. Des coulées volcaniques (andésites et basaltes) synsédimentaires sont intercallées dans la série.

D'énormes lentilles de calcaires récifaux (du Léonardien-Guadalupien) sont englobées dans ces flyschs. Elles représentent autant d'olistolithes provenant d'une zone occidentale voisine où régnait une sédimentation carbonatée néritique (N.D. Newell, 1957).

L'âge de la série est donné par une magnifique faune fossile marine, souvent très bien conservée dans les niveaux calcaires. Elle comprend de nombreux genres de Fusulines, Brachiopodes et Ammonites, du Permien (Léonardien-Guadalupien selon R.E. King et col. (1944) ; du Léonardien-Amarassien selon B.R. Wardlaw et col. 1979).

Ces flyschs permiens sont affectés par une importante tectonique compressive responsable de structures d'axe N 10 à N 30 : plis serrés parfois déversés et écailles chevauchantes en direction de l'Ouest - Nord-Ouest (fig. I_{1-6}).

II. LES ROCHES INTRUSIVES.

A l'Ouest immédiat de Las Délicias, la couverture mésozoïque repose sur des roches plutoniques. Le contact se fait par l'intermédiaire d'un paléosol de quelques mètres d'épaisseur (arène résiduelle). Il est particulièrement net au lieu-dit Agua Grande (fig. I_{1-7}).

a- Pétrographie.

La majorité des intrusifs est constituée par une granodiorite à biotite et hornblende, montrant en lame mince quartz, andésine, orthose, hornblende, biotite et comme minéraux accessoires, magnétite et apatite. Plus rarement, il s'agit d'un granite à hornblende. Les corps granodioritiques et granitiques sont recoupés par de nombreux filons d'aplite ou de pegmatite.

b- Age des corps intrusifs.

Les intrusions sont antérieures à l'Aptien supérieur. En effet le niveau le plus bas de la couverture mésozoïque, daté paléontologiquement Aptien supérieur, transgresse et remanie le toit des corps intrusifs et est dépourvu de métamorphisme de contact.

La mise en place des plutons est postérieure au dépôt et à la déformation de la série terrigène permienne. En effet, sur le flanc ouest de la Sierra de Las Délicias, près de Acatita, Coah., on peut observer un corps granodioritique recoupant et métamorphisant à son contact les couches inclinées du permien.

25 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

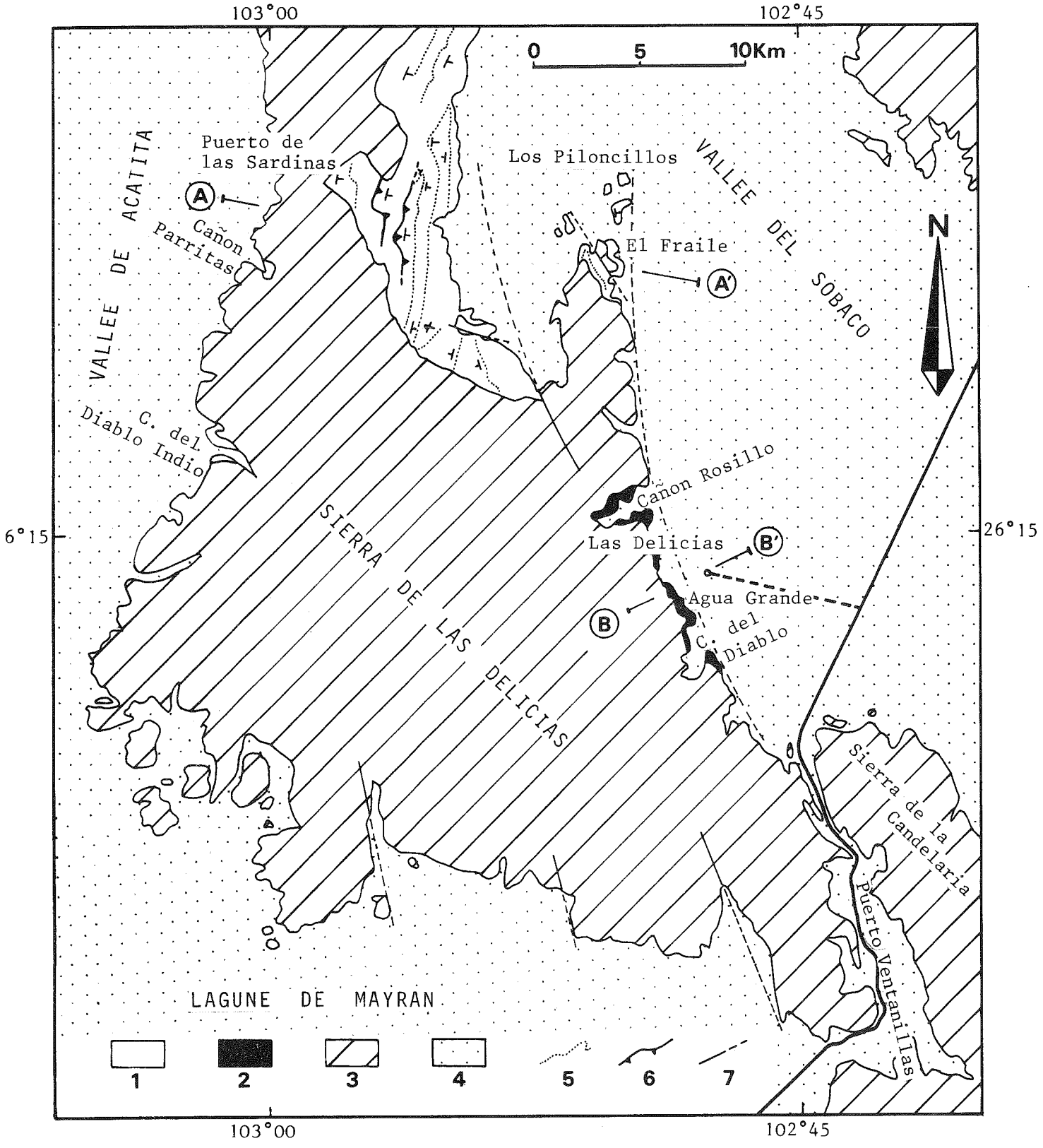


Fig. I_{1-5} : Carte géologique simplifiée des environs de Las Delicias, Coah., situant les affleurements de socle.
1: flysch permien ; 2: granodiorites et granites fini-permiens à triasiques ; 3: couverture mésozoïco-cénozoïque ; 4: alluvions quaternaires ; 5: traces de bancs du flysch ; 6: chevauchement (les triangles sont dans le compartiment chevauchant) ; 7: faille récente plio-quaternaire.

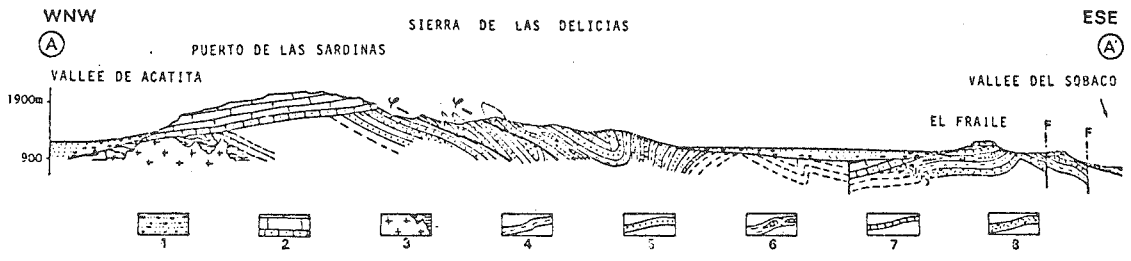


Fig. I_{1-6} : Coupe du flysch permien de Las Delicias, Coah..
1: alluvions quaternaires ; 2: couverture carbonatée mésozoïque (à la base Formation Cuchillo inférieure de l'Aptien inférieur) ; 3: pluton granodioritique fini-permien à triasique et son auréole de métamorphisme ; 4 à 8: flysch permien ; 4: lutites ; 5: grès et grauwackes ; 6: niveaux à olistolithes ; 7: calcaires ; 8: coulées volcaniques. Un intrusif granodioritique a été représenté dans la partie gauche de la coupe, bien que non visible à l'affleurement ; tel qu'il est représenté il peut être observé quelques kilomètres plus au Nord à l'affleurement. AA': situation de la coupe sur la fig. I_{1-5}.

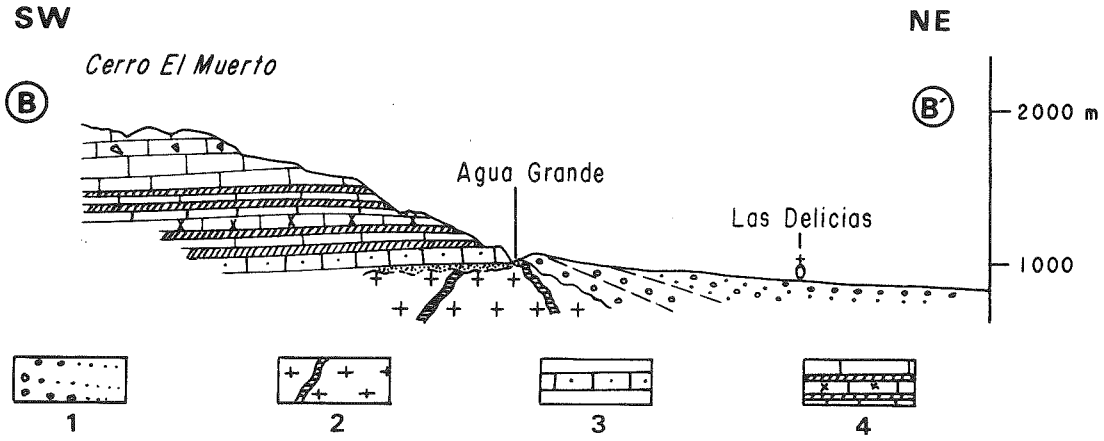


Fig. I_{1-7} : Coupe de Agua Grande montrant les rapports entre la couverture mésozoïque et les intrusifs du socle de la Plateforme de Coahuila.
1: alluvions quaternaires ; 2: pluton granodioritique fini-permien à triasique recoupé par des filons aplitiques et pegmatitiques ; 3: calcaires détritiques de l'Aptien supérieur (Formation Cuchillo inférieure) ; 4: alternance de calcaires, dolomies et gypses de l'Albien (Formation Cuchillo supérieure). On notera la présence d'un paléosol sableux au toit du soubassement granodioritique. BB': situation de la coupe sur la figure I_{1-5}.

Dans l'intervalle de temps compris entre le Permien supérieur et l'Aptien supérieur, la chronologie absolue permet de situer plus précisément la mise en place de ces plutons. Des datations faites par R.E. Denison et col. (1969), sur des échantillons de granodioritique, par la méthode K/Ar (Biotite), ont donné 201 ± 4 MA et 205 ± 4 MA (Trias supérieur).

C. LE PERMO-TRIAS CONTINENTAL ROUGE.

Il manque dans la Plateforme de Coahuila.

On le rencontre dans les sierras de Teyra, de San Julián et dans l'extrémité orientale de la Sierra de Ramirez. Il apparaît également dans les versants ouest du Cañon de Ahuichila, coincé tectoniquement à la base de la nappe de Parras (Fig. I_{1-1}).

Les meilleures coupes sont observables dans les sierras de Teyra et de San Julián, là où la séquence détritique rouge, portant le nom de Formation Nazas, est limitée stratigraphiquement à sa base et à son sommet. A sa base, elle repose en discordance sur les roches métamorphiques (Formation Taray dans la Sierra de Teyra, Formation Rodeo dans la Sierra de San Julián) ; à son sommet, elle est surmontée en discordance par les calcaires de l'Oxfordien, base de la couverture (Fig. I_{1-2}, I_{1-3} et I_{1-4}).

I. CARACTERES LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

A l'Est du village de El Rodeo, Zac., la Formation Nazas comprend près de 1000m d'une alternance d'argiles, de schistes, de grès à stratification entrecroisée et de conglomérats (on y reconnaît des éléments des roches métamorphiques sous-jacentes), présentant tous une vive coloration variant du vert au rouge en fonction du degré d'oxydation de fer. Des niveaux de roches volcaniques sont intercallés ; ce sont des latites, dacites et rhyolites.

De manière générale il s'agit d'une molasse déposée en milieu continental sous climat aride et présentant le faciès Nouveaux Grès Rouges.

II. LE PROBLEME DE L'AGE DE LA FORMATION NAZAS.

Dans la région étudiée, on ne dispose pas à ce jour d'arguments paléontologiques permettant de dater directement cette formation.

Je pense que l'on peut raisonnablement se baser sur les renseignements plus précis qu'apportent d'autres affleurements de ces Nouveaux Grès Rouges du Mexique du Nord-Est. Pour être connus ici sous le nom de Formation Nazas (Etats de Zacatecas et Durango), là sous le nom de Formation Huizachal (Etats de San Luis Potosi, Hidalgo, Tamaulipas, Nuevo Léon) ils présentent toujours le même faciès de molasses continentales rouges discordantes au toit du Paléozoïque et sont toujours surmontés en discordance par les sédiments jurassiques transgressifs.

Au Sud-Ouest de Torréon, Coah., près de Villa Juarez, Dur., est située la localité type de la Formation Nazas décrite par J. Pantoja Alor (1963 et 1972). Une mesure radiochronologique citée par cet auteur, et faite par la méthode Plomb-Alfa sur un échantillon de rhyolite interstratifiée, date de 230 ± 20 MA (Permo-Trias) la formation.

Dans la branche nord-sud de la Sierra Madre Orientale comprise entre Monterrey, N.L. et l'Axe Volcanique Transmexicain la Formation Huizachal affleure en plusieurs endroits. Dans l'anticlinorium de Huizachal-Peregrina, à l'Ouest de Ciudad Victoria, Tamps., la Formation Huizachal repose en discordance sur du Permien inférieur à Fusulines et renferme une flore de *Pterophyllum, Cephalotaxopis* et *Podozamites (?)* du Trias supérieur (R.E. Mixon et col. 1959). Dans l'anticlinorium de Huayacocotla, au Nord-Ouest de Veracruz, Ver., la Formation Huizachal est surmontée en discordance par des sédiments à Ammonites du Sinémurien (J. Carrillo Bravo, 1961), dépôts d'une première transgression locale de la mer mésozoïque en provenance de la Téthys (J. Aubouin et col. 1977).

Après avoir fait le bilan de ces données, je pense que l'on peut rattacher au Permien supérieur-Trias les Nouveaux Grès Rouges affleurant dans le domaine de la Sierra Madre Orientale au Nord de l'Axe Volcanique Transmexicain, et en particulier la Formation Nazas de la région étudiée (*).

III. STRUCTURE DU PERMO-TRIAS.

Les couches calcaires inférieures de l'Oxfordien (Formation Zuloaga inférieure), restées solidaires du socle lors des déformations mésozoïques et cénozoïques, sont discordantes sur la Formation Nazas. Ceci s'observe clairement sur le flanc oriental de la Sierra de San Julián (fig. I_{1-2} et fig. I_{1-3}).

La discordance angulaire visible (l'angle généralement faible peut atteindre par endroits 60°), est soulignée par le fait que la base de la couverture mésozoïque biseaute totalement les couches permo-triasiques de telle manière qu'à l'extrémité nord-ouest et sur le flanc ouest de la Sierra de San Julián, l'Oxfordien, certes en ces endroits totalement décollé, repose directement sur la partie métamorphique du socle (fig. I_{1-2}). Ces faits traduisent :

- l'existence d'une phase tectonique ayant affecté le Permo-Trias avant le Jurassique. Il s'agit probablement de la phase cimmérienne (limite Trias-Lias), laquelle, connue dans le Sud du Nevada et le Sud-Est de la Californie (B.C. Burchfiel et col. 1970), affecte l'ensemble du socle de la Sierra Madre Orientale au Nord de l'Axe Néovolcanique Transmexicain et en particulier le Permo-Trias de l'Anticlinal de Huayacocotla avant la première transgression liasique. La présence d'une schistosité de fracture orientée N 10° dans les couches de la Formation Nazas sur le flanc oriental de la Sierra de San Julian est probablement liée à cette phase cimmérienne ; plus que le redressement des mêmes couches orientées N 130, dû essentiellement à l'effet tardif du bombement miocène ;

- l'existence d'une phase d'érosion postérieure à la déformation cimmérienne, expliquant le contact direct entre la base oxfordienne de la couverture et la Formation Rodeo. Encore que l'on puisse interpréter ceci : soit par l'absence locale de dépôt du Permo-Trias sur des hauts topographiques ; soit par l'arrachement tectonique de la partie sommitale du socle lors du décollement et de l'avancée différentielle de la couverture mésozoïque au cours de la mise en place de la nappe de Parras au Paléocène.

(*) Il n'en est pas de même au Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain où les Nouveaux Grès Rouges connus sous le nom de Formation Todos Santos (Etats d'Oaxaca et de Chiapas) montrent dans leurs parties supérieures des niveaux à plantes du Jurassique. Ceci s'explique par l'absence de phase cimmérienne connue dans ces régions et par le fait d'une transgression marine mésozoïque souvent plus tardive.

D. CONCLUSIONS GENERALES CONCERNANT LE SOCLE DE LA REGION ETUDIEE.

Les renseignements apportés par ce survol rapide des formations antérieures à la transgression oxfordienne permettent de souligner quelques faits importants.

Il existe un socle montrant deux grands ensembles :

- un ensemble supérieur discordant, conservé uniquement au Sud, représenté par une molasse continentale rouge à faciès Nouveaux Grès Rouges du Permo-Trias : la Formation Nazas ;

- un ensemble inférieur représenté : au Nord par un flysch tardif, permien, riche en éléments et coulées volcaniques ; au Sud par des formations mal datées, métamorphisées dans les faciès schistes verts, parmi lesquelles la Formation Taray avec son (ou ses) niveau(x) de novaculite et sa série terrigène semble pouvoir être rattachée au Dévono-Carbonifère.

Ce socle, antérieurement à l'Oxfordien, a été affecté par plusieurs phases tectoniques. Ce sont, en remontant le temps :

- la phase cimmérienne de la limite Trias-Lias, responsable du plissement à grand rayon de courbure de la Formation Nazas sur le Haut-Plateau Central. Si les plutons des environs de Las Delicias, Coah., n'ont pas subi de rajeunissement, il faut peut-être associer, à la phase cimmérienne cet épisode de granitisation par ailleurs bien connu dans le Sud-Ouest des Etats Unis (B.C. Burchfiel et G.A. Davis, 1972) ;

- une phase affectant les flyschs de Las Delicias, Coah.. Compte tenu de son style (plis couchés serrés et écaillage), différent de celui de la phase cimmérienne (plis de fond), je pense qu'il s'agit d'un épisode de déformation ayant suivi immédiatement le dépôt des flyschs, datant du Permien supérieur (Phase Palatine ?) ;

- une (ou plusieurs) phase(s) accompagnée(s) de métamorphisme à faciès schistes verts affectant les séries ante-triasiques du Haut Plateau Central, encore mal connue(s). Je pense cependant que l'existence d'au moins un épisode de déformation accompagné de métamorphisme, d'âge Carbonifère supérieur - Permien inférieur (Phase Asturienne) est hautement probable.

Outre ces phases appartenant essentiellement au cycle hercynien, je n'exclus pas l'existence de déformations antérieures accompagnées de métamorphisme qui auraient structuré et métamorphisé la Formation Taray et les Schistes Caopas au Paléozoïque inférieur (ou au Précambrien).

Les déformations du socle liées aux phases hercyniennes ont en commun de posséder des directions variant de Nord - Nord-Est à Nord-Est. Les structures marquées dans le Permien supérieur de Las Délicias, Coah., sont clairement déversées vers l'Ouest - Nord-Ouest. Ces déformations du socle apparaissent ainsi totalement indépendantes des structures mésozoïques et cénozoïques du cycle mexicain orientées Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est ou Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est qui sont déversées vers l'Est - Nord-Est ou vers le Nord - Nord-Est.

Direction générale des structures Nord-Est - Sud-Ouest, séquence détritique précoce au Sud, flysch tardif au Nord, déformations probablement anciennes et accompagnées de métamorphisme général au Sud, déformation récente au Nord ..., tous ces caractères, lisibles sur les quelques affleurements de socle de la région étudiée, évoquent les séries et les structures hercyniennes connues dans la région de Marathon au Texas, dernier tronçon vers le Sud-Ouest de l'orogène hercynien Appalaches-Ouachita (P.B. King, 1975).

Ceci amenant à poser, à mon tour, le problème général de la prolongation de l'édifice hercynien Appalaches-Ouachita au Mexique.

CHAPITRE III. LE PROBLEME DE LA PROLONGATION DE L'EDIFICE HERCYNIEN APPALACHES-OUACHITA AU MEXIQUE (Fig. I_{1-8}).

La ceinture orogénique Appalaches-Ouachita, édifiée durant le Paléozoïque (antérieurement à son histoire hercynienne, on connaît dans les Appalaches des témoins nombreux d'une évolution calédonienne peut être essentielle), se suit tout le long de la bordure est et sud-est du Continent Nord Américain.

Schématiquement, elle comprend d'Ouest en Est :

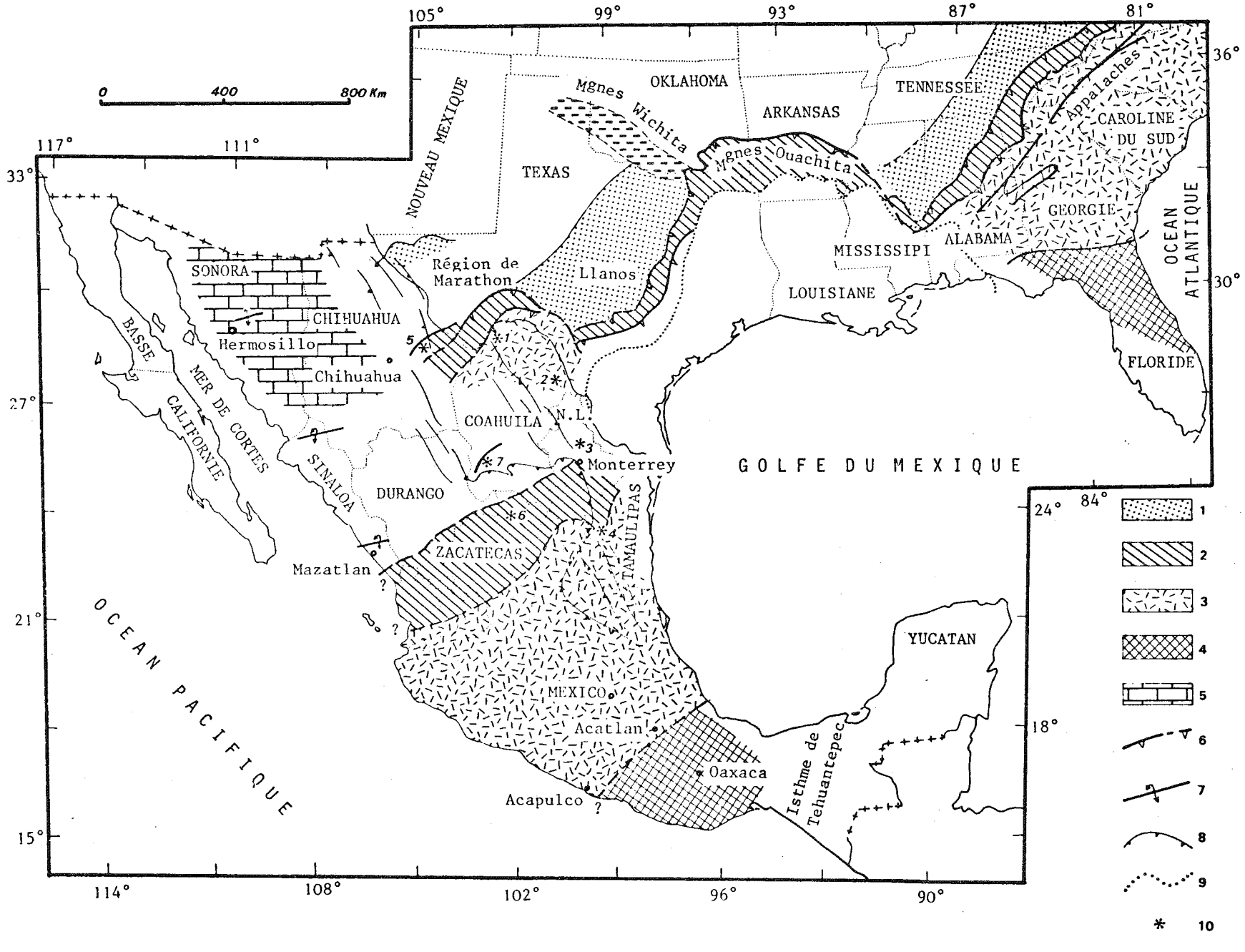
- des zones externes sédimentaires, pas ou faiblement métamorphisées, chevauchant largement la Plateforme Nord Américaine vers l'Ouest Nord-Ouest. A ces zones externes, appartiennent la Valley and Ridge Province des Appalaches, les Monts Ouachita d'Oklahoma et d'Arkansas et les affleurements de la région de Marathon de l'Ouest du Texas ;

- des zones internes fortement métamorphisées et granitisées, charriées en vastes nappes sur les zones externes. Elles affleurent dans les Appalaches où elles comprennent la Blue Ridge Province et la Piedmont Province. Vers le Sud-Ouest, du Mississipi au Texas, enfouies sous les épais dépôts de la Gulf Coastal Plain, elles sont connues grâce aux informations fournies par les nombreux puits pétroliers ;

- un arrière-pays, présent dans le Sud de la Géorgie et le Nord de la Floride (le "Florida Element" de P.B. King, 1975), et comprenant un soubassement cristallin du Précambrien supérieur recouvert de séries marines non déformées du Paléozoïque inférieur.

Longitudinalement, l'orogène Appalaches-Ouachita, du Tennessee au Texas, présente trois segments bien distincts : Appalaches, Ouachita et Marathon. Leur disposition est telle que le segment Ouachita s'avance brusquement de plusieurs centaines de kilomètres vers le Nord-Ouest par rapport aux Appalaches, et que le segment Marathon à son tour s'avance brusquement de quelques centaines de kilomètres vers le Nord-Ouest par rapport au segment Ouachita.

Au-delà du segment Marathon, l'orogène Appalaches-Ouachita pénètre dans le Nord du Mexique sans que rien n'indique une terminaison proche de l'édifice. Cependant, la nature des noyaux de socle hercynien affleurant dans la Sierra Madre Orientale, dans les Etats de Chihuahua, Coahuila, Nuevo Léon et Zacatecas, est telle que le prolongement au Mexique de l'édifice hercynien ne se fait pas de manière continue simple.


105°
99°
93°
87°
81°
36°
30°
27°
24°
21°
18°
15°
117°
111°
114°
108°
102°
96°
90°
84°
33°
0
400
800 Km
NOUVEAU MEXIQUE
OKLAHOMA
TEXAS
ARKANSAS
TENNESSEE
Mgnes Wichita
Mgnes Ouachita
Appalaches
CAROLINE DU SUD
GEORGIE
ALABAMA
MISSISSIPI
LOUISIANE
FLORIDE
OCEAN ATLANTIQUE
Région de Marathon
Llanos
SONORA
CHIHUAHUA
Hermosillo
Chihuahua
BASSE CALIFORNIE
MER DE CORTES
SINALOA
DURANGO
COAHUILA
N.L.
Monterrey
GOLFE DU MEXIQUE
ZACATECAS
TAMAULIPAS
Mazatlan
OCEAN PACIFIQUE
YUCATAN
MEXICO
Acatlan
Oaxaca
Acapulco
Isthme de Tehuantepec
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Cette difficulté a attiré l'attention de plusieurs auteurs ayant proposé des solutions variées au problème.

A. LES PRINCIPAUX TRAVAUX ANTERIEURS.

Parmi les auteurs s'étant intéressés aux problèmes posés par la prolongation de l'orogène Appalaches-Ouachita au Mexique je signalerai :

- P.T. Flawn et T. Diaz D. (1959) et P.T. Flawn (1961) qui reconnaissent dans le Nord du Mexique des séries paléozoïques non métamorphisées équivalentes à celles des zones externes des Monts Ouachita et de la région de Marathon, ainsi que des ensembles métamorphisées comparables à ceux des zones internes appalachiennes ; cependant ils ne se prononcent pas sur la forme et la direction de ces zones reconnues dans le Nord-Est mexicain ;

Fig. I_{1-8} : Carte structurale schématique du Mexique et des parties Sud et Sud-Est des Etats-Unis montrant les segments appalachien, ouachitien, marathonien et mexicain décalés de l'orogène paléozoïque Appalaches-Ouachita replacés dans leur contexte géotectonique précambrien et méso-cénozoïque.
1: Ceinture orogénique grenvillienne connue généralement en sondages et portée localement à l'affleurement par le bombement de Llanos au Texas ; 2 à 4: ceinture orogénique paléozoïque Appalaches-Ouachita comprenant : 2: zones externes sédimentaires ; 3: zones internes métamorphisées et granitisées ; 4: arrière-pays armant le Nord de la Floride et la Sierra d'Oaxaca au Mexique ; 5: plateforme calcaire paléozoïque de Sonora et de Chihuahua appartenant à l'avant-pays ; 6: traces des principaux charriages paléozoïques ; 7: structures transverses d'âge paléozoïque connues dans les Etats de Sinaloa et de Sonora ; 8: principales structures laramiennes de la Sierra Madre Orientale ; 9: limite du dépôt du Louann Salt de la Plaine Cotière du Golfe du Mexique; 10: emplacements des séries citées dans le texte. On notera sur ce schéma : l'obliquité des structures laramiennes mexicaines reprenant les anciennes structures paléozoïques ; la direction des côtes pacifiques sub-perpendiculaire à la direction des structures et zones paléozoïques au Mexique ; la position néoformée du Golfe du Mexique au travers de l'édifice paléozoïque à l'endroit où les segments ouachitien et marathonien de cet édifice sont décalés de plusieurs centaines de kilomètres vers le Nord-Ouest. La partie américaine de cette carte est tirée de P.B. King, 1975.

- Z. de Cserna (1960 et 1976) qui conçoit sur l'ensemble du Mexique deux anciens édifices paléozoïques orientés Nord-Ouest - Sud-Est et tournés vers un même avant-pays commun situé à l'emplacement du Haut Plateau Central actuel (Fig. I_{1-9}) ; ce sont les ceintures structurales jaliscoane (à l'Ouest) et Huastecane (à l'Est) ; la ceinture jaliscoane représentant la prolongation sud de l'orogène appalachien.

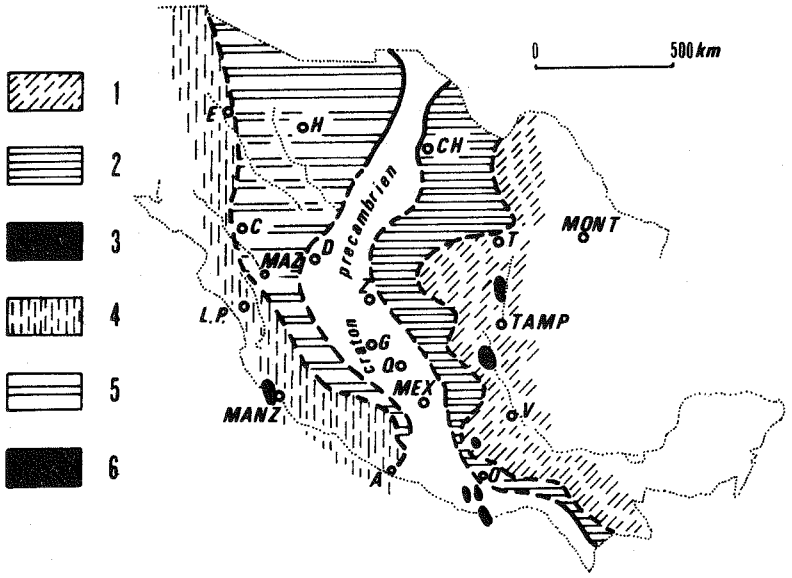


Fig. I_{1-9} : Reconstitution palinspatique des orogènes paléozoïques mexicains; selon Z. de Cserna, 1976, simplifiée.
1 à 3: Ceinture orogénique huastecane : 1: zones internes métamorphiques ; 2: zones externes sédimentaires ; 3: plutons granitiques ; 4 à 6: Ceinture orogénique jaliscoane ; 4: zones internes ; 5: zones externes ; 6: plutons granitiques.
Cette reconstitution est obtenue par l'auteur en effaçant le jeu dextre cénozoïque du système de failles de San Andreas et les jeux sénestres permo-triasiques de trois cassures permo-triasiques orientées Ouest - Nord-Ouest : Torreón-Monterrey, Mazatlán-Zacatecas-Tampico, Mexico-Veracruz.
A: Acapulco ; C: Culiacan ; Ch: Chihuahua ; D: Durango ; E: Ensenada ; G: Guanajuato ; H: Hermosillo ; L.P.: La Paz ; Manz: Manzanillo ; Maz: Mazatlán ; Mex: Mexico ; Mont: Monterrey ; O: Oaxaca ; Q: Querétaro ; T: Torreón ; Tamp: Tampico ; V: Veracruz ; Z: Zacatecas.

- M. Alvarez Jr. (1962) qui, notant les similitudes existant entre les séries paléozoïques de Placer de Guadalupe, Chih. et de Ciudad

Victoria, Tamps., est conduit à faire subir à l'orogène Appalaches-Ouachita une brusque torsion à 90° (fig. I_{1-10}). Celle-ci, lui permet de rassembler les affleurements de la région de Marathon, de Las Delicias et de Ciudad Victoria dans la même "Province Externe".

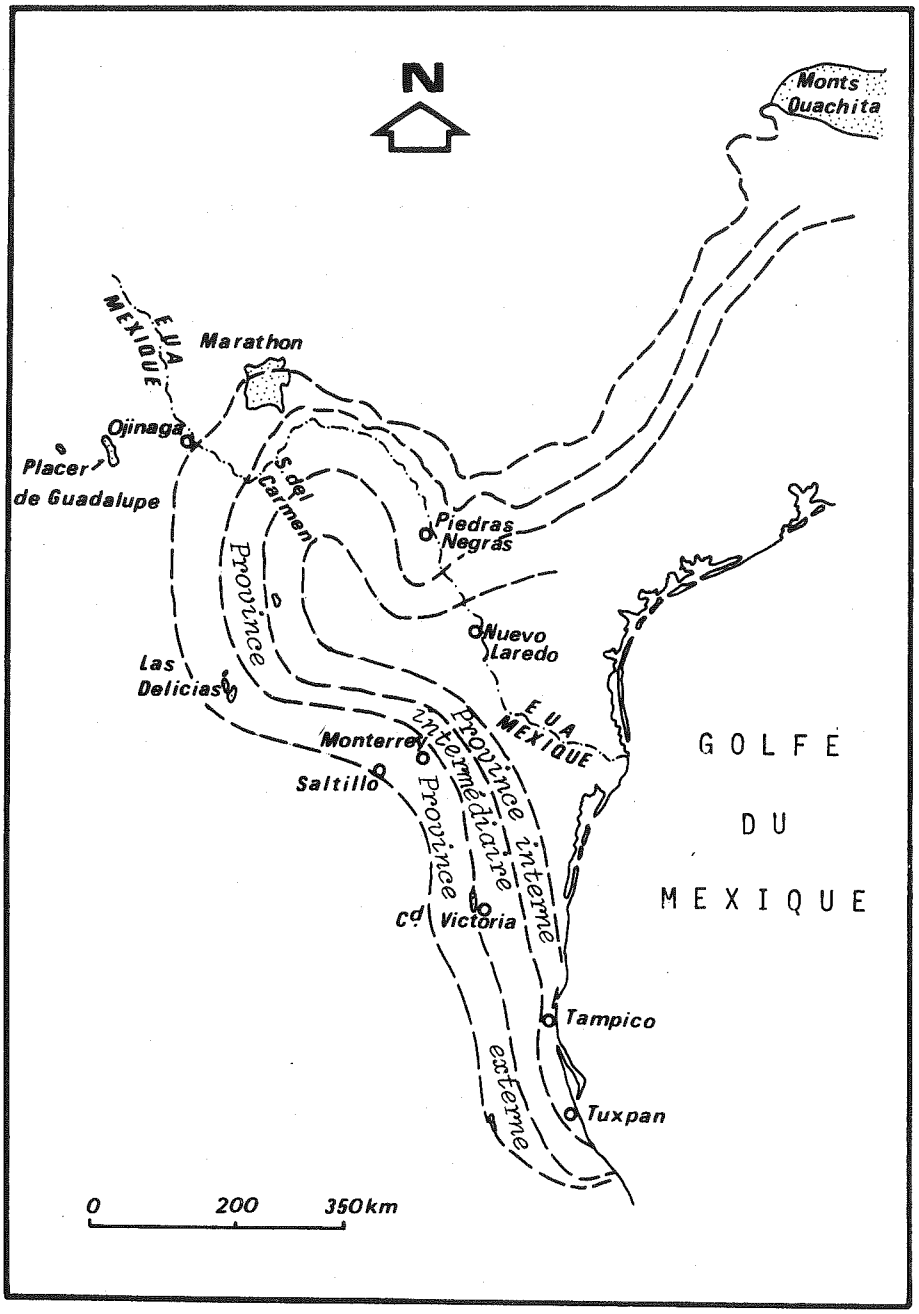


Fig. I_{1-10} : L'orogène permo-carbonifère du Nord-Est du Mexique selon M. Alvarez Jr. (1962) ; légèrement simplifié.

- P.B. King (1975) qui, posant très clairement le problème, juge insuffisants le nombre et la qualité des affleurements du socle dans le Nord du Mexique et de ce fait ne se prononce pas.

B. LES DIFFICULTES DU PROBLEME.

Elles tiennent essentiellement au fait que le prolongement des terrains et des structures de l'orogène Appalaches-Ouachita a été repris par les déformations du cycle mésozoïco-cénozoïque au Mexique. En conséquence de cette reprise :

- Paléozoïque et Précambrien ne sont visibles que très localement dans des affleurements généralement réduits, situés sur des remontées de socle à la faveur de plis de fond miocènes ou de horsts limités par des failles très récentes ;
- les positions actuelles de certains éléments de socle antejurassique, appartenant aux corps de nappes de charriage mésozoïque (phase orégonienne) et cénozoïque (phase laramienne) ne sont plus caractéristiques de leurs positions structurales hercyniennes ;
- plusieurs affleurements montrent des séries métamorphiques mal datées (absence de fossile) où la radiochronologie fournit souvent des âges rajeunis, peu significatifs ;
- les séries carbonifères de l'Ouest mexicain (Etat de Sinaloa) présentent un métamorphisme à faciès schistes verts sans qu'il soit encore clairement établi que ce métamorphisme date du Paléozoïque ou du Mesozoïque (phase orégonienne du Crétacé moyen).

C. PLACE DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS DU NORD DU MEXIQUE DANS L'OROGENE APPALACHES-OUACHITA.

Certaines séries métamorphisées et granitisées appartiennent probablement aux zones internes appalachiennes. Ce sont (les numéros qui suivent se retrouvent, localisant les affleurements ou les perforations pétrolières, sur la fig. I_{1-8}) :

1- Sierra del Carmen dans le Nord de l'Etat de Coahuila, près du Rio Bravo : affleurement de phyllites, marbres, granites métamorphisés sous le faciès des schistes verts et datés 263-275 MA (P.T. Flawn et R.A. Maxwell 1958 ; R.E. Denison et col., 1969) ;

2- Puits Peyotes n° 2.A dans l'Est de l'Etat de Coahuila et

3- Puits Chapa n° 101 au Nord-Est de Monterrey, N.L.

Ces deux puits perforés par Petroleos Mexicanos (Pemex) ont atteint des schistes, grauwackes, quartzites métamorphisés, identiques selon P.T. Flawn (1961) à ceux présents dans les zones internes du Système Ouachita au Texas.

4- Anticlinal Huizachal-Peregrina, une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de Ciudad Victoria, Tamps : présence de véritables schistes lustrés (Esquisto Grangeno) faiblement métamorphisés, associés à des masses de serpentine (J. Carrillo-Bravo, 1961 ; C. Ramirez R., 1974). L'âge, et par conséquence, la position structurale de ces schistes sont discutés. Pour Z. de Cserna et col. (1977) les schistes ont un âge de 446 ± 45 MA et ont été métamorphisés et charriés sur un socle antecambrien (Gneiss Novillo) lors de la phase taconique du Paléozoïque inférieur, avant que la série sédimentaire siluro-permienne, non métamorphique ne recouvre le tout en discordance. Pour J.R. Garrison Jr. (1978) et C. Ramirez R. (1978), les schistes ont un âge de 330 ± 30 MA et ont été métamorphisés et charriés sur la séquence sédimentaire dépourvue de métamorphisme lors d'une phase tectonique du Pennsylvanien inférieur.

D'autres séries, sédimentaires, généralement dépourvues de métamorphisme, appartiennent probablement à la prolongation des zones externes de l'ensemble Appalaches-Ouachita. Je citerais :

5- Région de Mina Plomosas - Placer de Guadalupe, 80 km environ au Nord-Est de Chihuahua, Chih.. La série paléozoïque, à cachet très externe, comprend schématiquement : 550m de calcaires et dolomies de l'Ordovicien, Silurien et Dévonien ; 350m de calcaires et marnes du Mississipien-Pennsylvanien ; 1200m de lutites, grès et passées de calcaires récifaux du Wolfcampien-Léonardien (L.W. Bridges, 1965). Cette série et les déformations qui l'affectent sont comparables à celles du système Ouachita (P.T. Flawn, 1961).

4- Anticlinal Huizachal-Peregrina, où la série sédimentaire non métamorphisée comprend (J. Carrillo Bravo, 1961) schématiquement : un ensemble inférieur (250m d'épaisseur) à dominante carbonatée d'âge siluromississipien (le Dévonien renferme un niveau de novaculite), surmonté en discordance de 200m environ de calcaires, grès et lutites du Pennsylvanien passant à plus de 1000m de flysch du Permien inférieur.

A cette prolongation des zones externes, comme la majorité des auteurs (M. Alvarez Jr., 1962 ; Z. de Cserna, 1960 et 1976 ; D.A. Cordoba, 1965) je rattacherais :

6- la Formation Taray de la Sierra de Teyra, bien qu'elle soit légèrement métamorphisée et non datée clairement comme je l'ai signalé précédemment.

Quant au socle de Las Delicias, Coah. - 7 -, il est difficile de le rattacher à une zone paléogéographique car il ne montre que du Permien, c'est-à-dire des terrains trop récents pour être clairement significatifs d'un domaine plutôt que d'un autre. La présence en son sein d'olistolithes de calcaires permiens indique cependant que ce flysch tardif a dû se déposer en position très externe, à proximité de la plateforme de l'avant-pays où règnait une sédimentation carbonatée néritique.

A ce stade de la réflexion, on se heurte à une difficulté majeure. En effet, si on prolonge simplement en direction du Sud-Ouest les zones internes de l'ensemble Appalaches-Ouachita connues par sondages pétroliers dans le Nord des Etats de Coahuila et de Nuevo León, celles-ci viennent buter, le long d'une ligne Chihuahua, Chih. - Monterrey, N.L., contre les zones externes, voire la plateforme calcaire de l'avant-pays. Ce fait avait conduit M. Alvarez Jr. (1961) à faire subir à l'orogène Appalaches-Ouachita une torsion spectaculaire au Nord de cette ligne (fig. I_{1-10}).

Cependant, compte tenu que les déformations du socle paléozoïque observables à Las Delicias, Coah. et sur le Haut Plateau Central ont des directions générales Nord-Est - Sud-Ouest, c'est-à-dire tout à fait identiques à celles règnant dans les tronçons Appalaches, Ouachita et Marathon, je pense que cette brusque torsion des zones n'est pas justifiée et qu'il est nécessaire de trouver une autre explication. Pour ceci, il me paraît indispensable, en fonction de la rareté et de la dispersion des affleurements de socle, de prendre en compte l'ensemble de l'information dont on dispose à ce jour sur la totalité des terrains paléozoïques du Mexique.

D. ESSAI SUR LES GRANDS ENSEMBLES PALEOZOIQUES MEXICAINS DE L'ETAT DE SONORA A L'ISTHME DE TEHUANTEPEC ET LEUR ORGANISATION (Fig. I_{1-8}).

Du Nord-Ouest du Mexique (Etat de Sonora) à l'Isthme de Tehuantepec, les séries paléozoïques connues présentent des caractéristiques générales permettant de reconnaître plusieurs grands domaines paléogéographiques et structuraux.

- *En Sonora et Chihuahua,* le Paléozoïque est représenté par une série carbonatée (E. Lopez Ramos, 1969), lacuneuse, très peu ou pas déformée, caractérisant une plateforme d'avant-pays. Il est à noter qu'à l'intérieur de cette plateforme, une paléogéographie de détail montre une répartition des terrains du Paléozoïque inférieur en zones isopiques orientées Nord-Est - Sud-Ouest et que localement (Est d'Hermosillo, Son.), une discordance angulaire anté-carbonifère souligne l'existence d'un plissement également transverse Est - Nord-Est - Ouest - Sud-Ouest (F. Rangin, 1978).

Vers le Sud - Sud-Est, les calcaires du Carbonifère passent progressivement à des séquences calcaro-terrigènes puis à de véritables flyschs. En Sinaloa, dans la région de San José de Gracia, où ils ont été datés du Mississipien-Pennsylvanien par la découverte de Fusulines (M. Carrillo M., 1971 et R. Malpica C., 1972), ces flyschs sont affectés d'un fort plissement d'axe Est-Ouest.

- *Dans le domaine de la Sierra Madre Orientale,* au Sud d'une ligne Chihuahua, Chih. - Monterrey, N.L., comme j'ai tenté de le montrer précédemment, deux types de séries paléozoïques sont en contact :

. une série de type externe (miogéosynclinale) peu ou pas métamorphisée affectée par des déformations relativement récentes du Carbonifère et du Permien supérieur.

. une série plus interne généralement schisteuse, métamorphisée dans le faciès des schistes verts dont l'âge et la position structurale sont sujets de controverses (taconiens et charriés sur un socle précambrien pour les uns ; carbonifères et charriés sur les séries externes miogéosynclinales non métamorphiques pour les autres).

- Au Sud de Mexico, *dans la Sierra Madre del Sur,* une partie du complexe Xolapa (Z. de Cserna, 1965) affleurant dans les environs d'Acapulco, Guerrero, constitué de gneiss, amphibolites et quartzites, souvent considérée d'âge paléozoïque inférieur (Z. de Cserna, 1965 ; E. Klesse, 1970 ; S.E. Kesler et S.A. Heath, 1970), présente une foliation variant de N 16°E à Est-Ouest (S.E. Kesler et S.A. Heath, 1970 ; E. Klesse, 1970).

On retrouve un tel ensemble de roches fortement métamorphisées, incluant d'anciens assemblages ophiolitiques (F. Ortega G., 1976) dans les environs d'Acatlán, Puebla, où il a été daté 448 ± 175 MA et 448 ± 24 MA C. Fries Jr. et C. Rincón Orta, 1965). Dans cette région, le complexe métamorphique est surmonté par une séquence calcaro-terrigène (Formation Tecomate de M. Ruiz C., 1970) probablement carbonifère.

- Enfin, *la région d'Oaxaca,* Oax. se singularise par l'existence

d'un soubassement métamorphique formé essentiellement de gneiss grenvilliens (900-1100 MA) sur lesquels repose une série calcaro-marneuse fossilifère, très peu déformée, du Paléozoïque inférieur (Trémadocien à Trilobites) surmonté en discordance par un flysch carbonifère (J. Pantoja-Alor 1970). Ce bloc d'Oaxaca, armé par son soubassement précambrien et aux séries paléozoïques dépourvues de métamorphisme général, bute tectoniquement contre (F. Ortega G., 1976) les séries métamorphiques du Paléozoïque inférieur le bordant au Nord-Ouest.

Un certain nombre de caractéristiques générales se dégagent de cette répartition du Paléozoïque mexicain (Fig. I_{1-8} et I_{1-11}).

1°/- La partie nord-occidentale du Mexique appartient à la plateforme nord américaine (ici affectée par les déformations mésozoïco-cénozoïques), servant d'avant-pays commun à l'orogène Appalaches-Ouachita et à l'orogène paléozoïque cordillérain de l'Ouest des Etats-Unis et du Canada.

2°/- Du Haut-Plateau Central à l'Isthme de Tehuantepec, le Mexique est recoupé transversalement du Nord-Est vers le Sud-Ouest par un orogène paléozoïque possédant des caractéristiques semblables à l'édifice Appalaches-Ouachita.

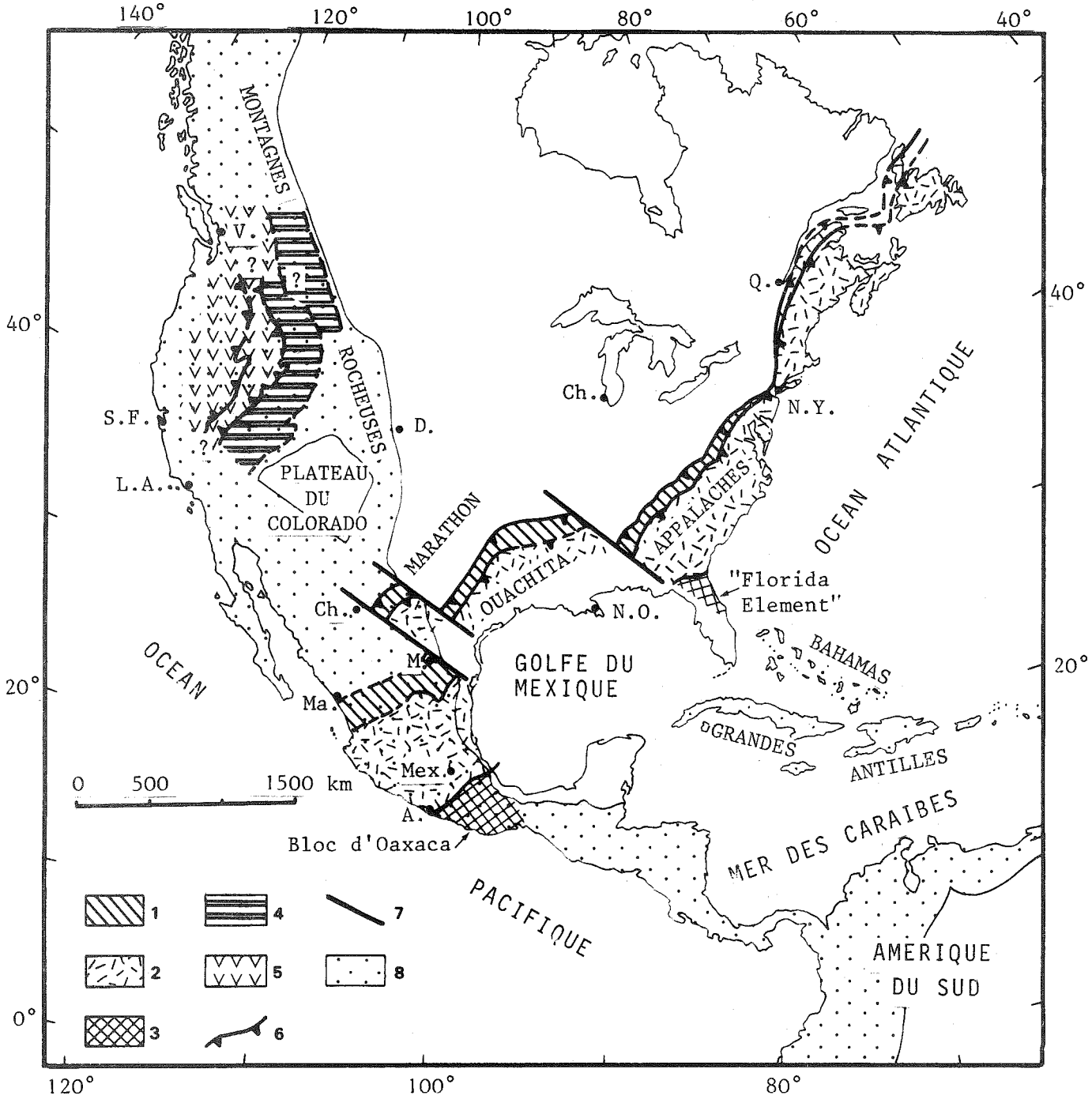
Cet orogène paléozoïque comprend, du Nord-Ouest au Sud-Est :

. *des zones externes* sédimentaires non (ou peu) métamorphiques, affectées par des déformations tardives au Carbonifère supérieur et au Permien. Ces zones externes auxquelles je rattache les séries sédimentaires de Las Delicias, Coah., Sierra de Teyra, Zac. et Ciudad Victoria, Tamps, sont comparables à celles des tronçons Marathon et Ouachita de l'orogène Appalaches-Ouachita, bien que ne se situant pas dans leur prolongation directe ;

. *des zones internes*, s'étendant du Haut-Plateau Central à la partie nord-ouest de la Sierra Madre del Sur, caractérisées par la présence de séries métamorphisées associées par endroits (Acatlán, Puebla) à des complexes ophiolitiques, et par l'existence de tectoniques précoces. On a pu mettre en évidence clairement les effets d'une phase taconique fini-ordovicienne qui, tout comme dans la "Piedmont Province" des Appalaches, semble être essentielle (mise en place d'ophiolites calédoniennes ? et fort métamorphisme). Quant à la phase du Carbonifère supérieur accompagnée de métamorphisme à faciès schistes verts, elle semble n'affecter que les parties les plus septentrionales de ces zones internes ;

. *un arrière-pays* correspondant au Bloc d'Oaxaca. Celui-ci est directement comparable au "Florida Element" situé à l'arrière des Appalaches et de ce fait, comme lui, correspond probablement (P.B. King, 1975) à un morceau du bouclier Ouest-africain soudé au Continent Nord Américain lors de la fermeture (taconique ?) d'un paléo-atlantique.

Les déformations affectant cet édifice, quand elles peuvent être rattachées à une ou plusieurs phases orogéniques paléozoïques sont toujours clairement transverses par rapport aux directions mésozoïco-cénozoïques. L'orientation de la foliation des roches métamorphiques ou des plis des séries sédimentaires, comme je l'ai signalé précédemment, varie de Nord-Est - Sud-Ouest à Est-Ouest. Parfois, comme c'est le cas à Las Delicias, Coah., on peut observer que le déversement des structures tardi-hercyniennes se fait clairement vers le Nord-Ouest c'est-à-dire vers l'avant-pays (Fig. I_{1-5} et I_{1-6}).


140°
120°
100°
80°
60°
40°
40°
20°
0°
MONTAGNES
ROCHEUSES
PLATEAU
DU
COLORADO
S.F.
L.A.
D.
Ch.
Q.
N.Y.
OCEAN ATLANTIQUE
APPALACHES
MARATHON
OUACHITA
"Florida
Element"
N.O.
GOLFE DU
MEXIQUE
BAHAMAS
GRANDES
ANTILLES
MER DES CARAIBES
AMERIQUE
DU SUD
OCEAN
PACIFIQUE
Ma.
Mex.
A.
Bloc d'Oaxaca
0 500 1500 km
1
2
3
4
5
6
7
8

Indépendamment de la précédente zonéographie, les séries marines paléozoïques sont surmontées en discordance angulaire par des molasses continentales à faciès Nouveaux Grès Rouges. Ces molasses résultent de la destruction de l'édifice hercynien (on les connaît également dans les Appalaches et par sondage au Sud - Sud-Est des Monts Ouachita). Elles débutent au Permien supérieur et se terminent au Trias supérieur (Nord du Mexique) ou au Lias (au Sud de l'Axe Néovolcanique Transmexicain) en fonction de la transgression jurassique, plus ou moins précoce selon les endroits, marquant le début du cycle mexicain.

3°/- L'essentiel de l'édifice paléozoïque mexicain se trouve dans l'exacte prolongation structurale du tronçon appalachien de l'orogène Appalaches-Ouachita (Fig. I_{1-11}) ; autrement dit, il se trouve en retrait de plusieurs centaines de kilomètres (environ 700) vers le Sud-Est par rapport au tronçon Marathon. Cette discontinuité entre tronçon Marathon et tronçon mexicain, déjà pressentie par P.B. King (1975) s'aligne sur les villes de Chihuahua, Chih. et Monterrey, N.L. et a valeur de vaste décrochement sénestre ayant affecté, postérieurement à la structuration hercynienne, l'ensemble Appalaches-Ouachita et sa prolongation mexicaine. La discontinuité Chihuahua-Monterrey est parallèle aux deux autres discontinuités en décrochements dextres limitant les extrémités nord-est des tronçons Marathon et Ouachita (P.B. King, 1975). La présence de ce cisaillement sénestre post-paléozoïque Chihuahua-Monterrey permet d'expliquer que les zones externes et internes du tronçon Marathon ne se prolongent pas dans le Nord-Est du Mexique, mais qu'on les retrouve au niveau du Haut-Plateau Central.

4°/- Les aires océaniques du Pacifique et du Golfe du Mexique apparaissent néoformées par rapport à un édifice paléozoïque unique Appalaches-Ouachita - Mexique Central.

De Mazatlán, Sinaloa à l'Isthme de Tehuantepec, la côte pacifique recoupe sub-perpendiculairement les structures hercyniennes Est-Ouest à Nord-Est - Sud-Ouest (D.E. Karig et col., 1978). Si à cela on ajoute que

---

Fig. I_{1-11} : Carte schématique représentant les grands édifices structuraux paléozoïques et méso-cénozoïques du Continent Nord-américain. 1 à 3: édifice paléozoïque Appalaches-Ouachita - Mexique Central comprenant : 1: zones externes sédimentaires ; 2: zones internes à ophiolites, métamorphisées et granitisées ; 3: arrière-pays ; 4 et 5: chaîne paléozoïque de l'Ouest américain (ceintures orogéniques Antler et Sonoma de P.B. King, 1978) comprenant : 4: zone miogéosynclinale externe ; 5: zone eugéosynclinale volcano-sédimentaire métamorphisée ; 6: traces des grands charriages paléozoïques ; 7: grandes discontinuités décrochantes transversales affectant l'ensemble Appalaches-Ouachita - Mexique central ; 8: régions affectées par les déformations méso-cénozoïques. Commentaire dans le texte. Concernant la ceinture orogénique de l'Ouest américain, on notera que celle-ci est brusquement interrompue au Sud, à hauteur du 35° de latitude Nord dans l'exact prolongement du décrochement séparant les tronçons Ouachita et Marathon et la limite Sud - Sud-Ouest du Plateau du Colorado ; ses limites vers le Nord au Canada sont beaucoup moins précises du fait de l'intensité plus forte des déformations d'âge alpin.

dans l'Ouest mexicain la paléogéographie triasique d'obédience clairement pacifique est d'orientation nord-ouest - sud-est (M. Tardy, 1977), on est conduit à admettre que le Pacifique (au moins à la hauteur du Mexique) naît au Trias par cassure continentale sub-perpendiculaire aux directions nord-est - sud-ouest de l'édifice paléozoïque. Ceci posant le grave problème de la conservation en un endroit possible (outre pacifique ?) de la prolongation de cet édifice.

Quant au Golfe du Mexique, sa position néoformée à l'intérieur de l'édifice Appalaches-Ouachita-Mexique Central apparaît clairement (Fig. I_{1-11}). En particulier, la coïncidence entre sa situation, son âge jurassique généralement admis (O. Wilhelm et M. Ewing, 1972), et l'emplacement des tronçons Ouachita et Marathon décrochés vers le Nord-Ouest postérieurement au Permien, ne manque pas d'attirer l'attention. Ceci me conduira, dans le second livre de cette thèse, à rechercher les liens existant entre cette ouverture intracontinentale du Golfe du Mexique et le jeu des grands décrochements qui limitent les deux avancées des tronçons Ouachita et Marathon au sein du même édifice paléozoïque.

DEUXIEME PARTIE

LES FORMATIONS DU CYCLE MEXICAIN : STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE

CHAPITRE I. GENERALITES.

La phase laramienne marque, au Paléocène, une révolution dans l'évolution structurale de la Sierra Madre Orientale en général, et du Secteur Transverse de Parras en particulier. Elle induit l'émersion généralisée et définitive de toute la partie de l'édifice située à l'Ouest de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique. Si bien que deux grandes étapes paléogéographiques caractérisent le cycle mexicain :

- l'une, post-laramienne, marquée par une évolution en milieu continental ;
- l'autre, pré-laramienne, débutant au Jurassique et marquée par l'évolution d'un domaine marin, dans lequel se déposent les séries sédimentaires caractéristiques de la Sierra Madre Orientale.

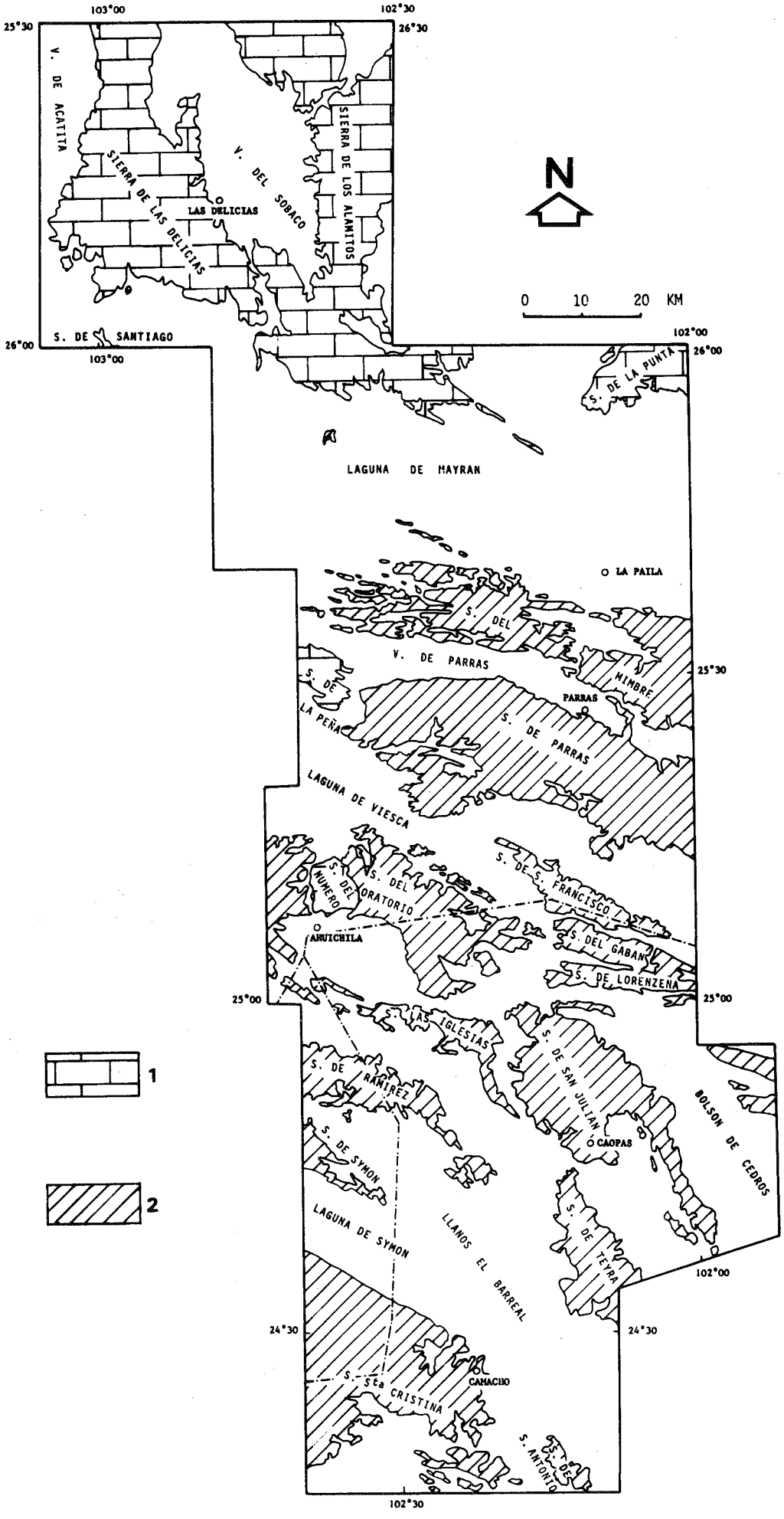
De ceci, il résulte fondamentalement, qu'à l'échelle de la région étudiée les dépôts détritiques ou les épanchements volcaniques, continentaux, ne montrent pas de différences essentielles permettant d'établir une zonéographie au Cénozoïque. Par contre, les roches sédimentaires mésozoïques, d'origine marine, présentent dans leurs faciès une diversité, à la fois dans le temps et dans l'espace, qui permet de distinguer deux séries mésozoïques, chacune d'entre elles caractérisant un domaine paléogéographique.

A. LA DISTINCTION STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE ENTRE PLATEFORME DE COAHUILA ET ENSEMBLE HAUTE CHAINE - HAUT-PLATEAU CENTRAL.

I. LA PLATEFORME DE COAHUILA.

La Plateforme de Coahuila s'individualise par sa *série stratigraphique secondaire coahuilense* (M. Tardy, 1972). Comme je l'exposerai plus en détail par la suite, cette série présente les caractéristiques générales suivantes :

- elle débute tardivement à l'Aptien supérieur ;
- de l'Aptien supérieur au Cénomanien inférieur elle comporte des roches à faciès néritiques francs : évaporites, dolomies, calcaires récifaux ;
- les dépôts terrigènes du Crétacé supérieur sont généralement très


103°00
102°30
25°30
26°30
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
SIERRA DE LOS ALAMITOS
N
0 10 20 KM
S. DE SANTIAGO
26°00
103°00
102°00
S. DE LA PUNTA
LAGUNA DE MAYRAN
O LA PAILA
S. DEL MIMBRE
V. DE PARRAS
25°30
S. DE LA PEÑA
PARRAS
S. DE PARRAS
LAGUNA DE VIESCA
S. DEL NUMERO
S. DEL ORATORIO
S. DE S. FRANCISCO
ARTICHILA
S. DEL GABAN
S. DE LORENZENA
25°00
LAS IGLESIAS
S. DE RAMIREZ
S. DE SAN JULIAN
CAOPAS
BOLSON DE CEDROS
S. DE SYMON
LAGUNA DE SYMON
LLANOS EL BARREAL
S. DE TEYRA
24°30
CAMACHO
S. Sta CRISTINA
S. DEL S. ANTONIO
1
2

fins et un véritable flysch pélitique n'apparaît qu'au Campano-Maestrichtien.

La "lecture" de la série coahuilense conduit à voir dans la Plateforme de Coahuila un domaine resté longuement émergé (la classique Péninsule de Coahuila de E. Böse, 1923), se comportant après la transgression comme un haut-fond sous marin néritique de l'Aptien supérieur au Cénomanien inférieur, avant l'arrivée des dépôts terrigènes du Crétacé supérieur.

La série coahuilense, témoin de cette ancienne zone haute, longuement émergée ou faiblement immergée au cours du Mésozoïque, affleure essentiellement dans la partie nord de la région étudiée. Elle forme les lourdes sierras situées au Nord de la lagune de Mayrán. Elle se retrouve dans la Haute-Chaîne, où elle constitue la Sierra de la Peña et où elle apparaît en fenêtre dans la Sierra del Número (fig. I_{2-1}).

II. L'ENSEMBLE HAUTE-CHAINE - HAUT-PLATEAU CENTRAL.

La Haute-Chaîne et le Haut-Plateau Central présentent une série sédimentaire mésozoïque possédant, par rapport à la série coahuilense, des différences essentielles. Je l'ai nommée *série secondaire parrense* (M. Tardy, 1972).

De manière générale, les singularités de la série parrense sont les suivantes :

- elle débute à l'Oxfordien ;
- de l'Oxfordien au Vraconien, les roches calcaires ont des faciès d'abord néritiques devenant très rapidement (dès le Berriasien) franchement pélagiques ;
- au Cénomanien, la série calcaire est brusquement remplacée par une épaisse série terrigène formée de pré-flysch et de flysch, l'apparition de celui-ci étant d'autant plus précoce que l'on se déplace de la Haute-Chaîne vers le Haut-Plateau Central.

L'interprétation de la série parrense permet de reconnaître dans l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central un *bassin* qui s'individualise avec la transgression marine oxfordienne, qui s'approfondit durant le Crétacé inférieur, avant d'être envahi et progressivement comblé par les flyschs du Crétacé supérieur.

La série secondaire parrense, caractéristique de cet ancien bassin marin, forme l'essentiel de la couverture sédimentaire affleurant dans les sierras de la Haute-Chaîne (exceptées les sierras de la Peña et del Número) et celles du Haut-Plateau Central (fig. I_{2-1}).

En résumé, il existe sur le profil étudié du Secteur Transverse de Parras (fig. I_{2-1} et carte géol.) :

- *un domaine à formations calcaires néritiques et à flysch pélitique tardif*, s'étant comporté au Mésozoïque comme une ride d'abord émer-

---

Fig. I_{2-1} : Carte situant les deux grands domaines paléogéographiques distingués dans la région étudiée.
1: Plateforme de Coahuila à série mésozoïque coahuilense ; 2: domaine de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central à série mésozoïque parrense.

gée, puis immergée sous faible tranche d'eau (ride néritique) : c'est, au Nord, la Plateforme de Coahuila ;

- *un domaine à formations calcaires pélagiques et à flysch précoce,* s'étant comporté au Mésozoïque comme un bassin profond : c'est, au Sud, l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

J'étudierai simultanément en les comparant les séries stratigraphiques et j'envisagerai l'évolution paléogéographique de ces deux domaines au cours *d'épisodes* successifs du cycle mexicain que je vais d'abord présenter.

B. LES GRANDES COUPURES DU CYCLE MEXICAIN RECONNAISSABLES DANS LE SECTEUR TRANSVERSE DE PARRAS (fig. I_{2-2}).

Comme il a été dit dans l'introduction de cette deuxième partie, le repère essentiel est, au Paléocène, la phase laramienne.

Par ses effets essentiels, cette phase tectonique sépare deux étapes de l'évolution de la Sierra Madre Orientale au cours du cycle mexicain :

- une étape s'étendant du Jurassique au Paléocène inférieur, au cours de laquelle la sédimentation s'effectue dans des domaines marins appartenant directement, sinon largement reliés, au domaine téthysien comme le traduit les caractères de la faune fossile (C. Burckhardt, 1930) ; j'appellerai *étape téthysienne* ce premier grand moment de l'évolution de la Sierra Madre Orientale se terminant avec la phase laramienne.

- une étape cénozoïque post-laramienne, au cours de laquelle l'évolution continentale est marquée par l'importance des phénomènes volcano-plutoniques liés très probablement au Pacifique. Durant cette seconde étape rien d'essentiel ne distingue l'histoire de la Sierra Madre Orientale de celle de la Sierra Madre Occidentale voisine. J'appellerai *étape post-laramienne* ce second moment de l'évolution de la Sierra Madre Orientale au cours du cycle mexicain.

A l'intérieur de ces deux grandes étapes, je distinguerai des coupures d'ordre inférieur, chacune d'entre elles étant marquée par un phénomène paléogéographique majeur. C'est ainsi que :

- au cours de l'étape téthysienne, je séparerai : 1- le Jurassique supérieur, *période de la transgression marine d'obédience téthysienne* dans la région étudiée ; 2- le Crétacé inférieur, *période de la différenciation du bassin* de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central et de la ride caractérisant alors la Plateforme de Coahuila (= "période de vacuité" J. Aubouin, 1965) ; 3- le Crétacé supérieur - Paléocène inférieur, *période des flyschs* (= "période de comblement" J. Aubouin, 1965) ;

- au cours de l'étape post-laramienne, je reconnaîtrai deux périodes séparées par une phase de plissement d'âge miocène probable ; l'une paléocène supérieur - miocène caractérisée par le dépôt de molasses post-laramiennes et l'épanchement d'épaisses séries volcaniques andésito-ignimbritiques, l'autre mio-plio-quaternaire marquée par une tectonique cassante accompagnée de volcanisme basaltique.

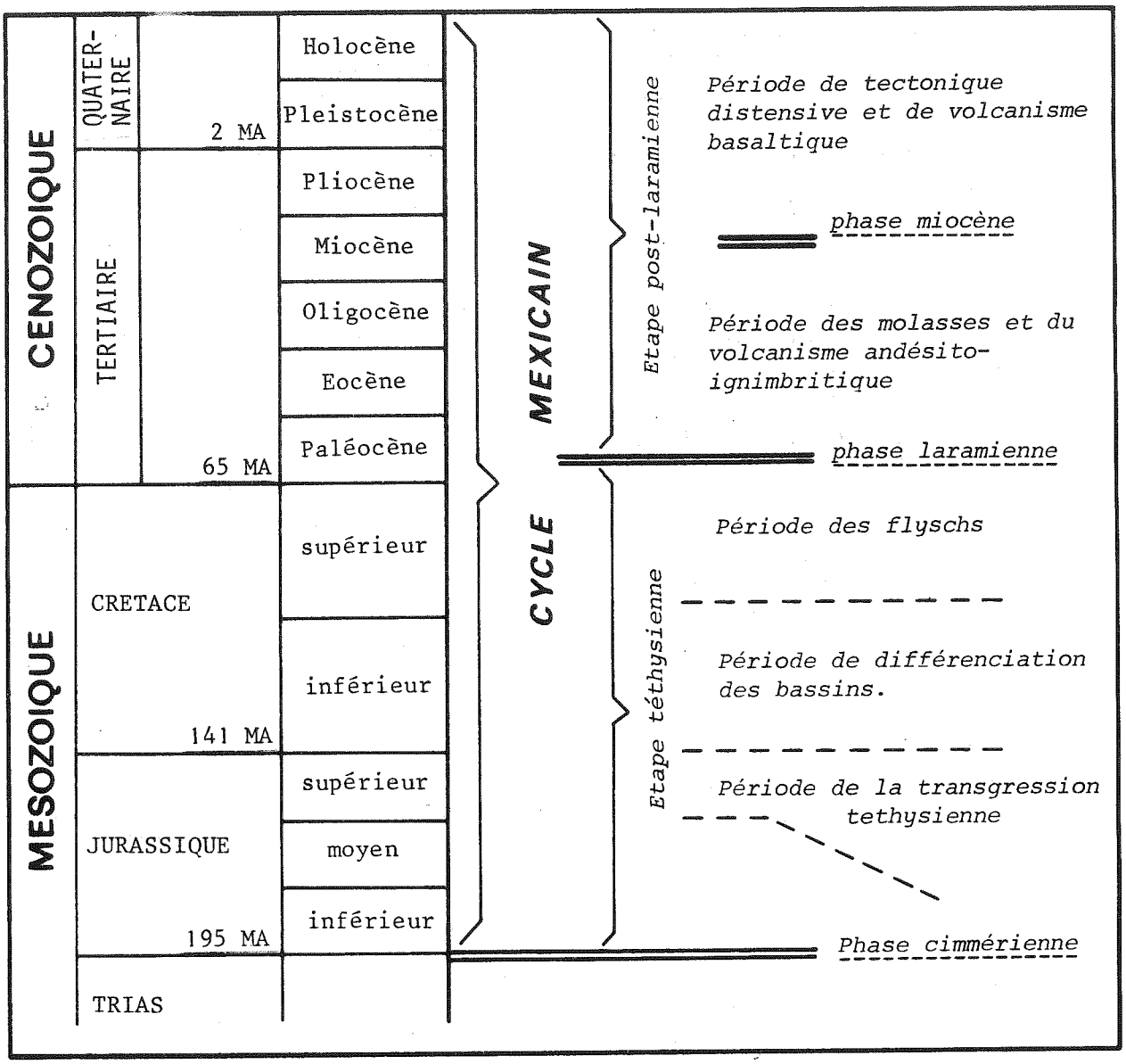


Fig. I_{2-2} : Tableau situant dans le temps les grandes étapes de l'évolution de la Sierra Madre Orientale durant le cycle mexicain. Les âges absolus indiqués sont ceux de la "Geological Time Table", 3ème édition, de F.W.B. Van Eysinga, 1975, modifiés selon J.L. LaBrecque et col., 1977.

CHAPITRE II. LE SECTEUR TRANSVERSE DE PARRAS DURANT L'ETAPE TETHYSIENNE.

A. LE JURASSIQUE SUPERIEUR, PERIODE DE LA TRANSGRESSION DANS LE DOMAINE HAUTE-CHAINE - HAUT-PLATEAU CENTRAL.

Le Jurassique n'est pas représenté dans le domaine de la Plateforme de Coahuila.

Dans le domaine de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, les premiers sédiments d'origine marine surmontant en discordance le Permo-trias sont d'âge oxfordien.

La richesse en Ammonites admirablement conservées, a rendu les formations du Jurassique supérieur du Secteur Transverse de Parras célèbres depuis longtemps.

I. LES TRAVAUX ANTERIEURS.

Sur la partie du Haut-Plateau Central située à la limite sud des grandes sierras transverses de la Haute-Chaîne, la présence du Jurassique supérieur a été reconnue à la fin du XIXème siècle. Pour la région voisine de Concepción del Oro et Mazapil, Zac. (fig. d), on trouve déjà mention des gisements d'Ammonites dans les travaux de C. Schuchard (1882-1883) et de J.G. Aguilera et col. (1896). L'étude stratigraphique et paléontologique détaillée du Jurassique de ces gisements et ceux de la région d'Estación Symón, Zac., a été réalisée par C. Burckhardt (1906, 1907 et 1930) et par E. Böse (1923).

Plus tard, R.W. Imlay reconnaît deux faciès de l'Oxfordien : la Formation La Gloria (1936) dans la Sierra de Parras et la Caliza Zuloaga (1938) dans la Sierra de Sombreretillo près de Melchor Ocampo, Zac.. Il distingue également deux faciès du Kimméridgien-Portlandien : la Formation La Casita (1936) dans la Sierra de Parras et la Formation La Caja (1938) dans la Sierra du même nom.

Mais toutes ces séries qui ont été décrites en détail sont incomplètes. Leurs bases manquent : soit qu'elles n'affleurent pas, soit qu'elles aient été détruites par cisaillement ou le plus souvent par décollement généralisé de la couverture sur le socle, lors de la phase laramienne. Avec R. Ruiz B., nous avons pu montrer (1974) qu'en fait, le décollement se faisait au niveau de gypses séparant deux niveaux de Caliza Zuoaga de l'Oxfordien, le niveau inférieur resté solidaire du socle (tégument) n'étant conservé qu'en quelques endroits du flanc oriental de la Sierra de San Julián (cf. infra).

II. DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES SIGNIFICATIVES.

Afin de mettre en évidence les variations de faciès observables du Sud au Nord dans le domaine de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, je décrirai quatre coupes du Jurassique supérieur.

a- La coupe de la Sierra el Ratón (extrémité sud-est de la Sierra de San Julián) - (fig. I_{2-3} et colonne A de la figure I_{2-7})

Elle s'observe 3 km au Nord-Ouest du village de Tecolotes, Zac. (voir fig. I_{2-8}).

Lorsque l'on recoupe d'Ouest en Est, du Cerro Colorado au Cañon la Vara, la Sierra el Ratón, on rencontre successivement :

1- 70m environ de calcaires formant le Cerro Colorado. Ils surmontent, en discordance angulaire faible, les grès et lutites rouges permo-triasiques de la Formation Nazas. A leur base, les premiers niveaux de calcaires gris sombre renferment des éléments conglomératiques, atteignant parfois 20cm de diamètre, provenant de la Formation Nazas sous-jacente (grès rouges en général). Au-dessus, les calcaires massifs gris sombre se présentent en couches de 1m d'épaisseur contenant parfois des nodules de silex noir. Dans les niveaux supérieurs, des Nérinées recristallisées sont présentes.

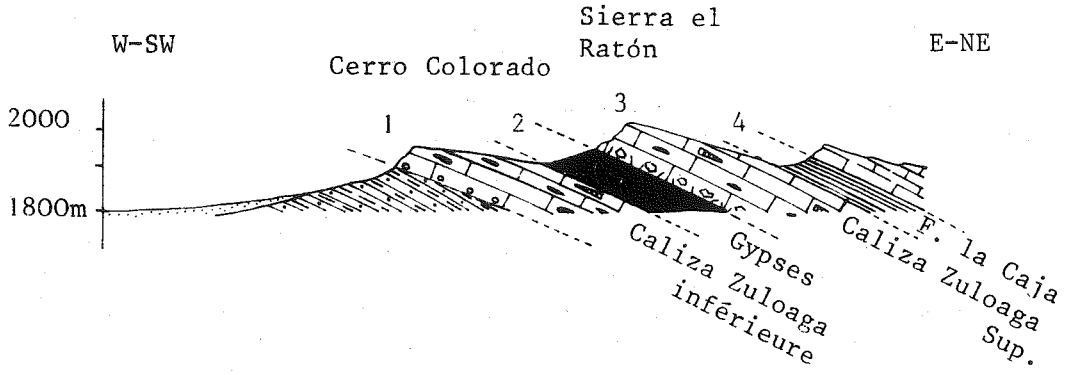


Fig. I_{2-3} : Coupe du Jurassique supérieur de la Sierra el Ratón. (Commentaire dans le texte).

2- 60m environ de gypses saccharoïdes et d'anhydrite fortement déformés, souvent masqués par des éboulis. Ce niveau tendre se traduit dans la morphologie par une dépression marquée, séparant nettement les deux falaises des formations calcaires qui l'encadrent.

3- 120m de calcaires massifs, gris sombre, en couches souvent épaisses (jusqu'à 4m de puissance). Ces bancs calcaires résistants parfois dolomitisés, montrent souvent des nodules de silex noir. Ils sont séparés par des interlits fins de lutites ou de calcaires argileux gris, soulignés dans le paysage par des lignes de croissance relativement plus dense de la végétation. La faune contenue dans cette formation comprend les genres suivants : *Nerinea, Gryphea, Pholadomya, Terebratula, Trigonia, Astarte,* etc... . Il s'agit des classiques calcaires à Nérinées de C. Burckhardt redéfinis comme Formation Zuloaga (R.W. Imlay, 1938) de l'*Oxfordien.*

4- 50m d'une série calcaro-argileuse tendre, riche en fossiles du *Kimméridgien-Portlandien,* connue sous le nom de Formation La Caja. Elle se traduit dans la morphologie par une dépression toujours très nette située au dos des calcaires résistants de l'Oxfordien. Dans le détail cette Formation La Caja comprend :

- à la base, 15m d'argilites calcaires tendres, en lits fins, gris sombre à brunâtre, renfermant des concrétions calcaires brunes se présentant sous forme de boules dont le diamètre varie de quelques centimètres à 1m. Les fossiles rencontrés, *Idoceras zacatecanum* Burckh., *Idoceras mexicanum* B., *Idoceras* sp., Belemnites et petits Gastéropodes, indiquent le Kimméridgien. On ne peut cependant exclure comme le soulignent C. L. Rogers et col. (1961) que les tout premiers niveaux de la formation appartiennent encore à l'Oxfordien.

- 25m d'une alternance de calcaires argileux fétides, argilites calcaires, calcaires à silex en lits minces et de calcaires phosphoritiques durs et gris. Dans ce second membre, caractérisé par sa richesse en phosphorites sont présents : *Glochiceras fialar* (Oppel), *Haploceras transatlanticum* Burckh., *H. mexicanum* B., *Mazapilites zitteli* (Burckh.), *Lamellaptychus* sp. et *Buchia* sp. du *Kimméridgien-Portlandien*. L'examen en lame mince des calcaires révèle l'existence de Radiolaires, Foraminifères à tests agglutinés et Ostracodes.

- au sommet, 10m de marnes grises finement stratifiées, alternant avec des lits minces de calcaires marneux blanchâtres. Ce membre a fourni *Kossmatia* sp., *Berriasella* sp., *Substeueroceras* sp., ainsi que des Bélemnites du *Portlandien supérieur*.

Les enseignements que l'on tire de cette coupe du Jurassique supérieur de la Sierra el Ratón sont essentiels.

- La séquence du Jurassique supérieur y est complète, contrairement à la grande majorité des affleurements où le contact stratigraphique de la base du Jurassique supérieur sur le Permo-Trias n'est pas observable.

- L'Oxfordien y est présent sous le faciès de calcaires néritiques à Nérinées connu sous le nom de Caliza Zuloaga. Cette formation renferme un niveau de gypse, si bien que l'on peut différencier : un membre inférieur, nommé Caliza Zuloaga inférieure (M. Tardy et R. Ruiz B., 1974), un membre moyen formé de gypse et anhydrite et un membre supérieur distingué sous le nom de Caliza Zuloaga supérieure. La Caliza Zuloaga inférieure est restée solidaire de son substratum stratigraphique originel, comme en témoigne la présence à sa base d'un conglomérat remaniant des éléments du Permo-Trias sous-jacent. La Caliza Zuloaga supérieure est décollée au-dessus du niveau de gypse ; sa base est tectonisée (brèche tectonique marmorisée dépassant plusieurs mètres d'épaisseur). L'absence d'une partie de Caliza Zuloaga supérieure, ôtée par rabotage basal lors de la tectonique laramienne, n'est pas à exclure.

- Les premiers niveaux datés avec précision qui surmontent les calcaires à Nérinées de la Caliza Zuloaga supérieure sont rapportés au Kimméridgien. De ce fait, tous les auteurs s'accordent pour attribuer un âge oxfordien à cette Caliza Zuloaga supérieure. Compte-tenu des similitudes de faciès et de contenu faunistique (présence de Nérinées dans les deux membres) j'attribue aux deux Caliza Zuloaga inférieure et supérieure, ainsi qu'aux gypses, le même âge oxfordien.

- Le Kimméridgien et le Portlandien sont représentés par les faciès très fins d'argilites et de marnes pauvres en matériel clastique de la Formation la Caja. Cette formation renferme dans sa partie moyenne des passées de calcaires à silex et de calcaires phosphoritiques caractéristiques.

b- La coupe de la Sierrita de Symón (fig. I_{2-4} et colonne B de la fig. I_{2-7}).

On l'atteint 4 km à l'Est d'Estación Symón, Zac., au Puerto el Toboso (fig. I_{2-8}).

Cette coupe célèbre décrite par E. Böse (1923), par C. Burckhardt (1919, 1930) et par C.L. Rodgers et col. (1961), montre du Sud vers le Nord et de bas en haut :

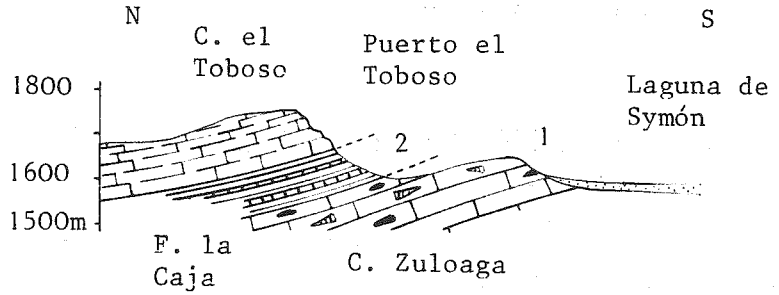


Fig. I_{2-4} : Coupe du Jurassique supérieur de la Sierrita de Symón (Commentaire dans le texte).

1- 70m visibles de calcaires massifs en gros bancs d'âge *oxfordien*, appartenant à la partie sommitale de la Caliza Zuloaga supérieure. Ces calcaires gris contiennent des silex noirs ou bruns et des Nérinées.

2- 88m d'une alternance de schistes et marnes rougeâtres, renfermant quelques intercalations de calcaires noirâtres plus résistants, rarement phosphoritiques. Il s'agit de la Formation La Caja dans laquelle ont été reconnus (C. Burckhardt, 1930) :

. à la base sur environ 18m, le *Kimméridgien* à *Glochiceras fialar* (Oppel), représenté par des argilites et marnes rougeâtres en grande partie masquées par des éboulis ;

. le *Portlandien inférieur*, correspondant à 50m d'argilites rougeâtres montrant trois niveaux plus calcaires extrêmement fossilifères ; l'un situé à la base contenant *Oppelia* gr. *pugilis* Neum., *Waagenia* cf *Autharis* Oppel et *Mazapilites* sp., l'autre situé dans la partie moyenne renfermant *Oppelia* gr. *pugilis* Neum., *Mazapilites symonensis* Burckh., *M. crassicostatus* B., *M. tobosensis* B., *M. carinatus* B., *Perisphinctes* af. *praetransitorius* Font. et *Aspidoceras Würtenbergeri* B., le troisième situé au sommet ayant fourni *Phylloceras* sp., *Haploceras complanatum* Burckh., *Aulacosphinctes Pervinquieri* B., *A. boesei* B., A. aff. *colubrinus* Touc., *A. corona* B., *A. Titan* B., *A. neohispanicus* B., *A. Bangei* B., *A. symonensis* B., *A. diversecostatus* B., *A.* cf *Kokeni* Behr., *A. subbleicheri* B., *Perisphinctes tobosensis* B., *P. Theodosii* B., *P. Alexeii* B., *Virgatites* sp., *Cucullaea* sp. et des grandes Bélemnites.

. au sommet 20m de marnes et lutites gris blanchâtre, masquées par des éboulis. Il s'agit très probablement du *Portlandien supérieur*. En effet, les couches supérieures équivalentes de la même Formation La Caja affleurant à l'extrémité orientale de la Sierra de Ramirez toute proche, ont fourni à leur base dans un banc de calcaire noir *Proniceras idoceroïdes* Burckh., *P. neo hispanicum* B., *P. torresense* B., *P. Aguilerae* B., *P. Victoris* B., *P. subpronum* B., *Aulacosphinctes Wilfridi* B., *A. torresianus* B., *A.* af. *eudichotomus* Zittel, *Hoplites* aff. *microcanthus* Opp., *Harpoceras* op. et dans les schistes de la partie supérieure *Berriasella* cf. *Oppeli* Kil., *B.* cf *Calisto* d'Orb., *B.* cf. *calistoides* Behr., *Steueroceras* sp. et *Crioceras* sp..

Cette coupe du Jurassique supérieur de la Sierrita de Symón est moins complète que la précédente ; seule la partie supérieure des calcaires à Nérinées de l'Oxfordien affleure.

Très célèbre par sa richesse en Ammonites, elle a permis d'attribuer la formation argilo-calcaire La Caja au Kimméridgien-Portlandien.

Comme le soulignait déjà C. Burckhardt (1930), on notera la quasi disparition des niveaux phosphoritiques dans la Formation La Caja de cette coupe.

c- La coupe du Cañon de Orozco (Sierra de San Francisco) (Fig. I_{2-5} et colonne C de la fig. I_{2-7}).

Le Jurassique supérieur de la Sierra de San Francisco (nommée Sierra el Tajo sur la coupure La Constancia au 1/50.000ème de la CETENAL) affleure dans la partie supérieure du Cañon Orozco (fig. I_{2-8}). L'accès s'effectue à partir du Barrial de Menchaca, par le Puerto la Pedrera situé 5 km au Sud du Rancho Valle Hermanos.

Le Jurassique supérieur du coeur de la Sierra de San Francisco dessine un vaste pli couché vers le Nord.

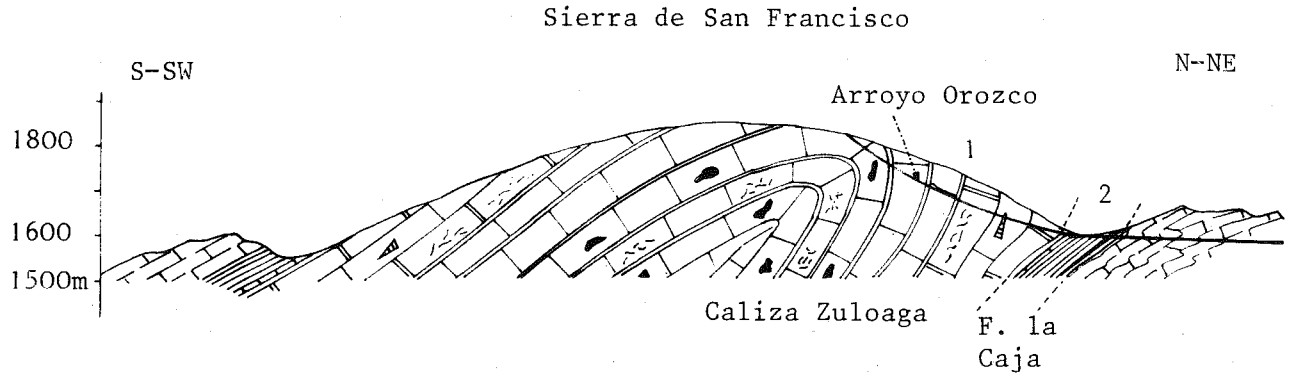


Fig. I_{2-5} : Coupe du Jurassique supérieur du Cañon Orozco (Sierra de San Francisco). Commentaire dans le texte).

En fonction du renversement des couches, on observe du Sud vers le Nord et de la crête de la Sierra vers son pied septentrional.

1- 550m visibles de Caliza Zuloaga d'âge *oxfordien*, très résistante à l'érosion et conservée de ce fait au coeur de la Sierra en un magnifique mont dérivé. Dans la séquence monotone des calcaires on peut distinguer deux parties.

. Le membre inférieur, sur environ 400m d'épaisseur, montre des calcaires gris clair à brun clair acquérant sous l'effet de l'altération une patine jaunâtre ou rougeâtre ; ils se présentent en bancs de 50cm à 1m d'épaisseur séparés par de minces interlits argileux. Des nodules de silex noirs accidentent ces calcaires et certains bancs montrent à leur surface des débris de coraux, éponges, crinoïdes et coquilles remaniés non identifiables.

. Le membre supérieur, épais de 200m, est formé de couches épaisses (jusqu'à 5m de puissance) de calcaires bioclastiques fétides,

noirs ou gris sombre, acquérant une patine grise à rouge violacée. Les Nérinées et les fragments de coraux, en général mal conservés, sont fréquents dans ces niveaux.

2- 100m de silts, argilites et marnes alternant avec des niveaux calcaires plus ou moins phosphoritiques, caractéristiques de la Formation La Caja. Cette formation tendre correspond, dans la Sierra de San Francisco, à une magnifique combe annulaire entourant le mont dérivé armé par les assises dures de l'Oxfordien (fig. I_{2-5} et carte géologique). Plus précisément, on peut distinguer, à l'intérieur de cette formation, trois parties :

. à la base, 20m de silts renfermant quelques concrétions calcaires, dans lesquels je n'ai pas trouvé de fossile. Dans des niveaux équivalents de la Formation La Caja de la Sierra del Oratorio (Sierra située immédiatement à l'Ouest de la Sierra de San Francisco), S. Eguiluz (1976) signale *Idoceras* sp. du *Kimméridgien*.

. 60m de silts, lutites calcaires, gris à violacé, renfermant des lits de calcaires noirs et de calcaires phosphoritiques, de fins niveaux de gypse ainsi que des veines de charbon. Les niveaux calcaires sont extrêmement fossilifères et ont fourni : *Glochiceras fialar* (Oppel), *Haploceras* sp., *Mazapilites* sp., *Aptychus* sp. ainsi que des Bélemnites et petits Gastéropodes du *Kimméridgien-Portlandien*.

. au sommet, 20m d'argilites et silts calcaires gris à *Substeuroceras* sp., *Proniceras* sp. et vertèbres de poissons du *Portlandien supérieur*.

Cette coupe du Jurassique supérieur du Cañon de Orozco apporte des faits nouveaux, quand on la compare aux deux coupes précédentes.

Dans la Sierra de San Francisco, l'Oxfordien acquiert un développement considérable. Sans que la base de la formation ne soit visible, 550m de calcaires ont pu être mesurés. Cette épaisse série carbonatée bioclastique, représente très probablement l'équivalent latéral de la Caliza Zuloaga supérieure présente dans la Sierra el Ratoń. En effet dans la Sierra del Oratorio voisine, ainsi qu'à l'Ouest du Cañon de Ahuichila (voire carte géologique), des grandes masses de gypses affleurent à la base de ces niveaux calcaires, en plusieurs endroits. D'autre part, la présence de Nérinées et surtout d'abondants débris remaniés de coraux de bryozoaires et d'éponges, indique que ces calcaires résultent de dépôts carbonatés en ambiance péri-récifale.

Le Kimméridgien-Portlandien de la Sierra de San Francisco présente le faciès "Caja" caractérisé par la présence des calcaires phosphoritiques et l'absence de niveaux gréseux. On notera cependant la présence, dans cette Formation La Caja, de minces horizons de gypse et de celle de veines de charbon traduisant clairement des influences lagunaires avec tendances à l'émersion lors du dépôt de ces couches riches en Ammonites.

d- La coupe du Cañon de Taraises (Sierra de Parras) (Fig. I_{2-6} et colonne D de la fig. I_{2-7}).

Dans la région étudiée, les affleurements de Jurassique les plus septentrionaux se rencontrent dans la partie occidentale de la Sierra de Parras. La coupe classique, déjà décrite par R.W. Imlay (1936), est située dans la partie supérieure du Cañon de Taraises (fig. I_{2-8}). Là, l'arroyo

recoupe une voute anticlinale dessinée par les assises du Jurassique supérieur.

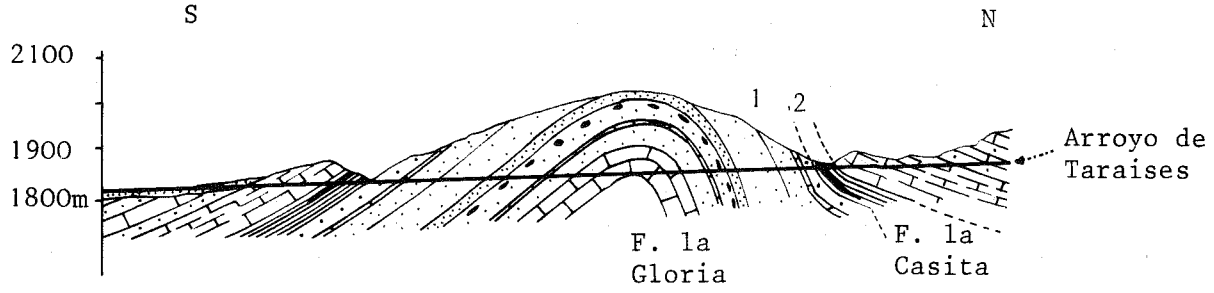


Fig. I_{2-6} : Coupe du Jurassique supérieur du Cañon de Taraises (Sierra de Parras). Commentaire dans le texte.

De part et d'autre de la charnière anticlinale on observe, de bas en haut :

1- 300m environ d'une séquence gréso-calcaire rapportée à l'Oxfordien et définie comme Formation La Gloria (R.W. Imlay, 1936). Dans cette formation, on reconnaît :

. à la base, 50m visibles de calcaires gris à noirs, en bancs épais (30cm à 2,5m) renfermant des nodules de silex ;

. 100m de grès à ciment calcaire, en couches de 30cm à 1,20m d'épaisseur, alternant régulièrement avec des lits calcaires épais de 30cm environ ; les derniers niveaux de ces grès renferment des passées conglomératiques ; les éléments des conglomérats sont des galets bien roulés de grès ou de silex brun ou gris ;

. 33m de quartzites blanches tachetées de limonite brun-jaunâtre ;

. 100m de grès à ciment calcaire gris-jaunâtre en bancs épais ;

. 2m de calcaires renfermant des coquilles de Pélécipodes indéterminables ;

. 25m de grès jaune clair, en couches de 10cm à 70cm d'épaisseur.

2- 65m de lutites à passées calcaires et gréseuses correspondant à la Formation La Casita (R.W. Imlay, 1936) du *Kimméridgien-Portlandien*. Dans le détail, cette formation comprend :

. dans la partie inférieure et moyenne de la formation, une alternance de lutites noires en lits très fins, de veines de charbon, de couches minces de calcaires jaunâtres et de niveaux de grès calcaires fins ;

. au sommet, sur une dizaine de mètres, des grès marneux finement lités.

Comparée aux précédentes, la coupe du Jurassique supérieur de la Sierra de Parras affleurant au Cañon de Taraises est singulière à bien des égards :

Les faciès calcaires de l'Oxfordien, comme les faciès argilo-calcaires du Kimméridgien-Portlandien sont envahis par des apports gréseux im-

portants. Ce fait justifie le changement de nomenclature des formations de même âge : Formation La Gloria gréseuse qui s'oppose durant l'Oxfordien à la Caliza Zuloaga et Formation La Casita gréseuse qui s'oppose durant le Kimméridgien-Portlandien à la Formation La Caja à calcaires phosphoritiques.

L'analyse microscopique des éléments des grès à ciment calcaire révèle que ceux-ci comprennent (R.W. Imlay, 1936) : des grains de quartz présentant parfois une extinction roulante, de plagioclases (oligoclase et albite) et de magnétite ainsi que des fragments de quartzites et de felsites. L'aire dispensatrice des éléments détritiques (conglomérats de la Formation La Gloria, comme éléments des grès des deux formations) est à rechercher dans une direction opposée à celle du Haut Plateau Central où les formations de même âge sont dépourvues d'apport terrigène. *Le domaine de la Plateforme de Coahuila, alors émergé, représente cette source.* On retrouve aisément, dans les flyschs permiens à passées volcaniques ainsi que dans les plutons granodioritiques du socle de la Plateforme de Coahuila, les roches ayant fourni par érosion, les éléments des grès du Jurassique supérieur de la Sierra de Parras.

Formation La Gloria et Formation La Casita sont, dans la partie occidentale de la Sierra de Parras, très pauvres en fossiles. Pour cela R. W. Imlay (1937 et 1938) a désigné comme localités types de ces formations d'autres lieux où ces mêmes formations, moins riches en dépôts terrigènes, recèlent des associations de fossiles caractéristiques des étages du Jurassique supérieur.

III. CONCLUSIONS : PALEOGEOGRAPHIE DE LA REGION ETUDIEE AU JURASSIQUE SUPERIEUR.

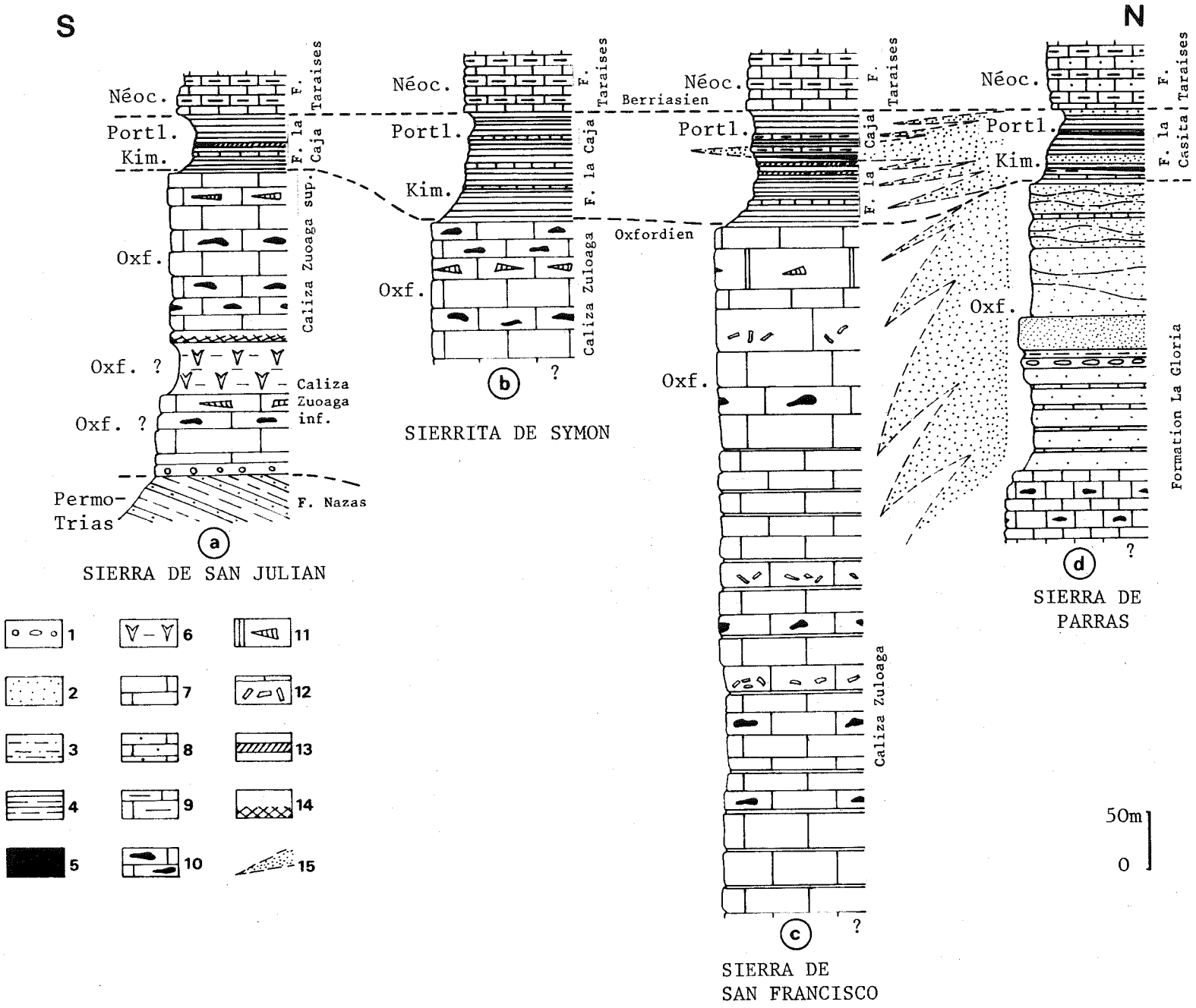
Les coupes que je viens de décrire succintement, et qui sont résumées sur les colonnes stratigraphiques de la fig. I_{2-7}, sont riches d'enseignements.

a- Les roches sédimentaires d'origine marine du Jurassique supérieur sont présentes dans le domaine de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, alors que la Plateforme de Coahuila en est dépourvue.

La transgression marine s'est donc manifestée plus précocement, au Jurassique supérieur, dans le domaine de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central que sur la Plateforme de Coahuila, où elle est datée de l'Aptien supérieur (voir paragraphe suivant).

La Plateforme de Coahuila était effectivement émergée au Jurassique supérieur. C'est elle qui, à cette époque, fournit les éléments détritiques que l'on retrouve dans les grès des formations La Gloria et La Casita de la Sierra de Parras.

b- Comme l'a souligné C. Burckhardt (1930), la faune fossile renfermée dans les formations du Jurassique supérieur de la région étudiée présente des similitudes frappantes avec celles du domaine périméditerranéen. Il s'agit d'une faune essentiellement téthysienne. C'est un argument majeur pour dire que *la transgression qui se manifeste au Jurassique supérieur dans la Haute-Chaîne et sur le Haut-Plateau Central est d'origine orientale téthysienne.*


S
N
Néoc.
Portl.
Kim.
Oxf.
Oxf. ?
Oxf. ?
Permo-Trias
F. la Taraises
F. la Caja
Caliza Zuoaga sup.
Caliza Zuoaga inf.
F. Nazas
a
SIERRA DE SAN JULIAN
Néoc.
Portl.
Kim.
Oxf.
F. la Taraises
F. la Caja
Caliza Zuloaga
b
?
SIERRITA DE SYMON
Néoc.
Berriasien
Portl.
Oxfordien
Oxf.
F. la Taraises
F. la Caja
Caliza Zuloaga
c
?
SIERRA DE SAN FRANCISCO
Néoc.
Portl.
Kim.
Oxf.
F. la Taraises
F. la Casita
Formation La Gloria
d
?
SIERRA DE PARRAS
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
50m
0

c- Il m'est difficile de préciser le moment exact de la première incursion marine téthysienne dans la région étudiée. Seules les coupes montrant un tégument de Caliza Zuloaga inférieure restée solidaire du socle paléozoïco-triasique permettent d'aborder ce problème. Mis à part le flanc oriental de la Sierra de San Julián où des coupes complètes du Jurassique supérieur sont visibles en plusieurs endroits (dont la Sierra el Ratón), ce tégument est observable dans la Sierra de Teyra et en particulier au Cerro el Morado où l'on retrouve la trilogie Caliza Zuloaga inférieure-gypses-Caliza Zuloaga supérieure. Je n'ai pas trouvé de fossile caractéristique dans la Caliza Zuloaga inférieure. Seules, la similitude de son faciès avec celui de la Caliza Zuloaga supérieure et la présence de Nérinées (indéterminables spécifiquement) me font supposer que ce tégument est également d'âge oxfordien. Mais ceci n'est qu'une impression ..., renforcée tout de même par le fait que l'existence de termes mésozoïques d'origine marine, plus anciens que l'Oxfordien, n'a jamais été signalée dans le Secteur Transverse de Parras. *L'âge oxfordien* que j'attribue à la première transgression marine téthysienne dans le domaine de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central *est ainsi un âge minimum.*

d- *La nature des sédiments du Jurassique supérieur montre des variations notables dans l'espace et dans le temps.*

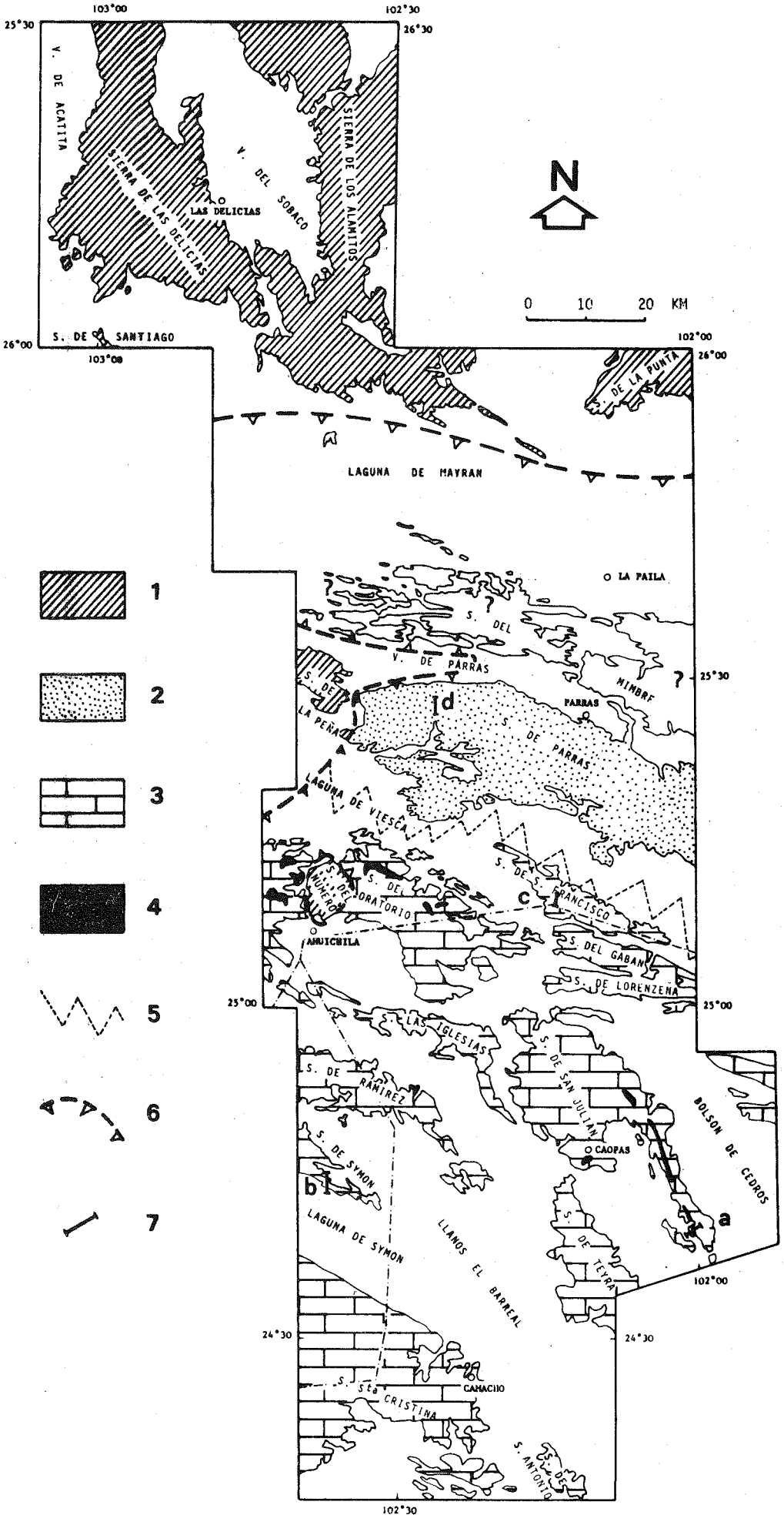
- Du Sud au Nord, à la même époque, les sédiments affleurants dans le domaine de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, diffèrent nettement.

La partie supérieure de l'Oxfordien (présente dans toutes les coupes étudiées) est représentée sur le Haut-Plateau (Sierra el Ratón, Sierrita de Symón) par les calcaires à Nérinées de la Formation Zuloaga ; ils résultent d'un "dépôt formé dans des eaux chaudes et limpides d'une mer peu profonde et probablement très agitée" (C. Burckhardt, 1930). Au fur et à mesure que l'on se déplace vers le Nord, ces calcaires à Nérinées augmentent considérablement de puissance (plus de 500m dans la Sierra de San Francisco, plus de 450m dans la Sierra del Oratorio) et s'enrichissent en débris d'organismes récifaux (coraux, bryozoïres, etc...) ; ce sont alors des dépôts périrécifaux accumulés dans une partie subsidente du bassin marin. Puis la Caliza Zuloaga fait place (le passage de faciès qui se situe entre la Sierra de San Francisco et la Sierra de Parras ne se voit pas, le Jurassique n'affleurant pas dans cet intervalle) dans la partie la plus septentrionale de la Haute-Chaîne, à une série gréso calcaire résultant du dépôt, en bordure du littoral, d'une série détritique, alimentée par les apports provenant de la Plateforme de Coahuila voisine alors émergée.

Au Kimméridgien-Portlandien l'opposition est de même nature entre le faciès argilo-schisteux à passées calcaires de la Formation La Caja que l'on rencontre sur le Haut-Plateau et dans la partie sud de la Haute-Chaîne (Sierra del Oratorio, Sierra de San Francisco, etc...) et le faciès argilo gréseux à passées charbonneuses de la Formation La Casita présent dans la Sierra de Parras. Le premier témoigne d'un dépôt en mer ouverte, loin du rivage, à l'abri des apports terrigènes grossiers, alors que le second ré-

---

Fig. I_{2-7} : Colonnes stratigraphiques du Jurassique supérieur.
1: conglomérats ; 2: grès ; 3: marnes gréseuses ; 4: argilites ; 5: charbon ; 6: gypse et anhydrite ; 7: calcaire ; 8: calcaire gréseux; 9: calcaire marneux ; 10: calcaire à silex ; 11: calcaire à Nérinées ; 12: calcaire bioclastique ; 13: calcaire phosphoritique ; 14: brêches tectoniques marquant la base de la couverture décollée ; 15: limite méridionale des apports terrigènes.


103°00
102°30
25°30
26°30
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
SIERRA DE LOS ALAMITOS
LAS DELICIAS
N
0 10 20 KM
S. DE SANTIAGO
26°00
103°00
102°00
DE LA PUNTA
LAGUNA DE MAYRAN
LA PAILA
S. DEL
V. DE PARRAS
MIMBRE
PARRAS
S. DE LA PEÑA
S. DE PARRAS
LAGUNA DE VIESCA
S. DEL ORATORIO
S. DE SAN FRANCISCO
ANUICHILA
S. DEL GABAN
S. DE LORENZENA
S. LAS IGLESIAS
S. DE RAMIREZ
S. DE SAN JULIAN
CAOPAS
BOLSON DE CEDROS
S. DE SYMON
LAGUNA DE SYMON
LLANOS EL BARREAL
S. DE TEYRA
24°30
CAMACHO
S. STA CRISTINA
S. DE S. ANTONIO
1
2
3
4
5
6
7
a
b
c
d

sulte de dépôts détritiques grossiers près du rivage, ou dans des lagunes où se forme du charbon. La présence de quelques passées charbonneuses dans la Formation La Caja du flanc nord de la Sierra de San Francisco, semble marquer en cet endroit, le passage de faciès entre ces deux formations de même âge (fig. I_{2-7}).

- *En un même lieu la séquence des faciès, rencontrés de l'Oxfordien au Portlandien, traduit l'instabilité des fonds marins* à cette époque de l'installation du premier domaine téthysien. Ainsi, si l'on considère la séquence des faciès jurassiques de la Sierra el Ratón (fig. I_{2-7}, colonne A) :

. la transgression suivie du dépôt de la Caliza Zuloaga inférieure peut s'interpréter comme résultant de l'effondrement d'une partie du Continent Nord Américain à l'Oxfordien (?). Cet effondrement par distension (rifting) est à l'origine du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, alors que le domaine de la Plateforme de Coahuila reste émergé.

.Le dépôt des évaporites (gypses et anhydrites) séparant les deux formations de calcaires à Nérinées oxfordiennes marque probablement un stade d'exondation temporaire du bassin avant que la mer ne s'installe définitivement à l'Oxfordien supérieur. L'instabilité du fond du bassin se traduit alors par la différenciation d'une zone néritique plus subsidente, située à hauteur des sierras de l'Oratorio et de San Francisco, à la limite entre le faciès calcaire de la Formation Zuloaga et le faciès gréseux de la Formation La Gloria.

.la formation argilo calcaire La Caja, extrêmement riche en Ammonites et pauvre en fossiles néritiques, paraît résulter d'un dépôt plus profond ("partie plus profonde de la zone néritique" selon C. Burckhardt, 1930), après enfoncement brusque du bassin à la fin de l'Oxfordien (présence probable de l'Oxfordien terminal dans les couches basales de la Formation La Caja).

En fait, au cours du Kimméridgien-Portlandien, des mouvements du fond du bassin continuent à se manifester et contrôlent la sédimentation. La partie moyenne de la Formation La Caja contient des niveaux de calcaires phosphoritiques. A cause de l'intérêt économique de ceux-ci des travaux précis ont été menés sur cette formation (R. Van Vloten, 1955 ; C.L. Rodgers et col., 1961). L'origine de l'apatite granulaire des calcaires phosphoritiques y est largement discutée (mortalité en masse d'organismes marins, remontée le long du rivage d'eaux profondes riches en phosphates par phénomènes d'upwelling ...). Ces auteurs notent toutefois que ces dépôts de calcaires phosphoritiques s'effectuent essentiellement durant le Kimméridgien supérieur-Portlandien inférieur, époque où des témoins d'émersion sont nombreux : niveaux fins de gypses, de charbon, présence de fossiles continentaux (troncs d'arbres et os de reptiles terrestres). Les mouvements du fond du bassin, responsables de ces émersions répétées au

---

Fig. I_{2-8} : Carte de répartition des faciès du Jurassique supérieur.
1: domaine émergé de la Plateforme de Coahuila ; 2: faciès détritiques riches en apports provenant de la Plateforme de Coahuila ; 3: faciès à dominante calcaire ; 4: principaux affleurements des gypses oxfordiens ; 5: limite sud des faciès détritiques ; 6: trace du chevauchement frontal de la nappe de Parras ; 7: emplacements des coupes décrites dans le texte.
La Sierra del Mimbre a été laissée en blanc, elle est en effet formée uniquement de terrains du Crétacé supérieur diverticulés au pied nord de la Haute-Chaîne.

Kimméridgien-Portlandien, ont été parfois interprétés comme des échos lointains de la phase névadienne qui se manifestait clairement à cette époque dans le domaine cordillerain de la bordure ouest du Continent Nord Américain (C. Burckhardt, 1930).

En résumé, la répartition des faciès du Jurassique supérieur (telle qu'elle est représentée sur la figure I_{2-8}) montre que la région étudiée se situe à cheval sur deux domaines :

- au Nord, la Plateforme de Coahuila émergée dont les produits résultant de son érosion se déposent en partie ;
- au Sud, en bordure d'un bassin marin, peu profond, né de la transgression téthysienne dont on retrouve les dépôts dans la Haute-Chaîne et les sierras du Haut-Plateau. Sur cette bordure marine la sédimentation est contrôlée :

. par la distance séparant le lieu de dépôt du rivage ; ainsi, en fonction des apports détritiques provenant de la Plateforme de Coahuila émergée, les dépôts sont terrigènes à proximité du rivage, dans l'actuelle Sierra de Parras, alors que les dépôts sont plus calcaires vers le large (Sierra de l'Oratorio, de San Francisco et plus au Sud) ;

. mais également par des mouvements verticaux affectant les fonds de ce bassin en cours de différenciation ; de ces mouvements résultent les dépôts lagunaires (gypses, charbon) intercallés dans des séries par ailleurs franchement marines.

Je tiens à souligner déjà que la répartition actuelle des faciès mésozoïques (donc jurassiques) résulte essentiellement de la position structurale acquise par les anciens grands domaines paléogéographiques lors des phases tectoniques successives qui ont affecté cette région. Ainsi, je montrerai que la situation géographique du domaine de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, au Sud de la Plateforme de Coahuila, est une position tectonique, due au charriage du premier domaine sur le second lors de la phase laramienne. Au Jurassique supérieur, en enlevant les effets de la tectonique laramienne, le bassin marin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central devait être situé au Sud-Ouest ou à l'Ouest - Sud-Ouest de la Plateforme de Coahuila.

B. LE CRETACE INFERIEUR, PERIODE DE LA DIFFERENCIATION DU BASSIN DE L'ENSEMBLE HAUTE-CHAINE - HAUT-PLATEAU CENTRAL ET DU HAUT-FOND DE COAHUILA.

Dans le Secteur Transverse de Parras, le Crétacé inférieur est une période de sédimentation essentiellement carbonatée, au cours de laquelle s'individualise un bassin marin "profond", en bordure de la Plateforme de Coahuila.

La série sédimentaire carbonatée est continue dans les sierras de la Haute-Chaîne et dans celle du Haut-Plateau. Je distinguerai cependant, dans la présentation stratigraphique, deux moments séparés par la transgression, affectant à l'Aptien supérieur le domaine jusqu'alors émergé

de la Plateforme de Coahuila.

Sur le terrain, cette limite est très nette ; que ce soit dans le domaine de la Plateforme de Coahuila (région de Las Delicias, Coahuila) où elle correspond aux premières couches sédimentaires discordantes sur le socle, ou que ce soit dans le domaine de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central où elle est signalée par la dépression morphologique de la Formation La Peña très fossilifère.

I. DU BERRIASIEN A L'APTIEN INFERIEUR.

a- Les travaux antérieurs :

Les études stratigraphiques de détail effectuées dans la région sont dues pour l'essentiel à :

- E. Böse (1923) qui décrit en grand détail les faunes d'Ammonites caractérisant les étages depuis le Berriasien jusqu'à l'Aptien dans les environs de Symón et de Camacho, Zac. ;

- C. Burckhardt (1930) qui regroupe de manière remarquablement moderne toutes les données litho et biostratigraphiques ;

- R.W. Imlay qui dans ses études de la Sierra de Parras (1936 et 1937) définit les formations Taraises, Parritas et Cupido, tout en signalant un grand nombre d'Ammonites.

b- Description de trois coupes significatives :

Afin d'illustrer les principales variations lithostratigraphiques observables du Haut-Plateau au front septentrional de la Haute-Chaîne, je décrirai trois coupes levées dans les sierras de Teyra, del Gaban et de Parras.

1- *Coupe du Cañon La Tinaja dans la Sierra de Teyra (fig. I_{2-9} et colonne 1 de la figure I_{2-12}).*

Elle a été levée sur le flanc oriental de la Sierra de Teyra, quatre kilomètres au Nord-Ouest de San Rafaél, Zac. (fig. I_{2-13} et carte géologique). Le long de l'Arroyo La Tinaja, d'Est en Ouest et de bas en haut on observe :

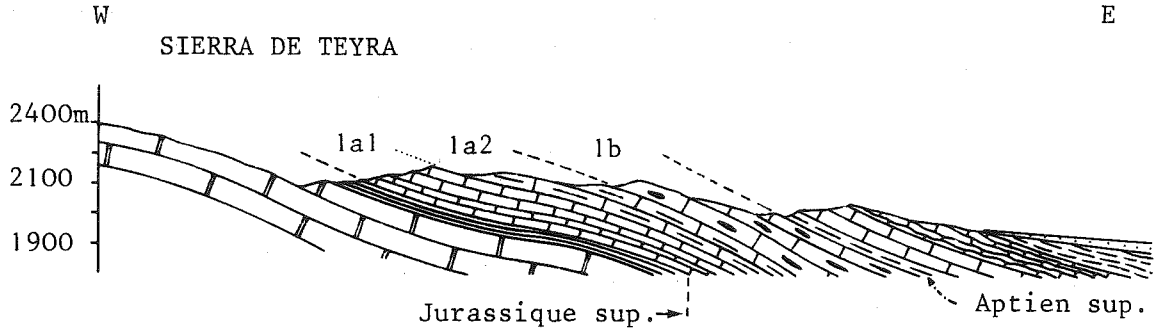


Fig. I_{2-9} : Coupe du Cañon La Tinaja (Sierra de Teyra). Commentaire dans le texte.

050 033283 5

1a- surmontant les argilites de la Formation La Caja, bien datées du Kimméridgien-Portlandien, un ensemble de calcaires plus ou moins marneux du *Berriasien-Hauterivien inférieur*. Il s'agit de la *Formation Taraises*, épaisse ici de 140m environ. Dans le détail cette formation montre:

1a1: dans sa partie inférieure, des calcaires gris fins en couches minces (10 à 20cm) ; les premiers niveaux de ce membre m'ont fourni une microfaune de *Globochaete alpina* Lombard, *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.), *Calpionellopsis* sp. du Berriasien, à côté d'Ostracodes et de Radiolaires calcitisés.

1a2: dans sa partie supérieure, des calcaires gris-jaunâtre, nettement plus marneux, riches en fossiles, en couches de 20 à 25cm d'épaisseur. J'y ai recueilli : *Olcostephanus astieriformis* (Böse), *Olcostephanus* sp. gr. *sayni* (Kil.), *Olcostephanus* sp. gr. *raricostatus* (Böse) et *Olcostephanus* sp. gr. *baini* (Sharpe) du Valanginien supérieur - Hauterivien inférieur.

Dans l'ensemble des calcaires plus ou moins marneux de la Formation Taraises des petits silex bleutés ainsi que des petits nodules de pyrite ou de limonite sont disséminés.

1b- 140 à 150m de calcaires durs formant une barre très nette dominant les pentes plus douces des calcaires argileux du Jurassique terminal (Formation La Caja) et du Néocomien (Formation Taraises). Il s'agit de la *Caliza Capido* formée de bancs épais (50cm à 2m) d'un calcaire bleu sombre, renfermant des gros rognons de silex brunâtre, rougeâtre ou jaunâtre en surface. Les seuls fossiles rencontrés sont des rostres de Belemnites. Aussi est-ce par position entre les formations Taraises (au-dessous) et La Peña (au-dessus) que cette Caliza Cupido est rapportée à l'*Hauterivien supérieur-Aptien inférieur*.

Je soulignerai deux faits essentiels apparus lors de l'étude de ce profil stratigraphique. Tout d'abord, la microfaune de Calpionelles rencontrée dans les niveaux basaux de la Formation Taraises, a permis d'identifier clairement le Berriasien, pour la première fois, dans cette partie de la Sierra Madre Orientale . Le fait est d'importance puisque beaucoup d'auteurs dont R.W. Imlay (1938, 1940), Z. de Cserna (1956), C.L. Rogers et col. (1961), n'écartent pas l'existence d'un hiatus stratigraphique à la limite Jurassique-Crétacé, sans qu'aucun indice de terrain en témoigne. *Le passage stratigraphique Jurassique-Crétacé*, au moins dans la Sierra de Teyra, *apparaît donc continu*. D'autre part, il est à noter que, sur ce profil, les calcaires des formations Taraises et Cupido renferment une quantité importante de silice exprimée sous formes de nodules. Il en est de même dans toutes les sierras environnantes du Haut-Plateau : sierras de San Julián, de San Antonio, Sierrita de Symón, etc... .

2- *Coupe dans la Sierra del Gabán (fig. I_{2-10} et colonne 2 de la figure I_{2-12}).*

Ce profil a été levé sur le flanc normal sud de l'anticlinal à coeur jurassique formant la Sierra del Gabán (fig. I_{2-13}). Il est observable le long d'un "arroyo" de direction nord-sud recoupant les Lomas Rinconada du flanc méridional de l'anticlinal (carte CETENAL La Constancia au 1/50.000).

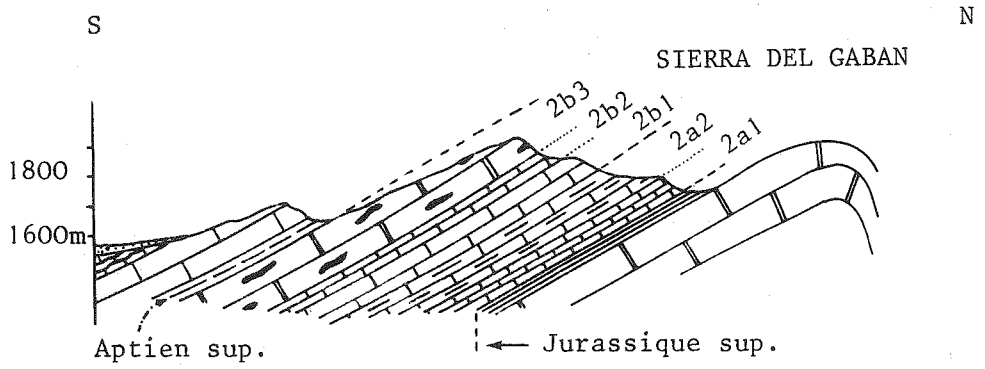


Fig. I_{2-10} : Coupe des Lomas Rinconada (flanc sud de la Sierra del Gabán). Commentaire dans le texte.

Surmontant le Jurassique terminal, on rencontre du Nord au Sud et de bas en haut :

2a- *Le Berriasien-Hauterivien inférieur* représenté par 190 mètres de Formation Taraises. Celle-ci comprend :

2a1: un membre inférieur, épais de 70m environ, formé de calcaires argilo-gréseux en couches de 5 à 20cm d'épaisseur. Cette partie relativement résistante à l'érosion dessine un ressaut topographique net au dessus de la dépression correspondant à la Formation La Caja du Jurassique terminal. Je n'ai pas trouvé d'Ammonite, ni récolté d'échantillon à microfaune caractéristique dans ce membre. Je signale toutefois que dans les niveaux équivalents de la Formation Taraises du flanc nord de la Sierra de San Francisco toute proche, S. Eguiluz (1976) note la présence de *Néocosmoceras* sp. du Berriasien.

2a2: un membre supérieur, épais de 120m, moins résistant à l'érosion, formé de calcaires plus argileux gris-jaunâtre en couches de 20 à 30cm d'épaisseur. Quelques niveaux renferment des petits rognons de silex. Les Ammonites y sont nombreuses et bien conservées : *Olcostephanus* sp., *Mexicanoceras* sp., *Leopoldia* sp., du Valanginien-Hauterivien à côté de Beleminites.

2b- *L'Hauterivien supérieur-Aptien inférieur* représenté par 290m de calcaires durs, résistants. Ils forment un crêt dominant la combe dégagée dans les couches tendres du Jurassique terminal (Formation La Caja) et du Néocomien (Formation Taraises). On peut sur ce profil, distinguer dans cette Caliza Cupido, de bas en haut, trois membres :

2b1: Le membre inférieur, de 120m d'épaisseur environ, est fait de couches d'épaisseur moyenne (20cm à 60cm) de calcaires un peu marneux, gris bleuté, séparées par des interlits marneux fins. Il montre des empreintes d'Ammonites et renferme des spicules d'Eponges et des débris bioclastiques (Briozoaires, Crinoïdes, etc...).

2b2: Le membre moyen, de 60m d'épaisseur, est fait de calcaires gris clair, plus marneux, moins résistants à l'érosion, en couches plus minces de 20 à 30cm, renfermant quelques nodules de silex. On y trouve *Pulchellia* sp. et *Aegocrioceras* sp. de l'Hauterivien-Barrémien.

2b3: le membre supérieur, de 110m d'épaisseur, comprend des calcaires gris sombre, résistants, en bancs plus épais (50cm à 1,5m). Dans ces bancs les nodules de silex gris sont nombreux. Les fossiles sont rares. La présence de *Pseudohaploceras* sp. du Bédoulien a été signalée dans les niveaux supérieurs, équivalents de la Formation Cupido de la Sierra de San Francisco (S. Eguiluz, 1976).

Cette coupe, levée à la limite entre Haute-Chaîne et Haut-Plateau Central, est très semblable à la précédente. Cependant, je signalerai que la quantité de silex renfermés dans les deux formations est moins importante, que l'épaisseur de la Caliza Cupido de l'Hauterivien supérieur-Aptien inférieur a augmenté, et que les calcaires de la partie supérieure de cette formation contiennent déjà des débris de fossiles néritiques.

3- *Coupe du front nord de la Sierra de Parras* (*fig.* I_{2-11} *et colonne 3 de la fig.* I_{2-12}).

Elle a été levée dans la partie supérieure du Cañon Taraises, puis la crête passée, sur le flanc nord de la Sierra de Parras (fig. I_{2-13}).

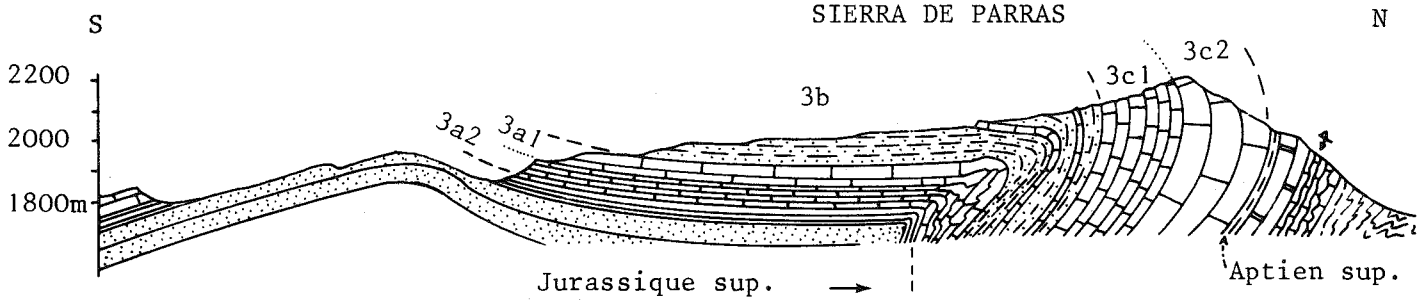


Fig. I_{2-11} : Coupe du front nord de la Sierra de Parras passant par le Cañon de Taraises et situant les formations Taraises, Las Vigas et Cupido du Berriasien-Aptien inférieur Commentaire dans le texte.

Les formations du Crétacé inférieur dessinent, au Nord de la boutonnière laissant apparaître un coeur anticlinal jurassique supérieur, un vaste pli anticlinal déversé vers le Nord - Nord-Est. Je décrirai la série rencontrée depuis la dépression du Jurassique terminal vers le Nord, c'est-à-dire stratigraphiquement du bas vers le haut. Elle comprend :

3a- *Le Berriasien-Hauterivien inférieur* représenté par 150m de calcaires plus ou moins marneux. Il s'agit de la Formation Taraises, décrite en ce même endroit par R.W. Imlay (1936). Dans cette formation on distingue :

3a1: une partie inférieure de 80m d'épaisseur, formée de calcaires gris en lits minces (5cm à 15cm), relativement durs. Je n'ai pas trouvé de fossile dans cette partie. R.W. Imlay y signale *Olcostephanus* sp. .

3a2: une partie supérieure de 70m d'épaisseur, faite de calcaires marneux moins résistants, gris à patine jaunâtre. Dans cette par-

tie les Ammonites (parfois pyritisées), Pélécipodes, Brachiopodes, Echinodermes et Belemnites sont nombreux et bien conservés (voir liste in R. W. Imlay, 1936.

3b- *L'Hauterivien supérieur-Barrémien*, représenté par 300m de grès fins à ciment calcaire, gris jaunâtre ou brun, à patine souvent rougeâtre. Il s'agit de la *Formation Las Vigas*. Dans ces grès en lits fins sont intercalés, dans la partie supérieure de la formation, des niveaux de calcaires noirs souvent riches en débris de coquilles (Huîtres). L'un de ces niveaux carbonatés, où les spicules d'Eponges sont nombreux, renferme *Globigerinelloïdes blowi* (Bolli).

3c- *Le Barrémo-Aptien*, représenté par une puissante série calcaire (700m) résistante, armant la crête nord de la partie occidentale de la Sierra de Parras. Il s'agit de la Caliza Cupido dans laquelle on distingue :

3c1: un membre inférieur (l'ex-Formation Parritas de R.W. Imlay, 1936) fait de calcaires gris jaunâtre en couches généralement assez minces (30cm à 50cm) séparées par des joints de marnes jaunâtres. Les fossiles y sont rares. Quelques bancs micritiques ont révélé en lame mince, la présence de *Choffatella dicipiens* (Schlumb.) et de *Coskinolinoïdes* sp. .

3c2: un membre supérieur, épais (420m), fait de calcaires gris sombre en bancs épais (50cm à 3m) séparés quelquefois par des interlits marneux. Ils renferment quelques gros rognons de silex gris. Plusieurs niveaux de calcaires sont intensément dolomitisés alors que d'autres sont transformés en microsparite par recristallisation. L'examen en lame mince révèle la présence de débris de Rudistes, Gastéropodes, Milioles, Ostracodes et Algues.

Cette coupe présente des différences notables lorsqu'on la compare aux deux précédentes.

Des changements de faciès apparaissent à partir de l'Hauterivien (la Formation Taraises de la Sierra de Parras est, en effet, tout à fait comparable en faciès et en âge à la Formation Taraises, des sierras plus méridionales). Les calcaires de l'Hauterivien supérieur-Aptien inférieur qui correspondent à la Formation Cupido dans toutes les autres sierras, sont ici remplacés par deux formations :

- l'une, d'âge Hauterivien-Barrémien, faite essentiellement de grès : la Formation Las Vigas ;
- l'autre, d'âge Barrémo-Aptien, faite de calcaires néritiques (à débris bioclastiques de Rudistes, Gastéropodes, Algues, ...), épais (plus de 700m) : la Caliza Cupido.

En fait, il y a donc deux types de Caliza Cupido : la Caliza Cupido de l'Hauterivien supérieur-Aptien inférieur, des sierras situées au Sud de la Sierra de Parras, peu épaisse et riche en silex, et la Caliza Cupido de la Sierra de Parras qui, par son âge barrémo-aptien et par son faciès correspond à un véritable Urgonien comme l'avait déjà souligné C. Burckhardt (1930).

Concernant l'origine des grès arkosiques de l'Hauterivien-Barrémien , en tenant le même raisonnement que celui tenu pour rechercher l'origine des éléments clastiques présents dans le Jurassique supérieur de la Sierra de Parras (cf supra), je dirai que l'aire dispensatrice était la Plateforme de Coahuila toujours émergée à l'époque.

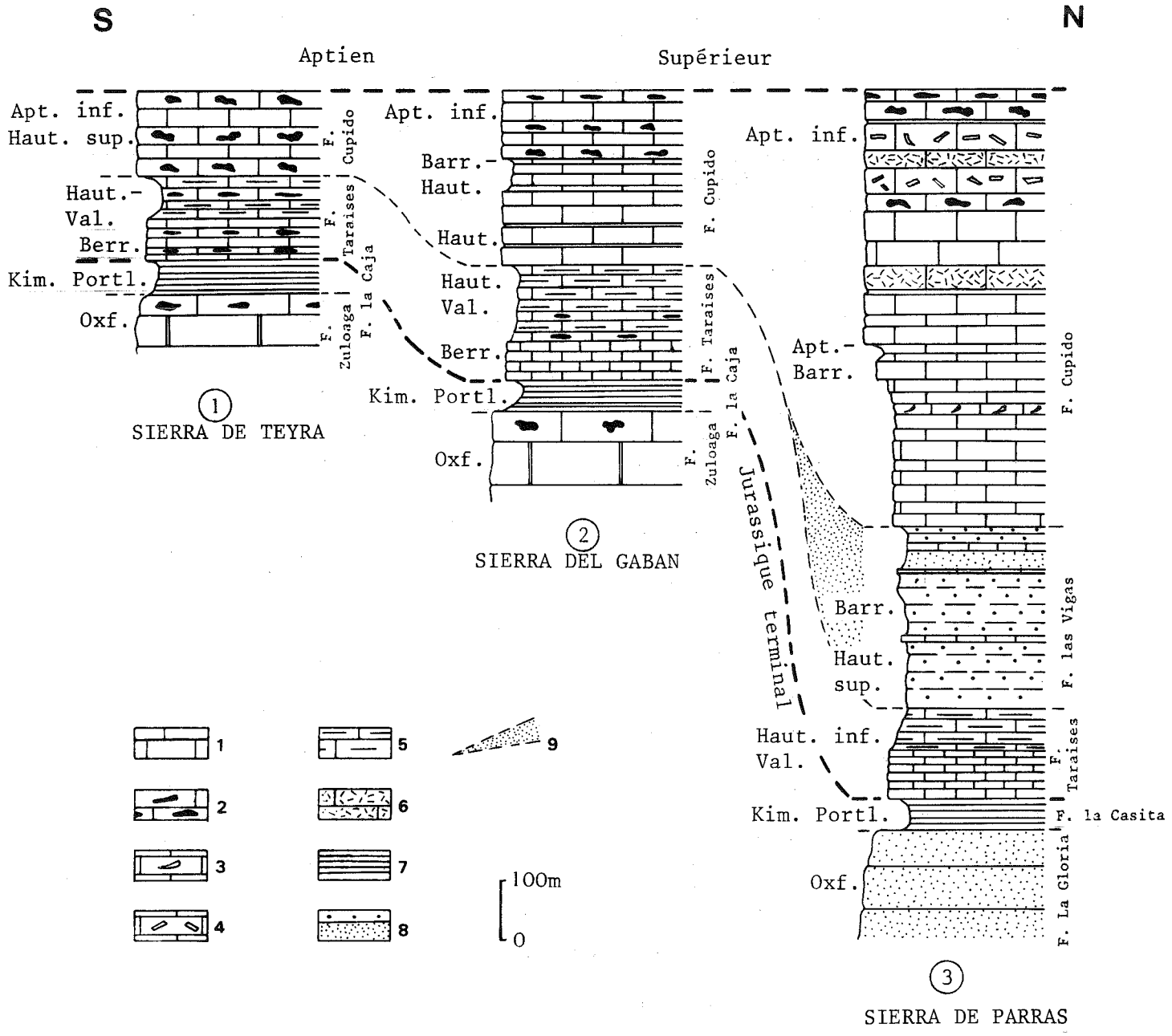


Fig. I_{2-12} : Colonnes stratigraphiques du Berriasien-Aptien inférieur.

1: calcaire ; 2: calcaire à silex ; 3: calcaire à coquilles ; 4: calcaire bioclastique ; 5: calcaire marneux ; 6: calcaire dolomitique ; 7: argilites ; 8: grès ; 9: limite méridionale des apports terrigènes.

c- Conclusion : paléogéographie de la région étudiée du Berriasien à l'Aptien inférieur :

Les trois coupes que je viens de décrire succinctement et résumées sur les colonnes stratigraphiques de la fig. I_{2-12} permettent de tirer quelques enseignements d'ordre paléogéographique.

1- Dans la Haute-Chaîne et sur le Haut-Plateau Central, la limite Jurassique - Crétacé est marquée par un changement brutal du type de sédimentation. Partout les argilites supérieures des formations La Casita ou La Caja du Jurassique terminal sont surmontées, selon un contact stratigraphique très net, par les calcaires inférieurs plus résistants de la Formation Taraises.

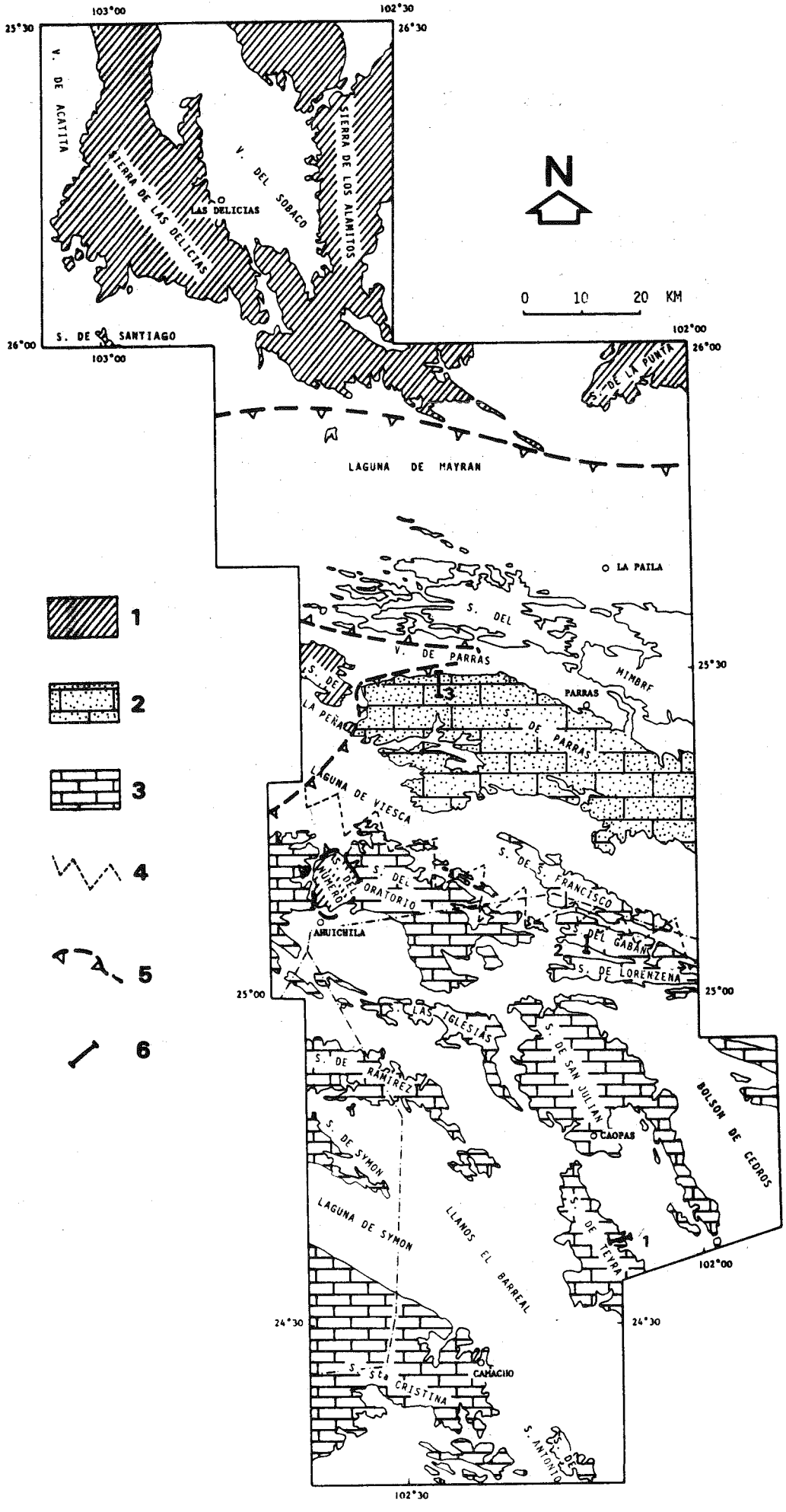
2- Du Berriasien à l'Aptien inférieur, les roches sédimentaires d'origine marine sont présentes dans le domaine de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central alors que la Plateforme de Coahuila en est toujours dépourvue. La paléogéographie de cette première partie du Crétacé inférieur s'inscrit ainsi, tout simplement, à la suite de celle du Jurassique supérieur. Comme l'indique la carte de répartition des faciès de la fig. I_{2-13}, la région étudiée est toujours située à cheval sur la partie continentale de la Plateforme de Coahuila et sur la marge d'un bassin marin.

3- Du continent, auquel appartient alors la Plateforme de Coahuila, proviennent des éléments terrigènes que l'on retrouve intercallés dans les couches, du Berriasien à l'Aptien inférieur : argiles, pour l'essentiel, du Berriasien à l'Hauterivien inférieur, présentes dans les calcaires marneux de la Formation Taraises ; grès arkosiques de la Formation Las Vigas, déposés à l'Hauterivien-Barrémien en position proximale, dans la Sierra de Parras.

4- C'est en fonction de la Plateforme de Coahuila émergée que se répartissent également les faciès marins calcaires durant le Barrémo-Aptien : faciès néritiques de plateforme subsidente sur le pourtour du continent (Caliza Cupido à faciès urgonien de la Sierra de Parras), passant à des séries calcaires plus franchement pélagiques (à silex et Ammonites) en position distale (au Sud de la Sierra de Parras).

En résumé, la répartition des faciès carbonatés du Barrémo-Aptien (fig. I_{2-13}) indique qu'au Crétacé inférieur, en bordure de la Plateforme de Coahuila émergée, le bassin marin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central montre deux parties :

- une zone proximale subsidente, où sous une faible tranche d'eau se déposent les calcaires à faciès urgonien (Caliza Cupido de la Sierra de Parras) ;
- une zone distale, plus profonde, où se déposent les calcaires à faciès pélagique (Caliza Cupido à silex et Ammonites de la partie sud de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central).


103°00
102°30
25°30
26°30
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
SIERRA DE LOS ALAMITOS
LAS DELICIAS
N
0 10 20 KM
S. DE SANTIAGO
26°00
103°00
102°00
26°00
S. DE LA PUNTA
LAGUNA DE MAYRAN
LA PAILA
S. DEL
V. DE PARRAS
MIMBRE
25°30
S. DE LA PEÑA
PARRAS
S. DE PARRAS
LAGUNA DE VIESCA
S. DEL NUMERO
S. DEL ORATORIO
ARMICHILA
S. DE S. FRANCISCO
DEL GABAN
S. DE LORENZENA
25°00
LAS IGLESIAS
S. DE RAMIREZ
S. DE SAN JULIAN
CAOPAS
BOLSON DE CEDROS
S. DE SYMON
LAGUNA DE SYMON
LLANOS EL BARREAL
S. DE TEYRA
24°30
S. Sta CRISTINA
CAMACHO
S. DE S. ANTONIO
102°30
1
2
3
4
5
6

II. DE L'APTIEN SUPERIEUR AU CENOMANIEN BASAL.

a- Les travaux antérieurs :

Parmi les publications marquantes, traitant de la stratigraphie des terrains de la tranche d'âge considérée, il faut citer ceux de :

- E. Böse (1923) qui donne des coupes détaillées des séries calcaires à Ammonites des environs de Camacho, Zac. et Opal, Zac., et attribue à l'Aptien supérieur les premiers niveaux transgressifs sur le Permien dans les environs de Las Delicias, Coah. ;

- R.W. Imlay qui définit en 1936, dans la Sierra de Parras, les formations La Peña et Cuesta del Cura ;

- W.A. Kelly (1936) qui, distingue au coeur de la Plateforme de Coahuila, dans les calcaires de la Sierra de Acatita, la Formation Cuchillo (subdivisée en Cuchillo inférieure et supérieure) et la Caliza Aurora ;

- T.S. Jones (1938) qui décrit et date paléontologiquement la série carbonatée de la Sierra de la Peña.

b- Description de cinq coupes significatives :

Afin de pouvoir dégager les faits géologiques essentiels concernant les temps compris entre l'Aptien supérieur et le Cénomanien basal, je décrirai cinq coupes stratigraphiques :

- Quatre d'entre elles ont été choisies dans l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

- La cinquième est celle, classique, des environs de Las Delicias, Coah., au coeur de la Plateforme de Coahuila.

1- *L'Albo-Cénomanien de la Sierra Santa Cristina.*

A 1'Ouest - Sud-Ouest de Camacho, Zac., des calcaires du Crétacé inférieur affleurent dans l'axe de l'anticlinal allongé Est-Ouest de la Sierra de Santa Cristina (carte géol., colonne 1 de la figure I_{2-17} et fig. I_{2-18}).

Ce sont, au coeur de la structure, des calcaires gris parfois noirs, en bancs minces (10 à 20cm), contenant des lentilles de silex noir et séparés par des lits ondulants de ces mêmes silex (10cm d'épaisseur). Ils forment le toit de la *Caliza Cuesta del Cura* et renferment de nombreux fossiles. Ce sont généralement des Ammonites silicifiées à formes naines nombreuses. E. Böse (1923) y signale diverses espèces de *Phylloceras, Hamites, Ptychoceras, Turrilites, Acanthoceras, Crioceras, Scaphites* etc... du *Vraconien.*

Fig. I_{2-13} : Carte de répartition des faciès de l'Hauterivien supérieur - Aptien inférieur.

1: domaine émergé de la Plateforme de Coahuila ; 2: calcaires néritiques à faciès urgonien surmontant des dépôts détritiques provenant de la Plateforme de Coahuila ; 3: calcaires à silex pélagiques ; 4: limite sud de la Caliza Cupido à faciès urgonien ; 5: trace du chevauchement frontal de la nappe de Parras ; 6: emplacements des coupes décrites dans le texte. La Sierra del Mimbre a été laissée en blanc, car formée uniquement de terrains du Crétacé supérieur.

Vers le haut, après disparition des lits, puis des nodules de silex, cette formation passe à des calcaires grisâtres en lits minces (quelques centimètres d'épaisseur) à Ammonites et Inocérames indéterminables. Ils révèlent en lame mince la présence de grains de quartz et d'une microfaune à *Rotalipora cushmani* (Morrow) du *Cénomanien*.

2- *La coupe de Nuevo Rodeo, Zac.* (*fig.* I_{2-14} *et colonne 2 de la fig.* I_{2-17}).

Elle a été levée sur la retombée orientale de l'anticlinal de San Julián, le long d'un canyon transverse débouchant dans le Bolson de Cedros, à l'Ouest de la petite localité de Nuevo Rodeo, Zac. (feuille Caopas au 1/50.000ème de la CETENAL et fig. I_{2-18}).

Passées les barres calcaires puissantes de l'Hauterivien supérieur - Aptien inférieur (Caliza Cupido), du Sud-Ouest au Nord-Est et de bas en Haut, on rencontre :

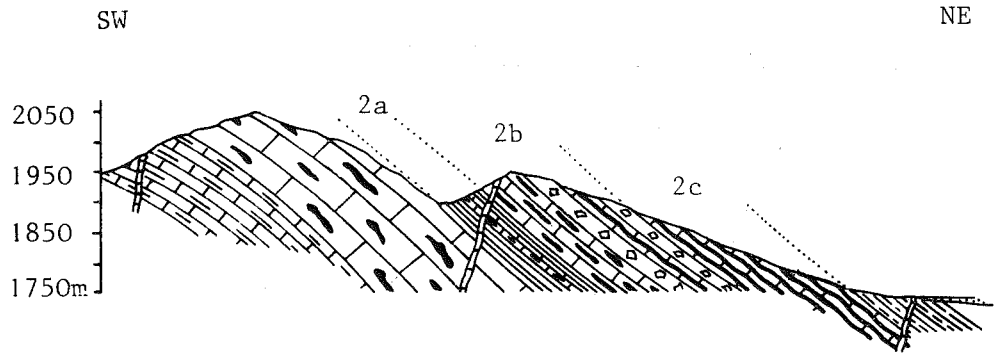


Fig. I_{2-14} : Coupe de Nuevo Rodeo. Commentaire dans le texte. Des filons aplitiques, liés aux corps granodioritiques intrusifs miocènes voisins, recoupent la série.

2a- 80m environ d'une alternance de lutites gris jaunâtre et de calcaires marneux gris clair en lits minces, renfermant des lentilles de silex noir. Il s'agit de la *Formation La Peña* reconnaissable sur le terrain à son expression morphologique. C'est en effet, une formation relativement tendre, facilement attaquée et déblayée par l'érosion, donnant toujours une dépression très marquée.

Ces niveaux sont riches en fossiles. J'y ai trouvé *Dufrenoya* sp., *Acanthoplites* sp., ainsi que des Echinodermes, Bélemnites et Brachiopodes. Dans les sierras environnantes (Trebol, Carpintero et Teyra) les nombreuses Ammonites recueillies permettent d'attribuer un *âge Aptien supérieur-Albien basal* à cette formation (C.L. Rodgers et col., 1961).

2b- 50 m de calcaires à silex, en bancs massifs. A leur sommet, par enrichissement en silice, ils passent à des calcaires en bancs plus minces (20cm à 30cm d'épaisseur), ondulés, alternant avec des lits de silex, qui annoncent la Caliza Cuesta del Cura. Dans ces niveaux supérieurs, s'intercalent plusieurs bancs plus résistants (de 1m à 2m d'épaisseur) de brèches calcaires intraformationnelles. Les éléments de ces brèches, granoclassés à l'intérieur de chaque banc, comprennent des fragments anguleux de cal-

caires finement lités et de silex semblables aux couches encaissantes. Je n'ai pas trouvé de fossile dans ces niveaux. Aussi est-ce par position stratigraphique entre deux formations datées, que je les attribue à l'*Albien*.

2c- 150m environ d'une alternance très régulière de lits ondulés de calcaires gris finement lités et de silex noirs. Il s'agit de la Formation Cuesta del Cura sous son faciès typique. Les faunes d'Ammonites collectées par E. Böse, C. Burckhardt et C.L. Rodgers et col. (in C.L. Rogers et col., 1961), permettent d'attribuer celle-ci à l'*Albien supérieur-Cénomanien basal*.

Une série tout à fait semblable (colonne 3 de la fig. I_{2-17}) affleure au débouché du *Cañon de Orozco*, sur la retombée nord de la *Sierra de San Francisco*. Stratigraphiquement, de bas en haut, elle comprend :

- 70m de lutites à passées calcaires (Formation La Peña) renfermant des Ammonites de l'*Aptien supérieur-Albien basal* ;
- 180m de calcaires massifs à gros rognons de silex. Des lames minces faites dans des échantillons provenant de ces niveaux permettent d'y reconnaître : *Globigerina* sp., *Colomiella* sp., *Microcalamoïdes* sp. et *Calcisphaerula* sp. de l'*Albien*. Cette formation de calcaires en gros bancs se termine par 20m de brèches intraformationnelles renfermant des coquilles de Lamellibranches remaniées ;
- 70m de Caliza Cuesta del Cura de l'*Albien supérieur-Cénomanien basal*, fortement tectonisée à la base du flanc inverse de l'anticlinal de San Francisco.

Les trois coupes précédemment décrites sur le Haut-Plateau Central (Sierra Santa Cristina et Sierra de San Julián), ou dans la partie sud de la Haute-Chaîne (Sierra de San Francisco) montrent clairement que les dépôts carbonatés de l'Aptien supérieur-Cénomanien basal possèdent des faciès pélagiques francs (calcaires finement lités très riches en silex à microfossiles et fossiles pélagiques), témoignant d'un dépôt dans le domaine bathyal. Elles indiquent que le Haut-Plateau Central occupait, à la fin du Crétacé inférieur, une partie profonde du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

Dans la partie de la région étudiée, située à la limite entre Haute-Chaîne et Haut-Plateau Central (Sierra de San Julián, Sierra de San Francisco), au cours de l'Albien (probablement à la limite Albien inférieur-Albien supérieur), des niveaux de brèches intraformationnelles s'intercalent dans la série, à la base de la Formation Cuesta del Cura. L'absence de ces niveaux de brèches dans la partie la plus méridionale de la région étudiée (Sierra de Teyra, Sierrecilla de San Antonio), l'augmentation de leur importance de la Sierra de San Julián en direction de la Haute-Chaîne (autrement dit au fur et à mesure que les faciès de l'Albien inférieur se font moins pélagiques) et la présence de coquilles de Lamellibranches néritiques remaniées dans les brèches de la Sierra de San Francisco, m'incitent à penser que ces niveaux représentent des *brèches de flanc* au sens de J. Aubouin (1959). Celles-ci se seraient éboulées à l'Albien, le long du talus limitant au Nord les parties les plus profondes du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

Du Sud vers le Nord, on voit également s'individualiser progressivement deux formations calcaires, au-dessus des niveaux tendres calcaro-marneux de la Formation La Peña. Ainsi, en allant de la Sierrecilla

de San Antonio à la Sierra de San Francisco, les calcaires situés à la base de la Formation Cuesta del Cura augmentent progressivement de puissance, acquièrent des faciès chaque fois moins pélagiques, et annoncent déjà leur passage latéral au faciès néritique à récifal de l'Albien inférieur de la Sierra de Parras.

3- *Une coupe du front nord de la Sierra de Parras (fig. I_{2-15} et colonne 4 de la fig. I_{2-17}).*

L'Arroyo Santa Barbara entaille profondément la partie occidentale du front de la Sierra de Parras (fig. I_{2-18}). Cette coupe naturelle permet d'observer, en position renversée, les formations surmontant stratigraphiquement la Caliza Cupido barrémo-aptienne.

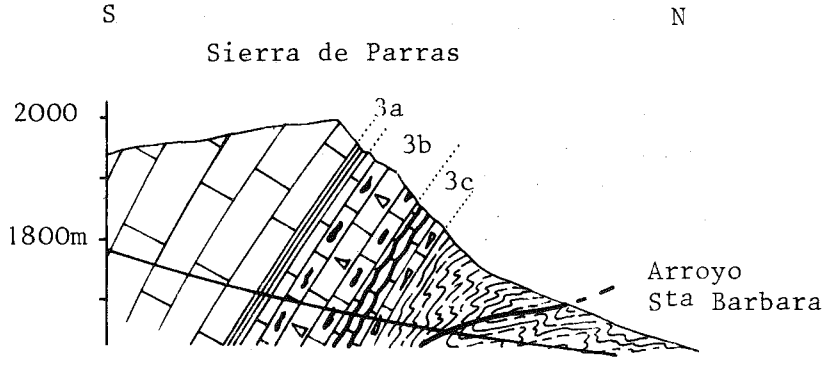


Fig. I_{2-15} : Coupe de l'Arroyo Santa-Barbara. Commentaire dans le texte.

Ce sont :

3a- 20m environ de couches minces de calcaires gréseux gris à nodules de limonite, alternant avec des calcaires noirs fétides, riches en fossiles et des marnes jaunâtres. Il s'agit de la Formation La Peña, ici étirée tectoniquement. Parmi les nombreux fossiles qu'elle renferme j'ai recueilli :

. une microfaune à *Hedbergella infracretacea* (Glaessner) et *Dorothia praeoxycona* (Moull.) ;

. une macrofaune à Huîtres, Plicatules, Echinodermes en débris, Nautiles et Ammonites parmi lesquelles : *Pseudohaploceras* sp. ex gr. *Matheroni* (d'Orb.), *Burckhardites* sp et *Dufrenoya justinae* (Hill).

Cette association indique l'*Aptien supérieur*.

3b- 140m de calcaires durs, gris, en bancs épais, renfermant quelques rognons de silex bruns ainsi que des nodules de pyrite ou de limonite. De nombreux bancs contiennent des Rudistes plus ou moins cassés parmi lesquels on reconnaît des Caprinidés. En lame mince certains niveaux micritiques ou biomicritiques révèlent la présence de :

. dans la partie inférieure de la formation, Miliolidés, piquants d'oursins, petits Foraminifères agglutinants et *Trocholina* sp. ;

. dans la partie supérieure de la formation, à côté de débris nombreux de Rudistes et Gastéropodes, *Colomiella recta* Bonet, *Col. mexicana* Bonet, *Ticinella washitensis* (Carsey) et *Epistomina* gr. *colomi* Sigal, asso-

ciation de l'*Albien moyen*.

En tenant compte de l'âge aptien supérieur de la formation sous-jacente, on attribue à l'*Albien inférieur et moyen* cette unité de calcaires récifaux nommée Caliza Aurora par R.W. Imlay (1936), mais à laquelle j'ai préféré attribuer le nom de *Formation Tamaulipas* (M. Tardy, 1972).

3c- 50m environ de Caliza Cuesta del Cura. Elle est formée de manière très caractéristique, par des calcaires micritiques gris, en couches ondulantes de 10 à 20cm d'épaisseur, renfermant des silex noirs en nodules ou couches minces. Parfois des horizons fins de marnes séparent les niveaux calcaires. La microfaune que j'ai rencontrée dans les calcaires comprend des Radiolaires, Calcisphaeres, *Rotalipora ticinensis subticinensis* (Gand.) et *Ticinella* sp. du *Vraconien*.

A l'endroit de notre coupe, c'est-à-dire au travers de l'affleurement le plus septentrional de la Formation Cuesta del Cura, je soulignerais la présence, au toit des calcaires à silex, d'un dernier banc de calcaires massifs à Rudistes silicifiés, épais de quelques mètres et passant brusquement aux marno-calcaires du Crétacé supérieur. De par sa position stratigraphique, son âge est soit *vraconien*, soit plus probablement *cénomanien basal*.

Par rapport aux séries de même âge, présentes sur le Haut-Plateau Central et dans la partie sud de la Haute-Chaîne, les formations de l'Aptien supérieur-Cénomanien basal de la Sierra de Parras se singularisent :

- *par le développement des faciès récifaux à l'Albien inférieur et moyen*. Ceux-ci, relativement peu épais (140m) dans la partie frontale nord-occidentale de la Sierra de Parras, atteignent des épaisseurs plus importantes (250m à 500m) dans la partie centrale. Là, les faciès sont franchement récifaux. Entre les bancs calcaires à nombreux Rudistes (surtout des Caprinidés), s'intercalent quelques niveaux de dolomie saccharoïde . Dans les plis les plus méridionaux de la sierra, ces faciès récifaux diminuent rapidement d'épaisseur (180m dans l'anticlinal le plus au Sud), tandis que les calcaires à Rudistes passent rapidement à des calcaires plus fins, en couches plus minces et à nodules de silex noirs.

- *par la présence de calcaires à Rudistes au toit de la Formation Cuesta del Cura*, dans la coupe de l'Arroyo Santa Barbara. Ce fait est d'importance car il montre que dans l'affleurement le plus septentrional de la région étudiée, les niveaux supérieurs de la Caliza Cuesta del Cura, d'âge Cénomanien basal probable, font place à des faciès récifaux à Rudistes. Ce passage de faciès annonce les faciès récifaux de l'Albo-Cénomanien présents sur la Plateforme de Coahuila.

4- *Coupe du Crétacé inférieur de la Sierra de Las Delicias* (fig. I_{2-16} *et colonne 5 de la fig.* I_{2-17}).

La série du Crétacé inférieur caractéristique de la Plateforme de Coahuila constitue toutes les sierras entourant la dépression fermée du Valle del Sobaco, où se trouve la localité de Las Delicias, Coah.. Une coupe de cette série peut être observée à l'Ouest de cette localité, sur la retombée orientale de la Sierra de Las Delicias, entre la source Agua Grande et le Cerro el Muerto (fig. I_{2-18}).

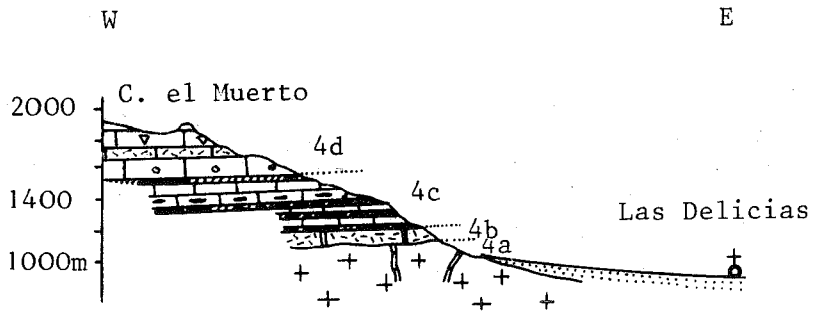


Fig. I_{2-16} : Coupe du Crétacé inférieur de Las Delicias. Commentaire dans le texte.

Sur ce profil, on rencontre de bas en haut :

4a- le toit d'un pluton granodioritique, recoupé par des filons aplitiques. Cet intrusif appartient au socle et est d'âge permo-triasique (cf. 1ère partie). Il est en grande partie masqué par un pédiment quaternaire.

4b- après quelques décimètres d'un paléosol arénitique assurant le contact avec le corps granodioritique, 50m environ de calcaires rosés très dolomitisés et de dolomies en bancs de 1 à 2m d'épaisseur. Ce terme correspond à la *Formation Cuchillo inférieure* (W.A. Kelly, 1936). Les assises relativement résistantes de cette formation forment une barre caractéristique, très facilement reconnaissable dans le paysage, à la base de la série. A l'endroit de la coupe, je n'ai pas rencontré de fossile. Par contre, quelques kilomètres plus au Nord, dans la Sierra de Acatita, W.A. Kelly (1936) signale la présence dans ces niveaux d'une macrofaune de Gastéropodes, Pélécipodes, et *Dufrenoya Justinae* (Hill) de l'*Aptien supérieur*.

4c- 400m de *Formation Cuchillo supérieure*. Elle comprend une alternance de calcaires gris en couches d'épaisseur variable (de quelques centimètres à plusieurs mètres), plus ou moins dolomitisés et renfermant des nodules de silex, de brèches calcaires monogéniques, de niveaux dolomitiques souvent ferrugineux, et de couches de gypse de 50cm à 3m d'épaisseur. Le gypse, caractéristique de cette formation, se présente le plus souvent sous son aspect saccharoïde et parfois constitue les éléments d'une véritable brèche, cimentés par de la dolomie gris sombre. A cause de ses horizons gypseux, cette formation est facilement reconnaissable dans le paysage. Elle se traduit toujours par un grand talus blanc sale, encadré par les falaises de la Formation Cuchillo inférieure à sa base et des calcaires massifs qui la surmontent.

Dans la Formation Cuchillo supérieure, les fossiles sont rares. Certains niveaux calcaires ont fourni *Orbitolina texana* (Roemer) de l'*Albien*.

4d- 300m de *Caliza Aurora*. Cette formation comprend des calcaires gris jaunâtre , massifs, en bancs de 50cm à 3m d'épaisseur, renfermant de rares nodules de silex. Dans ces calcaires néritiques ou subrécifaux s'intercalent des niveaux de brèches calcaires monogéniques, des bancs dolomitiques et dans la partie inférieure de la formation, quelques couches ou lentilles de gypse saccharoïde.

La Caliza Aurora est riche en fossiles. Elle renferme une microfaune à *Numoloculina heimi* Bonet, *Cuneolina* sp., *Globigerineloides* sp., *Nezzazata simplex* Omara, *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Acicularina* sp., *Cylindroporella* sp., ainsi qu'une macrofaune à *Acteonella* sp., *Gryphea* sp., *Toucasia* sp. (à la base de la formation) *Sphaerucaprina* sp. et *Caprinuloides* sp. (au sommet de la formation). L'âge de cette formation est *Albien supérieur-Cénomanien inférieur.*

Cette série du Crétacé inférieur de Las Delicias, Coah. est riche d'informations.

- Tout d'abord, grâce à elle, *on date de l'Aptien supérieur la transgression marine qui recouvre totalement le domaine de Coahuila* jusqu'alors émergé en bordure du bassin de l'Ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. La présence de *Dufrenoya justinae* Hill dans la Formation Cuchillo inférieure permet de corréler ces niveaux transgressifs avec la Formation La Peña de la Haute-Chaîne renfermant le même fossile (fig. I_{2-17}). C'est un élément repère fondamental pour les reconstitutions paléogéographiques.

- D'autre part *la séquence des faciès carbonatés affleurant sur la Plateforme de Coahuila est de nature différente* de celle présente dans la Haute-Chaîne et dans les sierras du Haut-Plateau Central. Ainsi :

. l'Aptien supérieur est représenté par les calcaires plus ou moins dolomitiques de la Formation Cuchillo inférieure. Ceux-ci s'opposent aux marno-calcaires riches en Ammonites, constituant la Formation La Peña de la Haute-Chaîne.

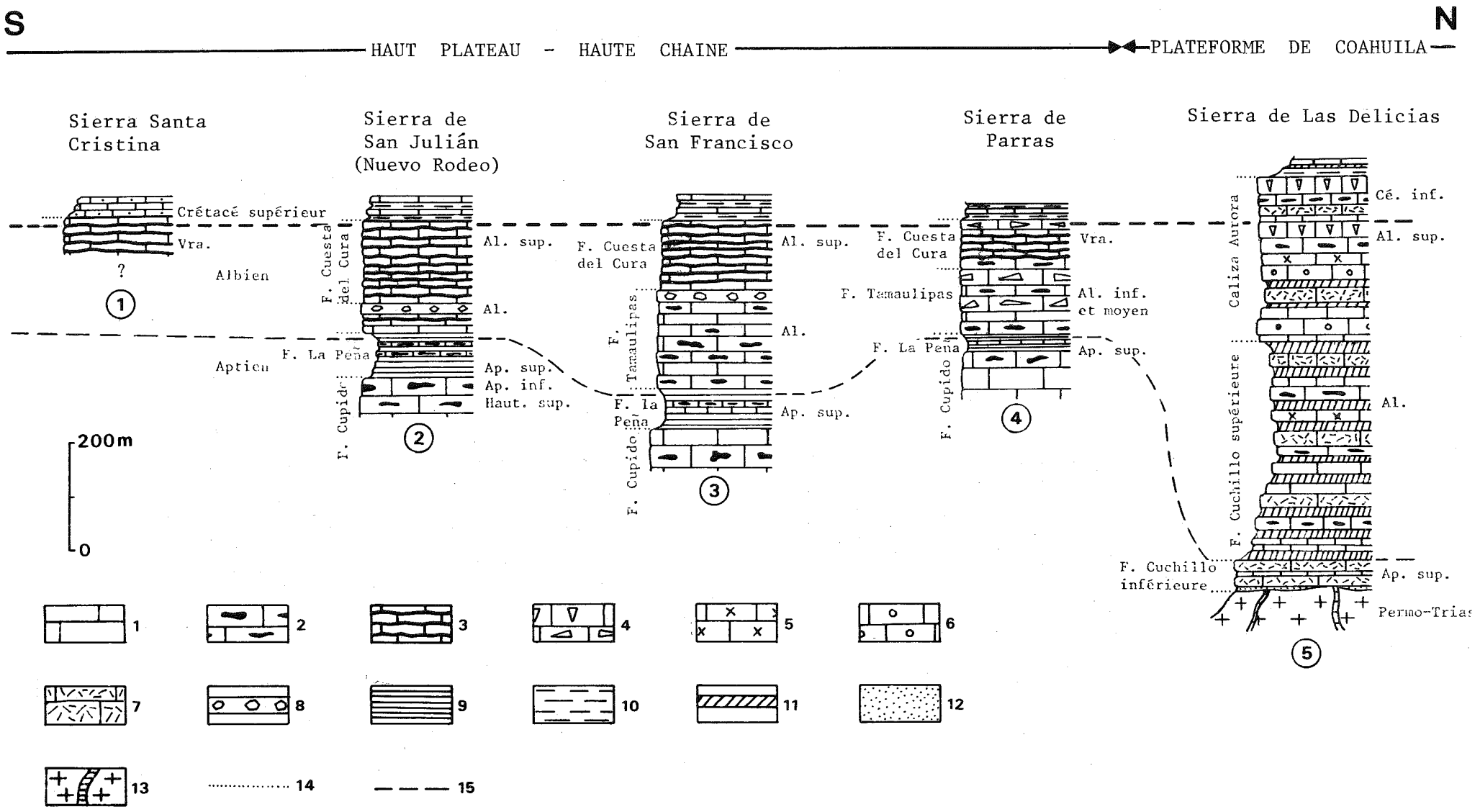
. L'Abien inférieur et moyen est représenté par l'alternance de calcaires dolomitiques, dolomies et gypses de la Formation Cuchillo supérieure. Celle-ci s'est déposée dans un lagon, à l'abri d'une barrière récifale dont les témoins sont certainement les épaisses séries de calcaires à Rudistes du même âge, présentes dans la Sierra de Parras (cf. coupe précédente et fig. I_{2-17}).

. L'Albo-Cénomanien est représenté par les calcaires récifaux de la Formation Aurora. Ils s'opposent à la Caliza Cuesta del Cura, présente dans la Haute-Chaîne et sur le Haut-Plateau Central, de même âge mais de faciès franchement pélagique.

La séquence de terrains carbonatés de l'Aptien supérieur-Cénomanien inférieur décrite dans les environs de Las Délicias, Coah. et qui arme toutes les sierras situées au Nord de la Lagune de Mayrán, se retrouve plus au Sud, dans les sierras de La Peña et del Número.

- Dans la Sierra de La Peña, les anticlinaux de l'extrémité orientale sont formés par les calcaires de la Formation Aurora (= Formation Treviño de R. de la Llata R., 1974). Les mêmes fossiles caractérisant l'Albien supérieur et le Cénomanien inférieur s'y retrouvent. Dans la partie occidentale de la sierra (elle n'apparaît pas sur la carte géologique), ces calcaires sub-récifaux surmontent stratigraphiquement l'alternance de calcaires, dolomies et gypses de l'Albien inférieur et moyen, nommée ici Formation Acatita (R. de la Llata R., 1974). Cette Formation Acatita est équivalente en âge et en faciès à la Formation Cuchillo supérieure de la Sierra de Las Délicias.

- Dans la Sierra del Número, le coeur de la fenêtre du même nom (voir chapitre tectonique) est constitué par un dôme de calcaires à Rudistes


S
N
HAUT PLATEAU - HAUTE CHAINE
PLATEFORME DE COAHUILA
Sierra Santa Cristina
Sierra de San Julián (Nuevo Rodeo)
Sierra de San Francisco
Sierra de Parras
Sierra de Las Delicias
Crétacé supérieur
Vra.
?
Albien
Aptien
F. La Peña
F. Cupido
F. Cuesta del Cura
Al. sup.
Al.
Ap. sup.
Ap. inf.
Haut. sup.
F. Tamaulipas
Al. inf. et moyen
Cé. inf.
Caliza Aurora
F. Cuchillo supérieure
F. Cuchillo inférieure
Ap. sup.
Al.
Permo-Trias
200m
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

(les fossiles sont particulièrement abondants dans les couches affleurant près de la mine El Guano, feuille Bajio de Ahuichila de la CETENAL au 1/50.000ème) identiques en âge et en faciès à la Caliza Aurora de la Sierra de la Peña et de la Plateforme de Coahuila.

c- Conclusion : paléogéographie de la région étudiée de l'Aptien supérieur au Cénomanien basal.

Des cinq coupes décrites précédemment et résumées par les colonnes stratigraphiques de la fig. I_{2-17}, plusieurs enseignements paléogéographiques peuvent être tirés.

1. L'Aptien supérieur est l'époque de l'immersion de la Plateforme de Coahuila jusqu'à lors émergée. Cette immersion est très probablement à mettre en rapport avec la transgression majeure de cet âge connue sur le pourtour du domaine caraïbe (R.A. Reyment, 1969).

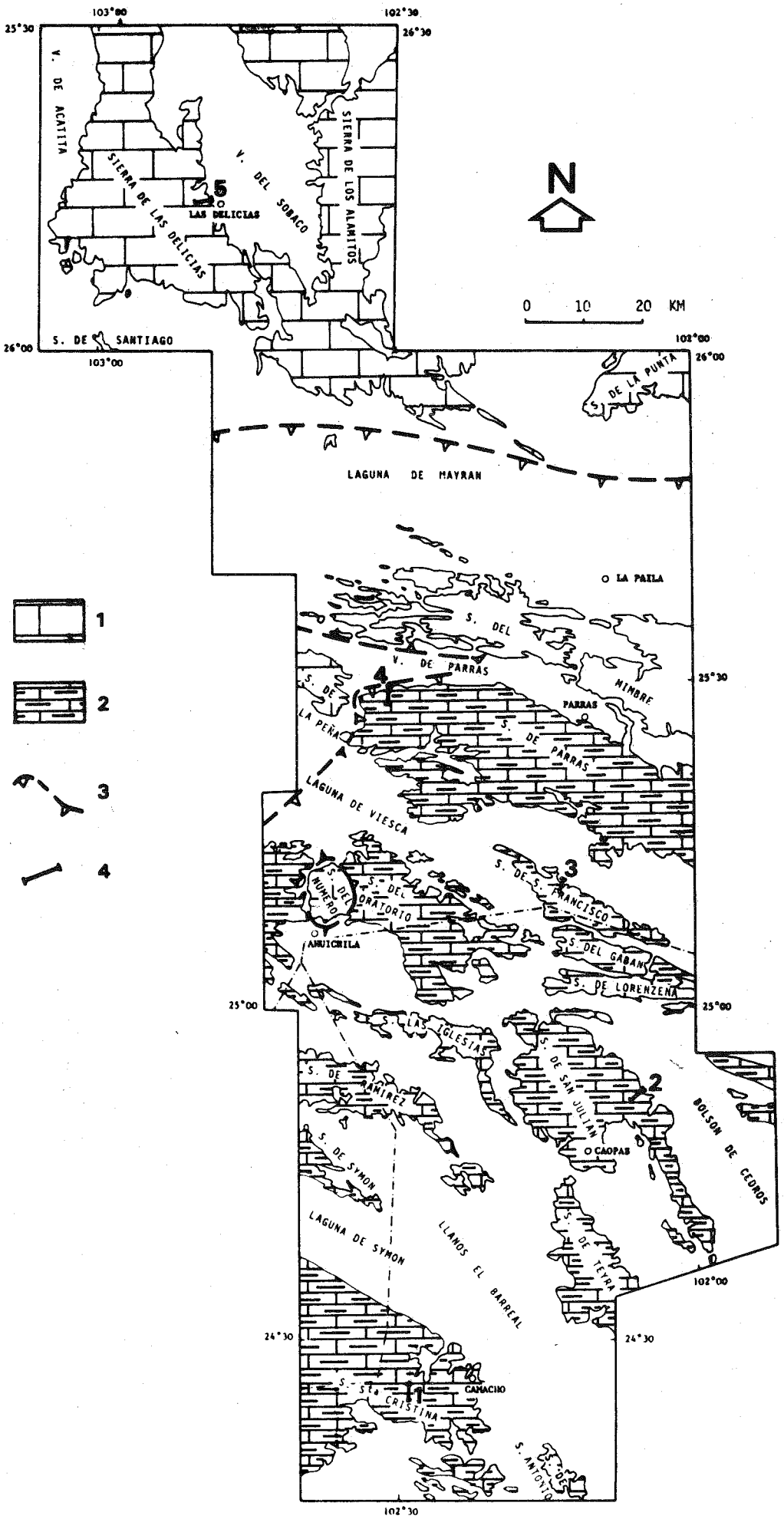
2- La tranche d'eau qui recouvre la Plateforme de l'Aptien supérieur au Cénomanien reste faible. La sédimentation de type, néritique ou lagunaire se maintient. Autrement dit, après être restée longuement émergée, la Plateforme de Coahuila est devenue un haut fond sous marin néritique subsident (permettant l'accumulation de 700m environ de dépôts néritiques).

3- L'immersion de la Plateforme de Coahuila a pour conséquence la disparition totale des apports détritiques dans le Bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. L'arrêt brusque des apports terrigènes, à l'instant de la transgression marine est un argument de plus pour situer dans la Plateforme de Coahuila émergée l'aire dispensatrice jusqu'à l'Aptien.

4- L'approfondissement du Bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central atteint son maximum à l'Albien supérieur - Cénomanien basal. En effet, si à l'Albien inférieur des séries carbonatées à Rudistes sont encore présentes dans la Sierra de Parras, à partir de l'Albien supérieur le domaine de la Haute-Chaîne est entièrement gagné par le faciès pélagique de la Caliza Cuesta del Cura riche en lits siliceux (jusqu'à 50%).

Fig. I_{2-17} : Colonnes stratigraphiques de l'Aptien supérieur-Cénomanien basal.

1: calcaire ; 2: calcaire à silex ; 3: alternance de lits de calcaires et de lits de silex ; 4: calcaire à Rudistes ; 5: calcaire brêchique ; 6: calcaires à Miliolidés ; 7: dolomie ; 8: brêches de pente ; 9: lutites ; 10: marnes ; 11: gypses ; 12: arène granitique ; 13: granodiorite et filons ; 14: limite de formation ; 15: ligne repère isochrones. On remarquera en particulier que les brêches de pente intercallées dans les dépôts pélagiques des sierras de San Julián et de San Francisco sont contemporaines des calcaires récifaux déposés en bordure du bassin, et qui en sont probablement l'origine. D'autre part, il apparaît clairement que les calcaires à Rudistes de l'Albien inférieur et moyen de la Sierra de Parras sont plus anciens que les calcaires de la Formation Aurora présente sur la Plateforme de Coahuila ; même si les faciès sont identiques, cette différence d'âge m'a conduit à abandonner le terme de Caliza Aurora, employé depuis R.W. Imlay, 1936, pour désigner le faciès récifal Albien inférieur et moyen présent dans la Haute-Chaîne, et à le remplacer, si besoin est, par le terme Formation Tamaulipas.


103°00
102°30
25°30
26°30
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
SIERRA DE LOS ALAMITOS
LAS DELICIAS
N
0 10 20 KM
S. DE SANTIAGO
26°00
103°00
102°00
DE LA PUNTA
LAGUNA DE MAYRAN
LA PAILA
S. DEL MIMBRE
V. DE PARRAS
PARRAS
S. DE LA PEÑA
S. DE PARRAS
LAGUNA DE VIESCA
S. DEL MUERTO
S. DEL ORATORIO
S. DE S. FRANCISCO
ARTEAGA
S. DEL GABAN
S. DE LORENZENA
S. LAS IGLESIAS
S. DE RAMIREZ
S. DE SAN JULIAN
CAOPAS
BOLSON DE CEDROS
S. DE SYMON
LAGUNA DE SYMON
LLANOS EL BARREAL
S. DE TEYRA
24°30
S. STA. CRISTINA
CAMACHO
S. DE S. ANTONIO
1
2
3
4
5

En résumé, la répartition des faciès carbonatés de l'Albien supérieur - Cénomanien basal, telle qu'elle apparaît sur la fig. I_{2-18} indique qu'*à la fin du Crétacé inférieur, la différenciation du domaine marin est à son apogée*. A la plateforme marine néritique subsidente de Coahuila, sur laquelle s'accumulent des séries épaisses de calcaires récifaux à péri-récifaux, s'oppose le bassin "profond" du Haut-Plateau Central et de la Haute-Chaîne où se déposent les calcaires pélagiques fins de la Formation Cuesta del Cura. Cet approfondissement du bassin se fait du Haut-Plateau vers la Plateforme de Coahuila comme en témoignent (fig. I_{2-17}) :

- l'apparition précoce (Albien inférieur et moyen) du faciès Cuesta del Cura sur le Haut-Plateau Central, puis de plus en plus récente vers la Haute-Chaîne ;
- et corrélativement, la migration des faciès néritiques de la Haute-Chaîne (Formation Tamaulipas - ex. F. Aurora d'Imlay - à Rudistes de l'Albien inférieur et moyen dans la Sierra de Parras) vers la Plateforme de Coahuila (Formation Aurora albo-cénomanienne).

C. LE CRETACE SUPERIEUR, PERIODE DES FLYSCHS.

Dans la région étudiée - mais ceci est également vrai pour l'ensemble de la Sierra Madre Orientale - le Cénomanien marque un changement brutal du type de sédimentation : les dépôts carbonatés font place à des dépôts terrigènes acquérant plus ou moins rapidement, en fonction de leur situation paléogéographique, le faciès flysch. Nulle part on note de hiatus ou de discordance angulaire entre les calcaires du Crétacé inférieur et les dépôts terrigènes du Crétacé supérieur. Le passage de faciès dans le temps, pour brusque qu'il soit, se fait en sédimentation continue.

Les formations terrigènes du Crétacé supérieur affleurent dans les zones généralement basses, en position synclinale ou synclinoriale. Par exemple, la Sierra del Mimbre, formée exclusivement de flyschs campano-maestrichtiens occupe un vaste synclinorium Est-Ouest (= bassin de Parras de A.E. Weidie, 1961) entre les calcaires du Crétacé inférieur du front de la Haute-Chaîne (Sierra de Parras) et ceux de la Plateforme de Coahuila (carte géologique). Du fait de leur préservation dans les parties basses, les formations terrigènes du Crétacé supérieur sont souvent recouvertes par les épais dépôts quaternaires ; si bien que les affleurements montrant les passages entre les différentes formations sont assez rares.

I. LES TRAVAUX ANTERIEURS.

On doit à E. Böse (1906, 1913) l'attribution au Turonien des couches argilo-schisteuses et calcaires à *Inoceramus labiatus* Schl., formant les collines au Sud de Parras, Coah., et le versant septentrional de la Sierra du même nom. L'auteur reconnaît ces couches turoniennes à l'Ouest de la Station Opal, Zac., à 22 km au Sud de Camacho, Zac..

Fig. I_{2-18} : Carte de répartition des faciès de l'Albien supérieur-Cénomanien basal.
1: calcaires néritiques à Rudistes (Formation Aurora) ; 2: calcaires pélagiques riches en silex (Formation Cuesta del Cura) ; 3: trace du chevauchement de la nappe de Parras ; 4: emplacements des coupes décrites dans le texte (1: Sierra de Santa Cristina ; 2: Nuevo Rodeo ; 3: Cañon de Orozco ; 4: Arroyo Santa Barbara ; 5: Agua Grande). La Sierra del Mimbre a été laissée en blanc, car formée uniquement de terrains du Crétacé supérieur.

C. Burckhardt (1930) établit un bilan très complet des dépôts du Crétacé supérieur. En particulier, et de manière remarquablement précise, il souligne déjà la migration des faciès gréseux dans le temps (du Turonien au Maestrichtien) et dans l'espace (de l'Ouest vers l'Est) dans la Sierra Madre Orientale, "en admettant que la mer du Nord et Nord-Est, s'est retirée peu à peu vers l'Est au cours du Crétacé supérieur. Comme conséquence de cette retraite, la zone gréseuse littorale et sublittorale s'est déplacée vers l'Est ...".

W.A. Kelly et R.W. Imlay (1936-1937) sont les auteurs des noms des formations du Crétacé supérieur de la région : Formation Indidura, lutita Parras, Formation Difunta et Formation Caracol.

Au cours des vingt dernières années, les géologues se sont intéressés aux flyschs frangeant le front nord de la Haute-Chaîne entre Torreon, Coah. et Monterrey N.L.. G.E. Murray, A.E. Weidie et col. (1962) distinguent sept formations à l'intérieur de la Formation Difunta de R.W. Imlay qu'ils ont élevée au rang de groupe. En particulier, ils définissent les formations Cerro del Pueblo et Cerro Huerta, lesquelles sont présentes dans la Sierra del Mimbre. Ces auteurs publient une monographie précise portant sur l'ensemble des formations du Bassin de Parras (1967), laquelle sera complétée ultérieurement par des études sédimentologiques (Mc Bride et col., 1973 et 1974).

A partir d'études menées en collaboration avec des spécialistes et portant sur la pétrographie des éléments des flyschs (M. Tardy et R. Maury, 1972), ainsi que sur les microfaunes contenues dans ces formations (M. Tardy, J. Sigal et G. Glaçon, 1974), j'ai pu préciser la stratigraphie des flyschs rencontrés de Camacho, Zac. à la Lagune de Mayrán.

Je résumerai l'essentiel de ces résultats en décrivant succinctement quelques profils stratigraphiques, levés du Haut-Plateau Central à la Plateforme de Coahuila.

II. DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES SIGNIFICATIVES.

Les séries que je vais décrire ont été levées, près de Camacho, Zac., sur le flanc sud de la Sierra de la Caja près de Mazapil, Zac., à proximité de San Jerónimo, Zac., de Parras, Coah., sur le flanc nord de la Sierra de la Peña et sur la retombée méridionale des Mesas Villareal au Nord de la Lagune de Mayrán.

Tout en décrivant ces coupes je m'efforcerai de dégager les caractères chrono et lithostratigraphiques principaux qui permettent de dégager les principales variations de faciès.

a- Le flysch de Camacho (fig. I_{2-19} et colonne A de la fig. I_{2-25}).

Dans la partie la plus méridionale de la région étudiée, les dépôts terrigènes du Crétacé supérieur affleurent principalement dans les environs de la Station Opal et à l'Ouest de Camacho, Zac.. Dans cette dernière région, sur le flanc nord de la Sierra Santa Cristina (fig. I_{2-26}) on reconnaît :

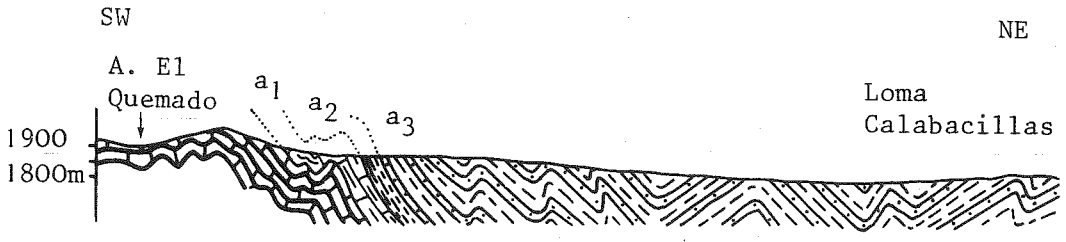


Fig. I_{2-19} : Coupe des formations terrigènes affleurant sur le flanc nord de la Sierra Santa Cristina. Commentaire dans le texte.

- *Le Cénomanien inférieur et moyen.* Il correspond à 130m environ de sédiments de plus en plus détritiques, rompant franchement avec les sédiments carbonatés à silex antérieurs et annonçant le flysch sans en avoir le faciès. On reconnaît deux formations :

a1: 80m de *calcaires en lits minces*, se débitant en plaquettes, présentant encore quelques nodules de silex dans les niveaux de base. Ils révèlent en lame mince la *présence de grains de quartz* épars. Ils renferment une macrofaune mal conservée d'Inocérames et d'Ammonites (les exemplaires que j'ai recueillis n'ont pu être identifiés), ainsi qu'une microfaune dans laquelle on note la présence de *Rotalipora cushmani* (Morrow).

a2: 50m de *pélites sableuses* dans lesquelles j'ai pu recueillir en lavage, *Rotalipora cushmani* (Morrow) et *R. appenninica* (Renz).

- *A partir du Cénomanien supérieur, le flysch (a3).* La base de celui-ci est marquée par l'apparition des premiers niveaux de grès, épais de quelques centimètres. Ceux-ci devenant rapidement de plus en plus nombreux et de plus en plus épais, le flysch passe du type pélitique au type pélito-gréseux.

. Des marnes prélevées dans le flysch pélitique (60m environ d'épaisseur) ont révèlé un niveau à *R. cushmani* (Morrow) du Cénomanien et un niveau plus élevé à nombreuses Hedbergelles à périphérie arrondie {dans ce niveau *Globotruncana helvetica* (Bolli) est absente} du passage *Cénomanien-Turonien.*

. La base du flysch pélito-gréseux contient *Globotruncana sigali* Reichel, indiquant pour celle-ci un âge au plus bas *turonien.*

La suite de la coupe est interrompue du fait de l'enfouissement du flysch sous les alluvions quaternaires. Cependant, des observations faites dans le proche voisinage permettent d'évaluer à plusieurs centaines de mètres (au moins) l'épaisseur de ce flysch, connu sous le nom de Formation Caracol. L'âge des niveaux supérieurs est difficile à établir. Classiquement on les considère du Crétacé supérieur. Parmi de nombreux échantillons que j'ai récoltés, un seul lavage a fourni *Globotruncana fornicata* Plummer et *G.* gr. *sigali* Reichel, indiquant pour le moins la présence du *Sénonien inférieur.*

De cette coupe, malheureusement mal datée en ce qui concerne les niveaux supérieurs, on retient que le flysch, d'abord pélitique, puis rapidement pélito-gréseux, apparaît au Cénomanien supérieur et se développe au Turonien, Sénonien inférieur et probablement durant tout le Crétacé supérieur. A noter également, la présence de pélites sableuses peu épaisses, entre la base du flysch et le toit des calcaires pélagiques à rares grains de quartz.

b- Le flysch de Mazapil (fig. I_{2-20} et colonne B de la fig. I_{2-25}).

Entre les latitudes de Camacho et de Caopas, Zac. le flysch n'affleure pas dans la région étudiée. Pour en trouver l'équivalent, je me suis déplacé vers l'Est en direction de Concepción del Oro, Zac.. Sur le flanc sud de la Sierra de la Caja, quelques kilomètres à l'Est de Mazapil, Zac., à une latitude voisine de celle de l'extrémité sud de la Sierra de San Julián, on relève une coupe permettant de distinguer, au-dessus des derniers niveaux de la Formation Cuesta del Cura à *Rotalipora cushmani* (Morrow) et *R. appenninica* (Renz) du *Cénomanien basal*:

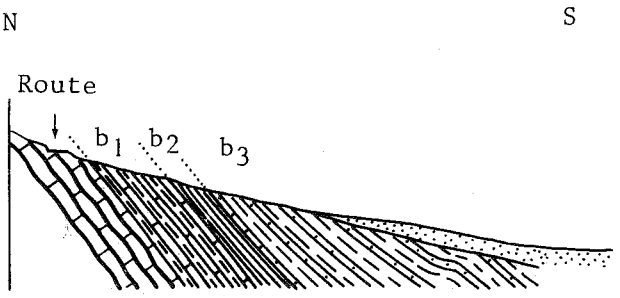


Fig. I_{2-20} : Coupe schématique des formations terrigènes affleurant sur le flanc sud de la Sierra de la Caja, à l'Est de Mazapil, Zac.. Commentaire dans le texte.

b1: 30m environ de calcaires laminés, se débitant en plaquettes, et à rares grains de quartz, alternant avec des lits minces de lutites. Dans ces niveaux on met en évidence : le *Cénomanien* à *R. appenninica* (Renz), *R.* cf. *cushmani* (Morrow), *Thalmaninella* sp. et nombreux Radiolaires ; le *Cénomanien supérieur* à *R. appenninica* (Renz) et *R. reicheli* Mornod ; le *Turonien inférieur* probable à Hedbergelles, grosses Globigérines, *Globotruncana* cf. *renzi* (Gand.) et *G.* cf. *helvetica* Bolli ; enfin, dans le dernier niveau calcaire, le *Turonien terminal-Sénonien basal* à Globotruncana appartenant au groupe des grandes Rosalines plates, associée à *G. fornicata* Plummer.

b2: 10m de lutites grises légèrement gréseuses, dans lesquelles sont intercallés de fins lits calcaires. Cette formation renferme: dans la partie inférieure *G. fornicata* Plummer, *G. sigali* Reichel à côté de possibles formes de *G.* gr. *stephani* Gand. ; dans la partie supérieure, le Turonien et dans sa partie supérieure *G. fornicata* Plummer, *G. sigali* Reichel

et *G. schneegansi* Sigal. L'âge de ces lutites est ainsi *turonien terminal-coniacien.*

b3: la base d'un flysch pélitique rapidement enfouie sous les dépôts quaternaires. La microfaune y est très mal conservée. Seules ont pu être reconnues des petites Hedbergelles, *G. fornicata* Plummer et *G.* gr. *sigali* Reichel. L'apparition du flysch est ainsi rapportée au *Turonien terminal* ou plus probablement au *Coniacien.*

Sur le flanc sud de la Sierra de la Caja, la succession des faciès dans le temps (calcaires détritiques, lutites gréseuses, flysch) est donc identique à celle observée près de Camacho, Zac.. Il est remarquable cependant que l'apparition du flysch pélitique est plus tardive puisque, au plus ancien, elle date du Turonien terminal ou du Coniacien.

c- Le flysch de San Jerónimo (fig. I_{2-21} et colonne C de la fig. I_{2-25}).

Sur la terminaison péri anticlinale de la Sierra de San Julián, quelques kilomètres au Sud-Ouest du village de San Jeronimo, Zac. (fig. I_{2-26}), l'entaille d'un "arroyo" traversant les alluvions quaternaires et les conglomérats tertiaires discordants de la Formation Ahuichila, fournit une bonne coupe des termes de passage au flysch et du flysch.

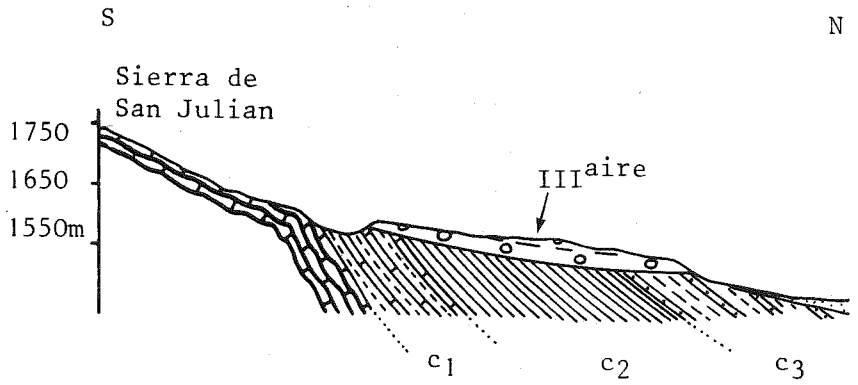


Fig. I_{2-21} : Coupe des formations terrigènes du Crétacé supérieur affleurant au Sud-Ouest de San Jerónimo, Zac.. Commentaire dans le texte.

Au dessus du *Vraconien* représenté par les calcaires à silex de la Formation Cuesta del Cura renfermant *Hedbergella washitensis* (Carsey), *H.* gr. *infracretacea* s.l. et *Rotalipora* gr. *appenninica* :

- *Du Cénomanien au Campanien,* on rencontre deux termes terrigènes précurseurs du flysch ; de bas en haut :

c1: 100m de calcaires laminés noirs, renfermant de rares grains de quartz alternant avec des lutites noires charbonneuses. On reconnaît la Formation San Felipe dans laquelle les associations de microfaunes recueillies permettent de caractériser :

. dans le premier niveau basal, le *Cénomanien inférieur* à *R. appenninica* (Renz), *R.* cf. *cushmani* (Morrow) et Hedbergelles vraies ;

. 30m plus haut, le *Turonien élevé* (ou peut être déjà le Sénonien inférieur ?) à *G.* gr. *sigali* Reichel et Hedbergelles de grandes tailles ;
. dans les derniers niveaux le *Campanien* (déjà élevé) à *G. stuarti* (de Lapp.), *Rugoglobigerina circumnodifer* Finlay et *R. rugosa* (Plummer).

c2: 200m de lutites noires, à débit en "frites", dont le faciès rappelle clairement la Lutita Parras. Dans ces niveaux, la microfaune est très mal conservée. Seules *G. formicata* Plummer et *G. stuarti* (de Lapp.) ont pu être reconnues. L'âge de cet ensemble est donc imprécis. Par comparaison avec la coupe suivante, un âge *Campanien supérieur* peut lui être attribué.

- A *partir du Campanien terminal* probable (c3), le flysch franc (portant le nom de Formation Caracol), pélito-gréseux, apparaît et se développe sur une épaisseur difficilement chiffrable du fait de sa rapide disparition sous les dépôts quaternaires. En lavage, un des premiers niveaux du flysch a fourni l'association *G. formicata* Plummer, *G. Gansseri* Bolli permettant d'attribuer, au moins une partie de ce flysch au *Maestrichtien*.

Par rapport aux séries précédentes, celle de San Jerónimo se distingue par l'apparition de deux formations bien développées qui ont valeur de pré-flysch. Postérieurement aux dépôts calcaires pélagiques du Crétacé inférieur (jusqu'au Vraconien inclus), la série terrigène qui se dépose dans le bassin "profond" de la Sierra Madre Orientale, peut se diviser en trois termes caractéristiques d'une trilogie évoluant dans le temps vers des faciès de plus en plus détritiques :

- le premier (Cénomanien à Campanien), représenté par une série marno-calcaire où apparaissent les premiers apports de quartz, porte généralement le nom de Formation San Felipe ;
- le second (Campanien), formé par les lutites noires plus ou moins gréseuses, est connu comme Lutita Parras.

Ces deux formations terrigènes annoncent le flysch sans en avoir le faciès. Elles ont valeur de pré-flysch.

- le troisième (Campanien-Maestrichtien-Paléocène ?) correspond au flysch connu sous le nom de Formation Caracol.

Entre Camacho, Zac. et San Jerónimo, Zac., l'évolution des faciès est marquée par l'apparition plus tardive du faciès flysch du Sud vers le Nord : Cénomanien supérieur à Camacho, Coniacien (?) à Mazapil, Campanien supérieur (?) à San Jerónimo. Ce phénomène montre déjà que le bord interne du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central est à rechercher : au Sud si l'on se réfère au dispositif structural actuel, de toute manière, du côté opposé à la Plateforme de Coahuila.

d- Le flysch de Parras (fig. I_{2-22} et colonne D de la fig. I_{2-25}).

A l'Est de Parras, au lieu-dit Lomas de San Pablo (fig. I_{2-26}), une coupe, classique depuis les travaux de R.W. Imlay, permet d'observer les formations qui surmontent en concordance les calcaires du front de la Sierra de Parras.

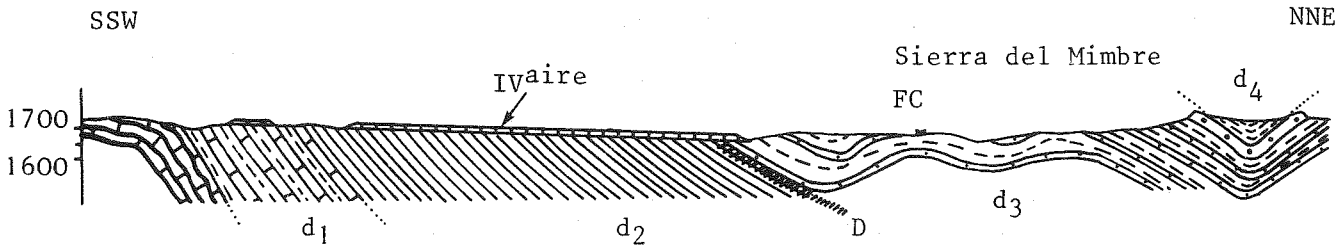


Fig. I_{2-22} : Coupe des formations terrigènes du Crétacé supérieur affleurant au Lomas de San Pablo. Commentaire dans le texte.

Du Sud vers le Nord et de bas en haut stratigraphiquement, on rencontre, au-dessus du dernier niveau de Caliza Cuesta del Cura à *R. ticinensis* (Gand.) et *Ticinella* sp. du Vraconien:

d1: le *Cénomanien-Campanien inférieur*. Il correspond à la Formation San Felipe (= Formation Indidura de R.W. Imlay, 1936). Celle-ci, épaisse de 350m environ, est faite d'une alternance monotone de calcaires marneux en lits minces (6cm à 40cm), noirs, laminés, et de lutites grises à noires, souvent charbonneuses en interlits d'épaisseur comparable. Par suite de l'altération de la matière organique qu'elle renferme, cette formation acquiert en surface une patine jaune orangé , couleur caractéristique des collines auxquelles est adossée la ville de Parras, Coah..

Cette Formation San Felipe est riche en fossiles.

R.W. Imlay (1936) avait reconnu à l'intérieur de ces marno-calcaires :

. le Turonien à *Inoceramus labiatus* Schlotheim ;

. et le Coniacien à *Peroniceras* sp. et *Inoceramus* cf. *convexus* Meek.

La microfaune y est particulièrement abondante et bien conservée, concentrée généralement dans les fines laminites des lits calcaires. Son étude permet de mettre en évidence :

. à la base de la formation, le *Cénomanien inférieur* à *Rotalipora* gr. *appenninica* (Renz) et *R. cushmani* (Marrow), puis successivement ;

. le *Turonien inférieur* à Pithonelles nombreuses, Radiolaires, grosses Globigérines, *Globotruncana helvetica* Bolli et *G. stephani gibba* Klaus ;

. le *Turonien-Coniacien* (?) à Hedbergelles, *G. schneegansi* Sigal, *G. renzi* Gand, *G. lapparenti* Brotz, *G. sigali* Reichel ;

. le *Santonien* à nombreux Radiolaires et *G. concavata concavata* (Brotz.)

. Le *Campanien* à *G. lapparenti* Brotz., *G. fornicata* Plummer et *G. elevata* (Brotz.) voisinant avec des formes remaniées.

d2: le *Campanien* (pro-parte) représenté par 700m environ de lutites calcaires noires, riches en matières organiques, renfermant de très fins éléments de quartz et quelques rares niveaux silteux fins. Il s'agit de la Lutita Parras, dont la localité type citée par R.W. Imlay (1936) est précisément les Lomas de San Pablo. Dans cette formation, que ce soit à la base *G. fornicata* Plummer, *G. arca* (Cush.), *G.* gr. *caliciformis* (de Lapp.) ou au sommet, *G. stuartiformis* Dalbiez, *G. elevata* (Brotz.), *G. fornicata* Plummer, *G. rosetta* (Carsey), les associations de microfossiles indiquent un âge *campanien supérieur*.

d3 et d4: Le *Campanien terminal-Maestrichtien* sous le faciès flysch. Dans la Sierra del Mimbre, le flysch se subdivise en deux formations selon la coloration : la *Formation Cerro del Pueblo* à couleur dominante gris-brun, et la *Formation Cerro Huerta* rouge.

Comme dans les coupes précédentes, je fais coïncider l'apparition du faciès flysch avec l'apparition du premier niveau gréseux. En fait, sur cette coupe, la succession stratigraphique Lutita Parras-flysch n'est pas continue. Le flysch est décollé tectoniquement sur sa puissante semelle de lutites noires. Au-dessus de celui-ci, se développent donc :

. d3: 250m environ de flysch gris brun (= Formation Cerro del Pueblo), d'abord pélito-gréseux, devenant progressivement gréso-pélitique. Ses 50 derniers mètres, faits principalement de gros bancs de grès (2 à 5m d'épaisseur), séparés par des niveaux de lutites, représentent un flysch gréseux. Cette partie supérieure, plus résistante à l'érosion, donne une barre très caractéristique dans le paysage ; elle fournit un excellent repère pour débrouiller la structure de la Sierra del Mimbre.

Dans ce flysch gris brun, les fossiles marins sont relativement fréquents, bien que souvent mal conservés. J'ai pu recueillir de nombreuses Huîtres (elles forment parfois de véritables horizons de lumachelles) appartenant aux genres *Flamingostrea* et *Exogyra*, ainsi que *Inoceramus* sp. ex. gr. *barabini* Morton. Une liste complète de ces macrofossiles est fournie dans le travail de Mc Bride et col., 1974. La microfaune est rare. J'ai pu cependant recueillir dans les niveaux de lutites de la partie moyenne de la formation : *Globotruncana fornicata* Plummer, *G. stuartiformis* Dalbiez et *G. arca* (Cushm.). Macrofaune et microfaune indiquent pour cette formation basale du flysch, un âge *campanien terminal-maestrichtien*.

. d4: 450m d'un flysch rouge pélito-gréseux. Il s'agit de la Formation Cerro Huerta qui termine, dans la Sierra del Mimbre la série mésozoïque. Son épaisseur totale n'est donc pas mesurable en cet endroit. Ce flysch montre une alternance de lutites calcaires et pélites rouges ou vertes en couches de 1 à 5m d'épaisseur et de grès calcaires à grain fin, en gros bancs. A l'intérieur de cette séquence rouge, s'intercalent quelques passées gréseuses grises ou brunes dans lesquelles on peut rencontrer (c'est le cas dans les premiers affleurements de Formation Cerro Huerta situés au Nord des Lomas de San Pablo) des fossiles marins : Lamellibranches, Gastéropodes, Equinodermes ... . Ceux que j'ai recueillis sont indéterminables. Par position stratigraphique au-dessus du Campano-Maestrichtien, et par corrélation avec la même séquence datée dans les environs de Saltillo, Coah. (G.E. Murray et col., 1962), on attribue ce premier niveau niveau de flysch rouge au *Maestrichtien*.

De cette description, il ressort que la série terrigène des environs de Parras, Coah., possède des caractéristiques proches de celle de San Jerónimo. La similitude est en particulier frappante en ce qui concerne

l'évolution des faciès dans le temps. On retrouve la trilogie : marno-calcaires du Cénomanien-Campanien, lutites noires du Campanien, flysch du Campano-Maestrichtien. Il faut cependant noter que l'épaisseur de la série terrigène est nettement plus forte, cette augmentation étant due, pour l'essentiel, à la puissance remarquable de la Lutita Parras (700m). D'autre part, la présence de formations rouges dans le flysch de Parras témoigne de conditions de sédimentation en eaux très peu profondes, à l'endroit d'un bassin déjà comblé (cf. infra).

e- Le flysch de la Sierra de la Peña (fig. I_{2-23} et colonne E de la fig. I_{2-25}).

Dans l'extrémité orientale et sur le flanc nord de la Sierra de la Peña (fig. I_{2-26}), le long des entailles des "arroyos" on peut lever une coupe complète du Crétacé supérieur.

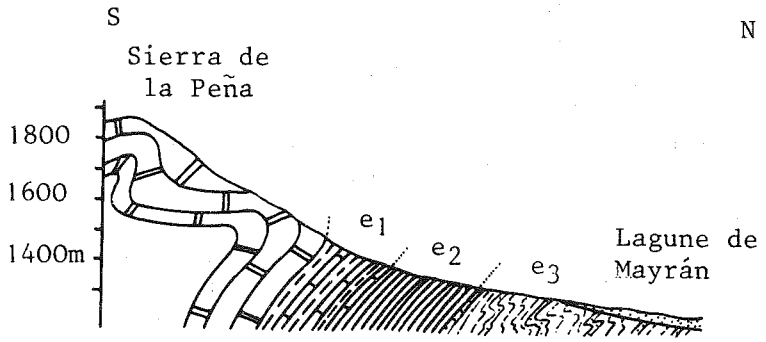


Fig. I_{2-23} : Coupe des formations terrigènes du Crétacé supérieur affleurant sur le flanc nord de la Sierra de la Peña.

Sur le flanc inverse on rencontre surmontant, stratigraphiquement, les dernières assises de calcaires sub-récifaux de la Formation Aurora, datées du Cénomanien inférieur:

e1: le *Cénomanien supérieur-Campanien inférieur* correspondant à 120m de calcaires marneux laminés, en lits minces (quelques dizaines de centimètres au maximum d'épaisseur), montrant souvent des nodules de limonite, alternant avec des lutites fortement schistosées et des fines passées de marnes gypseuses. Il s'agit de la Formation Indidura, riche en macrofossiles. T.S. Jones, 1938, décrit plusieurs espèces d'Inocerames, Ammonites, Lamellibranches, Echinodermes. La microfaune, abondante également, m'a permis de reconnaître :

- dans les premiers mètres le *Cénomanien supérieur* à Pithonelles nombreuses, Hedbergelles et *Rotalipora* sp., puis,
- le *Turonien* à *Clavihedbergella simplicissima* (Magné et Sigal) et *G. helvetica* Bolli,
- le *Santonien* à *G. concavata* (Brotz.) et *G. fornicata* Plummer (le Coniacien étant représenté par des microfossiles remaniés).

e2: le *Campanien pro-parte* sous forme de 100 mètres environ de lutites et pélites gréseuses grises, renfermant *G. arca* (Cush.), *G. elevata* (Brotz.), *G. fornicata* Plummer et *Rugoglobigerina* sp. .

e3: le *Campanien terminal-Paléocène probable* représenté par un flysch pélitique dont l'épaisseur est difficilement chiffrable du fait de l'intensité de la déformation. Dans les 200m visibles de ce flysch distal à rares et minces lits de grès, la microfaune permet de reconnaître :

- à la base le *Campanien-Maestrichtien* à *G. ventricosa* White, *G. marginata* (Reuss), *G. havanensis* Woorwijk et *G. plummerae* Gand. ;
- dans la partie supérieure, le *Maestrichtien* à *G. fornicata* Plummer, *G. elevata* (Brotz.), *G.* cf. *mayaroensis* Bolli, *G.* cf. *stuarti* (de Lapp.) et *G.* cf. *stuartiformis* Dalbiez ;
- dans les derniers lits visibles, probablement le sommet du Maestrichtien avec *G.* cf. *nothi* (Bronnimann et Brown) puis un niveau à nombreuses Globigérines à loges globuleuses suggérant la présence du Paléocène.

Cette dernière coupe est capitale. Elle est la seule, dans la région étudiée, qui permette d'observer le passage continu des calcaires récifaux de l'Albo-Cénomanien caractéristiques de la Plateforme de Coahuila, aux formations terrigènes qui les surmontent. On peut, grâce à elle, attribuer sans équivoque à la Plateforme de Coahuila le flysch pélitique de même âge et de même faciès qui affleure en demi-fenêtre dans la Vallée de Parras, en prolongation est des affleurements décrits.

En comparant cette coupe à la précédente, on note que le flysch Campanien terminal-Paléocène, sans couches rouges, s'est considérablement appauvri en matériel détritique (les niveaux de grès sont rares et minces) ce qui donne à celui-ci un faciès nettement pélitique de flysch distal.

Au Nord de la Lagune de Mayrán, quelques buttes et quelques fonds de synclinaux conservent des restes de la couverture terrigène du Crétacé supérieur. Ces rares témoins, sur l'un desquels W.A. Kelly, 1936, a décrit la Formation Indidura, ont l'avantage de permettre de retrouver, au coeur de la plateforme, le même premier terme de la trilogie terrigène que celui présent dans la Sierra de la Peña.

Par exemple, sur la retombée sud, des Mesas Villareal (fig. I_{2-24} et colonne F de la fig. I_{2-25}), la Caliza Aurora albo-cénomanienne supporte une butte témoin d'Indidura.

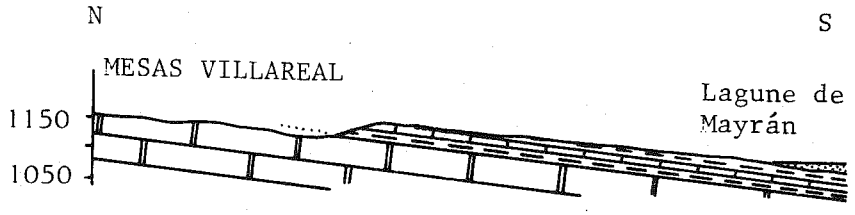


Fig. I_{2-24} : La Formation Indidura sur la retombée sud des Mesas Villareal, au Nord de la Lagune de Mayrán. Commentaire dans le texte.

L'Indidura est formée par une série marno-calcaire homogène, où alternent des lits de calcaires marneux gréseux, gris-jaunâtre, à nodule de limonite, souvent zonés, épais de 5 à 25cm, et des lits minces de marnes jaunâtres parfois gypseuses. On peut reconnaître :

- à la base et sur 10m, à côté de débris de Saccocomidés remaniés, une microfaune du *Cénomanien*, composée de Pithonelles très nombreuses, de petites Hedbergelles et de débris de *Rotalipora* sp. ;
- 11m au-dessus de la base de la formation, une macrofaune abondante, mal conservée, composée d'Inocérames parmi lesquels *Inoceramus* gr. *hercynicus* Petr (?) et des fragments de Collignonicératidés où l'on reconnaît les genres *Prionocyclus*, *Subprionocyclus*, *Prionocycloceras* et *Collignoceras*. L'âge *turonien inférieur* de cette association est en accord avec la présence de Pithonelles, Hedbergelles et *G. stephani gibba* Klaus, dans la gangue remplissant une Ammonite.
- au sommet et sur 8m, le *Turonien* à restes d'Ammonites et d'Inocérames indéterminables, Pithonelles, rares Hedbergelles, Heterohélix, *G. lapparenti* Brotzen et bois fossile hétéroxylé.

La présence d'horizons de gypse au sein des marno-calcaires de la Formation Indidura, dans la Sierra de la Peña et les Mesas Villareal, est à noter. Elle indique que les premiers apports terrigènes fins se sont déposés sur la Plateforme de Coahuila, alors qu'une faible tranche d'eau la recouvrait encore.

III. CONCLUSIONS : PALEOGEOGRAPHIE DE LA REGION ETUDIEE AU COURS DU CRETACE SUPERIEUR.

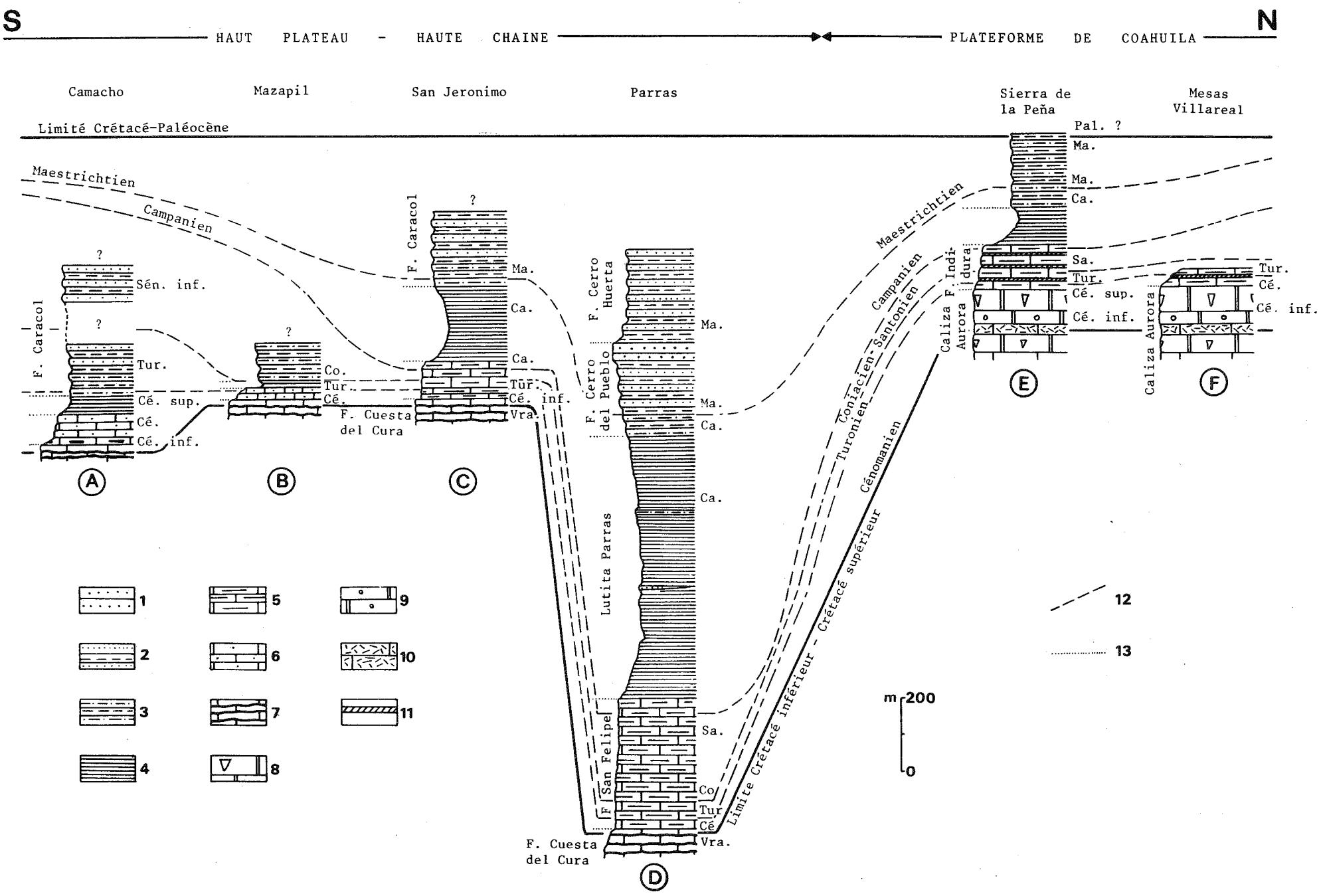
Les résultats précédents, résumés par les colonnes stratigraphiques de la fig. I_{2-25}, permettent d'établir des comparaisons d'une région à l'autre, sur le profil étudié. Il est alors possible de replacer l'ensemble des faits dans une ébauche de cadre paléogéographique évolutif.

a- Evolution de la sédimentation au long du profil étudié (fig. I_{2-25}).

L'étude stratigraphique des séries carbonatées du Crétacé inférieur, présentes du Haut-Plateau à la Plateforme de Coahuila, m'ont permis de montrer dans les paragraphes précédents du présent chapitre, que l'évolution de la sédimentation à cette époque traduit clairement la différentiation à l'intérieur du domaine marin : d'un bassin "profond" au Sud, que je nomme bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central et d'une plateforme néritique subsidente au Nord, la Plateforme de Coahuila. C'est dans le cadre de cette paléogéographie, caractéristique d'une *période de vacuité* que s'installe, à partir du Cénomanien, la sédimentation terrigène débutant la *période de comblement* du bassin par les flyschs (J. Aubouin, 1965).

1°/- Durant le Cénomanien inférieur et moyen.

Au Cénomanien inférieur, un brutal changement de type de sédimentation se produit dans le bassin ; les calcaires à silex pélagiques de la Formation Cuesta del Cura font place aux premiers dépôts terrigènes.


S
HAUT PLATEAU - HAUTE CHAINE
PLATEFORME DE COAHUILA
N
Camacho
Mazapil
San Jeronimo
Parras
Sierra de la Peña
Mesas Villareal
Limité Crétacé-Paléocène
Pal. ?
Maestrichtien
Campanien
Coniacien-Santonien
Turonien
Cénomanien
Limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur
F. Caracol
Sén. inf.
Tur.
Cé. sup.
Cé.
Cé. inf.
Co.
Ca.
Ma.
Sa.
Vra.
F. Cuesta del Cura
F. Cerro del Pueblo
F. Cerro Huerta
Lutita Parras
F. San Felipe
Caliza F. Indidura
Caliza Aurora
A
B
C
D
E
F
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
m 200
0

A Camacho, Zac. (c'est-à-dire dans la partie la plus méridionale de la bande étudiée), durant le Cénomanien inférieur et moyen se déposent d'abord des calcaires détritiques fins à éléments de quartz, remplacés rapidement par des lutites gréseuses plus franchement terrigènes (colonne A de la fig. I_{2-25}). Partout ailleurs, dans le bassin, le même moment est marqué par l'apparition des marno-calcaires de la Formation San Felipe.

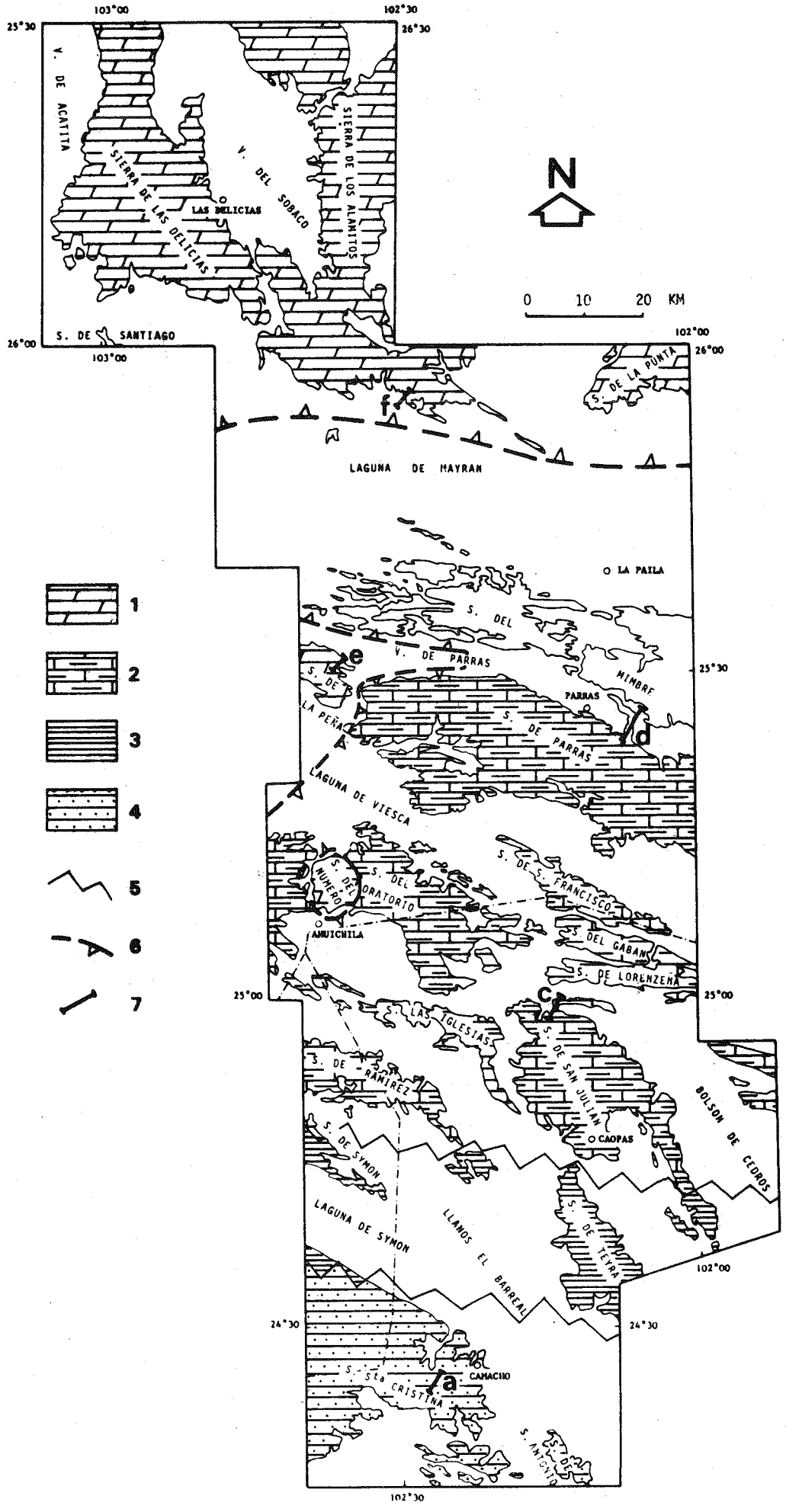
Pendant ce temps, au Nord, la Plateforme de Coahuila (colonnes E et F de la fig. I_{2-25}) échappe totalement à cette rupture du type de sédimentation. L'ambiance néritique continue avec le dépôt des calcaires récifaux francs de la Formation Aurora.

L'ensemble de ces observations situe l'origine des apports terrigènes sur le côté du bassin opposé à la Plateforme de Coahuila ; la présence de faciès récifaux à la même époque interdisant à ces apports une origine nord-orientale. On retire ainsi l'impression que, à la suite de la surrection d'un domaine méridional*, commencent à se déposer dans le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, des formations terrigènes de type pré-flysch. Celles-ci s'enrichissent plus précocement en matériel détritique du côté sud (pélites gréseuses de Camacho contemporaines des marno-calcaires San Felipe des sites plus septentrionaux).

---

* En fait, pour approcher la vérité sur la localisation de l'origine des apports, il faut ôter les effets des phases tectoniques cénozoïques, et en particulier ceux de la phase laramienne, desquels résultent la disposition structurale localement est-ouest de la région étudiée ; ce faisant on peut montrer que l'aire dispensatrice se situait au Crétacé supérieur au Sud-Ouest de la Plateforme de Coahuila restée fixe.

Fig. I_{2-25} : Colonnes stratigraphiques du Crétacé supérieur.
1: flysch gréseux ; 2: flysch gréso-pélitique ; 3: flysch pélitique ; 4: lutites ; 5: marno-calcaires ; 6: calcaires détritiques ; 7: alternance de lits calcaires et de lits siliceux ; 8: calcaires à Rudistes ; 9: calcaires à Milioles ; 10: dolomies et calcaires dolomitiques ; 11: gypse ; 12: isochrones ; 13: limites des formations.
Cette présentation des colonnes stratigraphiques permet de mettre en évidence l'évolution de la sédimentation terrigène dans le temps et dans l'espace de la région étudiée. Elle montre à nouveau qu'il y a Formation Caracol et Formation Caracol du point de vue âge ; en fonction de la situation dans le bassin, le flysch correspondant à la Formation Caracol apparaît précocement au Sud (Cénomanien terminal à Camacho), plus tardivement au Nord (Campanien supérieur à San Jerónimo). Elle montre également que pour posséder des caractères sédimentologiques de dépôts deltaïques, les formations Cerro del Pueblo et Cerro Huerta entrent dans la logique du flysch comblant au Crétacé supérieur le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.


103°00
102°30
25°30
26°30
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
SIERRA DE LOS ALAMITOS
N
0 10 20 KM
S. DE SANTIAGO
26°00
103°00
102°00
S. DE LA PUNTA
f
LAGUNA DE MAYRAN
LA PAILA
S. DEL
V. DE PARRAS
MIMBRE
e
S. DE LA PEÑA
PARRAS
S. DE PARRAS
d
LAGUNA DE VIESCA
S. DE S. FRANCISCO
S. DEL NUMERO
S. DEL ORATORIO
AMUICHILA
S. DEL GABAN
S. DE LORENZENA
25°00
c
S. LAS IGLESIAS
S. DE RAMIREZ
S. DE SAN JULIAN
CAOPAS
BOLSON DE CEDROS
S. DE SYMON
LAGUNA DE SYMON
LLANOS EL BARREAL
S. DE TEYRA
24°30
CAMACHO
a
S. Sta CRISTINA
S. ANTONIO
1
2
3
4
5
6
7

2°/- Du Cénomanien supérieur au Santonien.

Au Cénomanien supérieur, le dépôt du flysch commence.

- C'est d'abord, au *Cénomanien supérieur*, un flysch pélitique de faible puissance (60m) qui fait suite aux lutites gréseuses dans la région de Camacho (colonne A de la fig. I_{2-25}), alors que dans la partie nord la sédimentation pré-flysch calcaire ou marno-calcaire (colonnes B, C et D de la fig. I_{2-25}) se poursuit.

- *Au Turonien*, le flysch pélitique de Camacho, par suite d'un enrichissement des apports en matériaux plus grossiers, fait place à un flysch pélito-gréseux à gréso-pélitique, lequel continue à se déposer probablement durant tout le Crétacé supérieur (colonne A de la fig. I_{2-25}). A la même époque, la sédimentation pélitique se produit plus au Nord, en avant du front du flysch, à Mazapil (colonne B de la fig. I_{2-25}), alors que le dépôt des marno-calcaires de la Formation San Felipe se maintient dans la Haute-Chaîne (colonnes C et D de la fig. I_{2-25}).

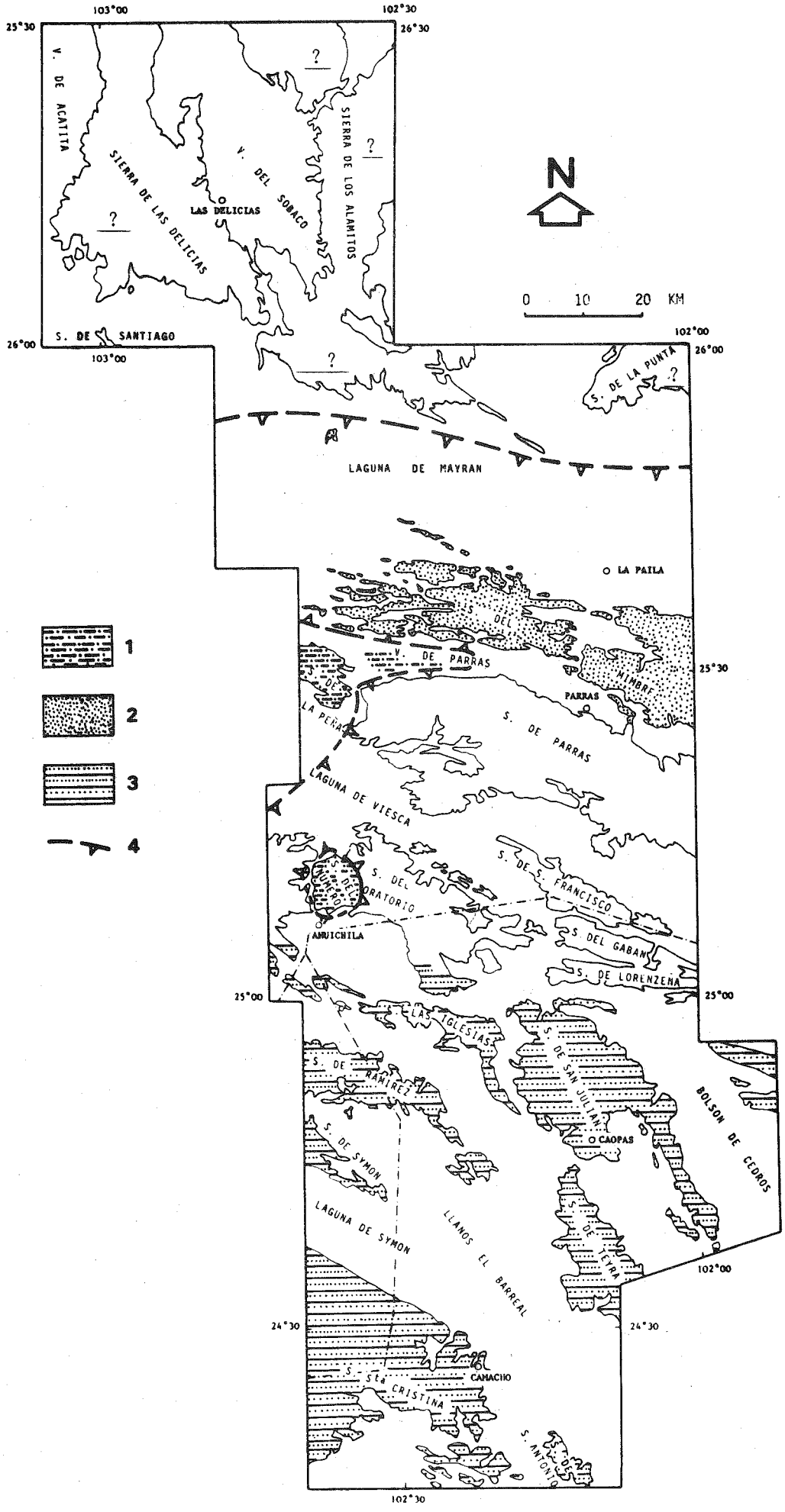
Le Turonien est le moment où l'on voit clairement s'étager géographiquement, du Sud vers le Nord dans la région étudiée du bassin, les trois faciès terrigènes du Crétacé supérieur : flysch dans la partie méridionale, pré-flysch lutitique à hauteur de Mazapil (Zac.) et pré-flysch marno-calcaire dans la Haute-Chaîne (fig. I_{2-26}).

- *Au Coniacien* (?) le flysch, d'abord pélitique, puis pélito-gréseux, fait son apparition à Mazapil, Zac. sur le flanc sud de la Sierra de la Caja ; alors que partout ailleurs au Nord, les dépôts de même âge ont le faciès pré-flysch (fig. I_{2-25}).

- *Au Santonien*, l'image de la sédimentation dans le bassin est la suivante : flysch pélito-gréseux à Camacho et Mazapil, Zac. (sur le flanc sud de la Sierra de la Caja), pré-flysch, type lutites noires sur le flanc nord de la Sierra de la Caja, pré-flysch calcaro-marneux dans la partie septentrionale du bassin. Les trois termes de la série terrigène, *tout en gardant la même succession* dans l'espace, se déplacent ainsi vers le Nord au fur et à mesure que le front du flysch avance.

Durant cette même période Cénomanien supérieur-Santonien, la Plateforme de Coahuila évolue de façon sensiblement différente. Certes, et il faut le souligner, elle enregistre à son tour, légèrement en retard, au Cénomanien supérieur, le même changement notable de sédimentation : les dépôts récifaux font place aux calcaires marneux détritiques de la Formation Indidura (colonnes E et F de la fig. I_{2-25}). Cependant, la présence, au sein de cette formation, d'interlits gypseux, montre que le dépôt de celle-ci s'effectue en eaux peu profondes, donc que le haut fond de la Plateforme de Coahuila s'oppose toujours au bassin en voie de comblement.

Fig. I_{2-26} : Carte de répartition des faciès terrigènes au Turonien.
1: marno-calcaires à interlits gypseux (Formation Indidura) ; 2: marno-calcaires noirs de la Formation San Felipe ; 3: lutites ; 4: flysch pélito-gréseux ; 5: passages de faciès ; 6: trace du chevauchement de la nappe de Parras ; 7: emplacements des coupes du Crétacé supérieur décrites (a: Sierra Santa Cristina ; c: San Jerónimo ; d: Lomas de San Pablo ; e: flanc nord de la Sierra de la Peña ; f: Mesas Villareal).
La présence de lutites turoniennes dans les Sierras de Symón et de Teyra a été extrapolée des enseignements tirés de la coupe de Mazapil située à la même hauteur, à l'Est immédiat du Bolson de Cedros ; en fait je n'ai pas rencontré dans ces sierras, d'affleurements de cet âge.


103°00
102°30
25°30
26°30
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
SIERRA DE LOS ALAMITOS
LAS DELICIAS
N
0 10 20 KM
S. DE SANTIAGO
26°00
103°00
102°00
S. DE LA PUNTA
LAGUNA DE MAYRAN
LA PAILA
S. DEL
V. DE PARRAS
HIMBRE
PARRAS
S. DE PARRAS
LA PEÑA
LAGUNA DE VIESCA
S. DEL
S. DEL ORATORIO
S. DE S. FRANCISCO
ARUICHILA
S. DEL GABAN
S. DE LORENZENA
25°00
S. LAS IGLESIAS
S. DE RAMIREZ
S. DE SAN JULIAN
CAOPAS
BOLSON DE CEDROS
S. DE SYMON
LAGUNA DE SYMON
LLANOS EL BARREAL
S. DE LA PEÑA
24°30
CAMACHO
S. Sta CRISTINA
S. ANTONIO
1
2
3
4

3°/- Au Campanien.

Si l'apparition du flysch a lieu au Cénomanien supérieur dans la partie méridionale, c'est au Campanien qu'il envahit la totalité du bassin et vient déborder sur la Plateforme de Coahuila.

De San Jerónimo, Zac. à la plateforme, partout l'arrivée du flysch est précédée du dépôt de pré-flyschs : marno-calcaires de la partie terminale de la Formation San Felipe et lutites noires épaisses dans le bassin (colonnes C et D de la fig. I_{2-25}), calcaires marneux du sommet de la Formation Indidura et lutites grises sur le flanc nord de la Sierra de la Peña (colonne E de la fig. I_{2-25}).

Au Campanien supérieur le flysch a gagné toutes les parties (fig. I_{2-25}). Il est à noter que la puissance de la base pélitique du flysch va augmentant de San Jerónimo, Zac. à la plateforme et que les parties les plus gréseuses se cantonnent à la région du bassin correspondant à la Haute -Chaîne, sans atteindre la plateforme.

4°/- Du Maestrichtien au Paléocène.

Le dépôt du flysch prend toute son ampleur dans la région de Parras, Coah., c'est-à-dire dans la partie septentrionale du bassin. Plus de 600m de flysch maestrichtien, généralement pélito-gréseux, mais à passées parfois franchement gréseuses (sommet de la Formation Cerro del Pueblo), y sont conservés. La présence de la formation rouge Cerro Huerta indique que ce flysch s'est déposé dans une région subsidente, mais déjà comblée, du bassin. Ce fait est en accord avec la présence de fossiles néritiques (Huîtres, Oursins, etc...) dans le flysch de Parras.

Pendant ce temps, la Plateforme de Coahuila connaît le dépôt de quelques centaines de mètres (?) de flysch pélitique. Celui-ci s'oppose, par son faciès moins détritique, au flysch de Parras de même âge. De plus, il ne contient pas de niveaux rouges, ni de fossiles néritiques ; ceci paraît indiquer que son dépôt s'est effectué sous une tranche d'eau plus épaisse, suite à un enfoncement de la Plateforme de Coahuila.

b- La série terrigène et le flysch.

1°/- Evolution dans le temps : la trilogie terrigène.

La séquence lithologique, quelle que soit la région considérée, *se compose de trois termes caractéristiques d'une trilogie* : pré-flysch calcaire ou calcaro-marneux, pré-flysch lutitique, flysch. En ce sens (fig. I_{2-25}) :

- les calcaires laminés de Camacho, Zac. et de Mazapil, Zac., la Formation San Felipe de San Jerónimo, Zac. et de Parras, Coah. ainsi que la Formation Indidura de la Sierra de la Peña et des sierras bordant le nord de la Lagune de Mayrán, ont valeur de pré-flysch calcaire ;
- les lutites gréseuses de Camacho, Zac. et de Mazapil, Zac., la Lutita Parras de San Jerónimo, Zac. et de Parras, Coah. ainsi que les lutites grises de la Sierra de la Peña ont valeur de pré-flysch.

Fig. I_{2-27} : Carte de répartition des faciès terrigènes au Maestrichtien.
1: flysch pélitique ; 2: flysch pélito-gréseux ou gréso-pélitique à formations rouges formant la Sierra del Mimbre ; 3: flysch pélito-gréseux du Haut-Plateau Central.
On remarque l'absence de flysch dans la Haute-Chaîne. Le flysch correspondant, décollé sur les lutites campaniennes et diverticulé lors de la mise en place de la nappe de Parras se retrouve formant, au Nord du front de la Haute-Chaîne, la Sierra del Mimbre.

Le flysch possède des niveaux gréseux renfermant des éléments toujours fins. Dans l'ensemble de la région étudiée, les niveaux de conglomérats ou de grès grossiers sont pratiquement absents. J'interprète ceci en considérant que la partie du Bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut Plateau Central, ici représentée, n'est en fait globalement qu'une partie distale de celui-ci. La partie proximale du bassin, proche de l'aire dispensatrice est à rechercher plus au Sud-Ouest, à un endroit où un flysch plus grossier se manifesterait, dès la base de la série terrigène, au Cénomanien inférieur.

On retrouve ainsi, sur ce profil du Secteur Transverse de Parras, une *évolution des séquences du flysch en trois parties* ; évolution connue par ailleurs, dans d'autres chaînes géosynclinales issues de la Téthys alpine (la fameuse trilogie priabonienne des Alpes Occidentales par exemple). *Cette évolution est positive* puisqu'elle correspond à un enrichissement en matériel détritique dans le temps, des termes successifs de la séquence.

On peut rendre compte de cette évolution par le comblement progressif, du Sud vers le Nord (en fait du Sud-Ouest vers le Nord-Est), du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. En bref, et comme l'a clairement montré Jean Aubouin dans les Hellenides, alors que le flysch se dépose dans la partie proximale sud-ouest du bassin (près de la zone dispensatrice), les équivalents terrigènes n'ayant pas le faciès flysch (dépôts de type pré-flysch) se forment dans la partie distale nord-est (cf. répartition des faciès terrigènes au Turonien de la fig. I_{2-26}) ; ensuite, la partie proximale comblée par le flysch, ce dernier migre vers la partie distale nord orientale dans laquelle il se dépose, avant de gagner enfin la plateforme (cf. répartition des faciès terrigènes au Maestrichtien de la fig. I_{2-27}).

2°/- Evolution du flysch dans l'espace : le retard du flysch du Sud vers le Nord.

Un des caractères les plus marquants du flysch de la région étudiée est l'âge de plus en plus tardif de sa base pélitique ; du Sud vers le Nord : flysch dès le Cénomanien supérieur à Camacho, Zac., dès le Coniacien à Mazapil, Zac., au Campanien supérieur dans la partie nord à partir de San Jerónimo, Zac. (fig. I_{2-25}). Cette évolution traduit dans le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, la classique migration du flysch de l'intérieur vers l'extérieur d'un bassin, en fonction du comblement progressif de celui-ci (J. Aubouin, 1964). Cette migration du flysch indique que le bord interne du bassin est à rechercher vers le Sud (en fait vers le Sud-Ouest à l'échelle de la Sierra Madre Orientale) et que son bord externe, constitué par la limite de la Plateforme de Coahuila est vers le Nord (en fait vers le Nord-Est).

3°/- L'origine du flysch.

- *Le flysch ne peut avoir une origine septentrionale.* Contrairement aux formations détritiques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, présentes dans la Haute-Chaîne (lesquelles étaient alimentées par la Plateforme de Coahuila alors émergée), le flysch crétacé supérieur ne peut trouver son alimentation au Nord. Ceci est particulièrement clair au Cénomano-Turonien, quand la Plateforme de Coahuila est le siège d'une sédimentation carbonatée épicontinentale, à l'abri d'apports détritiques (calcaires récifaux du Cénomanien inférieur), tandis que dans le bassin se développe une sédimentation terrigène progradante (fig. I_{2-25} et I_{2-26}).

- *Les figures de base de bancs des grès* apportent des informations précieuses concernant les directions et sens des apports détritiques. L'étude de ces figures, faite par A.E. Weidie et G.E. Murray (1967) sur le flysch de la Sierra del Mimbre, donne pour ces apports une direction dominante Sud - Sud-Ouest - Nord - Nord-Est. Les figures permettant de préciser le sens des courants, indiquent que ceux-ci s'écoulaient du Sud - Sud-Ouest vers le Nord - Nord-Est.

En fait si l'on supprime les importantes modifications structurales tangentielles apportées par la mise en place de la nappe de Parras au Paléocène, de manière à se replacer dans un cadre paléogéographique plus proche de la réalité, on s'aperçoit que la direction principale des courants au Maestrichtien était voisine de Sud-Ouest - Nord-Est et que les apports se faisaient du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

Au Crétacé supérieur l'aire dispensatrice du matériel terrigène *se situait donc très probablement sur la marge sud-ouest du bassin* ; déduction qui concorde avec les observations faites précédemment.

A ces directions de courants indiquant des apports transverses dans le bassin, il faut ajouter une *progradation du front du flysch* selon l'axe du bassin. C'est ce qu'indiquent les études sédimentologiques de E. F. Mc Bride, A.E. Weidie et J.A. Wolleben (1975) sur les formations du flysch conservées, entre Torreón, Coah. et Monterrey, N.L., au front de la Haute-Chaîne. En particulier, dans la Sierra del Mimbre, cette progradation s'effectue de l'Ouest - Nord-Ouest vers l'Est - Sud-Est au Maestrichtien, c'est-à-dire une fois le bassin comblé transversalement.

- Enfin, *l'étude des éléments des grès* permet de reconstituer les principales caractéristiques pétrographiques de l'aire d'alimentation.

L'analyse pétrographique des grès appartenant au flysch crétacé supérieur (M. Tardy et R. Maury, 1973) et prélevés en divers points du Haut-Plateau Central et de la Sierra del Mimbre, montre que ceux-ci sont à dominante d'éléments détritiques dont la taille moyenne varie de 0,1 à 1mm. Parmi ces éléments on reconnaît :

. *des fragments de roches volcaniques*. En lame mince apparaissent des grains généralement arrondis, dont les diamètres sont de l'ordre de quelques dixièmes de millimètre, assimilables à des fragments de roches volcaniques. La plupart possèdent en effet une *structure microlitique* typique ; sur un fond brunâtre isotrope, parfois épigénisé par des carbonates ou chloritisé, on distingue des microlites de plagioclases (oligoclase ou andésine), quelquefois accompagnés de magnétite ou de clinopyroxènes. Dans les fragments de grande taille, la disposition de microlites évoque des structures fluidales. Les caractères microscopiques d'ensemble sont ceux d'*andésites* ou de roches voisines. D'autres grains sont constitués par des phénocristaux subautomorphes (quartz notamment), baignant dans une pâte très finement recristallisée en quartz et feldspaths : ils sont alors plutôt comparables à des fragments *rhyolitiques ou dacitiques*.

. *des minéraux d'origine volcanique probable. 1. Le Quartz*, prédominant, en grains subarrondis, a vraisemblablement des provenances diverses : en effet, alors que certains éléments paraissent d'origine sédimentaire (présence de fragments de grès), plutonique ou métamorphique (grains polycristallins ou à extinction onduleuse (H. Blatt et J.M. Christie, 1963 ; H. Blatt, 1967), présence d'inclusions de rutile), une origine volcanique peut être envisagée pour certains cristaux ; ceux-ci, parfaitement limpides et exempts d'altération, sont automorphes à extinction franche. A la périphérie de quelques sections, s'observent des golfes.

Enfin quelques structures sphérolitiques fragmentées sont identifiables dans les grains détritiques. 2. *Les Feldspaths*, abondants, sont essentiellement des plagioclases An < 50 dérivant vraisemblablement de roches éruptives. En effet, les termes les plus abondants sont l'oligoclase et l'andésine, en cristaux subautomorphes, présentant souvent les macles complexes (type C de M. Gorai, 1951) fréquentes dans les plagioclases des roches éruptives (M. Gorai, 1951 ; E.D. Pittman, 1970). De plus ils sont parfois zonés (E.D. Pittman, 1963) et contiennent occasionnellement des inclusions d'apatite et de magnétite. Quelques feldspaths alcalins perthitiques sont présents ; ils sont parfois associés avec le quartz en des structures micropegmatitiques. 3. Parmi les *minéraux lourds*, l'élément le plus fréquent est un clinopyroxène vert de type augite, légèrement pléochroïque, en prismes automorphes, contenant de nombreuses inclusions de minéraux opaques. Moins abondant est un clinopyroxène analogue, mais de coloration brune. On rencontre également de la biotite dépourvue de "halo pléochroïque", de la magnétite automorphe, de l'hématite, de l'apatite en prismes trapus contenant de très nombreuses et minuscules inclusions disposées en files, parallèlement à l'axe C du minéral (caractère fréquent dans les apatites des roches volcaniques), du zircon automorphe (L.D. Callender et R.L. Folk, 1958), du sphène. L'ensemble de ce cortège paraît caractéristique d'une alimentation aux dépens de roches volcaniques ; sa minéralogie est en bon accord avec celle des andésites, bien qu'aucun cristal d'hypersthène n'ait été reconnu. 4. *La fraction argileuse*, enfin, est à dominante d'illite et de chlorite, association très fréquente dans les flyschs (B. Kubler, 1970).

A partir de cette identification des matériaux essentiellement volcaniques, détritiques, renfermés dans les lits de grès du flysch on peut reconstruire la *nature pétrographique des séries érodées dans l'aire dispensatrice*. Celle-ci émergée, était probablement formée d'une série ante-cénomanienne comprenant de nombreux niveaux de roches volcaniques de type andésitique, dacitique et rhyolitique, accompagnés de niveaux détritiques d'origine sédimentaire (présence de fragments de grès). Cette série était éventuellement granitisée ou métamorphisée (présence de quartz à inclusions de rutile dans les grès du flysch).

L'image d'une telle série stratigraphique ante-cénomanienne, appartenant à une aire dispensatrice émergée durant le Crétacé supérieur au Sud-Ouest du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut Plateau Central, n'est pas sans rappeler la série secondaire connue dans la Sierra Madre Occidentale sous le plastron volcanique tertiaire. Dans cette région, en particulier dans l'Etat de Sinaloa, des dépôts molassiques continentaux cénozoïques reposent en discordance sur une série volcano-sédimentaire, faiblement métamorphisée, formée de grauwackes reposant sur d'importants niveaux de roches volcaniques dacitiques et andésitiques (M. Bonneau, 1971, 1972). Cette série tectonisée au cours de la phase du Crétace moyen , est traversée de nombreux et importants corps granodioritiques post-tectoniques. Une telle série volcano-sédimentaire a été retrouvée en plusieurs endroits à la limite du Haut-Plateau Central et de la Sierra Madre Occidentale (M.F. Campa et col., 1974 ; R.V. Mc Gehee, 1976). Produit d'un ancien arc volcano-plutonique ayant fonctionné du Trias au Crétacé inférieur, cette série antécénomanienne métamorphisée, granitisée, tectonisée et portée à l'émersion lors de la phase albo-cénomanienne, formait au Crétacé supérieur le *Continent Occidental* (E. Böse et O.A. Cavins, 1927 ; C. Burckhardt, 1930 ; M. Alvarez Jr., 1949).

Le Continent Occidental possédant une série mésozoïque anté-cénomanienne volcano sédimentaire et situé au Sud-Ouest du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, est au Crétacé supérieur l'aire dispensatrice du flysch de la Sierra Madre Orientale.

c- Le flysch et les phases orogéniques.

De l'ensemble des résultats obtenus, il ressort que le flysch crétacé supérieur-paléocène, concordant sur la série calcaire jurassique-crétacé inférieur, termine les séries sédimentaires marines. C'est un *faciès de comblement* qui efface totalement la paléogéographie du Crétacé inférieur marquée par la coexistence d'un bassin profond et d'une plateforme néritique.

Ce flysch est la conséquence sédimentaire d'une phase orogénique "précoce" orégonienne ayant structuré le "Continent Occidental" au Sud-Ouest du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

Enfin, il est antérieur à la phase orogénique laramienne (Paléocène) qui affecte le domaine dans lequel il est déposé. C'est donc un *faciès anté-tectonique laramienne.*

En résumé on retrouve dans le flysch crétacé supérieur de la Sierra Madre Orientale, comme dans les flyschs des chaînes alpines péri-méditerranéennes *"un faciès de comblement géosynclinal dont la migration précède dans le temps et dans l'espace la migration de l'orogénèse géosynclinale* (J. Aubouin, 1965).

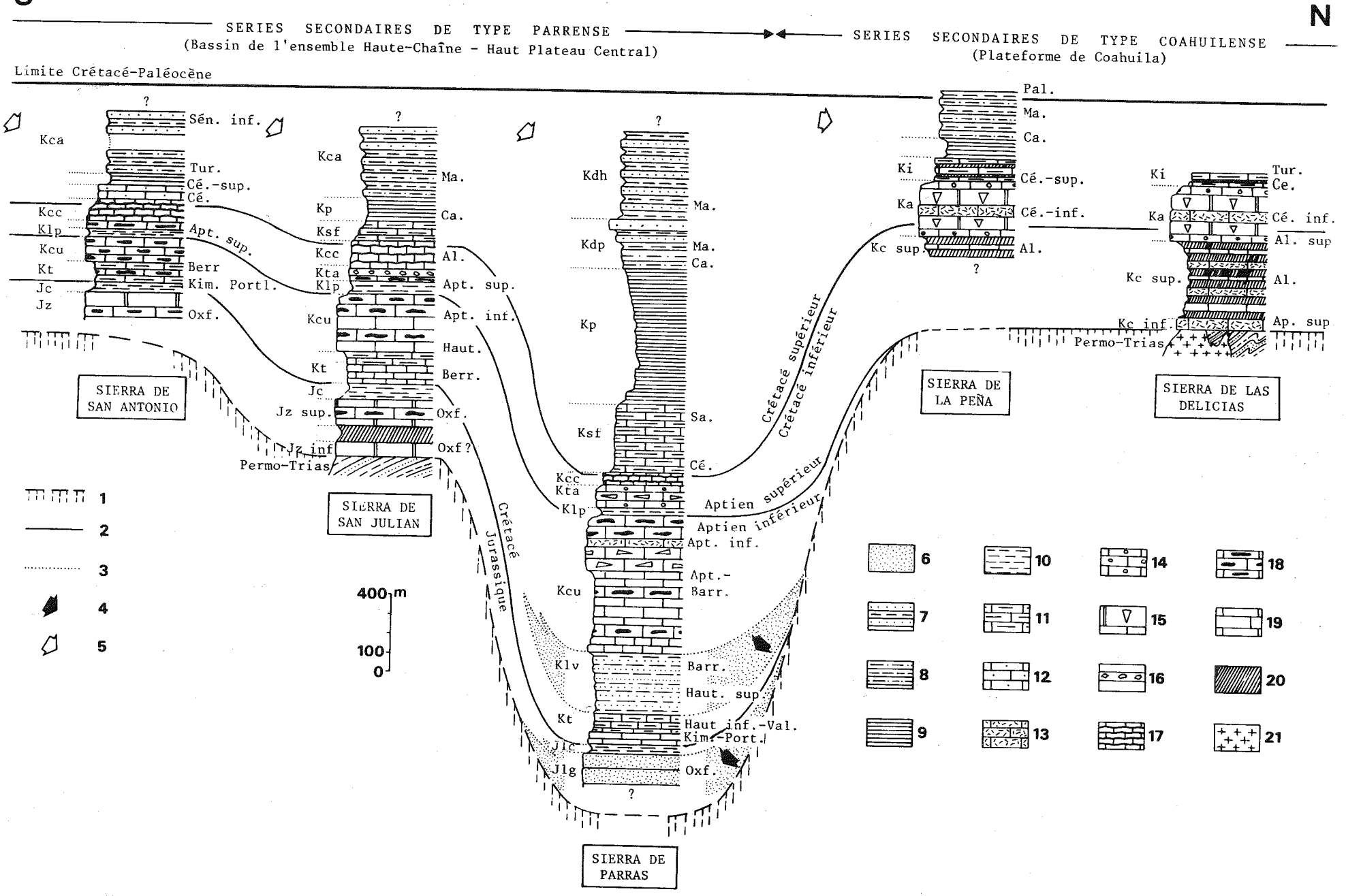
D. CONCLUSION SUR L'ETAPE TETHYSIENNE : LES SERIES SECONDAIRES PARRENSE ET COAHUILENSE.

1°/- L'histoire de la sédimentation marine de l'Oxfordien au Paléocène basal, dans cette région de la Sierra Madre Orientale, *est marquée par trois stades importants* qui peuvent être résumés de la manière suivante.

. Les dépôts marins débutent à l'Oxfordien avec une transgression majeure en provenance du Sud-Est, c'est-à-dire de la Téthys, en cours d'ouverture dans le domaine caraïbe.

. Au cours du Crétacé inférieur se différencient : au Sud-Ouest, le bassin "profond" de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central à sédimentation carbonatée riche en silex ; au Nord-Est, la Plateforme de Coahuila qui, après être restée longuement émergée, devient, à la suite de la transgression de l'Aptien supérieur, un plateau épicontinental, subsident, siège d'une sédimentation carbonatée néritique.

. Après qu'une phase tectonique précoce, albo-cénomanienne, ait porté à l'émersion le "Continent Occidental" au Sud-Ouest du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, le flysch envahit progressivement au Crétacé supérieur le bassin, le comble, puis déborde sur la Plateforme de Coahuila. Le dépôt du flysch, en précédant la phase laramienne, termine l'histoire marine téthysienne de la région, au coeur de la Sierra Madre Orientale.


S
N
SERIES SECONDAIRES DE TYPE PARRENSE
(Bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut Plateau Central)
SERIES SECONDAIRES DE TYPE COAHUILENSE
(Plateforme de Coahuila)
Limite Crétacé-Paléocène
SIERRA DE SAN ANTONIO
SIERRA DE SAN JULIAN
SIERRA DE PARRAS
SIERRA DE LA PEÑA
SIERRA DE LAS DELICIAS
Sén. inf.
Tur.
Cé.-sup.
Cé.
Apt. sup.
Berr
Kim. Portl.
Oxf.
Ma.
Ca.
Al.
Apt. sup.
Apt. inf.
Haut.
Berr.
Oxf.
Oxf?
Permo-Trias
Jz inf
Jz sup.
Sa.
Cé.
Aptien supérieur
Aptien inférieur
Apt. inf.
Apt.-Barr.
Barr.
Haut. sup.
Haut inf.-Val.
Kim.-Port.
Oxf.
Crétacé supérieur
Crétacé inférieur
Crétacé
Jurassique
Pal.
Ce.
Ap. sup
400 m
100
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

2°/- Cette histoire marine téthysienne est inscrite dans les séries stratigraphiques rencontrées du Nord au Sud, au long du profil étudié. Parmi celles-ci, deux types principaux sont facilement identifiables : *la série secondaire parrense* caractéristique de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, et la *série secondaire coahuilense* caractéristique de la Plateforme de Coahuila (fig. I_{2-28}).

a- *Du front de la Haute-Chaîne à la Sierra de San Antonio sur le Haut Plateau Central, les séries mésozoïques d'origine marine sont de type parrense* (exceptées celles formant les sierras de la Peña et del Número). En effet, partout comme dans la Sierra de Parras, d'où j'ai tiré leur qualificatif commun, ces séries :

- débutent à l'Oxfordien ;
- présentent une série carbonatée, riche en calcaires pélagiques à silex du Jurassique terminal au Cénomanien basal ;
- se terminent par une trilogie terrigène puissante, à flysch gréso-pélitique développé.

Ce type parrense traduit le fait que les sédiments se sont déposés, de l'Oxfordien au Paléocène inférieur, dans un même bassin qui est allé s'approfondissant jusqu'au Vraconien, avant d'être comblé par le flysch au Crétacé supérieur.

En fonction de la situation paléogéographique de la colonne étudiée dans le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, la *série de type parrense montre des variations importantes*, mais d'ordre secondaire (fig. I_{2-28}). Ainsi :

- le Jurassique supérieur est calcaire sur le Haut-Plateau Cen-

---

Fig. I_{2-28} : Colonnes stratigraphiques synthétiques des principales séries sédimentaires mésozoïques de type parrense et de type coahuilense. La présentation adoptée a pour but de souligner les relations existant entre la nature des séries et leurs positions paléogéographiques au moment de leur dépôt. L'attention est attirée sur les deux origines des dépôts terrigènes : la Plateforme de Coahuila émergée du Jurassique à l'Aptien supérieur puis le Continent Occidental au Crétacé supérieur, d'où proviennent les apports venant du Sud sur la figure. Enfin la représentation schématique du socle pré-oxfordien, attire l'attention sur le fait que la partie étudiée du domaine marin mésozoïque de la Sierra Madre Orientale était établie *sur* le Continent Nord Américain.
1: toit du socle pré-oxfordien ; 2: isochrones ; 3: limites de formation ; 4: sens des apports terrigènes du Jurassique supérieur à l'Aptien inférieur ; 5: sens des apports terrigènes au Crétacé supérieur ; 6: quartzites ; 7: flysch gréso-pélitique à pélito-gréseux ; 8: flysch pélitique ; 9: lutites ; 10: marnes et argilites ; 11: marno-calcaires ; 12: calcaires détritiques ; 13: calcaires dolomitiques et dolomies ; 14: calcaires à Milioles ; 15: calcaires récifaux ; 16: brèches intraformationnelles ; 17: alternance de lits de calcaires et de silex ; 18: calcaires à nodules de silex ; 19: calcaires ; 20: gypse ; 21: granite. Jz: Caliza Zuloaga ; Jlg: Formation La Gloria ; Jc: F. La Caja ; Jlc: F. La Casita ; Kt: F. Taraises ; Klv: F. Las Vigas ; Kcu: Caliza Cupido ; Klp: F. La Peña ; Kta: F. Tamaulipas ; Kcc: Caliza Cuesta del Cura ; Ki: F. Indidura ; Ksf: F. San Felipe ; Kp: Lutita Parras ; Kca: F. Caracol ; Kdp: F. Cerro del Pueblo ; Kdh: F. Cerro Huerta ; Kc: F. Cuchillo ; Ka: Caliza Aurora.

tral, détritique dans la partie nord de la Haute-Chaîne (ex. marge nord du bassin) ;

- le Crétacé inférieur est pélagique sur le Haut-Plateau Central, souvent néritique et épais, voir récifal dans la Haute-Chaîne. Cette différence de faciès s'accompagne d'une différence d'épaisseur des formations de cet âge : la série carbonatée plus néritique de la Haute-Chaîne est nettement plus puissante que celles des sierras du Haut-Plateau Central.
- les formations ayant valeur de pré-flysch (Formation San Felipe et Lutita Parras) sont nettement plus développées dans la Haute-Chaîne que sur le Haut-Plateau Central, notamment en fonction de l'arrivée plus tardive, au Nord, du flysch.

Enfin, l'épaisseur considérable de la série parrense de la Haute-Chaîne est à mettre en rapport avec la subsidence qui, semble-t-il, n'a jamais cessé de se manifester au niveau du paléo-talus qui raccordait le bassin à la plateforme.

b- *Dans les sierras situées au Nord de la Lagune de Mayrán* (c'est à dire au coeur de l'Etat de Coahuila duquel j'ai tiré le qualificatif), *dans la Sierra de la Peña et dans la Sierra del Número, les séries mésozoïques marines sont de type coahuilense.*

Par différence avec les séries précédentes, ces séries :

- débutent tardivement au Crétacé inférieur (à l'Aptien supérieur dans la Sierra de Las Délicias) ;
- présentent des faciès transgressifs, lagunaires, puis carbonatés néritiques à récifaux, durant le Crétacé inférieur (pro-parte) et le Cénomanien inférieur ;
- se terminent par un flysch distal, pélitique.

Il m'est difficile d'établir des comparaisons de détail entre les diverses séries de type coahuilense. Les coupes disponibles dans la région étudiée sont, en effet, toujours incomplètes.

3°/- *Le problème du passage latéral de faciès entre les deux séries.*

Sur le profil étudié, on n'observe pas de passage latéral de faciès entre un type de série et l'autre.

Certes, des indices que j'ai mentionnés au fur et à mesure de l'étude, permettent de dire que les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la Sierra de Parras se sont déposées, d'abord près du rivage de la plateforme émergée, puis sur le talus raccordant le bassin et la plateforme immergée. Mais la présence de biseaux de transgression du Crétacé inférieur sur la plateforme n'a jamais été signalée.

Ce fait trouve son explication dans le dispositif structural. Celui-ci est tel (voir chapitre Tectonique) que la zone à série secondaire parrense est largement charriée sur la zone à série secondaire coahuilense. La zone de passage latéral de faciès, restée en position relative autochtone, a été totalement recouverte par l'allochtone parrense . La phase laramienne est à l'origine de ce dispositif.

4°/- L'étude stratigraphique des dépôts marins montre que ceux-ci reposent partout, du Haut-Plateau Central à la Plateforme de Coahuila sur le socle continental paléozoïque ou plus ancien. Ceci indique que *la partie étudiée du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, était partout établie sur croûte continentale.* Aucun indice ne laisse penser que

ce bassin, communiquant largement avec la partie caraïbe de la Téthys (J. Aubouin et col., 1977) possédait en un endroit du Secteur Transverse de Parras, un fond océanique.

CHAPITRE III. LE SECTEUR TRANSVERSE DE PARRAS DURANT L'ETAPE POST-LARAMIENNE.

L'organisation paléogéographique tethysienne précédemment envisagée, achève son évolution au Paléocène avec une véritable révolution orogénique : *la phase laramienne.*

L'une des conséquences essentielles de celle-ci est *l'émersion définitive* de la Sierra Madre Orientale, à l'Ouest de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.

Dès lors, sur ces terres émergées, la sédimentation s'effectue dans des *bassins endoréïques*, s'installant à la faveur d'effondrements par des failles en extension. Ces bassins continentaux, le plus souvent occupés par des lacs, évoluent, du Paléocène supérieur au Quaternaire, sous contrôle tectonique : les "bolsones", occupés par des lagunes salées et desséchées en sont les actuelles reliques.

Il faut ajouter à ceci, que la moitié ouest du Mexique, connaît de l'Eocène au Miocène, un épisode volcanique d'importance considérable. La Sierra Madre Occidentale en résulte. On relie généralement ce volcanisme andésito-ignimbritique à la subduction de la Plaque Farallon sous la bordure ouest du Continent Nord Américain (T. Atwarer, 1970). En ce sens il s'agit d'un véritable *volcanisme de type cordillerain.*

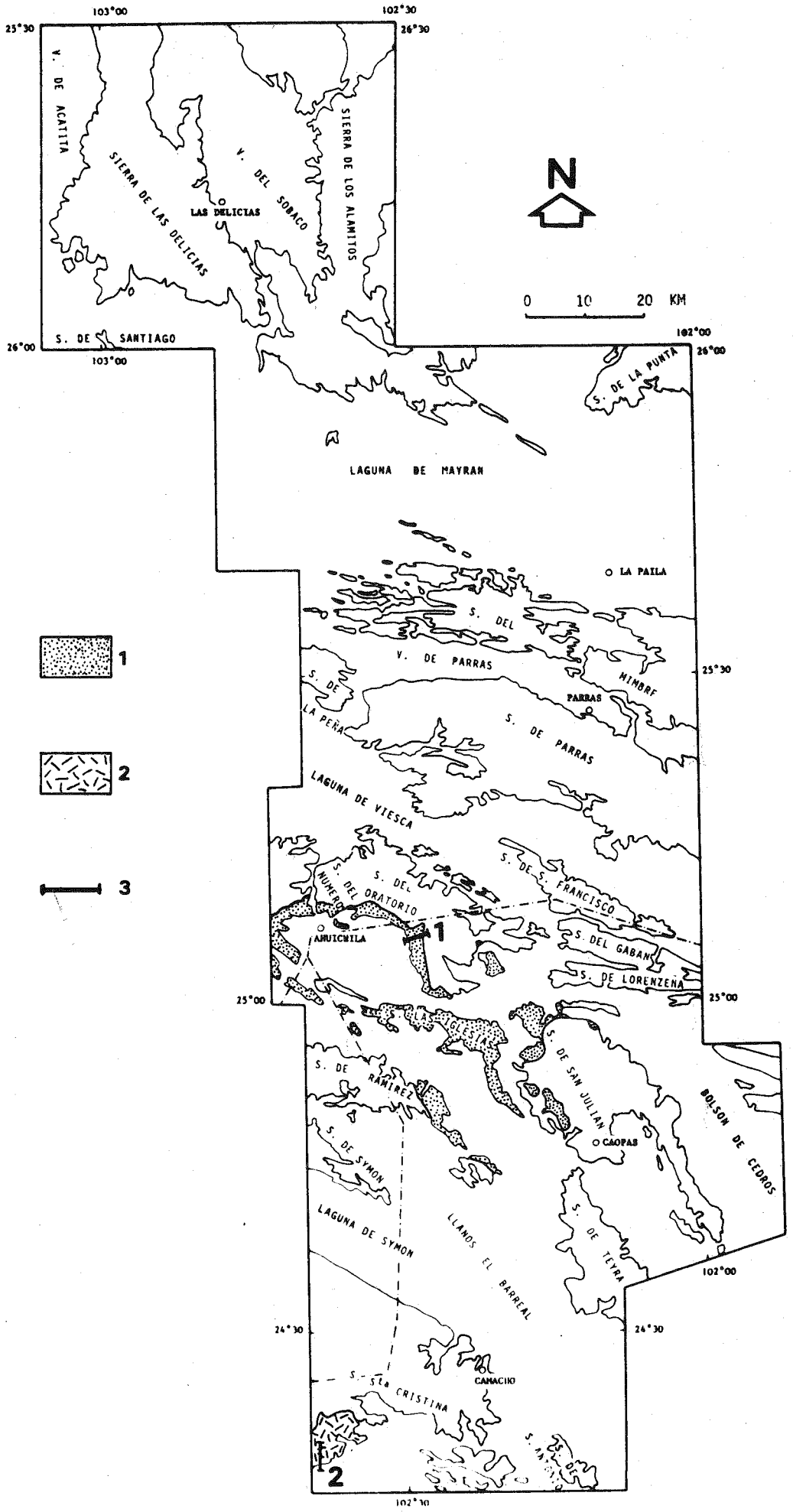
Le profil étudié du Secteur Transverse de Parras est situé à la limite est des dépôts volcaniques de la Sierra Madre Occidentale. De ce fait, on retrouve, reposant en discordance angulaire sur les séries mésozoïques d'origine marine :

- d'une part des témoins de molasses continentales ;
- d'autre part des témoins du volcanisme de la Sierra Madre Occidentale.

Evolution continentale où le volcanisme prend une importance capitale, rien d'essentiel ne permet d'individualiser, durant le Cénozoïque, la Sierra Madre Orientale au sein de la cordillère bordant l'Ouest de l'ensemble du Continent Nord Américain. Pour cela, je nomme *étape post-laramienne* ces périodes cénozoïques durant lesquelles, à la différence du domaine caraïbe, plus rien ne témoigne de l'influence d'un domaine marin oriental.

Au cours de cette étape post-laramienne une phase tectonique en compression, d'âge miocène, est un repère d'importance. Elle permet de distinguer *deux périodes aux natures de volcanisme différentes.* Durant la période qui précède le plissement, le volcanisme est andésito-ignimbritique ; c'est celui de la Sierra Madre Orientale. Durant la période suivante, le volcanisme, de moindre importance, est basaltique.

Je choisis de présenter les formations cénozoïques de la région étudiée selon ce calendrier. Je décrirai succinctement d'abord les molasses continentales et les rares témoins du volcanisme andésito-ignimbritique du Paléocène supérieur-Miocène, puis aborderai la question des dépôts mio-plio-


103°00
102°30
25°30
26°30
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
LAS DELICIAS
SIERRA DE LOS ALAMITOS
N
0 10 20 KM
S. DE SANTIAGO
26°00
103°00
102°00
S. DE LA PUNTA
LAGUNA DE MAYRAN
LA PAILA
S. DEL
V. DE PARRAS
MIMBRE
PARRAS
S. DE LA PEÑA
S. DE PARRAS
LAGUNA DE VIESCA
S. DEL NUMERO
S. DEL ORATORIO
S. DE S. FRANCISCO
AHUICHILA
S. DEL GABAN
S. DE LORENZEÑA
25°00
S. LA IGLESIA
S. DE RAMIREZ
S. DE SAN JULIAN
CAOPAS
BOLSON DE CEDROS
S. DE SYMON
LAGUNA DE SYMON
LLANOS EL BARREAL
S. DE TEYRA
24°30
CAMACHO
S. Sta CRISTINA
S. DE
1
2
3

quaternaires, présents dans les bassins d'effondrement intramontagneux que sont les "bolsones".

A. LA MOLASSE CONTINENTALE ET LE VOLCANISME DU PALEOCENE SUPERIEUR AU MIOCENE.

Les formations molassiques et volcaniques mises en place, avant le Miocène, sont présentes dans la moitié méridionale de la région étudiée (fig. I_{2-29}).

La molasse continentale affleure à la limite entre Haute-Chaîne et Haut-Plateau Central. On la rencontre au Sud de la Sierra del Oratorio, près de la localité de Ahuichila, Coah., où elle forme en particulier le célèbre Fronton de Ahuichila. Plus au Sud, elle constitue la Sierra de Las Iglesias, la terminaison nord et parties du flanc ouest de la Sierra de San Julián, et l'extrémité sud-est de la Sierra de Ramirez.

Les quelques témoins du volcanisme oligo-miocène sont présents au Sud-Ouest de Camacho, Zac. . Ils forment les basses collines entourant les ranches Vista Hermosa et La Palma (coupure au 1/50.000 Estación Camacho de la CETENAL).

I. LA FORMATION AHUICHILA, MOLASSE CONTINENTALE POST-LARAMIENNE.

a- Les travaux antérieurs.

On doit probablement à L.B. Kellum (1932, 1936) la première étude des séries conglomératiques qui reposent en discordance angulaire sur les séries mésozoïques des sierras de Jimulco et de Mapimi (voir dans l'Introduction fig. d). L'auteur attribue ces conglomérats au Crétacé supérieur ou au Tertiaire.

R.W. Imlay (1938) donne à ces mêmes conglomérats discordants le nom de Formation Mayrán et un âge quaternaire.

G. Schulze (1953) publie une étude complète sur la molasse tertiaire présente autour de la Lagune de Mayrán.

C. Fries et col. (1955) découvrent des restes de Vertébrés dans la molasse rouge de Guanajuato, Gto. . Ils datent ainsi directement celle-ci.

C.L. Rogers et col., dans leurs travaux sur la géologie du Nord de l'Etat de Zacatecas, désignent d'abord la molasse sous l'appellation conglomérat de Mazapil (1956), avant de la nommer de manière formelle Formation Ahuichila (1961). La localité type indiquée pour cette formation devenue classique, est le village de Ahuichila, Coah. situé près du point triple, à la limite des états de Coahuila, Durango et Zacatecas.

Fig. I_{2-29} : Carte de répartition des formations molassiques et volcaniques du Paléocène supérieur-Miocène.
1: Formation Ahuichila à valeur de molasse continentale ; 2: andésites ; 3: emplacements des coupes décrites (1: coupe de la Formation Ahuichila le long de l'Arroyo La Madrugadora ; 2: coupe des andésites entre les ranches Vista Hermosa et La Palma).

b- La Formation Ahuichila sur le flanc sud de la Sierra del Oratorio.

S'agissant d'une molasse continentale, déposée dans des bassins endorreïques de dimensions généralement réduites, la Formation Ahuichila présente des variations de faciès rapides d'un endroit à l'autre.

La succession la plus complète des termes appartenant à la molasse est présente à l'Ouest du village de Ahuichila, sur la retombée sud de la Sierra del Oratorio. La coupe que je vais décrire a été levée, le long de l'Arroyo La Madrugadora (fig. I_{2-29}).

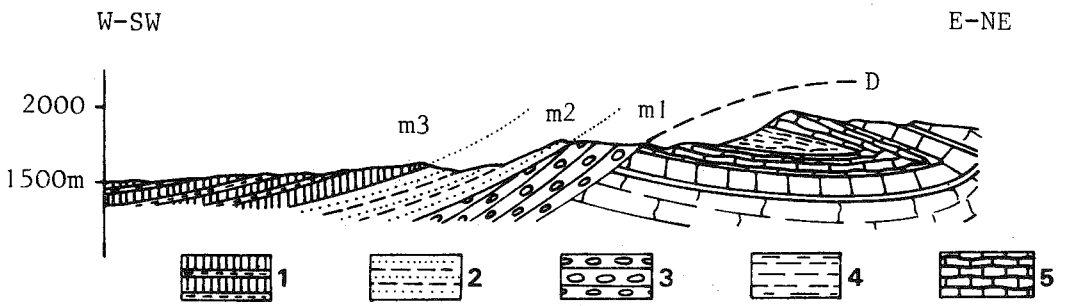


Fig. I_{2-30} : Coupe de la Formation Ahuichila du flanc sud de la Sierra del Oratorio. Commentaire dans le texte.
1: gypses et argiles ; 2: grès et argiles ; 3: conglomérats ; 4: marno-calcaires de la Formation San Felipe ; 5: Caliza Cuesta del Cura ; D: surface de discordance déformée par le plissement miocène.

Le long de l'"arroyo" (fig. I_{2-30}) on observe, d'amont (à l'Est Nord-Est) en aval (à l'Ouest - Sud-Ouest) :

- le substratum mésozoïque. Ce sont les calcaires et silex en lits ondulés de la Formation Cuesta del Cura de l'Albien supérieur-Cénomanien basal, surmontés par la base cénomano-turonienne des marno-calcaires de la Formation San Felipe. Ces deux formations dessinent un synclinal couché vers le Sud-Ouest. Elles sont surmontées, en discordance angulaire visible, par la Formation Ahuichila, monoclinale, dans laquelle on distingue :

m1: 250m environ, de conglomérats mal classés, fortement cimentés. Les éléments, le plus souvent anguleux, sont de toutes tailles (du centimètre au mètre). Ils proviennent des formations calcaires présentes dans la Sierra del Oratorio. On reconnaît des éléments fournis par la Formation Cuesta del Cura et par les calcaires massifs du Jurassique supérieur et du Néocomien. Les éléments issus des formations mésozoïques détritiques, sont plus rares ; on reconnaît cependant des fragments de grès provenant du flysch crétacé supérieur. Le ciment est constitué par un grès à liant calcaire.

m2: 150m environ, d'une alternance de dépôts clastiques, mieux classés, comprenant des lutites, grès et conglomérats. Plus au Sud, ce terme déborde l'assise conglomératique basale et vient reposer directement sur les calcaires du Crétacé.

m3: 100 à 150 mètres visibles de gypses dans lesquels sont interstratifiés des lits argileux. Ce terme supérieur forme les Cerros Gueros, à l'Est de Cinco de Mayo.

Sur ce flanc sud de la Sierra del Oratorio, la Formation Ahuichila présente donc trois membres dont l'évolution des faciès, dans le temps, apporte des renseignements sur les conditions ayant présidé à son dépôt. Aux conglomérats sauvages font suite des grès et lutites classées. J'interprète ceci en disant que les reliefs jeunes, issus de la tectonique laramienne, ont d'abord fourni, sous l'action d'une forte érosion, les conglomérats grossiers mal classés. Par la suite, au fur et à mesure de l'évolution des reliefs vers une morphologie plus mure, les matériaux se sont fait de plus en plus fins, fournissant ainsi les lutites et grès du second membre. Enfin, la présence du gypse au toit de la formation trouve son explication dans la présence de gypses oxfordiens dans la Sierra del Oratorio (fig. I_{2-8}). A force d'érosion, ces niveaux de gypses, situés à la base de la série mésozoïque, ont été atteints, dissous et emportés par les eaux de surface. Ils se sont redéposés avec la fraction argileuse, dans le lac alors présent aux environs de Ahuichila, Coah. .

c- Les autres affleurements molassiques.

Ils ne montrent généralement qu'une seule partie conglomératique. Les deux membres supérieurs, décrits précédemment, manquent ; probablement à cause de conditions locales différentes au moment de la sédimentation (absence de gypse dans les reliefs voisins, par exemple).

Sur la terminaison septentrionale de la Sierra de San Julián on observe en plusieurs endroits, la discordance des conglomérats tertiaires sur diverses formations mésozoïques et paléozoïques. Ainsi (carte géologique) :

- au Sud-Est de San Jerónimo, Zac., les conglomérats reposent sur les trois formations terrigènes du Crétacé supérieur : Formation San Felipe, lutites noires et flysch (fig. I_{2-21}) ;
- aux environs du village de Los Indios, Zac., la base de la Formation Ahuichila repose successivement sur la Caliza Zuloaga du Jurassique supérieur, sur la Formation Nazas du Permo-Trias et sur les micaschistes de la Formation Rodeo ;
- au Cerro el Toro, à l'Est immédiat d'Apizolaya, Zac., la molasse surmonte les couches fortement redressées des formations Zuloaga et La Caja du Jurassique supérieur et Taraises du Néocomien.

En ces divers endroits, les conglomérats de la Formation Ahuichila sont tout à fait semblables à ceux décrits dans l'Arroyo La Madrugadora. Parmi les éléments, on remarque toutefois la présence de galets ou blocs provenant localement du socle (schistes de la Formation Caopas, laves ou grès rouges de la Formation Nazas).

Généralement cette molasse conglomératique est grise. Cependant, par endroits, comme aux environs de Los Indios, Zac., elle peut prendre une couleur rouge soutenu.

Les conglomérats de la molasse, sont très résistants à l'érosion. Ils donnent sous l'action de l'érosion, des reliefs de cuestas marqués, aux falaises parfois impressionnantes (Fronton de Ahuichila, flancs nord et est de la Sierra de Las Iglesias).

d- L'âge de la molasse continentale.

Il est difficile à préciser.

Les fossiles étant extrêmement rares, *la datation directe de la Formation Ahuichila est restée jusqu'à présent inefficace.* Seules ont été signalées des empreintes végétales dans un niveau charbonneux, à la base de la Formation Ahuichila dans sa localité type (C.L. Rogers et col., 1961). Ces empreintes n'ont pu être datées.

Indirectement, on peut proposer pour cette molasse une fourchette d'âges maximum et minimum.

. C'est une molasse post-laramienne, reposant partout en discordance angulaire sur le substratum mésozoïque au paléozoïque. De ce fait elle est *post-Paléocène inférieur (Montien)*, âge de la formation du flysch la plus récente datée au Nord de Saltillo, Coah. et affectée par la déformation laramienne (M. Tardy, 1975).

. En d'autres endroits de la Sierra Madre Orientale, la molasse continentale post-laramienne renferme des fossiles. Les conglomérats rouges de Guanajuato, Gto., également discordants ont fourni des restes de vertébrés datés de l'*Eocène supérieur-Oligocène inférieur* (C. Fries et col. 1955).

. A l'Ouest immédiat de la région étudiée, la Formation Ahuichila s'intercale dans les formations volcaniques de la Sierra Madre Occidentale datées de l'Eocène-Oligocène (voir ci-après).

. Enfin, la Formation Ahuichila est antérieure à la déformation en vastes plis de fond qui l'affecte et que je rattache au Miocène (cf. chapitre Tectonique).

L'âge de la Formation Ahuichila est ainsi au maximim Paléocène supérieur-Miocène inférieur.

II. LES TEMOINS DU VOLCANISME ANDESITO-IGNIMBRITIQUE DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTALE.

a- Les andésites des ranches Vista Hermosa et La Palma.

Elles affleurent à l'Ouest - Sud-Ouest de la Sierra Santa Cristina, au Nord de la route reliant Camacho, Zac. à Nieves, Zac. (fig. I_{2-29} et carte géologique).

Entre les ranches Vista Hermosa et La Palma, ces andésites "anciennes", fortement altérées et érodées, forment des collines basses. Elles reposent en discordance angulaire, directement sur le flysch crétacé supérieur (fig. I_{2-31}).

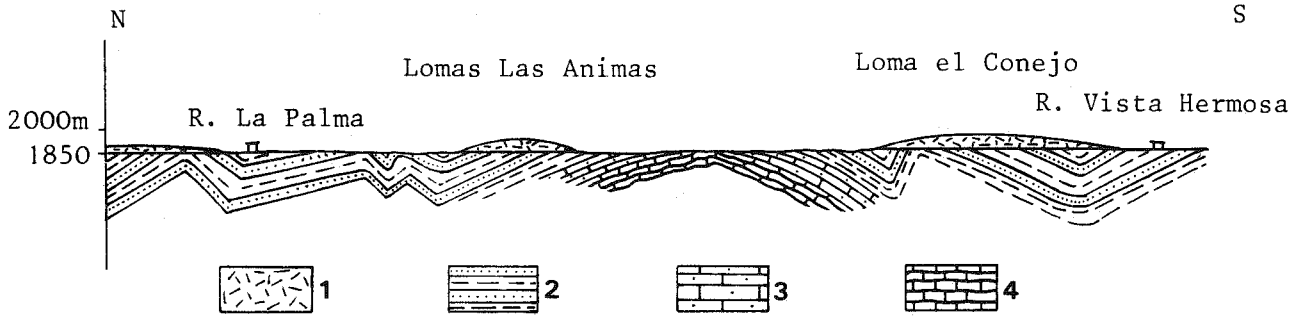


Fig. I_{2-31} : Les andésites tertiaires aux ranches Vista Hermosa et La Palma.
1: andésites ; 2: flysch crétacé supérieur (Formation Caracol) ; 3: calcaires en plaquettes du Cénomanien ; 4: Caliza Cuesta del Cura albo-cénomanienne.

L'étude pétrographique indique qu'il s'agit d'*andésite de type acide* (pratiquement une dacite).

En lame mince on reconnait de nombreux phénocristaux petits de plagioclases (essentiellement de l'andésine), inclus dans une matrice intensément altérée. Les pyroxènes sont quasi absents. Les cristaux nombreux de horblende sont très altérés, presque entièrement détruits en opaques.

b- Place du volcanisme andésitique.

On ne peut comprendre l'importance de ces témoins de volcanisme andésitique à cachet "ancien", qu'en sortant de la région étudiée pour se diriger vers l'Ouest.

Rapidement on voit apparaître un puissant volcanisme tertiaire, calco-alcalin, montrant une alternance de basaltes, andésites, dacites, tufs rhyolitiques et ignimbrites (S. Enciso de la Vega, 1968). Partout ce volcanisme repose en discordance angulaire, sur les formations mésozoïques d'origine marine. C'est lui qui, en prenant toute son ampleur (plus de 3000m d'épaisseur), forme à l'Ouest de Durango, Dgo. la Sierra Madre Occidentale.

Ainsi, *les andésites présentes à l'Ouest - Sud-Ouest de Camacho, Zac. représentent des témoins, parmi les plus orientaux, de la carapace volcanique calco-alcaline tertiaire de la Sierra Madre Occidentale.*

Prises isolément, on ne peut attribuer qu'un âge post-laramien (post-Paléocène inférieur) à ces andésites.

Ce n'est qu'en les assimilant au volcanisme calco-alcalin de la Sierra Madre Occidentale qu'on peut tenter d'apprécier plus précisément leur âge. Entre les villes de Durango, Dgo. et Mazatlán, Sin., F.W. Mc Dowell et R.P. Keizer (1977) distinguent, à l'intérieur de la pile volcanique tertiaire de la Sierra Madre Orientale :

- un complexe volcanique inférieur comprenant des andésites et des rhyolites datées 52 MA (méthode K-Ar) ;
- un super groupe volcanique supérieur comprenant des basaltes, andésites, ignimbrites et rhyolites, dont les âges varient entre 23 et 32 MA (méthode K-Ar).

Les andésites isolées près de Camacho, Zac. peuvent être rattachées à l'un ou à l'autre de ces deux ensembles volcaniques. Dans l'impossibilité de trancher, il faut concevoir leur *mise en place entre 52 et 23 MA, c'est-à-dire entre l'Eocène inférieur et le Miocène basal.*

III. LES RAPPORTS ENTRE MOLASSES CONTINENTALES ET VOLCANISME CALCO-ALCALIN, DU PALEOCENE SUPERIEUR AU MIOCENE BASAL.

Sur le transect étudié, les témoins du volcanisme andésitique et la Formation Ahuichila affleurent isolément. Les rapports stratigraphiques entre molasse continentale et roches volcaniques, formées à la même époque (Paléocène supérieur-Miocène basal), sont, de ce fait, difficiles à établir. Toutefois :

- près d'Ahuichila, Coah., les premiers mètres de molasse, sous les conglomérats massifs, renferment des témoins d'un volcanisme basique (C.L. Rogers et col., 1961) ;
- dans la Vallée de Mazapil, Zac., quelques dizaines de kilomè-

tres à l'Est de la région étudiée (voir Introduction fig. d), le sommet de la Formation Ahuichila renferme des tufs rhyolitiques (C.L. Rogers et col. 1961) ;

- à l'Ouest, dans la région de Cuencamé, Dgo., la Formation Ahuichila est surmontée en concordance par une épaisse séquence volcanique calco-alcaline (S. Enciso de la Vega, 1968), appartenant déjà à la Sierra Madre Occidentale ;

- à l'échelle du Mexique, dans les parties situées en bordure de la Sierra Madre Occidentale (région de Zacatecas, Zac. et de Guanajuato, Gto. par exemple) les molasses continentales tertiaires renferment de nombreuses et importantes passées volcaniques (J.D. Edwards, 1956).

IV. CONCLUSIONS : PALEOGEOGRAPHIE DE LA REGION ETUDIEE AU PALEOCENE SUPERIEUR-MIOCENE BASAL.

La paléogéographie de la partie étudiée de la Sierra Madre Orientale est marquée à cette époque par les conséquences et effets de trois facteurs principaux : la phase laramienne, la paléo-marge active pacifique, la situation de cette partie.

- *Les conséquences de la phase laramienne sont essentielles.* De l'émersion généralisée et définitive résulte une *paléogéographie* continentale. Dans les dépressions endoreïques, occupées par des lacs, s'accumulent les produits de l'érosion des reliefs laramiens. Les séries détritiques discordantes qui se forment ainsi sont des *molasses continentales* dont la Formation Ahuichila est un exemple type. Dans le détail, la composition des éléments formant ces molasses varie en fonction de la nature du substratum érodé (cf. supra). La fréquente coloration rouge des sédiments indique que leur dépôt s'est effectué sous climat chaud et humide (J.D. Edwards, 1956).

- *L'influence de la marge pacifique, alors active,* se manifeste sous forme d'un important volcanisme calco-alcalin. Classiquement (T. Atwater, 1970 ; A. Demant et C. Robin, 1975 ; F.W. Mc Dowell et R.P. Keizer, 1977) on relie les émissions basaltiques, andésitiques ignimbritiques et rhyolitiques de la Sierra Madre Occidentale à l'enfoncement de la plaque Farallon sous la bordure occidentale du Continent Nord Américain.

- De *la situation de la région étudiée* (à la limite orientale du volcanisme calco-alcalin de la Sierra Madre Occidentale) il résulte que les épanchements volcaniques s'intercalent dans les dépôts molassiques continentaux. A l'Ouest de la zone limite (à laquelle appartiennent le Haut Plateau Central et la Haute-Chaîne à l'Ouest de Torreón, Coah.), le Tertiaire est entièrement volcanique : c'est le domaine de la Sierra Madre Occidentale. A l'Est, les parties de la Sierra Madre Orientale restées hors d'atteinte de ce volcanisme, connaissent à cette époque l'unique dépôt molassique continental.

En bref, l'ex-paléogéographie mésozoïque téthysienne caractérisée par une disposition transverse des zones (bassin profond au Sud-Ouest, plateforme au Nord-Est) est remplacée après le bouleversement tectonique laramien par une paléogéographie continentale. Celle-ci est fortement marquée par le puissant volcanisme cordillerain, établi sur la paléo-marge active occidentale mexicaine. La répartition de ce volcanisme est telle que la zonation paléogéographique, au Paléocène supérieur-Miocène basal, s'établit d'Ouest en Est : zone volcanique de la Sierra Madre Occidentale, zone limite où s'intercalent molasses et roches volcaniques, zone orientale à molasses continentales seules.

La région étudiée se situe dans la zone limite.

B- LES DEPOTS MIO-PLIO-QUATERNAIRES ET LE VOLCANISME BASALTIQUE DES "MESAS".

A partir du Miocène supérieur se développent, sur la chaîne édifiée lors de la phase orogénique majeure laramienne, puis retouchée par des plis de fond en compression au Miocène, *de nombreux bassins sédimentaires intra-montagneux.*

Ces bassins sont les divers "bolsones", "llanos" ou lagunes, découpés à l'emporte-pièce dans l'édifice. Dans la région étudiée ce sont (carte géologique et fig. I_{2-32}) :

- dans la Plateforme de Coahuila, les vallées de Acatita et del Sobaco ;
- dans la Haute-Chaîne, la Lagune de Viesca, la Vallée de Manchuria, le Bolson de Cedros, le Bajio Las Mangas, la Lagune de Symón et les Llanos el Barreal.

Ces bassins ont en commun d'être limités par un réseau de failles en extension, à direction dominante Nord-Ouest - Sud-Est (carte géologique). Ils recoupent ainsi très obliquement les structures laramiennes orientées Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est.

Il faut séparer ces bassins endoreïques, à signification de grabens, des vallées établies dans les synclinaux ou synclinoriums laramiens. Celles-ci résultent du simple déblaiement par érosion des formations tendres (pré-flyschs et flysch) du Crétacé supérieur. Le Barrial de Menchaca, ainsi que les vallées séparant les sierras de San Francisco, del Gaban et de Lorenzeña en sont les exemples types.

Je rattache à ces dépressions "passives" la Vallée de Parras et la partie de la Lagune de Mayrán appartenant à la région étudiée. Entre la Sierra del Mimbre et la bordure sud de la Plateforme de Coahuila, la partie de cette lagune orientée Ouest-Est, correspond au simple ennoyage par une faible épaisseur d'alluvions quaternaires (les forages pétroliers de Petroleos Mexicanos l'ont montré) de la zone synclinoriale occupée par le flysch "parrense", diverticulé en avant de la Sierra de Parras.

C'est à l'intérieur et à la périphérie des bassins endoreïques "actifs", à valeur de grabens, que s'effectuent et s'organisent les dépôts détritiques et le volcanisme basaltiques, à partir du Miocène supérieur.

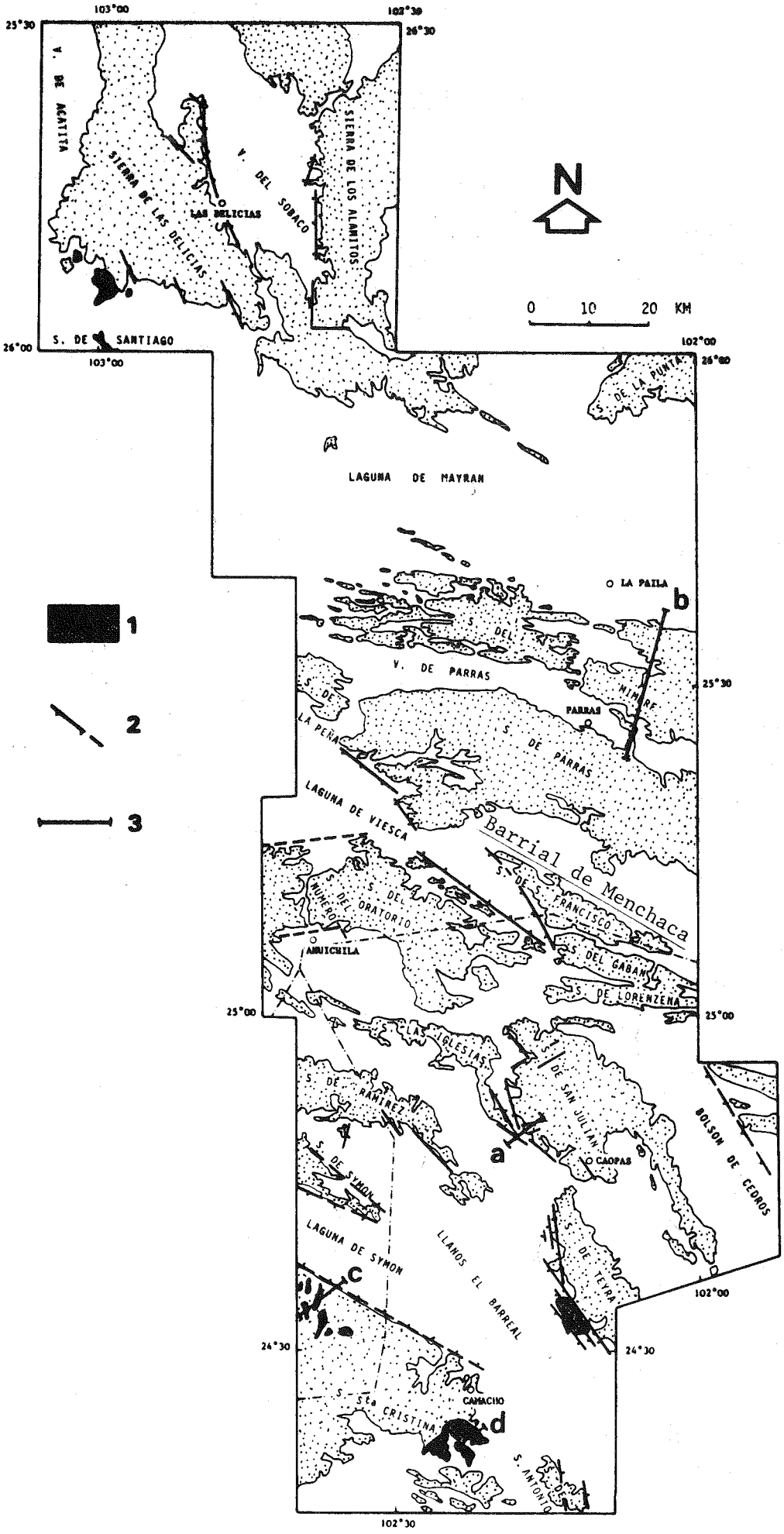
I- LES TRAVAUX ANTERIEURS.

R.W. Imlay (1936) décrit le vaste pédiment fossile s'étendant au Sud de la Lagune de Mayrán et masquant en grande partie le flysch dans l'Est de la Sierra del Mimbre. Il le dénomme Formation Mayrán et lui attribue un âge pléistocène.

Z. de Cserna (1956) ainsi que C.L. Rogers et col. (1961) séparent, de l'ensemble des roches volcaniques cénozoïques du Haut Plateau Central, les basaltes quaternaires.

D.A. Cordoba (1965) décrit les vastes épanchements de graviers présents à l'Ouest de Camacho, Zac. . Il les dénomme Grava Peribañez et leur donne un âge pléistocène supérieur.

G. Wenzens (1974) publie une synthèse sur l'évolution morphologique plio-quaternaire du Nord du Mexique.


103°00
102°30
25°30
26°30
26°00
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
SIERRA DE LOS ALAMITOS
LAS DELICIAS
S. DE SANTIAGO
N
0 10 20 KM
S. DE LA PUNTA
LAGUNA DE MAYRAN
LA PAILA
b
1
2
3
S. DEL V. DE PARRAS
MIMBRE
PARRAS
S. DE LA PEÑA
S. DE PARRAS
LAGUNA DE VIESCA
Barrial de Menchaca
S. DEL NUEVERO
S. DEL ORATORIO
S. DE S. FRANCISCO
ARMICHILA
S. DEL GABAN
S. DE LORENZENA
25°00
S. DE LAS IGLESIAS
S. DE RAMIREZ
S. DE SAN JULIAN
a
LO CAOPAS
BOLSON DE CEDROS
S. DE SYMON
LAGUNA DE SYMON
LLANOS EL BARREAL
S. DE TEYRA
c
24°30
CAMACHO
S. STa CRISTINA
d
S. DE S. ANTONIO

II. LA REPARTITION DES DEPOTS RECENTS.

Les alluvions récentes sont très importantes. Elles sont apportées par les "arroyos" qui dissèquent les sierras. Leur couverture masque plus de la moitié de la superficie étudiée (voir carte géologique).

Les pédiments anciens, rattachés par les auteurs au Pleistocène (R.W. Imlay, 1936 ; D.A. Cordoba, 1965 et G. Wenzens, 1974), drapent les talus raccordant les parties basses (grabens et vallées) aux sierras.

Ces pédiments pleistocènes constituent pour moi un repère. C'est par rapport à eux que je situe les autres phénomènes, sédimentaires, volcaniques et tectoniques. Ainsi, je sépare des *dépôts détritiques lacustres* et des fracturations antérieurs aux pédiments, des *émissions basaltiques* et un épisode de cassure contemporains à postérieurs aux pédiments et enfin les alluvions récentes déjà mentionnées.

III. LES DEPOTS DETRITIQUES LACUSTRES ANTERIEURS AUX PEDIMENTS.

Ce sont les sédiments les plus anciens que j'ai rencontrés reposant en discordance angulaire sur la molasse continentale paléogène (Formation Ahuichila).

Ils remplissent les bassins d'effondrement mio-pliocènes. Leurs affleurements sont rares. Le seul que je connaisse se situe près d'Apizolaya Zac. .

a- L'affleurement de l'Arroyo La Carniceria près d'Apizolaya, Zac. .

1km au Nord d'Apizolaya, Zac. l'Arroyo La Carnicería entaille profondément un vaste épanchement de graviers, lequel fait partie de l'ancien pédiment qui drape le flanc ouest de la Sierra de San Julián (fig. I_{2-32} coupe a, fig. I_{1-2} et carte géologique).

Grâce à cette coupe naturelle, on observe sous les graviers (fig. I_{2-33}), sur plus de 50m d'épaisseur, une alternance de :

Fig. I_{2-32} : Carte simplifiée de la région étudiée situant les sierras et les dépressions intra-montagneuses mio-plio-quaternaires. Les alluvions récentes ont été laissées en blanc ; les roches plus anciennes constituant les sierras sont figurées en pointillé. On notera que les principaux bassins d'orientation Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est ou Nord-Ouest - Sud-Est sont limités par un réseau de failles en extension. Par contre, la partie de la Lagune de Mayrán, figurant sur cette carte, n'est pas limitée par de telles failles.
1: Volcanisme basaltique des "mesas" ; 2: failles normales (le côté effondré est marqué par des barbelures) ; 3: situation des coupes décrites.

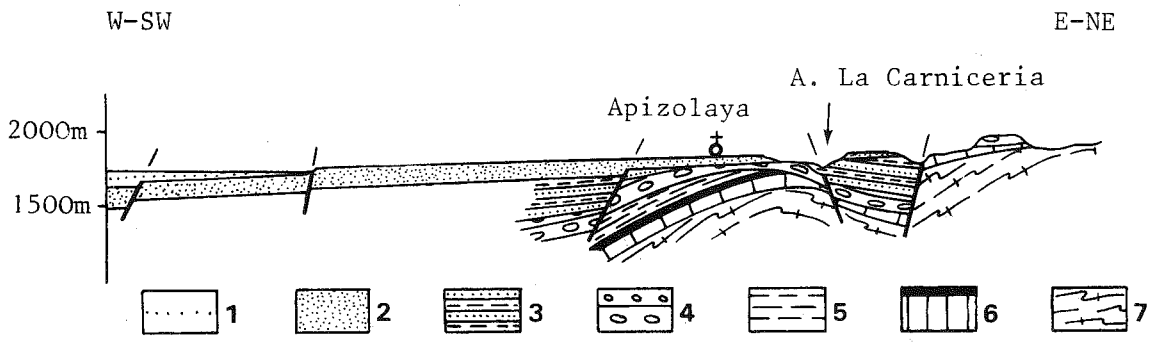


Fig. I_{2-33} : Coupe des formations mio-plio-quaternaires dans les environs d'Apizolaya, Zac. .
1: alluvions récentes ; 2: Grava Peribañez (pédiment pleistocène) ; 3: série détritique d'origine lacustre mio-pliocène (?) ; 4: Formation Ahuichila (molasse continentale paléogène) ; 5: Néocomien (marno-calcaires de la Formation Taraises) ; 6: Jurassique supérieur (Formation La Caja et Caliza Zuloaga supérieure) ; 7: Paléozoïque (schistes cristallins de la Formation Rodeo).

- conglomérats en bancs épais (1 à plusieurs mètres de puissance), dont les éléments de toutes tailles proviennent des diverses formations environnantes (schistes cristallins du socle, calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur) et en particulier de la molasse tertiaire (gros blocs de conglomérats appartenant à la Formation Ahuichila) ;
- grès à ciment calcaire ; les sections de leurs bancs montrent des granoclassements verticaux et des stratifications entrecroisées ;
- niveaux d'argiles jaunâtres ;
- et calcaires lacustres, fins, blancs.

Cette série est conservée dans un petit fossé d'effondrement, limité par des failles normales orientées Est-Ouest. Celles-ci ont joué durant et/ou après le dépôt de la série lacustre, expliquant ainsi le basculement vers le Nord de la série, antérieurement à la formation du pédiment.

En l'absence de critère paléontologique (je n'ai pas trouvé de macrofossiles sur le terrain et la recherche au laboratoire de microfaune ou de pollen est restée vaine), la disposition structurale permet de dater la série détritique lacustre d'Apizolaya. Celle-ci est :
- postérieure à la Formation Ahuichila qu'elle remanie et sur laquelle elle repose en discordance angulaire ;
- antérieure au pédiment pleistocène qui la recouvre en discordance.

Aussi, je propose pour cette série *un âge mio-pliocène.*

b- L'importance des dépôts détritiques lacustres mio-pliocènes.

Elle est difficile à déceler dans la région étudiée. Les informations manquent pour ce qui concerne l'épaisseur et la nature des remplissages des bassins d'effondrements mio-plio-quaternaires.

Cependant, ce que l'on sait des remplissages des grabens apparte-

nant aux "Basins and Ranges" de l'Ouest du Continent Nord-Américain (par exemple les sondages de Petroleos Mexicanos ont traversé plusieurs milliers de mètres de remplissage néogène dans les "bolsones" de Chihuahua ; 1000 à 2000m de dépôts continentaux comblent les grabens d'Arizona, L.D. Eberly et T.B. Stanley Jr., 1978), laisse entrevoir un développement vertical important de ces séries, au coeur des cuvettes tectoniques que sont les Llanos el Barreal, la Lagune de Symón, la Lagune de Viesca, etc... .

Une telle épaisseur importante s'expliquerait par :

- l'effondrement du bassin durant le dépôt de la série mio-pliocène ; à Apizolaya, des failles verticales, contemporaines ou immédiatement postérieures à la sédimentation détritique néogène, sont cachetées par le pédiment pleistocène ;
- le fait que le creusement des grandes vallées en position synclinale (telles le Barrial de Menchaca), antérieurement à la formation des pédiments qui recouvrent leurs flancs, est contemporain de la sédimentation détritique néogène dans les grabens ;
- le fait que la quantité de sédiments érodés et évacués lors du creusement des vallées transverses, est énorme et nécessite donc un volume de réception endoreïque du même ordre de grandeur.

IV. LES PEDIMENTS PLEISTOCENES.

Ils sont *établis sur les pourtours de toutes les sierras*, isolées au Mio-Pliocène par l'effondrement des bassins endoreïques et le creusement des grandes vallées synclinales.

Ils se présentent le plus souvent sous l'aspect de *buttes témoins*. Celles-ci sont autant de petits plateaux inclinés vers la dépression (vallée ou "bolson") la plus proche. L'inversion du relief a pour origine, l'enfoncement sur place, de l'actuel réseau hydrographique.

La taille de ces témoins est cependant parfois remarquable. Par exemple, le pédiment auquel R.W. Imlay a attribué le nom de Formation Mayrán, s'étend, à l'Est de Parras, Coah., sur plus de 35 km, de la Sierra de Parras, au Sud, à la Lagune de Mayrán, au Nord (voir carte géologique). D'Ouest en Est, il se suit de Parras, Coah. à General Cepeda, Coah., c'est-à-dire sur plus de 60 km.

L'étude des formations quaternaires n'étant pas l'objet de ce travail, je ne rapporterai que les grandes caractéristiques stratigraphiques de ces pédiments reliques.

a- Les pédiments, auxquels on attribue le nom de Formation Mayrán, sont présents sur les pourtours des grandes sierras calcaires de la Haute-Chaîne, et en particulier sur le versant nord de la Sierra de Parras.

Ils sont caractérisés, sur un profil vertical, par la présence de un ou plusieurs *membres répétés*. Chacun de ces membres (comme celui conservé en butte témoin au célèbre Santo Madero à la sortie sud de Parras, Coah.) comprend de bas en haut :

- des brèches et conglomérats faits d'éléments plus ou moins gros (en fonction de la distance au relief), provenant de la sierra, et cimentés par du calcaire ;
- des couches de travertin ou de "caliche" ;
- un sol calcaire.

G. Wenzens (1974) rapporte les deux premiers termes (débris cimen-

tés et croûtes calcaires) d'un même membre, à une époque glaciaire, le troisième (sol calcaire formé à partir des croûtes calcaires) à une époque interglaciaire.

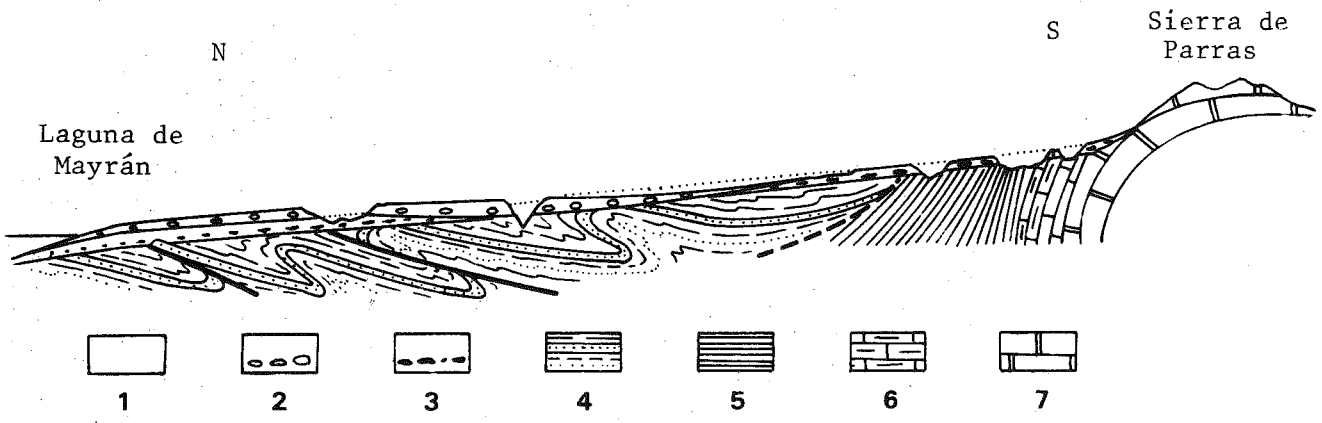


Fig. I_{2-34} : Coupe schématique montrant la disposition de la Formation Mayrán (pédiments pleistocènes emboités) au Nord-Est de Parras (fig. I_{2-32} coupe b). Deux pédiments élémentaires ont été schématisés : l'un, le plus récent, provenant de la Sierra del Mimbre, possède à sa base une brèche à éléments de flysch crétacé supérieur ; l'autre, le plus ancien, naissant au pied de la Sierra de Parras possède une brèche à éléments essentiellement calcaires. Afin de donner une idée des échelles, la distance entre Sierra de Parras et Lagune de Mayrán est d'environ 30 km alors que l'épaisseur d'un pédiment élémentaire est de 40 à 50m.
1: alluvions actuelles ; 2 et 3: Formation Mayrán comprenant : 2: pédiment élémentaire récent ; 3: pédiment élémentaire ancien ; 4: flysch du Crétacé supérieur ; 5: Lutita Parras (Campanien) ; 6: Formation San Felipe (Cenomanien-Campanien) ; 7: calcaires du Crétacé inférieur.

En bref, chaque *membre de la Formation Mayrán représente un pédiment élémentaire*. Celui-ci correspond à une période glaciaire (époque de sa formation) et à une période interglaciaire (époque de son érosion et de la formation du sol calcaire). De ceci il résulte (fig. I_{2-34}) :

- que les pédiments élémentaires se superposent en bordure de la Lagune de Mayrán ; à l'Ouest de San Carlos, Coah., entre la lagune et la Sierra del Mimbre, la Formation Mayrán montre la superposition de deux, plus rarement de trois pédiments élémentaires ;
- que dans leurs parties supérieures, près des sierras, les pédiments élémentaires les plus récents occupent des fonds de vallées fossiles, entaillées durant les périodes interglaciaires dans le ou les pédiments plus anciens ; de tels pédiments étagés sont bien visibles dans les environs du petit village de Cruz Verde, Coah. .

b- A l'Est de Camacho, Zac., le vaste pédiment ancien, formant la Loma el Infernillo et la Sierrita Los Caballos (carte géologique) est dépourvu d'horizon carbonaté. *Ce pédiment, très entaillé par le réseau hydrographique actuel, est fait uniquement de graviers*. Il s'agit de la *Grava Peribañez de D.A. Cordoba (1965)*.

Les éléments de ces graviers sont souvent anguleux. Leurs plus

grandes dimensions varient entre 2 et 20cm. Ils sont mal classés et proviennent essentiellement des formations mésozoïques affleurant localement autour de la Sierra Santa Cristina (calcaires du Crétacé inférieur et grès du flysch crétacé supérieur). L'épaisseur de ce pédiment peut atteindre 100m.

c- L'âge des pédiments.

Dans le Nord du Mexique les pédiments datent du *Pleistocène* (G. Wenzens, 1974).

Dans la région étudiée, on a trouvé, 7 km au Nord-Est de Parras, Coah., dans la Formation Mayrán, une dent d'*Equus excelsus* Leidy (C.L. Rogers et col., 1961).

V. LE VOLCANISME BASALTIQUE DES "MESAS".

Le volcanisme quaternaire est présent sur l'ensemble de la région étudiée (carte géologique et fig. I_{2-32}).

Au Nord de la Lagune de Mayrán, dans l'angle sud-ouest de la Sierra de Las Delicias, il forme la Cuesta del Toribio et la Sierra de Santiago.

Au Sud de la Lagune de Mayrán, des témoins de volcanisme quaternaire sont présents au Nord-Ouest de la Sierra de la Peña. Ce sont les Cerro del Lindero, Cerro de San Luis et Cerro de Ramirez faits de basaltes (R. de la Llata R., 1974).

Sur le Haut-Plateau Central, les témoins du volcanisme sont situés sur le pourtour des Llanos el Barreal. Ce sont :

- sur le côté nord-est, la Mesa el Sobaco au pied du Pico de Teyra ;
- sur le côté sud-ouest les belles "mesas" basaltiques conservées en relief inverse dans les environs de Magallanes, Dgo. et à mi-chemin entre Camacho, Zac. et Estación Opal, Zac. .

Dans la Sierra de las Delicias et à l'Ouest des Llanos el Barreal, *les nappes basaltiques recouvrent les pédiments pleistocènes*, avec lesquels ils sont entaillés par le réseau hydrographique actuel (fig. I_{2-35}).

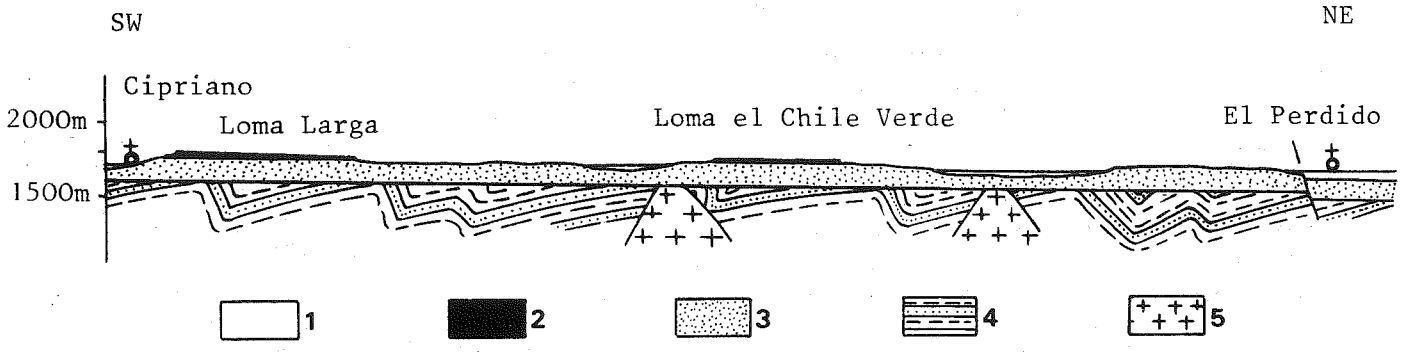


Fig. I_{2-35} : Coupe du pédiment pleistocène et des "mesas" basaltiques au Nord-Ouest de Camacho, Zac. (voir situation sur la fig. I_{2-32}, coupe c).
1: alluvions récentes ; 2: basaltes à olivine ; 3: pédiment pleistocène (= Grava Peribañez) ; 4: flysch crétacé supérieur ; 5: granodiorites miocènes.

Les "mesas" sont faites d'une lave noire, souvent bulleuse, en coulée de 20m environ d'épaisseur. Il s'agit la plupart du temps de *basalte andésitique à olivine.*

L'étude au microscope polarisant a été faite sur des échantillons provenant des mesas situées au Sud (Cerro Pedrogoso) et au Nord-Ouest (Mesa el Zorrillo) de Camacho, Zac. . Au sein d'une matrice vitreuse, on reconnaît de nombreux phénocristaux d'olivine partiellement ou totalement iddingsitisée, de plagioclases et de magnétite. Une analyse chimique d'échantillon provenant de la Mesa el Sobaco, au pied du Pico de Teyra, indique que la lave est un *trachybasalte* (in D.A. Cordoba, 1965).

Parfois, à ces nappes de laves basaltiques, sont associés *des produits d'erruption.* Ceux-ci sont particulièrement bien visibles au Sud de Camacho, au Cerro Pedregoso (fig. I_{2-36}).

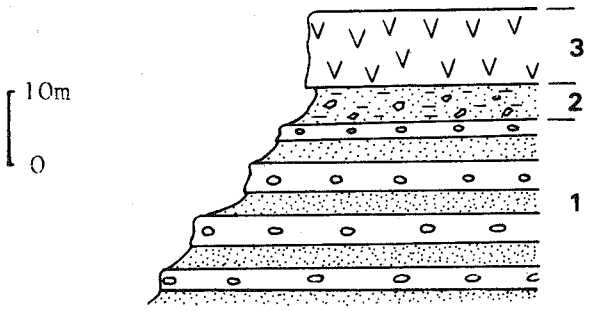


Fig. I_{2-36} : Coupe du Cerro Pedregoso. Voir situation sur la fig. I_{2-32}, coupe d. Commentaire dans le texte.

On y observe de haut en bas, formant le substratum de la coulée de basalte andésitique (niveau 3 de la coupe) :

- des scories et cinérites (niveau 2) ;
- des sédiments jaunâtres et beiges faits d'une alternance de sables indurés riches en quartz et de niveaux conglomératiques où l'on reconnaît des éléments de calcaires, de grès, de basaltes et de ponces (niveau 1).

Ces niveaux classés de sables et de conglomérats beiges se retrouvent à la Mesa el Zorillo, où ils surmontent la Grava Peribañez.

L'âge du volcanisme basaltique, présent dans la région étudiée, est certainement *pleistocène.* Comme je l'ai déjà signalé, ce volcanisme se trouve aujourd'hui le plus souvent perché, au sommet des pédiments anciens, eux-mêmes de cet âge.

Ces basaltes sont liés à une tectonique distensive, active au moment de leurs émissions. Certaines de ces coulées sont en effet faillées (la Mesa el Sobaco au pied de la Sierra de Teyra par exemple) ainsi que les pédiments qu'elles surmontent (voir fig. I_{2-33}, fig. I_{2-35} et chapitre Tectonique).

Aujourd'hui, ce volcanisme semble être éteint ; tout comme la tectonique de failles paraît être actuellement inactive (les cônes de déjection actuels ne sont pas affectés). D'ailleurs, la région étudiée appartient à la zone asismique du Mexique (E. Lopez Ramos, 1972).

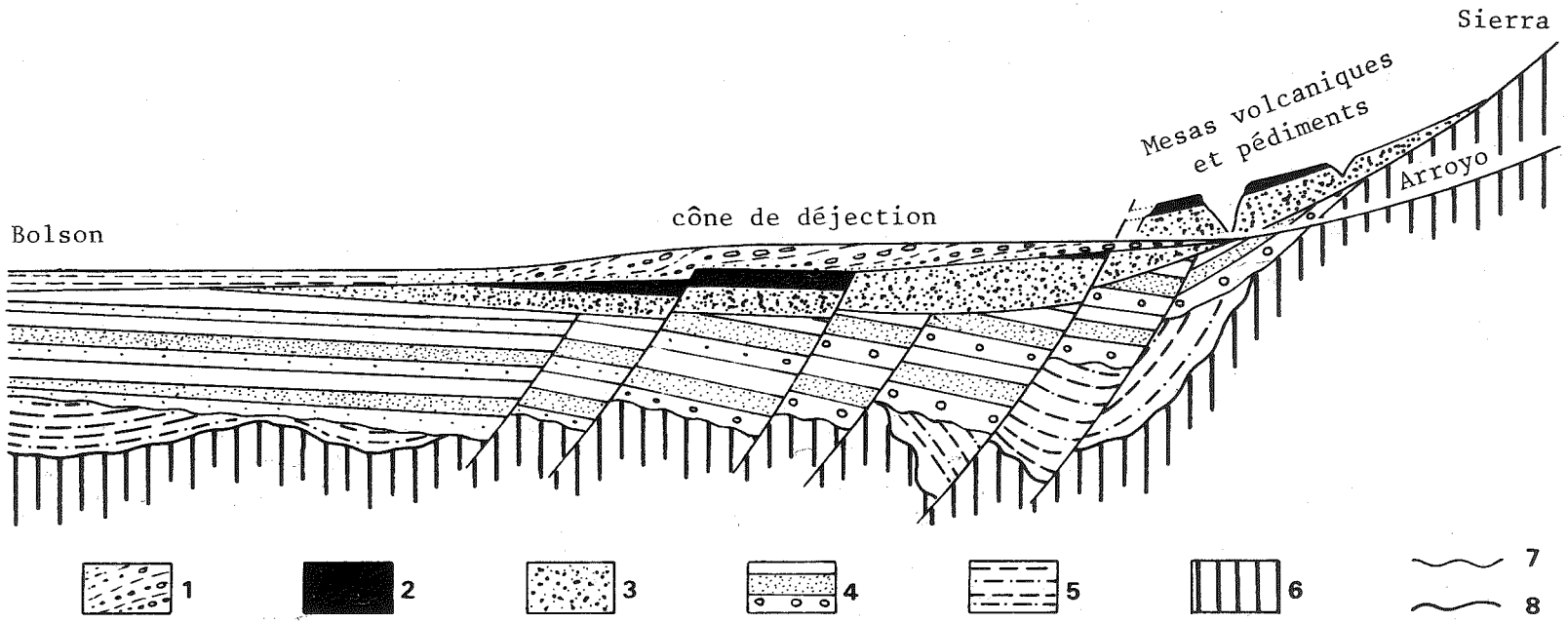


Fig. I_{2-37} : Schéma replaçant les principaux traits géologiques mio-plio-quaternaires. 1: alluvions modernes ; 2: basaltes ; 3: pédiment pleistocène ; 4: série détritique lacustre mio-pliocène ; 5: molasse continentale paléogène (Formation Ahuichila) ; 6: séries anté-cénozoïques ; 7: discordance laramienne ; 8: discordance miocène.
On notera la persistance de la tectonique distensive de la phase plicative miocène au Pleistocène inclus. La morphologie au pied des sierras est conditionnée par l'enfoncement du réseau hydrographique actuel.

VI. LES ALLUVIONS ACTUELLES.

Les produits de l'érosion actuelle, très active au moment des rares précipitations, sont transportés vers les dépressions intramontagneuses. Les grandes cuvettes collectrices sont, dans la région : la Vallée del Sobaco, l'ensemble des lagunes de Mayrán et de Viesca et la Laguna de Symón.

Sur le pourtour des sierras, au débouché des cañons, les alluvions se déposent en vastes cônes de déjection. Ceux-ci fossilisent parfois les pédiments reliques pleistocènes, ou les coulées basaltiques (Sierra de Teyra).

Vers le centre des grandes vallées et lagunes, le manteau d'alluvions est de faible épaisseur. De la périphérie vers la partie la plus basse et inondable des lagunes, on rencontre successivement : des graviers et galets "vernis", des sables parfois concentrés sous l'action du vent, en champs de dunes (lagunes de Viesca et de Mayrán), et enfin, des limons fins argileux et des croûtes de sels (dans la partie inondable).

VII. CONCLUSIONS : PALEOGEOGRAPHIE DE LA REGION ETUDIEE AU MIO-PLIO-QUATERNAIRE.

Au Miocène, un dernier changement paléogéographique important affecte la région. Il fait suite à la dernière phase tectonique compressive qui affecte la partie nord du Mexique.

L'élément essentiel de ce changement est l'arrêt du volcanisme calco-alcalin de la Sierra Madre Occidentale.

L'élément nouveau qui caractérise désormais la paléogéographie néogène et la géographie, est la tectonique de failles en extension.

En effet, et comme cela apparaît schématisé sur la fig. I_{2-37}, la néotectonique distensive conditionne la paléogéographie récente.

Le jeu des failles est à l'origine de la formation des grabens. Ceux-ci contribuent pour une large part à l'isolement des sierras.

Vers ces grabens, convergent *au Mio-Pliocène*, les produits provenant de l'érosion des sierras voisines et, en particulier, du creusement des synclinaux laramiens en vallées orientées Est-Ouest à Est - Sud-Est - Ouest - Nord-Ouest.

Au Pleistocène, sous l'influence climatique de périodes glaciaires répétées, de vastes pédiments se forment sur les flancs des sierras. A cette époque, l'activité tectonique distensive est encore notable. Des failles normales affectent ces pédiments, ainsi que les coulées basaltiques qui les surmontent.

Depuis la dernière période glaciaire, l'érosion sculpte sierras et pédiments. En particulier, cette érosion conduit à l'inversion des reliefs des pédiments et coulées basaltiques pleistocènes. L'absence d'activités volcanique et sismique dans la région, semble indiquer que la tectonique distensive a pris fin.

TROISIEME PARTIE

TECTONIQUE

CHAPITRE I. HISTORIQUE.

Les auteurs qui ont marqué l'évolution des connaissances stratigraphiques sont également ceux qui ont fait progresser l'étude des structures présentes dans la partie étudiée du Secteur Transverse de Parras. On retrouve ainsi la plupart des noms déjà mentionnés dans les pages précédentes.

E. Böse (1906) est le premier à donner une carte géologique des environs de Parras, Coah. et des coupes à l'échelle, allant du front de la Sierra de Parras aux flyschs de la Sierra del Mimbre.

E. Haarmann (1913) reconnaît dans la tectonique de la Sierra Madre Orientale un style de couverture qui trouve son origine dans un glissement par gravité.

R.W. Imlay (1936 et 1937), dans ses monographies célèbres sur la Sierra de Parras et l'extrémité occidentale de la Sierra del Mimbre, décrit de manière précise, les structures plissées dont il donne des coupes significatives. Il mentionne en particulier, la belle faille inverse cisaillante visible sur la terminaison nord-occidentale de la Sierra de Parras.

W.A. Kelly (1936) publie carte et coupes de la Plateforme de Coahuila, dans les environs de Las Delicias, Coah.

A la suite de ces monographies traitant de sierras isolées, L.B. Kellum et col. (1936) font une première synthèse régionale, dans laquelle la structure et l'évolution structurale de la partie de la Sierra Madre Orientale enveloppant la paléo-péninsule de Coahuila (au sens de E. Böse) est traitée de façon moderne. La direction est-ouest des structures du Secteur Transverse de Parras est, selon ces auteurs, la conséquence de l'enveloppement des structures laramiennes autour de la terminaison sud du craton armant l'ancienne péninsule.

T.S. Jones (1938) apporte des éléments essentiels sur la structure de la Sierra de la Peña.

On doit à R. Van Vloten (1955) l'étude structurale des trois sierras : Lorenzeña, Gabán et San Francisco.

Deux études, à l'échelle du Secteur Transverse de Parras, ont été publiées depuis.

C.L. Rogers et col. (1956 et 1961) répertorient les principales caractéristiques structurales des sierras présentes dans la partie étudiée du Haut Plateau Central. En particulier, ils décrivent la tectonique des sierras de San Julián et de Teyra.

Mais c'est surtout Z. de Cserna (1956) qui précise et synthétise la tectonique du Secteur Transverse de Parras. La superposition de plusieurs déformations aux styles différents est établie clairement, même si l'importance des chevauchements est sous estimée. Le calendrier de ces tectoniques est donné et les relations entre déformations, paléogéographie et magmatisme, soulignées.

CHAPITRE II. PRESENTATION DES PRINCIPALES ETAPES DE LA DEFORMATION.

La structure actuelle du Secteur Transverse de Parras, telle qu'on l'observe sur le profil étudié, est l'aboutissement de plusieurs *tectoniques superposées*.

Ayant traité sommairement de la tectonique propre du socle dans la première partie de ce livre, je n'y reviendrai pas. Je ne m'intéresserai qu'aux seules phases de déformation du cycle mexicain, reconnaissables par leurs effets sur les roches de l'Oxfordien et plus récentes.

Parmi les diverses tectoniques présentes entre le Haut Plateau Central et la Plateforme de Coahuila, certaines sont facilement décelables. Ce sont celles qui sont le mieux marquées dans les paysages. Ainsi :

- *la tectonique de failles en extension mio-plio-quaternaire*, se reconnaît dans la morphologie en "Basin and Range " de la majeure partie de la région étudiée ;

- *la tectonique compressive majeure laramienne* se lit d'abord dans les beaux trains de plis à morphologie jurassienne de la Haute-Chaîne.

D'autres déformations sont plus délicates à découvrir.

La phase miocène s'identifie par ses grands plis de fond Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, très obliques par rapport aux directions des structures laramiennes.

Quant à *la phase distensive précoce*, contemporaine de la formation du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, on la conçoit au travers de ses implications sédimentaires et paléogéographiques.

Toutes ces phases tectoniques que je viens de citer affectent la région étudiée. Une autre, bien que n'étant pas "inscrite" dans les structures de la Sierra Madre Orientale, s'y manifeste indirectement par ses conséquences sédimentaires. Je mentionnerai cette phase à l'origine du flysch crétacé supérieur. C'est *la phase orégonienne*, aux effets essentiels dans l'Ouest du Mexique.

La description des structures de la plupart des sierras, présentes sur le profil étudié, ayant déjà été faite par les auteurs cités dans le chapitre précédent, je choisis de présenter l'étude tectonique par étapes de déformation.

Pour chacune des phases reconnues, je décrirai les principales structures qui lui sont attribuables, de la Plateforme de Coahuila (où elles sont généralement plus simples), vers le Haut-Plateau Central.

Enfin, je choisis de présenter cette étude tectonique selon l'ordre chronologique, de la déformation régionale la plus ancienne à la plus récente. J'étudierai donc successivement :

- la distension crustale du Jurassique supérieur - Néocomien ;
- "l'écho sédimentaire" de la phase du Crétacé moyen;
- la structuration laramienne ;
- les plis de fond miocènes ;
- la tectonique cassante mio-plio-quaternaire.

CHAPITRE III. LA DISTENSION CRUSTALE AU JURASSIQUE SUPERIEUR - NEOCOMIEN.

Elle est liée, durant l'Oxfordien, à la première transgression mésozoïque d'origine téthysienne sur cette partie du Continent Nord Américain. Durant le Jurassique terminal et le Néocomien, elle est responsable de l'approfondissement du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. *Il s'agit de la "Tectonique embryonnaire"*, au sens de J. Aubouin (1975).

La répartition des faciès, de l'Oxfordien au Néocomien, telle que je l'ai décrite dans la partie stratigraphique de cette étude, permet d'assimiler la naissance, puis la différenciation du bassin à celles d'un rift intracontinental, selon le processus proposé par G. Boillot (1979).

Deux stades de cette première évolution par "rifting" me paraissent exemplaires (Fig. I_{3-1}).

1- A *l'Oxfordien*, la première transgression marine qui se manifeste dans la Haute-Chaîne et sur le Haut-Plateau Central, s'effectue dans un rift continental qui s'enfonce au Sud-Ouest de la Plateforme de Coahuila émergée.

A ce stade, se déposent dans le vaste graben des sédiments à faciès marins calcaires peu profonds (Caliza Zuloaga à Nérinées) ou à faciès lagunaires (gypse et anhydrite). En bordure de la Plateforme de Coahuila, les produits de l'érosion des reliefs engendrent les quartzites de la Formation La Gloria.

L'instabilité des fonds du rift se maintient au cours du dépôt des sédiments du Kimméridgien-Portlandien. En témoigne l'intercalation des niveaux de charbon et de gypse dans les formations La Caja et la Casita de cet âge (cf. partie précédente).

2- *Au Berriasien et à l'Hauterivien*, par le jeu de la tectonique distensive, le rift s'est considérablement approfondi. Dans son axe des calcaires pélagiques, riches en silex (Formation Cupido de la Sierra de Teyra par exemple) se déposent. En se rapprochant du continent, ils passent à des calcaires "moins profonds" (partie inférieure de la Formation Cupido de la Sierra del Gabán) puis, près du rivage, aux dépôts terrigènes (Formation Las Vigas) toujours alimentés par les reliefs de la Plateforme de Coahuila.

Ce modèle de tectonique distensive intracontinentale explicite la naissance, puis la différenciation du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne -

Haut-Plateau Central. Il rend compte de l'évolution de la sédimentation dans le temps et dans l'espace du Haut-Plateau Central (région de Camacho, Zac.) à la Plateforme de Coahuila (région de Las Délicias, Coah.).

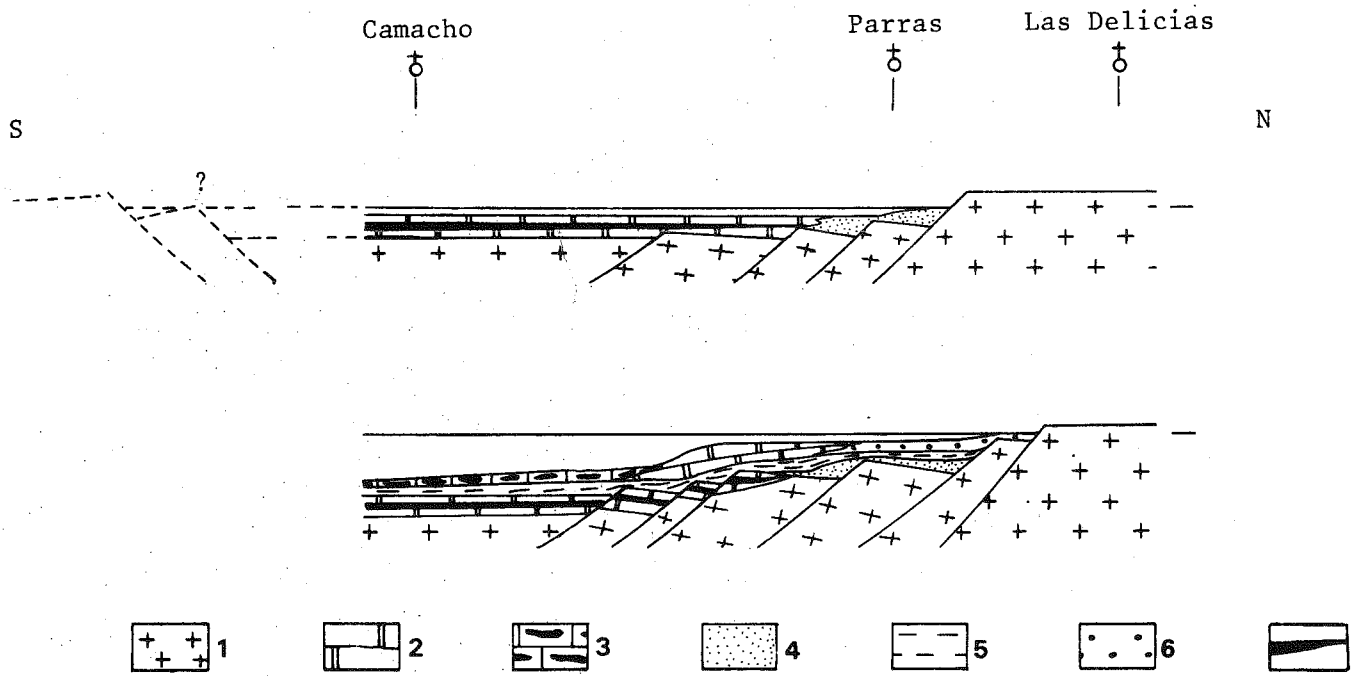


Fig. I_{3-1} : Schémas représentant la naissance puis l'approfondissement du bassin de l'ensemble Haute Chaîne -Haut-Plateau Central sur le continent.
1: socle ante-oxfordien ; 2: calcaires néritiques ; 3: calcaires à silex ; 4: quartzites ; 5: marno-calcaires ; 6: grès et argiles ; 7: gypses. Commentaire dans le texte.

Sur le transect étudié, seule la marge nord-occidentale est représentée. Je discuterai de l'ensemble du bassin, et donc de l'autre marge (probablement du même type) dans le deuxième livre. Cependant, il faut souligner, qu'en l'état actuel des connaissances, aucun indice ne permet d'envisager la présence d'une "croûte de type océanique" dans l'axe du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. Partout le socle continental est présent.

En résumé, *durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, la première partie de l'étape téthysienne de l'évolution du Secteur Transverse de Parras est marquée par une tectonique distensive d'ouverture,* bien que des indices d'émersions répétées compliquent cette évolution (voir deuxième livre). Cette tectonique est du type de celle proposée dans les modèles figurant les premiers stades d'une ouverture océanique. Cependant, dans le cas considéré, l'océanisation du fond du bassin ne s'est pas produite.

CHAPITRE IV. L'"ECHO SEDIMENTAIRE" DE LA PHASE DU CRETACE MOYEN.

Dans la partie traitant de la stratigraphie, j'ai souligné à plusieurs reprises que le Cénomanien était marqué par un changement fondamental du type de sédimentation. Partout, du Haut-Plateau Central à la Plateforme de Coahuila, la sédimentation carbonatée est brusquement remplacée par le dépôt du flysch.

Le flysch qui se dépose en concordance, à partir du Cénomanien, dans le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, puis sur la Plateforme de Coahuila est la conséquence sédimentaire d'une phase tectonique importante.

Cette phase n'affecte pas la Sierra Madre Orientale. Elle est responsable de la structuration et de l'émersion du "Continent Occidental".

Le flysch présent sur le Haut-Plateau Central permet de préciser l'âge de cette tectonique précoce.

- M. Bonneau (1972) a montré que la déformation était, en Sinaloa :
  . postérieure à l'Albo-Cénomanien, âge des fossiles découverts dans une série volcano-sédimentaire déformée ;
  . antérieure à 90 MA (Turonien), âge des intrusions granodioritiques recoupant les structures.

- J'ai montré (chapitre II de la Deuxième Partie) que les premiers niveaux terrigènes concordants apparaissaient au Cénomanien inférieur, près de Camacho, Zac.

Ainsi cette phase, qui se manifeste à l'Ouest - Sud-Ouest du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, date de la limite Albien-Cénomanien. *Il s'agit de la phase orégonienne.*

CHAPITRE V. LA TECTONIQUE LARAMIENNE.

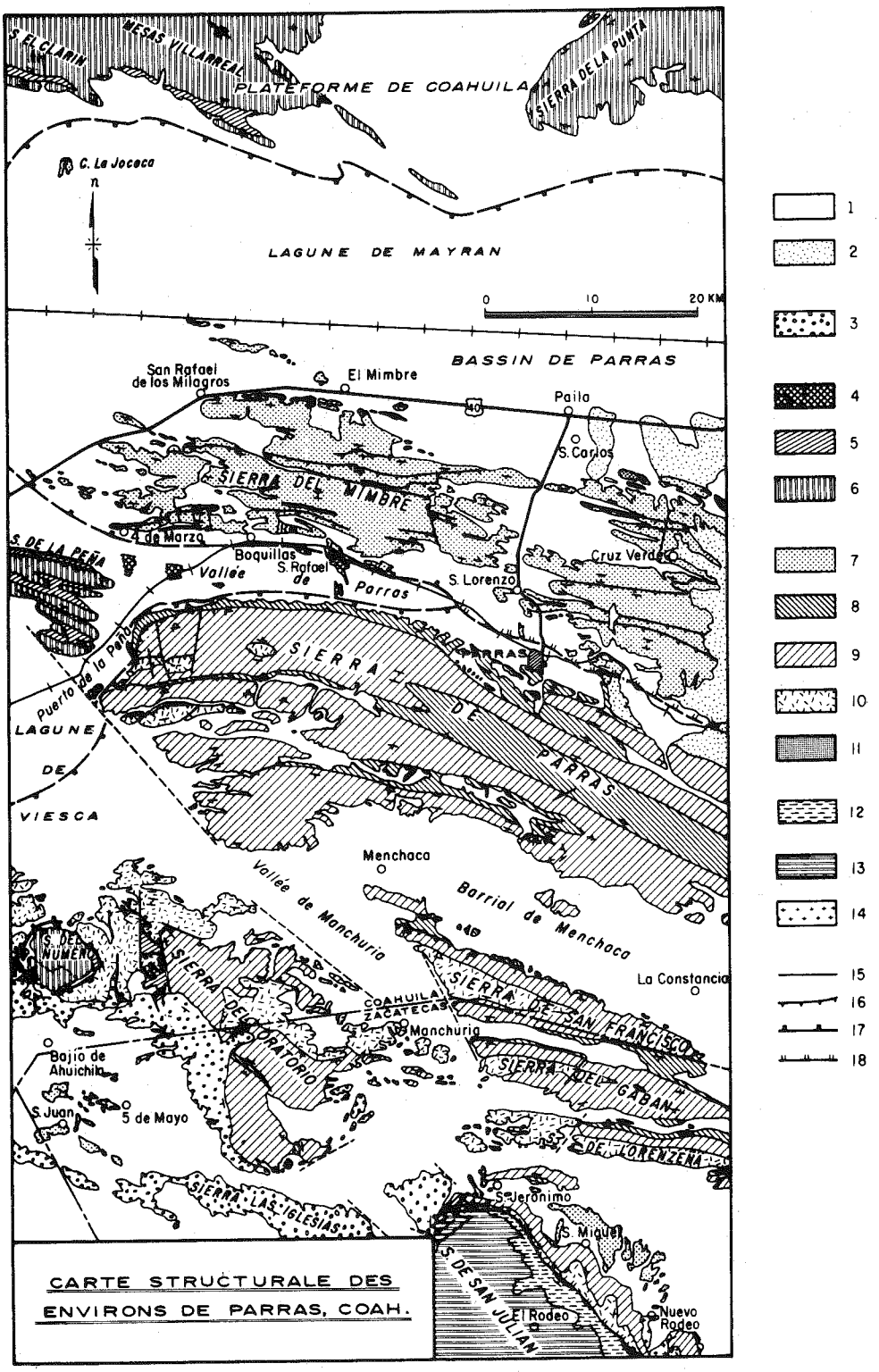
A. GENERALITES.

Il s'agit de la tectonique majeure de la Sierra Madre Orientale.

Elle affecte au Paléocène (cf. infra) l'ensemble du domaine téthysien mexicain, le structure et porte définitivement à émersion la partie du Mexique située à l'Ouest de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.

Dans le Secteur Transverse de Parras, *la nappe de Parras* (M. Tardy, 1975) est la structure laramienne majeure. Elle correspond au large chevauchement de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central à série secondaire parrense sur le domaine de la Plateforme de Coahuila à série secondaire coahuilense.

Afin de souligner cet aspect structural, je décrirai d'abord les principales structures laramiennes qui affectent l'autochtone relatif, c'est à dire la Plateforme de Coahuila. Je présenterai ensuite la nappe de Parras en insistant sur les faits qui m'ont conduit à la mettre en évidence, puis en décrivant les structures qui affectent sa série secondaire parrense.



CARTE STRUCTURALE DES ENVIRONS DE PARRAS, COAH.

Fig. I_{3-2} : Carte structurale des environs de Parras, Coah. 1: alluvions récentes ; 2: F. Mayrán (pédiments pleistocènes) ; 3: F. Ahuichila (molasse continentale paléogène) ; 4 à 6: *Série secondaire coahuilense* (autochtone relatif) dont : 4: flysch pélitique (Campanien-Paléocène) ; 5: préflyschs (Cénomanien supérieur-Campanien) ; 6: Caliza Aurora (Albo-Cénomanien) ; 7 à 11: *Série secondaire parrense* (allochtone) dont : 7: flysch parrense campano-maestrichtien (Formations Cerro del Pueblo et Cerro Huerta de la Sierra del Mimbre et Formation Caracol au Sud de la Haute-Chaîne) ; 8: pré-flyschs (Cénomanien-Campanien) ; 9: Formations du Crétacé inférieur ; 10: Formations du Jurassique supérieur ; 11: Caliza Zuloaga inférieure (tégument oxfordien) ; 12 et 13: socle faisant probablement partie du corps de la nappe de Parras dont : 12: F. Nazas (Permo-Trias) ; 13: Formations métamorphiques paléozoïques et/ou précambriennes (?) ; 14: granodiorites miocènes ; 15: failles ; 16: chevauchement ; 17: contact de base de la nappe de Parras ; 18: trace du décollement à l'arrière de la diverticulation du flysch de la Sierra del Mimbre .

B. LES STRUCTURES LARAMIENNES DE LA PLATEFORME DE COAHUILA.

Le terme Plateforme de Coahuila revêt ici sa signification géologique. Il englobe tout le domaine à couverture sédimentaire secondaire coahuilense. De ce fait, en plus des sierras présentes au Nord de la Lagune de Mayrán il recouvre sur le profil étudié, la Sierra de la Peña et la Sierra del Numero (Fig. I_{3-2}).

I. LES PLIS A DIRECTION N 120 E DES MESAS VILLAREAL. (carte géologique et Fig. I_{3-2}).

Au Nord de la Lagune de Mayrán, les structures que l'on peut attribuer de manière certaine à la phase laramienne sont situées en bordure immédiate de la lagune. Ce sont des plis isopaques droits, orientés N 120° et se suivant très longuement (plus de 30 km pour le pli ourlant la bordure nord-est des Mesas Villareal).

Les plis affectent les assises calcaires épaisses de la Formation Aurora et les marno-calcaires de la Formation Indidura en un magnifique style éjectif. Par exemple les Mesas Villareal représentent un vaste synclinal à fond plat limité par deux anticlinaux serrés (Fig. I_{3-3}).

Les anticlinaux laramiens présentent des rayons de courbure réduits, lesquels ne sont compatibles qu'avec l'existence d'un décollement à la base de la Caliza Aurora. Le niveau de décollement correspond en fait à la Formation Cuchillo supérieure riche en gypses, comme c'est le cas dans la Sierra de la Peña plus au Sud.

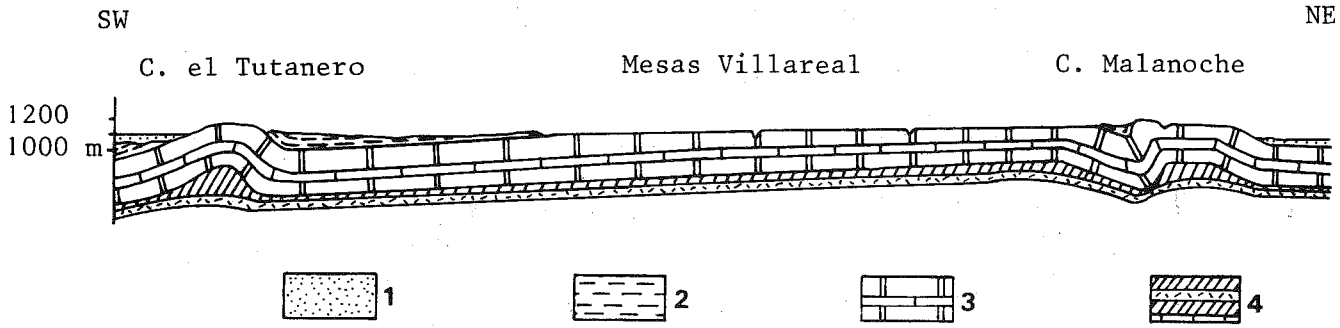


Fig. I_{3-3} : Coupe des Mesas Villareal illustrant le style éjectif de la déformation laramienne au Nord de la Lagune de Mayrán.
1: Alluvions quaternaires ; 2: Crétacé supérieur (Formation Indidura) ; 3: Albo-Cénomanien (Caliza Aurora) ; 4: Albien (Formation Cuchillo supérieure à niveaux de gypse).

II. L'ANTICLINORIUM DE LA SIERRA DE LA PEÑA (Fig. I_{3-4} et carte géologique).

Isolée entre les lagunes de Mayrán et de Viesca et séparée de la Sierra de Parras par la dépression du Puerto de la Peña, la Sierra de la Peña est un anticlinorium de direction générale N 110°, long d'une vingtaine de kilomètres. Seule son extrémité orientale, large d'environ six kilomètres, est présente sur la carte géologique ci-jointe.

Cette extrémité, constituée par la série secondaire coahuilense, montre une belle succession de plis allongés, parallèles, de direction N 110° et déversés vers le Nord - Nord-Est. Une rupture en faille inverse (parfois dédoublée) affecte le flanc nord de l'anticlinal le plus septentrional de los Corrales, amenant la Caliza Aurora à venir chevaucher progressivement la Formation Indidura puis les lutites campaniennes du flanc inverse. Ce recouvrement reste cependant de faible amplitude, l'enracinement se faisant axialement à l'Est, au niveau du pli anticlinal déversé, puis en genoux, du Cerro los Corrales (Fig. I_{3-4}).

La succession de ces plis souples, déversés et serrés, à laquelle s'ajoute une morphologie conforme, fait que l'extrémité orientale de la Sierra de la Peña présente un style tectonique très caractéristique dont l'image est celle d'un "déferlement de vagues" vers le Nord - Nord-Est.

Ce style est à mettre en rapport avec le décollement généralisé de la couverture au-dessus des gypses albiens de la Formation Cuchillo supérieure. Les gypses, mais également les lits calcaires plus ou moins

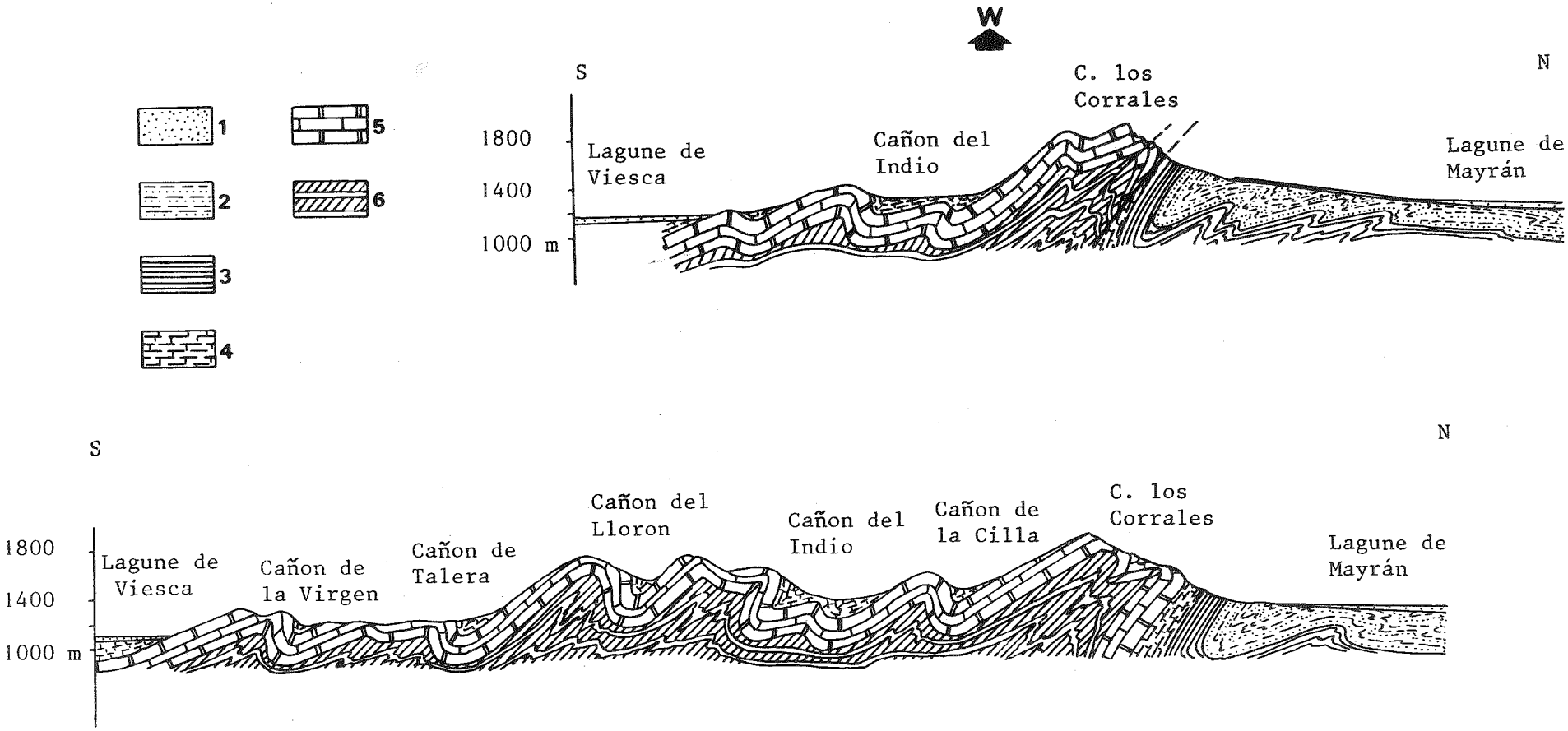


Fig. I_{3-4} : Deux coupes au travers de l'extrémité est de la Sierra de la Peña.
1: alluvions quaternaires ; 2: flysch pélitique campano-maestrichtien ; 3: lutites campaniennes ; 4: Formation Indidura du Cénomanien supérieur-Campanien ; 5: Caliza Aurora albo-cénomanienne ; 6: Formation Cuchillo supérieure à gypse de l'Albien (niveau de décollement).

dolomitisés de ce niveau de décollement affleurent au coeur des anticlinaux qu'ils bourrent, dans la partie occidentale de la Sierra de la Peña (R. de la Llata, 1974). Ce sont les sédiments les plus anciens visibles à l'affleurement dans la sierra.

Les extrémités est des plis présentent un *abaissement axial* général bien marqué ; si bien que la dépression du Puerto de la Peña est située dans les formations tendres du Crétacé supérieur de la série coahuilense, en grande partie recouverte par les vastes cônes de déjection provenant de la Sierra de Parras.

III. CONCLUSIONS SUR LA DEFORMATION LARAMIENNE DE LA PLATEFORME DE COAHUILA.

Le trait essentiel de la tectonique laramienne de la Plateforme de Coahuila est son *style de couverture*. Le décollement généralisé se fait au niveau des gypses albiens de la Formation Cuchillo supérieure.

De façon générale l'*intensité de la déformation va croissant du Nord vers le Sud*. De cette manière :

- la déformation laramienne est nulle dans les environs de Las Délicias, Coah., où les couches du Crétacé inférieur sub-horizontales sont restées solidaires du socle paléozoïque (voir carte géologique et Fig. I_1-6) ;
- le raccourcissement est encore faible dans la couverture décollée et plissée selon un style éjectif, en bordure nord de la Lagune de Mayrán ;
- la tectonique de couverture en plis serrés et parfois chevauchants témoigne d'une déformation importante dans la Sierra de la Peña.

Autrement dit, *la couverture secondaire coahuilense décollée et considérablement plissée (voir écaillée) au niveau de la Haute-Chaîne, s'enracine frontalement dans la région de Las Delicias*.

Du Nord au Sud, quand ils n'ont pas été repris par les plis de fond miocènes, les plis laramiens de la Plateforme de Coahuila présentent une direction pratiquement constante N 110 à N 120°. En ceci, ils diffèrent des plis de même âge de la nappe de Parras dont les directions varient de N 70° à N 120° comme nous allons le voir.

C. LA NAPPE DE PARRAS.

Sa mise en évidence résulte du fait que jamais, sur le transect étudié, on n'observe les passages de faciès entre la série secondaire coahuilense et la série secondaire parrense.

Même si, la plupart du temps, les relations entre sierras sont masquées par les alluvions des lagunes de Mayrán et de Viesca, les pédiments ou cônes de déjection, partout ce passage est tectonique. Ainsi en est-il au Puerto de la Peña.

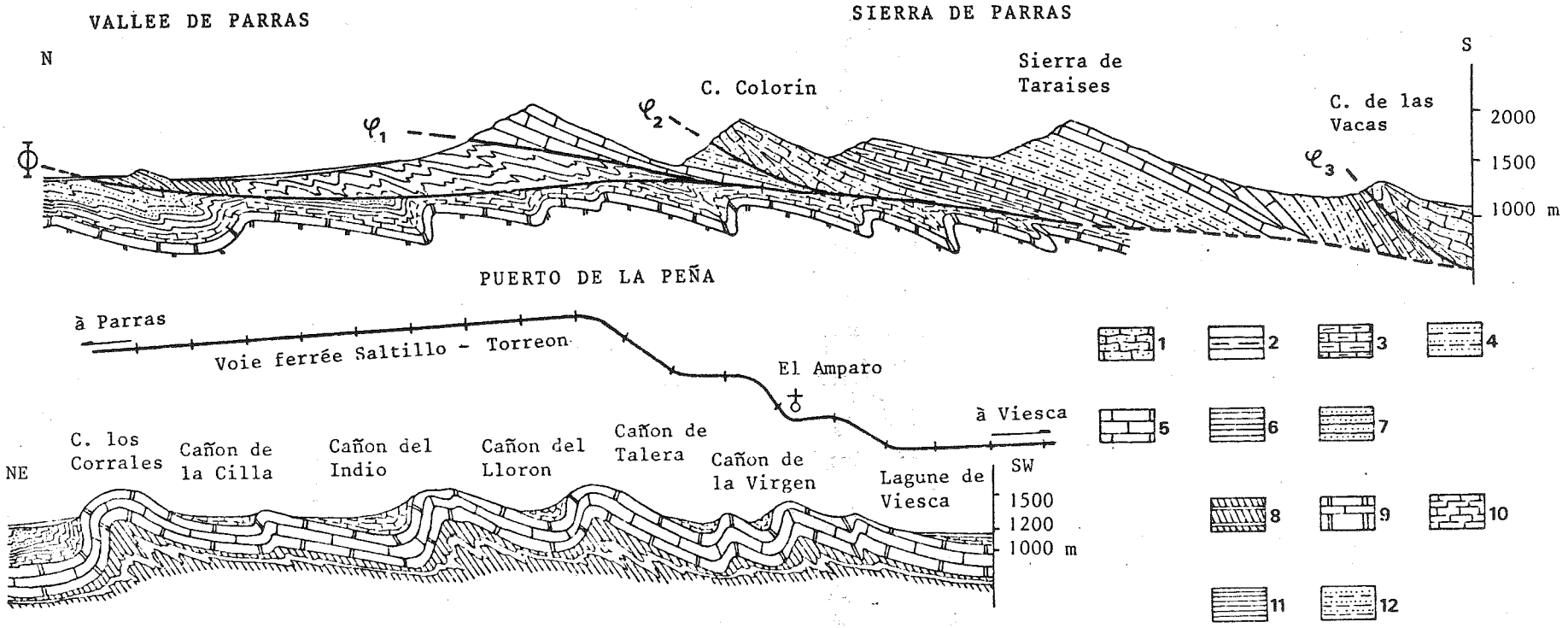


Fig. I_{3-5} : Coupes de la Sierra de la Peña et de la Sierra de Parras de part et d'autre du Puerto de la Peña. 1 à 7: *Série secondaire parrense allochtone* dont : 1: F. La Gloria (Oxfordien) ; 2: F. La Casita (Kimméridgien-Portlandien); 3: F. Taraises (Berriasien-Hauterivien) ; 4: F. Las Vigas (Hauterivien-Barrémien) ; 5: Caliza Cupido (Barrémo-Aptien) ; 6: Lutita Parras (Campanien) ; 7: F. Cerro del Pueblo (Campanien-Maestrichtien) ; 8 à 12: *Série secondaire coahuilense* (autochtone relatif) dont 8: F. Cuchillo supérieure (Albien) ; 9: Caliza Aurora (Albo-Cénomanien) ; 10: F. Indidura (Cénomanien supérieur-Campanien) ; 11: Lutites campaniennes ; 12: flysch pélitique (Campanien-Paléocène).

I. LE CHEVAUCHEMENT DE LA SIERRA DE PARRAS AU PUERTO DE LA PEÑA (Carte géologique, Fig. I3-2 et Fig. I3-5).

Le Puerto de la Peña est un col très bas permettant de relier la Lagune de Mayrán ou la Vallée de Parras à la Lagune de Viesca, au-travers de la Haute-Chaîne. Il sépare la Sierra de la Peña à l'Ouest de la Sierra de Parras à l'Est. Au plus étroit, sa largeur est de un kilomètre.

J'ai décrit les grands traits structuraux de l'*extrémité orientale de la Sierra de la Peña* qui appartient au domaine paléogéographique de la Plateforme de Coahuila. En particulier j'ai mentionné l'abaissement axial vers l'Est de ses plis à proximité du Puerto de la Peña.

L'extrémité occidentale de la Sierra de Parras présente des caractères bien différents. Sur le flanc est du Puerto de la Peña, elle montre la superposition de deux ensembles.

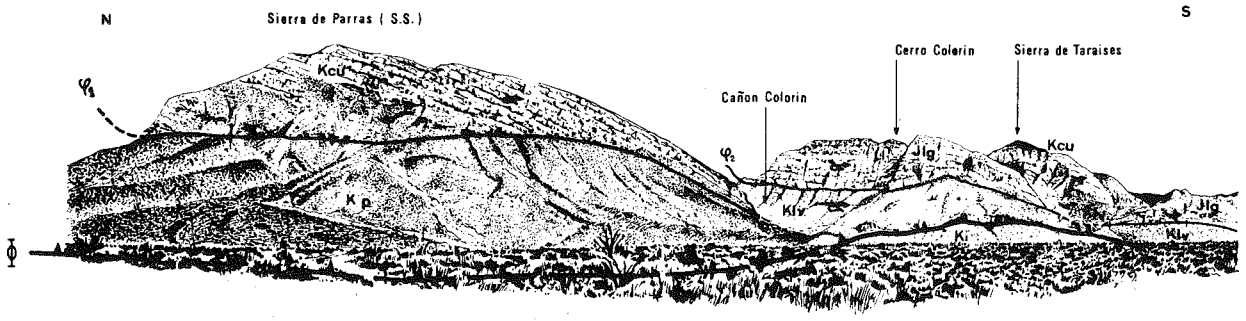


Fig. I3-6 : Panorama du flanc est du Puerto de la Peña pris de l'extrémité de la Sierra de la Peña. Il montre le chevauchement de la Série coahuilense (Formation Indidura du Crétacé supérieur (Ki)) par la Série parrense (formations du Mésozoïque, plissées et cisaillées par deux accidents branchés sur le chevauchement principal).
Jlg: F. La Gloria (Oxfordien) ; Klv: F. Las Vigas (Hauterivien-Barrémien) ; Kcu: Caliza Cupido (Barrémo-Aptien) ; Kp: Lutita Parras (Campanien).

a- *L'ensemble inférieur* est constitué de termes appartenant à la série secondaire coahuilense. Il forme le petit "cerro" légèrement détaché de la Sierra de Parras, à l'entrée sud du Puerto de la Peña et dans lequel on reconnaît, en position renversée, la Formation Indidura et les calcaires à Rudistes de la Formation Aurora. De ce "cerro" au débouché du Cañon Colorín, seule affleure, au pied de la Sierra de Parras, en position d'autochtone relatif, la Formation Indidura extrêmement déformée et recristallisée.

b- *L'ensemble supérieur* est constitué par la Série parrense. Dans la partie de la Sierra de Parras considérée (Fig. I3-5), il est plissé en trois vastes plis déversés vers le Nord - Nord-Ouest orientés localement N70°. Ce sont, du Nord au Sud : l'anticlinal Taraises, le synclinal Capulín et l'anticlinal Prieta (R.W. Imlay, 1936). Ces trois plis sont affectés par des *accidents cisaillants* longitudinaux spectaculaires. Le plus septentrional d'entre eux (signalé par R.W. Imlay) amène

les couches renversées et tronquées de la Caliza Cupido de l'anticlinal Taraises à venir reposer directement sur la Lutita Parras extrêmement déformée et coincée au front de la sierra (Fig. I3-6). Le second fait reposer le coeur jurassique de l'anticlinal Taraises sur la Formation Las Vigas renversée, en rive gauche du Cañon Colorin (Fig. I3-5 et Fig. I3-6). Le troisième est une faille inverse affectant l'anticlinal déversé à coeur jurassique du Cerro de las Vacas. Mais ces trois chevauchements par cisaillement, pour spectaculaires qu'ils sont, restent de faible amplitude. En témoignent leurs rapides enracinements (en moins de 3 km) vers l'Est (voir carte géologique).

L'accident fondamental, responsable de la superposition des deux ensembles, est un plan de chevauchement visible au Sud du débouché du Cañon Colorín. Par son intermédiaire les formations du Jurassique et du Crétacé inférieur, toujours tronquées et brèchifiées à l'endroit du contact, reposent sur la Formation Indidura de l'ensemble inférieur, lequel n'est autre que la prolongation de la Sierra de la Peña.

En bref, au Puerto de la Peña, la Sierra de Parras (constituée par les formations de la série mésozoïque parrense plissées et cisaillées) chevauche en direction du Nord - Nord-Est, par l'intermédiaire d'un accident cisaillant majeur, la Sierra de la Peña (constituée par les formations de la série mésozoïque coahuilense). Autrement dit, *le Puerto de la Peña permet d'observer, par la tranche, l'enfoncement de la Plateforme de Coahuila sous l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.*

Que ce soit au Nord ou au Sud du Puerto, l'accident majeur, au pendage extrêmement faible vers le Sud dans sa partie visible, s'il s'ennoie sous les dépôts quaternaires, ne présente aucun critère permettant de dire qu'il s'enracine en un lieu proche. Ce que confirme la présence de fenêtres tectoniques dans la Sierra del Oratorio, à plusieurs dizaines de kilomètres au Sud.

II. LES FENETRES DE LA SIERRA DEL ORATORIO (Fig. I3-2, Fig. I3-7 et Fig. I3-8).

La Sierra del Oratorio est isolée au coeur de la Haute-Chaîne. L'extrémité orientale de la Lagune de Viesca la sépare de la Sierra de Parras. La Vallée de Manchuria l'isole des sierras de San Francisco, del Gabán et de Lorenzeña. Au Sud, elle s'ennoie sous les dépôts tertiaires et quaternaires de la dépression de Ahuichila. Le Cañon de Ahuichila qui permet de relier directement cette dépression à la Lagune de Viesca, l'isole à peine, sur son côté ouest, des sierras situées au Sud de Viesca, Coah.

Ce véritable bastion présente une structure complexe. Celle-ci résulte de la superposition de trois phases tectoniques (laramienne, miocène et mio-plio-quaternaire), de la présence de plis en échelons et de l'existence de trois fenêtres permettant d'observer le chevauchement de l'ensemble parrense sur l'ensemble coahuilense.

a- *La fenêtre del Número* (Fig. I3-7 et coupes CD et EF de la Fig. I3-8).

C'est la plus importante des trois.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

25 AOUT 2003

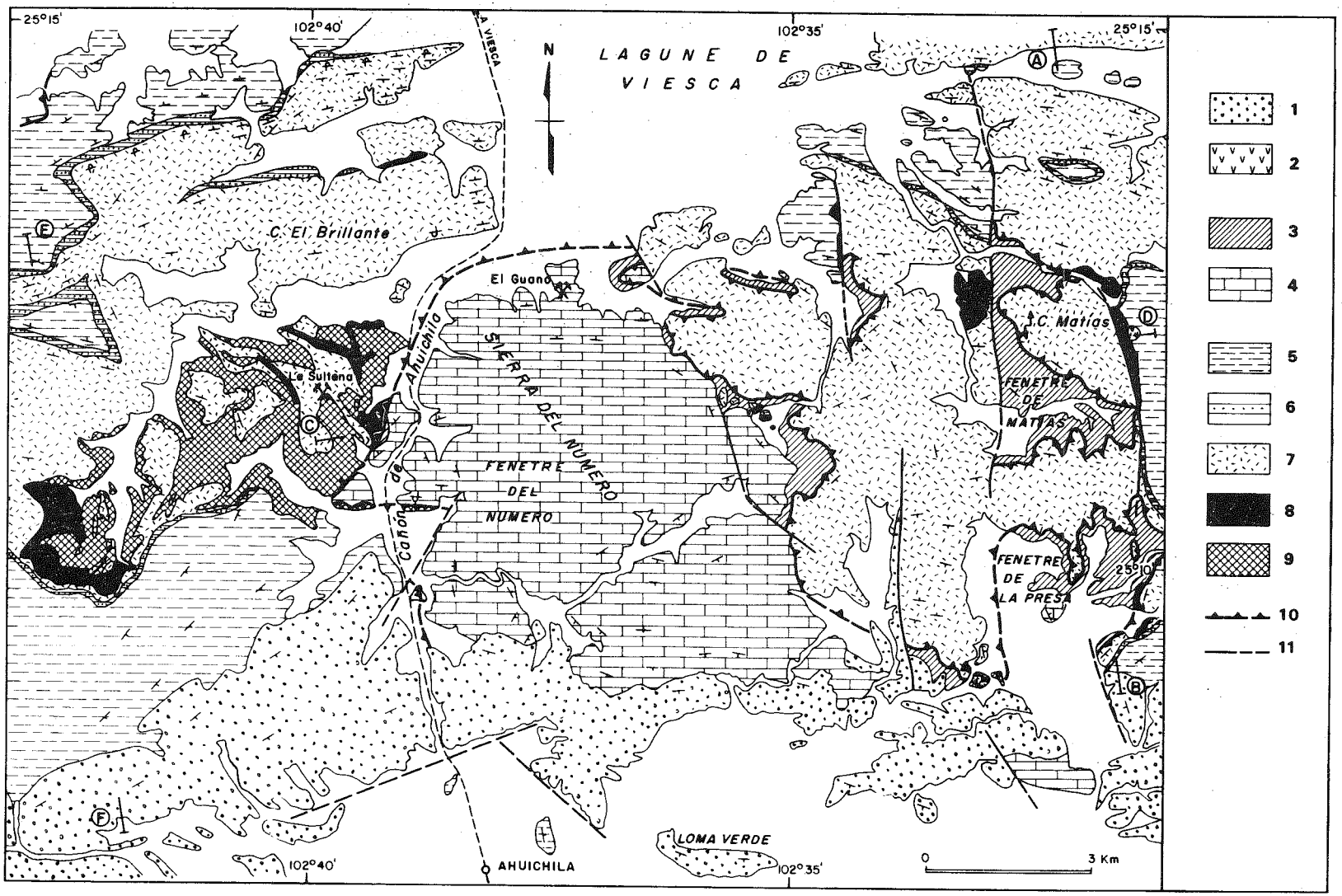


Fig. I3-7 : Cadre géologique des fenêtres de la Sierra del Oratorio.

1: Eocène-Oligocène (F. Ahuichila) ; 2: Diabases ; 3 et 4: *autochtone coahuilense* dont 3: Cénomanien supérieur-Campanien (F. Indidura) ; 4: Albo-Cénomanien (Caliza Aurora) ; 5 à 9: *Allochtone parrense* dont 5: Berriasien-Barrémien (F. Taraises) ; 6: Kimméridgien-Portlandien (F. La Caja) ; 7: Oxfordien (Caliza Zuloaga supérieure) ; 8: gypses oxfordiens ; 9: socle paléozoïco-triasique ; 10: chevauchement principal ; 11: faille, AB, CD, EF: situations des coupes de la Fig. I3-8

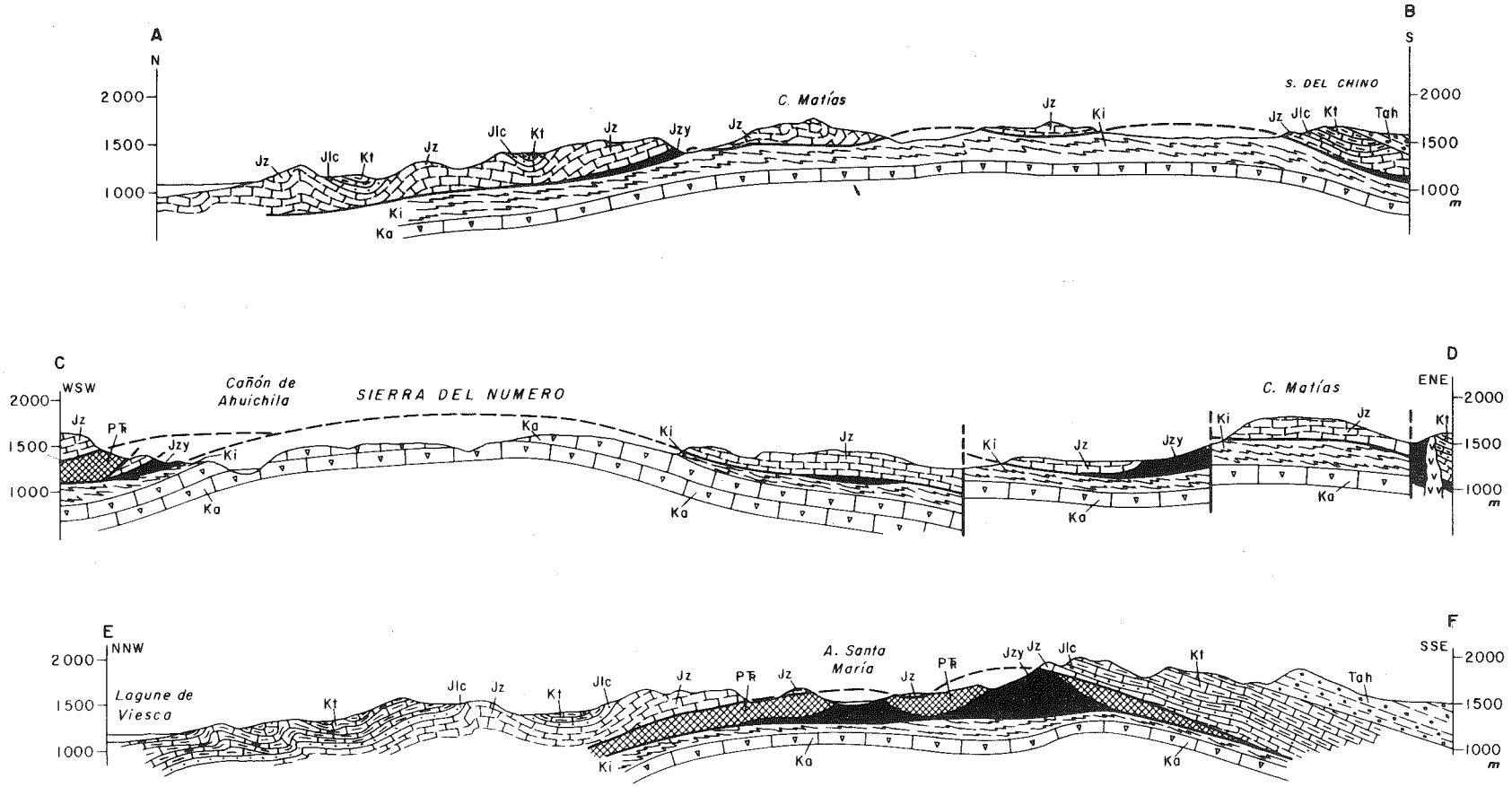


Fig. I_{3-8} : Coupes au travers des fenêtres de la Sierra del Oratorio.
Autochtone coahuilense : Ka: Caliza Aurora (Albo-Cénomanien) ; Ki: F. Indidura (Cénomanien supérieur-Campanien) ; *allochtone parrense* : P-Tr: socle paléozoïco-triasique ; Jzy: gypses oxfordiens ; Jz: Caliza Zuloaga supérieure (Oxfordien) ; Jlc: F. La Caja (Kimméridgien-Portlandien) ; Kt: F. Taraises (Berriasien-Hauterivien).

Elle apparaît à la faveur d'un bombement brachy-anticlinal tardif (miocène). La molasse Ahuichila qui masque ses retombées sud et sud-ouest est en effet affectée par cette déformation.

1- *Sur la retombée est - nord-est* de cette fenêtre on peut observer clairement la superposition suivante :

- La base correspond à une épaisse séquence de calcaires massifs, franchement récifaux, à nombreux Rudistes (parmi lesquels *Caprimuloidea* sp.), Actéonelles, Coraux, débris de coquilles et Algues. Il s'agit de l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur sous son faciès Caliza Aurora. Celui-ci est surmonté stratigraphiquement par une centaine de mètres (souvent beaucoup moins) d'une formation type pré-flysch, alternance de calcaires détritiques finement lités et de marnes jaunâtres souvent gypseuses. Bien qu'il soit fortement tectonisé (microplissement intense d'axe généralement Est-Ouest, associé à une schistosité de plan axial), on reconnaît dans ce pré-flysch la Formation Indidura du Crétacé supérieur (la recristallisation étant trop forte, la microfaune y est très mal conservée ; seule a pu être reconnue *Hedbergella* sp., à la base de la formation).

- Au sommet, l'unité surmontant le précédent ensemble est constituée par des calcaires sombres, à nodules de silex, en bancs massifs, et renfermant *Nerinea* sp. Il s'agit de la Caliza Zuloaga supérieure de l'Oxfordien. Cette attribution est confirmée par le fait que quelques centaines de mètres au Nord - Nord-Est, cette formation supporte en concordance la caractéristique Formation La Caja tithonique à Ammonites.

Sur cette retombée est - nord-est de la fenêtre del Número apparaît ainsi clairement la superposition tectonique de deux ensembles : l'inférieur, constitué par la Caliza Aurora et la Formation Indidura, appartient à la Plateforme de Coahuila ; le supérieur, à semelle de Caliza Zuloaga supérieure, appartient à l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. Généralement le contact tectonique est situé à l'endroit où la Caliza Zuloaga supérieure, plissée et cisaillée, repose sur la Formation Indidura. Parfois la Caliza Zuloaga supérieure repose directement sur la Caliza Aurora autochtone avec marmorisation au contact calcaire sur calcaire. Enfin, du gypse oxfordien peut être conservé à la base de l'allochtone. C'est le cas pour quelques petites klippes où des témoins de Caliza Zuloaga surmontent le Crétacé supérieur autochtone par l'intermédiaire d'un coussin de gypses, à l'Ouest du front de chevauchement principal.

2- *Sur la retombée occidentale de la fenêtre del Número,* entre l'autochtone coahuilense et la série secondaire parrense allochtone, s'intercale une lame importante de socle anté-oxfordien.

A l'Ouest du Cañon d'Ahuichila, près de l'ancienne mine de cuivre La Sultana, on observe, de bas en haut et de l'Est vers l'Ouest (Fig. I_{3-7} et extrémité ouest - sud-ouest de la coupe CD, Fig. I_{3-8}) :

- à la base, le toit de la Caliza Aurora, surmonté par une dizaine de mètres de Formation Indidura fortement microplissée et recristallisée. Il s'agit de l'autochtone relatif coahuilense ;

- séparé de l'autochtone précédent par une vingtaine de mètres de gypses oxfordiens, un ensemble supérieur "parrense", comprenant : une écaille de Caliza Zuloaga oxfordienne fortement déformée, d'une quarantaine de mètres d'épaisseur ; quelques mètres de schistes cristallins rappelant la Formation Rodeo de la Sierra de San Julián ; 200m de Formation Nazas avec son alternance de grès, schistes rouges, andésites et

rhyolites continentaux du Permo-Trias ; 100m de Caliza Zuloaga oxfordienne formant la falaise dominant la mine La Sultana.

Dans la partie nord du Cañon de Ahuichila, sur la retombée occidentale de la fenêtre del Número, on voit donc participer à la nappe de Parras non seulement la série secondaire parrense, mais également le socle anté-oxfordien de celle-ci. Même si, comme je le signalerai par la suite, la série secondaire parrense est décollée au-dessus de son socle à la faveur des gypses oxfordiens. Ceux-ci, d'ailleurs, s'accumulent tectoniquement à la limite autochtone caohuilense-allochtone, aussi bien à la base de la Caliza Zuloaga supérieure, qu'à la base du socle charrié (Fig. I_{3-7} et coupe EF de la Fig. I_{3-8}).

3- *Des lambeaux de poussée*, arrachés à l'autochtone relatif, et coincés à la base de la nappe, sont visibles sur la périphérie de la fenêtre del Numero.

L'un d'eux forme l'extrémité sud-ouest du petit "cerro" situé sur la retombée nord de la fenêtre, à l'Est de la mine abandonnée "El Guano". Il s'agit d'un paquet de Caliza Aurora albo-cénomanienne, fortement tectonisée et recristallisée (où l'on reconnaît néanmoins des Caprinidés) posé sur la Formation Indidura autochtone (Fig. I_{3-7}). Au Nord-Est, ce paquet bute, par faille normale récente, contre la Caliza Zuloaga supérieure oxfordienne de la base de la nappe.

L'origine, certainement proche, de ce lambeau de poussée est à rechercher dans le corps de Caliza Aurora récifale de la fenêtre del Número, la nappe reposant directement par endroits sur cette formation (cf. supra).

b- Trois kilomètres à l'Est de la fenêtre del Número apparaissent à la faveur d'un horst récent, allongé Nord-Sud et limité par des failles verticales, deux petites fenêtres.

1- Au Nord, *la fenêtre de Matias* permet d'observer la superposition tectonique suivante (Fig. I_{3-7} et coupe AB de la Fig. I_{3-8}) :

- à la base, 150 mètres d'une alternance de calcaires détritiques, de lutites et de fins horizons gréseux affectés de nombreux microplis et d'une importante schistosité de plan axial. Il s'agit du toit de la Formation Indidura et des premiers niveaux de flysch pélitique de la série secondaire coahuilense.
- au sommet et chevauchant le précédent ensemble selon un contact tectonique sub-horizontal, 300m de calcaires néritiques, sombres, en bancs épais et à nodules de silex. Il s'agit là de la Caliza Zuloaga supérieure, déformée en plis décamétriques déversés vers le Nord.

2- Au Sud, *la fenêtre de la Presa* laisse apparaître l'autochtone relatif dans lequel on peut reconnaître : l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur à *Favusella* cf. *washitensis* (Carsey), *Thalmaninella* cf. *ticinensis* Reichel et *Hedbergella* sp. localement, semble-t-il, sous le faciès Cuesta del Cura ; ainsi que la base du Crétacé supérieur (Formation Indidura). Cet ensemble inférieur est surmonté tectoniquement, selon un contact horizontal, par la Caliza Zuloaga supérieure oxfordienne. Il est à noter que parfois ce contact tangentiel majeur est souligné par la présence de gypses oxfordiens. Ce sont par ailleurs ces mêmes gypses qui remontent diapiriquement le long des failles Nord-Sud limitant le horst, lors-

que celles-ci recoupent l'allochtone "parrense" (Est du Cerro Matias par exemple ; Fig. I_{3-7} et coupe CD de la Fig. I_{3-8}).

III. L'EXTENSION DU RECOUVREMENT DE L'UNITE "PARRENSE".

Chacune des trois fenêtres de la Sierra del Oratorio permet chaque fois d'observer la même superposition tectonique. A la base, l'autochtone relatif est constitué par la série mésozoïque coahuilense. Au dessus, l'allochtone est constitué généralement par les formations du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur caractéristiques de la Série parrense.

On retrouve donc, à la faveur des fenêtres de la Sierra del Oratorio, une logique tectonique identique à celle présente au Puerto de la Peña. Ceci me conduit à admettre que, au moins de la Sierra de l'Oratorio au front nord de la Sierra de Parras, la série parrense de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central chevauche en direction du Nord - Nord-Est la Plateforme de Coahuila. *L'importance du recouvrement tangentiel (45 km environ de flèche du Bajio de Ahuichila au débouché nord de Puerto de la Peña) est significative de l'existence d'une nappe de charriage, amenant un domaine paléogéographique (le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central) à venir recouvrir un autre (la Plateforme de Coahuila)*. Je l'ai nommée *nappe de Parras* (M. Tardy, 1975).

Comme dans la plupart des cas où l'on peut observer sa base, la nappe de Parras comprend uniquement la série jurassico-crétacée parrense plissée, on est conduit à considérer celle-ci comme une nappe de couverture. C'est en ce sens que j'avais décrit la nappe de Parras en 1975.

Cependant, le fait d'observer, dans le Cañon de Ahuichila, le socle chevaucher également l'autochtone relatif coahuilense - dispositif que l'on retrouve en d'autres endroits de la Sierra Madre Orientale (voir livre II) - m'amène à considérer la nappe de Parras comme un vaste chevauchement de socle cisaillé, supportant sa couverture "parrense" décollée. Dans cette optique, *les structures plissées et les diverticulations de la série parrense ne sont que des structures de couverture de la nappe de Parras*.

D. LA TECTONIQUE DE LA COUVERTURE DE LA NAPPE DE PARRAS.

La série secondaire parrense de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central présente une déformation laramienne très plastique au-dessus de son socle rigide, telle qu'elle se plisse plus qu'elle ne se casse.

Cette tectonique de couverture est en relation étroite avec la présence de niveaux de compétences différentes au sein de la série.

I. LES GYPSES OXFORDIENS : NIVEAU DE DECOLLEMENT FONDAMENTAL.

Depuis longtemps le style de couverture de la Sierra Madre Orientale a été reconnu. Z. de Cserna (1956) a synthétisé *les preuves indirectes du décollement généralisé*. En bref, dans l'ensemble du Secteur Transverse

de Parras, les niveaux les plus anciens rencontrés aux coeurs des plis à direction Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est sont les calcaires ou gypses oxfordiens ; d'autre part les dimensions de ces plis transverses interdisent d'y engager les terrains inférieurs aux niveaux oxfordiens.

Avec R. Ruiz B. nous avons obtenu *les preuves directes* de ce décollement général (M. Tardy et R. Ruiz B., 1974) sur le flanc est de l'anticlinal de San Julián.

Cette vaste structure tardive (miocène), orientée Nord Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, est un pli de fond en compression qui affecte socle et couverture plissée lors de la phase laramienne. Ayant une direction axiale sub-perpendiculaire à celle des plis laramiens, les axes de ces derniers se trouvent fortement relevés sur les flancs de la structure majeure postérieure. Si à cela on ajoute que l'érosion a profondément affecté le coeur du pli de fond, on se trouve en présence d'un lieu idéal pour étudier les rapports tectoniques entre socle et couverture.

La carte géologique du flanc est de la Sierra de San Julián, entre Tecolotes, Zac. et San Jerónimo, Zac., donne les indications essentielles. Les formations du socle (Formation Rodeo et Formation Nazas), mais également la Caliza Zuloaga inférieure de l'Oxfordien, ne participent pas aux quatre "petits" plis déversés laramiens dont les axes relevés sont fortement obliques par rapport à la direction N150 du flanc de la sierra. Par contre, elles sont affectées par la déformation tardive miocène, si bien que leur pendage général est vers l'Est - Nord-Est. Indépendamment, des gypses oxfordiens au flysch du Crétacé supérieur, toutes les formations sont affectées par la déformation laramienne et participent aux quatre "petits" plis transverses. Les gypses oxfordiens représentent ainsi le niveau de décollement laramien au-dessus duquel la majeure partie de la série secondaire parrense s'est déformée. Par contre *la Caliza Zuloaga inférieure*, située au-dessous du niveau de décollement, est demeurée tabulaire, solidaire du socle ; elle *a valeur de tégument*.

Le bloc diagramme de la Fig. I3-9 représente le pli laramien présent à l'Ouest d'El Pozo, Zac. Il résume l'ensemble de ces faits observables, caractéristiques du décollement généralisé de la couverture parrense sur les gypses oxfordiens.

J'ajouterai qu'en suivant le flanc oriental de la Sierra de San Julián, de Tecolotes, Zac. à San Jerónimo, Zac., les relations entre couverture et socle varient dans le détail. Au Nord de Nuevo Rodeo, Zac., les gypses manquent. La Caliza Zuloaga supérieure plissée repose alors sur la Caliza Zuloaga inférieure restée tabulaire. Ceci jusqu'au Sud de San Miguel, Zac.. Au delà, vers le Nord-Ouest, la Caliza Zuloaga supérieure repose directement sur le socle ; d'abord sur la Formation Nazas puis, au Sud de San Jerónimo, sur les schistes cristallins de la Formation Rodeo (carte géologique et Fig. I_{3-10}).

On constate donc que, dans tous les cas de figure, les plis laramiens affectant la Caliza Zuloaga supérieure sont tronqués à leur base et que par endroit tégument et socle ont été tronqués par leur sommet. L'ensemble de ces phénomènes : rabotage basal de la couverture décollée et troncature sommitale du tégument et du socle, trouve son explication dans la translation laramienne, certainement importante, de la couverture parrense par rapport à son socle (lui-même charrié).

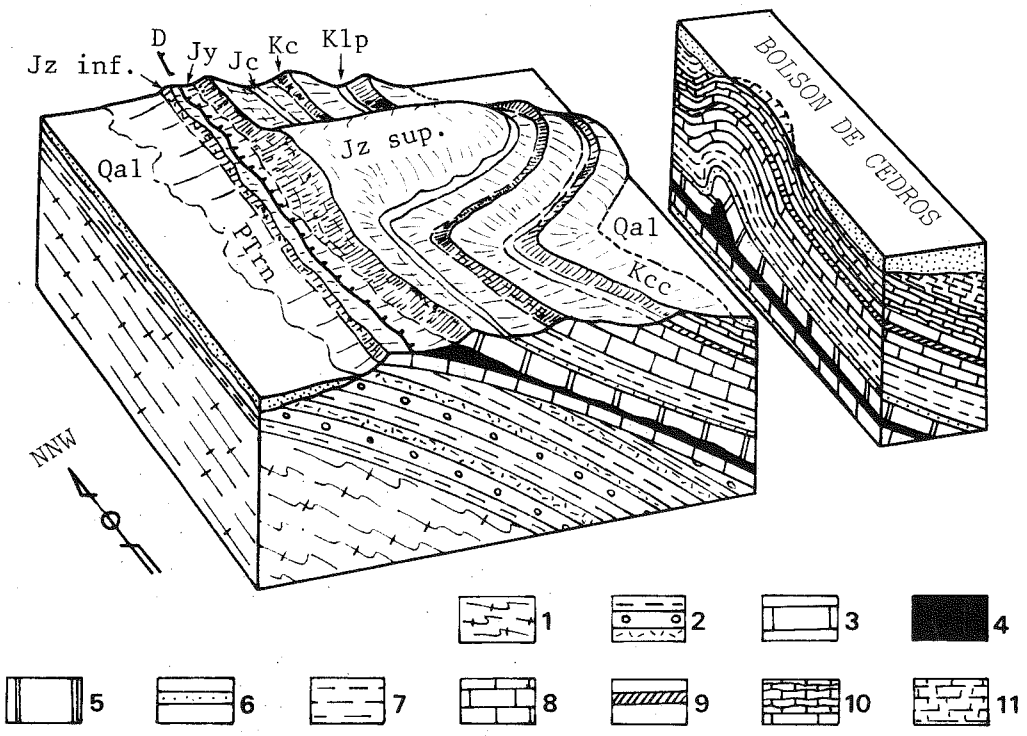


Fig. I_{3-9} : Bloc diagramme schématisant les rapports entre couverture décollée et plissée lors de la phase laramienne et socle bombé au Miocène. L'exemple figuré est celui du pli situé au Nord-Ouest du village d'El Pozo, Zac. sur la retombée orientale de la Sierra de San Julián.
1et2: socle comprenant 1: F.Rodeo ; 2: F.Nazas du Permo-Trias ; 3: tégument = Caliza Zuloaga inférieure ; 4: niveau de décollement = gypses oxfordiens ; 5 à 11: couverture décollée et plissée lors de la phase laramienne comprenant, 5: Caliza Zuloaga supérieure (Oxfordien) ; 6: F. La Caja (Kimméridgien-Portlandien) ; 7: F. Taraises (Berriasien-Hauterivien) ; 8: Caliza Cupido (Hauterivien-Aptien) ; 9: F. La Peña (Aptien supérieur) ; 10: F. Tamaulipas et Caliza Cuesta del Cura (Albien-Cénomanien basal) ; 11: F. San Felipe (Crétacé supérieur).

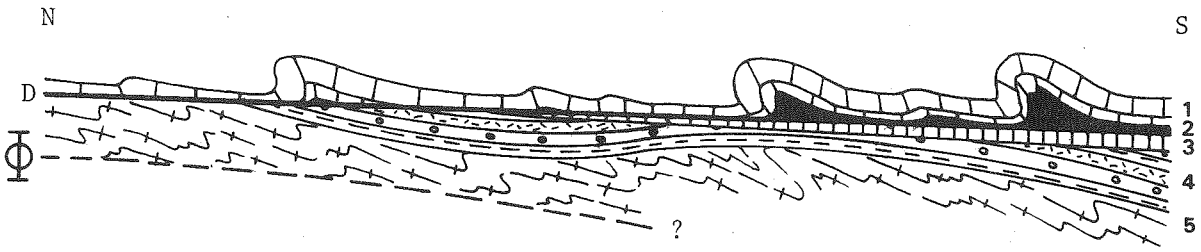


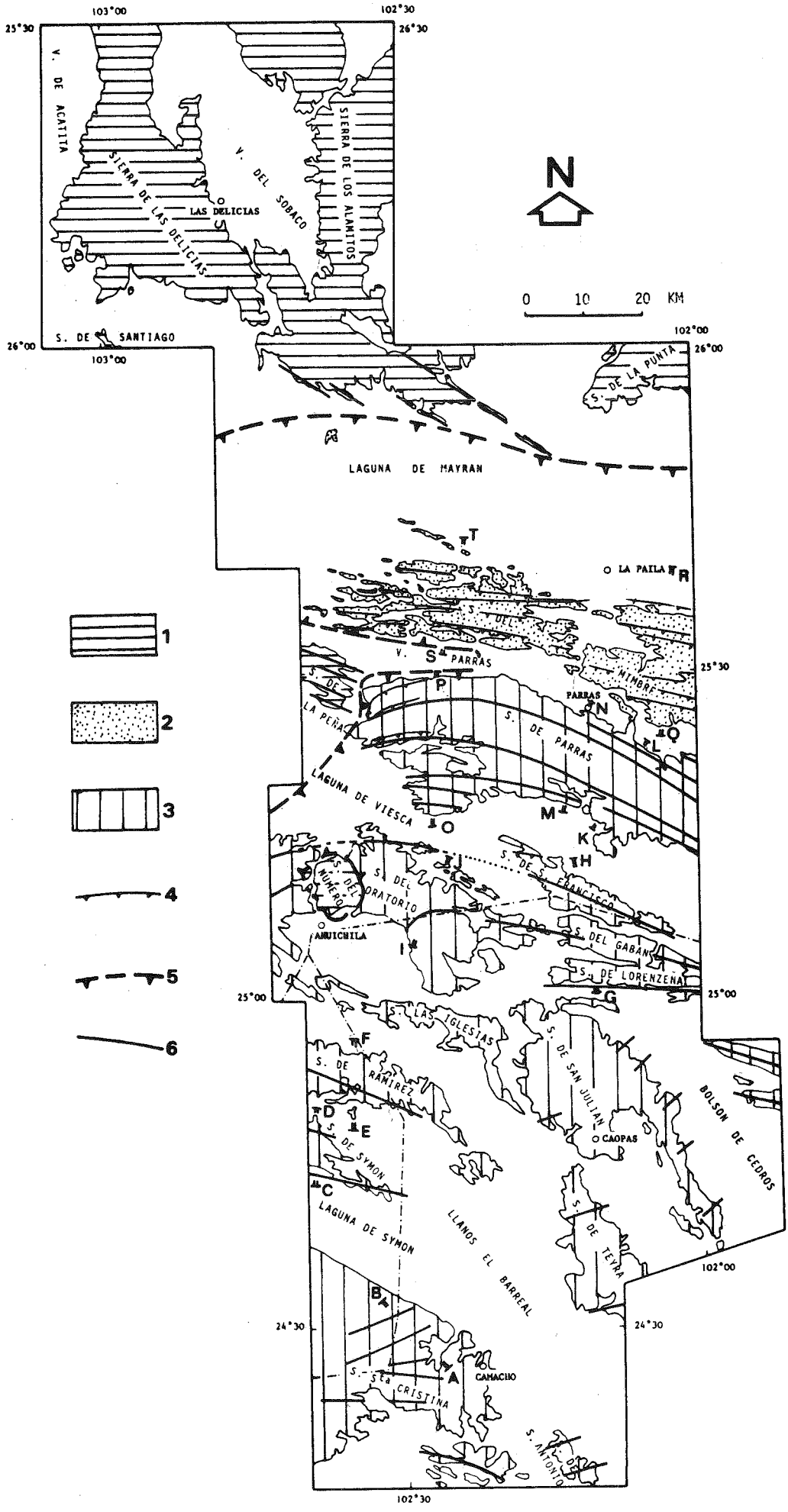
Fig. I_{3-10} : Schéma résumant les relations visibles entre socle et couverture décollée, entre Tecolotes, Zac. et San Jerónimo, Zac. le long du flanc oriental de la Sierra de San Julián.
1: Couverture décollée et plissée (seule la Caliza Zuloaga supérieure a été figurée) ; 2: niveau de décollement (gypses oxfordiens) ; 3: tégument (Caliza Zuloaga inférieure) ; 4 et 5: socle comprenant : 4: F. Nazas ; 5: F. Rodeo. D: surface de décollement ; Φ: cisaillement de socle à la base de la nappe de Parras.

Des exemples identiques de rabotage basal de la couverture et de troncature sommitale du tégument et du socle, liés au déplacement de la couverture, sont observables dans toutes les sierras où affleure le socle. Ainsi en est-il sur le flanc oriental de la Sierra de Teyra et au coeur de l'anticlinal de la Sierra de Ramirez (voir carte géologique).

La déformation extrêmement plastique de la couverture parrense trouve également son explication dans la nature même des autres formations mésozoïques. En effet, dans la série, alternent très régulièrement des formations plastiques incompétentes et des formations compétentes (voir Fig. I_{2-28}). Outre le niveau de décollement fondamental déjà mentionné, les formations incompétentes, permettant des plissements disharmoniques sont :

- la Formation La Caja ou son équivalent latéral, la Formation La Casita ;
- la partie supérieure de la Formation Taraises plus argileuse ;
- la Formation La Peña ;
- les formations terrigènes du Crétacé supérieur, et plus particulièrement la Lutita Parras.

De la présence de ces niveaux particulièrement plastiques entre des formations plus compétentes, il résulte que la couverture de la nappe de Parras, telle qu'on l'observe du Haut-Plateau Central à la Haute-Chaîne, est affectée de beaux plis réguliers. Ceux-ci ont pu se former grâce aux décollements et aux déformations disharmoniques, phénomènes essentiels qu'on ne peut que rarement représenter sur les coupes illustrant la tectonique laramienne.


103°00
102°30
25°30
26°30
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
SIERRA DE LOS ALAMITOS
N
0 10 20 KM
S. DE SANTIAGO
26°00
103°00
102°00
S. DE LA PUNTA
LAGUNA DE MAYRAN
LA PAILA
V. S. PARRAS
S. DEL
S. DE PARRAS
PARRAS
LA PEÑA
LAGUNA DE VIESCA
S. DEL ORATORIO
S. DE S. FRANCISCO
S. DEL GABAN
S. DE LORENZENA
ARTEAGA
ARTEAGA
ARTEAG

II. LA DEFORMATION DE LA COUVERTURE "PARRENSE" SUR LE HAUT-PLATEAU.

J'ai montré dans la partie traitant de la stratigraphie qu'en fait existaient diverses séries mésozoïques de type parrense. En particulier, la série présente sur le Haut-Plateau Central se distingue de celle de la Haute-Chaîne par une épaisseur plus faible et un moindre développement des formations calcaires néritiques (Fig. I_{2-18}).

Il en résulte que, soumises à la même tectonique de couverture laramienne, les structures produites sur le Haut-Plateau Central sont différentes de celles produites dans la Haute-Chaîne.

Sur le Haut-Plateau Central, la déformation de la couverture consiste en une succession très régulière de plis anticlinaux étroits, rarement droits, généralement déversés vers le Nord - Nord-Est et séparés par des synclinaux nettement plus larges, à fonds plats.

Du fait de la grande plasticité des formations mésozoïques, les cassures en failles inverses sont pratiquement inexistantes de la Sierrecilla de San Antonio, au Sud, aux sierras de Ramirez et de Lorenzeña, au Nord.

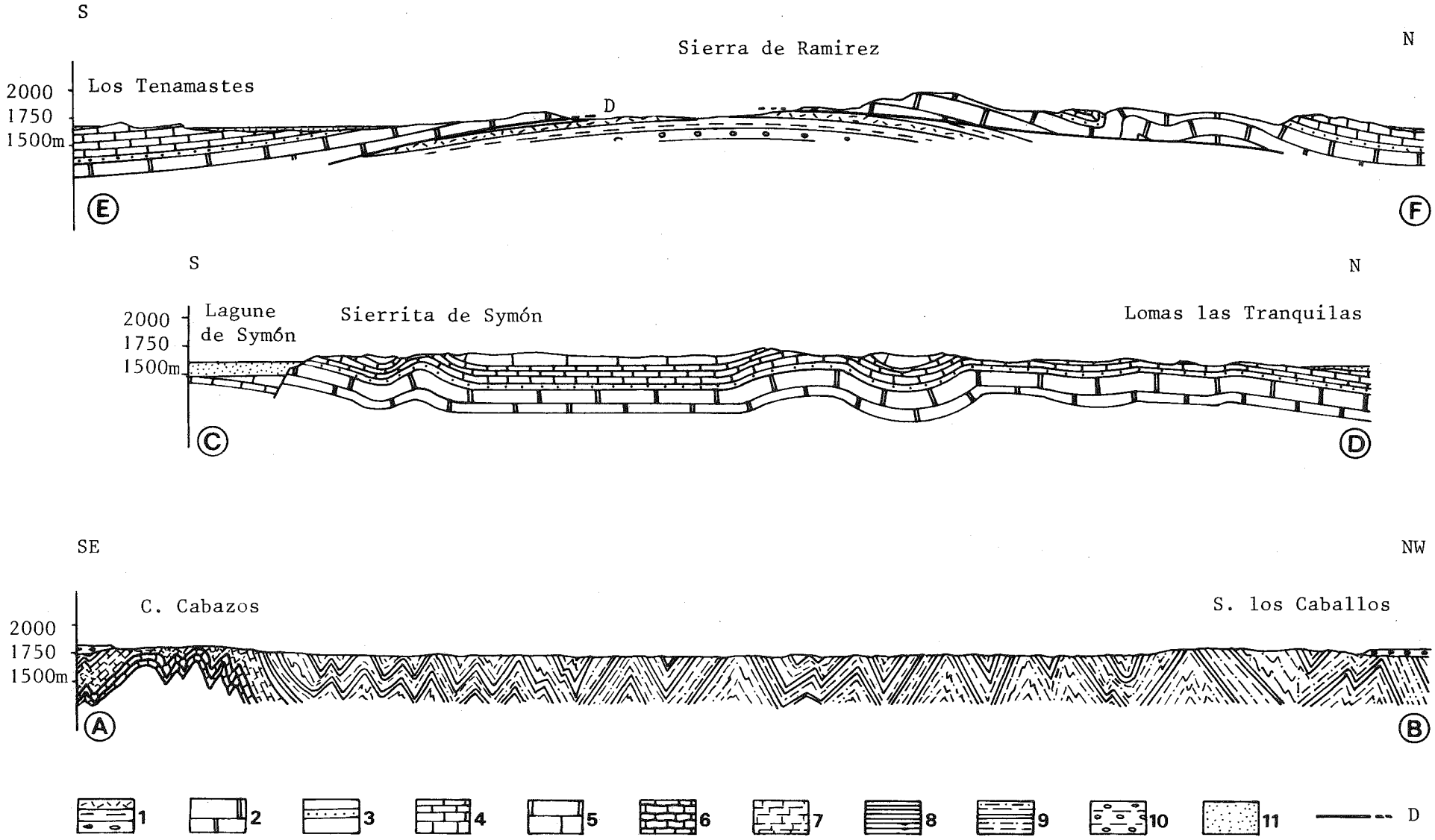
La meilleure coupe que l'on puisse donner de ces déformations est présente naturellement sur le flanc est de la Sierra de San Julián, et ainsi apparaît directement sur la carte géologique.

L'intensité de la déformation va augmentant du Nord vers le Sud. Par exemple (Fig. I_{3-12}) on note, à l'Ouest de Camacho, Zac., la présence de plis en chevrons, extrêmement serrés et souvent schistosés , alors que plus au Nord on passe à des plis concentriques. Ceci indiquerait que la contrainte tectonique laramienne était plus forte au Sud qu'au Nord.

Les directions axiales des plis laramiens sont apparemment très variables sur le Haut-Plateau Central. Cette variation a le plus souvent pour origine la déformation des structures laramiennes par les plis de fond micoènes.Ainsi s'expliquent les directions axiales N10° à N50° des anticlinaux laramiens des sierras de San Julián et de Teyra. Ailleurs, en dehors des zones déformées au Miocène, les directions laramiennes sur le Haut-Plateau Central sont :

- N90° à N100° pour les plis de la Sierra de Ramirez ;
- N110° pour l'anticlinal de la Sierra de Trebol et pour les plis de la Sierra de Symón ;
- N100° pour l'anticlinal de la Sierra de Santa Cristina , alors que les plis en chevrons, affectant le flysch sur le flanc nord de la même structure, présentent des directions qui varient de N90° à N60°.

Fig. I_{3-11} : Schéma structural très simplifié de la région étudiée sur lequel sont situées les coupes illustrant les déformations laramiennes de la nappe de Parras.
1: plateforme de Coahuila ; 2: flyschs diverticulés de la Sierra del Mimbre ; 3: nappe de Parras ; 4: chevauchements de faible amplitude ; 5: chevauchement principal de la nappe de Parras ; 6: axes des principaux plis laramiens. AB, CD, ... emplacements des coupes figurant dans les pages suivantes.


S
Sierra de Ramirez
N
2000
1750
1500m
Los Tenamastes
D
E
F
S
N
2000
1750
1500m
Lagune
de Symón
Sierrita de Symón
Lomas las Tranquilas
C
D
SE
NW
C. Cabazos
S. los Caballos
2000
1750
1500m
A
B
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
D

III. LA DEFORMATION DE LA COUVERTURE PARRENSE DANS LA HAUTE-CHAINE.

En passant du Haut-Plateau Central à la Haute-Chaîne, les plis de la couverture se modifient :

- d'une part, en raison de l'épaississement de la série mésozoïque parrense qui finit par atteindre plus de dix kilomètres d'épaisseur (dont six kilomètres pour les seules formations terrigènes du Crétacé supérieur-Paléocène, E.F. McBride et col., 1975) ;
- d'autre part, en raison des variations de faciès qui s'y produisent, et des épaisses séries argileuses et argilo-gréseuses qui y apparaissent (cf. chapitre Stratigraphie).

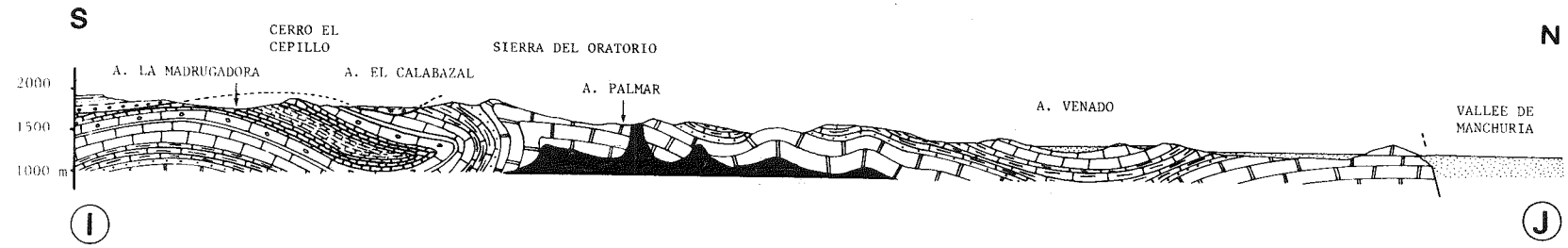
L'épaississement de la série parrense provoque une nette augmentation de la taille des structures plissées (voir Fig. I_{3-13} et Fig. I_{3-14} que l'on comparera à la Fig. I_{3-12}). Par exemple pour un même type de structure (plis simples symétriques), un même niveau dans cette structure (coeurs oxfordiens à l'affleurement), une même tranche d'âge de terrains (Oxfordien-Cénomanien basal), l'anticlinal de la Sierra de San Francisco, au Sud - Sud-Ouest de San Francisco del Barrial, Coah., est deux fois plus large que l'anticlinal formant l'extrémité ouest de la Sierra de Trebol sur le Haut-Plateau (4 km contre 2 km).

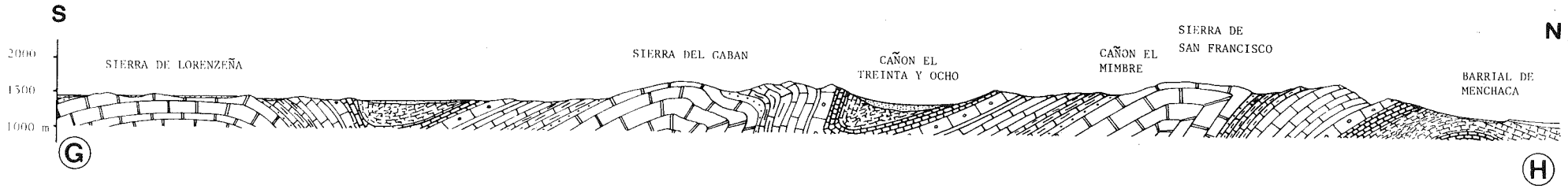
Sur le transect étudié, les grands plis de la Haute-Chaîne ont en commun de présenter *une même évolution axiale de l'Est - Sud-Est vers l'Ouest - Nord-Ouest.*

Si l'on se refère aux anticlinaux des sierras de San Francisco et del Gaban, on remarque que, sur 30 km environ, de leurs extrémités orientales à la Vallée de Manchuria où ils sont coupés par un graben récent (carte géologique) :

- ils débutent en plis droits symétriques au Sud de La Constancia, Coah. ;

Fig. I_{3-12} : Coupes illustrant les déformations liées à la tectonique de couverture laramienne sur le Haut-Plateau Central. Elles se succèdent du Sud vers le Nord, à l'Ouest des Llanos el Barreal et du Llano Magallanes.
AB: coupe des collines de flysch à l'Ouest de Camacho, Zac. ; CD: coupe de la Sierra de Symón ; EF: coupe de la Sierra de Ramirez. On notera le décollement de la couverture visible dans la Sierra de Ramirez, ainsi que le passage des plis concentriques dans les sierras de Ramirez et de Symón, aux plis en chevrons à l'Ouest de Camacho, Zac.
1: F. Nazas (Permo-Trias) ; 2: Caliza Zuloaga supérieure (Oxfordien); 3: F. La Caja (Kimméridgien-Portlandien) ; 4: F. Taraises (Berriasien-Hauterivien) ; 5: Caliza Cupido (Hauterivien-Aptien) ; 6: Caliza Cuesta del Cura (Albien-Cénomanien basal) ; 7: F. San Felipe (Cénomanien) ; 8: Pélites sableuses (Cénomanien) ; 9: F. Caracol (Crétacé supérieur) ; D: surface de décollement. Voir emplacement des coupes sur la Fig. I_{3-11}.


S
N
CERRO EL CEPILLO
A. LA MADRUGADORA
A. EL CALABAZAL
SIERRA DEL ORATORIO
A. PALMAR
A. VENADO
VALLEE DE MANCHURIA
2000
1500
1000 m
I
J


S
N
2000
1500
1000 m
SIERRA DE LORENZEÑA
SIERRA DEL CABAN
CAÑON EL TREINTA Y OCHO
CAÑON EL MIMBRE
SIERRA DE SAN FRANCISCO
BARRIAL DE MENCHACA
G
H

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

- ils se déversent au Sud-Ouest de San Francisco del Barrial, Coah., leurs flancs nord devenant verticaux ;
- ils se renversent totalement dans leurs extrémités occidentales (coupe G.H. de la Fig. I_{3-13}). Sur l'extrémité nord-ouest de la Sierra de San Francisco, le renversement passe au chevauchement de la Formation Cuesta del Cura en position inverse sur la Formation San Felipe fortement replissée et schistosée (chevauchement du Cerro Calvario, R. Van Vloten, 1955).

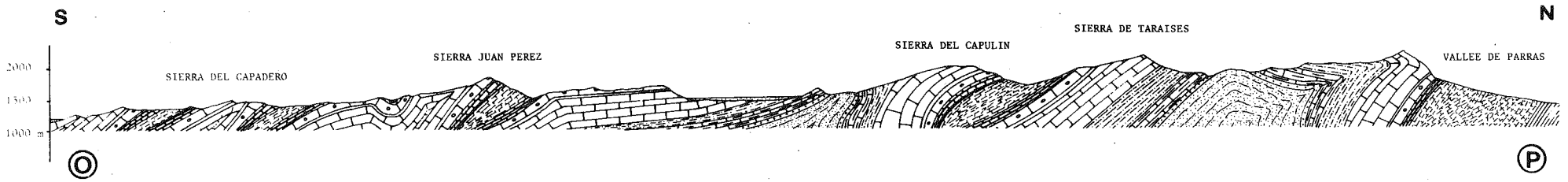
Le déversement des extrémités occidentales des plis se retrouve dans la Sierra de Parras. Les anticlinaux droits (au moins apparemment) au niveau de l'*ensellement axial situé au Sud de Parras* (coupe KL de la Fig. I_{3-14}) se déversent progressivement vers le Nord quand on les suit vers l'Ouest (coupes MN et OP de la Fig. I_{3-14}), avant d'être affectés par des cisaillements chevauchants près du Puerto de la Peña (cf. supra).

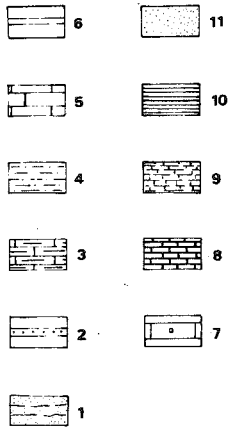
Si le déversement vers le Nord - Nord-Est des structures plissées est la règle dans la Haute-Chaîne comme sur le Haut-Plateau, il existe cependant des exceptions. Ainsi en est-il du vaste synclinal déversé vers le Sud-Ouest affectant la partie sud de la Sierra del Oratorio et s'ennoyant sous les couches discordantes de la Formation Ahuichila (coupe IJ de la Fig. I_{3-13}).

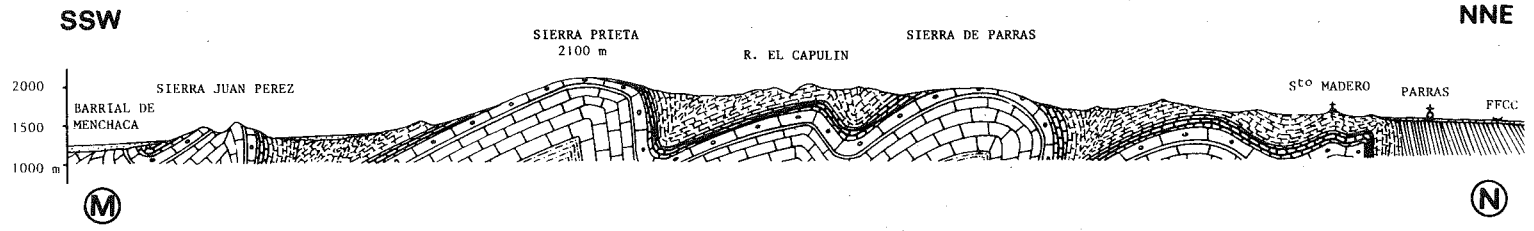
De manière générale, sur la largeur de la bande de terrain étudiée, *les plis de la Haute-Chaîne présentent un relèvement axial marqué vers l'Ouest.*

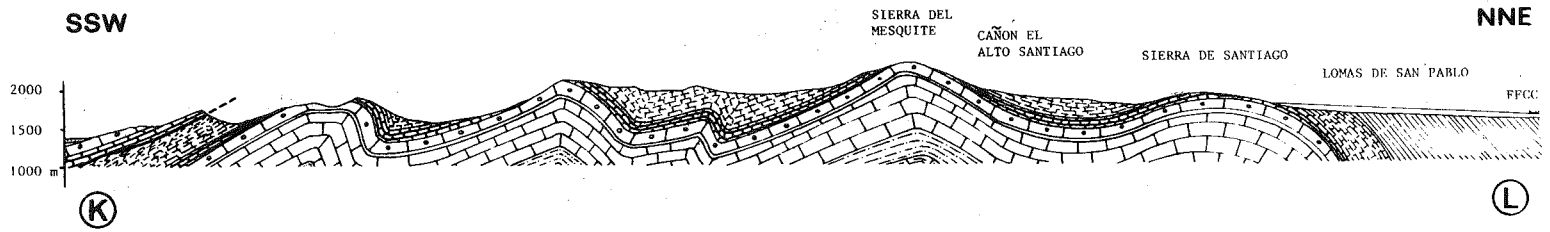
Au Sud de Parras, Coah., les dos des anticlinaux recouverts de Caliza Cuesta del Cura émergent à peine de la Formation San Felipe alors que, plus à l'Ouest, les mêmes structures montrent, à des altitudes comparables, des formations plus anciennes, parfois même la Formation La Gloria oxfordienne. Plus que du relèvement axial des plis de la couverture parrense, il s'agit en fait du soulèvement vers l'Ouest de l'extrémité de l'édifice de nappe dans son entier, puisqu'au Puerto de la Peña ressort définitivement l'autochtone coahuilense avec la même inclinaison axiale (cf. supra).

Fig. I_{3-13} : Coupes au travers des sierras situées de part et d'autre de la Vallée de Manchuria.
GH: Coupe de la partie orientale des sierras de San Francisco, del Gabán et de Lorenzeña. IJ: Coupe de la Sierra del Oratorio.
1: gypses oxfordiens ; 2: Caliza Zuloaga supérieure (Oxfordien) ; 3: F. La Caja (Kimméridgien-Portlandien) ; 4: F. Taraises (Berriasien-Hauterivien) ; 5: Caliza Cupido (Hauterivien-Aptien inférieur) ; 6: F. La Peña (Aptien supérieur) ; 7: F. Tamaulipas (Albien inférieur); 8: Caliza Cuesta del Cura (Albien supérieur-Cénomanien basal) ; 9: F. San Felipe (Cénomanien-Campanien) ; 10: F. Ahuichila (Ecoène-Oligocène) ; 11: Alluvions quaternaires. Voir emplacements des coupes sur la Fig. I_{3-11}.


S
N
SIERRA DEL CAPADERO
SIERRA JUAN PEREZ
SIERRA DEL CAPULIN
SIERRA DE TARAISES
VALLEE DE PARRAS
2000
1500
1000 m
O
P


6
11
5
10
4
9
3
8
2
7
1


SSW
NNE
SIERRA PRIETA
2100 m
R. EL CAPULIN
SIERRA DE PARRAS
SIERRA JUAN PEREZ
BARRIAL DE
MENCHACA
Sto MADERO
PARRAS
FFCC
2000
1500
1000 m
M
N


SSW
NNE
SIERRA DEL
MESQUITE
CAÑON EL
ALTO SANTIAGO
SIERRA DE SANTIAGO
LOMAS DE SAN PABLO
FFCC
2000
1500
1000 m
K
L

Au Sud de la Lagune de Viesca et du Barrial de Menchaca, le phénomène est identique. Les trois anticlinaux des sierras de San Francisco, del Gabán et de Lorenzeña ont des axes qui se relèvent vers l'Ouest - Nord-Ouest, faisant apparaître progressivement les coeurs jurassiques en magnifiques monts dérivés. Au delà du graben récent de la Vallée de Manchuria, on retrouve dans la Sierra del Oratorio les prolongements des anticlinaux del Gaban et de San Francisco (voir carte géologique). Le premier est signalé par la bande jurassique comprise entre Manchuria, Zac. et Presa de Los Angeles, Zac.. L'axe du second correspond aux affleurements de Caliza Zuloaga oxfordienne présents sur l'extrémité nord de la Sierra. Dans la Sierra de l'Oratorio, c'est également l'édifice de nappe qui est bombé comme en témoigne la réapparition en brachyanticlinal de l'autochtone coahuilense, au coeur de la fenêtre del Número (cf. supra).

Ce relèvement axial des structures laramiennes de la Haute-Chaîne à proximité de la fenêtre del Número dans la Sierra del Oratorio, ou du Puerto de la Peña dans la Sierra de Parras, trouve en partie son explication dans la déformation ultérieure engendrée par la phase miocène. Je montrerai par la suite que la Sierra del Oratorio a été bombée par un pli de fond miocène à l'emplacement de la Sierra del Número, expliquant ainsi la remontée axiale des plis laramiens en direction de cette sierra.

Cependant cette explication ne m'apparaît pas suffisante pour justifier le phénomène apparemment semblable se produisant dans la partie ouest de la Sierra de Parras où il est associé à une torsion d'axe des plis. Je pense qu'il est nécessaire dans ce cas de relier ces "perturbations" axiales laramiennes à la présence *de plis en chevrons* installés sur le débordement frontal de la nappe de Parras passant précisément par le Puerto de la Peña (cf. infra).

A la différence des synclinaux du Haut-Plateau Central, les *synclinaux de la Haute-Chaîne ne contiennent que la seule Formation San Felipe du Crétacé supérieur.* Jamais, de la Sierra de Lorenzeña ou de la Sierra del Oratorio au front nord de la Sierra de Parras, on ne rencontre traces de Lutita Parras ou de flyschs. Ces formations très épaisses

---

Fig. I_{3-14} : Trois coupes à travers la Sierra de Parras.

1: F. La Gloria (Oxfordien) ; 2: F. La Casita (Kimméridgien-Portlandien) ; 3: F. Taraises (Berriasien-Hauterivien inférieur) ; 4: F. Las Vigas (Hauterivien supérieur-Barrémien) ; 5: Caliza Cupido (Barrémien-Aptien) ; 6: F. La Peña (Aptien supérieur) ; 7: F. Tamaulipas (Albien inférieur) ; 8: Caliza Cuesta del Cura (Albien supérieur-Cénomanien basal) ; 9: F. San Felipe (Cénomanien-Campanien); 10: Lutita Parras (Campanien) ; 11: alluvions quaternaires.
Comme sur les deux profils de la Fig. I_{3-13} on notera sur ces trois coupes, l'absence de la Lutita Parras et du flysch crétacé supérieur dans les synclinaux de la Haute-Chaîne du fait de leur diverticulation au Nord de la Sierra de Parras. Voir emplacements des coupes sur la Fig. I_{3-11}.

et particulièrement incompétentes se retrouvent diverticulées au Nord de la Haute-Chaîne où elles forment la Sierra del Mimbre, au coeur du Bassin de Parras.

IV. LE PROBLEME DU BASSIN DE PARRAS : LA DIVERTICULATION DU FLYSCH PARRENSE DE LA SIERRA DEL MIMBRE.

Le Bassin de Parras correspond à la vaste dépression morphologique, de direction Est-Ouest, située entre le front de la Haute-Chaîne (ici représenté par le front nord de la Sierra de Parras) au Sud, et le Plateau de Coahuila (comprenant ici les Mesas Villareal et la Sierra de la Punta) au Nord (Fig. I_{3-2} et Fig. I_{3-11}).

Ce bassin se subdivise en trois unités morphologiques. Ce sont du Sud au Nord : la vallée de Parras, la Sierra del Mimbre et la Lagune de Mayrán.

La Sierra del Mimbre est en fait un ensemble de basses collines, très allongées selon la direction Est-Ouest, formées par le flysch parrense. Deux formations du groupe Difunta sont présentes dans la Sierra del Mimbre : le flysch gris brun du Campanien Maestrichtien, connu sous le nom de Formation Cerro del Pueblo, et le flysch rouge du Maestrichtien, nommé Formation Cerro Huerta.

Ces formations du flysch se retrouvent au Nord de la Sierra del Mimbre, au coeur de la Lagune de Mayrán où elles émergent rarement en petits "cerros" isolés (Cerro Ceres, Cerro Los Milagros). Le plus septentrional de ces affleurements constitue le Cerro La Jococa, à quelques kilomètres seulement des plateaux calcaires de la Plateforme de Coahuila. Vers l'Ouest les derniers témoins de flysch parrense ne dépassent guère la localité de La Virgen, Coah. (voir carte géologique et Fig. I_{3-2}).

Les formations du flysch ont été interprétées comme dépôts d'une avant fosse laramienne installée au front de la Sierra Madre Orientale, l'alimentation se faisant à partir de l'érosion de celle-ci émergée au Sud (A. Weidie et G. Murray, 1967). Or, j'ai montré dans le chapitre traitant de la stratigraphie que ce flysch , d'une part correspondait à l'unité supérieure de la trilogie terrigène parrense, d'autre part s'était déposé dans le même bassin mésozoïque de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central qu'il achève de combler avant d'être affecté par la phase laramienne. La patrie des formations du groupe Difunta est donc plus méridionale et correspond au sommet de la série mésozoïque parrense des sierras de la Haute-Chaîne comprises entre San Jerónimo, Zac. et Parras, Coah. ; sierras dans lesquelles, je viens de le signaler, ce flysch du Crétacé supérieur est absent. Se pose ainsi le problème des relations tectoniques existant entre le flysch de la Sierra del Mimbre et son ancien soubassement sédimentaire formant les grandes sierras situées à l'avant du corps principal de la nappe de Parras.

a- *La demi-fenêtre de la Vallée de Parras.*

Trois coupes au travers de la Vallée de Parras permettent de caractériser les relations entre le flysch parrense de la Sierra del Mimbre et les terrains sur lesquels il repose actuellement. Ce sont d'Est en Ouest :

- la coupe des Lomas de San Pablo, à l'Est de Parras, Coah. ;
- la coupe de San Rafael, Coah. ;

- la coupe de El 4 de Marzo, au débouché ouest de la Vallée de Parras dans la Lagune de Mayrán.

1- *La coupe des Lomas de San Pablo* (Fig. I_{3-15})

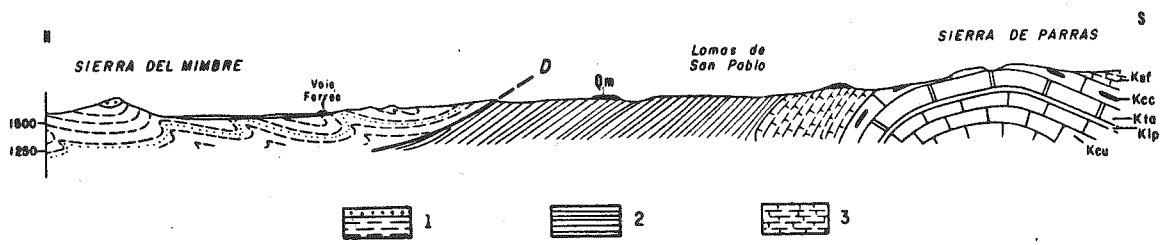


Fig. I_{3-15} : Coupe des Lomas de San Pablo.
1: F. Cerro del Pueblo (Campanien-Maestrichtien) ; 2: Lutita Parras (Campanien) ; 3: F. San Felipe (Cénomanien -Campanien) ; Kcc: Caliza Cuesta del Cura (Albien supérieur -Cénomanien basal) ; Kta: F. Tamaulipas (Albien inférieur et moyen) ; Klp: F. La Peña (Aptien supérieur) ; Kcu: F. Cupido (Barrémo-Aptien) ; D: trace du décollement.

Comme je l'ai déjà mentionné (voir chapitre Stratigraphie), cette coupe permet l'observation du passage des formations calcaires du Crétacé inférieur de la Sierra de Parras au flysch de la Sierra del Mimbre. Selon cette coupe, la séquence stratigraphique est continue. L'étude des microfaunes permet en effet de dater le sommet de la Caliza Cuesta del Cura de l'Albien terminal-Cénomanien basal, la base de la Formation San Felipe du Cénomanien, son sommet du Campanien, la Lutita Parras du Campanien et la base de la Formation Cerro del Pueblo (première formation du flysch) du Campanien-Maestrichtien.

Les contacts stratigraphiques entre formations Cuesta del Cura et San Felipe d'une part, entre San Felipe et Lutita Parras d'autre part sont clairement concordants.

En ce qui concerne le contact entre la Lutita Parras et la base du flysch, celui-ci est plus complexe. La zone de passage de l'une à l'autre est hachée de veines de calcite. La base de la Formation Cerro del Pueblo est affectée de plis métriques à décamétriques généralement déversés vers le Nord, alors que le toit de la Lutita Parras conserve des pendages réguliers vers le Nord.

Ces observations suggèrent que le flysch est au moins décollé sur son épais substratum originel de pré-flysch pélitique (la Lutita Parras).

2- *La coupe de San Rafael* (Fig. I_{3-16})

Le petit village de San Rafael est situé à la limite entre la Sierra del Mimbre et la Vallée de Parras (Fig. I_{3-2}). Il est traversé par un "arroyo" selon le cours sud-nord duquel affleurent, dans des conditions satisfaisantes d'observation, deux formations.

En partant du Sud, ce sont :

- un flysch pélitique, intensément plissé et microplissé (les axes des plis sont généralement orientés Est-Ouest). Un niveau argileux près de la limite tectonique supérieure de ce flysch a révélé en lavage *Globotruncana fornicata* Plum., *G.* cf. *mayaroensis* Bolli, *G.* cf. *stuarti* (de Lapp.), *G. elevata* (Brotz.) et *G.* cf. *stuartiformis* (Dalb.), association du Maestrichtien. Cartographiquement, cette formation affleure dans le fond de la partie ouest de la Vallée de Parras et se raccorde au même flysch pélitique externe, du Campanien terminal-Paléocène, qui termine la série coahuilense sur le flanc nord de la Sierra de la Peña (voir carte géologique).

- le flysch gréso-pélitique (Formation Cerro del Pueblo) du Campanien-Maestrichtien, surmonté en concordance par le flysch rouge maestrichtien (Formation Cerro Huerta). A la différence du flysch pélitique coahuilense - certes d'âge équivalent, mais de faciès et d'origine paléogéographique différents - sur lequel il repose selon un contact faiblement incliné vers le Nord et extrêmement tectonisé, ce flysch parrense de la Sierra del Mimbre est affecté :

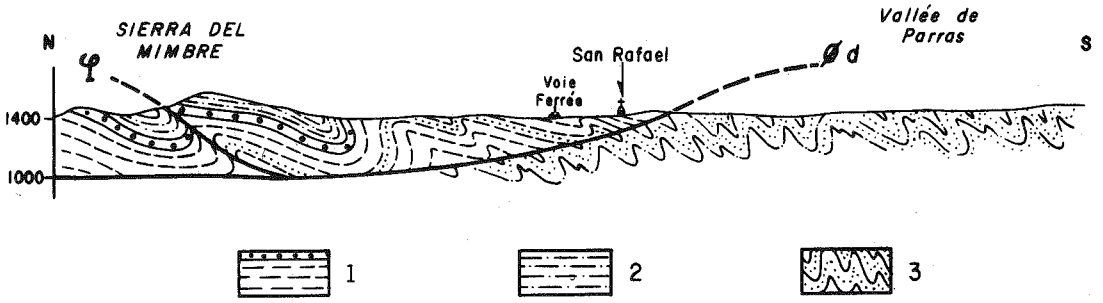


Fig. I_{3-16} : Coupe de San Rafael.
1 et 2: flysch parrense comprenant, 1: F. Cerro del Pueblo (Campanien-Maestrichtien) ; 2: F. Cerro Huerta (Maestrichtien) ; 3: flysch pélitique coahuilense (Campanien-Paléocène) ; Φd: contact de base de la diverticulation du flysch de la Sierra del Mimbre : contact d'une écaille chevauchante de la Sierra del Mimbre.

. par des plis déversés vers le Nord au rayon de courbure d'ordre décamétrique ;

. par un système de plis-failles le débitant en plusieurs écailles se chevauchant les unes les autres vers le Nord (cf. infra).

Ainsi cette coupe de San Rafael montre que, sur son arrière (Sud), le flysch parrense de la Sierra del Mimbre surmonte tectoniquement le flysch pélitique coahuilense. Celui-ci apparaît en fenêtre comme le montre la coupe de El 4 de Marzo.

3- *La coupe de El 4 de Marzo* (Fig. I_{3-17})

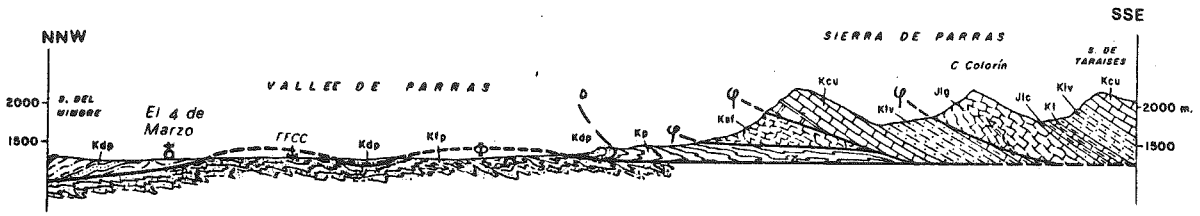


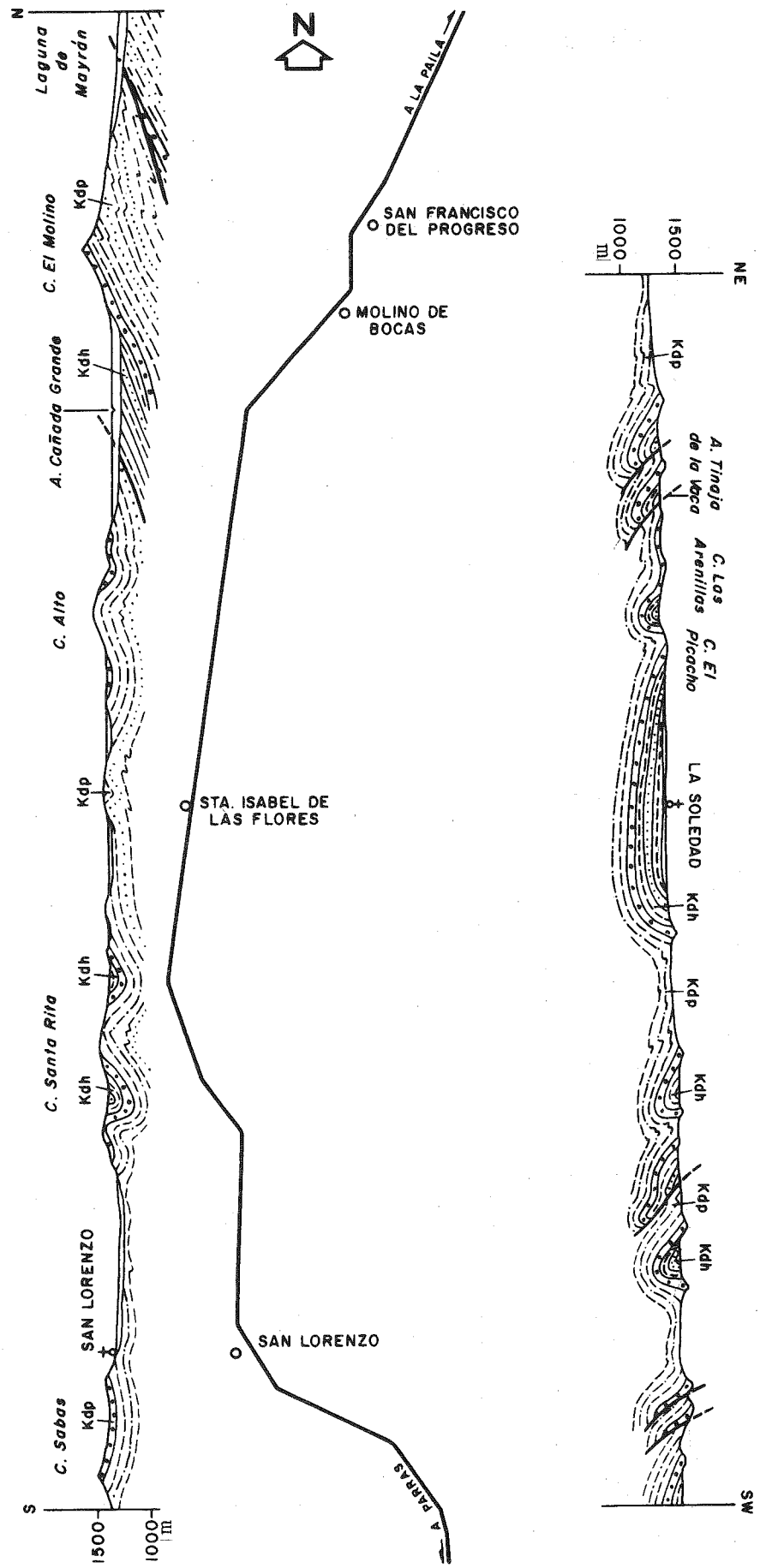
Fig. I_{3-17} : Coupe de El 4 de Marzo.
Les indices des formations sont ceux de la carte géologique. Φ: trace de chevauchement de la nappe de Parras ; : traces des divers cisaillements affectant l'extrémité de la Sierra de Parras ; D: trace de la diverticulation du flysch de la Sierra del Mimbre.

Cette coupe, allant de la Sierra del Mimbre à l'extrémité nord-occidentale de la Sierra de Parras, permet de faire les observations suivantes :

- Au voisinage du village d'el 4 de Marzo, Coah., le flysch pélitique coahuilense "sort" de dessous le flysch parrense de la Sierra del Mimbre à la manière de ce que l'on observe près de San Rafael, Coah. (les conditions d'observation sont nettement moins bonnes sur cette coupe du fait de l'abondance des alluvions quaternaires).
- Au front de la Sierra de Parras, le même flysch coahuilense s'enfonce sous la Lutita Parras (mais parfois sous des témoins de flysch parrense décollés sur cette Lutita Parras) affectée, comme le reste de la série secondaire parrense, par les cisaillements chevauchants de l'extrémité de la Sierra de Parras.
- Au coeur de la Vallée de Parras, près de la voie ferrée, un témoin de Formation Cerro del Pueblo (flysch parrense) est conservé en klippe tectonique flottant sur le flysch coahuilense.

Des observations faites selon les trois coupes précédentes : décollement du flysch parrense sur la Lutita Parras quand celle-ci forme encore leur substratum, ou chevauchement de l'arrière de l'unité auxquelles s'ajoute le fait que, de San Jerónimo, Zac.,au front de la Sierra de Parras, flysch parrense et Lutita Parras sont absents, je conclus que le flysch de la Sierra del Mimbre, sommet de la série parrense, a pris de l'avance tectonique par rapport à son substratum originel (la partie de la nappe de Parras correspondant à la Haute-Chaîne). Il chevauche directement le flysch de la Plateforme de Coahuila.

A cause de l'ensevelissement sous les dépôts quaternaires, on ne peut observer le contact tectonique entre flysch parrense de la Sierra del Mimbre et Plateforme de Coahuila (il passerait alors entre le Cerro la Jococa et les Mesas Villareal au Nord de la Lagune de Mayrán). Malgré cet


N
Laguna de Mayrán
C. El Molino
Kdp
A. Cañada Grande
Kdh
C. Alto
Kdp
Kdh
C. Santa Rita
Kdh
SAN LORENZO
C. Sabas
Kdp
S
1500
1000
m
A LA PAILA
SAN FRANCISCO DEL PROGRESO
MOLINO DE BOCAS
STA. ISABEL DE LAS FLORES
SAN LORENZO
A PARRAS
1000
m
1500
NE
Kdp
A. Tinaja de la Vaca
C. Las Arenillas
C. El Picacho
LA SOLEDAD
Kdh
Kdp
Kdh
Kdp
Kdh
SW

handicap important, je pense qu'il est logique de conclure que *le flysch de la Sierra del Mimbre* - lequel occupe très probablement l'ensemble du fond de la Lagune de Mayrán à l'Ouest de La Virgen, Coah. - *est une diverticulation de la nappe de Parras*. Son origine est plus précisément la Haute-Chaîne, le niveau de décollement ayant permis la diverticulation étant la Lutita Parras campanienne.

La partie occidentale de la Vallée de Parras (à l'Ouest de San Rafael, Coah.), qui montre dans son axe des affleurements de flysch pélitique coahuilense, *correspond à une demi-fenêtre*. S'ouvrant à son extrémité ouest largement sur la Plateforme de Coahuila, représentée par la Sierra de la Peña, cette demi-fenêtre est limitée (carte géologique, Fig. I_{3-2} et I_{3-17}) :

- au Sud, par le front du corps de la nappe de Parras ;
- au Nord, par l'arrière de l'unité de flysch de la Sierra del Mimbre, diverticulation de la nappe de Parras.

Quant à la partie orientale de cette même vallée (à l'Est de Parras, Coah.), elle montre la nappe de Parras plongeant son "nez" dans son propre flysch diverticulé (Lomas de San Pablo, Fig. I_{3-15}).

b- *La tectonique du flysch diverticulé de la Sierra del Mimbre.*

A travers la Sierra del Mimbre, quelques belles entailles naturelles nord-sud, permettent d'observer les structures affectant les formations Cerro del Pueblo et Cerro Huerta qui composent le flysch campano-maestrichtien.

C'est d'abord la dépression qu'emprunte la route reliant la localité de la Paila, Coah. (établie sur l'axe routier Torreón-Saltillo) à la ville de Parras, Coah.. Entre San Francisco del Progreso, Coah. et San Lorenzo, Coah., l'observation des affleurement présents de part et d'autre de la route, conduit aux coupes interprétatives telles qu'elles apparaissent sur la Fig. I_{3-18}.

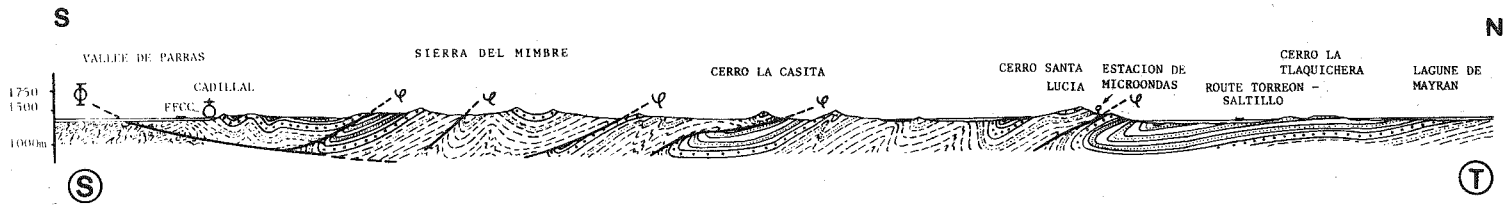
Dans la partie orientale de la sierra, la coupe QR représentée sur la Fig. I_{3-19} se suit, au Sud de Cruz Verde, Coah. le long de l'Arroyo Agua Prieta, et au Nord de cette localité, le long des "arroyos" las Burras et las Iglesias.

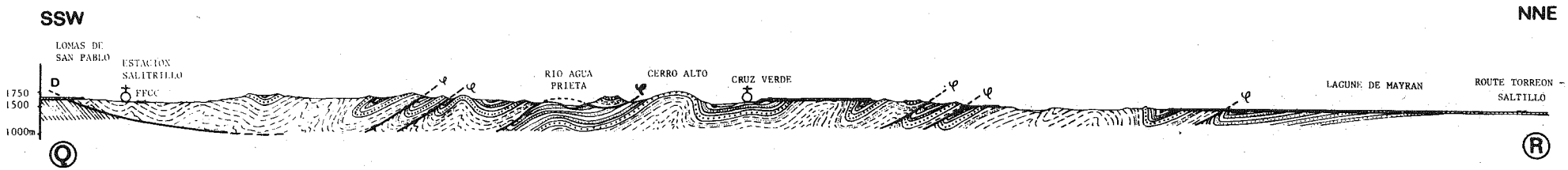
Dans la partie occidentale de la Sierra del Mimbre, la coupe naturelle certainement la meilleure, se suit de Nuevo el Mimbre, Coah. à San Rafael, Coah., le long de l'Arroyo el Mimbre. Les structures qui y sont visibles sont reportées sur la coupe ST de la Fig. I_{3-19}.

Comme le montrent la carte géologique et les quatre coupes des figures I_{3-18} et I_{3-19}, *la tectonique de la Sierra del Mimbre consiste pour l'essentiel, en une succession de plis et d'écailles chevauchantes très allongés et très serrés.*

Généralement les plis ont des largeurs nord-sud variant entre quelques centaines de mètres et un à deux kilomètres ; alors que l'ordre de grandeur de leurs longueurs est la dizaine de kilomètres.

Fig. I_{3-18} : Coupes au travers de la Sierra del Mimbre de part et d'autre de la route La Paila-Parras, Coah.
Kdp: Formation Cerro del Pueblo du Campanien-Maestrichtien ; Kdh: Formation Cerro Huerta du Maestrichtien.


S
N
VALLEE DE PARRAS
SIERRA DEL MIMBRE
CERRO LA CASITA
CERRO SANTA LUCIA
ESTACION DE MICROONDAS
CERRO LA TLAQUICHERA
ROUTE TORREON - SALTILLO
LAGUNE DE MAYRAN
CADILLAL
FFCC
1750
1500
1000m
S
T


SSW
NNE
LOMAS DE SAN PABLO
ESTACION SALITRILLO
FFCC
D
RIO AGUA PRIETA
CERRO ALTO
CRUZ VERDE
LAGUNE DE MAYRAN
ROUTE TORREON - SALTILLO
1750
1500
1000m
Q
R

1
2
3
4
5

A la déformation en *plis serrés*, le plus souvent déversés vers le Nord (dans la partie ouest de la Sierra) ou vers le Nord - Nord-Ouest (dans la partie est), sont associés de nombreux *plis-failles* résultant du laminage et de la rupture des flancs inverses. Les recouvrements tectoniques des écailles ainsi formées sont généralement faibles (quelques centaines de mètres), en rapport avec des enracinements axiaux proches. Parfois, cependant, l'importance des chevauchements apparaît plus grande comme en témoignent :

- l'occlusion pratiquement totale d'un synclinal par le débordement de l'écaille venant sur son flanc sud. Par exemple, au Sud de Cruz Verde (carte géologique et coupe QR de la Fig. I_{3-19}), l'écaille de Formation Cerro del Pueblo, qui chevauche en direction du Cerro Alto, recouvre le synclinal à coeur de Formation Cerro Huerta sur plus de 1500m ;
- des demi-fenêtres, comme celle de la vallée de l'Arroyo del Mimbre, permettant de suivre sur près de 750m le chevauchement de l'écaille du Cerro Malino sur le flysch rouge du synclinal lui succédant au Nord (carte géologique et coupe ST de la Fig. I_{3-19}). D'ailleurs le flanc nord de ce synclinal donne à son tour naissance à une vaste écaille qui forme la crête du Cerro el Molino à l'Ouest de San Francisco del Progreso, Coah. ;
- des petites klippes synclinales, détachées par l'érosion du front des écailles. Le Cerro Alto, à l'Est - Nord-Est de San Rafael, Coah., en est un bon exemple.

Des plissements dysharmoniques et des phénomènes de bourrage sont fréquents dans les structures affectant le flysch de la Sierra del Mimbre. Ils sont présents plus particulièrement dans la partie inférieure de la Formation Cerro del Pueblo, plus pélitique. Fréquemment une *schistosité de fracture* se développe au coeur des plis.

Si la plupart des chevauchements s'enracinent à hauteur d'anticlinaux déversés se relayant axialement, il arrive parfois que *certaines failles inverses butent et se terminent contre des failles transversales verticales*. L'exemple le plus significatif à cet égard est présent quelques kilomètres à l'Ouest de Santa Isabel, Coah. (carte géologique), où trois petites écailles chevauchantes vers le Nord, se terminent vers l'Ouest contre une faille orientée N 140 ; les structures étant, de ce fait, différentes de part et d'autre de la cassure transverse. Ceci semble indiquer que la fracture transverse s'est formée immédiatement avant ou a accompagné la génèse des plis et écailles.

La plupart des failles transverses verticales de la Sierra del Mimbre se groupent en deux familles :

Fig. I_{3-19} : Deux coupes du flysch diverticulé de la Sierra del Mimbre. 1: Formation Lutita Parras du Campanien ; 2: Formation Cerro del Pueblo du Campanien-Maestrichtien ; 3: Formation Cerro Huerta du Maestrichtien ; 4: Flysch pélitique coahuilense du Crétacé supérieur-Paléocène (?) ; 5: Pédiments pleistocènes (Formation Mayrán). : Contacts des écailles chevauchantes du flysch ; Φ: chevauchement majeur à la base de la diverticulation du flysch de la Sierra del Mimbre ; D: trace du décollement du flysch sur la Lutita Parras. Voir emplacements des coupes sur la Fig. I_{3-11}

- la première, la plus importante numériquement dans la région étudiée, possède des directions variant entre N20° et N40° et présente une forte composante décrochante sénestre. Le plus bel exemple est fourni par les dix cassures qui décrochent progressivement vers le Nord-Est de San Isidro, Coah. ;

- la seconde possède des directions variant entre N140° et N160° et présente un jeu décrochant dextre. De beaux exemples sont visibles à l'Est et à l'Ouest de 4 de Marzo, Coah..

Les jeux décrochants de ces deux familles de failles conjuguées sont en accord avec une contrainte maximum orientée pratiquement Nord-Sud. Cette direction est très voisine, sinon identique à celle qui a engendré les plis et les écailles de la Sierra del Mimbre. Il apparaît ainsi que *la plupart des failles verticales décrochantes de la Sierra del Mimbre sont laramiennes*. Comme le sont probablement les quelques failles verticales décrochantes (de mêmes directions et aux mêmes sens de jeux) qui affectent les grands plis de la Haute-Chaîne : failles N30 et N35 recoupant les sierras de Lorenzeña et del Gaban et failles N20 et N160 décalant le coeur jurassique de l'anticlinal couché frontal de la Sierra de Parras, près du Puerto de la Peña. De toute manière, ces failles de la Sierra del Mimbre ont des directions et des jeux décrochants bien marqués que n'ont pas les grandes failles mio-plio-quaternaires limitant les grabens d'effondrement récents. Ces dernières sont d'ailleurs associées à des émissions basaltiques absentes dans la Sierra del Mimbre.

c- *Conclusions.*

Des faits structuraux exposés précédemment, je conclus que *le Bassin de Parras n'a qu'une valeur morphologique*. Le flysch parrense qui le remplit provient de la diverticulation du sommet de la série terrigène la plus distale de la nappe de Parras, au front de celle-ci.

Antérieurement à sa diverticulation laramienne, le flysch constituait le dernier terme de la série mésozoïque parrense de la Haute-Chaîne, où il manque totalement aujourd'hui. Cette diverticulation s'est produite à la suite d'un décollement du flysch sur les niveaux très plastiques et épais de la Lutita Parras campanienne, par glissement gravitaire vers le Nord - Nord-Est sur le front de la nappe de Parras (Fig. I_{3-20}).

La position diverticulée du flysch parrense dans le coeur du Bassin de Parras donne finalement des explications :

1°/ à l'*obliquité des structures de la Sierra del Mimbre* par rapport à celles de même âge de la Sierra de Parras. Ceci est particulièrement visible dans les environs de Parras, Coah., où les plis N120° de la Sierra de Parras recoupent obliquement les structures N 100°E de la Sierra del Mimbre (voir carte géologique);

2°/ à l'*amortissement vers le Nord - Nord-Est de la déformation du flysch diverticulé*. Les structures très serrées (où les écailles chevauchantes sont nombreuses) de la Sierra del Mimbre passent vers le Nord à des plis plus ouverts. Tels, par exemple, les vastes synclinaux à fonds plats, remplis de Formation Cerro Huerta rouge visibles dans les environs de Nuevo el Mimbre, Coah. et au Sud-Est de San Carlos, Coah. (carte géologique). Cet amortissement trouve son explication par un empilement plus important du flysch au pied du relief dont il provient (ici le front de la nappe de Parras, représenté par la Haute-Chaîne). Cependant, on ne peut exclure que la déformation plus forte du flysch dans la partie sud de la diverticulation ne soit pas due en partie au rattrapage et à l'emboutissement de celle-ci par le front de la nappe, à la fin de sa mise en

place. Le fait de trouver, à l'extrémité nord-occidentale de la Sierra de Parras, des paquets de Lutita Parras et de flysch parrense coincés à la base du front de la nappe (Fig. I_{3-17}), fournit un argument à cette seconde interprétation.

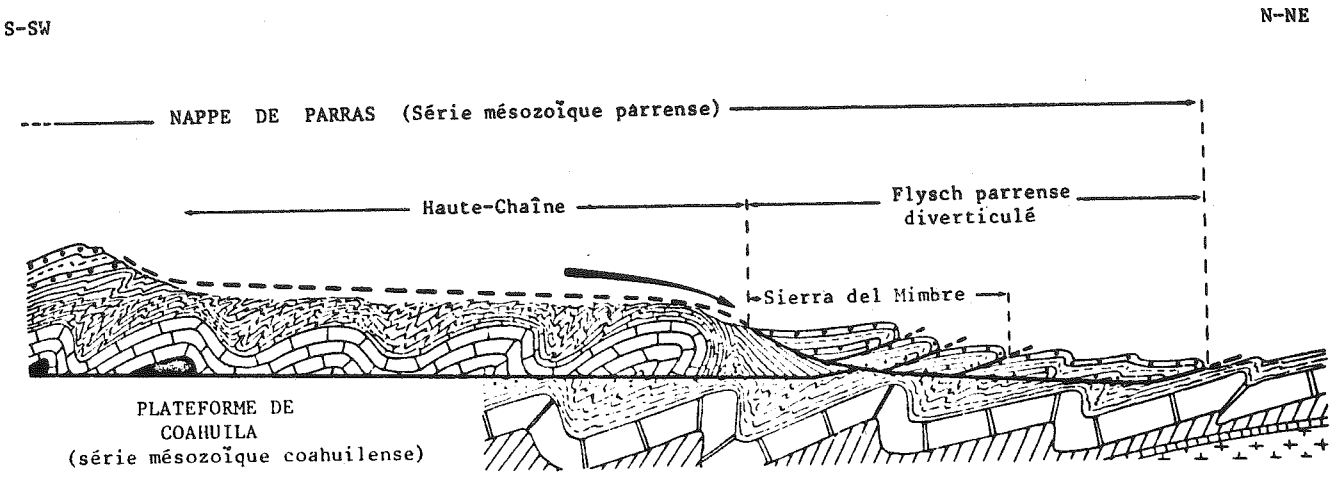


Fig. I_{3-20} : Schéma illustrant la mise en place du flysch du Bassin de Parras par diverticulation du flysch de la Haute-Chaîne. L'amortissement de la déformation du flysch diverticulé a été schématisé ; la partie sud la plus tectonisée de la diverticulation affleure aujourd'hui dans le Sierra del Mimbre.

3°/ à l'*apparence de synclinorium (Sinclinorio de Parras ; Z. de Cserna, 1956) que revêt le Bassin de Parras*. Celle-ci résulte de la présence du Crétacé terminal représenté par le flysch de la Sierra del Mimbre entre deux régions qui en sont dépourvues : la Plateforme de Coahuila au Nord et la Haute-Chaîne au Sud. Cependant, les causes de cette absence sont différentes. L'érosion explique que seules quelques buttes témoins de Cénomano-Turonien soient conservées sur la plateforme calcaire au Nord de la Lagune de Mayrán ; tandis que la dénudation tectonique par diverticulation du flysch est à l'origine du départ de celui-ci de la Haute-Chaîne, lors de la mise en place de la nappe de Parras.

V. LE DEBORDEMENT SENESTRE DU FRONT DE LA NAPPE DE PARRAS AU PUERTO DE LA PEÑA.

Si l'on recherche vers l'Ouest la prolongation du front de la nappe de Parras, on retrouve celui-ci, non pas à une latitude comparable à celle du flanc nord de la Sierra de Parras (c'est-à-dire, par exemple, sur la retombée sud de la Sierra de la Peña), mais plus de vingt kilomètres en retrait au Sud-Ouest, près de Viesca, Coah. (fig. I_{3-21}).

Dans cette région, les travaux de J. Martinez R. (1976) ont montré que les grandes sierras, situées au Sud de Viesca, Coah., possè-

dent une série mésozoïque de type parrense. Elles chevauchent en direction du Nord la petite Sierra de la Sauceda (Fig. I_{3-22}), laquelle présente une série stratigraphique (Caliza Aurora albo-cénomanienne, Formation Indidura du Crétacé supérieur) permettant de la rattacher à la Plateforme de Coahuila.

Le problème se pose donc de savoir si : le débordement du front de la nappe de Parras est une simple conséquence de l'érosion (dans ce cas, une érosion plus importante à l'Ouest du Puerto de la Peña aurait dégagé un front de Viesca en retrait par rapport à celui de la Sierra de Parras moins affecté) ; ou, au contraire, le débordement du Puerto de la Peña a une origine structurale. En bref, il est nécessaire de savoir si, à la faveur d'une grande structure fortement oblique par rapport à son front, la nappe de Parras s'est avancée sur la Plateforme de Coahuila davantage à l'Est du Puerto de la Peña qu'à l'Ouest.

De nombreux arguments vont dans le sens de cette dernière interprétation. Ils sont d'ordre stratigraphique et tectonique .

a- *Mise en évidence d'un accident décrochant sénestre, responsable du débordement du Puerto de la Peña.*

1- *Les arguments stratigraphiques.*

Dans la seconde partie de cette étude, j'ai montré que les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, appartenant à la nappe de Parras, subissaient des variations de faciès du Nord vers le Sud en fonction d'apports détritiques provenant de la Plateforme de Coahuila alors émergée.

C'est ainsi que selon un transect nord-sud passant par la Sierra de Parras, les faciès détritiques gréseux du Jurassique supérieur-Néocomien sont présents dans la Sierra de Parras (sur une largeur actuelle d'une vingtaine de kilomètres), alors que les formations de même âge qui affleurent dans les sierras situées plus au Sud (et en particulier la Sierra del Oratorio) en sont dépourvues.

En fonction de cette distribution, les formations du Jurassique supérieur et du Néocomien des sierras au Sud de Viesca, Coah., situées à la latitude de la Sierra del Oratorio, devraient être logiquement dépourvues de ces apports détritiques. Or il n'en est rien.

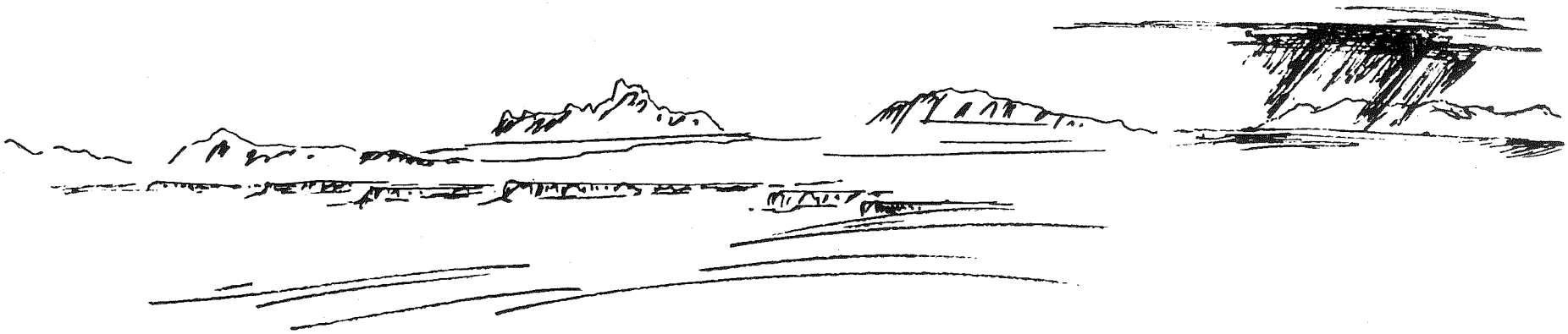
R.W. Imlay (1938) fut le premier à reconnaître les similitudes frappantes existant entre le Jurassique supérieur-Néocomien des sierras au Sud de Viesca, Coah. (Sierra de la Cadena, Sierra de Presitas, Sierra del Manco et Sierra de 3 Flores) et celui de la Sierra de Parras.

Comme dans la Sierra de Parras :

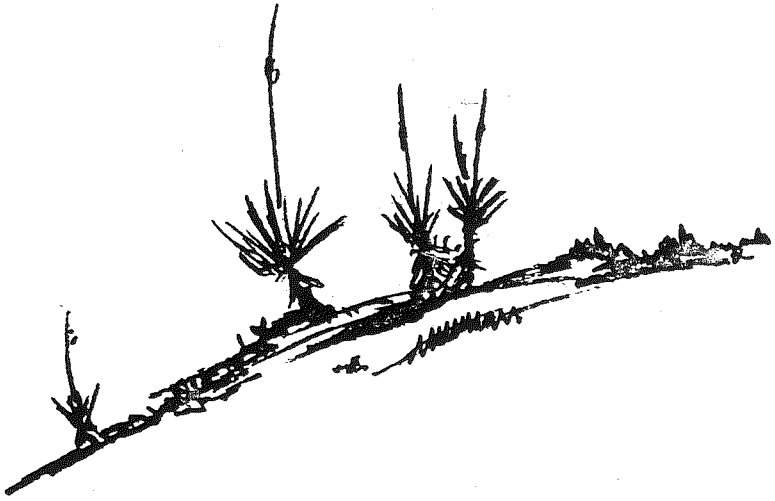
- l'*Oxfordien* constituant les coeurs anticlinaux, d'épaisseur supérieure à 580m, comprend, à la base plus de 430m de calcaires gris sombre à nodules de silex, au sommet 150m de grès gris ou gris jaunâtre, en gros bancs, dans lesquels quelques niveaux calcaires sont intercalés : il s'agit de la *Formation La Gloria* ;

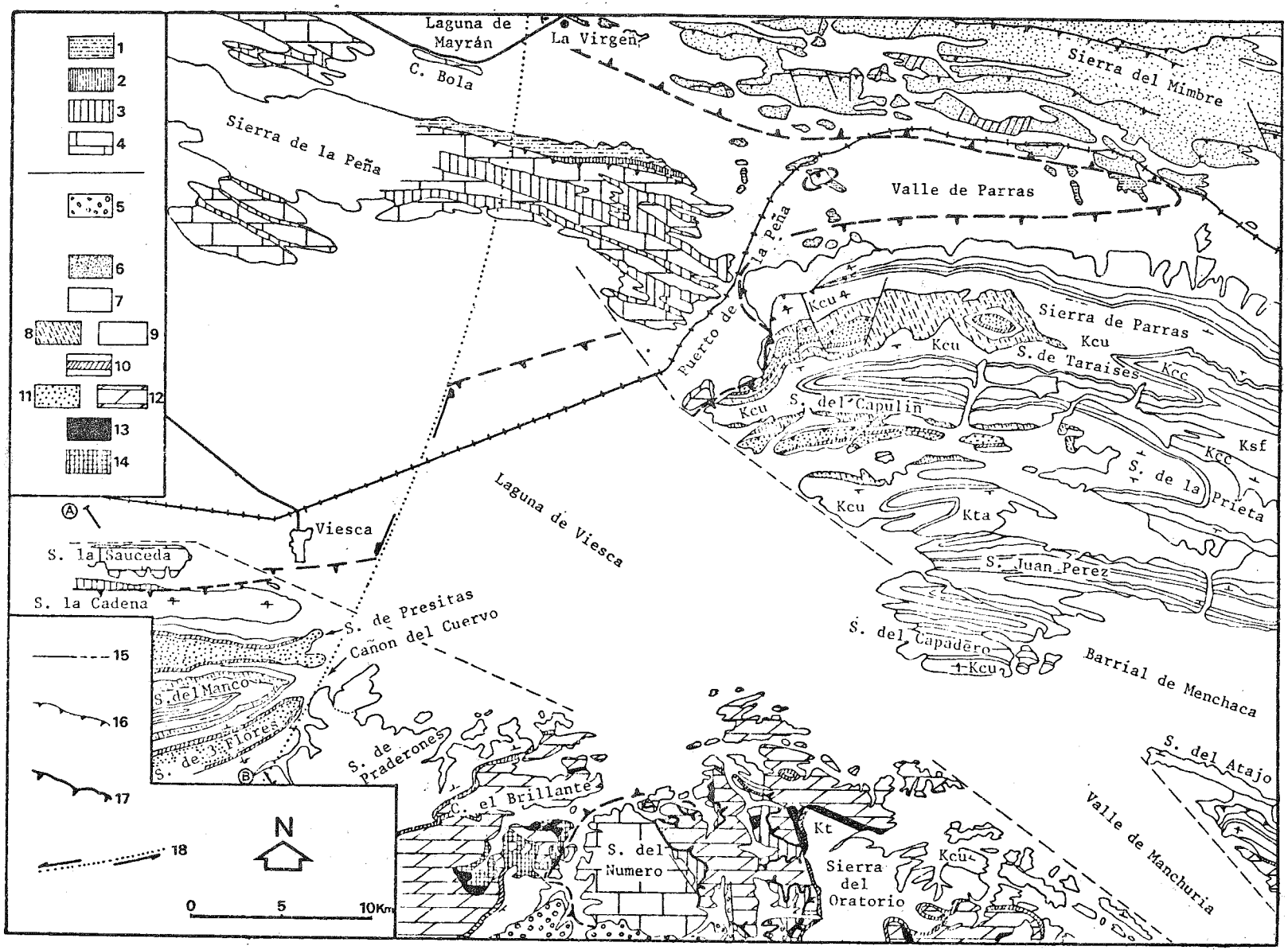
- *Le Kimméridgien-Portlandien* comprend, sur 72m d'épaisseur, une alternance de grès gris sombre, de calcaires noduleux plus ou moins argileux, de lutites gréseuses renfermant des niveaux de gypses ; on y reconnaît la *Formation la Casita* ;

- *Le Berriasien-Hauterivien*, épais de 144m, comprend un membre



Paisajes norteños....




1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
Laguna de Mayrán
La Virgen
C. Bola
Sierra del Mimbre
Sierra de la Peña
Valle de Parras
Puerto de la Peña
Kcu
Sierra de Parras
S. de Taraises
Kcc
S. del Capulín
Ksf
S. de la Prieta
Kta
Viesca
Laguna de Viesca
S. la Sauceda
S. la Cadena
S. de Presitas
Cañon del Cuervo
S. Juan Perez
S. del Capadero
Barrial de Menchaca
S. del Manco
S. de Flores
S. de Praderones
S. del Atajo
C. el Brillante
S. del Numero
Kt
Sierra del Oratorio
Valle de Manchuria
N
0
5
10Km

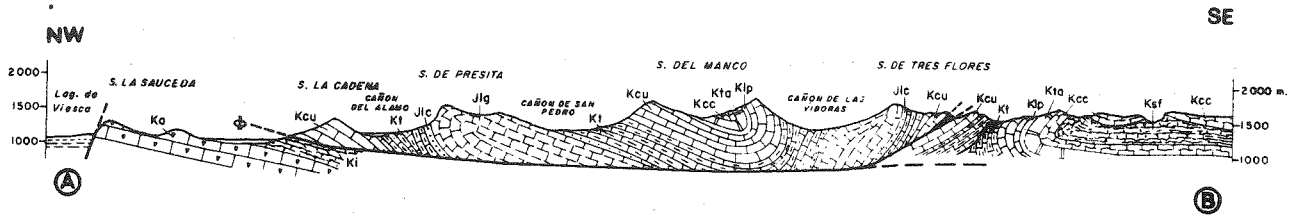


Fig. I_{3-22} : Coupe des sierras situées au Sud de Viesca, Coah. selon J. Martinez R. (1976).

On distingue : l'autochtone de la Sierra de la Sauceda comprenant, Ka: Albien-Cénomanien (Caliza Aurora) et Ki: Cénomanien-Campanien (F. Indidura) ; et l'allochtone parrense avec : Jlg: Oxfordien (F. La Gloria) ; Jlc: Kimméridgien-Portlandien (F. La Casita) ; Kt: Berriasien-Barrémien (F. Taraises et F. Las Vigas non distinguées) ; Kcu: Barrémien-Aptien (Caliza Cupido) ; Klp: Aptien supérieur (F. La Peña) ; Kta: Albien (F. Tamaulipas) ; Kcc: Albien-Cénomanien (F. Cuesta del Cura) ; Ksf: Cénomanien-Campanien (F. San Felipe). On notera la similitude entre le style tectonique des plis de l'allochtone parrense formant la suite des quatre sierras et celui de l'extrémité nord-ouest de la Sierra de Parras, tel qu'il apparaît sur la Fig. I_{3-5}. En particulier, le même cisaillement basal affecte au front de la nappe la Formation Cupido renversée. La complexité de la structure apparaissant au Sud-Est de la Sierra de Tres Flores correspond probablement au passage du décrochement sénestre du Cañon del Cuervo.

Fig. I_{3-21} : Carte structurale montrant le débordement de la nappe de Parras au Puerto de la Peña.

1 à 4: Série mésozoïque coahuilense autochtone comprenant 1: flysch pélitique du Campanien-Paléocène (?) ; 2: lutites campaniennes ; 3: Cénomanien supérieur-Campanien (F. Indidura) ; 4: Albien-Cénomanien (Caliza Aurora) ; 5: Eocène-Oligocène (?) (F. Ahuichila) ; 6 à 13: série mésozoïque parrense allochtone comprenant 6: Campanien-Maestrichtien (flysch diverticulé de la Sierra del Mimbre) ; 7: formations du Barrémien-Campanien (Kcu: Caliza Cupido ; Kcc: Caliza Cuesta del Cura ; Ksf: F. San Felipe) ; 8: Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur (F. Las Vigas) ; 9: F. Taraises (Kt) du Berriasien-Hauterivien ou du Berriasien-Barrémien lorsqu'elle inclut les couches équivalentes à la F. Las Vigas au Sud de la Sierra de Parras ; 10: Kimméridgien-Portlandien (F. La Casita ou F. La Caja) ; 11: Oxfordien (F. La Gloria) ; 12: Oxfordien (Caliza Zuloaga) ; 13: gypses oxfordiens ; 14: socle participant à la nappe de Parras ; 15: failles ; 16; chevauchements de faibles portées ; 17: contact de base de la nappe de Parras ; 18: trace du décrochement sénestre affectant uniquement la nappe de Parras. AB: emplacement de la coupe représentée sur la Fig. I_{3-22}.

inférieur de 69m d'épaisseur, fait de calcaires gris sombre en couches épaisses, dans lesquelles quelques lentilles gréseuses sont intercalées et un membre supérieur, moins résistant, montrant sur 75m d'épaisseur une alternance régulière de calcaires argileux et de lutites ; il s'agit de la *Formation Taraises* ;

- *l'Hauterivien supérieur-Barrémien*, de 180m d'épaisseur, montre une alternance de calcaires argileux gris clair et de lutites dont la coloration varie du gris au rose. Moins gréseuse que dans la Sierra de Parras, on reconnaît cependant sous ce faciès la *Formation Las Vigas*.

Par différence, les faciès détritiques de l'Oxfordien-Barrémien sont pratiquement absents dans les sierras situées à l'Ouest du Cañon del Cuervo : Sierra de Praderones, Cerro el Brillante, Sierra del Oratorio (Fig. I_{3-21}). Dans ces sierras : l'Oxfordien est représenté par les calcaires à Nérinées de la Formation Zuloaga ; le Kimméridgien-Portlandien possède le faciès La Caja ; la Formation Taraises du Berriasien-Hauterivien est pratiquement dépourvue d'apports gréseux et l'Hauterivien supérieur-Barrémien sous faciès calcaire à silex est inclus dans la Formation Cupido.

Entre les séries mésozoïques formant les sierras situées au Sud de Viesca, Coah. d'une part et la Sierra de Praderones d'autre part, aucun passage de faciès n'est visible. Les faciès apparaissent brusquement différents de part et d'autre du Cañon del Cuervo : à l'Ouest du canyon les formations du Jurassique supérieur-Néocomien sont les mêmes que celles affleurant dans la partie de la Sierra de Parras située à l'Est immédiat du Puerto de la Peña ; à l'Est du Cañon del Cuervo, les formations de même âge ont des faciès beaucoup moins détritiques, d'origine plus distale, tout à fait identiques à ceux des sierras de l'Oratorio et de San Francisco.

De cette répartition géographique des faciès ressort ainsi la *nécessité de faire passer par le Canon del Cuervo un accident transverse sénestre*, responsable de l'avancée relative vers le Nord - Nord-Est du compartiment oriental de la nappe de Parras. Ainsi s'entendrait le fait que le front de Viesca de la nappe de Parras se retrouve, avec les mêmes caractéristiques stratigraphiques, avancé de plus de 20 kilomètres, au débouché nord du Puerto de la Peña.

2- Les arguments tectoniques.

L'accident étant situé en dehors de la région cartographiée, je n'ai pas recherché la trace directe de celui-ci. Encore que des indices très nets, présents dans la partie sud du Cañon del Cuervo, aient pu être relevés (Fig. I_{3-22}).

Je ne rapporterai donc que les arguments structuraux indirects qui témoignent de la présence d'une telle structure décrochante.

La disposition des axes des plis laramiens entre Viesca, Coah. et Parras, Coah. est très significative à cet égard. Comme il est représenté sur la Fig. I_{3-21}, le dispositif structural laramien est tel que :

- les plis qui affectent la couverture coahuilense de la Sierra de la Peña (c'est-à-dire de l'autochtone relatif), conservent sur toute leur longueur une direction axiale variant très peu entre N110° et N120°E ;
- les plis qui affectent la couverture parrense de la nappe de Parras présentent des axes aux courbures bien marquées. A l'Ouest de l'accident présumé passant par le Cañon del Cuervo, les axes des anticlinaux

formant les sierras de 3 Flores et de Presitas sont incurvés de telle manière que les convexités sont tournées vers le Sud-Est. En revanche, à l'Est du Cañon del Cuervo et à l'Est du Puerto de la Peña, les plis ont tous des axes courbes dont les convexités sont tournées vers le Nord - Nord-Ouest. Ainsi en est-il des grands plis déversés (passant parfois à des accidents chevauchants vers le Nord-Ouest) de la partie nord de la Sierra de Parras, dont les axes passent progressivement, en tournant, de la direction N70°E (près du Puerto de la Peña) à la direction N120°E (au Sud de Parras, Coah.). Cette convexité dirigée vers le Nord - Nord-Ouest se retrouve au Sud de la Lagune de Viesca, où l'anticlinal d'axe N70°E du Cerro Brillante se prolonge probablement vers l'Est dans l'anticlinal d'axe N120°E de la Sierra de San Francisco (Fig. I_{3-11}). Encore que dans ce dernier cas, part doit être faite de la déformation des axes laramiens engendrée tardivement par le pli de fond situé à l'emplacement de la Fenêtre del Número (cf. infra).

Le dispositif général des plis laramiens marqués dans la couverture parrense de la nappe de Parras, entre Parras, Coah. et Viesca, Coah., est donc celui de *grands plis en échelons* compatibles avec l'existence d'un mouvement cisaillant sénestre, d'orientation Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest. A cause certainement du jeu latéral sénestre trop important de cet accident, la couverture a été cisaillée ; si bien que les plis butent contre le décrochement de la couverture, comme cela est le cas dans le Cañon del Cuervo.

Compte tenu des remarques que j'ai faites précédemment (elles concernent la participation très probable du socle à la nappe de Parras), je pense que le décrochement sénestre présent dans la couverture parrense a pour origine probable un cisaillement décrochant affectant le socle de la nappe.

b- *Emplacement géographique et âge du décrochement.*

Le développement considérable des dépressions récentes (lagunes de Viesca et de Mayrán) ne permet pas de suivre ni de situer précisément la trace du décrochement sénestre responsable du débordement de la nappe de Parras au Puerto de la Peña.

La recherche de cette trace doit cependant être guidée par les faits suivants :

- l'accident passe par le Cañon del Cuervo où les formations de même âge, présentes de part et d'autre, ont des faciès clairement différents (cf. supra) ;
- l'accident passe à l'Ouest du front d'érosion de la nappe de Parras, lequel forme le côté est du Puerto de la Peña ;
- en accord avec la disposition des plis en échelons qu'il a engendrésdans la série parrense, la direction de l'accident est Nord - Nord -Est - Sud - Sud-Ouest ;
- la limite occidentale du flysch parrense diverticulé de la Sierra del Mimbre, dont l'origine est le compartiment le plus avancé de la nappe, est probablement située sur le prolongement de l'accident.

En fonction de ces arguments d'ordres différents, je pense que l'accident décrochant sénestre, à l'origine du débordement de la nappe de Parras au Puerto de la Peña, possède une trace passant par le Cañon del Cuervo et la localité de la Virgen, Coah. (Fig. I_{3-21}).

La disposition en échelon des plis sur cette ligne est étroitement liée au fonctionnement de l'accident décrochant sénestre. Aucun indice ne permet de dissocier l'âge des plis en échelons de celui des grands plis orientés N110°E de la Haute-Chaîne, auxquels ils passent en continuité. *Plissement laramien et jeu décrochant sénestre de l'accident sont donc synchrones.*

D'ailleurs, sur la retombée sud des sierras de Praderones et de Jimulco, la molasse cénozoïque (Formation Ahuichila) repose en discordance angulaire sur les plis laramiens et n'est pas affectée par le décrochement.

Mise en place de la nappe, plissement de la couverture parrense, décrochement sénestre à l'origine du débordement du Puerto de la Peña et de la disposition en échelons des plis dans son voisinage, toutes ces déformations ont pour origine commune la phase laramienne.

A l'échelle de la région étudiée, la direction N20°E de la trace du décrochement sénestre donne finalement la direction de la contrainte laramienne majeure.

E. L'AGE DE LA PHASE LARAMIENNE DANS LE SECTEUR TRANSVERSE DE PARRAS.

Le problème de la datation exacte de la phase laramienne est délicat. Du Nord du Mexique à l'Etat du Montana, en passant par la région de Laramie, Wyoming, les auteurs se heurtent à une difficulté majeure. Celle-ci est liée à l'existence de formations continentales mal datées au toit et parfois également au mur de la discordance angulaire correspondante.

De ce fait, on a situé la phase laramienne à la limite Crétacé-Tertiaire, en ayant tout d'abord tendance à la placer dans le Crétacé terminal. Puis, prenant comme référence les nombreuses datations radiochronologiques des plutons mis en place à la limite Crétacé-Tertiaire dans l'Ouest du Continent Nord Américain, on a élargi la plage des temps laramiens. Cette plage est devenue si étendue que de nombreux auteurs abandonnent la notion de phase laramienne et lui substituent celle d'orogénèse laramienne dont les effets se manifestent entre 80 et 40 MA, c'est-à-dire du Sénonien à l'Eocène inclus (J. Carrillo-Bravo, 1961 ; R.I. Armstrong, 1968 et 1974 ; P.J. Coney, 1976). Faisant cela, ils englobent dans l'orogénèse laramienne plusieurs phases tectoniques aux styles, aux âges et aux significations géodynamiques différentes.

J'ai donc cherché dans la région étudiée à préciser l'âge de la discordance majeure située à la base de la Formation Ahuichila. Tous les auteurs s'accordent pour y voir la marque de la déformation laramienne, appelée parfois au Mexique *orogenèse hidalgoane* (E.J. Guzman et Z. de Cserna, 1963 ; Z. de Cserna, 1970).

La phase laramienne est antérieure au dépôt de la Formation Ahuichila ou des premières émissions volcaniques de la Sierra Madre Occidentale qui reposent partout en discordance angulaire sur les structures plissées ou chevauchantes d'orientation Nord-Nord-Ouest-Sud-Sud-Est.

L'âge de la Formation Ahuichila est très mal connu. Comme je l'ai mentionné dans la deuxième partie de ce livre, on l'attribue à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur, âge des conglomérats rouges discor-

dants de Guanajuato, Gto., lesquels ont fourni des restes de vertébrés terrestres (C. Fries et col., 1955).

Les coulées andésitiques présentes à la base de la Sierra Madre Occidentale, et dont les témoins sont conservés au Sud-Ouest de Camacho, Zac., ont été datées 52 MA (Yprésien moyen) entre Durango, Dgo. et Mazatlan, Sin. (F.W. McDowell et R.P. Keizer, 1977).
Dur. et Mazatlan, Sin. (F.W. McDowell et R.P. Keizer, 1977).

La phase laramienne est postérieure aux formations les plus récentes qu'elle affecte, et en particulier aux couches les plus jeunes des flyschs de la Sierra Madre Orientale.

Dans la région étudiée, les niveaux les plus récents que j'ai rencontrés appartiennent au flysch pélitique coahuilense qui affleure au pied nord de la Sierra de la Peña. J'y ai trouvé des microfaunes caractéristiques du Maestrichtien terminal et des formes de Globigérines suggérant la présence du Paléocène (cf. deuxième partie).

Dans la Sierra del Mimbre, les derniers niveaux du flysch parrense, conservés aux coeurs des synclinaux, appartiennent à la formation rouge Cerro Huerta. Ils sont d'âge maestrichtien. Par contre, plus à l'Est, entre Saltillo, Coah. et Monclova, Coah., la même unité de flysch (il s'agit de la prolongation orientale de la Sierra del Mimbre) renferme des formations plus récentes. La plus élevée stratigraphiquement, connue sous le nom de Formation Rancho Nuevo a fourni deux genres de Nautiles rapportés au Danien (R.E. Murray et col., 1959). Les lutites que j'ai récoltées dans cette formation, le long de la route Saltillo-Monclova, ont fourni après lavage une association à *Subbotina pseudobulloïdes* (Plum.), *Subbotina triloculinoïdes* (Plum.), *Truncatulina alleni* (Plum.) du Montien (G. Glaçon, communication orale).

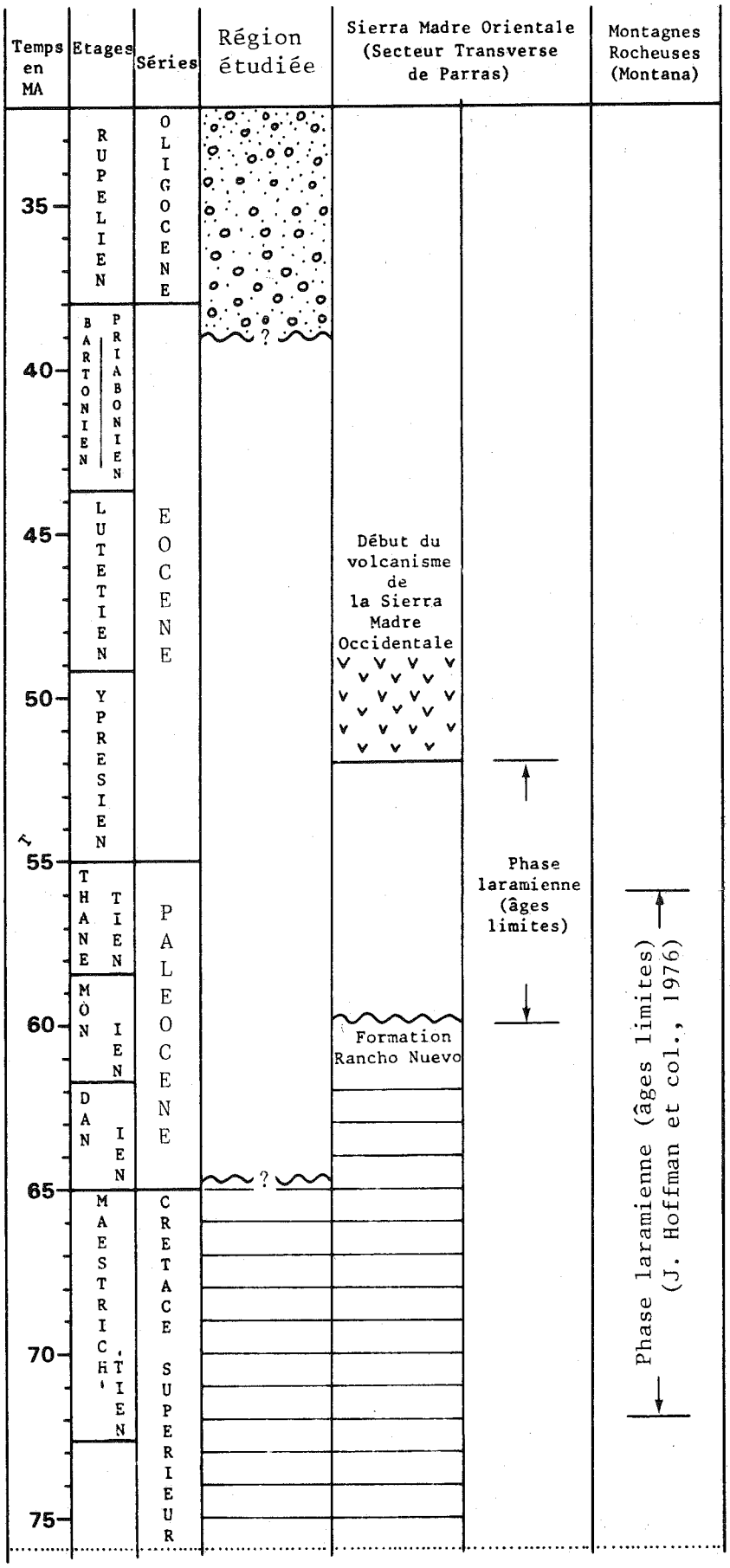
Dans le Secteur Transverse de Parras la phase laramienne s'est manifestée entre le Montien et l'Yprésien moyen (entre 52 et 60 MA).

Cette fourchette de temps est tout à fait comparable à celle obtenue par J. Hoffman et col. (1976) au front des Montagnes Rocheuses dans l'Etat du Montana, à l'endroit où les directions canadiennes Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est passent aux directions également transverses (Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est à Nord-Ouest - Sud-Est) du Wyoming. En datant par la méthode K/Ar le léger métamorphisme qui affecte les minéraux argileux de la série crétacée prise dans les chevauchements laramiens, ces auteurs situent la phase laramienne entre 72 MA (Maestrichtien) et 56 MA (Thanetien).

F. CONCLUSION SUR LA TECTONIQUE LARAMIENNE.

La déformation laramienne du Paléocène supérieur-Eocène basal, marquée sur le terrain par la discordance angulaire majeure anté-Formation Ahuichila est fondamentale.

Tout d'abord elle est à l'origine de la mise en place de la nappe de Parras, c'est-à-dire du charriage de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut Plateau Central sur la Plateforme de Coahuila. Le raccourcissement, certainement très largement supérieur à 40 km (distance actuelle séparant le front de la Sierra de Parras, de la retombée sud de la fenêtre del Número), est tel que le socle est impliqué dans le charriage.


Temps en MA
Etages
Séries
Région étudiée
Sierra Madre Orientale (Secteur Transverse de Parras)
Montagnes Rocheuses (Montana)
35
40
45
50
55
60
65
70
75
RUPELIEN
OLIGOCENE
BARTONIEN
PRIABONIEN
LUTETIEN
YPRESIEN
EOCENE
THANETIEN
MONTIEN
DANIEN
PALEOCENE
MAESTRICHTIEN
CRETACE SUPERIEUR
Début du volcanisme de la Sierra Madre Occidentale
Formation Rancho Nuevo
Phase laramienne (âges limites)
Phase laramienne (âges limites) (J. Hoffman et col., 1976)

Les couvertures sédimentaires, coahuilense de l'autochtone et parrense de la nappe de Parras, sont plissées au-dessus de leurs socles respectifs selon un magnifique style jurassien. Ceci, à cause de l'existence des niveaux de décollement fondamentaux que sont : le gypse oxfordien dans la nappe de Parras, la Formation Cuchillo supérieure à niveaux de gypse de l'Albien sur la Plateforme de Coahuila. L'alternance de formations plus ou moins compétentes, dans l'une ou l'autre des couvertures est à l'origine de nombreux plissements disharmoniques et de la grande diverticulation du flysch de la Haute-Chaîne en avant du front de la nappe de Parras.

Dans l'autochtone comme dans l'allochtone, la direction laramienne fondamentale des structures plissées varie entre N110°E et N120°E. Dans la seule nappe de Parras, cette direction est perturbée par le jeu décrochant sénestre de l'accident Cañon del Cuervo - La Virgen, sur lequel les plis laramiens sont disposés en échelons.

Le retrait du front de la nappe de Parras est estimé à une vingtaine de kilomètres, à l'Ouest de l'accident Cañon del Cuervo - La Virgen. Celui-ci contribue donc certainement à l'enracinement vers l'Ouest de la nappe.

La direction locale de la contrainte majeure laramienne est donnée par la direction N20°E de l'accident décrochant. Cette direction est bien perpendiculaire à la direction générale des plis laramiens de toute la région quand ils ne sont pas perturbés par l'accident cassant lui-même (ils sont alors déposés en échelons sur celui-ci) ou par les déformations ultérieures.

La molasse continentale qui scelle la déformation laramienne n'est que faiblement déformée par les effets de la compression tardive miocène (cf. infra). Si bien que les principales structures de la Sierra Madre Orientale résultent pour l'essentiel de la seule phase laramienne. Le Secteur Transverse de Parras apparaît ainsi comme un lieu privilégié où peuvent être étudiées dans de bonnes conditions les diverses structures (plis, décrochements, chevauchements, nappe, ...) résultant d'une seule grande phase tectonique compressive.

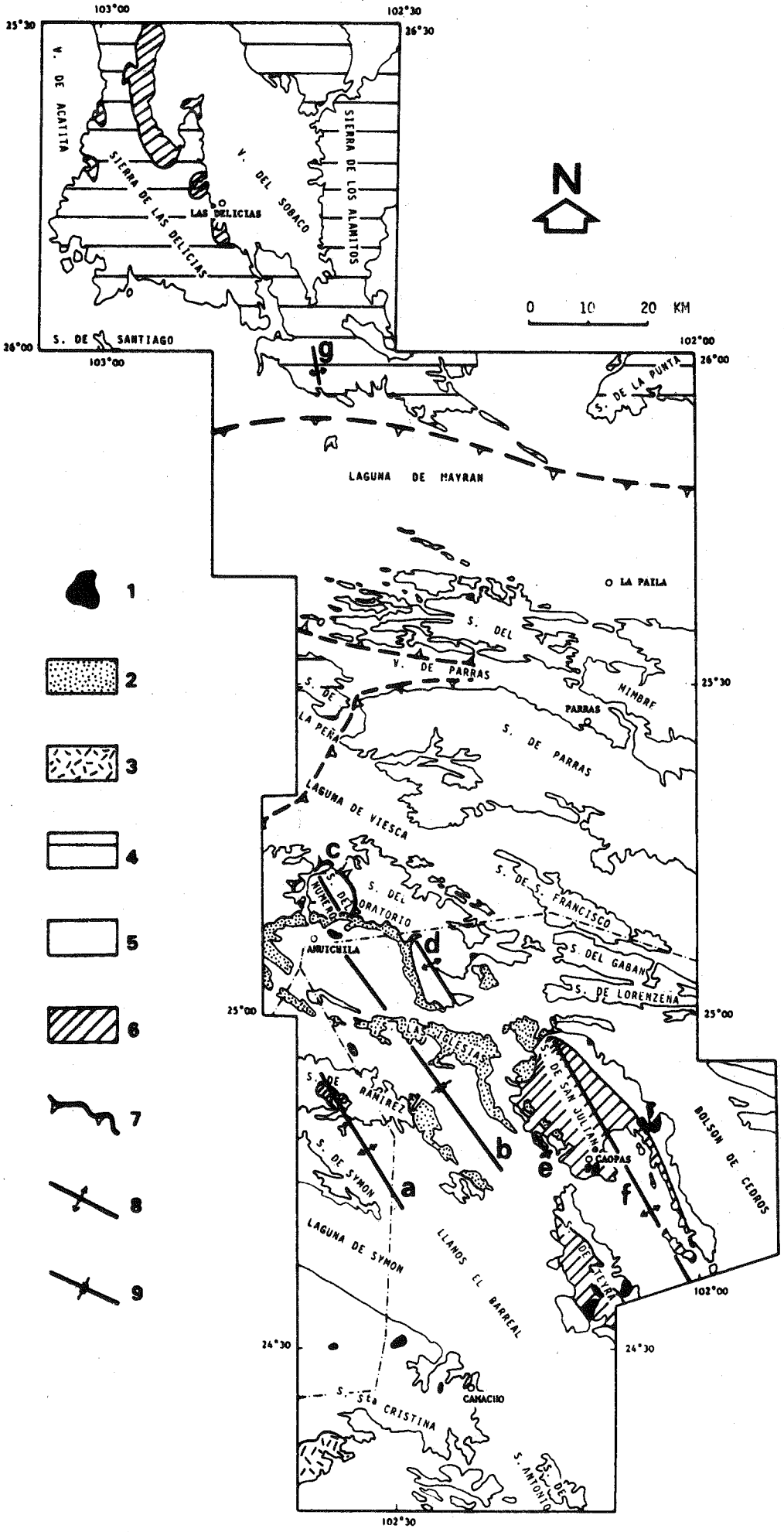
Je signale enfin qu'aucune manifestation magmatique liée à la déformation laramienne n'a pu être reconnue dans la région étudiée. Tous les plutons de granitoïdes que l'on y rencontre sont plus récents. Ils sont immédiatement postérieurs à la déformation tardive miocène.

CHAPITRE VI : LA TECTONIQUE ET LE PLUTONISME TARDIFS.

Postérieurement à la déformation laramienne, le domaine désormais émergé est soumis à l'érosion durant l'Eocène, l'Oligocène et pro-

---

Fig. I_{3-23} : Tableau où est résumée l'argumentation employée pour dater la phase laramienne dans le Secteur Transverse de Parras. L'échelle des temps est celle de J.L. LaBrecque et col. (1977).


103°00
102°30
25°30
26°30
V. DE ACATITA
SIERRA DE LAS DELICIAS
LAS DELICIAS
V. DEL SOBACO
SIERRA DE LOS ALAMITOS
N
0 10 20 KM
S. DE SANTIAGO
26°00
103°00
102°00
S. DE LA PUNTA
LAGUNA DE MAYRAN
1
2
3
4
5
6
7
8
9
LA PAILA
S. DEL
V. DE PARRAS
MIMBRE
PARRAS
S. DE LA PEÑA
S. DE PARRAS
LAGUNA DE VIESCA
S. DE S. FRANCISCO
S. DEL ORATORIO
S. DEL GABAN
S. DE LORENZENA
ARTEAGA
S. DE RAMIREZ
S. DE SYMON
LAGUNA DE SYMON
LLANOS EL BARREAL
S. DE SAN JULIANO
CAOPAS
BOLSON DE CEDROS
S. DE TIEVA
CAMACHO
S. STA CRISTINA
S. DE S. ANTONIO
a
b
c
d
e
f
g

bablement le Miocène inférieur. Les produits de cette érosion se déposent sous forme de molasses continentales (Formation Ahuichila) dans des dépressions endoreïques subsidentes. A la même époque, un important volcanisme andésito-ignimbritique se manifeste, immédiatement à l'Ouest de la région étudiée où il édifie la Sierra Madre Occidentale.

Molasses continentales et séries volcaniques de l'Eocène-Miocène inférieur sont affectées de plis tardifs, dont les caractéristiques sont totalement différentes de celles des plis laramiens, comme je vais le montrer.

A. LES PLIS DE FOND TARDIFS (Fig. I3-24)

J'étudierai d'abord deux exemples significatifs de ces structures, afin de dégager les principales caractéristiques de la déformation qui les a engendrées. Je signalerai ensuite, rapidement, les principaux plis tardifs, identifiables entre Camacho, Zac. et Las Delicias, Coah..

I. ETUDE DE DEUX EXEMPLES.

a- Le repli anticlinal d'Apizolaya (Fig. I3-25)

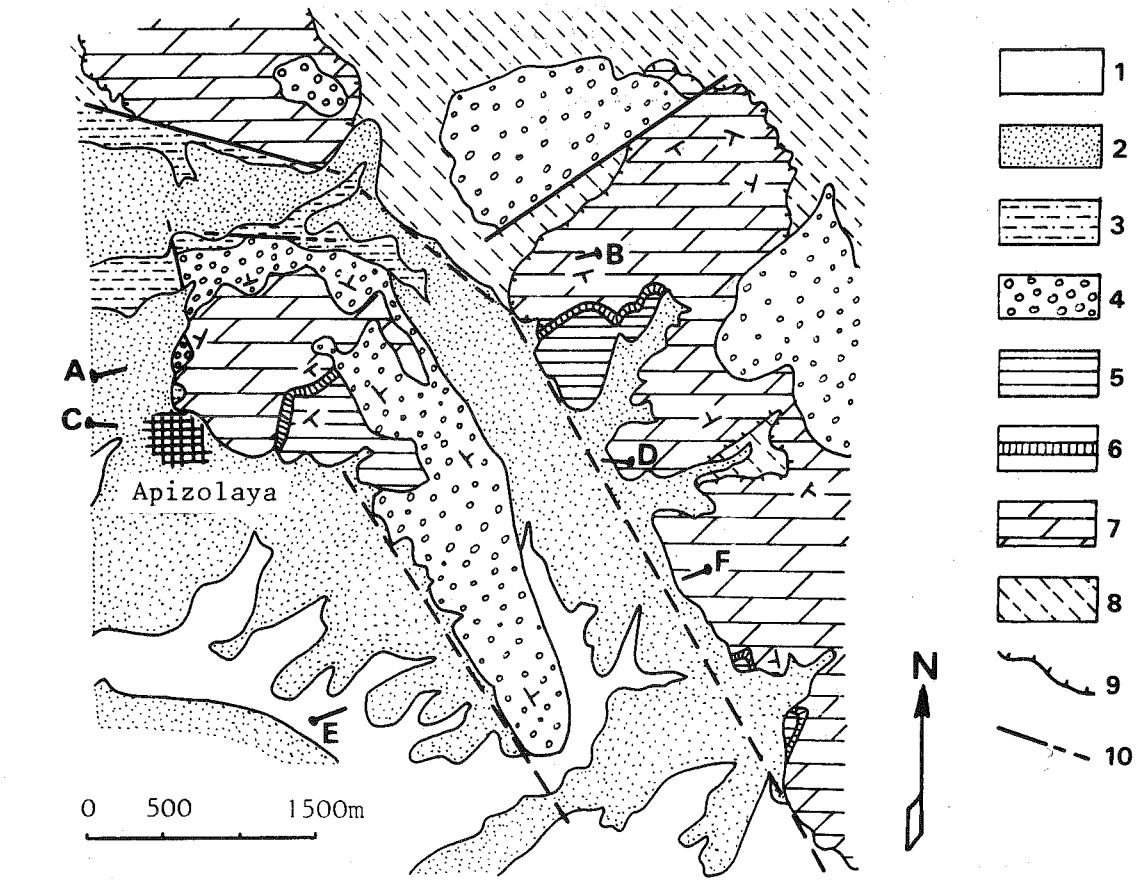
Par sa taille réduite et par l'ensemble des faits stratigraphiques et structuraux qu'il permet d'observer, l'anticlinal qui se dresse à l'Est d'Apizolaya, Zac., est certainement l'exemple le plus démonstratif des structures issues de la dernière grande déformation en compression.

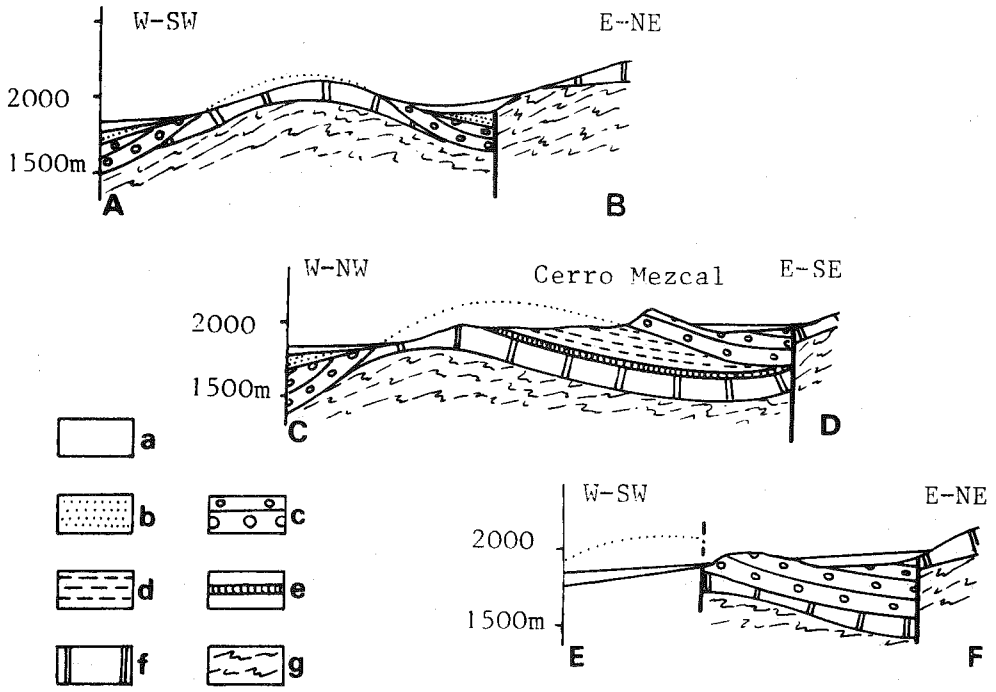
L'anticlinal d'Apizolaya est long de 4 kilomètres. Sa largeur maximum (750m) est atteinte au Nord-Est du village d'Apizolaya, Zac.. Dans sa partie sud, une faille directionnelle normale, récente, affecte le pli selon son axe ; il ne reste alors que le flanc anticlinal nord-est du compartiment soulevé.

Cet anticlinal affecte deux ensembles stratigraphiques :

- un ensemble inférieur comprenant la Caliza Zuloaga supérieure oxfordienne, la Formation La Caja du Kimméridgien-Portlandien et la Formation Taraises du Berriasien-Hauterivien. Il s'agit de la base de la série mésozoïque parrense. Toutes les couches présentent la même direction N60°E, et des pendages dirigés vers le Sud-Est. La première déformation de cet ensemble mésozoïque est antérieure à la Formation Ahuichila tertiaire qui, discordante angulairement, ne possède pas cette direction :

Fig. I3-24 : Situation des grands plis de fond et des plutons miocènes. 1: plutons post-plissement miocène ; 2: molasse continentale (F. Ahuichila) ; 3: andésites ; 4: couverture sédimentaire coahuilense ; 5: couverture sédimentaire parrense ; 6: socle pre-Jurassique ; 7: chevauchement de la nappe de Parras ; 8: méga-anticlinal ; 9: méga-synclinal ; a: anticlinal de los Tenamastes ; b: synclinal Ahuichila-Lagunillas ; c: brachy-anticlinal del Número ; d: anticlinal del Cepillo ; e: repli anticlinal d'Apizolaya ; f: anticlinal de San Julián ; g: anticlinal del Clarín.


A
B
C
D
E
F
Apizolaya
0 500 1500m
N
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10


W-SW
E-NE
2000
1500m
A
B
W-NW
Cerro Mezcal
E-SE
2000
1500m
C
D
W-SW
E-NE
2000
1500m
E
F
a
b
c
d
e
f
g

c'est la déformation transverse laramienne.

- un ensemble supérieur discordant, représenté par la Formation Ahuichila. Les couches souvent conglomératiques de celle-ci sont affectées par la seule structure anticlinale de direction axiale N150°E. Au Nord d'Apizolaya, les niveaux de base inclinés (pendages de 30° à 45°) de la formation tournent en dessinant une belle terminaison péri-anticlinale.

L'anticlinal d'Apizolaya résulte ainsi d'une *déformation en compression postérieure au dépôt de la Formation Ahuichila*. La direction axiale de ce pli est exactement perpendiculaire à la direction laramienne locale N60°E montrée par les seules couches mésozoïques. Ceci indique clairement que *tectonique laramienne et tectonique tardive "post-Ahuichila" sont totalement indépendantes*, la seconde reprenant la première.

La formation du pli d'Apizolaya est antérieure aux dépôts détritiques lacustres, d'âge probable mio-pliocène (voir deuxième partie de ce livre), qui affleurent au Nord de la terminaison péri-anticlinale, dans le lit de l'Arroyo La Carniceria. En effet, ceux-ci non plissés, reposent en discordance angulaire sur la Formation Ahuichila ou sur la Caliza Zuloaga oxfordienne (sortie nord du village d'Apizolaya). De plus, d'énormes blocs de conglomérats provenant de la Formation Ahuichila sont remaniés dans les dépôts récents lacustres.

La déformation à l'origine de l'anticlinal N150°E d'Apizolaya est de ce fait, d'âge miocène probable. Cette déformation a laissé des structures de grandes dimensions. L'anticlinal d'Apizolaya n'est en réalité qu'un petit repli présent sur la retombée ouest - sud-ouest du vaste anticlinal de San Julián de même direction et de même génération.

b- Le pli de fond de San Julián (Fig. I_{3-24} et carte géologique)

C'est un méga-anticlinal qui atteint 20 kilomètres de largeur, à hauteur de Caopas, Coah., et qui se suit sur une longueur supérieure à 55 kilomètres. Son axe possède une direction N150°E, faisant de manière générale un angle de 40° avec les plis laramiens présents de part et d'autre. Le pli est droit, en accord avec une terminaison péri-anticlinale symétrique, bien dessinée dans les environs de San Jerónimo, Zac..

Affleurant dans sa partie axiale, les formations Caopas, Rodeo du Paléozoïque (?) et Nazas du Permo-Trias qui appartiennent au socle, participent au pli (cf. Première partie, Fig. I_{1-2} et I_{1-3}). C'est donc, à la différence des plis de couverture laramiens, *un pli de fond* à grand rayon de courbure.

Il s'agit comme dans le cas du pli d'Apizolaya d'un anticlinal tardif. Il déforme les plis laramiens en redressant les axes transverses

---

Fig. I_{3-25} : Le repli anticlinal tardif d'Apizolaya, Zac. : carte et coupes sériées.
a: Quaternaire comprenant, 1: alluvions récentes ; 2: pédiment pleistocène ; b et 3: dépôts lacustres mio-pliocènes (?) ; C et 4: Eocène-Oligocène (?) (F. Ahuichila) ; d et 5: Berriasien-Hauterivien (F. Taraises) ; e et 6: Kimméridgien-Portlandien (F. La Caja) ; f et 7: Oxfordien (Caliza Zuloaga supérieure) ; g et 8: Paléozoïque inférieur (?) (F. Rodeo).
Commentaire dans le texte.

de ceux-ci sur ses flancs : de San Miguel, Zac. à Tecolotes, Zac., cinq anticlinaux laramiens, déversés vers le Nord, sont relevés sur le flanc est-nord-est du méga-anticlinal. Il gauchit également de manière spectaculaire le niveau de décollement, ainsi visible, de la couverture parrense, sur le tégument oxfordien ou sur le socle pré-jurassique (cf. supra). Il affecte enfin, la molasse continentale post-laramienne (Formation Ahuichila), laquelle de Apizolaya, Zac. à San Miguel, Zac., en passant par San Jerónimo, Zac., dessine la vaste terminaison péri-anticlinale que la piste Apizolaya - San Jerónimo doit contourner.

Les deux exemples que je viens de décrire, permettent de faire ressortir les caractéristiques essentielles de la tectonique tardive post-Ahuichila.

Elle est génératrice de *plis de fond, à grands rayons de courbure,* qui dessinent des méga-anticlinaux et des méga-synclinaux dans les séries empilées lors d'une histoire antérieure, stratigraphiquement ou tectoniquement.

Les plis tardifs possèdent une *direction voisine de N150°E,* très oblique par rapport à celle des plis laramiens qu'ils reprennent.

Enfin cette tardi-tectonique est *un guide pour l'érosion* qui a déblayé en priorité les sommets des méga-anticlinaux. Ainsi lorsqu'il s'agit d'anticlinal simple, comme dans le cas de l'anticlinal de San Julián, c'est au niveau de l'axe de bombement qu'apparaissent en boutonnière les formations les plus anciennes du socle. Quand il s'agit d'anticlinal tardif de nappe, c'est au niveau du bombement qu'apparaissent les fenêtres les plus grandes comme je vais le signaler.

II. LES AUTRES STRUCTURES TARDI-TECTONIQUES DE LA REGION ETUDIEE.

C'est au Sud de la Sierra del Oratorio, là où est conservée la Formation Ahuichila, que les plis tardifs, orientés N150°E, sont les plus caractéristiques. Au Nord de la Lagune de Mayrán, leur présence est plus délicate à déceler.

a- Les plis tardifs du Haut-Plateau (Fig. 13-24).

Ils ont des dimensions comparables à celles de l'anticlinal de San Julián. Ils se succèdent, ou se relayent, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, dans l'ordre suivant : anticlinal de Los Tenamastes, synclinal Ahuichila-Lagunillas, anticlinal del Número, anticlinal del Cepillo, anticlinal de San Julián.

- *L'anticlinal de Los Tenamastes* est sensible à l'endroit où il recoupe la Sierra de Ramirez. Il fait remonter la Formation Nazas affleurant dans la partie orientale de cette sierra. Sur son flanc est, on rencontre des formations de plus en plus récentes (du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur) ainsi que des couches de Formation Ahuichila inclinées vers l'Est - Nord-Est (extrémité de la Sierra de Ramirez et partie est des Cerros la Incarnación). Cette grande structure est en majeure partie affectée par les effondrements récents mio-plio-quaternaires à l'o-

rigine du Bajio Las Mangas, de la Lagune de Symón et des Llanos el Barreal.

- *Le synclinal Ahuichila-Lagunillas*. Long d'une soixante de kilomètres, il se suit aisément, grâce aux couches de la Formation Ahuichila qui ressortent sur ses flancs, du Bajio de Ahuichila (où elles dessinent une vaste terminaison péri-synclinale) aux Cerros la Incarnación. Il s'agit d'un vaste berceau dans lequel sont conservés les niveaux les plus récents de la Formation Ahuichila, et en particulier les niveaux à gypse des Cerros Güeros. Une faille masquée, longeant le flanc nord très abrupt de la Sierra de las Iglesias, est probablement à l'origine de la disposition de ce relief en travers du synclinal.

- *L'anticlinal del Número*. C'est en fait un brachy anticlinal, situé dans la partie nord-ouest de la Sierra del Oratorio. Sur sa retombée occidentale, est installé le Cañon de Ahuichila. Il ploie en un vaste bombement l'autochtone coahuilense (formations Aurora et Indidura) ainsi que la nappe de Parras comprenant socle et couverture (Fig. I_{3-7} et I_{3-8}). L'érosion a dégagé en partie l'allochtone de cet anticlinal de nappe si bien que l'autochtone coahuilense apparaît au coeur de la structure tardive, en fenêtre (Fenêtre del Número).

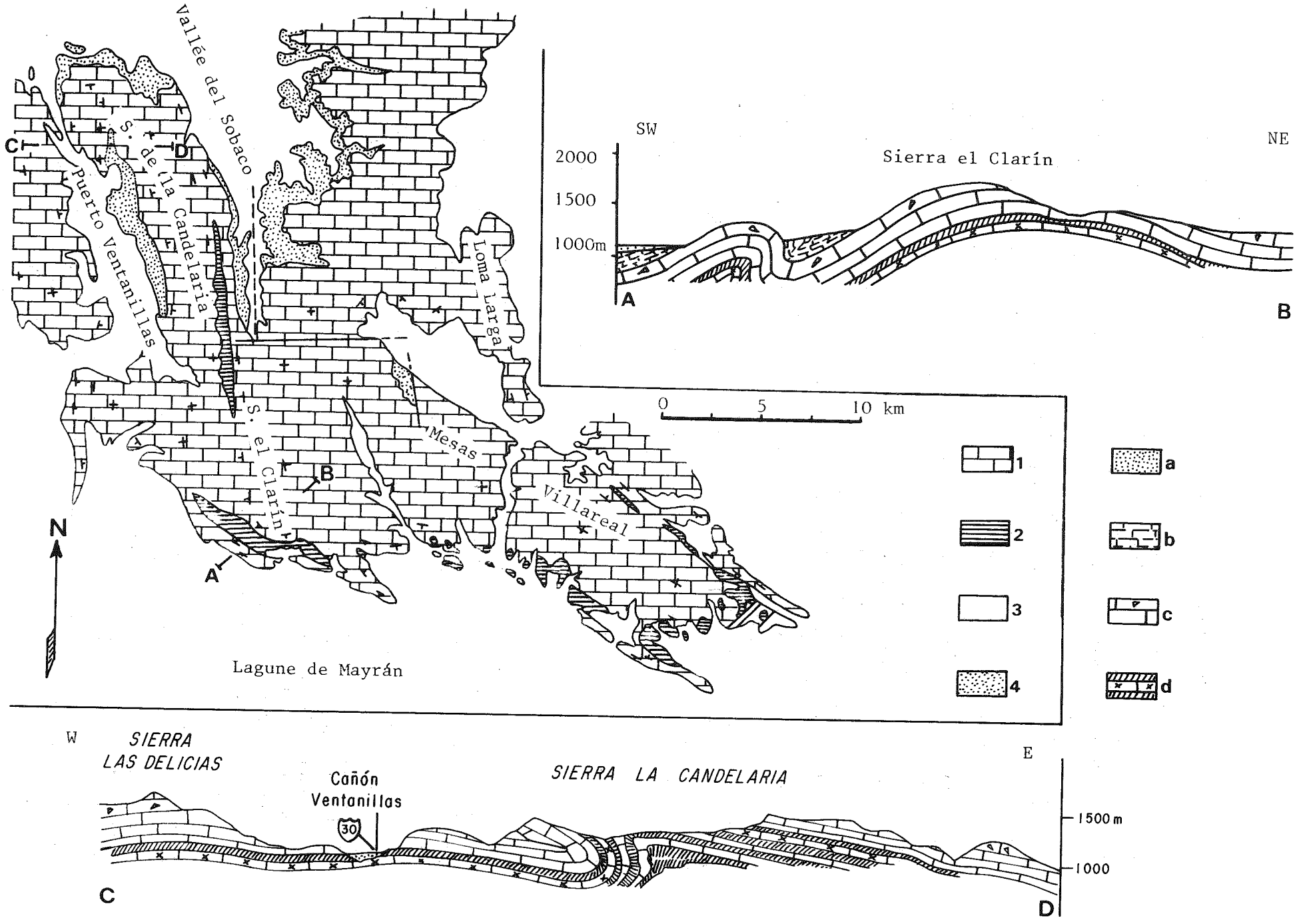
- *L'anticlinal del Cepillo*. Il affecte la partie sud-est de la Sierra del Oratorio, nommée Cerro del Cepillo. Il se dessine dans la Formation Ahuichila discordante laquelle retombe en flanc anticlinal ouest au Cerros Gueros et en flanc anticlinal est dans les buttes témoins présentes dans la plaine alluviale, au Sud-Ouest de Presa de los Angeles, Zac.. L'anticlinal laramien (prolongement de l'anticlinal del Gabán) présent à son extrémité nord a été tordu par la déformation tardive de telle manière qu'il enveloppe la terminaison péri-anticlinale du pli tardif del Cepillo.

a- La déformation tardive au Nord de la Lagune de Mayrán (Fig. I_{3-26})

J'ai rattaché à la déformation laramienne les plis orientés N 110°E qui affectent la Plateforme de Coahuila au Nord de la Lagune de Mayrán, et en particulier les Mesas Villareal. D'autres plis, appartenant à la Sierra el Clarín et à la Sierra de la Candelaria, possèdent des axes orientés N170°E.

Dans le cas de la Sierra el Clarín, le grand anticlinal d'orientation pratiquement Nord-Sud déforme en les courbant les axes synclinal et anticlinal des plis laramiens N110°E. La genèse de cet anticlinal est donc postérieure à la déformation laramienne. Aussi, bien que manque dans cette partie le repère stratigraphique que constitue la Formation Ahuichila, je rattache la genèse du grand anticlinal de la Sierra del Clarín à la phase tardive post-Ahuichila.

Il est tentant de vouloir rattacher également à cette déformation tardive les plis N170°E de la Sierra de la Candelaria. Cependant, leur style de couverture (avec décollement au niveau des gypses de l'Albien), leurs faibles rayons de courbure, leur déversement vers l'Ouest ne s'accordent pas avec le style de la déformation tardive en grands plis de fond. Comme par ailleurs ils se situent à l'endroit où les directions laramiennes Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est des plis de Chihuahua passent à celles Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est du Secteur Transverse de Parras, c'est-à-dire à l'endroit d'une courbure laramienne, je pense qu'en l'absence d'arguments nouveaux, ces plis doivent être considérés comme laramiens.


Vallée del Sobaco
S. de la Candelaria
Puerto Ventanillas
Loma Larga
S. el Clarín
Mesas
Villareal
Lagune de Mayrán
N
A
B
C
D
SW
NE
Sierra el Clarín
2000
1500
1000m
0
5
10 km
1
2
3
4
a
b
c
d
W
SIERRA
LAS DELICIAS
Cañón
Ventanillas
30
SIERRA LA CANDELARIA
E
1500 m
1000

En définitive, dans la région étudiée, la déformation tardive est bien caractérisée sur le Haut-Plateau Central où elle déforme la Formation Ahuichila et les ensembles géologiques antérieurs, en vastes plis de fond N150°E. Dans la Haute-Chaîne cette tectonique est à l'origine de l'anticlinal de nappe de la Sierra del Número dans lequel l'érosion a dégagé la principale fenêtre de cette partie. Au Nord de la Lagune de Mayrán, seule une déformation secondaire des plis laramiens témoigne de l'existence de cette déformation dont l'âge doit être précisé.

III. L'AGE DE LA TECTONIQUE TARDIVE.

Les dépôts continentaux tertiaires sont très mal datés dans la Sierra Madre Orientale, en général, et dans la région étudiée, en particulier (cf. Deuxième partie). La datation de la déformation tardive s'en trouve, de ce fait, rendue difficile.

Comme je l'ai mentionné dans le cas du repli anticlinal d'Apizolaya la tectonique tardive est :

- postérieure au dépôt de la Formation Ahuichila ;
- antérieure au dépôt des sédiments lacustres remplissant les bassins d'effondrement récents ; l'exemple en étant les sédisédiments de l'Arroyo la Carniceria.

Ceci conduit à rattacher cette déformation à l'*Oligocène-Miocène*.

Pour situer la déformation dans une fourchette de temps plus précise, il faut gagner la Sierra Madre Occidentale où les ignimbrites contemporaines de la Formation Ahuichila sont datées radiochronologiquement.

De plus, dans cet édifice, les méga-plis tardifs sont présents du Sonora (C. Rangin, 1976) au Guerrero (A. Demant, 1978) avec les mêmes caractéristiques (dimensions, direction axiale etc...). Ils y déforment les ignimbrites, dont les épanchements les plus jeunes datés ont 23,0 ± 0,5 MA (F.W. Mc Dowell et R.P. Keizer, 1977) à l'Ouest de Durango, Dgo..

Toujours dans les environs de Durango, Dgo., des basaltes alcalins, liés à la tectonique distensive récente, postérieure à la déformation en plis de fond (cf. infra), ont été datés par les mêmes auteurs. Leur âge (K/Ar) est de 12,2 MA.

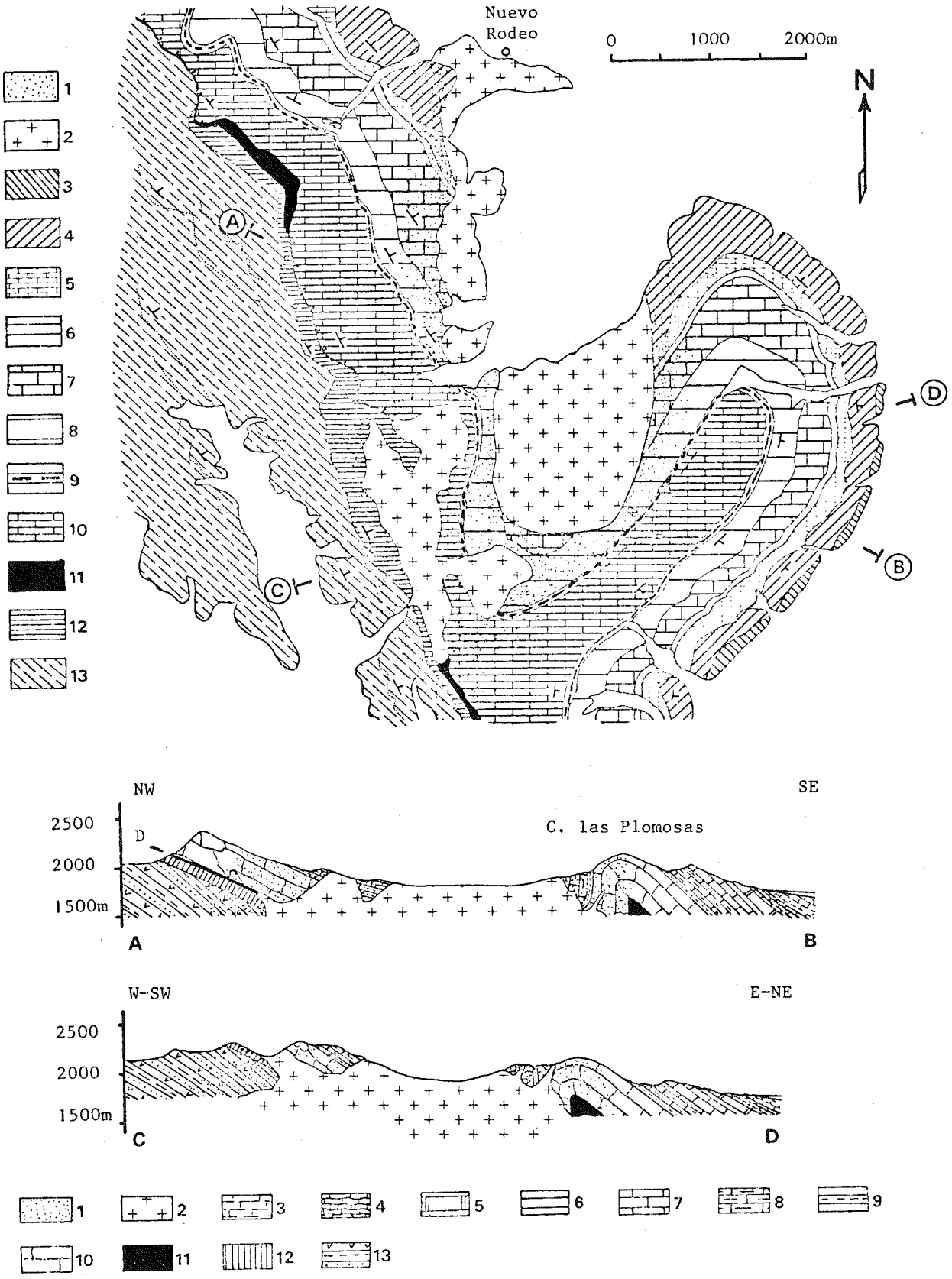
Ainsi, en se référant aux mêmes structures tardives affectant la Sierra Madre Occidentale, on peut situer la déformation post-Ahuichila entre 12 et 23 MA, c'est-à-dire durant le *Miocène inférieur et moyen*.

Fig. I3-26 : Les structures plissées au Nord de la Lagune de Mayrán : cartes et coupes.

1 et a: alluvions quaternaires ; 2 et b: Crétacé supérieur (F. Indidura) ; 3 et c: Albo-Cénomanien (Caliza Aurora) ; 4 et d: Albien (F. Cuchillo sup.).

On remarquera sur la coupe AB la différence de taille des plis : le pli tardif del Clarín présente un rayon de courbure nettement plus grand.

On notera sur la carte, que ce même pli courbe les axes des plis laramiens N110°E bordant la Lagune de Mayrán. Les plis sur la coupe CD liés au décollement de couverture sont certainement d'origine laramienne.


Nuevo
Rodeo
0
1000
2000m
N
A
B
C
D
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
NW
SE
2500
2000
1500m
D
C. las Plomosas
A
B
W-SW
E-NE
2500
2000
1500m
C
D
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

B. LE PLUTONISME.

Plusieurs plutons sont présents dans la région étudiée.

On les rencontre sur le Haut-Plateau Central où ils recoupent les structures laramiennes, mais également les grands plis de fond miocènes (carte géologique et Fig. I_{3-24}).

I. LES DEUX PRINCIPAUX ENSEMBLES INTRUSIFS.

Ils sont situés dans la Sierra de San Julián et la Sierra de Teyra.

a- Le pluton dioritique de la Sierra de San Julián (Fig. I_{3-27})

Il recoupe de manière spectaculaire la retombée orientale de l'anticlinal tardif de San Julián, au Sud de la localité de Nuevo Rodeo, Zac..

Le corps principal a une forme générale en ovale, allongé selon la direction nord-sud. Sa longueur est supérieure à 5 kilomètres, alors que sa largeur dépasse 2 kilomètres. Très altéré et érodé, il occupe une dépression emplacée à cheval sur un synclinal et un anticlinal déversés laramiens, dont les axes ont été fortement redressés lors de la tectonique miocène. Dans sa partie nord, le pluton disparaît sous le pédiment pleistocène et les cônes de déjection des "arroyos" descendant de la sierra vers le Bolson de Cedros.

A ce corps principal recoupant les formations crétacées, il faut ajouter des corps satellites (des apophyses) recoupant le Jurassique supérieur. Le plus important d'entre eux, situé à l'Ouest du corps principal, envahit de manière préférentielle le niveau de décollement existant entre les deux formations de Caliza Zuloaga, oxfordiennes.

En lame mince, la roche grenue grise ou rosée, montre pour l'essentiel des feldspaths souvent altérés (plagioclases dominants et orthose), de la hornblende et du clinopyroxène. Les minéraux accessoires comprennent du quartz, de la magnétite, du sphène, de l'apatite et du grenat. Il s'agit d'une *diorite* qui se rapproche probablement beaucoup de la famille des monzonites comme le signalent C.L. Rogers et col. (1961).

L'auréole de métamorphisme de contact est étroite. Sa présence est marquée par la recristallisation des calcaires venant au contact du corps intrusif.

Fig. I_{3-27} : L'intrusion dioritique de la Sierra de San Julián au Sud de Nuevo Rodeo, Zac. : carte et coupes.
1: auréole de métamorphisme de contact ; 2: diorite ; 3: Crétacé supérieur (F. San Felipe) ; 4: Albo-Cénomanien (F. Cuesta del Cura) ; 5: Albien (F. Tamaulipas) ; 6: Aptien supérieur (F. La Peña) ; 7: Hauterivien-Aptien (Caliza Cupido) ; 8: Berriasien-Hauterivien (F. Taraises) ; 9: Kimméridgien-Portlandien (F. La Caja) ; 10: Oxfordien (Caliza Zuloaga supérieure) ; 11: gypse oxfordien ; 12: Oxfordien (Caliza Zuloaga inférieure) ; 13: Permo-Trias (F. Nazas). AB et CD: emplacements des coupes sur la carte ; D: décollement.

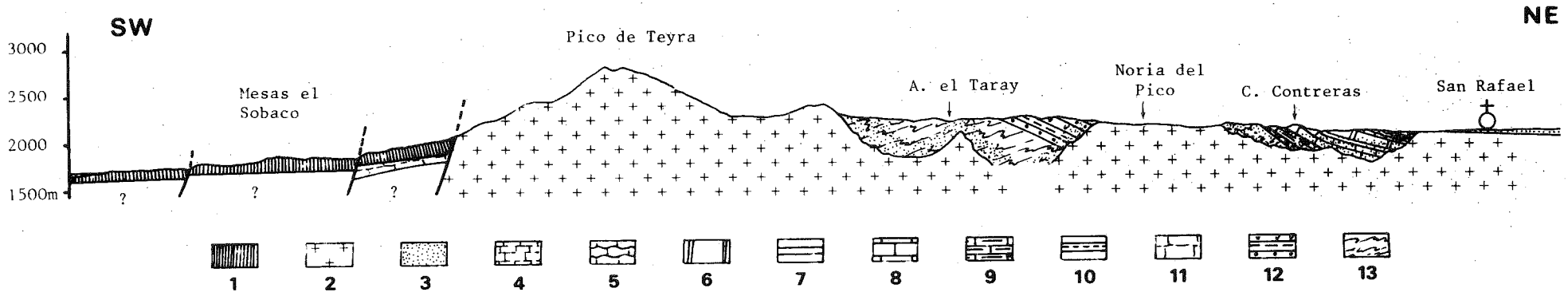


Fig. I3-28 : Coupe au travers de la Sierra de Teyra à hauteur des plutons de monzonite quartzique. 1: basalte pleistocène ; 2: monzonite quartzique ; 3: auréole de métamorphisme de contact ; 4: Crétacé supérieur (F. San Felipe) ; 5: Albo-Cénomanien (F. Cuesta del Cura) ; 6: Albien (F. Tamaulipas) ; 7: Aptien supérieur (F. La Peña) ; 8: Hauterivien-Aptien (Caliza Cupido); 9: Berriasien-Hauterivien (F. Taraises) ; 10: Kimméridgien-Portlandien (F. La Caja) ; 11: Oxfordien (Caliza Zuloaga supérieure) ; 12: Permo-Trias (F. Nazas) ; 13: Paléozoïque supérieur (?) (F. Taray).

b- Les plutons de la Sierra de Teyra (Fig. I3-28)

Entre La Palmilla, Zac. et San Rafael, Zac., plusieurs plutons recoupent la Sierra de Teyra.

Le pluton de San Rafael (3 km de longueur est-ouest, 1 km de largeur nord-sud, à l'affleurement) est très altéré. Lui correspond une dépression morphologique tapissée d'arène.

Il recoupe les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sans les déformer.

L'auréole de métamorphisme de contact se note par la recristallisation des calcaires et l'existence de rares veines aurifères. Elle est étroite (une cinquantaine de mètres).

En cassure fraîche, la roche plutonique est grise. Elle possède une structure grenue, souvent riche en phénocristaux de plagioclases. Les compositions modales d'échantillons étudiés par C.L. Rogers et col (1961) indiquent qu'il s'agit d'une *monzonite quartzique*.

Le pluton du Pico de Teyra. C'est le plus célèbre. Il traverse le soubassement paléozoïque (Formation Taray) de la Sierra de Teyra pour former le point culminant de la région (Pico de Teyra, 2790m).

A la différence des deux corps intrusifs précédents, il est plus résistant à l'érosion, puisque celle-ci le conserve en relief majestueux.

De manière générale il est formé d'une roche grenue, plus ou moins équigranulaire, bien que localement, le développement de phénocristaux de plagioclases soit à l'origine de structures porphyriques.

Des dykes nombreux, de matériel aplitique mélanocrate, recoupent la roche grenue.

La composition modale indique que ce pluton comporte, pour partie une *monzonite quartzique*, pour partie une *granodiorite* (C.L. Rogers et col., 1961).

Le pluton du Pico de Teyra est entouré d'une auréole de métamorphisme de contact, de faible largeur (quelques dizaines de mètres). Elle affecte la Formation Taray, dans laquelle se sont développés des schistes tachetés à séricite, albite, andalousite, et rare cordierite (D. A. Cordoba, 1965).

Ces exemples de plutons du Haut-Plateau Central, permettent de tirer des enseignements généraux sur le phénomène magmatique.

La mise en place des corps intrusifs est postérieure à la tectonique miocène. Les plutons traversent de manière spectaculaire les plis laramiens, mais également les plis tardifs miocènes : le pluton de la Sierra de San Julián est postérieur au redressement miocène des axes de plis laramiens sur le flanc oriental de l'anticlinal de San Julián.

Contrairement à une idée très répandue, le plutonisme tertiaire n'est pas à l'origine de dômes d'intrusions comme seraient la Sierra de Teyra et la Sierra de San Julián (D.A. Cordoba). Le volume montagneux de ces sierras a pour origine le plissement tardif miocène. Pour suivre immédiatement la déformation en plis de fond, les intrusions sont toujours postérieures à la formation de ces dômes allongés N150°E.

Les auréoles de métamorphisme de contact qui entourent les plutons sont toujours de largeur restreinte. Ceci semble indiquer que *les*

intrusions se sont mis en place à un niveau élevé, au voisinage de la surface.

II. LES AUTRES CORPS INTRUSIFS DE LA REGION ETUDIEE (carte géologique).

a- Aux environs de Coapas, Zac., deux masses intrusives sont présentes.

Au Sud immédiat de Caopas, un corps monzonitique affleure selon une longue dépression aboutissant au cimetière de la localité. Sa mise en place s'est également faite de manière privilégiée dans le niveau de décollement oxfordien. De ce fait la roche intrusive sépare les deux niveaux de Caliza Zuloaga au Cerro Santiago et au Cerro Pando.

L'installation de la monzonite s'est effectuée à très faible profondeur. Par endroit, en effet, ce sont des latites (équivalent intrusif des monzonites) qui affleurent (D.A. Cordoba, 1965).

4 kilomètres au Nord de Caopas, le Cerro Europa (2510m) domine les affleurements de la Formation Caopas paléozoïque, dans l'axe de l'anticlinal de San Julián. La roche intrusive est ici une *rhyolite porphyrique* à nombreux phénocristaux de feldspath potassique et de quartz, enfermés dans une matrice altérée, riche en sanidine. On note aussi la présence de chlorite, de sphène, d'hématite et de magnétite. Il s'agit d'un corps intrusif hypovolcanique.

b- A l'Ouest et au Nord-Ouest de Camacho, Zac., plusieurs petits corps intrusifs de Monzonite quartzique recoupent le flysch du Crétacé supérieur (Formation Caracol) très plissé. Le plus important d'entre eux, affleure au Cerro el Gato. Deux autres affleurent au Cerro la Escondida près de la mine Gualadupe, l'autre à la mine La Cazuela, alors que deci-delà plusieurs dykes monzonitiques recoupent les couches du Crétacé. Il s'agit probablement dans ce cas, d'apophyses, de vastes corps plutoniques situés en profondeur. Ces intrusions développent de belles auréoles de métamorphisme de contact dans les couches du flysch (jusqu'à 500m de largeur au Cerro el Gato). A l'intérieur de ces auréoles les grès sont transformés en quartzites alors que les niveaux argileux le sont en schistes tachetés et parfois en cornéennes.

De nombreuses veines minéralisées (Ag, Sb, Pb, Zn) traversent les auréoles de métamorphisme. Elles sont l'objet de petites exploitations artisanales.

III. L'AGE DE LA MISE EN PLACE DES PLUTONS.

Aucune datation radiochronologique n'a été effectuée sur les roches intrusives précédemment citées. Seule la chronologie relative permet de situer dans le temps la mise en place des divers plutons.

Tous sont postérieurs au dépôt de la Formation Ahuichila, dont les niveaux conglomératiques ne contiennent pas d'éléments granodioritiques, monzonitiques ou dioritiques. Par ailleurs, G. Schulze (1953) signale que des intrusions de monzonite et de diorite traversent la molasse continentale en y engendrant des minéralisations.

Enfin, comme ceci est visible sur le flanc oriental de l'anticlinal de San Julián, ces intrusions sont postérieures à la déformation en

plis de fond du Miocène inférieur ou moyen (cf. supra).

La présence de galets de granodiorite dans les dépôts lacustres mio-pliocènes (?) non plissés de l'Arroyo la Carniceria indiquent que ceux-ci sont plus jeunes que la montée des roches plutoniques.

Comme c'est très souvent le cas dans les orogènes, la mise en place des massifs circonscrits de granitoïdes correspond finalement à un *magmatisme intrusif qui suit immédiatement la tardi-tectonique du Miocène inférieur et moyen.*

CHAPITRE VII : LA NEOTECTONIQUE DISTENSIVE.

Il s'agit d'une tectonique de failles normales qui reprend à l'emporte-pièce les structures laramiennes et celles tardives du Miocène inférieur et moyen.

Elle affecte, seule, les formations détritiques et les coulées basaltiques néogènes des dépressions intra-montagneuses.

Elle est à l'origine de la morphologie en "basin and range " qui caractérise une grande partie de la région étudiée.

A. UN EXEMPLE DE GRABEN RECENT : LES LLANOS EL BARREAL (voir la carte géologique).

Les Llanos el Barreal forment une vaste vallée, d'orientation générale Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, longue de 50 kilomètres pour une largeur de 20 kilomètres environ.

Sur cette vaste cuvette sont branchées d'autres dépressions, de même origine, ayant souvent la même orientation (Llano Magallanes, Bajio Las Mangas), ou parfois une direction plus oblique, Nord-Ouest - Sud-Est (Lagune de Symón).

De tous côtés les Llanos el Barreal sont limités par des failles normales. Celles-ci sont à l'origine de gradins s'élevant progressivement vers les reliefs bordiers.

Sur le côté est - nord-est le réseau de failles est bien développé. Il est particulièrement spectaculaire au pied de la Sierra de Teyra. Les failles y ont des directions variables : N135°E au pied du Pico de Teyra où elles affectent le corps monzonitique du Pico de Teyra et le basalte de la Mesa el Sobaco (Fig. I_{3-28}) ; N170°E à N175°E et N150°E au pied du Cerro el Morado où les gradins sont constitués de formations mésozoïques et paléozoïques chaque fois plus récentes d'Est en Ouest (Fig. I_{1-4}). Le mouvement vertical résultant du jeu de ces failles est important ; une estimation partielle est donnée par les 600m de rejet vertical séparant la Caliza Zuloaga du Cerro el Morado de celle des Cerros Los Comales. Au Sud-Ouest d'Apizolaya, Zac., les failles orientées N135 composent des escaliers, de moindres rejets certes, mais de même sens dans le pédiment pleistocène provenant de la Sierra de San Julián.

Sur le côté ouest - sud-ouest, les failles sont moins visibles. Néanmoins leur jeu est sensible dans la Sierrecilla de San Antonio ou deux d'entre elles, orientées N170°E, limitent un petit horst dans lequel apparaît l'Oxfordien calcaire. Ces mêmes failles sont à l'origine de l'allongement pratiquement nord-sud de cette petite sierra, perpendiculaire aux plis laramiens, lesquels conditionnent par différence l'allongement des sierras plus à l'Ouest (carte géologique).

Aussi, bien que possédant un allongement N150°E le graben des Llanos el Barreal est limité et a été engendré par un réseau de failles complexes dont les directions varient entre Nord-Sud et Nord-Ouest - Sud-Est. Les miroirs de failles ne sont qu'exceptionnellement visibles, les roches affectées ne se prêtant que rarement à la bonne conservation de ceux-ci.

Je n'ai aucune indication sur la profondeur du graben. Seules des considérations d'ordre secondaire (importance des rejets visibles des failles, volume de matériaux érodés sur les plis de fond tardifs et transportés vers les dépressions récentes) me font penser qu'elle doit être importante.

La formation du graben des Llanos el Barreal est récente. Son effondrement s'est produit postérieurement au plissement tardif du Miocène inférieur et moyen. La Sierra de Teyra ne correspond-t-elle pas à un demi-méga-anticlinal tardif !. Cet effondrement est par ailleurs plus récent que le pluton monzonitique du Pico de Teyra coupé à son extrémité sud-ouest par une des failles bordières.

Bien que les alluvions actuelles le recouvrent de toutes parts, je pense que le remplissage du graben est constitué par une série détritique lacustre mio-plio-quaternaire, semblable à celle que j'ai décrite dans l'Arroyo La Carniceria près d'Apizoloya, Zac..

Des émissions basaltiques fissurales se sont produites lors de l'effondrement du graben. Elles sont visibles sur le pourtour des Llanos el Barreal (Mesas de Carlos au Sud de Camacho, Zac., Mesa El Sobaco au pied du Pico de Teyra). Elles sont parfois affectées à leur tour par la tectonique distensive qui s'est donc poursuivie après leurs sorties.

B. LES PRINCIPALES STRUCTURES ISSUES DE LA DISTENSION RECENTE.

Ce sont des grabens et des horsts.

Parfois ils sont pratiquement absents comme c'est le cas de la Lagune de Mayrán, au Sud de la Sierra de Parras. Ailleurs leur rôle est prépondérant. Ils déterminent alors les morphologies caractéristiques en "basin and range " de cette partie du Haut -Plateau Central et de la Plateforme de Coahuila.

I. SUR LE HAUT-PLATEAU CENTRAL.

Les grandes dépressions à fonds plats sont autant de grabens

(Plan los Llanos, Llanos el Barreal, Bajio el Cargadero, Bolson de Cedros), alors que les sierras qui les séparent sont autant de horsts (sierra à l'Ouest de Camacho, Zac., Sierra de Teyra, partie sud de la Sierra de San Julián). Les horsts et grabens sont parallèles entre eux et possèdent un même allongement selon la direction N150°E. Souvent une dissymétrie est introduite par un jeu de cassures plus important sur le flanc est - nord-est des grabens. Ceci, déjà sensible aux Llanos el Barreal (cf. supra), est particulièrement net dans le cas du Bolson de Cedros. Celui-ci est faillé uniquement sur son côté est - nord-est, au pied des sierras de Trebol et Carpintero coupées transversalement.

En bref, on retrouve dans la structure de ce "basin and range " la même dissymétrie (partie orientale des grabens plus effondrée) souvent signalée en Chihuahua et Sonora au Mexique, en Arizona, en Utah et Nevada aux Etats-Unis.

II. DANS LA HAUTE-CHAÎNE.

Les grabens sont moins nombreux. Les deux principaux sont la Lagune de Viesca et la Vallée de Manchuría, d'allongement nord-ouest - sud-est comme la Lagune de Symón sur le Haut-Plateau.

Dans la Sierra del Oratorio la tectonique cassante récente s'est également manifestée. Elle est en particulier à l'origine de soulèvements de petits horsts orientés Nord-Sud, sur la retombée orientale de la Sierra del Número. L'érosion qui a enlevé la partie haute, allochtone, de ces structures, dégage l'autochtone coahuilense qui apparaît en fenêtre. *Les deux petites fenêtres de Matias et de la Presa occupent ainsi des positions structurales néotectoniques*, à la différence de la fenêtre del Número qui a un emplacement tardi-tectonique (Fig. I_{3-7} et Fig. I_{3-8}).

Cette tectonique cassante de la Sierra del Oratorio est accompagnée de montées magmatiques. Un *pointement de diabases* est présent dans la zone faillée située à l'Ouest du Cerro Matias. Les plans de failles qui recoupent la semelle de gypses oxfordiens de la nappe de Parras sont d'autre part des lieux privilégiés de *montées diapyriques de masses gypseuses* (Fig. I_{3-7} et Fig. I_{3-8}).

III. AU NORD DE LA LAGUNE DE MAYRÁN.

Les effets de la distension sont également bien marqués. La Sierra de Las Delicias et la Sierra de los Alamitos sont deux horsts allongés Nord-Sud. Ils sont séparés par les deux grabens que sont les vallées de Acatita et del Sobaco.

C'est dans la vallée effondrée del Sobaco que se situe la partie la plus basse (813m) de toute la région étudiée.

Les coulées basaltiques de la Cuesta del Toribio et de la Sierra de Santiago sont les témoins magmatiques de cette tectonique distensive.

Sur l'ensemble du transect étudié, on peut donc dire que toutes *les dépressions d'orientation comprise entre Nord-Sud et Nord-Ouest - Sud-Est, sont d'origine néotectonique*. Par différence, la partie de la Lagune

de Mayrán située à l'Est du Cerro La Jococa et les vallées orientées N110°E qui occupent des synclinaux laramiens (le Barrial de Menchaco par exemple), ont une toute autre signification structurale (cf. supra).

De part et d'autre des grabens récents, les structures transverses laramiennes se retrouvent dans la plupart des cas. Par exemple, les plis laramiens relevés sur le flanc est de la Sierra de San Julián sont les prolongements des plis tronqués par les failles à l'Est du Bolson de Cedros. De même, on retrouve dans la Sierra del Oratorio, les prolongements des plis laramiens formant les grandes sierras situées à l'Est de la Vallée de Manchuria effondrée. Ceci traduit, d'une manière générale, l'absence de failles récentes possédant d'importantes composantes horizontales. *Les mouvements néotectoniques sont, pour l'essentiel, verticaux.*

Partout des témoins d'un magmatisme effusif basaltique sont présents. Ce magmatisme est souvent interstratifié dans les dépôts récents qui remplissent les bassins d'effondrement.

Le volcanisme fissural né de la distension récente est comtemporain du comblement des bassins et à mon avis ne peut être dissocié du phénomène sédimentaire. Pour cette raison j'ai traité le volcanisme des mesas dans la partie "Stratigraphie" , à la différence du plutonisme, mis en place immédiatement après la tardi-tectonique, et pour cela traité dans cette partie du mémoire.

C. L'AGE DE LA NEOTECTONIQUE.

La distension à l'origine des bassins d'effondrement a débuté après la formation des grands plis de fond du Miocène inférieur et après la mise en place des plutons. Plis et corps intrusifs sont recoupés à l'emporte-pièce par le réseau de failles distensif.

Les mouvements en extension se sont maintenus au cours du dépôt des séries détritiques, expliquant les basculements constatés dans les séries détritiques du mio-plio-quaternaire et la rupture de certaines mesas volcaniques.

Seuls ne sont pas affectés, dans la région étudiée, les cônes de déjection actuels des "arroyos".

Si bien que la *tectonique de failles en extension, active du Miocène supérieur au Pleistocène* paraît avoir cessé depuis. La région est rangée dans la zone asismique du Mexique.

CHAPITRE VIII. CONCLUSIONS GENERALES RELATIVES A LA TECTONIQUE.

La structure de la région étudiée, telle qu'elle apparaît sur la carte géologique et les deux coupes générales portées en marge de cette même carte, résulte de la superposition dans le temps et dans l'espace de trois phases principales, ceci en ne s'intéressant qu'à l'histoire mexicaine (Jurassique à l'Actuel) de la région.

La phase laramienne au Paléocène supérieur-Eocène basal est génératrice de la structure fondamentale. L'importance de la tectonique tangentielle qui lui correspond, marquée surtout par la mise en place de la nappe de Parras, implique un raccourcissement au niveau de la croûte continentale. Je pense qu'au moins dans les parties superficielles de cette croûte, il s'agit de vastes cisaillements plats de socle, dont certaines parties, visibles, participent à la nappe de Parras.

Dans la région étudiée, comme dans l'ensemble du Secteur Transverse de Parras, la contrainte laramienne majeure possède une direction N20°E. En témoignent : les plis de couverture de direction générale N110°E et N120°E présents dans l'autochtone comme dans l'allochtone ; la direction de l'accident décrochant sénestre responsable du débordement du front de la nappe de Parras au Puerto de la Peña, parallèle à cette contrainte maximum.

Reste qu'à l'échelle de la Sierra Madre Orientale, cette direction N20°E de la contrainte majeure laramienne est localisée au seul Secteur Transverse de Parras. Partout ailleurs, de l'Etat de Chihuahua à l'Axe Néovolcanique Transmexicain, la contrainte de même âge est orientée Sud-Ouest - Nord-Est à Ouest - Sud-Ouest - Est - Nord-Est. L'explication de cette particularité, caractéristique du Secteur Transverse, ne peut être trouvée qu'en tenant compte des structures laramiennes de l'ensemble de la Sierra Madre Orientale. C'est l'un des propos du second livre de cette étude.

La phase tardive du Miocène inférieur et moyen qui déforme la molasse continentale post-laramienne (Formation Ahuichila) possède des caractéristiques bien différentes. En particulier la direction de la contrainte maximum est N60°E, en accord avec la direction axiale générale N150°E des méga-plis de fond. Les structures miocènes sont de ce fait, très fortement obliques par rapport aux plis laramiens qu'ils reprennent en les déformant.

La néotectonique mio-plio-quaternaire est de toute autre nature. Elle individualise sierras, bolsones, et lagunes en une caractéristique morphologie de "basin and range " également oblique par rapport aux directions laramiennes. C'est fondamentalement une distension qui recoupe à l'emporte-pièce les structures nées des deux compressions antérieures.

Ces phases tectoniques se situent à des moments clefs de l'évolution géologique de la région.

La phase laramienne termine l'histoire téthysienne de la Sierra Madre Orientale en portant à émersion les dépôts marins mésozoïques structurés. Elle engendre par les reliefs qu'elle crée le dépôt des molasses continentales tertiaires.

Avec la phase miocène, prend fin le volcanisme andésito-ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale. Les bassins molassiques continentaux sont plissés de telle manière que les molasses plus récentes, mio-plio-quaternaires, reposent partout en discordance sur les premières molasses post-laramiennes.

La néotectonique cassante mio-plio-quaternaire, accompagnée d'émission basaltiques fissurales, contrôle le dépôt des formations détritiques les plus récentes.

Bref, de par leur situation dans le temps et dans l'espace, les phases tectoniques contrôlent la sédimentation tout au long de l'histoire mexicaine de la Sierra Madre Orientale, selon un enchaînement tectono-sédimentaire que je vais rapidement esquisser.

QUATRIEME PARTIE

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE AU COURS DU CYCLE MEXICAIN

CHAPITRE I. GENERALITES.

Partant des données de la stratigraphie et de la tectonique, il est possible de reconstituer l'évolution paléogéographique et structurale de cette partie du Secteur Transverse de Parras au cours du cycle mexicain.

Le transect étudié est orienté Nord-Sud. Je reconstitue donc, sur des profils paléogéographiques de même orientation, l'évolution des parties correspondantes de la Plateforme de Coahuila de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central, du Jurassique supérieur à l'époque actuelle.

A. LA DIFFICULTE INTRODUITE PAR LA DEFORMATION TRANSVERSE LARAMIENNE.

Au Nord de Torreón, Coah. et au Sud de Ciudad Victoria Tamps., les structures de la Sierra Madre Orientale, issues des mêmes phases tectoniques que celles reconnues dans le Secteur Transverse de Parras ont toutes une même direction générale Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, parallèle à la zonéographie paléogéographique. Il est alors possible de reconstituer, sur une perpendiculaire à cette direction structurale, des profils paléogéographiques successifs, caractéristiques de l'évolution des parties correspondantes de la Sierra Madre Orientale.

Le transect que j'étudie est situé à l'Est de la courbure de Torreón, à un endroit où les structures laramiennes ont déjà acquis leur direction N110°E à N120°E, caractéristique du Secteur Transverse de Parras. Cette courbure ayant pour cause principale, le débordement de la nappe de Parras sur la Plateforme de Coahuila et en travers de celle-ci, il en résulte que, étant perpendiculaire aux structures laramiennes, le profil recoupe forcément très obliquement les limites des zones paléogéographiques.

L'avancée progressive du front de la nappe de Parras vers le Nord - Nord-Est à hauteur du Secteur Transverse de Parras, introduit donc une difficulté dans les reconstitutions paléogéographiques du Mésozoïque, dont il faut absolument tenir compte dans les cartes palinspatiques régionales.

Par contre, sur des profils évolutifs ne recoupant qu'une seule limite de deux grandes zones mésozoïques (la Plateforme de Coahuila et le Bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central) je pense que

l'erreur, introduite par le débordement laramien, peut être négligée dans un premier temps.

B. LES CRITERES EMPLOYES POUR LES RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES.

Les images successives de la paléogéographie que j'ai tentées d'établir ont pour fondement *le principe de "l'uniformitarisme"*.

La reconstitution des milieux continentaux cénozoïques est grandement facilitée par la bonne connaissance que l'on a de leurs caractères spécifiques, clairement exprimés dans notre environnement naturel.

Reconstruire les paléo-milieux marins mésozoïques est une opération plus délicate. Encore que les progrès spectaculaires réalisés depuis quelques années dans la connaissance des milieux de sédimentation marins et océaniques conduisent à des représentations paléogéographiques, de plus en plus fines.

. *Les anciens domaines marins néritiques* se conçoivent par rapport aux domaines néritiques actuels. Les biotopes des animaux rencontrés et les roches formées sont homologues.

Le caractère néritique est marqué par la prédominance d'organismes aux conditions de vie très strictes, comme les Polypiers, les Algues, etc... . D'autres faits, comme des traces d'émersion (fentes de dessiccation, intercalations d'évaporite, de lits charbonneux, etc...) confirment le caractère épicontinental d'une région.

. *La reconstitution des paléo-domaines pélagiques* est plus délicate. On se heurte immédiatement au problème des paléo-profondeurs des dépôts. Ce dont on est certain c'est que celles-ci sont plus grandes que celles des dépôts néritiques. Mais de combien ?

Des méthodes modernes de la stratigraphie permettent aujourd'hui de quantifier ces profondeurs. Je ne les ai pas appliquées dans mon étude. Je me contenterai donc de classer paléo-bathymétriquement les formations les unes par rapport aux autres.

- *Les formations pélagiques franches* correspondent à des sédiments très fins qui renferment uniquement des restes d'organismes planctoniques. Ce sont des calcaires finement lités, à intercalations siliceuses. L'exemple type en est la Caliza Cuesta del Cura de l'Albo-Cénomanien.

- *Les formations pélagico-terrigènes* donnent des séries très épaisses. Chez elles, une composante terrigène essentielle vient s'ajouter à la sédimentation pélagique du bassin. Il s'agit de l'installation des formations de type flysch du Crétacé supérieur que j'ai déjà évoquée.

De cette manière, sur le transect étudié, en fonction des précédentes remarques, on peut opposer, notamment à la fin du Crétacé inférieur, un haut fond à sédimentation néritique (la Plateforme de Coahuila) à un bassin profond (le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central).

- Derniers critères retenus dans cette reconstitution : *les séries de transition* entre plateforme néritique et fond du bassin. Dans ces séries déposées sur le talus de raccord, et au pied de celui-ci, on relève la présence de brèches, formées de débris empruntés à la plateforme voisine, venant s'intercaler dans les sédiments pélagiques. Ce sont des brèches de flanc (J. Aubouin, 1959).

De telles séries confirment la différence des profondeurs entre deux domaines voisins et permettent de les situer en bon ordre paléogéographique.

C. LE CALENDRIER DE L'EVOLUTION DURANT LE CYCLE MEXICAIN.

Les grandes étapes de l'évolution géologique de la partie étudiée du Secteur Transverse de Parras, au cours du cycle mexicain, sont apparues dans les deux parties précédentes du mémoire, traitant de la stratigraphie et de la tectonique.

Je les rappelle selon leur ordre chronologique :

- *L'étape téthysienne*. Elle débute au Jurassique supérieur et s'achève au Paléocène supérieur-Eocène basal, avec la phase tectonique laramienne. Je la subdivise en trois périodes :
  - . *la période de la transgression téthysienne*, au Jurassique supérieur ;
  - . *la période de la différenciation du bassin* de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, au Crétacé inférieur ;
  - . *la période des flyschs*, durant le Crétacé supérieur et le Paléocène inférieur.

- *L'étape post-laramienne*. Elle s'étend de l'Eocène à l'actuel et est marquée par le dépôt des molasses continentales. La phase tectonique du Miocène inférieur et moyen permet de séparer deux périodes aux volcanismes différents :
  - . *la période du volcanisme andésito-ignimbritique* de la Sierra Madre Occidentale, de l'Eocène au Miocène inférieur ;
  - . *la période du volcanisme basaltique des mesas*, lié à la tectonique distensive mio-plio-quaternaire.

CHAPITRE II. L'EVOLUTION MARINE DURANT L'ETAPE TETHYSIENNE (Planche I_{4-1}).

A. LA TRANSGRESSION TETHYSIENNE DANS LE BASSIN DE L'ENSEMBLE HAUTE-CHAINE - HAUT-PLATEAU CENTRAL AU JURASSIQUE SUPERIEUR (Profil A).

I. L'OXFORDIEN.

Il marque le début de l'histoire marine dans ce secteur de la

Sierra Madre Orientale. En réalité, j'ai mentionné que l'Oxfordien n'était qu'un âge miminum. Aussi faudrait-il mieux situer la transgression au Callovo-Oxfordien, en tenant compte de l'âge callovien de la transgression au Nord-Ouest de Veracruz, Ver. (cf. livre II).

La transgression se produit sur la partie mexicaine du Continent Nord Américain, en cours de distension. Parmi les grabens en formation, l'un est l'amorce du futur bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

L'image de ce premier stade est celle d'un vaste fossé tectonique intra-continental, limité par un réseau de failles normales.

Une seule moitié de ce fossé, correspond à la région étudiée : celle qui est bordée par une zone haute, à valeur de horst , la Plateforme de Coahuila.

La transgression qui envahit le fossé provient de la Téthys en cours d'ouverture (d'océanisation) à son extrémité occidentale, dans les régions des actuels Golfe du Mexique et Mer Caraïbe. En témoignent les fossiles du Jurassique supérieur (puis, plus tard, du Crétacé) de la Sierra Madre Orientale qui sont des fossiles téthysiens.

Dans le "rift continental", né de la distension jurassique, les eaux marines téthysiennes s'installent. Elles y déposent des calcaires à Nérinées peu profonds (Caliza Zuloaga inférieure).

Suite à une probable interruption des communications avec l'océan téthysien, l'évaporation totale du bras de mer ainsi isolé provoque la formation d'évaporites (gypses et sels oxfordiens).

Le rétablissement des communications avec la mer ouverte conduit à nouveau au dépôt de calcaires néritiques à Nérinées (Caliza Zuloaga supérieure).

L'épaisseur des calcaires néritiques est variable dans le bassin. Elle est plus forte près de la Plateforme de Coahuila (dans le Sud de la Haute-Chaîne actuelle), à l'emplacement d'une partie à subsidence plus rapide.

Dans la zone côtière, la sédimentation calcaire néritique est empêchée par les importants apports terrigènes, en provenance de la Plateforme de Coahuila émergée. Ces dépôts détritiques côtiers sont à l'origine de la Formation La Gloria.

II. AU KIMMERIDGIEN-PORTLANDIEN.

On note, à la limite Oxfordien-Kimméridgien, un léger, mais brusque approfondissement de la partie axiale (Haut-Plateau Central) du bassin marin. Ce changement bathymétrique a pour conséquence le remplacement des calcaires néritiques par des couches marneuses à passées calcaires, très riches en Ammonites (Formation La Caja).

Dans la partie côtière du bassin, les arrivées détritiques issues de la Plateforme de Coahuila se maintiennent et contribuent au dépôt de couches argilo-gréseuses (Formation La Casita).

A cette époque, et principalement sur le bord du bassin (à

l'emplacement de la Haute-Chaîne), des émersions se répètent plusieurs fois. Les intercalations de niveaux charbonneux et de gypses, la présence de restes de Reptiles terrestres dans les sédiments du Kimméridgien-Portlandien, en sont les preuves. Ces émersions répétées, toujours locales, ont peut-être pour origine le jeu différentiel des blocs basculés par failles, à la limite bassin - plateforme émergée.

Ce premier stade jurassique supérieur, de l'évolution téthysienne est capital.

Avec lui s'ébauche, par "rifting continental", le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. La sédimentation qui suit la transgression téthysienne dans le "rift continental" est caractéristique de ce stade de naissance du bassin. Seules manquent, dans ce cadre de tectonique distensive, les coulées volcaniques qui, généralement, accompagnent ce type de cassures.

Par la suite, l'évolution du bassin se poursuit, sans qu'aucun indice ne permette de dire que le stade d'océanisation du fond soit atteint. La présence d'ophiolites mésozoïques n'a jamais été signalée sur le Haut-Plateau Central.

C'est dire que les caractéristiques principales du bassin : position intracontinentale et substratum continental (probablement aminci), sont acquises dès sa naissance au Jurassique supérieur. La suite de l'évolution mésozoïque ne concerne que son approfondissement puis son comblement par les séries terrigènes du Crétacé supérieur.

Au même moment et par différence, s'individualise le horst de la Plateforme de Coahuila. Celle-ci maintiendra sa position haute, continentale puis épicontinentale, durant l'essentiel de l'étape téthysienne.

En résumé, *le phénomène de "rifting continental" qui affecte la partie mexicaine du Continent Nord Américain, au Jurassique, est à l'origine de l'individualisation des deux zones caractéristiques de la paléogéographie durant toute l'étape téthysienne : le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central et la Plateforme de Coahuila.*

B. LA DIFFERENCIATION DU BASSIN DE L'ENSEMBLE HAUTE-CHAINE - HAUT-PLATEAU CENTRAL ET DU HAUT-FOND DE COAHUILA DURANT LE CRETACE INFERIEUR (Profils B à E).

I. DU BERRIASIEN A L'APTIEN INFERIEUR (profil B).

La Plateforme de Coahuila, au moins dans les environs de Las Delicias, Coah., demeure émergée. Les produits de son érosion gagnent en partie le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

Dans le bassin, probablement à la suite d'un approfondissement, la sédimentation marine s'établit définitivement.

Du Berriasien à l'Hauterivien inférieur, la Formation Taraises,

souvent riche en Ammonites et Calpionelles, se dépose. En fonction des apports argileux provenant de la plateforme, cette formation est marno-calcaire près du continent, franchement calcaire dans l'axe du bassin.

Durant l'Hauterivien supérieur et une partie du Barrémien, une recrudescence des arrivées terrigènes intervient. En marge du bassin, les sédiments détritiques sont piégés. Ils donneront la Formation Las Vigas de la partie nord de la Haute-Chaîne. La majeure partie du bassin échappe à ces apports ; la sédimentation pélagique y est calcaire.

Au Barrémien, les apports détritiques provenant de la Plateforme de Coahuila ne gagnent plus la Haute-Chaîne.

Durant le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur, le dépôt des calcaires pélagiques toujours plus riches en silex, se poursuit dans la partie profonde du bassin. Sur la marge, une plateforme néritique carbonatée s'installe. Là, une subsidence nette contribue à la formation d'un véritable calcaire urgonien à Rudistes, Gastéropodes, Bryozoaires, Algues, ..., atteignant par endroit 700m d'épaisseur.

Le talus de raccordement, entre la plateforme néritique bordière et le fond du bassin, est le siège d'arrivées par glissements de brèches de flanc qui alimentent les calcaires pélagiques en débris bioclastiques néritiques (Sierra del Gabán).

Du Berriasien à l'Aptien inférieur, trois faits notables caractérisent donc la paléogéographie :

- Le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central s'approfondit. La sédimentation de calcaires pélagiques richesen silex s'y installe.
- La marge du bassin s'individualise à l'emplacement de l'actuelle Haute-Chaîne. Elle est le siège d'une subsidence importante, conduisant au dépôt de formations très épaisses, d'abord terrigènes, puis calcaires à faciès urgonien.
- La Plateforme de Coahuila est émergée. A partir du Barrémien, elle cesse d'alimenter la sédimentation détritique de la marge. La raison réelle de cet arrêt m'échappe. Les hypothèses sont nombreuses :
  . maturité du relief atteinte sur la plateforme ;
  . conditions climatiques nouvelles, conduisant à une érosion pratiquement nulle ; etc... .

Ou bien, il n'y a pas arrêt de fourniture de matériaux terrigènes. Dans ce cas les dépôts détritiques du Barrémo-Aptien échappent à l'observation en appartenant à la partie de l'autochtone recouverte par la nappe de Parras.

II. A L'APTIEN SUPERIEUR (Profil C).

Une transgression conduit à l'immersion totale de la Plateforme de Coahuila.

Cette avancée de la mer n'a pas une origine locale.

Il s'agit du début de la grande transgression du Crétacé supérieur qui se manifeste sur l'ensemble des continents entourant le domaine téthysien.

Sur la Plateforme de Coahuila, la mer peu profonde de l'Aptien supérieur dépose les calcaires dolomitiques et les dolomies de la Formation

Cuchillo inférieure. Dans le bassin leur correspondent les horizons marno-calcaires, riches en Ammonites, de la Formation La Peña.

Cette grande transgression a une conséquence paléogéographique essentielle. *La Plateforme de Coahuila étant désormais recouverte par la mer, la sédimentation détritique qu'elle alimentait sur la marge du bassin jusqu'alors, prend fin définitivement.*

III. DURANT L'ALBIEN INFERIEUR ET MOYEN (Profil D).

L'approfondissement du bassin se poursuit à l'endroit du Haut-Plateau Central.

La Plateforme de Coahuila est recouverte par une faible tranche d'eau dont les communications avec la mer ouverte s'interrompent parfois. Il s'y dépose une série lagunaire à calcaires, calcaires dolomitiques, évaporites.

La sédimentation se fait à l'abri d'un récif barrière, situé en bordure de la Plateforme de Coahuila. Les calcaires récifaux à Rudistes (que l'on trouve aujourd'hui dans la Sierra de Parras) atteignent par endroit 500m d'épaisseur. Une telle puissance nécessite, à l'époque, une subsidence active de la bordure de cette plateforme néritique.

Des éléments de calcaires construits ou bioclastiques se détachent du récif. Ils donnent naissance à des brèches de pente qui en glissant vers le bassin vont s'intercaler dans les premiers sédiments pélagiques fins.

IV. DURANT L'ALBIEN SUPERIEUR ET LE CENOMANIEN BASAL (Profil E).

La sédimentation marine est partout calcaire.

Cependant, suite à un rapide enfoncement du bassin et de sa marge, la sédimentation calcaire est :

- franchement pélagique, riche en lits siliceux (Formation Cuesta del Cura) dans les parties qui appartiennent aujourd'hui à la Haute-Chaîne et Haut-Plateau Central ;
- néritique de type plateforme récifale à péri-récifale sur la Plateforme de Coahuila où se forme la Caliza Aurora riche en Rudistes.

Un fait illustre le rapide enfoncement de la marge : les débris bioclastiques en provenance de la plateforme carbonatée qui atteignaient à l'Albien inférieur et moyen la partie sud de la Haute-Chaîne, atteignent à peine le front nord de celle-ci à l'Albo-Cénomanien. Ils sont intercalés dans la Formation Cuesta del Cura du flanc nord de la Sierra de Parras.

Au cours du Crétacé inférieur les faits paléogéographiques marquants de l'évolution sont donc :

- l'approfondissement considérable du bassin ;
- le développement de dépôts récifaux épais, sur la marge subsidente du bassin, avant que celle-ci ne s'enfonce à son tour brusquement à l'Albo-Cénomanien ;
- l'immersion de la Plateforme de Coahuila à l'Aptien supérieur, suite à une transgression générale.

Cette évolution contribue à la différenciation d'un bassin profond (sa profondeur maximum est atteinte à l'Albien supérieur) à sédimentation pélagique, en bordure d'une plateforme épicontinentale, siège d'une sédimentation carbonatée récifale.

C'est dans ce cadre paléogéographique, qu'arrive le flysch, au Crétacé supérieur.

C. LE REMPLISSAGE DU BASSIN PAR LE FLYSCH PROVENANT DU "CONTINENT OCCIDENTAL" AU COURS DU CRETACE SUPERIEUR ET DU PALEOCENE INFERIEUR (Profils F et G).

Dans l'étude stratigraphique, après avoir précisé l'âge des formations terrigènes du Crétacé supérieur, j'ai montré quelles étaient les principales caractéristiques de l'évolution de leur dépôt dans le temps et dans l'espace.

Il reste à replacer cette sédimentation terrigène dans le cadre paléogéographique mis en place au Crétacé inférieur.

Les apports terrigènes du Crétacé supérieur ont pour cause un évènement géodynamique majeur qui se produit à l'extérieur de la Sierra Madre Orientale. Il s'agit de la phase tectonique orégonienne de l'Albo-Cénomanien qui structure et fait émerger le "Continent Occidental", c'est-à-dire l'essentiel du domaine cordillerain établi en marge ouest du craton nord-américain. Le "Continent Occidental", à partir du Cénomanien, est l'aire dispensatrice des matériaux terrigènes qui viennent se déposer dans le domaine téthysien de la Sierra Madre Orientale, et d'abord dans le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

De ce fait, l'arrivée des matériaux clastiques se produit d'abord au Sud-Ouest, dans la partie du bassin opposée à la Plateforme de Coahuila.

Au Cénomanien inférieur, dans l'axe du bassin (région de Camacho, Zac.), *les premiers grains de quartz font leur apparition* dans une gangue calcaire, avant d'être rapidement remplacés par des lutites gréseuses. Au même moment, les régions du bassin situées au Nord-Est ne sont pas atteintes par les arrivées terrigènes ; la sédimentation y est marno-calcaire. Quant à la Plateforme de Coahuila, elle échappe encore totalement aux influences terrigènes, et les dépôts carbonatés d'ambiance récifale s'y maintiennent.

Du Cénomanien au Paléocène inférieur les apports terrigènes comblent progressivement le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

Le bassin profond jouant le rôle de barrière en creux, ce comblement se fait de manière progressive en fonction de la progradation du flysch, du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

De cette progradation résulte, à chaque moment dans le bassin, un classement géographique des dépôts lié à leur granulométrie. Ainsi au San-

tonien (profil F), le front de progradation des niveaux gréseux a dépassé Camacho, Zac. et la répartition des sédiments dans la moitié nord-est du bassin est la suivante : flysch gréso-pélitique à pélito-gréseux dans l'axe du bassin, lutites gréseuses et lutites en avant du front de progradation et marno-calcaires dans la partie bordière. Sur la Plateforme de Coahuila, le dépôt des calcaires marneux se fait à très faible profondeur et est interrompu par des épisodes d'émersion courts et répétés, durant lesquels se déposent des évaporites.

La progradation du flysch dans le bassin en cours de comblement explique qu'en un même lieu, le flysch surmonte les deux formations terrigènes à composants granulométriques plus fins sédimentées, alors que lui-même se déposait dans des parties plus proximales (par rapport à l'aire dispensatrice). C'est donc bien de l'avancée du flysch dans le bassin profond, en cours de comblement que résulte la répartition dans l'espace et dans le temps de la trilogie terrigène crétacé supérieur : pré-flysch calcaro-marneux, pré-flysch lutitique, flysch.

La progradation du flysch, se fait en travers du bassin (du Sud-Ouest vers le Nord-Est) mais également en long, (du Nord-Ouest vers le Sud-Est, en fonction de la disposition oblique du bassin au pied est du "Continent Occidental" (cf. livre II). Ces directions générales sont d'ailleurs celles des figures de courant observées à la base des bancs de grès du flysch, une fois ôtée la modification de direction introduite par la mise en place de la nappe de Parras.

Le comblement du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central est réalisé au Maestrichtien (profil G).

Les conséquences de ce comblement sont :

- le débordement du flysch pélitique distal sur la Plateforme de Coahuila qui s'enfonce à son tour ;
- le dépôt dans des conditions sub-aériennes, paléo-deltaïques (E.F. McBride et col., 1974) du flysch maestrichtien de la Haute-Chaîne, aujourd'hui diverticulé au Nord du front de la Haute-Chaîne.

Une subsidence active accompagne la sédimentation terrigène à la limite des anciens bassin et plateforme uniformément envahis par le flysch. Cette subsidence est nécessaire pour expliquer l'épaisseur considérable (plus de 750m au Nord de Parras, Coah., plus de 3500m au Nord de Saltillo, Coah.) de flysch déposé dans des conditions sub-aériennes, durant le Maestrichtien et le Paléocène inférieur.

Des émissions diabasiques que l'on retrouve sous forme de sills dans le flysch maestrichtien (Formation Cerro del Pueblo des Cerros Hormigas à l'Est de La Virgen, Coah., R.W. Imlay (1937) et dans le Crétacé supérieur de la Sierra de la Peña (T.S. Jones, 1938) ont certainement pour origine la distension liée à cette subsidence. Les sills sont par ailleurs affectés par les plis laramiens.

D. FIN DE L'ETAPE TETHYSIENNE : LA PHASE TECTONIQUE LARAMIENNE.

La déformation laramienne, au Paléocène supérieur - Eocène inférieur, est à l'origine d'une véritable révolution paléogéographique.

L'émersion est générale dans le Secteur Transverse de Parras, mais également dans l'ensemble de la Sierra Madre Orientale. Les eaux marines sont rejetées dans des parties plus orientales où elles dessinent désormais le Golfe du Mexique.

La contrainte majeure laramienne est, dans cette partie de la Sierra Madre Orientale, orientée N20°E.

Soumis à cette contrainte de direction particulière, bassin et plateforme ensevelis sous le flysch subissent des raccourcissements considérables :

- au niveau du socle. Celui-ci en se cisaillant engendre la nappe de Parras. La rupture majeure se produit dans la région la moins résistante de la croûte continentale, c'est-à-dire à l'ancienne limite paléogéographique bassin-plateforme.

La mise en place de la nappe correspond ensuite au chevauchement d'une tranche de socle et des sédiments du bassin comblé, sur la Plateforme de Coahuila. L'avancée du front de la nappe se fait de manière différentielle, de part et d'autre du décrochement sénestre Cañon del Cuevo - La Virgen ;

- au niveau de la couverture. Celle-ci, décollée sur des horizons de gypses (oxfordiens dans la nappe de Parras, albiens dans la Plateforme de Coahuila) se plisse en un spectaculaire style de couverture. Au front de la nappe, l'épaisse série terrigène se décolle sur sa semelle de lutites et prend de l'avance tectonique pour former la diverticulation de flysch parrense, au Nord de la Sierra de Parras.

C'est dire que l'essentiel des caractères structuraux du Secteur de Parras, et particulièrement son caractère transverse dû à la direction dominante N110°E des plis de couverture, sont laramiens.

E. CONCLUSIONS : LES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU COURS DE L'ETAPE TETHYSIENNE.

L'évolution paléogéographique, marquée par la présence de la Téthys, du Jurassique supérieur au Paléocène inférieur, possède des traits particuliers que je souligne.

Dans le Secteur Transverse de Parras, le cycle mexicain commence tardivement, au Callovo-Oxfordien, avec la transgression téthysienne. Le caractère tardif est lié à l'ouverture récente jurassique du domaine téthysien en cet endroit des Amériques ; récente par rapport au phénomène équivalent qui s'est produit au Trias dans la partie occidentale de la Méditerranée (J. Aubouin et col., 1977).

Dans le Secteur Transverse de Parras, l'ouverture du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central reste au stade "rift continental". Il n'y a pas "océanisation" du fond du bassin. Il en résulte l'absence d'ophiolites dans le secteur, malgré une évolution du bassin de type géosynclinal.

L'évolution de type géosynclinal trouve en partie son argumen-

tation dans la présence du flysch crétacé supérieur qui comble progressivement le bassin avant d'envahir la quasi totalité du domaine de la Sierra Madre Orientale. Seulement, dans ce cas, le flysch est une conséquence sédimentaire d'un phénomène géodynamique qui affecte non pas une partie du domaine téthysien, mais un autre domaine : la Cordillère Ouest Américaine établie en marge du Continent Nord Américain. *Le bassin de l'ensemble Haute Chaîne - Haut-Plateau Central, ainsi que les zones qui l'entourent* (la Plateforme de Coahuila en particulier), *ne sont que des hôtes téthysiens du flysch crétacé supérieur d'origine cordillérraine.* Plus au Nord, là où l'hôte téthysien n'existe pas, les produits terrigènes provenant de la partie de la cordillère émergée à la suite de la phase orégonienne se déposent dans des bassins continentaux ou dans le détroit marin faisant communiquer le Texas avec l'Alaska.

CHAPITRE III. L'EVOLUTION CONTINENTALE POST LARAMIENNE.

Le Secteur Transverse de Parras est émergé. Une nouvelle paléogéographie continentale est installée et conduit, au cours de deux périodes séparées par la phase tectonique miocène, à la géographie actuelle.

A. LE SECTEUR TRANSVERSE DE PARRAS DURANT LA PERIODE DU VOLCANISME DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTALE (Fig. I_{4-2}).

Du Paléocène supérieur au Miocène basal, dans les parties occidentales du Secteur Transverse de Parras, mais surtout dans la Sierra Madre Occidentale, de puissantes manifestations volcaniques se produisent. Il s'agit d'émissions calco-alcalines à dominante d'abord andésitique, puis ignimbritique.

On relie ce volcanisme calco-alcalin à la subduction de la plaque Farallon sous le continent américain.

La limite orientale de ce volcanisme est pratiquement atteinte à la longitude étudiée. Seuls quelques témoins d'andésites sont présents au Sud de Camacho, Zac..

Echappant donc en majeure partie au volcanisme de la Sierra Madre Occidentale, les reliefs laramiens sont soumis à une puissante érosion.

L'érosion se manifeste essentiellement au Sud de la Haute-Chaîne où, en plusieurs endroits, elle fait disparaître totalement la couverture mésozoïque (dans la Sierra de San Julián par exemple, la Formation Ahuichila repose en plusieurs endroits sur le socle pré-oxfordien). Les produits de cette érosion se déposent en discordance angulaire dans un vaste bassin lacustre, dont les témoins actuels se suivent du Cañon de Ahuichila aux environs de Caopas, Zac.. Ce bassin lacustre subsident, reçoit sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, des matériaux molassiques souvent grossiers, provenant des environs immédiats : grès du flysch crétacé supérieur, calcaires et calcaires à silex du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, gypses resédimentés provenant de l'Oxfordien des sierras de l'Oratorio et de San Julián, grès rouges et éléments de roches métamorphiques du socle.

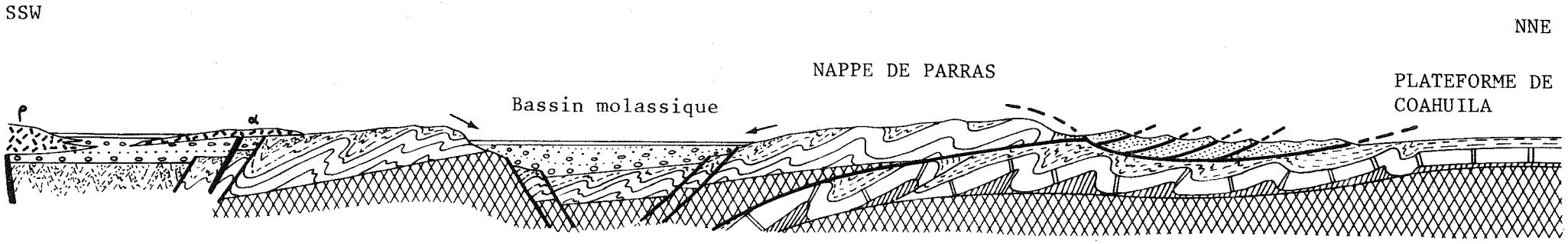


Fig. I_{4-2} : Profil schématique illustrant la paléogéographie continentale post-laramienne, de l'Eocène au Miocène basal.

Les bassins molassiques lacustres subsidents sont établis sur le dos de la nappe de Parras, mise en place au cours de la phase laramienne.

Ces bassins endoreïques reçoivent les produits clastiques provenant de l'érosion des structures laramiennes environnantes et qui donneront la Formation Ahuichila discordante. Certains reçoivent en même temps des produits volcaniques, d'abord andésitiques (α), puis ignimbritiques (ρ). Ce sont ces produits volcaniques calco-alcalins qui, en se développant de manière spectaculaire plus à l'Ouest, ensevelissent l'extrémité ouest du Secteur Transverse de Parras, puis constituent la Sierra Madre Occidentale.

Au Nord de la Haute-Chaîne aucun témoin de molasse post-laramienne (Formation Ahuichila) n'est présent. Il est donc probable qu'à cette époque, cette partie occupait une position haute et qu'ainsi les produits provenant de son érosion se dirigeaient vers d'autres bassins molassiques endoréïques situés à l'Ouest, ou vers le Golfe du Mexique.

La distension qui se manifeste durant cette première période post-laramienne permet les émissions volcaniques de la Sierra Madre Occidentale et la subsidence des bassins molassiques endoreïques. Elle est brusquement interrompue par la tectonique en compression du Miocène inférieur.

Les plis de fond à grands rayons de courbures engendrés par cette déformation modifient très sensiblement la paléogéographie. Ils donnent des grands dômes qui reprennent très obliquement et déforment les structures laramiennes tout en affectant la Formation Ahuichila. Cette déformation est immédiatement suivie par la mise en place des plutons de granitoïdes sur le Haut-Plateau Central.

B. LA DISTENSION MIO-PLIO-QUATERNAIRE.

L'évolution continentale qui s'installe à la suite du plissement miocène est sous le contrôle de la néo-tectonique distensive mio-plio-quaternaire.

Comme l'ensemble des parties centrales et occidentales du Mexique, le Secteur Transverse de Parras est soumis à une distension générale qui induit la formation de grabens et horsts. Ceux-ci sont installés à l'emporte-pièce sur les structures antérieures laramiennes ou miocènes.

La morphologie issue de cette tectonique nouvelle de failles en extension est un guide nouveau pour l'action de l'érosion. Celle-ci se manifeste de préférence sur les horsts, tandis que la sédimentation terrigène s'effectue désormais dans les lacs qui occupent les fonds des grabens.

Cette distension néotectonique n'est pas la suite de la distension de la période précédente qui pouvait être l'expression tectonique en surface de la plaque subductée, de l'enfoncement de la paléo-plaque Farallon. Cette paléo-subduction a pris fin avec la tectonique miocène. D'ailleurs, l'extension liée à cette néo-tectonique est plus importante, et le volcanisme récent des mesas qui lui est lié est de nature alcaline.

C. CONCLUSIONS : LES CARACTERISTIQUES DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE POST-LARAMIENNE.

L'évolution paléogéographique du Secteur Transverse de Parras, à la suite de la déformation et de l'émersion laramiennes, est fondamentalement différente de l'évolution mésozoïque.

C'est une évolution qui se fait "à sec", en milieu continental.

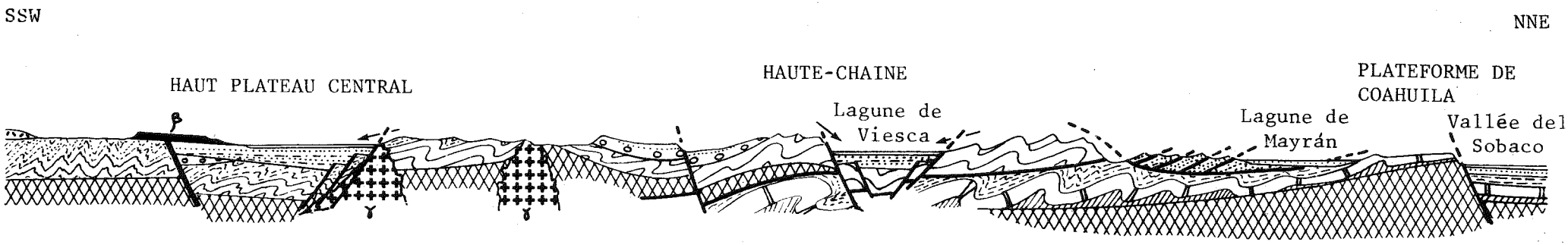


Fig. I_{4-3} : Profil schématique illustrant les grands traits de la paléogéographie liée à la distension mio-plio-quaternaire.

Les failles normales engendrent, dans le Secteur Transverse de Parras, une succession de grabens subsidents dans lesquels d'importantes quantités de matériaux clastiques (provenant des horsts environnants) s'accumulent en milieu lacustre.

Horsts et grabens recoupent de façon totalement indépendante les déformations laramiennes (nappe de Parras, plis de couverture), et les grands plis de fond miocènes. Les plutons granodioritiques (γ) mis en place après le dernier plissement miocène sont également faillés.

Des émissions volcaniques alcalines fissurales accompagnent le jeu de failles et donnent naissance aux mesas basaltiques (β).

On remarque sur ce schéma, les significations structurales différentes revêtues par la Lagune de Mayrán (il s'agit de la partie de cette lagune comprise dans la région étudiée) correspondant à un simple ennoyage des structures laramiennes par les alluvions récentes, d'une part, et les autres lagunes et vallées emplacées sur des zones effondrées récemment, d'autre part.

L'influence de la Téthys, ou plutôt, à cette époque, du Golfe du Mexique et du domaine marin caraïbe, ne se manifeste plus.

Au contraire, l'étape post-laramienne est, au moins de l'Eocène au Miocène inférieur, sous dépendance indirecte du domaine pacifique en cours de subduction sous la partie ouest du Mexique. Le volcanisme, calco-alcalin de la Sierra Madre Occidentale en apporte le témoignage. C'est-à-dire que *plus rien d'essentiel ne permet alors de distinguer l'évolution de la Sierra Madre Occidentale de celle du Secteur Transverse de Parras.* Seule, introduit une différence dans le volume du volcanisme émis, la distance du lieu du Secteur Transverse à la zone de subduction de la plaque Farallon.

Cette communauté d'évolution paléogéographique et tectonique se maintient d'ailleurs pendant tout le Cénozoïque. En particulier, l'évolution liée à la néo-tectonique est la même, du Secteur Transverse de Parras au Pacifique, en passant par le rift récent du Golfe de Californie.

L'évolution du Secteur Transverse de Parras durant l'étape post-laramienne n'a plus rien de spécifique. Elle se fait selon l'évolution de l'ensemble du système montagneux occupant le Nord et le Nord-Ouest du Mexique, comme je le mentionnerai dans le livre II.

CONCLUSION DU LIVRE I

BILAN DE CETTE ETUDE GEOLOGIQUE DANS LE SECTEUR TRANSVERSE DE PARRAS

Cette monographie géologique du profil choisi dans le Secteur Transverse de Parras n'est qu'une contribution à la connaissance de la Géologie de la Sierra Madre Orientale.

L'historique général des travaux qui précède l'étude proprement dite, et la bibliographie qui succède, sont là pour rappeler la part fondamentale des faits établis, avant et pendant ce travail, par d'autres auteurs.

De ce premier livre ressortent, tout de même, des résultats nouveaux et des faits généraux.

Ce sont d'abord des *précisions stratigraphiques*. L'étude des microfaunes m'a permis de préciser les âges de plusieurs formations du Néocomien, de l'Albo-Cénomanien et surtout du Crétacé supérieur. Chaque fois ces précisions nouvelles ont été signalées dans le texte.

A partir d'éléments mieux datés, j'ai pu *affiner les reconstitutions paléogéographiques* de la région au cours des deux grandes étapes successives du cycle mexicain.

Durant l'étape téthysienne, du Jurassique supérieur au Paléocène, j'ai séparé deux grandes zones : le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut Plateau Central et la Plateforme de Coahuila. L'étude des faciès et des microfaciès des formations mieux datées, m'a permis de reconstituer la naissance, l'évolution bathymétrique de ces deux zones, et l'évolution de la sédimentation dans celles-ci. En particulier, j'ai précisé l'évolution du flysch crétacé supérieur dans le temps et dans l'espace, montrant de quelle manière il comble le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central (et non pas le Bassin de Parras lequel n'a qu'une signification morphologique récente), avant de déborder sur la Plateforme de Coahuila.

Durant l'étape continentale post-laramienne (de l'Eocène à l'actuel), j'ai distingué deux périodes marquées par des volcanismes de natures différentes et par les dépôts de molasses lacustres. Ces deux périodes sont séparées par la déformation et le plutonisme miocènes.

C'est toutefois *l'étude structurale* des sierras situées entre Las Delicias, Coah. et Camacho, Zac., qui m'a procuré le plus de satisfactions. A partir d'une cartographie, détaillée aux endroits clefs, j'ai d'abord "revalorisé" le chevauchement de la Sierra de Parras au Puerto de la Peña, en montrant que celui-ci impliquait deux domaines paléogéogra-

phiques différents. La mise en évidence de fenêtres dans la Sierra del Oratorio, m'a permis de quantifier l'importance du recouvrement de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central sur la Plateforme de Coahuila, et de conclure à l'existence de la *nappe de Parras*. En décrivant cette nappe, j'ai montré que le socle cisaillé participait à celle-ci, que l'épaisse séquence de flysch, présente aujourd'hui dans le Bassin de Parras, n'était autre qu'une diverticulation de l'unité charriée et que le front de la nappe présentait un débordement sénestre au niveau du Puerto de la Peña. Enfin, j'ai insisté sur la distinction des diverses phases tectoniques qui, en se superposant dans le temps et dans l'espace, ont structuré le Secteur Transverse de Parras.

Ayant à ma disposition les descriptions stratigraphiques et tectoniques, les données paléogéographiques, j'ai tenté de reconstruire les grandes étapes de l'évolution paléogéographique et orogénique du Secteur Transverse de Parras. Cette reconstitution, où tectoniques et paléogéographies s'enchaînent et se superposent de manière logique, constitue le dernier chapitre. C'était le but essentiel de cette thèse et le propos de ce premier livre.

Mais bien des points restent à résoudre ...

Par exemple, sur ce profil, je n'ai pas trouvé d'explication au caractère essentiel du Secteur de Parras, c'est-à-dire à la disposition localement N110°E, transverse, des structures laramiennes de la Sierra Madre Orientale.

D'autre part, je n'ai pu appréhender qu'une faible partie du domaine paléogéographique téthysien de la Sierra Madre Orientale, si bien que je n'ai pu, sur ce profil, me prononcer sur les directions paléogéographiques des deux zones distinguées au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé.

Pour trouver une solution à de tels problèmes, il faut nécessairement prendre du recul, de manière à l'obtenir à partir d'une vision plus globale de l'ensemble de la Sierra Madre Orientale et de son environnement géologique.

C'est cette nouvelle approche des problèmes géodynamiques de la Sierra Madre Orientale que je vais maintenant tenter, en me servant des enseignements géologiques et surtout de la logique de l'évolution structurale au cours du cycle mexicain, tirés de cette étude aux confins des états de Zacatecas et de Coahuila.

QUELQUES APERCUS PHOTOGRAPHIQUES DE LA GEOLOGIE DU SECTEUR TRANSVERSE DE PARRAS

PLANCHES I à XII

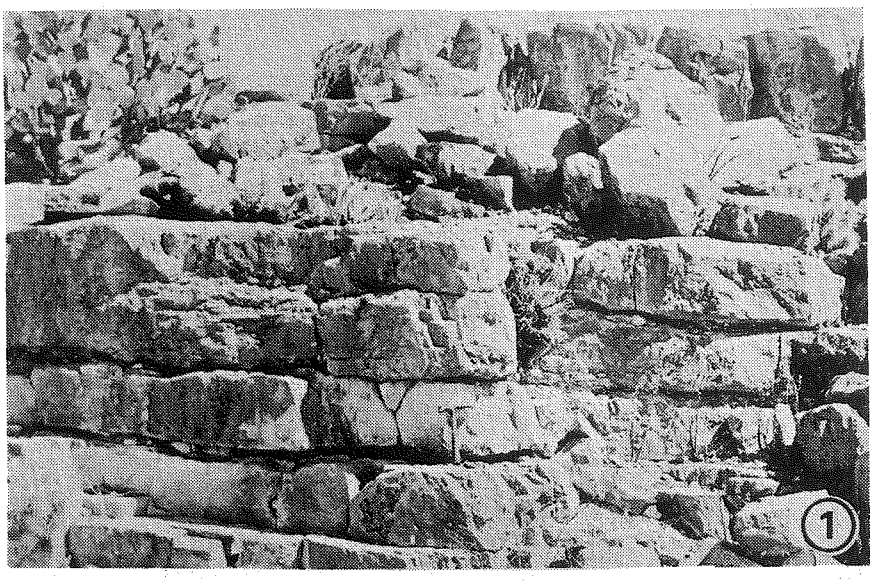
PLANCHE I

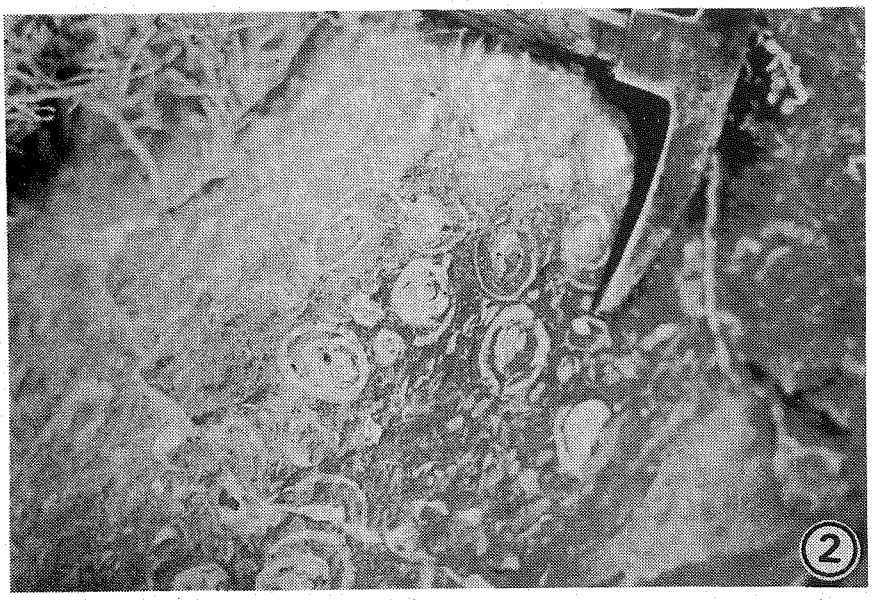
La Caliza Aurora albo-cénomanienne de la Plateforme de Coahuila.
Les exemples ont été pris au Nord de la Lagune de Mayrán.

Fig. 1 : Calcaires en bancs massifs de la partie supérieure de la Formation Aurora. Photographie prise à la limite sud des Mesas Villareal, Coahuila.

Fig. 2 : Niveau riche en Actéonelles dans la partie supérieure de la Caliza Aurora. Mesas Villareal, Coahuila.

Fig. 3 : Banc de Caliza Aurora particulièrement riche en exemplaires de *Caprinuloidea* sp. Mesas Villareal, Coahuila.


1


2

3

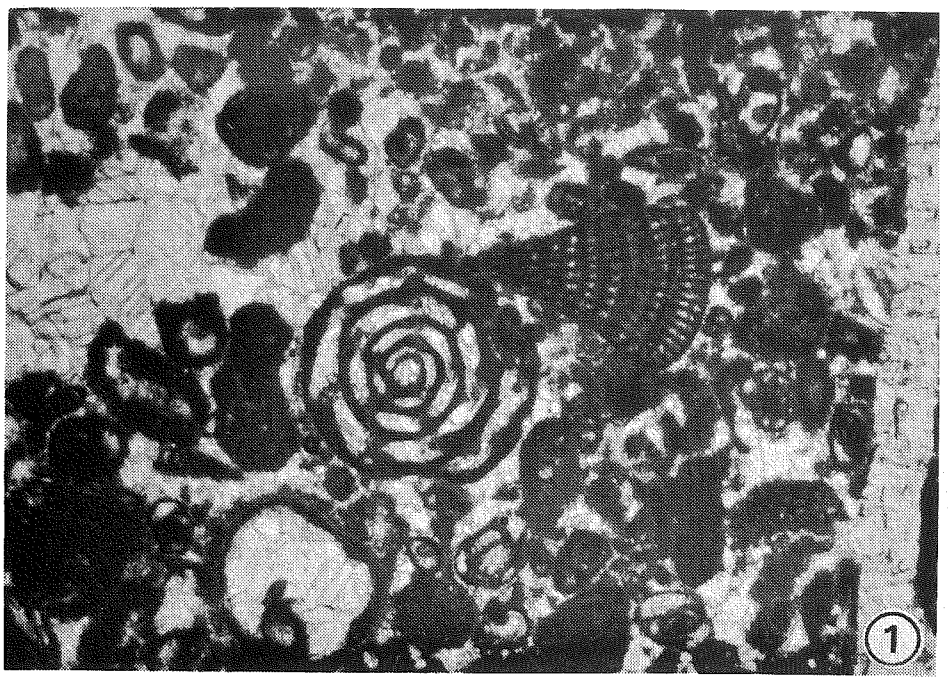
PLANCHE II

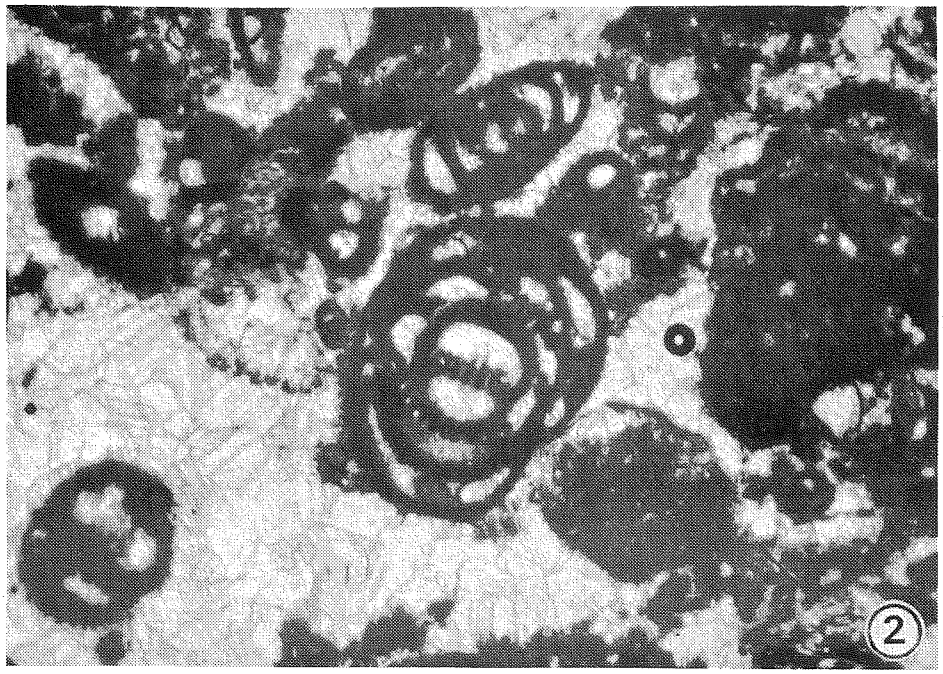
Caliza Aurora albo-cénomanienne de la Plateforme de Coahuila : microfaciès.

Fig. 1 : Intrabiosparite à *Nummoloculina heimi* Bonet et *Cuneolina* gr. *pavonia parva* d'Orbigny. Cénomanien inférieur. Partie supérieure de la Caliza Aurora. Extrémité orientale de la Sierra de la Peña, Coahuila. (x54).

Fig. 2 : Intrabiosparite à *Streptalveolina mexicana* (E. Fourcade et col., 1974). Cénomanien inférieur. Partie supérieure de la Caliza Aurora. Anticlinal de los Corales. Extrémité orientale de la Sierra de la Peña, Coahuila. (x54).

PLANCHE II





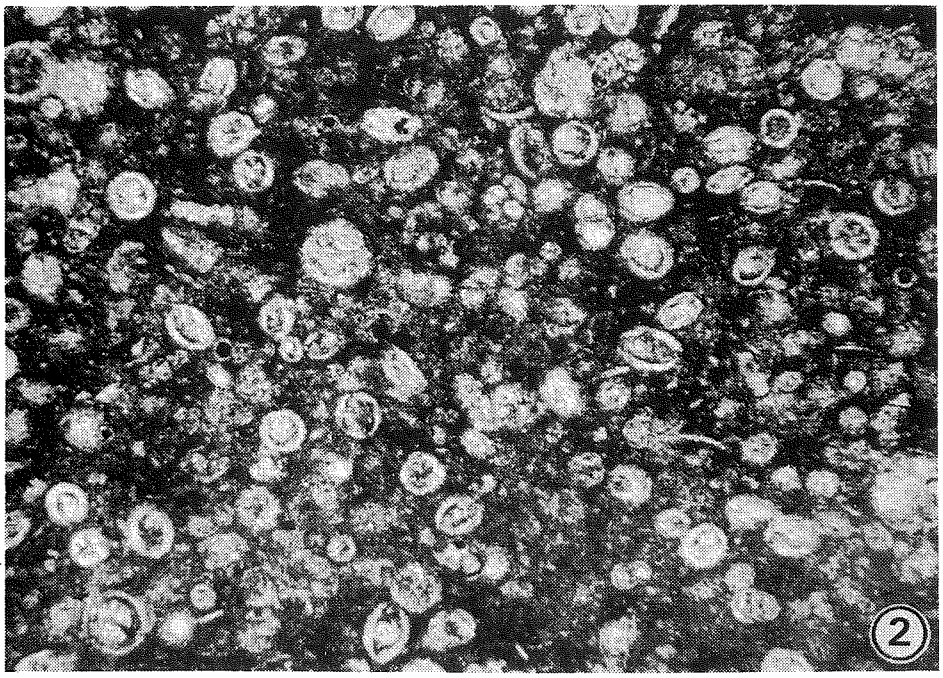
P L A N C H E III

La Formation Indidura de la Plateforme de Coahuila.

Fig. 1 : Aspect de la base cénomano-turonienne de la Formation Indidura au Nord de la Lagune de Mayrán. Mesas Villareal, Coahuila.

Fig. 2 : Microfaciès de l'un des premiers niveaux de la Formation Indidura très riche en Pithonelles. Cénomanien supérieur des Mesas Villareal, Coahuila. (x125).

1


2

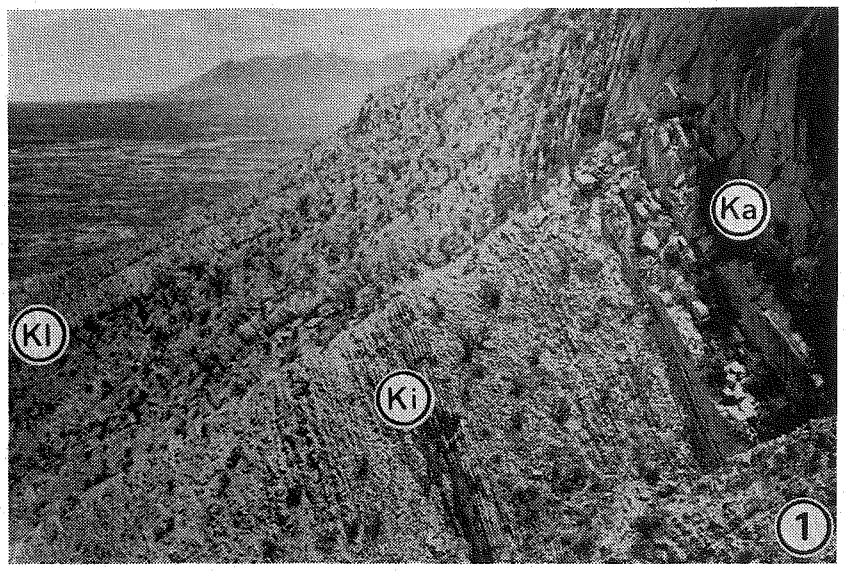
P L A N C H E IV

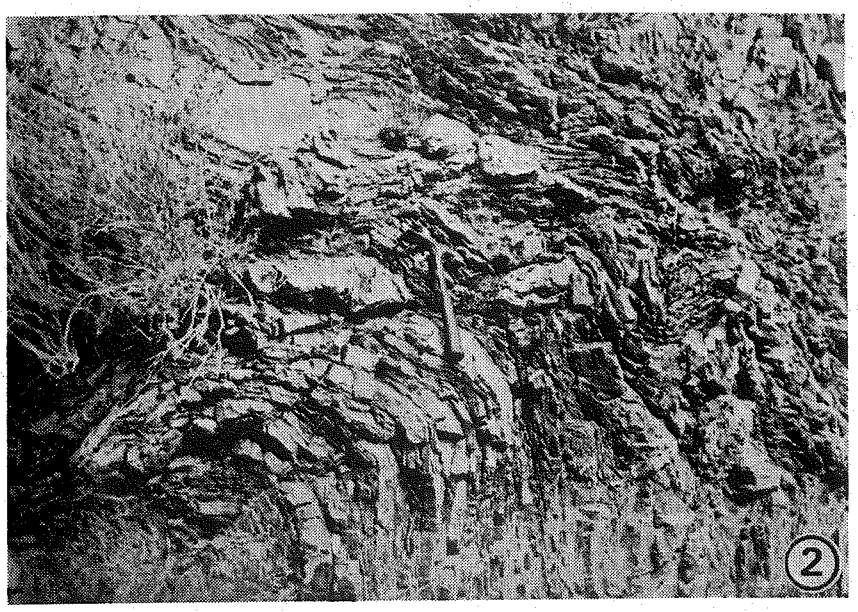
La série mésozoïque coahuilense au Sud de la Lagune de Mayrán.

Fig. 1 : Les formations du Crétacé en position renversée sur le flanc nord de l'anticlinal de Los Corales. Extrémité orientale de la Sierra de la Peña, Coahuila. Ka: Caliza Aurora albo-cénomanienne ; Ki: Formation Indidura du Cénomanien supérieur - Campanien ; kl: lutites campaniennes. A l'arrière plan on distingue la Sierra de Parras et la Vallée de Parras (vue prise vers l'Est).

Fig. 2 : Aspect du flysch pélitique coahuilense (Campanien supérieur - Paléocène) affleurant en demi-fenêtre dans la Vallée de Parras, Coahuila. L'intensité de la déformation est à mettre en rapport avec le chevauchement proche du flysch diverticulé de la Sierra del Mimbre. Photographie prise 2 km environ au Sud de San Rafael, Coah. .

PLANCHE IV



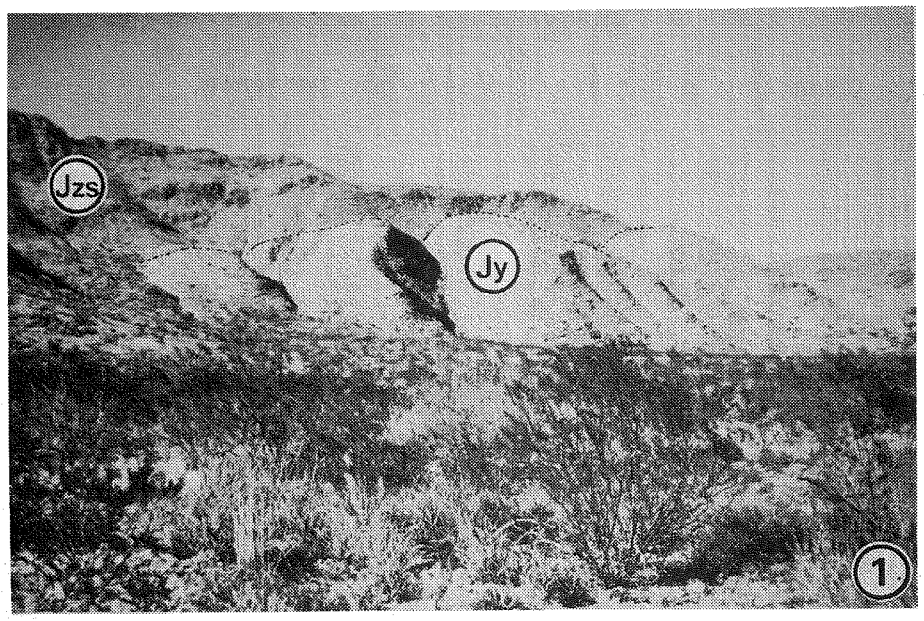


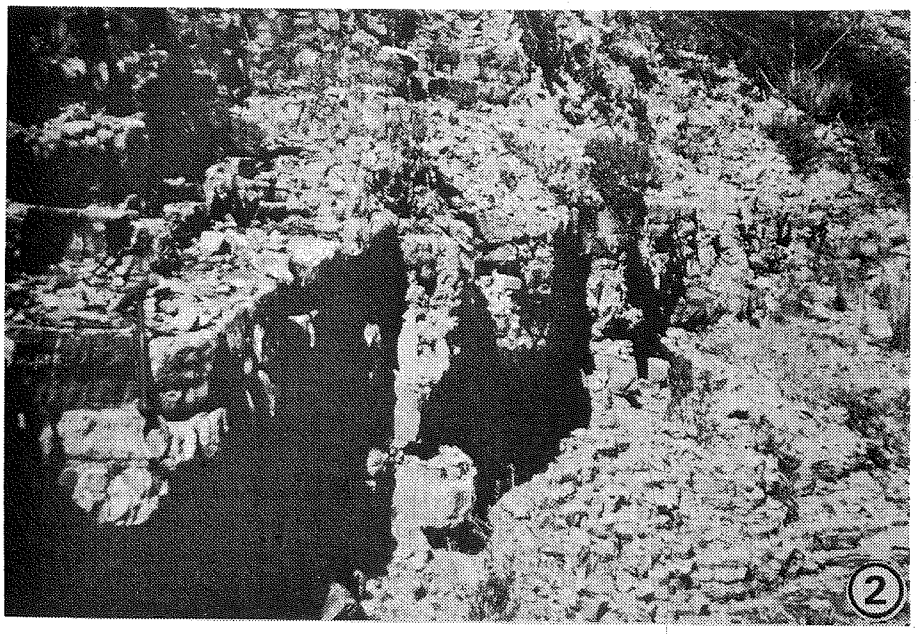
P L A N C H E V

Le Jurassique supérieur de la série mésozoïque parrense.

Fig. 1 : L'Oxfordien de la Sierra del Oratorio - 13 km environ à l'Ouest - Nord-Ouest de Manchuria, Zac., on reconnaît :
Jy: gypses du niveau de décollement, amassés plus ou moins diapyriquement en cet endroit ; Jzs: calcaires à Nérinées en gros bancs de la Caliza Zuolaga supérieur.

Fig. 2 : Aspect de la Formation La Caja (Kimméridgien-Portlandien). Sierra de Teyra.


Jzs
Jy
1


2

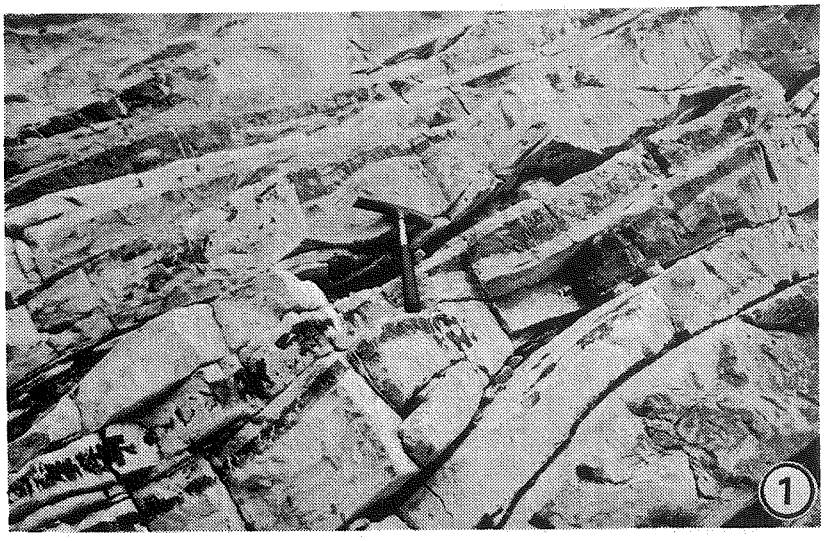
P L A N C H E VI

Quelques formations de la série mésozoïque parrense.

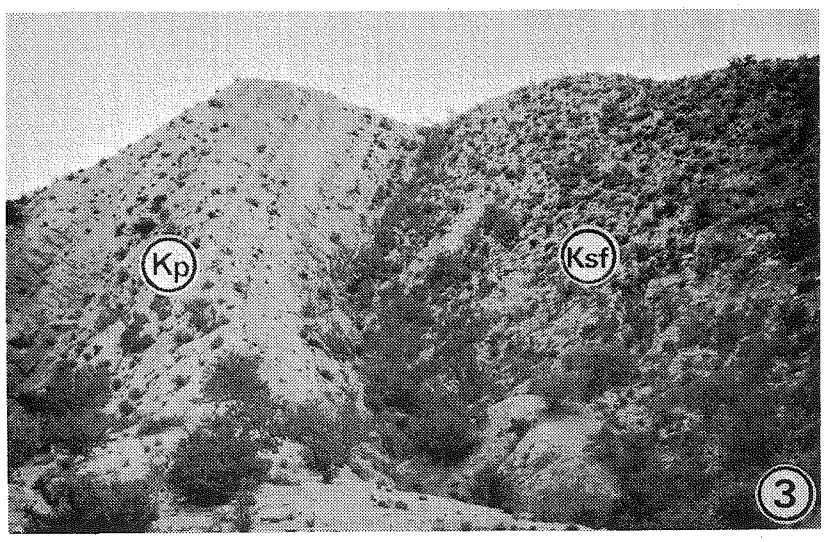
Fig. 1 : Caliza Cuesta del Cura de l'Albien supérieur - Cénomanien basal. Sierra de Parras, Coahuila.

Fig. 2 : Formation San Felipe du Cénomanien - Campanien. Environs de Parras, Coahuila.

Fig. 3 : Contact stratigraphique entre le Formation San Felipe (Ksf) et la Lutita Parras (Kp) aux Lomas de San Pablo près de Parras, Coahuila.


1

2


Kp
Ksf
3

P L A N C H E VII

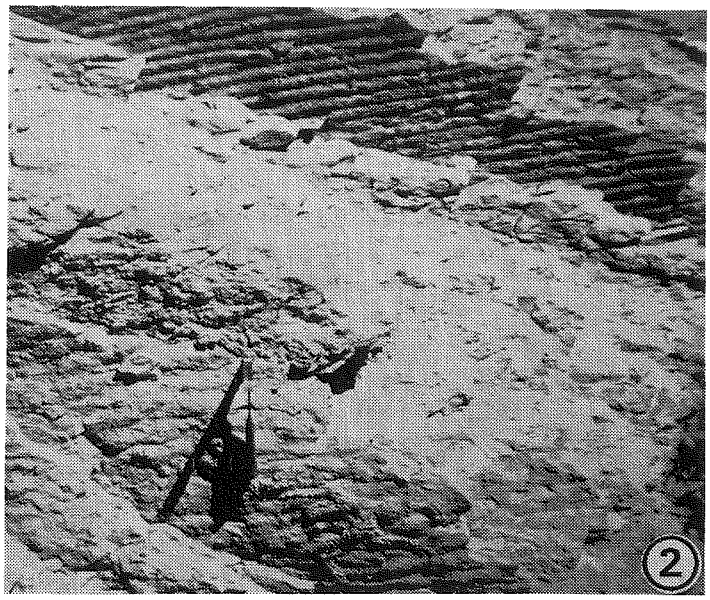
Le flysch crétacé supérieur de la Sierra del Mimbre.

Fig. 1 : Vue d'ensemble du flysch gris brun appartenant à la Formation Cerro del Pueblo du Campanien - Maestrichtien. Cette formation se termine par des bancs épais de grès apparaissant en haut et à gauche de la photographie. Flanc nord du Cerro Yerba Buena, Sierra del Mimbre.

Fig. 2 : Figures de bases de bancs (ripple-marks) dans la Formation Cerro del Pueblo du Campanien - Maestrichtien. Sierra del Mimbre. Arroyo Agua Prieta au Sud de Cruz Verde, Coah. .

Fig. 3 : Aspect d'une partie pélito-gréseuse du flysch crétacé supérieur, appartenant à la Formation Cerro del Pueblo. Sierra del Mimbre, au Sud du Rancho El Pilar.

PLANCHE VII



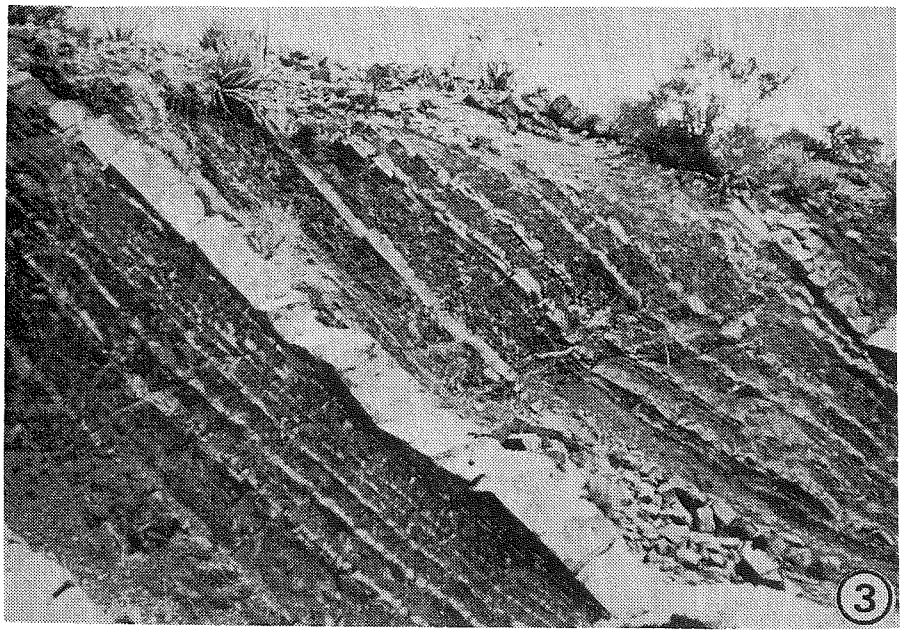


PLANCHE VIII

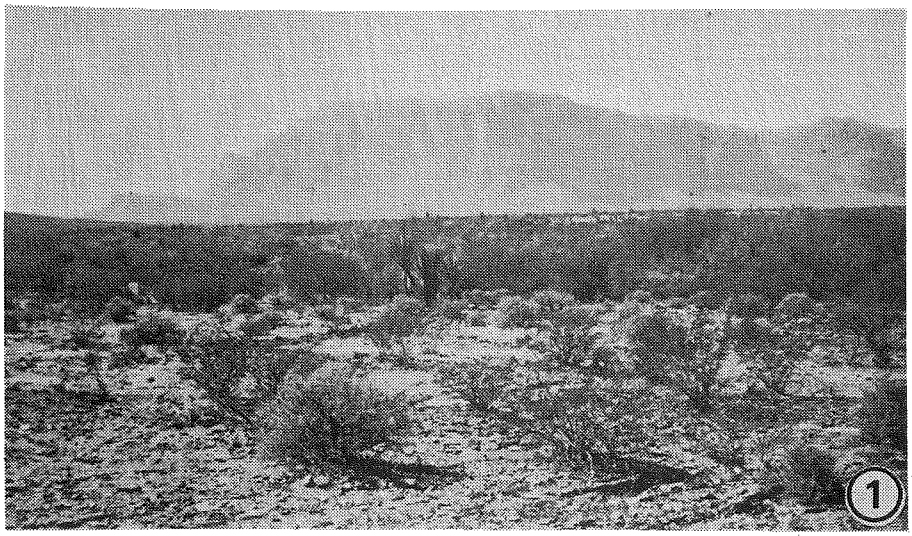
La molasse continentale post-laramienne.

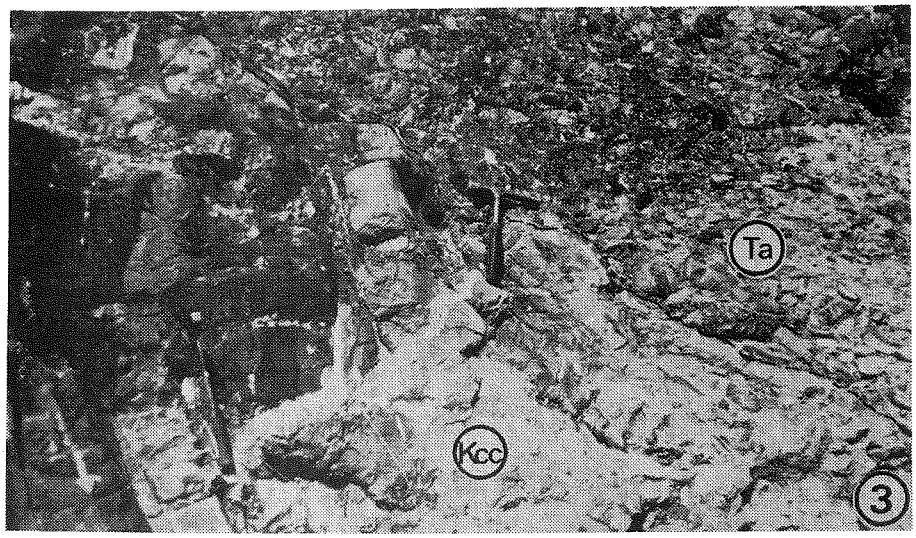
Fig. 1 : Le Fronton de Ahuichila (photographie prise en direction du Sud-Ouest depuis Bajio de Ahuichila). Ce relief est fait de conglomérats tertiaires (Formation Ahuichila). L'escarpement très prononcé a pour origine une faille récente orientée Nord-Ouest - Sud-Est.

Fig. 2 : Un niveau conglomératique (à éléments essentiellement calcaires) de la Formation Ahuichila. La photographie a été prise sur l'extrémité nord-ouest de la Sierra de San Julián.

Fig. 3 : Discordance angulaire des conglomérats cénozoïques de la Formation Ahuichila (Ta) sur la Formation Cuesta del Cura (Kcc) albo-cénomanienne. Extrémité nord du Cerro el Cepillo, Sierra del Oratorio.

PLANCHE VIII





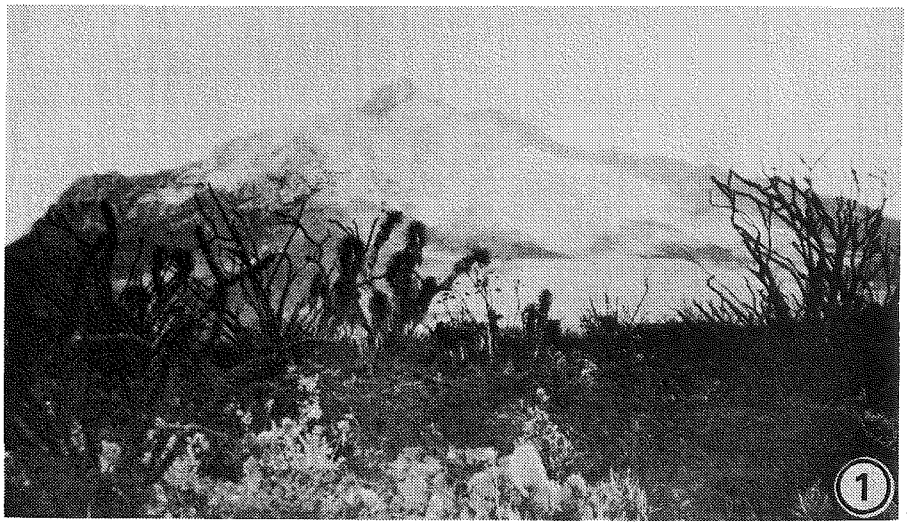
P L A N C H E IX

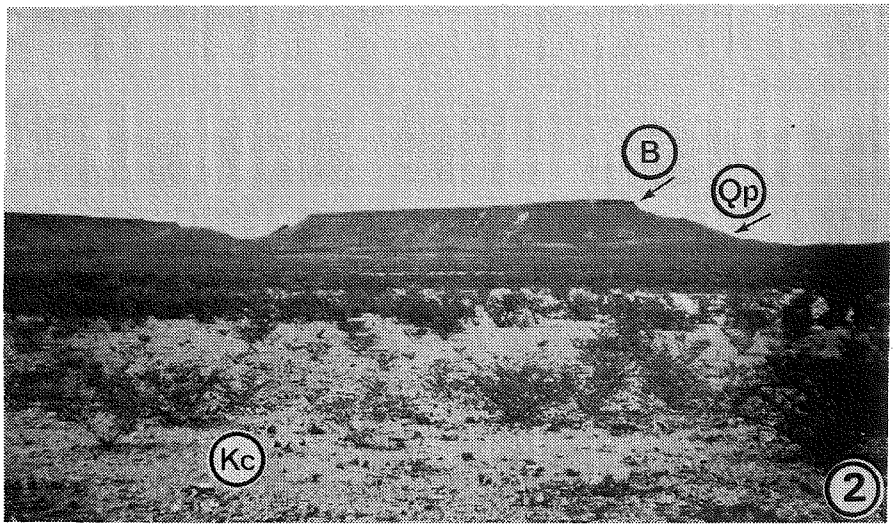
Fig. 1 : Le Pico de Teyra (2861m) : pluton granodioritique miocène. Un réseau de failles récentes séparant la Sierra de Teyra des Llanos el Barreal est à l'origine du relief. Photographie prise en direction du Sud-Est depuis les Llanos el Barreal.

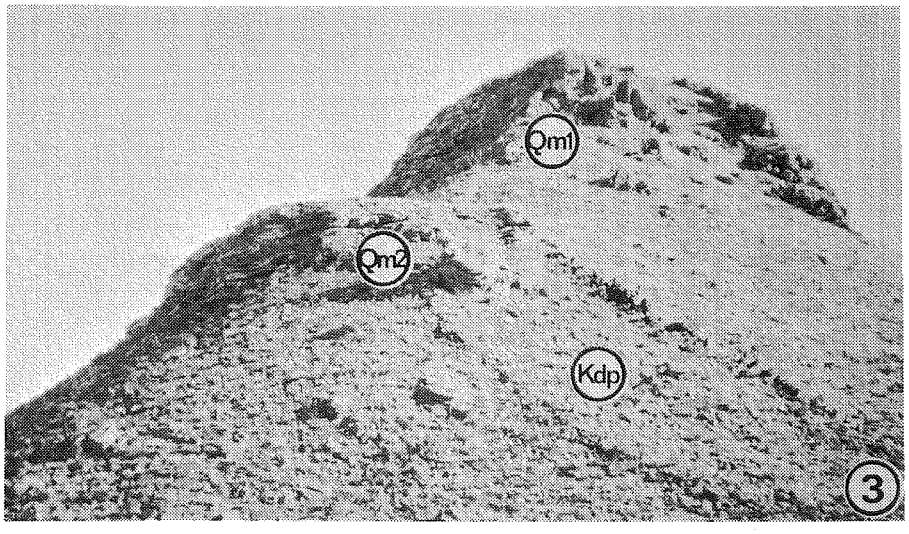
Fig. 2 : Mesas basaltiques pleistocènes (B) des environs de Magallanes, Dur.. Elles surmontent les graviers d'un ancien pédiment quaternaire (Qp: Grava Peribañez). Au premier plan la surface d'érosion recoupe les couches du flysch crétacé supérieur (Kc: Formation Caracol).

Fig. 3 : Deux témoins de pédiments élémentaires (Qm_1 et Qm_2) emboités sur le front nord de la Sierra del Mimbre à l'Est - Sud-Est de San Carlos, Coah.. Leur position perchée sur une butte de flysch crétacé supérieur (Formation Cerro del Pueblo = Kdp) résulte de l'enfoncement des "arroyos" actuels. Ces pédiments élémentaires sont classiquement confondus au sein de la même Formation Mayrán.

PLANCHE IX







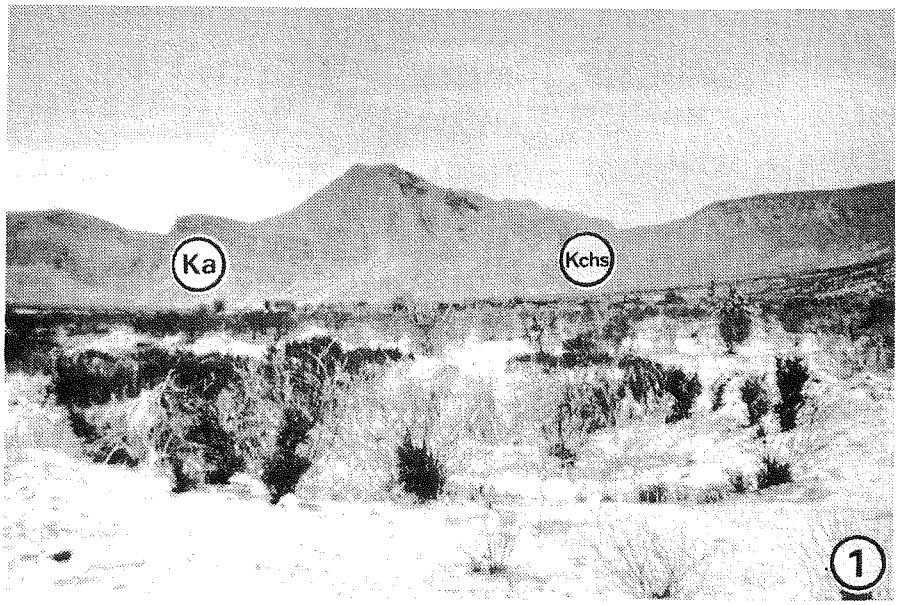
P L A N C H E X

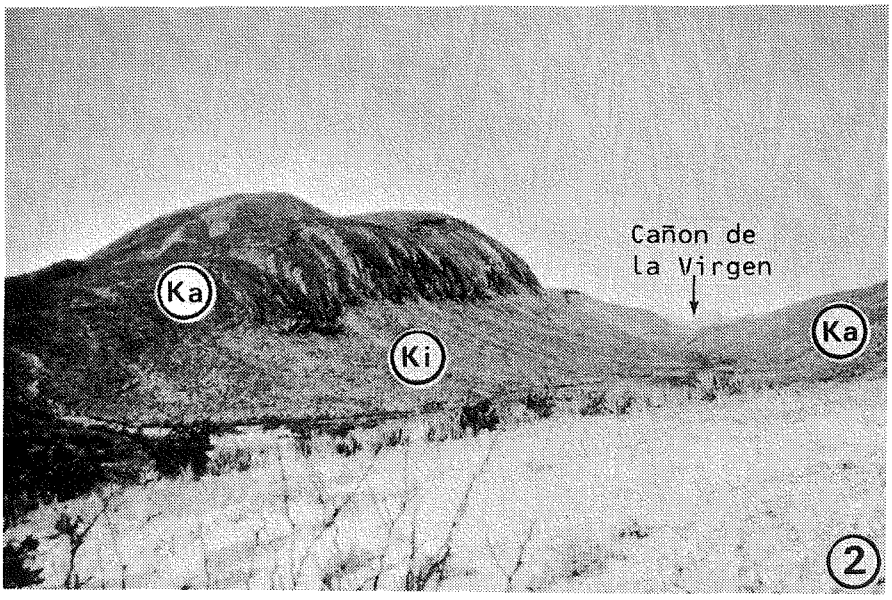
Quelques déformations de la série mésozoïque coahuilense.

Fig. 1 : Exemple des rares plis affectant la couverture crétacée de la Plateforme de Coahuila, au Nord de la Lagune de Mayrán. Anticlinal et synclinal déversés vers l'Ouest dans la Sierra de la Candelaria, photographiés depuis le Puerto Ventanillas. La position perchée du synclinal est en relation avec la présence de l'épaisse Formation Cuchillo supérieure (Kchs) riche en gypses moins résistants à l'érosion, à la base des assises calcaires de la Caliza Aurora (Ka).

Fig. 2 : Exemple de plis laramiens affectant l'extrémité orientale de la Sierra de la Peña. En fonction de la morphologie conforme: la sierra faite de Caliza Aurora (Ka) albo-cénomanienne, correspond à l'anticlinal déversé vers le Nord - Nord-Est, alors que le Cañon de la Virgen est établi dans le synclinal rempli de Formation Indidura (Ki) du Crétacé supérieur, moins résistante à l'érosion. Photographie prise du Puerto de la Peña en direction de l'Ouest.

PLANCHE X



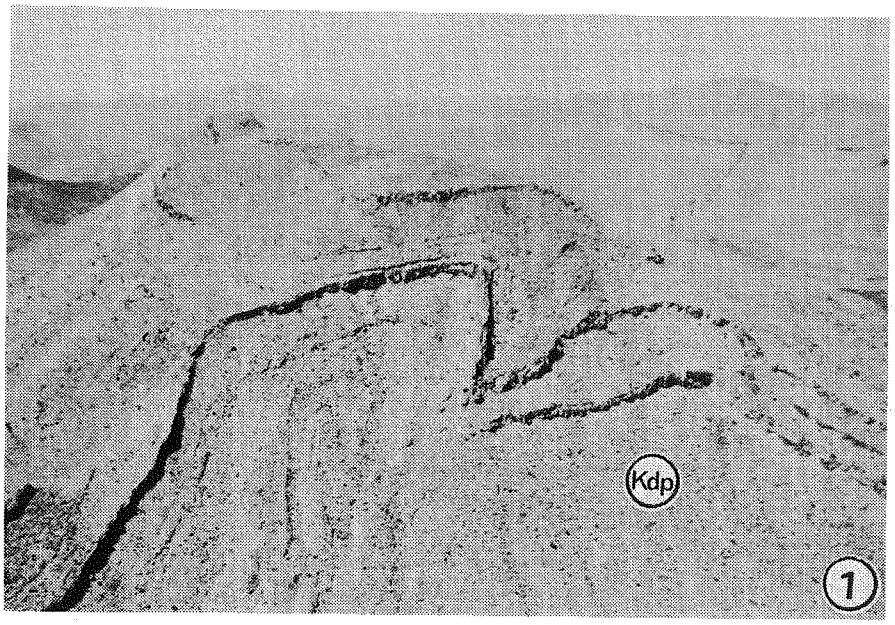


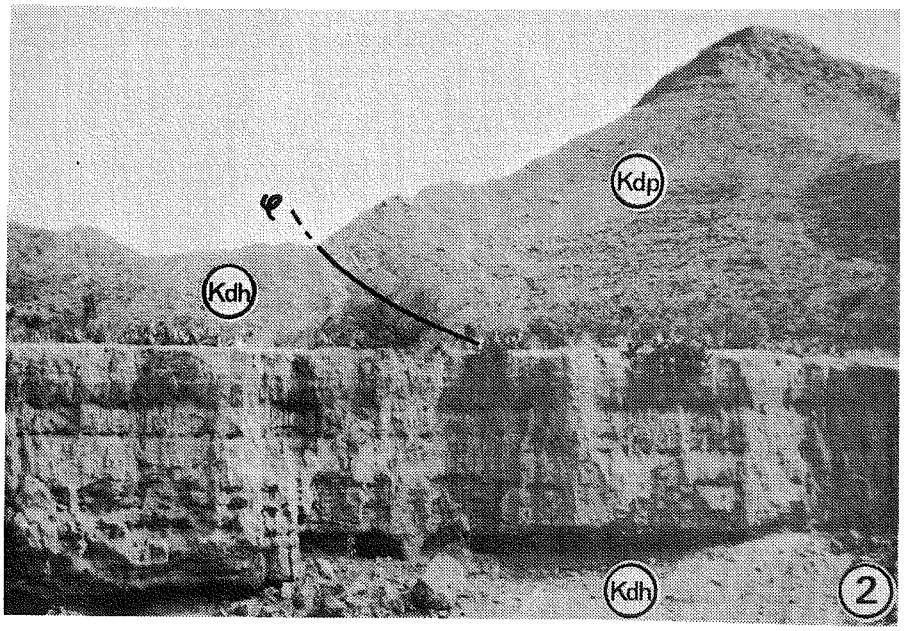
P L A N C H E XI

Quelques déformations du flysch de la Sierra del Mimbre.

Fig. 1 : Replis laramiens, déversés vers le Nord affectant le flysch crétacé supérieur de la Sierra del Mimbre ; ici Formation Cerro del Pueblo (Kdp) dans la partie supérieure du cours de l'Arroyo el Mimbre. Photographie prise en direction de l'Ouest.

Fig. 2 : Exemple d'écaille tectonique laramienne, affectant le flysch de la Sierra del Mimbre. L'accident situé au Sud de Cruz Verde est responsable du chevauchement vers le Nord de la Formation Cerro del Pueblo (Kdp) grise et brune sur les couches rouges fortement redressées de la Formation Cerro Huerta (Kdh). Photographie prise en direction de l'Est. Au premier plan terrasse alluviale de l'Arroyo Agua Prieta.


Kdp
1

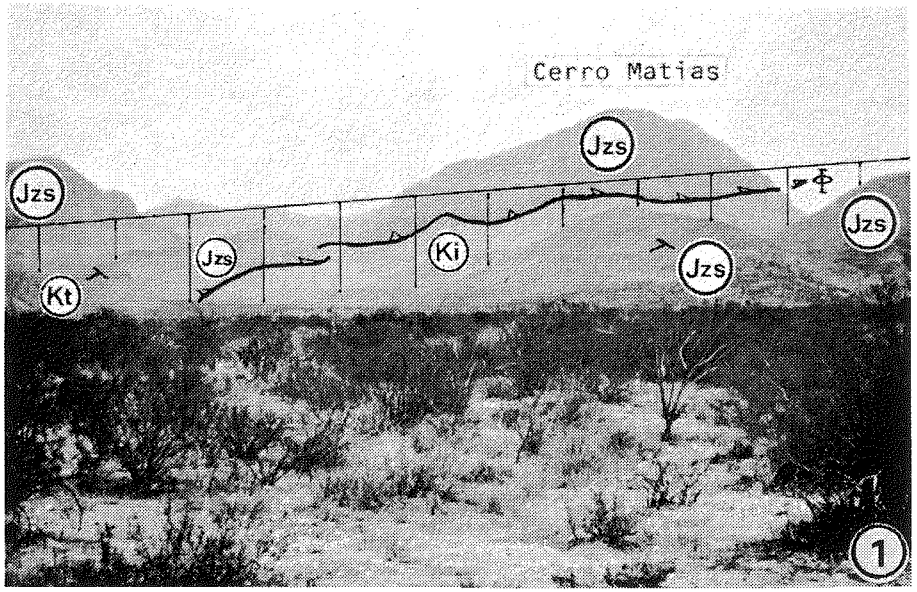

Kdp
Kdh
Kdh
2

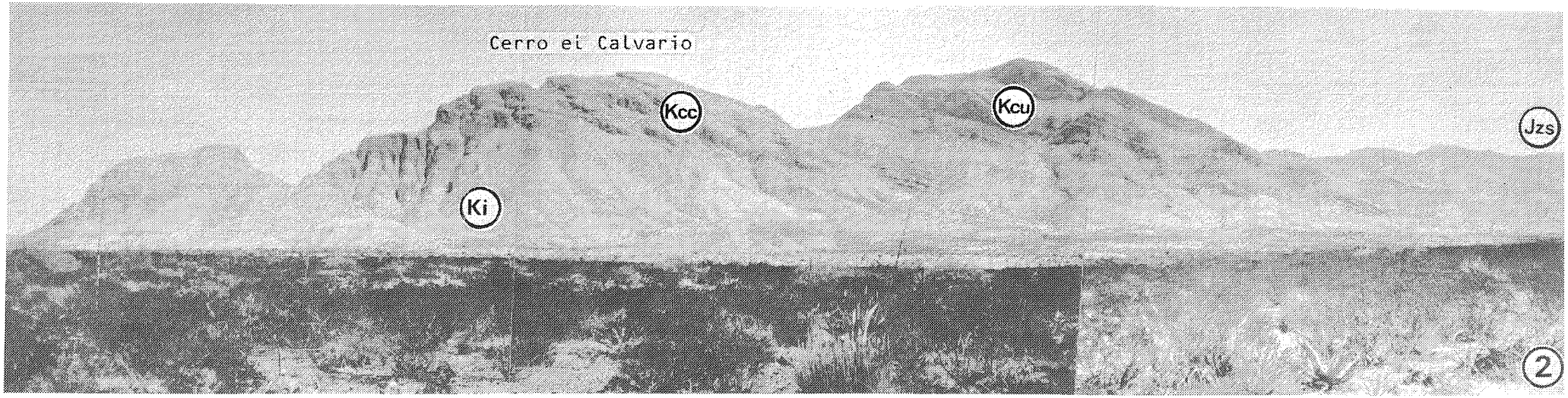
P L A N C H E XII

Quelques structures dans la nappe de Parras.

Fig. 1 : Vue vers l'Est sur la fenêtre de Matias (Sierra del Oratorio). Φ contact de base de la nappe de Parras. Jzs: Caliza Zuloaga supérieure de l'Oxfordien ; Kt: Formation Taraises du Crétacé inférieur ; Ki: Formation Indidura appartenant à l'autochtone. On a matérialisé le plan de la faille récente responsable du soulèvement du compartiment oriental dans lequel affleure l'autochtone coahuilense.

Fig. 2 : Vue panoramique sur le flanc nord renversé de la Sierra de San Francisco. Photographie prise de la Vallée de Manchuria en direction de l'Est. Jzs: Caliza Zuloaga supérieure de l'Oxfordien ; Kcu: Caliza Cupido du Barrémien-Aptien ; Kcc: Caliza Cuesta del Cura de l'Albien supérieur - Cénomanien basal ; Ksf: Formation San Felipe du Crétacé supérieur. Une importante faille récente longeant le pied des reliefs est à l'origine de l'effondrement de la Vallée de Manchuria.


Cerro Matias
Jzs
Jzs
Jzs
Jzs
Jzs
Ki
Kt
1


Cerro el Calvario
Kcc
Kcu
Jzs
Ki
2

LIVRE II

ORGANISATION ET GEODYNAMIQUE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE AU PASSAGE DOMAINE ALPIN CARAIBE - CORDILLERE OUEST-AMERICAINE.

AU LECTEUR ...

Au cours des missions et de mon séjour au Mexique, en dehors de l'étude détaillée de la partie du Secteur Transverse de Parras, j'ai eu la chance de pouvoir visiter de nombreuses régions dans la Sierra Madre Orientale et dans les grands ensembles géologiques environnants.

A partir de l'expérience acquise dans les sierras situées entre Las Delicias, Coah. et Camacho, Zac., de la bibliographie et de ces visites, je me suis fait une idée de l'organisation structurale de la Sierra Madre Orientale dans son ensemble et de son évolution dans le temps et dans l'espace. C'est cette idée que je veux traduire dans ce deuxième livre, en me rappelant qu'elle doit beaucoup aux discussions que j'ai eu, sur le terrain ou au laboratoire, avec mes amis mexicains et français.

Au fil des pages qui vont suivre, et de manière très générale je brosserai, dans une première partie, une rapide ébauche structurale d'ensemble de la Sierra Madre Orientale ; je tenterai, dans une deuxième partie, un essai sur l'évolution du Mexique du Nord-Est au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque et, dans une troisième partie, terminerai en envisageant les rapports entre Sierra Madre Orientale et Golfe du Mexique.

A l'échelle où sont abordés ces problèmes, il ne peut s'agir que de modèles, lesquels devront, bien entendu, subir l'implacable confrontation des faits géologiques ...

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE D'ENSEMBLE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE

CHAPITRE I. PRESENTATION GENERALE DE L'EDIFICE.

Celle-ci a été faite dans l'introduction générale du mémoire.

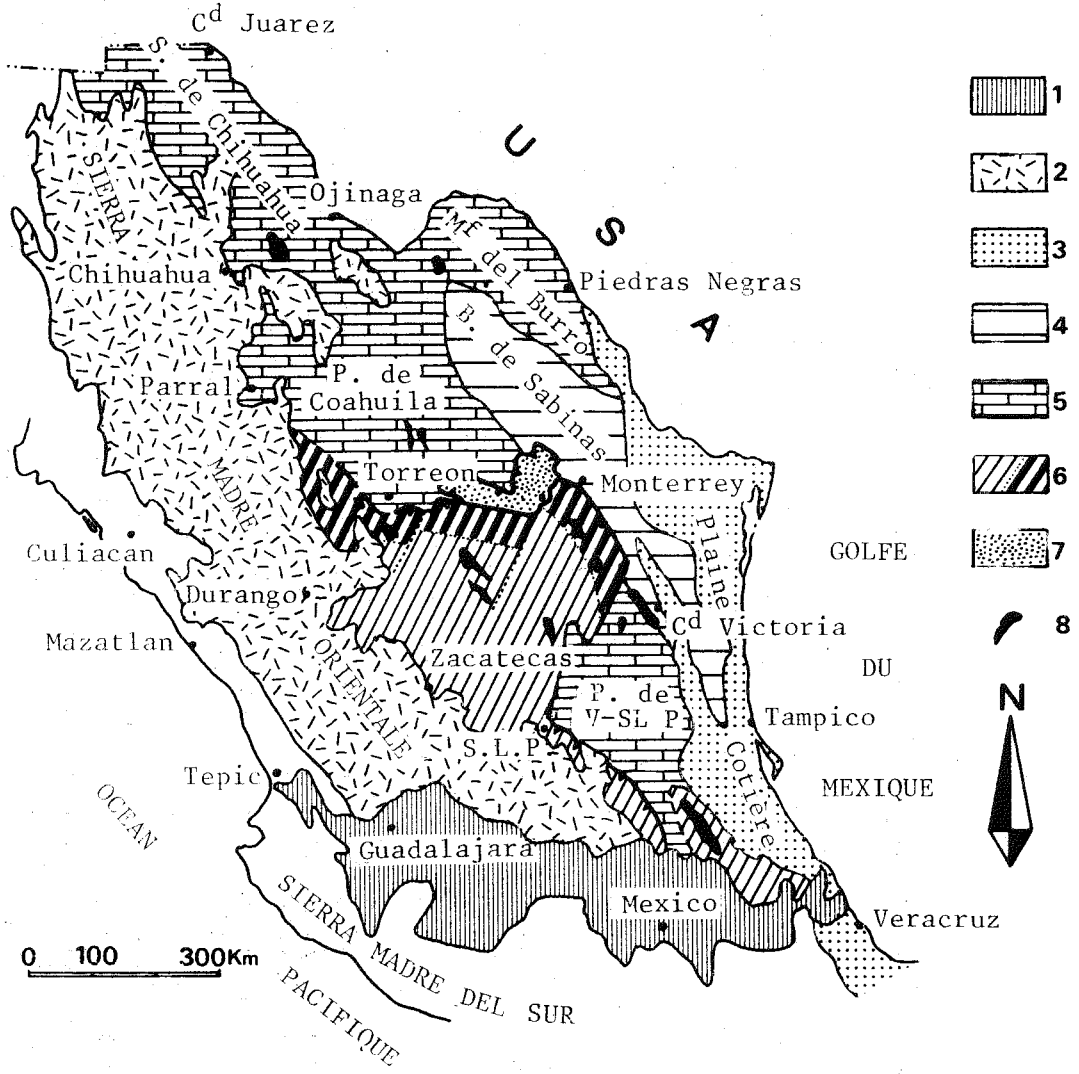
Je rappellerai simplement, que du point de vue physiographique on peut subdiviser la Sierra Madre Orientale en *trois grandes provinces*. Ce sont du Nord-Est au Sud-Ouest (voir Introduction fig. C) :

- *La province de Sabinas*, dans laquelle les sierras et les vallées alignées selon la direction dominante Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est sont autant d'anticlinaux et de synclinaux généralement simples qui se suivent depuis le Rio Grande del Norte jusqu'aux environs de Monterrey N.L. A cette province je rajoute les sierras de San Carlos et de Tamaulipas qui percent en plis de fond tardifs la Plaine Côtière du Golfe du Mexique. Au Nord-Ouest, la Province de Sabinas se termine en "doigts de gant" et sépare de la Plateforme de Coahuila le Massif du Burro, bien limité par la boucle du Rio Grande.

- *La province des plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi* dont on suit l'extension depuis la Plateforme du Texas jusqu'aux environs de Xilitla S.L.P. Ces deux plateformes sont séparées géographiquement entre les parallèles N 24° et N 25°30 par un débordement vers le Nord-Est de la province suivante. Je rattache à cette province des plateformes *le système de Chihuahua*.

- *La province de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central*. La Haute-Chaîne constitue un ensemble continu de hautes sierras qui dessine entre Torreón, Coah. et San Luis Potosi, S.L.P. un vaste lobe convexe vers le Nord-Est comprenant, le Secteur Transverse de Parras, la courbure de Monterrey et la courbure de Villagrán. Sur son bord convexe, la Haute-Chaîne se termine brusquement par un important ressaut topographique qui domine : au Nord, la Plateforme de Coahuila ou le flysch diverticulé conservé dans la dépression du Bassin de Parras, au Nord-Est, la Province de Sabinas et la Chaîne Côtière du Golfe du Mexique et, au Sud-Est, la Plateforme de Valles-San Luis Potosi. Du côté concave, morphologiquement et structuralement la Haute-Chaîne passe insensiblement à la partie sédimentaire orientale du Haut-Plateau Central.

Du point de vue géologique, ces trois provinces sont caractérisées par un socle pré-jurassique et une couverture sédimentaire déposée du Jurassique à l'actuel lors du cycle mexicain.


Cd Juarez
S. de Chihuahua
SIERRA
Ojinaga
Mf del Burro
B. de Sabinas
Chihuahua
Piedras Negras
Parral
P. de Coahuila
Torreon
Monterrey
MADRE
ORIENTALE
Plaine Cotière
Culiacan
Durango
GOLFE DU MEXIQUE
Cd Victoria
Mazatlan
Zacatecas
P. de V-SL P.
Tampico
S.L.P.
Tepic
OCEAN
Guadalajara
Mexico
Veracruz
SIERRA MADRE DEL SUR
PACIFIQUE
0 100 300Km
N
1
2
3
4
5
6
7
8

CHAPITRE II. STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE.

A. LE SOCLE.

Il est présent partout (Fig. II_{1-1}).

On le connaît : soit à l'affleurement quand il remonte à la faveur de plis de fond tardifs miocènes ou de failles récentes mio-plio-quaternaires ; soit par les forages profonds des pétroliers.

Dans la province de Sabinas, le socle n'est pas connu à l'affleurement, si ce n'est à la limite province de Sabinas - Plateforme de Valles-San Luis Potosi, dans l'anticlinal de Huizachal-Peregrina, près de Ciudad Victoria, Tamps.

Dans la province des plateformes de Coahuila et de San Luis Potosi, les affleurements sont relativement nombreux : Sierra del Carmen et Las Delicias, Coah. dans la première ; anticlinal de Huizachal-Peregrina et Miquihuana, Tamps dans la seconde. Dans le système de Chihuahua l'affleurement le mieux connu est celui de Mina Plomosas-Placer de Guadalupe au Nord-Est de Chihuahua, Chih.

Dans la Haute-Chaîne et sur le Haut-Plateau Central, parmi les plus importants, je retiens ceux de Villa Juarez, Dgo., de la Sierra de Jimulco (au Sud - Sud-Est de Torreón, Coah.), des sierras de San Julián et de Teyra, de Galeana, N.L., de Aramberri, N.L., de la Sierra de Catorce, (à l'Ouest de Matehuala, S.L.P.) et enfin ceux de l'anticlinal de Huayacocotla aux confins des états de Hidalgo et de Veracruz.

Dans la Première Partie du Premier Livre, j'ai rappelé brièvement les principaux caractères stratigraphiques et pétrographiques de ces affleurements de roches anciennes. Je les ai resitués dans un même ensemble structural, représentant la prolongation sud-ouest de l'édifice Appalaches-Ouachita, en travers et sous les Sierra Madre Orientale et Sierra Madre Occidentale.

C'est donc dire que *la couverture sédimentaire, à base jurassique de la Sierra Madre Orientale repose partout sur la croûte sialique du Continent Nord Américain.*

B. LA COUVERTURE.

Elle débute avec le Jurassique marin transgressif.

A l'Ouest de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique elle comprend deux grands ensembles : l'un jurassique-paléocène d'origine marine, l'autre cénozoïque continental discordant.

Fig. II_{1-1} : Les grandes zones de la Sierra Madre Orientale.
1: Axe Néovolcanique Transmexicain ; 2: Sierra Madre Occidentale ; 3: Plaine Côtière du Golfe du Mexique ; 4: Bassin de Sabinas ; 5: Plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi auxquelles est rattaché le système de Chihuahua ; 6: Bassin de l'Ensemble Haute-Chaîne (a) - Haut-Plateau Central (b) ; 7: flysch parrense diverticulé ; 8: principaux affleurements de socle pré-jurassique.

Seules les formations du Jurassique et du Crétacé sont caractéristiques de la paléogéographie téthysienne. Les formations marines cénozoïques de la Plaine Côtière du Golfe sont les témoins post-laramiens de l'existence du Golfe en tant que tel.

A l'intérieur de l'ensemble des terrains sédimentaires mésozoïques d'origine marine, un brusque changement de faciès se produit au Cénomanien inférieur. Il sépare toujours nettement une série à dominante calcaire du Jurassique-Crétacé supérieur des flyschs du Crétacé supérieur.

I. LES SEDIMENTS A DOMINANTE CALCAIRE DU JURASSIQUE - CRETACE INFERIEUR (Planche II$_{1-2}$, hors texte).

Je sépare les dépôts jurassiques qui ont enregistré l'installation du domaine téthysien au Mexique, des dépôts d'âge crétacé inférieur lesquels témoignent de la paléogéographie téthysienne, avant l'effacement de celle-ci par le dépôt des flyschs au Crétacé supérieur.

a- Le Jurassique.

Dans la Sierra Madre Orientale, les formations jurassiques d'origine marine se sont déposées à deux époques, au Lias, puis au Jurassique moyen et supérieur.

1°/- Le Lias.

Il affleure au coeur de l'anticlinal tardif de Huayacocotla, aux confins des états de Hidalgo, Puebla, San Luis Potosi et Veracruz. De nombreuses études lui ont été consacrées, dont celle de H.K. Erben (1956).

Il comprend des lutites noires et des grès, riches en Ammonites, Lamellibranches, restes de plantes et bois flottés (Formation Huayacocotla) du Sinémurien-Pliensbachien basal.

Il repose en discordance angulaire faible sur les couches rouges continentales permo-triasiques (Formation Huizachal).

Il est recouvert probablement en légère discordance angulaire (Z. de Cserna, 1979), par les couches marines transgressives du Callovo-Oxfordien.

2°/- Le Jurassique moyen et supérieur.

Il comprend des termes allant du Bathonien au Portlandien.

En fonction d'une transgression progressant du Sud-Est vers le Nord-Ouest, on rencontre :

- *le Bathonien* (et les autres termes plus récents du Jurassique) dans la région de Poza-Rica, Ver. Il correspond à des calcarénites et lutites (A. Cantú-Chapa, 1976) ;

- *le Callovo-Oxfordien* dans la province de Sabinas et dans celle de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. Ses faciès sont variables selon les lieux du dépôt : calcaires à Nérinées avec intercalations de gypses dans les axes des bassins, grès et conglomérats en bordure des

terres émergées de Coahuila et de San Luis Potosi.

- *Le Kimméridgien-Portlandien* dans les deux provinces de Sabinas et de la Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central (marno-calcaires de la Formation La Caja ou lutites gréseuses proximales de la Formation La Casita) ; mais également dans les parties nord et est de l'Etat de Chihuahua ainsi que dans les montagnes Malone du Texas. Dans ces dernières parties, ce sont le plus souvent, des grès et des lutites dont les faciès sont les témoins d'un cycle sédimentaire très court.

3°/- *Conclusions paléogéographiques (Fig. II_{1-3}).*

* *La Sierra Madre Orientale est le siège de deux cycles sédimentaires jurassiques.*

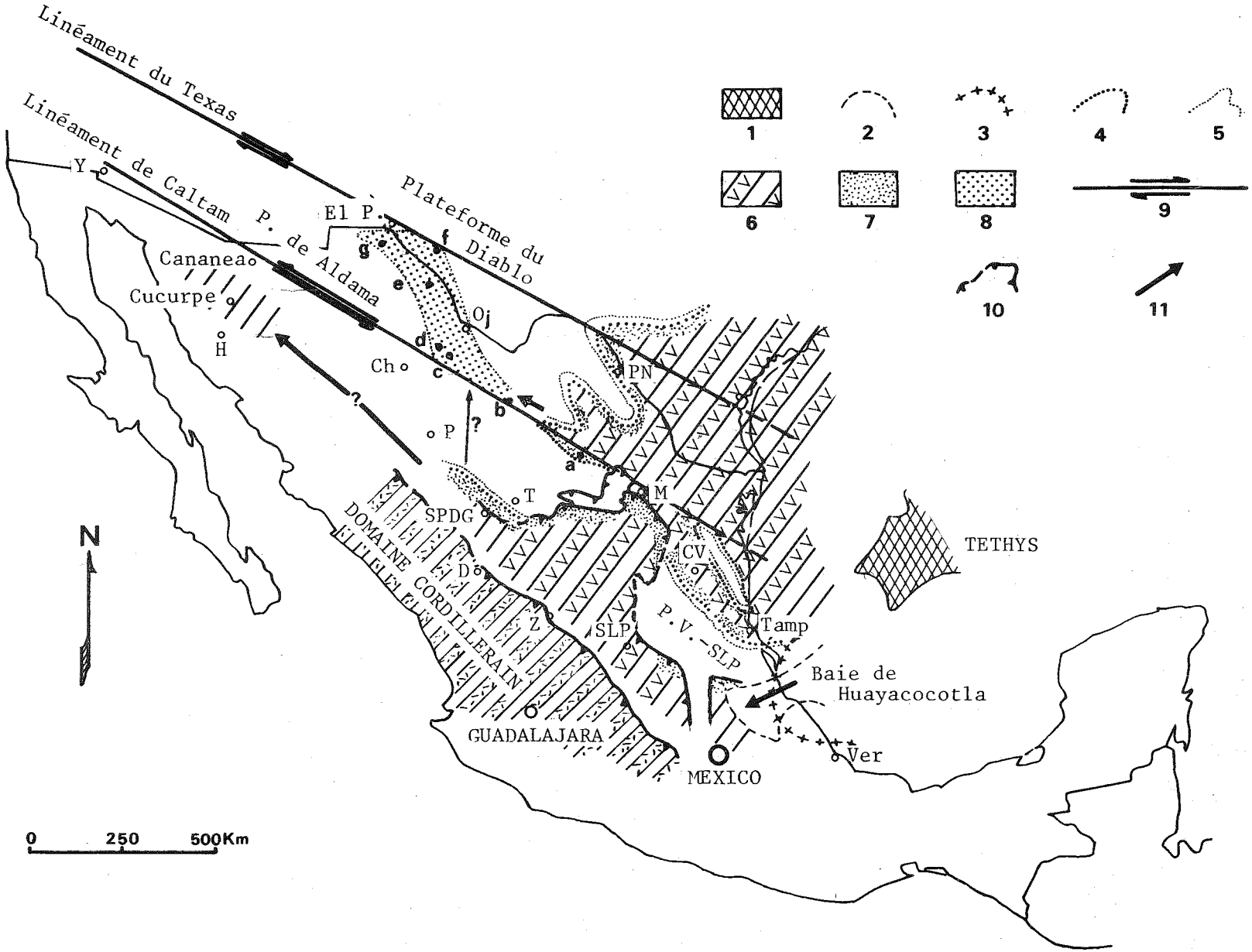
Le premier, au Lias, se manifeste dans les parties de la Sierra Madre Orientale situées au Nord-Ouest de Veracruz, Ver. Au Sinémurien la transgression, venue de l'Est - Sud-Est, c'est-à-dire de la Téthys, dessine *la Baie de Huayacocotla* (H.K. Erben, 1956).

Le second débute au Bathonien dans la région de Poza Rica, Ver. La transgression provient également du Sud-Est, mais va s'étendre progressivement vers le Nord-Ouest sur des grandes régions du continent.

Au Callovo-Oxfordien la Téthys envahit deux bassins épicontinentaux, orientés nord-ouest - sud-est, qui sont les ébauches des futurs bassins profonds de Sabinas et de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. Dans ces bassins, la mer dépose des calcaires néritiques et, lors d'émersions ou d'assèchements, des évaporites (dont les gypses oxfordiens du Haut-Plateau Central et les gypses Minas Viejas du Bassin de Sabinas). Sur leurs marges, les apports terrigènes provenant des terres émergées voisines engendrent des dépôts clastiques côtiers (Formation La Gloria de la Haute-Chaîne par exemple).

Au Kimméridgien-Portlandien, la transgression atteint l'Etat de Chihuahua où elle dessine un golfe allongé et étroit, de direction pratiquement nord-sud, de part et d'autre de la partie du Rio Grande comprise entre El Paso, Tex. et Ojinaga, Chih. Généralement, on met en communication ce Golfe de Chihuahua (A. Cantú Chapa, 1976), encore appelé Bassin de Chihuahua (R.K. DeFord, 1969), avec la région de San Pedro del Gallo, Dgo. du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, sans qu'aucun jalon de Jurassique ne soit connu entre cette localité et les parties situées à l'Est de Chihuahua, Chih. A. Cantú Chapa (1976) propose que la mer gagnant le Golfe de Chihuahua provienne, au moins en partie, du bassin de Sabinas. Je reviendrai sur cette suggestion qui me semble importante.

Dès le Portlandien supérieur, une régression s'amorce ; si bien qu'au Néocomien la mer s'est totalement retirée du Sud-Ouest du Texas, de l'Etat de Chihuahua et de la plus grande partie de l'Etat de Coahuila. La mer ne reviendra sur ces parties, désormais soumises à l'érosion et aux dépôts continentaux rouges, qu'à l'Aptien supérieur. Par contre la Téthys se maintient dans le bassin de Sabinas et celui de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, où le passage Jurassique-Crétacé se fait sans hiatus.


Linéament du Texas
Linéament de Caltam
P. de Aldama
Plateforme du Diablo
El P.
Y
Cananea
Cucurpe
H
Ch
Oj
PN
P
T
M
SPDG
DOMAINE CORDILLERAIN
D
Z
CV
SLP
P.V.-SLP
Tamp
TETHYS
Baie de Huayacocotla
GUADALAJARA
MEXICO
Ver
N
0 250 500Km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

* *Les transgressions et les régressions épicontinentales téthysiennes sont guidées par la fracturation du Continent Nord Américain.*

La fracturation jurassique donne naissance à la partie occidentale de la Téthys ("Téthys de la reconquête"). Celle-ci s'ouvre dans la partie moyenne de l'Atlantique (entre Afrique du Nord-Ouest et côte est de l'Amérique du Nord), le domaine caraïbe et la partie la plus profonde (Plaine de Sigsbee) du Golfe du Mexique (J. Aubouin et col., 1977).

L'ouverture téthysienne se fait grâce aux jeux de miniplaques, lesquelles coulissent les unes par rapport aux autres.

J'ai signalé dans le Premier Livre (Première Partie) que l'orogène Appalaches-Ouachita (et sa prolongation mexicaine) était affecté de

---

Fig. II_{1-3} : Distribution du Jurassique d'origine téthysienne dans la Sierra Madre Orientale.

1: croute océanique jurassique du Golfe du Mexique ; 2: limites de la transgression liasique ("Baie de Huayacocotla") ; 3: limites du Bathonien marin ; 4: extension des Golfes callovo-oxfordiens ; 5: limites de la transgression du Kimméridgien ; 6: dépôts carbonatés et évaporitiques oxfordiens ; 7: dépôts côtiers détritiques du Callovo-oxfordien ; 8: dépôts marno-gréseux du Kimméridgien-Portlandien ; 9: décrochements transcontinentaux post-hercyniens dont le jeu jurassique accompagne l'ouverture de la Téthys et des bassins téthysiens intracontinentaux ; 10: fronts des principaux chevauchements orégonien et laramien ; 11: sens probables des transgressions téthysiennes.
a-g: principales localités permettant de suivre la transgression kimméridgienne ; a: Sierra de San Marcos (Oxf.-Kim.) ; b: Almagre (Kim. inf.) ; c: Chorreras (Kim. inf.-Portl.) ; d: Placer de Guadalupe (Kim. inf. Portl.) ; e: Puits El Hueso 1 (Portl.) ; f: Montagnes Malone (Kim. inf.-Portl.) ; g: Samalayuca (Kim. inf.).
Les parties émergées ont été laisséesen blanc.
On remarque sur cette carte :
- l'obédience clairement téthysienne des diverses transgressions jurassiques sur le territoire de la Sierra Madre Orientale ;
- la relation étroite entre l'extrémité du Bassin de Sabinas et le Golfe de Chihuahua et les décrochements transcontinentaux entre lesquels ils sont disposés en échelons ;
- la répartition tectonique des affleurements du Jurassique supérieur de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central ; celui-ci a été drainé lors de la phase laramienne sur les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi. Seuls les affleurements situés à l'Ouest et au Nord-Ouest de Torreón, Coah. sub-autochtones situent une partie du bassin en marge de la Plateforme de Coahuila.

Sur cette carte ne sont pas mentionnées les transgressions jurassiques se manifestant dans d'autres régions que la Sierra Madre Orientale (Nord d'Oaxaca et Isthme de Tehuantepec par exemples).
Cette représentation a été établie à partir des données de C. Burckhardt (1930), A. Cantú Chapa (1976), H.K. Erben (1956) et W.E. Humphrey (1956).

grands décrochements transverses post-hercyniens. Parmi ceux-ci, deux sont responsables de l'avancée vers le Nord-Ouest du segment Marathon au Texas (Fig. I_{1-11}). Ces grands accidents se traduisent aujourd'hui par des mégalinéaments transcontinentaux. Ce sont (M. Tardy, 1978) : le linéament du Texas et le linéament de Caltam (Californie - Tamaulipas).

Postérieurement au Permien, le linéament du Texas a joué en décrochement sénestre (les sens des mouvements se lisent dans les déplacements d'unités paléozoïques et précambriennes homologues, de part et d'autre des accidents). L'ampleur du déplacement est d'environ 400 km pour le linéament du Texas et de 800 km pour le linéament de Caltam.

Les jeux décrochants des deux linéaments sont contemporains de la création des bassins téthysiens épicontinentaux.

On ne peut se baser sur le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central qui a été totalement écrasé et éjecté en nappe de charriage, lors de la tectonique laramienne (cf. infra).

Par contre, la terminaison nord-ouest du bassin de Sabinas et surtout le Golfe de Chihuahua, apparaissent comme des grabens ouverts en échelons, en travers de la bande de terrains limitée par les deux décrochements (Fig. II_{1-2}).

L'ouverture la plus récente est celle du Golfe de Chihuahua. Elle date du Kimméridgien. C'est dire que les grands décrochements qui permettent le jeu des mini-plaques lié à l'océanisation du fond du Golfe du Mexique (cf. Troisième Partie de ce livre), et de la création des bassins téthysiens épicontinentaux sièges de transgressions téthysiennes successives sur la partie mexicaine du Continent Nord-Américain, se sont manifestées du Sinémurien au Kimméridgien.

De l'Oxfordien au Portlandien, la bande de continent comprise entre les deux linéaments était une zone basse, entre les plateformes du Diablo au Nord-Est et de Coahuila au Sud-Ouest. Les eaux téthysiennes ont pu être, d'une certaine manière, canalisées le long de cette dépression, de l'Etat de Tamaulipas à celui de Coahuila, alors que les parties adjacentes restaient émergées (faciès littoraux des montagnes Malone au pied de la Plateforme du Diablo).

Compte-tenu de la proximité des deux affleurements de Jurassique supérieur de la Sierra de San Marcos (Coahuila) et de la Sierra de Almagre (limite Chihuahua-Coahuila), toutes deux alignées sur le linéament de Caltam, il apparaît fort probable que la transgression qui envahit au Kimméridgien le Golfe de Chihuahua provienne du Bassin de Sabinas. On peut en effet concevoir que les eaux marines aient alors suivi le décrochement, le long de son compartiment nord affaissé.

Par ailleurs, il n'est pas impossible, qu'à la faveur de telles grandes cassures transcontinentales, des communications aient pu s'établir entre la province téthysienne et la province pacifique dès le Jurassique supérieur. C'est ainsi, qu'après l'argumentation de L. Beauvais (1974) basée sur l'étude des Coraux à affinités téthysiennes du Malm de Sonora, A. Cantú Chapa (1976) constate des similitudes frappantes entre les Ammonites de l'Oxfordien supérieur de San Pedro del Gallo, Dur. et celles de Cucurpe, Son. (C. Rangin, 1977), et pose le problème de l'existence d'une communication Téthys-Pacifique par dessus le Nord-Ouest du Mexique, dès cette époque.

Aux jeux des décrochements transcontinentaux est liée une instabilité des bassins téthysiens. Celle-ci se traduit par des transgressions et régressions (cf. supra), des émersions plus ou moins générales accompa-

gnées de dépôts d'évaporites ou charbonneux. On peut relier également aux coulissements, la génèse de plis ou de blocs basculés, dont témoignent aujourd'hui les discordances angulaires locales, toujours faibles, signalées à la base du Lias ou à la base du Jurassique supérieur (C. Burckhardt, 1930 ; Z. de Cserna, 1979).

* *En fonction des transgressions téthysiennes jurassiques, le début du cycle mexicain, marqué par le dépôt des premiers sédiments mésozoïques marins est variable d'un endroit à l'autre de la Sierra Madre Orientale.*

Il est clair que le cycle débute :
- au Sinémurien, au Nord-Ouest de Veracruz ("Baie de Huayacocotla) ;
- au Callovo (?)-Oxfordien dans les bassins de Sabinas et de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central (dont le Secteur Transverse de Parras) ;
- au Kimméridgien dans le Golfe de Chihuahua.

D'où les apparentes contradictions qui sont sensibles dans le texte du Premier Livre de ce mémoire. En effet, j'y mentionne de manière générale une histoire mexicaine débutant avec le Jurassique et signale, dans les pages suivantes, un socle pré-oxfordien dans le Secteur Transverse de Parras.

On touche ici directement au problème de la définition de la limite inférieure du cycle alpin (au sens général). Celle-ci est directement liée à la reconquête de la Téthys vers l'Ouest (J.Aubouin et col., 1977). Il serait tout aussi logique de séparer un cycle chihuahuense, commençant au Kimméridgien (150 MA) d'un cycle mexicain débutant au Sinémurien (190 MA) au Nord-Ouest de Veracruz, Ver., que ce dernier du cycle alpin naissant au Trias (230 MA) dans les parties occidentales du bassin méditerranéen.

Finalement il semble donc préférable de conserver l'unique notion pratique de cycle alpin, précisant à chaque fois si nécessaire, l'âge local du début de celui-ci.

b- Le Crétacé inférieur (Planche II$_{1-2}$, hors texte).

Il est caractéristique de la zonéographie paléogéographique "téthysienne" de la Sierra Madre Orientale.

Partant du cours inférieur du Rio Grande, et en allant vers le Sud-Est jusqu'à la Sierra Madre Occidentale cette zonéographie comprend :
- l'avant-pays du Burro ;
- le bassin de Sabinas ;
- la ride incluant les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosí (à laquelle je rattache le système de Chihuahua) ;
- le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

1°/- L'avant-pays du Burro.

Il occupe les parties situées entre Boquillas, Coah. et Piedras Negras, Coah., dans la boucle du Rio Grande. Au Sud-Est il est bordé par le bassin de Sabinas.

Le Crétacé inférieur de cette partie est bien connu depuis la synthèse de C.I. Smith (1970).

La série (Planche II_{1-2}, hors texte) débute par des formations détritiques transgressives : gréso-conglomératiques (Formation La Mula) au Barrémien, calcaro-marneuses (Formation Cupido) au Barrémo-Aptien, marno-calcaires (Formation La Peña) à l'Aptien supérieur. La transgression se fait du Sud (du bassin de Sabinas), vers le Nord (sur les parties restées émergées au Jurassique supérieur et que l'on nomme souvent Plateforme de Tamaulipas).

L'avant-pays du Burro est immergé à l'Aptien supérieur.

A l'Albien, il est le siège d'une puissante sédimentation calcaro-marneuse puis calcaire récifale (Devils River Formation de l'Albien supérieur) ; laquelle acquiert des caractères pélagiques au passage Albien-Cénomanien (formation Del Rio et Buda).

La puissance des dépôts du Crétacé inférieur (entre 2000m et 3000m) et surtout le grand développement des calcaires néritiques de plateforme, traduisent l'importance de la subsidence post-aptienne de cet avant-pays. Il est vrai que celui-ci passe vers l'Est (Texas) aux parties subsidentes de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.

2°/- Le bassin de Sabinas.

Le Crétacé inférieur du bassin de Sabinas est épais. Il présente des variations de faciès caractéristiques de la paléogéographie de l'époque.

Dans la région de Monterrey, N.L. (Sierra de la Cilla, Sierra de Picacho, Sierra de Minas Viejas, etc...), le passage Jurassique-Crétacé se fait de manière continue ; la sédimentation encore détritique à la base du Néocomien devient progressivement plus calcaire. Les dépôts sont même franchement pélagiques à l'Albien ; les calcaires fins, riches en silex, de la Formation Tamaulipas et surtout ceux de la Formation Cuesta del Cura (semblable en tous points à celle du Haut-Plateau Central) indiquent qu'à la fin du Crétacé inférieur, le bassin de Sabinas avait atteint, dans son axe, une grande profondeur.

Au Nord-Ouest de Monterrey, N.L., la bordure sud-ouest du bassin correspond au linéament de Caltam (Fig. II_{1-4}). Le Néocomien y est formé d'une puissante séquence détritique (près de 1000m par endroits) continuant la série terrigène du Kimméridgien-Portlandien (Planche II_{1-2}, hors texte). Ces dépôts clastiques affleurent, du Sud-Est vers le Nord-Ouest, dans les sierras de la Gavia (P.R. Krutak, 1967), de San Marcos et la Sierra Mojada (J.W. McKee et N.W. Jones, 1979). La décroissance rapide d'épaisseur de la séquence terrigène, et surtout celle de la taille des éléments (roches ignées et roches métamorphiques provenant de la Plateforme de Coahuila émergée), de la bordure sud-ouest vers l'axe du bassin, indiquent que la cassure du linéament de Caltam jouait, pour le moins en faille normale, à cette époque. La Plateforme de Coahuila formait alors le compartiment soulevé, émergé, tandis que la marge subsidente sud-ouest du bassin de Sabinas représentait le compartiment affaissé recevant les apports détritiques. Dans cette partie du bassin, la sédimentation terrigène cesse à l'Aptien supérieur, à la suite de la transgression générale qui recouvre l'ensemble des terres environnantes jusqu' alors émergées.

Par différence, *la bordure nord-est du bassin de Sabinas* apparaît comme une simple flexure raccordant le fond de celui-ci à l'avant-pays du Burro. Cette flexure est recouverte de dépôts transgressifs essentiellement carbonatés, à partir du Barrémien dans la Sierra del Carmen, Coah..

Le fond nord-ouest du bassin de Sabinas (région du Rio Concho et partie est de l'Etat de Chihuahua) montre une série épaisse gréso-argileuse versicolore continentale (Formation Las Vigas). Il s'agit de dépôts deltaïques, très pauvres en fossiles, et donc mal datés. On les rapporte au Néocomien, car ils surmontent le Jurassique supérieur à Ammonites et sont recouverts par les calcaires néritiques et gypses aptiens de la Formation Cuchillo puis, par les dépôts essentiellement carbonatés (de type plateforme récifale) de l'Albien (Fig. II_{1-4} et Fig. II_{1-5}).

3°/- *Les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi.*

La colonne stratigraphique de *la Plateforme de Coahuila* présente des différences essentielles (cf. Livre I) quand on la compare à celles équivalentes en âge du bassin de Sabinas ou du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central (Planche II_{1-2}, hors-texte).

Elle ne débute que tardivement avec la grande transgression crétacée. A Las Délicias, Coah., ce sont les dolomies et calcaires dolomitiques de l'Aptien supérieur qui reposent directement sur le socle permo-triasique. De plus, durant l'Albien et le Cénomanien inférieur, les dépôts carbonatés sont, soit de type lagunaire à gypses (Formation Cuchillo supérieure), soit de plateforme récifale (Caliza Aurora).

Une série identique à celle de Las Délicias se retrouve dans la Sierra de Tlahualilo, Coah. (L.B. Kellum et R.P. Wright, 1967). En direction du Sud-Ouest elle se complète par la base, en fonction de transgressions plus précoces se produisant sur la marge du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central (environs de Torreón, Coah., R.E. Clemons et D.F. Mcleroy, 1966).

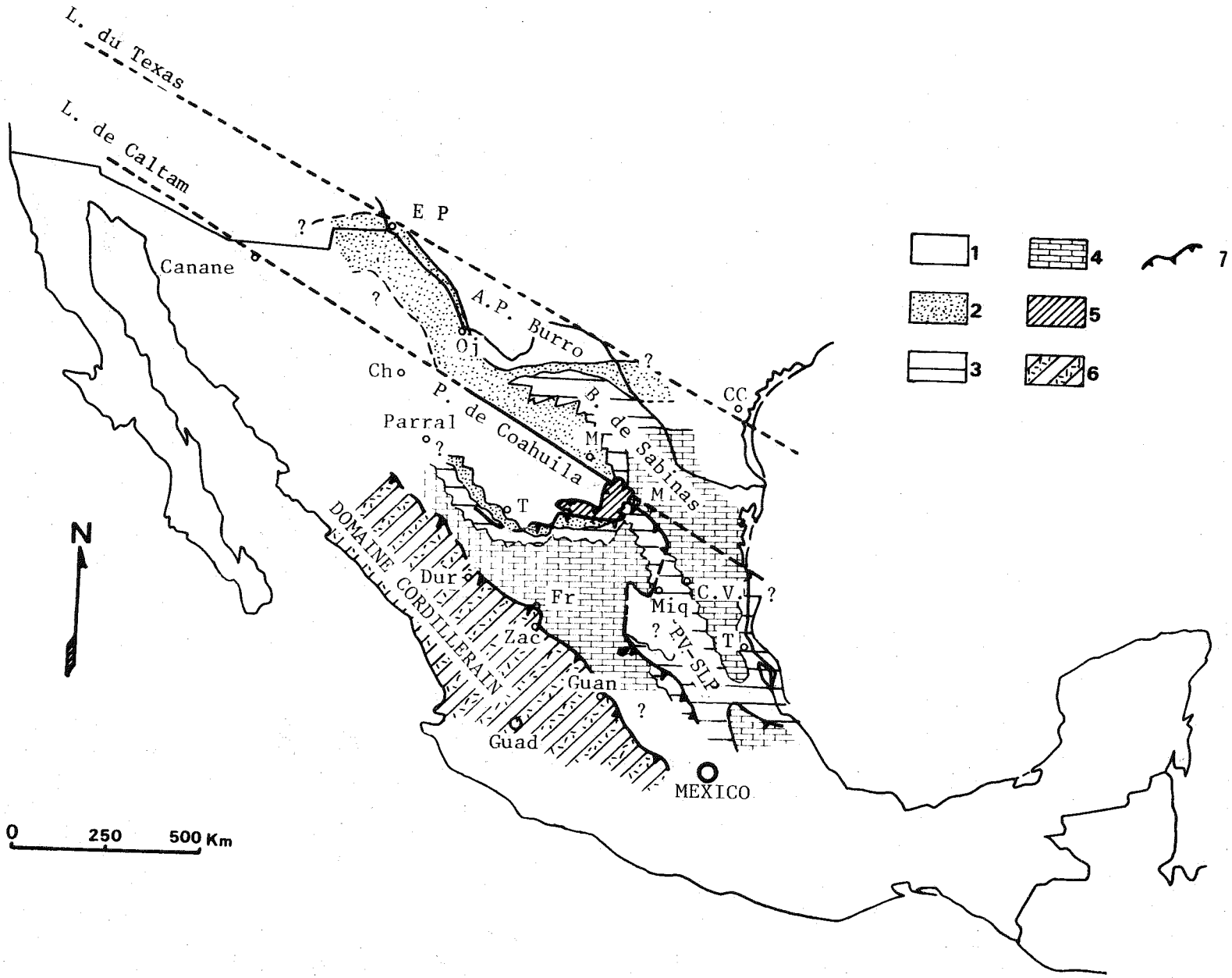
La plateforme de Valles - San Luis Potosi (J. Carrillo-Bravo, 1971) possède les mêmes caractéristiques stratigraphiques.

En son centre, les couches rouges permo-triasiques du socle sont surmontées par 76m de Kimmérdigien-Portlandien, puis directement par une quarantaine de mètres de calcaires du Barrémien, 2000m environ d'une alternance de gypses, calcaires et dolomies (Formation Guaxcamá) de l'Aptien Albien, et 1150m de calcaires récifaux (Formation El Abra) de l'Albo-Cénomanien (Puits Agua Nueva n° 1 de PEMEX, in J. Carrillo-Bravo, 1971).

En d'autres endroits, la série du Crétacé inférieur débute plus tôt. Par exemple, dans les environs de Miquihuana, S.L.P., les premières couches discordantes sur le socle sont d'âge valanginien (C.L. Baker, 1925 ; A. Heim, 1925 ; C. Ramirez, 1974).

Sur la bordure est - nord-est de la plateforme, ces séries se raccordent à celles du bassin de Sabinas à la faveur de variations latérales de faciès rapides (flanc ouest - sud-ouest de l'anticlinal tardif Huizachal - Peregrina).

Il faut rapprocher des faciès lagunaires ou carbonatés récifaux de l'Aptien-Albien des plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi ceux des sierras de Chihuahua. On retrouve en effet dans l'Est de l'état l'alternance des calcaires, dolomies et gypses de la Formation Cuchillo albienne, surmontée par une épaisse séquence carbonatée riche en fossiles de milieux néritiques ou récifaux : Rudistes, Trigonies, Echinodermes, Pectens, Huitres, Orbitolines, etc... (Groupe Chihuahua de D.A. Cordoba, 1969). Par ses faciès l'Albo-Cénomanien des sierras de Chihuahua a des affinités avec la Caliza Aurora ou la Caliza Cuesta del Cura des deux bassins. Autre-


L. du Texas
L. de Caltam
E P
Canane
A.P. Burro
Oj
Cho
P. de Coahuila
B. de Sabinas
CC
Parral
M
T
DOMAINE CORDILLERAIN
Dur
Fr
Zac
Guan
Guad
C.V.
Miq
PV-SLP
MEXICO
N
0 250 500 Km
1
2
3
4
5
6
7

ment dit de l'Aptien au Cénomanien, Chihuahua appartient au même haut-fond néritique que la Plateforme de Coahuila à laquelle il passe en continuité.

4°/- Le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

Dans le premier livre du mémoire, j'ai traité en détail plusieurs exemples de séries stratigraphiques du Crétacé inférieur du Secteur Transverse de Parras lequel appartient à cette zone.

De manière générale, dans l'ensemble de la zone (comme dans le bassin de Sabinas d'ailleurs), le passage Jurassique-Crétacé est continu et les sédiments carbonatés possèdent des faciès de plus en plus pélagiques dans le temps (du Berriasien à l'Albien) et dans l'espace (de la Haute-Chaîne vers le centre du Haut-Plateau Central) (Planche II_{1-2} hors-texte).

Partout les calcaires de l'Albo-Cénomanien possèdent le faciès Cuesta del Cura riche en silex, caractéristique d'un dépôt en eaux profondes qui les oppose aux faciès récifaux des calcaires de même âge présents sur les plateformes environnantes.

Les limites paléogéographiques du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central sont difficiles à déterminer. En effet, la zone est entièrement charriée vers le Nord - Nord-Est à la suite de la phase laramienne (cf. infra). L'actuel front de la Haute-Chaîne (à l'Est de Torreón, Coah.) est toujours marqué par un contact tectonique et ne peut en aucun cas délimiter la bordure nord-est du bassin au Crétacé inférieur. Si l'on enlève les effets du charriage laramien, il est probable que la limite palinspatique nord-est du bassin (correspondant à la bordure sud-est de la ride unissant les deux plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi) se rapproche d'une ligne Torreón, Coah.- San Luis Potosí, S.L.P. Les formations du Crétacé inférieur présentes dans la Haute-Chaîne entre Torreón, Coah. et Aramberri, N.L., indiquent par leurs faciès qu'il s'agissait d'une marge stable, souvent peu profonde, sur laquelle se sont accumulées de grandes épaisseur de calcaires récifaux à sub-récifaux à plusieurs reprises (Formation Cupido au Barrémo-Aptien ; Formation Tamaulipas à l'Albien inférieur et moyen).

La bordure sud-ouest du bassin pose un problème plus important encore : celui des rapports entre le domaine téthysien de la Sierra Madre Orientale et le domaine cordillérain longeant le Pacifique. Des travaux ré-

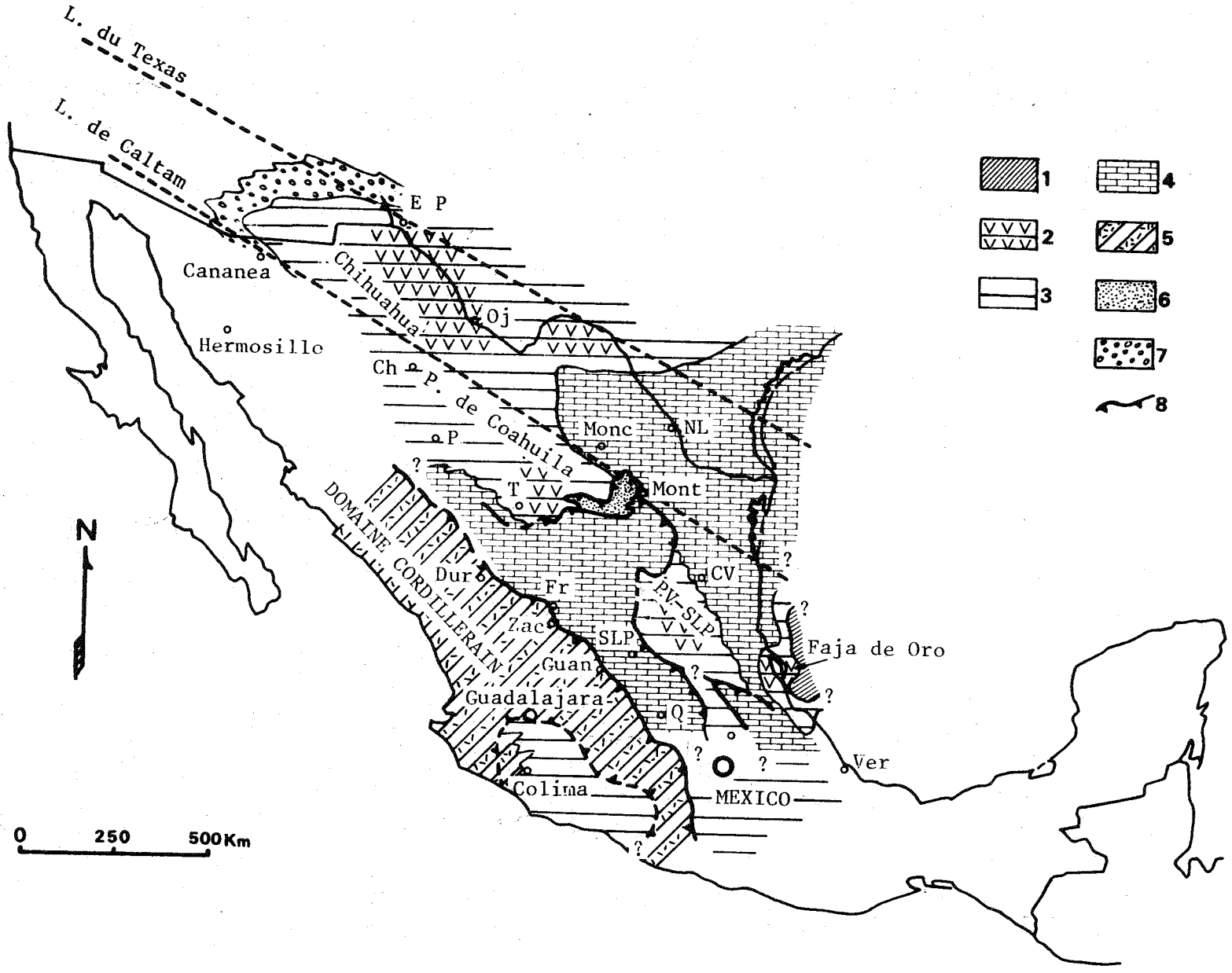
---

Fig. II_{1-4} : Carte de répartition des principaux faciès de la Sierra Madre Orientale au Néocomien.

1: parties émergées ; 2: Dépôts deltaïques mixtes et dépôts terrigènes côtiers ; 3: dépôts carbonatés à dominante néritique ; 4: dépôts carbonatés à dominante pélagique ; 5: diverticulation de la nappe de Parras où n'affleure que le Crétacé supérieur ; 6: domaine volcano-sédimentaire cordillérain ; 7: charriages laramiens et orégoniens.

On remarquera plus particulièrement sur cette carte le rôle actif que joue encore à cette époque le linéament de Caltam en séparant de façon extrêmement nette la Plateforme de Coahuila émergée du Bassin de Sabinas.

A noter également la présence des dépôts carbonatés néritiques sur les marges des bassins et, tout particulièrement, à l'endroit de la Haute-Chaîne.


L. du Texas
L. de Caltam
E P
Cananea
Chihuahua
Oj
Hermosillo
Ch
P. de Coahuila
P
Monc
NL
T
Mont
DOMAINE CORDILLERAIN
Dur
Fr
Zac
SLP
PV-SLP
CV
Faja de Oro
Guan
Guadalajara
Q
Ver
Colima
MEXICO
N
0
250
500Km
1
2
3
4
5
6
7
8

cents (M. Bonneau, 1972 ; M.F. Campa et col., 1974 ; R.V. McGehee, 1976) ont montré l'existence sous la Sierra Madre Occidentale, d'une série volcano-sédimentaire faite d'une alternance de roches volcaniques (andésites essentiellement mais aussi rhyolites, dacites et basaltes), de brèches, de grauwackes, de lutites et de calcaires. Cette série renferme des fossiles dont les âges vont du Trias supérieur à l'Albo-Cénomanien. Des témoins de celle-ci affleurent en bordure ouest du Haut-Plateau Central, à Guanajuato, Gto., Zacatecas, Zac. et Fresnillo, Zac. En ces endroits, la série volcano-sédimentaire cordilléraine vient en contact avec le Crétacé du Haut-Plateau Central. La nature de ce contact est cependant mal connue. S'agit-il d'un passage latéral de faciès, auquel cas celui-ci annoncerait la proximité de la bordure sud-ouest du bassin téthysien (Z. de Cserna, 1976) ; ou bien s'agit-il d'un contact tectonique majeur ? Dans ce cas, la série volcano-sédimentaire du domaine cordillérain chevaucherait la partie sud-ouest (interne) du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. Mes préférences vont vers cette seconde solution. En effet :

- à Zacatecas, Zac., Guanajuato, Gto. et Fresnillo, Zac., la série volcano-sédimentaire est affectée d'un léger métamorphisme à faciès schistes verts (C. Burckhardt, 1930 ; M.F. Campa et col., 1974 ; C.M. Cantú Chapa, 1974 ; R.V. McGehee, 1976) d'âge crétacé moyen probable, alors que les roches sédimentaires avoisinantes de même âge en sont dépourvu ;

- au Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain, dans la Sierra Madre del Sur, au Sud-Ouest de Taxco, Gro., la même série cordilléraine volcano-sédimentaire chevauche largement et directement en direction de l'Est les séries sédimentaires téthysiennes de type plateforme. Le front du chevauchement est visible près du village de Teloloapan, Gro., alors que plusieurs petites fenêtres situées plus à l'Ouest témoignent d'un recouvrement tectonique de grande ampleur (M.F. Campa et col., 1976 et cf. infra). Il semble donc, compte-tenu de l'existence de ce vaste chevauchement du domaine cordillérain sur le domaine téthysien, que l'extrémité nord-ouest du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central se plaçait contre la zone volcano-sédimentaire cordilléraine entre Durango, Dgo. et Zacatecas, Zac. Par contre, au Sud-Ouest, il semble que le bassin était bordé par une plateforme carbonatée néritique affleurant aujourd'hui au Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain, dans les états de Colima, Guerrero et de Puebla. En fait, à cette latitude, c'est bien la plateforme carbonatée de Colima qui vient d'abord en contact avec la zone volcano-sédimentaire cordilléraine. L'intercalation de diabases et de tufs volcaniques dans les calcaires à Rudistes albo-cénomaniens des environs de Colima, Col. (C. Burckhardt, 1930) est l'indice d'un passage latéral de faciès entre domaine cordillérain occidental et domaine téthysien (Fig. II_{1-5}).

Fig. II_{1-5} : Carte de répartition des principaux faciès de la Sierra Madre Orientale à l'Albien-Cénomanien basal.

1: régions émergées ; 2: dépôts évaporitiques ; 3: dépôts carbonatés néritiques (parfois récifaux) ; 4: dépôts carbonatés pélagiques riches en silex ; 5: séquence volcano-sédimentaire du domaine cordillerain ; 6: diverticulation de la nappe de Parras où n'affleure que le Crétacé supérieur ; 7: dépôts côtiers ; 8: charriages.

Sur cette carte la disposition en fenêtre des affleurements carbonatés de la région de Colima est purement hypothétique. Elle tient compte cependant des passages de faciès observés près de Colima et de la présence du front tectonique de l'ensemble volcano-sédimentaire cordillérain au Sud-Ouest de Mexico.

On notera que les allongements des bassins sont sub-parallèles aux deux linéaments, ainsi que la présence des dépôts côtiers en haut du domaine téthysien à l'Ouest d'El Paso, Tex.

5°/- *Conclusions paléogéographiques* (Fig. II_{1-4} et Fig. II_{1-5}).

La répartition géographique et l'évolution des faciès sédimentaires au Crétacé inférieur sont caractéristiques de la paléogéographie téthysienne de la Sierra Madre Orientale.

Sur le Continent Nord Américain, dans le domaine de la Sierra Madre Orientale, deux bassins apparus lors de la fracturation jurassique s'approfondissent au milieu de zones hautes. Ce sont les bassins de Sabinas et de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

De manière générale, la paléogéographie du Crétacé inférieur prend la suite de celle du Jurassique supérieur. On note cependant une exception d'importance. Le Golfe (ou bassin) de Chihuahua, d'où la mer s'est retirée à la fin du Jurassique, s'il se comporte encore comme une zone subsidente (dans laquelle s'accumulent d'épaisses séries deltaïques au Néocomien), perd à partir de l'Aptien tout caractère de bassin. Il se comporte ensuite, jusqu'au Cénomanien inférieur, comme une plateforme carbonatée néritique. Par différence, les deux bassins marins ne cessent de s'approfondir. Leurs profondeurs majeures sont atteintes à l'Albo-Cénomanien, lors du dépôt des calcaires pélagiques à silex de la Formation Cuesta del Cura. La richesse en silice de cette formation peut localement devenir telle que des faciès radiolaritiques se développent. Ceux-ci, par exemple, sont présents sur le Haut-Plateau Central où ils affleurent dans les environs de Salinas, S.L.P., à mi-chemin entre San Luis Potosí, S.L.P, et Zacatecas, Zac.

Par différence, les parties entourant les deux bassins se comportent comme des parties hautes. Elles restent longuement émergées durant le Néocomien, période au cours de laquelle elles continuent à fournir les matériaux terrigènes se déposant sur les marges des bassins (Fig. II_{1-4}). Elles sont envahies par les eaux marines à l'Aptien supérieur lors de la grande transgression crétacée. La tranche d'eau qui les recouvre à l'Albien et au Cénomanien inférieur reste toujours de faible épaisseur, permettant le dépôt de formations évaporitiques et le développement de calcaires récifaux (Fig. II_{1-5}).

L'approfondissement progressif des bassins a probablement pour origine un jeu de failles normales distensives. On peut penser que celles-ci sont les grandes cassures jurassiques, lesquelles, si elles ne semblent plus avoir de jeux latéraux majeurs, ont des jeux verticaux encore importants. Le fait est particulièrement net dans le cas de la bordure sud-ouest du bassin de Sabinas. Au Néocomien, le jeu vertical du linéament de Caltam fournit un relief émergé alimentant l'épaisse sédimentation terrigène de la partie sud-ouest du bassin (fig. II_{1-4}). Un autre argument est fourni par les allongements nord-ouest - sud-est des deux bassins parallèles aux grandes cassures cisaillantes intracontinentales jurassiques (Fig. II_{1-4} et Fig. II_{1-5}).

De manière générale, la différenciation des bassins par approfondissement se fait par continuation du rifting continental, sans que le stade d'océanisation des fonds des bassins soit atteint. Les marges nord-est et sud-ouest des deux bassins sont des marges stables. Elles raccordent les fonds des bassins aux plateformes d'abord continentales puis épicontinentales néritiques.

Les bassins s'ouvrent vers l'Est - Sud-Est, sur le domaine téthysien à fond océanique du Golfe du Mexique. Par contre, au Nord-Ouest ils se terminent en doigts de gant au coeur de la plateforme continentale (Fig. II_{1-4}) puis épicontinentale (Fig. II_{1-5}). Le fait est clair pour le bassin de Sabinas qui a subi peu de déformations tectoniques au Cénozoïque. Dans le cas du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central il faut effacer les charriages laramiens pour retrouver ces caractères (Fig. II_{1-6}). On s'aperçoit alors que ce bassin est séparé du bassin de Sabinas par une ride formée par la réunion des deux plateformes de Coahuila et de Valles - San Luis Potosí. Il est d'autre part bordé au Sud-Ouest par une plateforme carbonatée néritique (Plateforme de Colima). A la différence du bassin de Sabinas, il semble cependant que la terminaison en doigts de gant se fasse contre le domaine cordillérain occidental.

On notera finalement qu'à l'Albo-Cénomanien, les terminaisons en doigts de gant vers le Nord-Ouest et sur le Continent Nord Américain n'affectent pas uniquement les bassins profonds signalés.

C'est tout le domaine marin téthysien avec sa paléozonéographie en haut-fonds néritiques allongés (rides) et bassins profonds allongés (sillons), d'extrémité de géosynclinal qui, soit passe par variations latérales de faciès au domaine cordillérain, soit se termine en doigts de gant sur le continent. Des témoins de ce deuxième type de terminaison sont présents dans le Nord-Est de l'Etat de Sonora et le Sud de l'Etat du Nouveau Mexique aux Etats-Unis. Le passage des sédiments carbonatés de plateforme néritique aux couches continentales se fait par l'intermédiaire de dépôts côtiers (D.A. Cordoba et C. Rangin, 1976).

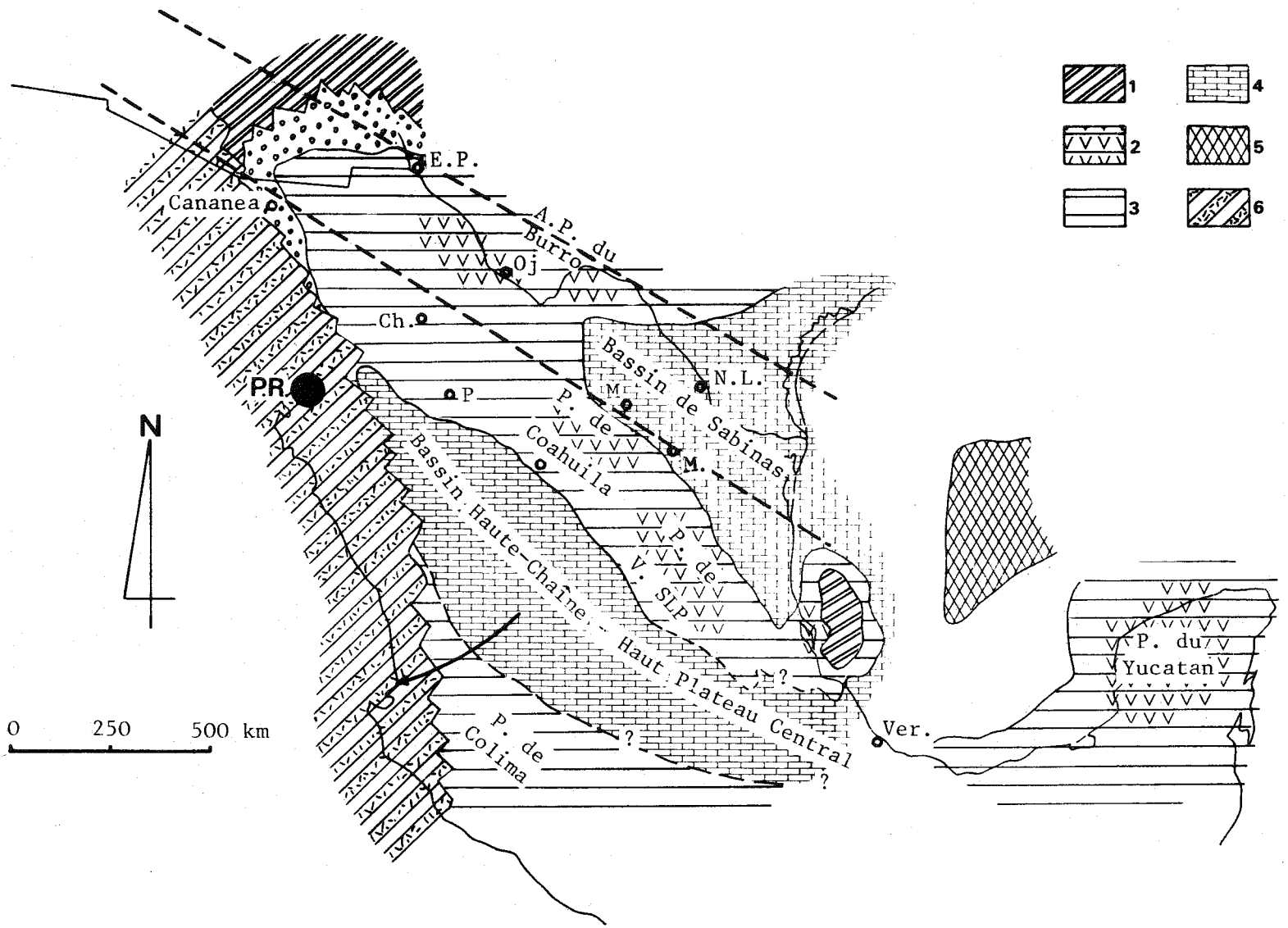
II. LES SEDIMENTS A DOMINANTE TERRIGENE DU CRETACE SUPERIEUR.

Dans le Premier Livre, j'ai indiqué qu'une phase tectonique majeure affectait à l'Albo-Cénomanien le domaine cordillérain occidental. Cette *phase orégonienne*, qui épargne la majeure partie du domaine téthysien de la Sierra Madre Orientale, a pour conséquence essentielle l'émersion du domaine cordillérain en un "Continent Occidental".

Le "Continent Occidental" est, au Crétacé supérieur, la source d'apports détritiques importants qui se déversent dans le domaine marin oriental. La composante terrigène venant s'ajouter aux sédiments pélagiques ou néritiques des bassins et plateformes, il s'en suit l'installation de formations de type flysch qui effacent progressivement du Cénomanien au Paléocène, la paléogéographie téthysienne différenciée au Crétacé inférieur.

Dans l'ensemble de la Sierra Madre Orientale, les dépôts terrigènes comprennent de bas en haut (à l'image de ce qui a été décrit dans le Secteur Transverse de Parras) un pré-flysch calcaro-marneux ou calcaire, un pré-flysch lutitique et un flysch. L'âge et le développement de chacun de ces trois termes varient en fonction de la progradation d'Ouest en Est du flysch dans le domaine téthysien.

Afin de caractériser les principaux faits marquant le dépôt du flysch de la Sierra Madre Orientale, je donne ci-dessous quelques traits généraux de la répartition des formations terrigènes à deux époques : au Cénomano-Turonien et au Sénonien supérieur - Paléocène inférieur.


1
2
3
4
5
6
E.P.
Cananea
A.P. du Burro
Oj
Ch.
PR.
P
M
N.L.
Bassin de Sabinas
P. de Coahuila
M.
Bassin Haute-Chaîne - Haut Plateau Central
P. de V. SLP
?
P. de Colima
Ver.
P. du Yucatan
N
0
250
500 km

a. Les dépôts terrigènes du Cénomano-Turonien (Fig. II_{1-7}).

Dans le Nord du Mexique, ils sont connus dans les Etats de Sonora et de Chihuahua.

Dans le Nord-Est de l'Etat de Sonora, la série albo-aptienne est recouverte *en discordance* par une puissante série de sables, grès et argiles de couleurs variées. On y observe des intercalations de gypses et de couches de charbon. Il s'agit de dépôts détritiques côtiers qui marquent en cet endroit la limite entre "Continent Occidental" et domaine marin oriental (C. Burckhardt, 1930 ; M. Bonneau, 1972).

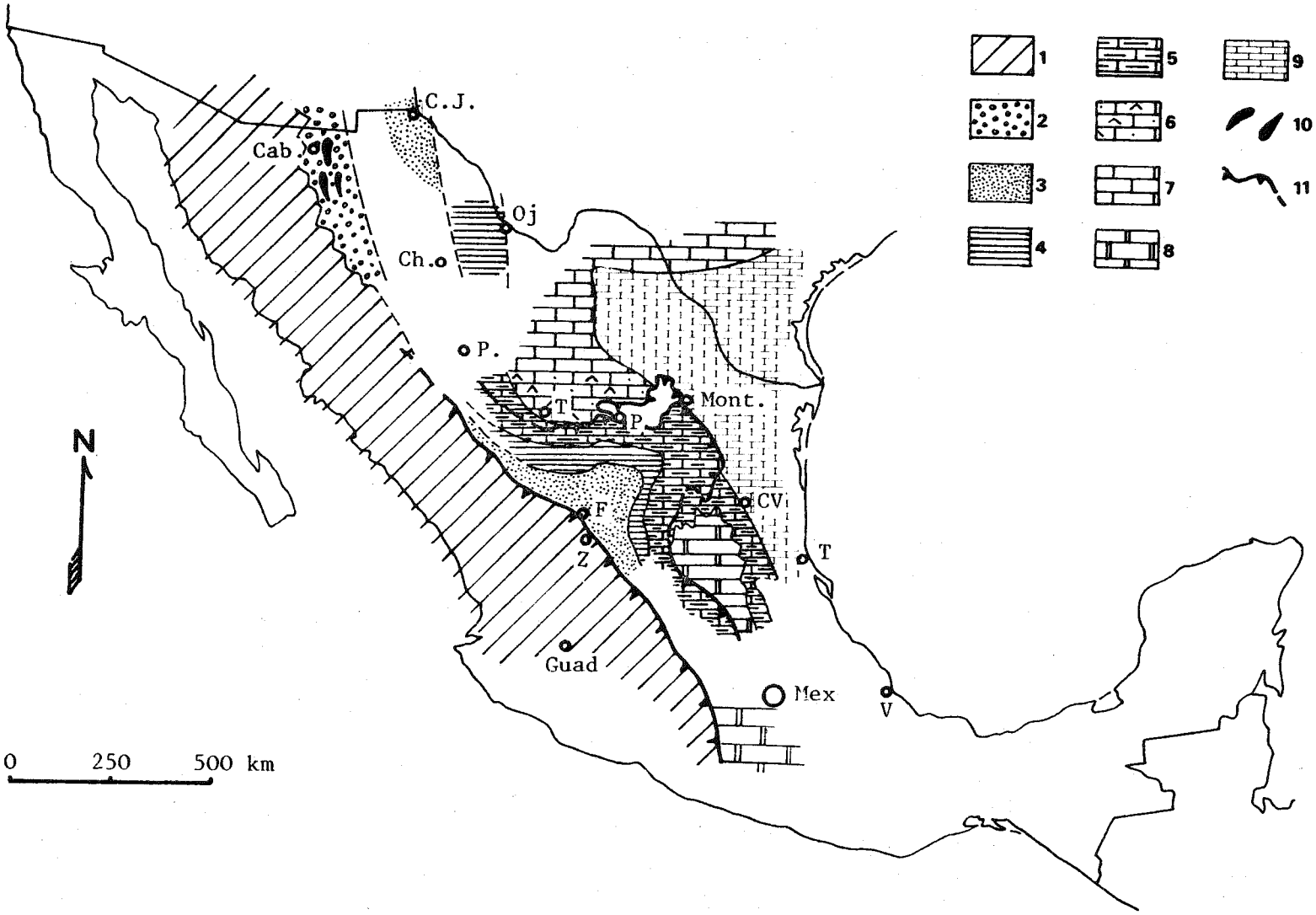
Dans l'Etat de Chihuahua, une séquence terrigène d'origine marine, concordante, de type flysch, est présente au Cerro de Muleros près de Ciudad Juarez, Chih. L'âge en partie turonien est fourni par *Inoceramus labiatus* Schl. (E. Böse, 1910). Aux environs de Ojinaga, Chih., les dépôts détritiques de même âge sont des schistes argileux à passées calcaires très bitumineux.

Sur le Haut-Plateau Central, on rencontre le flysch dans les régions de Camacho, Zac., de Rio Grande, Zac. et entre Zacatecas, Zac. et San Luis Potosi, S.L.P., c'est-à-dire dans les parties sud-ouest du plateau. Lorsqu'on se dirige en direction du Nord-Est, vers la Haute-Chaîne (cf. Livre I), le flysch est d'abord remplacé par des lutites (type Lutita Parras près de Concepción del Oro, Zac.), puis par des marno-calcaires pélagiques (Formation San Felipe de la Haute-Chaîne).

Partout ailleurs, *aussi bien sur les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi que dans le bassin de Sabinas,* les dépôts de cet âge sont des marno-calcaires et calcaires plus ou moins pélagiques selon leurs lieux de sédimentation. Sur la Plateforme de Coahuila, ce sont des calcaires marneux en lits minces présentant des intercalations de gypse (Formation Indidura). Sur la Plateforme de Valles-San Luis Potosi il s'agit de calcaire crayeux devenant parfois franchement récifaux à Rudistes (Formation Tamasopo du Turonien-Sénonien inférieur). Au contraire, dans le bassin de Sabinas ce sont des calcaires pélagiques à peine marneux (Formation Agua Nueva).

La nature et la localisation des faciès des formations terrigènes du Cénomano-Turonien permettent de tirer plusieurs renseignements d'ordre paléogéographique.

Fig. II_{1-6} : Carte palinspatique obtenue par effacement des grands charriages et sur laquelle sont reportés les principaux faciès de l'Albien-Cénomanien basal.
La suppression des grands chevauchements laramiens a été obtenue en faisant subir à la Haute-Chaîne et aux parties situées au Sud-Ouest de celle-ci une rotation dans le sens des aiguilles d'une montre (flèche) autour d'un pôle de rotation (P.R.) situé dans le Sud de l'Etat de Sinaloa.
1: régions émergées ; 2: dépôts évaporitiques ; 3: dépôts carbonatés néritiques (parfois récifaux) ; 4: dépôts carbonatés pélagiques riches en silex ; 5: partie du Golfe du Mexique à croûte océanique ; 6: séquence volcano-sédimentaire du domaine cordillérain.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
C.J.
Cab.
Oj
Ch.o
P.
T
P
Mont.
CV
F
Z
T
Guad
Mex
V
N
0
250
500 km

- *La répartition des termes du flysch se fait indépendamment de la paléogéographie téthysienne en bassins et plateformes, mise en place au Crétacé inférieur.* Les apports terrigènes grossiers se déposent en concordance aussi bien sur les calcaires néritiques (à sub-récifaux) de la Plateforme de Chihuahua, que sur les calcaires pélagiques à faciès Cuesta del Cura tapissant le fond du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. Le domaine téthysien n'est bien que l'hôte passif des apports terrigènes engendrés par l'émersion du "Continent Occidental".

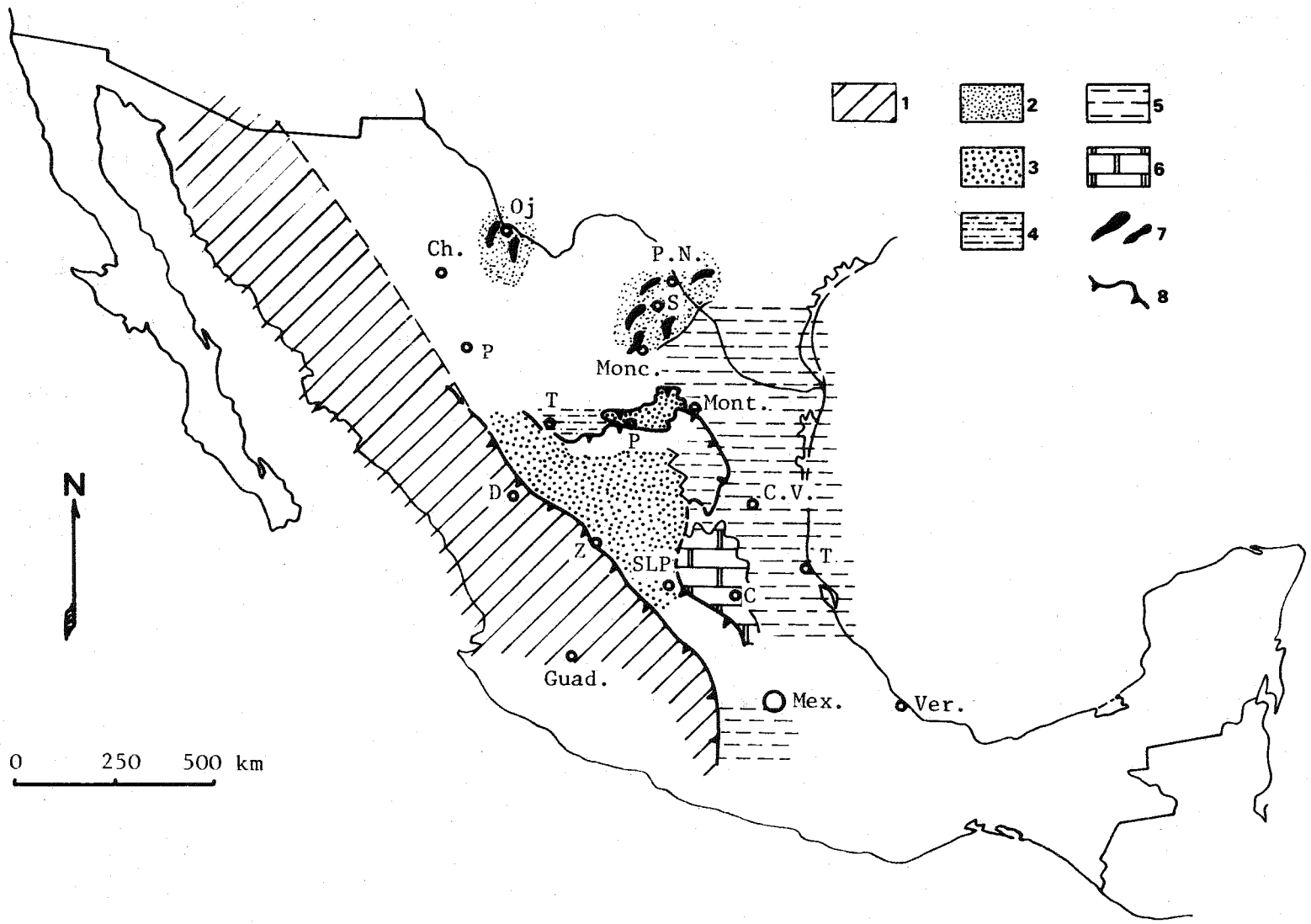
- *La répartition des termes du flysch dans le domaine marin oriental est directement liée à la géographie du "Continent Occidental".* La bordure orientale de cet élément paléogéographique positif ayant alors une direction quasiment méridienne, la disposition des formations du flysch en fonction de leur granulométrie se fait d'Ouest en Est. Ainsi : les dépôts côtiers discordants sur les structures "orégoniennes" du "Continent Occidental" sont en marge ouest du domaine marin, aux confins des états de Sonora et de Chihuahua ; un véritable flysch cénomano-turonien ne se rencontre que dans les parties ouest de la Sierra Madre Orientale, que ce soit en Chihuahua ou sur le Haut-Plateau Central ; le pré-flysch lutitique vient plus à l'Est dans les régions d'Ojinaga, Chih. et de Concepción del Oro, Zac. Enfin, les parties les plus orientales connaissent des dépôts à dominante carbonatée dans lesquels la composante terrigène est très faible sous forme d'interlits marneux. La sédimentation épouse la topographie téthysienne pré-existante si bien que les formations marno-calcaires ou calcaires ont encore une nette tendance néritique sur la Plateforme de Coahuila (Formation Indidura), récifale sur la Plateforme de Valles-San Luis Potosi (Formation Tomasopo) et pélagique dans le bassin de Sabinas (Formation Agua Nueva, à lentilles de silex noir) qui occupe par ailleurs la position la plus distale.

- *Le bassin de Sabinas échappe longtemps aux apports détritiques grossiers.* Ceci tient au fait que, à la différence du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, le fond du bassin se trouve séparé du "Continent Occidental" dispensateur par la plateforme de Chihuahua au Nord-Ouest, et par la ride des plateformes de Coahuila et Valles-San Luis Potosi et le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central au Sud-Ouest (fig. II_{1-6}). Les sables n'atteignent le bassin de Sabinas qu'au Sénonien supérieur, une fois les zones plus occidentales citées comblées par le flysch.

Fig. II_{1-7} : Carte de répartition des principaux faciès de la Sierra Madre Orientale au Cénomano-Turonien.

1: parties affectées par la déformation orégonienne de l'Albo-Cénomanien et formant au Crétacé supérieur le "Continent Occidental" dispensateur de matériaux terrigènes ; 2: dépôts détritiques côtiers discordants ; 3: flysch ; 4: pré-flysch lutitique (type Lutita Parras) ; 5: pré-flysch marno-calcaire (type Formation San Felipe) ; 6: pré-flysch marno-calcaire d'ambiance néritique à intercalations gypseuses (type Formation Indidura) ; 7: calcaires crayeux ; 8: calcaires néritiques à récifaux (type Formation Tamasopo) ; 9: calcaires pélagiques pauvres en composants terrigènes (type Formation Agua Nueva) ; 10: charbon ; 11: chevauchements orégoniens et laramiens.

On remarquera l'obliquité des limites des formations du flysch par rapport aux limites paléogéographiques établies au Crétacé inférieur.


1
2
3
4
5
6
7
8
Oj
Ch.
P.N.
S
P
Monc.
T
Mont.
P
D
C.V.
Z
SLP
T
C
Guad.
Mex.
Ver.
N
0
250
500 km

b- Les dépôts terrigènes du Sénonien supérieur - Paléocène inférieur (Fig. II_{1-8}).

Dans le Nord du Mexique le Sénonien est l'époque du charbon. Au voisinage d'Ojinaga, Chih., comme dans les parties de l'Etat de Coahuila comprises entre Monclova et Piedras Negras, les niveaux de charbon sont associés à des dépôts sableux ou gréseux côtiers. Une étude récente a permis de préciser l'âge maèstrichtien du charbon présent dans la Formation Olmos de Coahuila (R. Weber, 1972). Le charbon d'Ojinaga serait plus ancien et daterait de la base du Sénonien supérieur (C. Burckhardt, 1930).

Dans la Haute-Chaîne et sur le Haut-Plateau Central le flysch se présente sous divers faciès. Sur le Haut-Plateau Central il s'agit d'un flysch gréso-pélitique (Formation Caracol) dont on ignore le plus souvent l'âge des couches les plus récentes préservées par l'érosion. Entre Viesca, Coah. et Monterrey N.L., le flysch manque dans la Haute-Chaîne. Il se retrouve diverticulé au front de la nappe de Parras, dans les bassins de Parras et de la Popa (E.F. McBride et col., 1974). Là, le groupe Difunta qui lui correspond montre plus de 5000 mètres de flysch à nombreuses passées rouges, débris de végétaux, restes de Dinosaures terrestres indiquant une mise en place de type deltaïque en eaux très peu profondes. Les faciès gréseux ou gréso-pélitiques du flysch sont limités aux régions situées à l'Ouest du méridien passant par Monterrey, N.L. A l'Est de cette ligne, ils sont remplacés latéralement par la puissante série distale de crypto-flysch présente dans la partie de la Haute-Chaîne comprise entre Monterrey, N.L. et Aramberri, N.L. Il s'agit de *la Formation Mendez, riche en Globotruncanes, que l'on retrouve également bien développée en bordure de la Plateforme de Valles-San Luis Potosi* (J. Carrillo-Bravo, 1971) *et dans la partie sud-est du bassin de Sabinas.* Sur la Plateforme de Coahuila les traces de Sénonien supérieur sont rares. Seuls, à ma connaissance, les affleurements du pied nord de la Sierra de la Peña et de la Vallée de Parras (cf. Livre I) indiquent que cette plateforme a été recouverte, au moins en partie, par un flysch pélitique au Maestrichtien-Paléocène. Quant aux *régions centrales de la Plateforme de Valles-San Luis Potosi,* elles supportent des calcaires du Campanien-Maestrichtien à Rudistes, Orbitoïdes, etc... (Formation Cardenas). En plusieurs endroits on peut observer ces faciès à nette tendance

---

Fig. II_{1-8} : Carte de répartition des principaux faciès de la Sierra Madre Orientale au Sénonien supérieur - Paléocène inférieur.
1: parties affectées par la déformation orégonienne de l'Albo-Cénomanien et formant au Crétacé supérieur le "Continent Occidental" dispensateur de matériaux terrigènes ; 2: dépôts détritiques côtiers ; 3: flysch gréso-pélitique à pélito-gréseux présentant parfois des passées rouges ; 4: flysch pélitique de la Plateforme de Coahuila ; 5: Crypto-flysch distal (type Formation Mendez) ; 6: calcaires néritiques à récifaux (type Formation Cardenas) ; 7: charbon ; 8: chevauchements orégoniens et laramiens.

On remarquera :
- l'absence de flysch dans la partie de la Haute-Chaîne comprise entre Torreón et Monterrey qui se retrouve diverticulé au front de la nappe de Parras dans les bassins de Parras et de la Popa ;
- la distribution des faciès terrigènes côtiers à charbon dans les parties nord de la Sierra Madre Orientale, la Téthys amorçant son reflux vers le Golfe du Mexique.

récifale, s'interdigiter avec les faciès pélagiques de la Formation Mendez (J. Carrillo-Bravo, 1971).

Ce tableau de la distribution des faciès au Sénonien supérieur - Paléocène inférieur que je viens de brosser sommairement conduit aux considérations paléogéographiques suivantes.

- *La migration du flysch dans le temps et dans l'espace,* telle que je l'ai décrite dans le Secteur Transverse de Parras, *se produit dans l'ensemble du domaine de la Sierra Madre Orientale.* Le flysch comble d'abord les parties occidentales du domaine marin situées au pied est du Continent Occidental avant de migrer progressivement vers l'Est. L'avancée est maximum au Paléocène, époque à laquelle les faciès gréseux et gréso-pélitique du flysch ne dépassent cependant pas le méridien de Monterrey, N.L.

- Compte-tenu de la direction Nord-Ouest - Sud-Est du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, à l'endroit où il s'approche du "Continent Occidental", on comprend que le remplissage du bassin par le flysch se fasse d'une part du Sud-Ouest vers le Nord-Est (il s'agit de la progradation du flysch en travers du bassin que j'ai décrite dans le Secteur Transverse de Parras) mais également du Nord-Ouest vers le Sud-Est, parallèlement à l'axe du bassin. La vaste "barrière en creux" que représente au Crétacé supérieur, le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, donne une explication claire aux faits que la Plateforme de Valles-San Luis Potosí échappe aux apports terrigènes (ceci permettant le développement de faciès récifaux) et que le bassin de Sabinas ne soit atteint que très tardivement (au Campano-Maestrichtien) par les éléments détritiques les plus fins.

- *Les régions de Chihuahua et de Coahuila montrent dès le Sénonien supérieur, à travers leurs couches de charbon, une nette tendance à l'émersion.* On peut penser que les exondations répétées résultent du comblement plus rapide par le flysch des anciennes plateformes néritiques de Coahuila et Chihuahua maintenues en position haute durant le Sénonien. Mais on peut également penser que les émersions répétées, marquées par les niveaux de charbon, sont les conséquences de mouvements orogéniques de cet âge (C. Burckhardt, 1930). De toute manière, on est frappé par la similitude des faciès détritiques (à influences continentales et marines) renfermant les couches de charbon, de Chihuahua et de Coahuila au Mexique, avec ceux présents dans la partie nord du Plateau du Colorado au front de l'Orogène Sevier (Groupe Mesa Verde du Crétacé supérieur du San Rafael Swell en Utah, U.S.A., par exemple). En cet endroit d'ailleurs, des discordances angulaires au sein des formations à charbon du Crétacé supérieur témoignent de mouvements tectoniques au front de l'Orogène Sevier, lequel est probablement la continuation nord du "Continent Occidental" mexicain structuré à l'Albo-Cénomanien lors de la phase orégonienne.

III. LES TROIS GRANDS TYPES DE SERIES SEDIMENTAIRES MESOZOÏQUES, D'ORIGINE MARINE, DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE.

Les séquences de faciès jurassico-crétacées qui ont enregistré les divers événements paléogéographiques lors de la présence de la Téthys dans le domaine de la Sierra Madre Orientale, peuvent finalement être rapportées à *trois grands types de séries* (Fig. II_{1-9}).

Chacun de ces grands types est caractéristique d'une zone du domaine téthysien. En plus des *séries mésozoïques de type parrense et de type coahuilense (définies dans le Premier Livre) qui caractérisent respectivement le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central et la Plateforme de Coahuila, la série mésozoïque de type sabinense trouve sa justification.* Celle-ci :

- à l'image de la série parrense et à la différence de la série coahuilense, débute souvent au Jurassique et présente au Crétacé inférieur une séquence carbonatée riche en faciès pélagiques ;
- à la différence de la série parrense, comporte dans sa partie détritique du Crétacé supérieur - Paléocène inférieur un crypto-flysch distal toujours tardif.

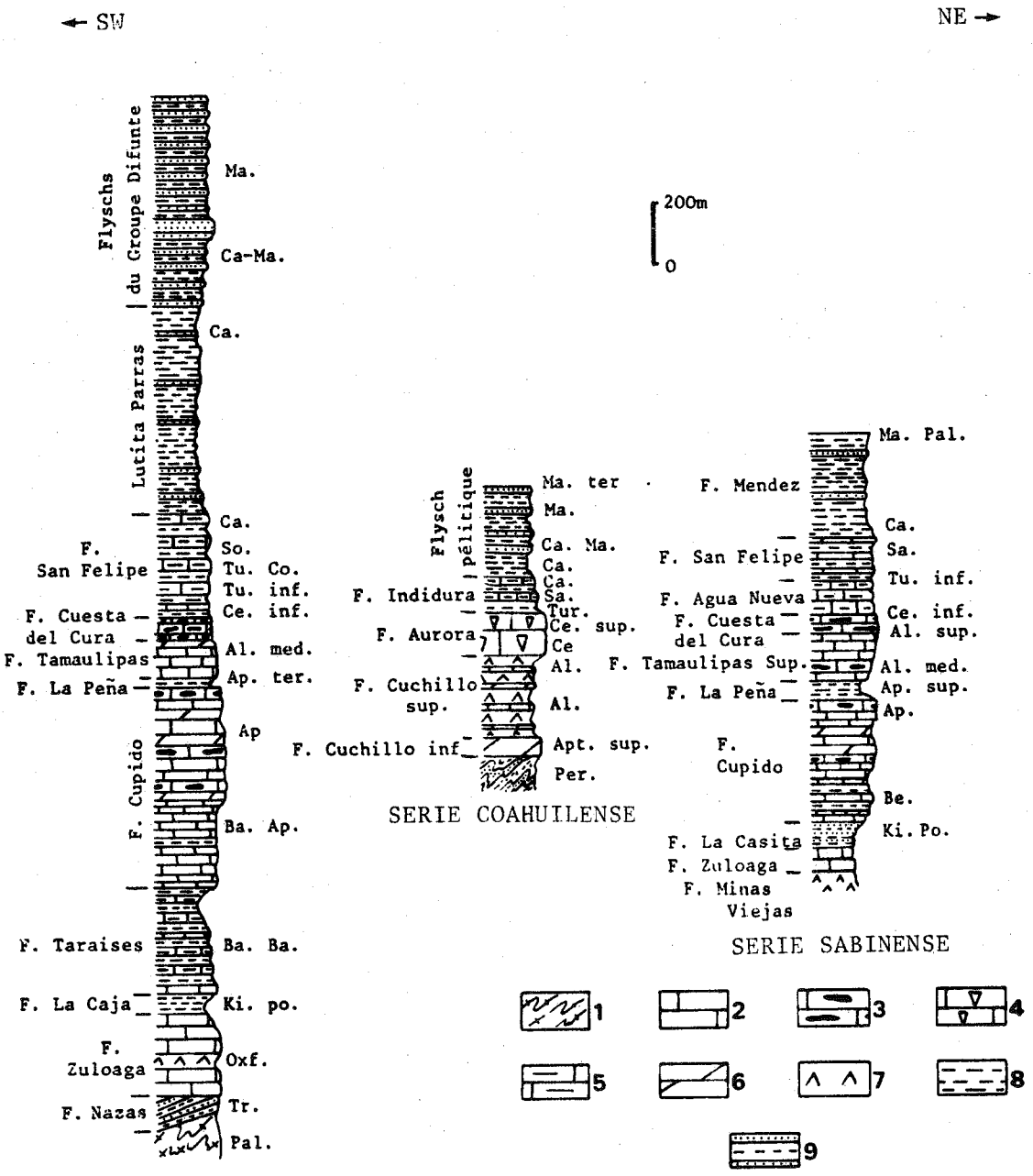
Bien évidemment, ces trois séries mésozoïques parrense, coahuilense et sabinense ne sont que trois types dont seuls les caractères généraux sont spécifiques des trois zones que sont le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, la ride formée par les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosí et le bassin de Sabinas. Dans les parties qui font la transition entre une zone et l'autre, les variations de faciès dans les séries sont nécessairement fréquentes et pourraient éventuellement justifier la définition de sous-zones. J'en ai donné des exemples en traitant dans le Premier Livre de la transition entre la partie profonde du bassin du Haut-Plateau Central et la Plateforme de Coahuila au Crétacé inférieur.

Compte-tenu de ces variations d'ordre secondaire liées à l'existence même des marges des bassins téthysiens, la permanence de l'enchaînement des faciès des séries de type parrense et de type sabinense aux endroits des anciennes zones marines profondes est relativement constante. Les variations à l'intérieur des séries de type coahuilense sont plus fréquentes, liées certainement à la plus grande diversité des faciès néritiques. Par exemple, les séries mésozoïques des plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosí sont pratiquement identiques quand on compare leurs successions de faciès du Crétacé inférieur (présence de formations calcaro-dolomitiques et évaporitiques à l'Aptien-Albien puis calcaires récifaux à l'Albo-Cénomanien). Par contre, les deux séries présentent des variations notables au niveau des faciès du Crétacé supérieur. La Plateforme de Valles-San Luis Potosí possède de nombreuses formations carbonatées d'ambiance récifale (formation Tamasopo et Cardenas) que ne montre pas la Plateforme de Coahuila certainement plus influencée par les dépôts terrigènes, mais que l'on retrouve, par exemple, dans les plateformes de Colima et de Chiapas.

Quant aux séries mésozoïques de Chihuahua, elles enregistrent un maximum d'événements : cycle sédimentaire du Jurassique terminal, sédimentation deltaïque au Néocomien, néritique de l'Aptien au Cénomanien basal, arrivée précoce du flysch crétacé supérieur, exondation avec dépôts de charbon au Sénonien supérieur. Aussi, la réunion de ces divers caractères que l'on rencontre séparés dans les trois grands types de séries des zones plus méridionales, pourrait justifier la création d'une *série mésozoïque de type chihuahuense.*

IV. LES FORMATIONS CENOZOÏQUES DISCORDANTES.

Elles se sont déposées postérieurement à la structuration laramienne des parties nord et nord-est du Mexique. De ce fait, elles reposent le plus souvent en discordance angulaire sur les sédiments d'origine marine du Jurassique-Paléocène inférieur.


← SW
NE →
200m
0
Flyschs du Groupe Difunte
Lutita Parras
Ma.
Ca-Ma.
Ca.
Ca.
F. San Felipe
So.
Tu. Co.
Tu. inf.
F. Cuesta del Cura
Ce. inf.
F. Tamaulipas
Al. med.
F. La Peña
Ap. ter.
F. Cupido
Ap
Ba. Ap.
F. Taraises
Ba. Ba.
F. La Caja
Ki. po.
F. Zuloaga
Oxf.
F. Nazas
Tr.
Pal.
SERIE PARRENSE
Flysch pélitique
Ma. ter
Ma.
Ca. Ma.
Ca.
Ca.
Sa.
F. Indidura
Tur.
Ce. sup.
F. Aurora
Ce
Al.
F. Cuchillo sup.
Al.
F. Cuchillo inf
Apt. sup.
Per.
SERIE COAHUILENSE
Ma. Pal.
F. Mendez
Ca.
Sa.
F. San Felipe
Tu. inf.
F. Agua Nueva
Ce. inf.
F. Cuesta del Cura
Al. sup.
F. Tamaulipas Sup.
Al. med.
F. La Peña
Ap. sup.
Ap.
F. Cupido
Be.
Ki. Po.
F. La Casita
F. Zuloaga
F. Minas Viejas
SERIE SABINENSE
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Comme dans le Secteur Transverse de Parras elles comprennent des dépôts sédimentaires et volcaniques au sein desquels la discordance du Miocène et les natures différentes des roches volcaniques permettent de distinguer deux ensembles.

a- Le volcanisme andésito-ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale et les molasses du Paléocène supérieur-Miocène (Fig. II_{1-10}).

Du Paléocène supérieur au Miocène inférieur, durant la période séparant les deux phases compressives principales de la Sierra Madre Orientale, trois grands ensembles de formations se déposent en discordance sur les roches sédimentaires mésozoïques plissées. Ce sont, d'Ouest en Est, les andésites et ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale, les molasses rouges continentales, et les molasses marines de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.

1°/- Les andésites et ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale.

La Sierra Madre Occidentale borde à l'Ouest en la recouvrant en partie, la Sierra Madre Orientale. Le système montagneux qui lui correspond possède une longueur supérieure à 2000 km, de la Sierra Madre del Sur du Mexique au Sud-Ouest des Etats-Unis.

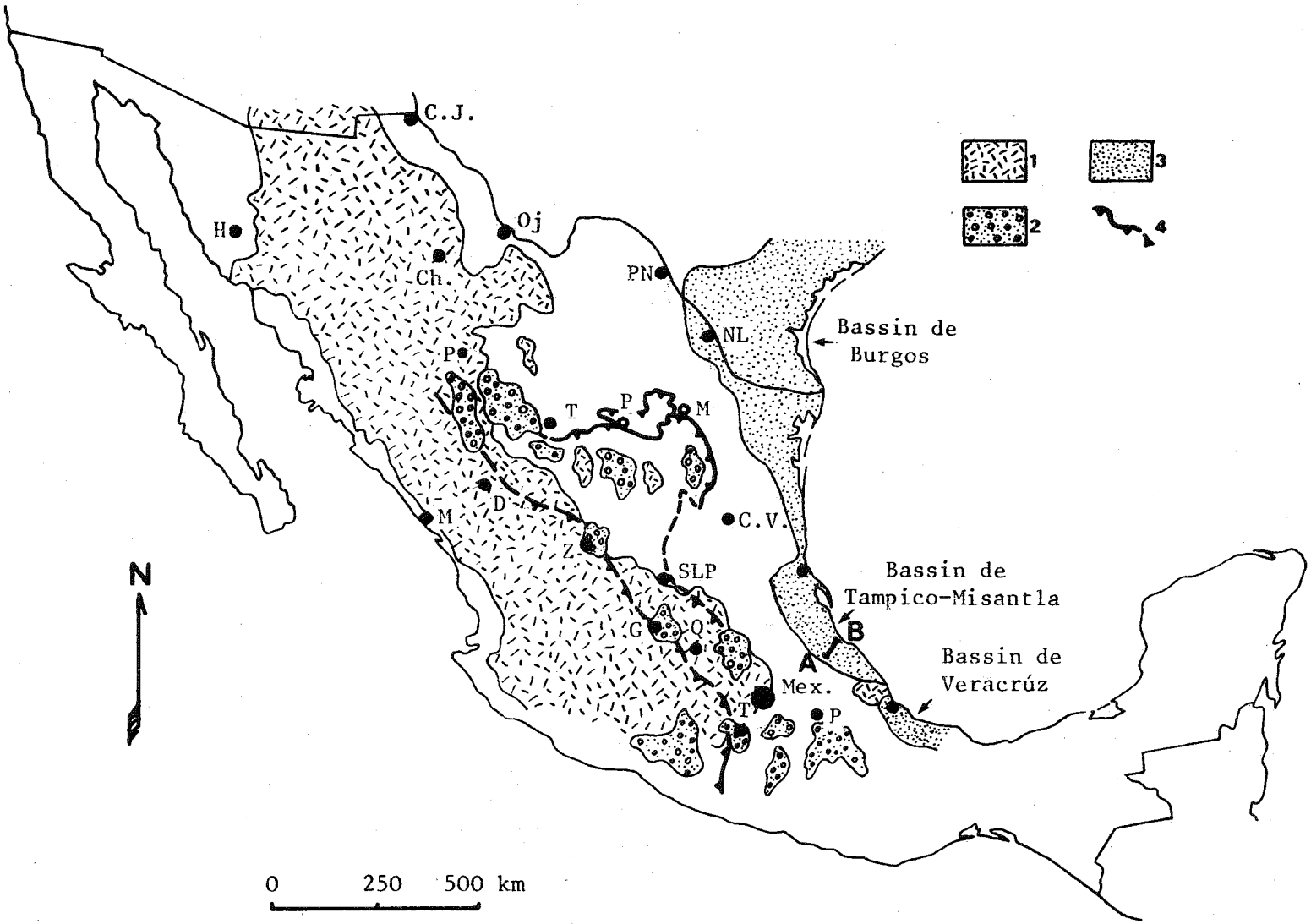
Formée en grande majorité par des roches volcaniques acides (il s'agit de la plus importante couverture ignimbritique continue connue au monde) la Sierra Madre Occidentale montre cependant un empilement de couches variées, le plus souvent horizontales, parfois basculées par failles, rarement plissées. L'épaisseur de cet empilement dépasse par endroits 2000 m.

Les études les plus récentes de la Sierra Madre Occidentale sont celles de F.W. McDowell et R.P. Keizer (1977) et de F.W. McDowell et S.E. Clabaugh (1979). Ces auteurs ont montré qu'en bordure de la Sierra Madre Orientale, près de Durango, Dgo, les roches volcaniques surmontant les calcaires crétacés se répartissaient en :

- un complexe volcanique inférieur comprenant des andésites datées de l'Yprésien ;
- un super-groupe volcanique supérieur comprenant, à côté de basaltes et andésites, des rhyolites et ignimbrites. L'essentiel de la mise en place de ce second groupe s'est effectué durant l'Oligocène.

Fig. II_{1-9} : Colonnes stratigraphiques très schématiques des trois grands types de séries mésozoïques de la Sierra Madre Orientale au Nord de l'Axe Volcanique Transmexicain. On notera que les différences essentielles concernent les séquences de faciès du Crétacé inférieur, époque de la différenciation de la zonéographie téthysienne.

1: roches métamorphiques ; 2: calcaires ; 3: calcaires à silex ; 4: calcaires à Rudistes ; 5: calcaires marneux ; 6: dolomies ; 7: gypses ; 8: lutites ; 9: grès et pélites.


C.J.
H
Oj
Ch.
PN
NL
Bassin de
Burgos
P
T
P
M
D
M
C.V.
Z
SLP
Bassin de
Tampico-Misantla
G
Q
B
A
Bassin de
Veracrúz
Mex.
T
P
N
0
250
500 km
1
2
3
4

D'Ouest en Est l'épaisseur de la carapace volcanique andésito-ignimbritique diminue. De manière générale, ce sont tout d'abord les andésites basales qui disparaissent. On ne les retrouve que de manière sporadique sur le Haut-Plateau Central. Les îlots andésitiques des ranches Vista Hermosa et la Palma près de Camacho, Zac. (cf. Livre I) sont parmi les affleurements les plus orientaux. Les ignimbrites, tout en diminuant progressivement d'épaisseur, gagnent des parties beaucoup plus à l'Est. On les trouve par exemple près des villes de Concepción del Oro, Zac. et de San Luis Potosí, S.L.P.

2°/- Les molasses rouges continentales.

Elles sont du type Formation Ahuichila que j'ai signalée dans la partie étudiée du Secteur Transverse de Parras.

Elles affleurent dans la Sierra Madre Orientale à l'Ouest et Sud-Ouest de Torreón, Coah., sur le Haut-Plateau Central dans les environs de Ahuichila, Coah., de Zacatecas, Zac. et de Guanajuato, Gto. Dans la Haute-Chaîne, on les rencontre dans la région de Aramberri, N.L. (cf. infra). Au Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain, elles sont particulièrement bien développées dans la Sierra Madre del Sur et au Sud de Tehuacán, Pue (Fig. II_{1-10}).

Ces molasses continentales sont connues sous des noms divers : *Formation Ahuichila* dans les parties voisines de Torreón, Coah., *Conglomerado Rojo* près de Zacatecas, Zac. et de Guanajuato, Gto., *Groupe Balsas* dans la Sierra Madre del Sur (C. Fries Jr., 1960), etc... .

Ce sont des dépôts détritiques sauvages, lacustres, dont les éléments proviennent de l'érosion des séries pré-laramiennes déformées environnantes. De ce fait, les éléments calcaires dominent dans les séries molassiques à substratum sédimentaire (Formation Ahuichila du Secteur Transverse de Parras, par exemple), alors que les éléments de natures granitique, volcanique ou métamorphique sont les plus nombreux au voisinage du front tectonique laramien du domaine cordillérain occidental (Conglomerado Rojo de Guanajuato, J.D. Edwards, 1956). Très généralement, les sédiments détritiques se font plus fins (grès, argiles, voir gypses) dans les parties supérieures des séries molassiques. Pour J.D. Edwards (1956) qui a étudié en détails le Conglomerado Rojo de Guanajuato, Gto., la couleur rouge de ces dépôts est due au lessivage des sols rouges développés sous un climat chaud et humide, dans les parties érodées.

Fig. II_{1-10} : Carte de répartition des principaux faciès de la Sierra Madre Orientale et des régions limitrophes au Paléocène terminal - Miocène basal.
1: volcanisme andésito-ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale ; 2: molasses rouges continentales ; 3: molasses marines de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique ; 4: principaux chevauchements.
A.B.: situation de la coupe de la Fig. II_{1-11}.

On notera sur cette carte que les dépôts marins de la Plaine Côtière figurent déjà de manière remarquable les limites du Golfe du Mexique, et n'ont donc plus rien de commun avec les dépôts marins anté-laramiens.

Dans les régions occidentales du Haut-Plateau Central (donc en bordure de la Sierra Madre Occidentale) des niveaux de tufs et des coulées volcaniques sont souvent interstratifiés dans ces molasses lacustres. C'est ainsi qu'au Sud-Ouest de Torreón, Coah. les ignimbrites surmontent en concordance les couches conglomératiques visibles de la Formation Ahuichila (S. Enciso de la Vega, 1968) et qu'à Guanajuato, Gto. (comme d'ailleurs à Zacatecas, Zac. et Taxco, Gro.) des coulées basaltiques et andésitiques, ainsi que des tufs rhyolitiques sont intercalés dans les conglomérats et grès des molasses. De ce fait, il apparaît clairement que volcanisme andésito-ignimbritique et sédimentation molassique lacustre sont contemporains. Vers l'Est, dans les parties non atteintes par le volcanisme, les formations molassiques sont faites uniquement de termes sédimentaires (région d'Aramberri, N.L. par exemple).

J'ai discuté de l'âge de ces formations molassiques continentales pauvres en fossiles, dans le Premier Livre. Je me contente donc de signaler ici que leur âge est compris entre le Paléocène supérieur et le Miocène inférieur.

3°/- *Les molasses marines de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.*

La Sierra Madre Orientale est bordée à l'Est par une vaste région basse, plus ou moins parallèle aux côtes du Golfe du Mexique. Il s'agit de la *Plaine Côtière du Golfe du Mexique* où affleure une séquence terrigène marine cénozoïque, épaisse de plusieurs milliers de mètres. Deux avancées vers l'Est du substratum crétacé au niveau de la Sierra de Tamaulipas et au niveau du massif de Teziutlán, séparent dans cet ensemble tertiaire trois parties connues dans le langage pétrolier sous les noms de *Bassin de Burgos, Bassin de Tampico-Misantla et Bassin de Veracrúz* (Fig. II_{1-10}).

Les séries tertiaires de ces trois bassins sont divisées en un nombre impressionnant de formations dont les noms varient d'un bassin à l'autre mais également au sein d'un même bassin. Etablir ici une liste complète de toutes ces formations dépasse le but de cette étude. Aussi vais-je me contenter de citer les formations les plus classiques du bassin de Tampico-Misantla qui sont aussi les plus connues stratigraphiquement depuis les célèbres travaux de J.A. Cushman (1925, 1926, 1927), W.S. Cole (1927, 1928), M.P. White (1928), W.L.F. Nuttall (1930, 1932) et H.E. Thalmann (1935).

Dans le bassin de Tampico-Misantla les formations du Paléocène-Oligocène qui surmontent le crypto-flysch crétacé supérieur-Paléocène inférieur (Formation Mendez) sont dans l'ordre chronologique (L. Benavides, 1956) :

- *Paléocène moyen et supérieur, Formation Velasco.* Il s'agit de 200 à 300m de dépôts argilo-marneux gris vert et gris bleuté renfermant de rares lits minces de grès calcaires. Son faciès est très semblable à celui de la Formation Mendez sous-jacente.
- *Paléocène terminal - Eocène inférieur, Formation Chicontepec.* Elle montre une belle alternance très régulière de type flysch, de grès calcaires et de lutites calcaires. Dans sa partie inférieure, elle contient parfois des lentilles conglomératiques à éléments de calcaires et de silex

de 2 à 3 centimètres de diamètre. Au fur et à mesure que l'on s'élève l'importance relative des couches de grès diminue, la formation devenant plus pélitique. L'épaisseur de la formation est de l'ordre de 500 à 600m.

Souvent, on sépare à l'intérieur de la Formation Chicontepec, la Formation Aragón qui représente le faciès bathyal de ses niveaux inférieurs.

- *Eocène moyen, Formation Guayabal (= Tempoal)*. La formation est faite de lutites gris bleuté ou brunes, renfermant de très fines intercalations de grès à grain fin. Son épaisseur peut varier de quelques dizaines de mètres à 1200 mètres.

- *Eocène supérieur, Formation Chapopote*. Elle montre un faciès argilo-marneux passant latéralement à un faciès plus détritique, gréso-conglomératique justifiant le nom de *Formation Tantoyuca*. L'épaisseur de ces formations varie entre quelques mètres et 400 mètres.

- *Oligocène inférieur, Formation Horcones*. Elle n'affleure que rarement et est connue essentiellement par les sondages pétroliers. Généralement, elle montre des lutites et marnes alternant avec des grès à ciment calcaire. On y trouve parfois des lits très fins de cendres volcaniques. Son épaisseur est extrêmement variable compte-tenu de ses fréquentes variations latérales de faciès.

- *Oligocène inférieur et moyen, Formations Palma Real inférieure et supérieure*. Il s'agit de sédiments argilo-gréseux présentant un caractère transgressif par rapport aux formations précédemment citées. L'épaisseur totale des deux formations varie entre 150 et 700 mètres.

- *Oligocène moyen*. Il correspond souvent à la *Formation Mesón*, ensemble de lutites et marnes gréseuses montrant dans sa partie supérieure des couches gréseuses, des passées calcaires et se terminant par une lumachelle, ou parfois des calcaires récifaux. L'épaisseur de la formation varie entre 90 et 600m. Latéralement, la Formation Mesón passe, soit à la Formation Palma Real supérieure, soit à la *Formation Coatzintla* de faciès plus profond.

- *Oligocène supérieur, Formation Escolín*. Elle comprend des marnes et marnes gréseuses alternant dans la partie supérieure avec des grès calcaires. Il s'agit de dépôts régressifs dont l'épaisseur est comprise entre 90 et 300 mètres.

- *Miocène inférieur, Formation Tuxpan*. Elle montre des grès calcaires, des lutites plus ou moins gréseuses, des calcaires gréseux ainsi que de rares niveaux de conglomérats sur une épaisseur variant de 50 à 200 mètres.

L'ensemble des sédiments d'âge paléocène-oligocène forme ainsi une épaisse séquence terrigène à dominante argilo-gréseuse. Leurs éléments, issus de la destruction des parties émergées de la Sierra Madre Orientale (situées essentiellement à l'Ouest), se sont déposés en marge du domaine marin qui s'est retiré vers l'Est à la suite de la phase laramienne.

Un problème important, posé par cette puissante série terrigène, est celui de ses rapports avec les formations de type crypto-flysch distal, anté-laramiennes. Ce problème revient à rechercher au sein de l'ensemble des sédiments terrigènes du Crétacé supérieur et du Paléogène les témoins d'une discordance laramienne.

Jusqu'à présent, et sur des considérations d'ordre essentiellement sédimentologique, il est classique de concevoir (L. Benavides G., 1956 ; E. Lopez Ramos, 1956 ; M.A. Gamper, 1977) une Révolution Laramien-

ne qui soulève et plisse durant l'Eocène les sédiments du Géosynclinal mexicain en engendrant les structures de la Sierra Madre Orientale et les avant-fosses au front est de celle-ci. Dans ces avant-fosses s'accumulent de grandes épaisseurs de sédiments de type flysch au cours de l'Eocène (Formation Chicontepec), puis, durant l'Eocène supérieur, des dépôts de sédiments de type molasse (Formation Tantoyuca) lesquels signalent l'apogée de l'orogénèse dans la Sierra.

Cette conception d'une Révolution Laramienne se maintenant du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur n'est pas en accord avec le concept de phase laramienne post- montienne - anté-yprésienne en évidence dans le Secteur Transverse de Parras (cf. Livre I). Je pense que l'ensemble des données du terrain et des résultats des forages pétroliers permettent de trouver une réponse satisfaisante.

L'observation des affleurements dans le bassin de Tampico-Misantla indique :

- le repos en concordance de la Formation Velasco sur la Formation Mendez dans la région de Linares N.L. (E. Lopez Ramos, 1978). Ces deux formations ont d'ailleurs des faciès semblables et des contenus microfaunistiques (M.A. Gamper, 1977) témoignant d'un passage continu entre le sommet de l'une (Paléocène inférieur) et l'autre (Formation Velasco du Paléocène moyen à supérieur) ;
- l'absence de discordance angulaire à la base de la Formation Chicontepec dans la région de Tamazunchale, S.L.P., malgré une saute de faciès (par enrichissement brutal en grès et conglomérats) très marquée. A. Heim (1940) en concluait que l'unique déformation de la partie sud du bassin de Tampico-Misantla était post-Chicontepec.

Les nombreux forages effectués par PEMEX dans cette région pétrolière apportent des renseignements qui me paraissent essentiels.

- Quelques dizaines de kilomètres au Nord-Ouest de la Faja de Oro, l'Eocène moyen (Formation Guayabal) repose directement sur les calcaires de l'Hauterivien inférieur (Formation Tamaulipas inférieure), à une profondeur de 1900m (A. Cantú Chapa, 1976).
- Dans la partie ouest de la Faja de Oro la Formation Tantoyuca éocène repose sur les calcaires récifaux albo-cénomaniens de la Formation El Abra. Mais surtout, A.H. Coogan et col. (1972) signalent, au pied ouest de la plateforme récifale de la Faja de Oro, la présence de brèches (à éléments de calcaires El Abra) intercalées entre le toit de la Formation Mendez et la base de la Formation Chicontepec. Ces brèches s'étendent sur 8 km vers l'Ouest (Fig. II_{1-11}).

Compte-tenu des diverses données géologiques que je viens de mentionner, je pense donc pouvoir dire que, dans le bassin de Tampico-Misantla appartenant à la Plaine Côtière du Golfe du Mexique et au front de l'édifice laramien de la Sierra Madre Orientale :

- *l'épaisse séquence détritique du Paléocène terminal - Oligocène* (c'est-à-dire l'ensemble des formations gréseuses ou gréso-pélitiques débutant avec la Formation Chicontepec) qui surmonte le crypto-flysch distal crétacé supérieur - paléocène (représenté par les formations Mendez et Velasco), *est composée de dépôts post-orogéniques de type molasses* ;
- ces molasses résultent de la destruction de la Sierra Madre Orientale structurée par la phase laramienne compressive à l'Ouest de leur lieu de dépôt, lequel a valeur d'avant-fosse molassique.
- l'avant-fosse molassique marine a échappé, pour l'essentiel, aux plissements laramiens, ce qui explique l'absence de discordance angulaire à la base de la Formation Chicontepec. Par contre cette avant-fosse

résulte d'une tectonique laramienne de failles en extension. Cette tectonique cassante est à l'origine de grabens (telle la fosse de Chicontepec) et de horsts (tels la Faja de Oro et son prolongement nord émergés avant l'Eocène moyen). L'intercalation des brèches entre la Formation Mendez (paléocène inférieur à son toit) et la Formation Chicontepec (paléocène terminal à sa base, selon M.A. Gamper, 1977) date cette phase laramienne en extension du Paléocène (et probablement du Paléocène supérieur). Les effets de la phase laramienne du Paléocène apparaissent ainsi clairement différents d'Ouest en Est : structuration en compression et surrection de la Sierra Madre Orientale à l'Ouest, structuration en extension et effondrement d'avant-fosses molassiques à l'Est.

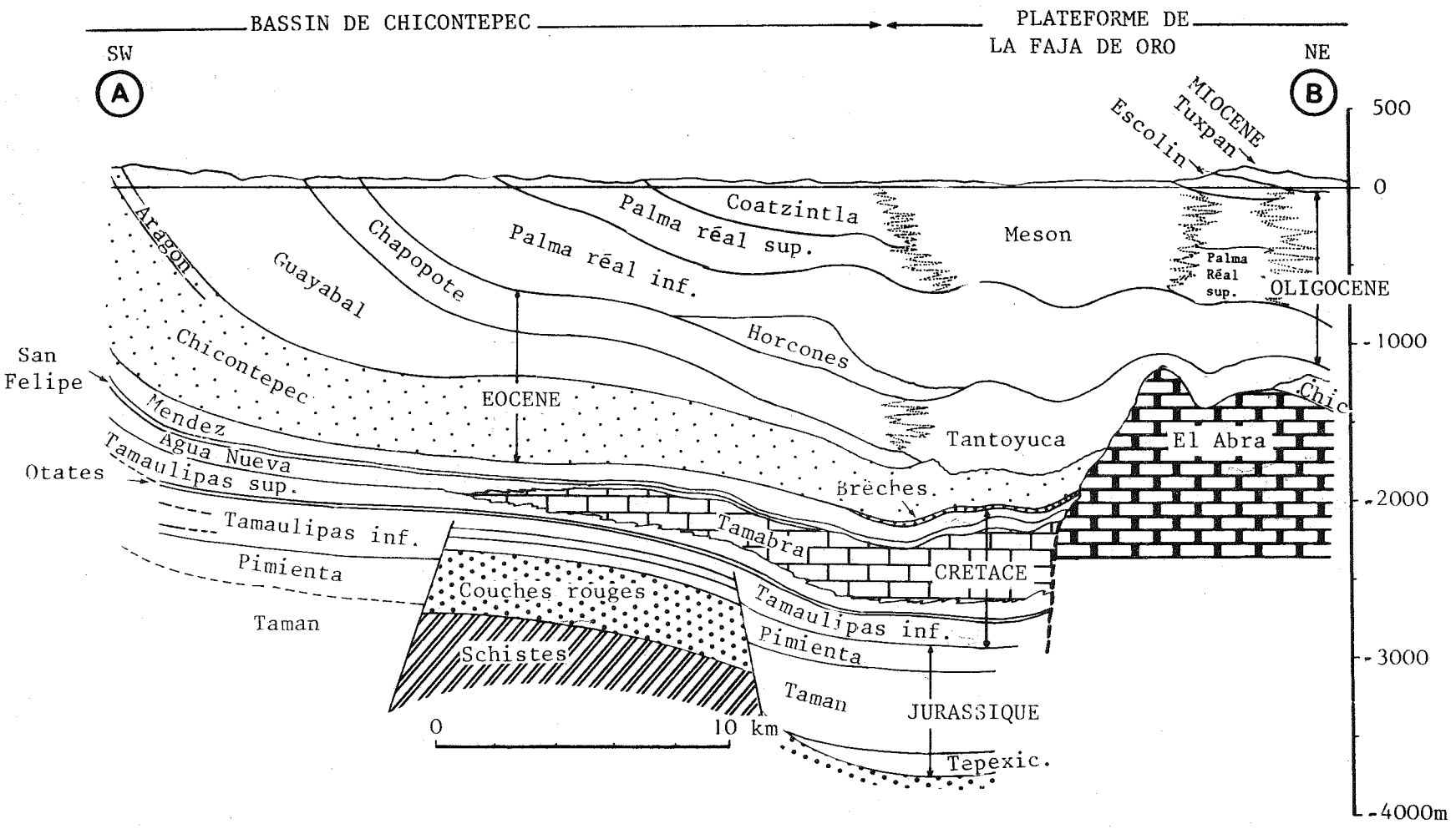
- les molasses paléogènes de la Plaîne Côtière du Golfe du Mexique et l'ensemble des terrains mésozoïques sont plissés tardivement en structures de direction Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, probablement lors de la phase miocène (cf. infra).

4°/- Conclusions paléogéographiques.

Le fait majeur apparaissant à la suite de la structuration laramienne de la Sierra Madre Orientale est le *changement total de nature et d'orientation des grandes zones paléogéographiques*. Du Jurassique au Paléocène (et principalement du Jurassique au Crétacé moyen), la direction paléogéographique dominante (celle des bassins et de la ride) était nord-ouest - sud-est (Fig. II_{1-6}). A partir du Paléocène supérieur, la direction paléogéographique dominante, superposée à la précédente, est nord - nord-ouest - sud - sud-est (Fig. II_{1-10}). De manière schématique, d'Ouest en Est, trois bandes de dépôts ayant cette direction se succèdent alors : une bande occidentale de dépôts volcaniques andésito-ignimbritiques (il s'agit de la Sierra Madre Occidentale), une bande de molasses continentales et une bande de molasses marines à l'emplacement de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique. La marque téthysienne qui se manifestait depuis le Jurassique s'est totalement effacée avec le retrait des eaux marines vers l'Est, dans des limites qui annoncent déjà clairement la configuration actuelle du Golfe du Mexique. *Les côtes mexicaines de ce véritable "Proto-Golfe" du Mexique du Paléocène supérieur - Miocène basal correspondent aux avant-fosses molassiques de la Sierra Madre Orientale.*

La partie ouest de la Sierra Madre Orientale est dès cette époque, sous influence pacifique. En effet, il est classique de relier le volcanisme andésito-ignimbritique cénozoïque de la Sierra Madre Occidentale à la subduction de la paléo-plaque Farallon sous la paléo-marge occidentale mexicaine (T. Atwater, 1970 ; F.W. McDowell et S.E. Clabaugh, 1979).

En bref, à la suite de la phase laramienne, l'époque paléocène terminal - miocène inférieur est marquée par l'effacement total des caractères sédimentaires et paléogéographiques téthysiens de la Sierra Madre Orientale, et par leur remplacement par des caractères nouveaux, sous contrôle de la marge active pacifique occidentale, qui annoncent déjà clairement les caractères géographiques actuels. C'est dire en quelque sorte, qu'après la disparition des caractères téthysiens anté-laramiens, la Sierra Madre Orientale se "mexicanise".


BASSIN DE CHICONTEPEC
PLATEFORME DE LA FAJA DE ORO
SW
NE
A
B
MIOCENE
Tuxpan
Escolin
Coatzintla
Palma réal sup.
Palma réal inf.
Chapopote
Guayabal
Aragon
Meson
Palma Réal sup.
OLIGOCENE
Horcones
San Felipe
Chicontepec
EOCENE
Chic
Mendez
Agua Nueva
Tamaulipas sup.
Otates
Tantoyuca
El Abra
Brèches.
Tamaulipas inf.
Tamabra
Pimienta
CRETACE
Couches rouges
Taman
Schistes
Tamaulipas inf.
Pimienta
Taman
JURASSIQUE
0
10 km
Tepexic.
500
0
1000
2000
3000
4000m

b- Le volcanisme basaltique et les dépôts lacustres mio-plio-quaternaires (Fig. II_{1-12}).

Une phase tectonique ayant déformé au Miocène inférieur et moyen (cf. livre I) les séries molassiques et volcaniques post-laramiennes en grands plis de fond, il s'en suit que les dépôts volcaniques ou sédimentaires mio-plio-quaternaires de la Sierra Madre Orientale sont discordants sur toutes les roches antérieures.

Comme dans le Secteur Transverse de Parras, les séries mio-plio-quaternaires comprennent des dépôts sédimentaires détritiques lacustres, souvent épais, associés à des coulées basaltiques alcalines, conservées la plupart du temps, à la suite d'inversion de reliefs spectaculaires, en "mesas".

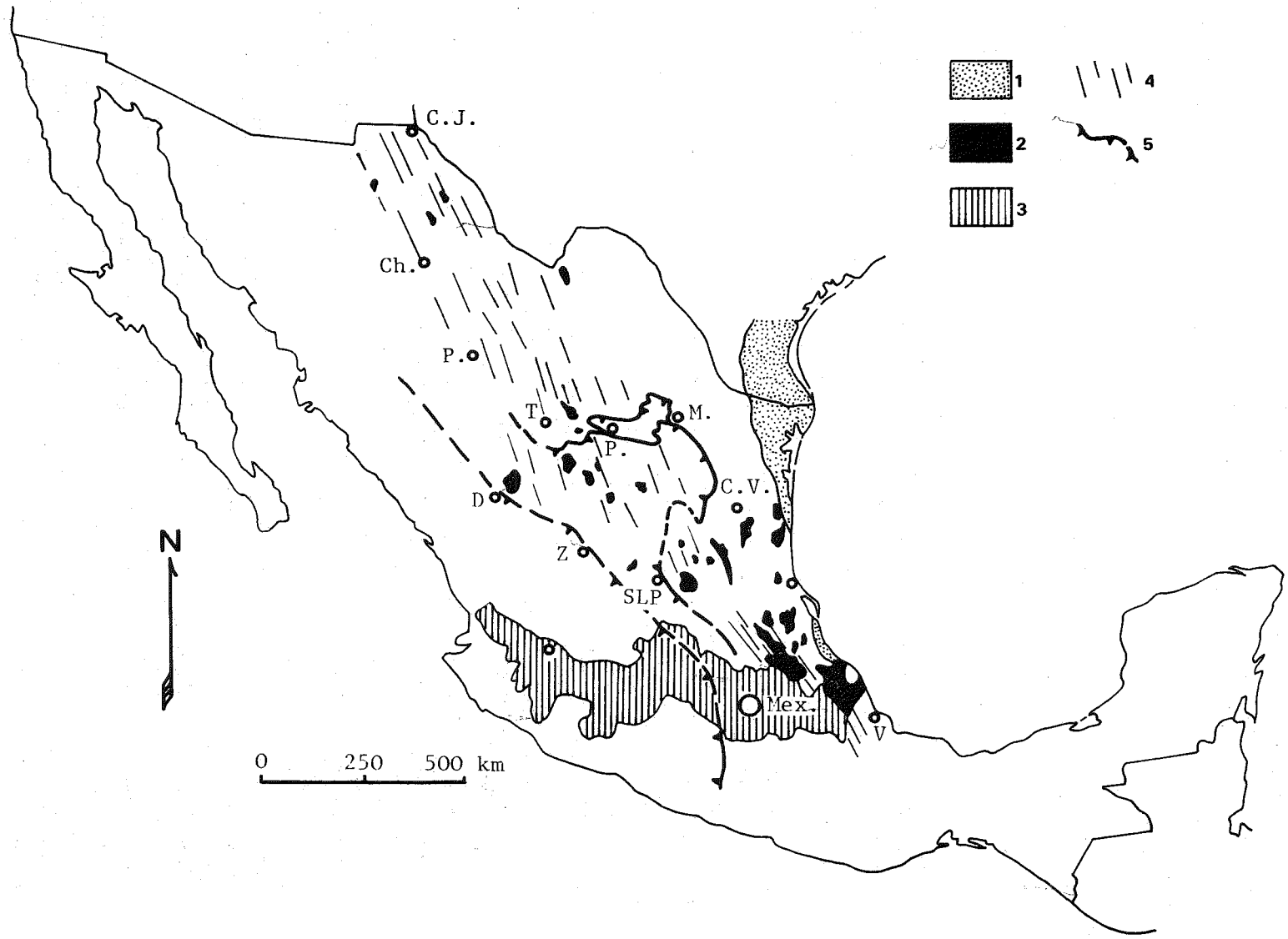
La répartition générale du volcanisme et des séries lacustres est étroitement liée à une intense fracturation par failles normales en extension.

Dans les états de Chihuahua, Durango, Coahuila et Zacatecas, l'importance de ces failles est considérable. Elles sont à l'origine d'une magnifique morphologie en "basin and range" en tous points comparable à celle de l'Etat de Sonora ou de l'Etat d'Arizona aux Etats-Unis. Dans ces régions les grabens (nommés "bolsones, lagunas, barrios, llanos", etc...), allongés le plus souvent selon la direction nord - nord-ouest - sud - sud-est, sont remplis de puissantes séries lacustres atteignant parfois plusieurs milliers de mètres d'épaisseur (C.C. Reeves Jr., 1969). La distension par failles est accompagnée d'émissions basaltiques alcalines. Ce sont le plus souvent des coulées conservées en mesas et que l'on rencon-

---

Fig. II_{1-11} : Coupe de la couverture mésozoïco-cénozoïque de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique sur la bordure sud-ouest de la Faja de Oro. Selon A.H. Coogan et col., 1972, simplifiée.
Cette réprésentation, obtenue à partir des données de forages de PEMEX montre :
- l'accordance des formations cénozoïques et des formations mésozoïques traduisant l'absence de déformation en compression majeure dans cette partie lors de la phase laramienne ;
- le hiatus sédimentaire (absence de Crétacé supérieur, de Paléocène et de Crétacé inférieur) au-dessus de la Formation El Abra témoignant d'une émersion et d'une érosion ante-Eocène moyen. L'intercalation de brèches entre la Formation Mendez et la base de la Formation Chicontepec indique un âge paléocène supérieur pour le jeu de failles en extension à l'origine de l'émersion de la Plateforme de la Faja de Oro d'une part et de l'enfoncement du Bassin de Chicontepec. Ce dernier a valeur d'avant-fosse molassique laramienne.
On remarquera que les formations jurassiques et néocomiennes à la base de la couverture, sont également affectées de failles en extension dont l'activité a cessé durant le dépôt de la Formation Tamaulipas inférieure (Néocomien supérieur - Aptien inférieur). Ces failles anciennes datent de la naissance par rifting intracontinental des bassins téthysiens mexicains au Jurassique-Néocomien.
Voir emplacement de cette coupe sur la Fig. II_{1-10}.

25 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr


1
2
3
4
5
C.J.
Ch.
P.
T
M.
P.
C.V.
D
Z
SLP
Mex.
V
N
0 250 500 km

tre disséminées un peu partout en bordure des "bolsones". Quelques rares appareils sont visibles près de Durango, Dgo. Dans cette région des études récentes ont montré que les laves basiques (Formation Metates) liées au début de la fracturation en "basin and range" ont un âge de 12 MA environ (F.W. McDowell et R.P. Keizer, 1977) et que ce volcanisme se prolonge durant tout le Quaternaire. Des laves sont en effet interstratifiées dans des graviers quaternaires et les coulées les plus récentes sont holocènes (E.R. Swanson et col., 1978).

Dans les régions nord et nord-est de la Sierra Madre Orientale (Etats de Nuevo León, de San Luis Potosí et partie nord de l'Etat de Tamaulipas), corrélativement à une nette diminution de la fracturation mio-plio-quaternaire, on constate une moindre importance des manifestations volcaniques et des dépôts détritiques récents. On peut cependant signaler leur présence sur la Plateforme de Valles-San Luis Potosí, où les basaltes à olivine sont bien développés près de Rio Verde, S.L.P. (J. Carrillo-Bravo, 1971).

Dans les parties sud-est de la Sierra Madre Orientale dominant la Plaine Côtière du Golfe du Mexique (états de Hidalgo et de Veracrúz) une puissante série volcanique de trapps alcalins, associée parfois à des ignimbrites, est liée à la fracturation récente du front de la Sierra. L'âge (K/Ar) de ces émissions volcaniques est de 4 M.A. (C. Robin, 1976 ; C. Robin et J.M. Cantagrel, 1976).

La Plaîne Côtière du Golfe du Mexique, entre Ciudad Victoria, Tamps. et Veracrúz, Ver. montre de nombreux témoins d'émissions volcaniques récentes. Près de Tampico, Tamps., ce sont des néphélinites, basanites, basaltes alcalins, hawaïtes et mugéarites mio-pliocènes appartenant à une série différenciée (C. Robin, 1974). Plus au Sud, près de Misantla, Ver., ce sont des coulées basaltiques qui recouvrent des andésites basiques, des microdiorites et des dacites du Miocène (16-17 M.A, K/Ar), traversées par des intrusions microdioritiques (C. Robin et J.M. Cantagrel, 1976 et C. Robin, 1976). Ces émissions volcaniques récentes de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique appartiennent à la *province volcanique orientale* de A. Demant et C. Robin (1975). Elles accompagnent une fracturation importante de la partie sud de la Plaine Côtière et du front de la Sierra Madre Orientale, ce que justifient par ailleurs leurs caractères pétrographiques de volcanites de grands rifts (C. Robin, 1976 ; C. Robin et E. Nicolas, 1978). La Plaine Côtière au Mio-Plio-Quaternaire est également le siège d'une sédimentation détritique. Dans sa partie nord (bassin de Burgos) les dépôts épais (300m pour le seul Pleistocène) possèdent des faciès continentaux lagunaires ou côtiers ; ce sont des grès, sables, graviers et argiles à stratification entrecroisée. Dans le bassin de Tampico-Misantla, les sédiments aux faciès côtiers renferment de nombreux

---

Fig. II_{1-12} : Quelques traits de la géologie mio-plio-quaternaire de la Sierra Madre Orientale.
1: dépôts détritiques côtiers de la Plaîne Côtière du Golfe du Mexique ; 2: volcanisme alcalin à dominante basaltique ; 3: volcanisme calco-alcalin de l'Axe Volcanique Transmexicain ; 4: failles normales ; 5: grands chevauchements laramiens.
On remarquera : la décroissance rapide d'Ouest en Est des failles liées au "basin and range" dans l'Ouest et le Nord-Ouest de la Sierra Madre Orientale et la totale indépendance du volcanisme de l'Axe Transmexicain par rapport aux grandes unités mésozoïques ou cénozoïques de la Sierra Madre Orientale. Les dépôts lacustres n'ont pas été reportés sur cette carte.

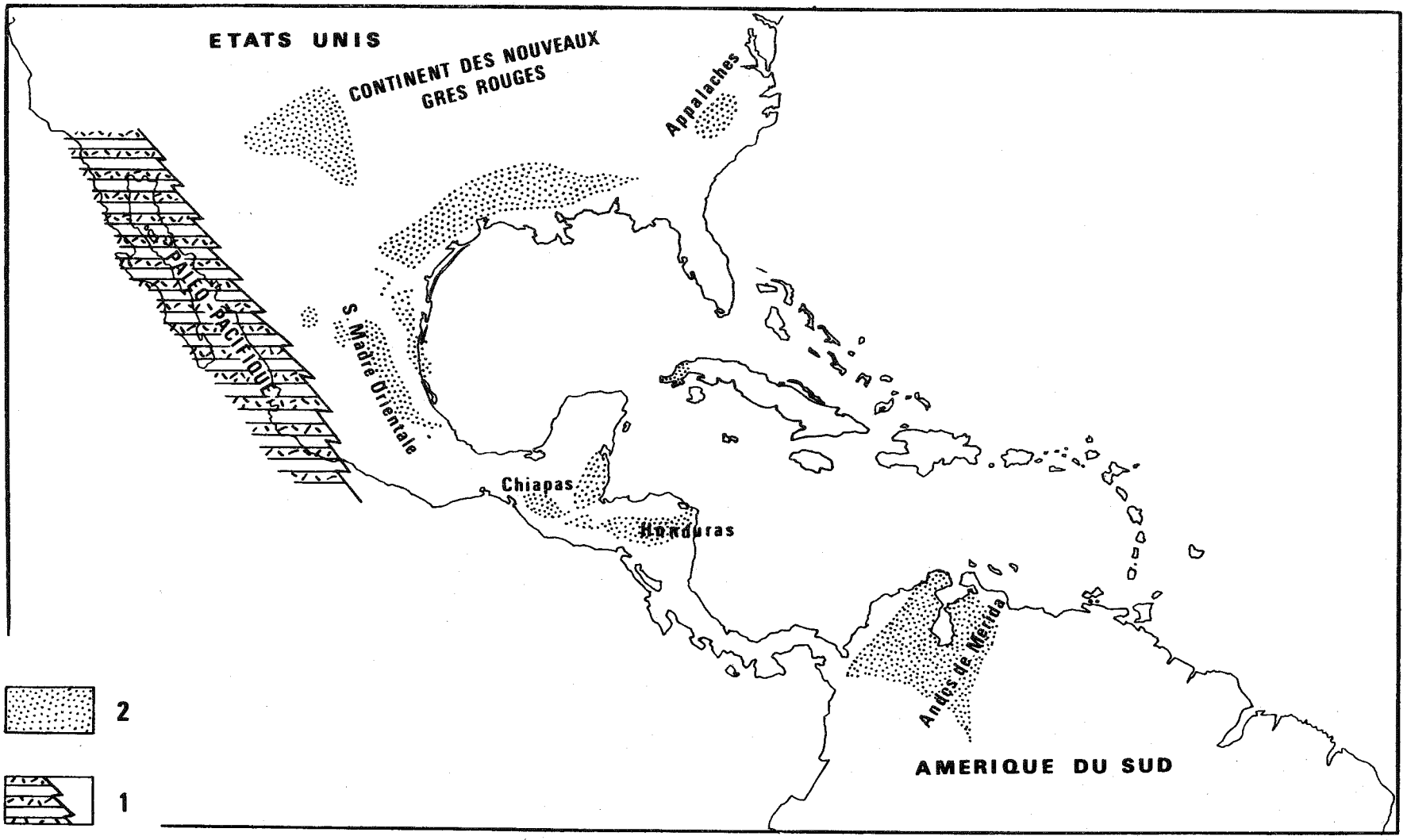


Fig. II$_{1-13}$: Répartition générale des faciès triasiques dans la partie sud du Continent Nord Américain et dans le domaine caraïbe.

1: faciès marins ou côtiers d'obédience occidentale paléo-pacifique ; 2: faciès continentaux rouges, type Nouveaux Grès Rouges.

produits pyroclastiques. Ils forment à l'affleurement une bande étroite suivant les contours de la côte actuelle du golfe.

Dans sa partie sud, la Sierra Madre Orientale disparaît sous l'*Axe Volcanique Transmexicain* plio-quaternaire. Cette province volcanique calco-alcaline est remarquable par sa direction d'ensemble est-ouest (donc perpendiculaire aux grands traits structuraux de la Sierra Madre Orientale et de la Sierra Madre Occidentale), par les dimensions importantes de ses célèbres strato-volcans, et par le système de horsts et de grabens sur lequel elle est installée. La génèse de cet ensemble volcanique, à l'origine de très nombreuses hypothèses, semble devoir être reliée, plus ou moins directement, à la subduction de la Plaque Cocos au niveau de la partie de la Fosse d'Amérique Centrale située en face des côtes sud-mexicaines (A. Demant, 1978).

La période récente mio-plio-quaternaire présente par rapport aux époques antérieures une grande nouveauté. La quasi-totalité de la Sierra Madre Orientale est soumise à une importante néotectonique distensive découpant de manière plus ou moins spectaculaire celle-ci à l'emporte-pièce . Cette néotectonique a toutefois une direction dominante nord - nord-ouest - sud - sud-est. C'est la direction du "basin and range" de Chihuahua qui, en longeant le pied oriental de la Sierra Madre Occidentale, se poursuit jusque sur le Haut-Plateau Central. Des émissions fissurales de basaltes alcalins se produisent lors de ces profondes cassures aux rejets essentiellement verticaux. On remarquera que cette fracturation se poursuit en s'exagérant à l'Ouest de la Sierra Madre Occidentale où elle prend son expression majeure avec le vaste rift en voie d'océanisation qu'est le Golfe de Basse de Californie (= Mer de Cortés). A la limite sud de la Sierra Madre Orientale, les caractères de l'Axe Volcanique Transmexicain sont différents: la fracturation sur laquelle sont installés les appareils volcaniques a une direction dominante est-ouest et le volcanisme est calco-alcalin. Ils témoignent de la présence d'une marge active sur les seules côtes sud du Mexique depuis le Miocène.

V. CONCLUSIONS GENERALES.

Dans l'ensemble de la Sierra Madre Orientale la couverture post-triasique présente les mêmes caractéristiques principales que celles dégagées de l'étude d'une partie du Secteur Transverse de Parras. On retrouve partout les deux grandes séquences de faciès séparées par la discordance laramienne ; l'une jurassico-paléocène d'origine marine, l'autre cénozoïque le plus souvent continentale et riche en dépôts volcaniques.

Ces deux séquences de faciès sont les témoins de l'évolution paléogéographique de la Sierra Madre Orientale en deux étapes, l'une téthysienne, marquée par la naissance et la présence de la Téthys, l'autre post-laramienne durant laquelle plus rien d'essentiel ne permet de distinguer la Sierra Madre Orientale du reste de la Cordillère Ouest-Américaine.

Afin de mieux comprendre l'originalité et la signification de la Sierra Madre Orientale, il est nécessaire de comparer ses grandes caractéristiques stratigraphiques et paléogéographiques avec celles des domaines géologiques voisins : la bordure pacifique du Continent Nord Américain et le domaine caraïbe.

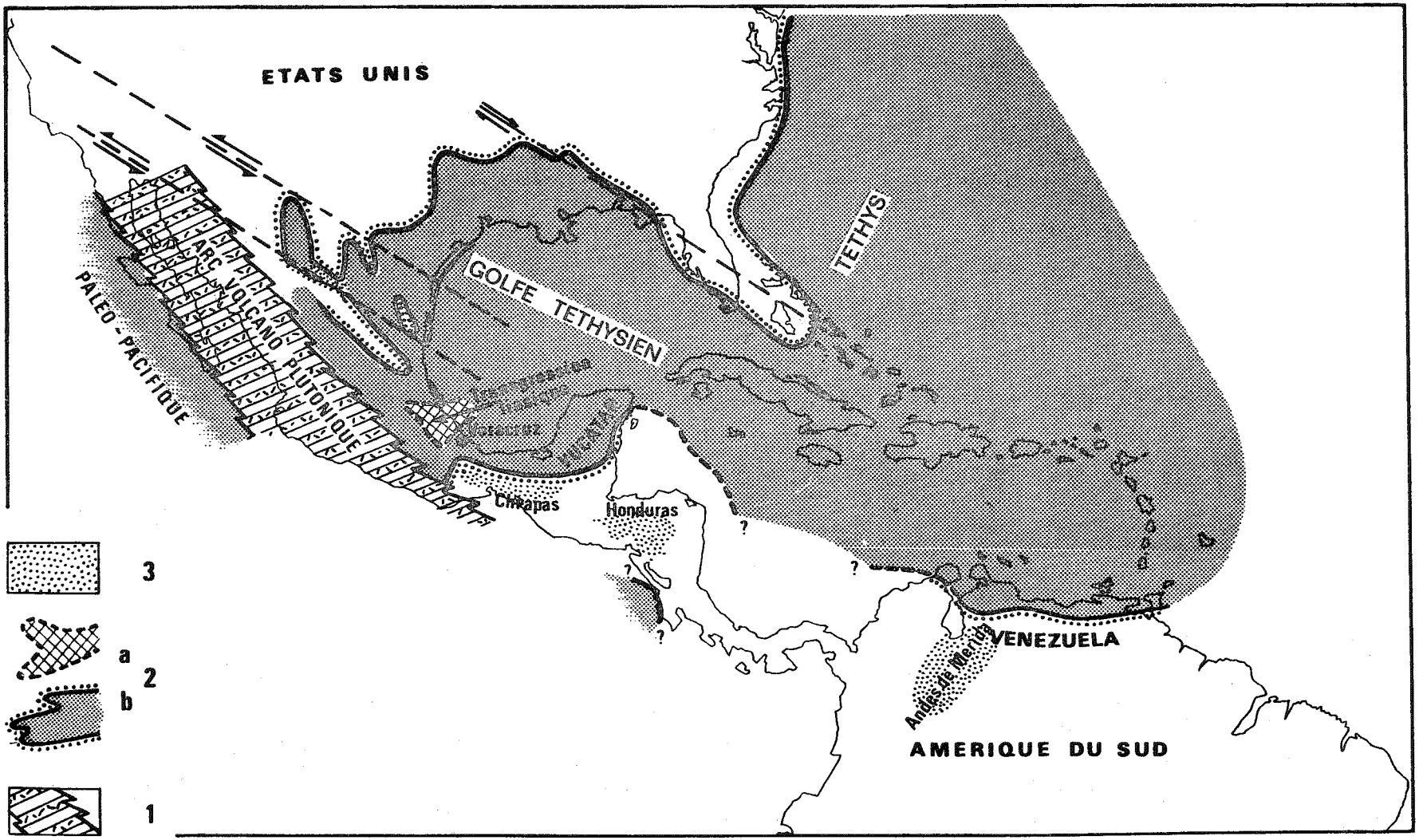


Fig. II$_{1-14}$: Répartition générale des faciès au Jurassique dans la partie sud du Continent Nord Américain et dans le domaine caraïbe.

1: faciès volcano-détritique d'arc insulaire lié à une probable subduction paléo-pacifique ; 2: extension du domaine marin téthysien au a: Lias (Baie de Huayacocotla) et b: Jurassique supérieur ; 3: Faciès continent-aux rouges.

Je fais cette comparaison à des moments clefs de l'évolution de la Sierra Madre Orientale.

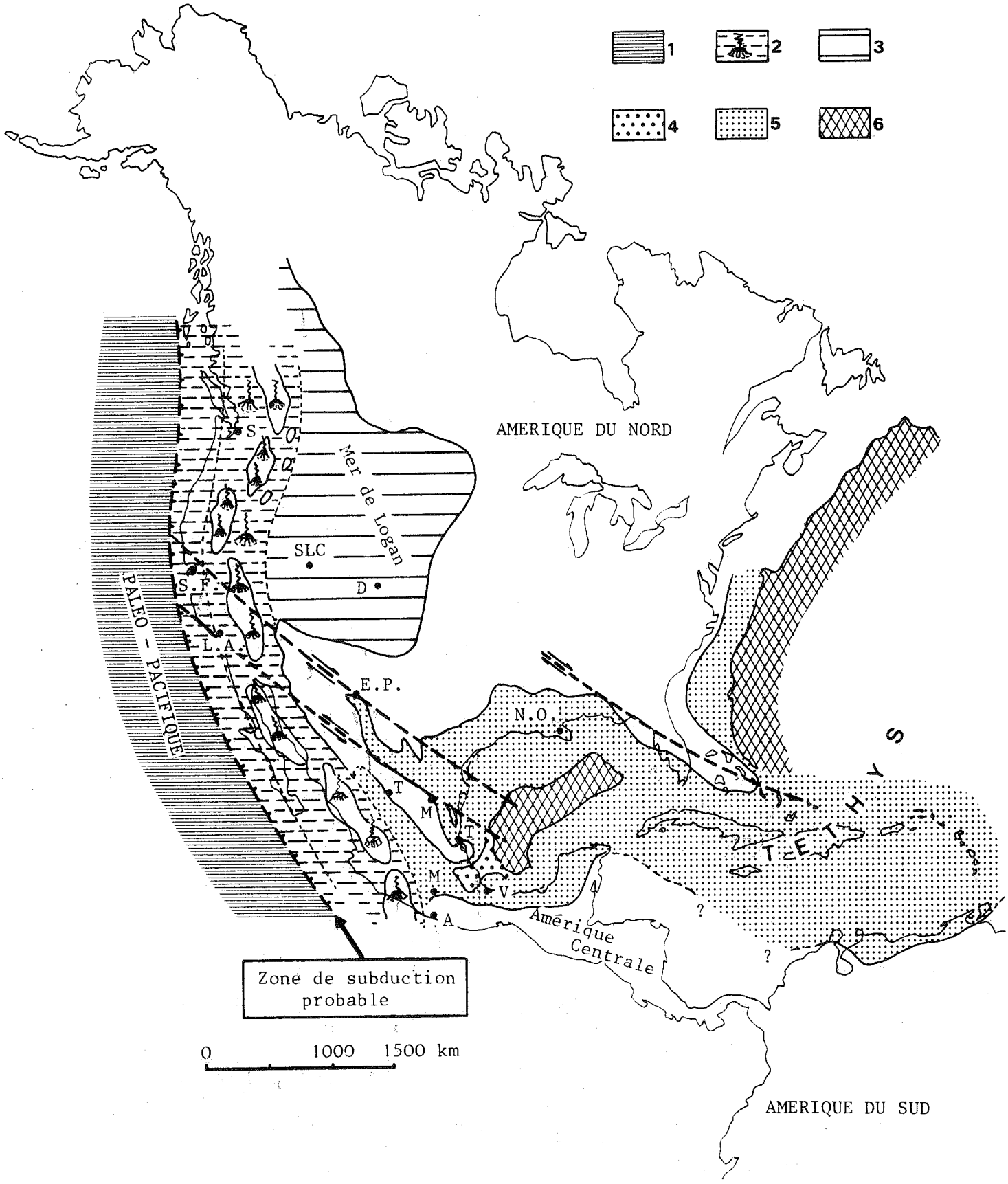
Au Trias (Fig. II_{1-13}). Le domaine de la Sierra Madre Orientale n'existe pas en tant que tel. Son emplacement appartient à la vaste masse continentale totalement émergée après la dernière phase du cycle hercynien et comprenant en particulier l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud soudées. On rencontre des molasses continentales type Nouveaux Grès Rouges sur l'ensemble du domaine caraïbe : Formation Huizachal et Nazas au Mexique, Formation Todos Santos en Amérique Centrale, Formation La Quinta au Vénézuela et Colombie, etc... . Par ailleurs, aucun sédiment marin témoigne de la présence d'un domaine marin aux emplacements de la Mer des Caraïbes et du Golfe du Mexique à cette époque.

Cette masse continentale est bordée à l'Ouest par un domaine océanique paléo-pacifique, ayant laissé des dépôts marins fossilifères de la Basse Californie au Canada. Ce Paléo-Pacifique est à l'origine de transgressions gagnant vers l'Est des parties parfois éloignées du Continent Nord Américain (Trias supérieur de Sonora dans le Nord-Ouest du Mexique, Formation Moenkopi du Trias inférieur dans les états d'Arizona, Utath et Nevada aux Etats-Unis).

Au Jurassique (Fig. II_{1-14}). La naissance du domaine marin de la Sierra Madre Orientale se fait à partir de l'ouverture tethysienne provenant du domaine caraïbe et d'au-delà, de la partie moyenne de l'Atlantique et du domaine méditerranéen. Cette reconquête de la Téthys (J. Aubouin et col., 1977) se manifeste dans les parties sud-est de la Sierra Madre Orientale dès le Lias (Golfe de Huayacocotla). Au Jurassique supérieur, la transgression affecte l'ensemble du domaine caraïbe où de nombreux témoins fossilifères sont présents, tant dans le Nord-Est et l'Est du Mexique, que sur le pourtour du Golfe du Mexique et sur les côtes nord-vénézueliennes et nord-colombiennes. C'est au Kimméridgien-Portlandien que cette reconquête de la Téthys atteint son apogée. A cette époque, des communications ont pu s'établir avec le domaine pacifique par-dessus le continent dans le Nord du Mexique (cf. supra). Jusqu'alors, il est probable que la Téthys ait été, dans le secteur caraïbe et dans celui de la Sierra Madre Orientale, un golfe fermé vers l'Ouest sur le continent. Les caractéristiques paléontologiques des faunes et microfaunes, le sens des transgressions jurassiques, les configurations paléogéographiques, tout indique donc que le domaine de la Sierra Madre Orientale appartient à l'extrémité occidentale du domaine téthysien, ouvert tardivement au Jurassique, au milieu de la masse continentale née des "soudures" hercyniennes. Comme je l'ai déjà souligné, les bassins de la Sierra Madre Orientale situés en bout du système téthysien en cours d'ouverture, ne sont pas affectés par l'océanisation de leurs fonds qui conservent leur nature continentale.

L'océanisation des bassins se manifeste plus à l'Est dans le Golfe du Mexique et l'Atlantique moyen (où la croûte océanique jurassique a été préservée) et dans le domaine caraïbe (où des témoins de cette océanisation jurassique se retrouvent formant les ophiolites des chaînes péri-caraïbes).

Au Jurassique, l'opposition entre le domaine de la Sierra Madre Orientale et celui de la Cordillère Ouest Américaine est la plus marquée (Fig. II_{1-15}). La marge paléo-pacifique est alors une marge active caractérisée par l'édification d'un puissant arc volcano-plutonique, calco-alcalin (auquel sont associées d'épaisses séries volcano-détritiques). Dans l'Ouest des Etats-Unis, un grand golfe (Mer de Logan ou de Sundance) d'origine occi-


1
2
3
4
5
6
AMERIQUE DU NORD
Mer de Logan
SLC
D
S
S.F.
L.A.
PALEO - PACIFIQUE
E.P.
N.O.
T
M
T
M
V
A
Amérique Centrale
TETHYS
?
?
Zone de subduction probable
0
1000
1500 km
AMERIQUE DU SUD

dentale (paléo-pacifique donc) se forme et s'installe sur le continent, de l'Alberta (Canada), au Nouveau Mexique (U.S.A.) ; le Jurassique inférieur y est sableux et à dominante continentale (Navajo Sandstone), le Jurassique moyen marin (Formation Carmel), le Jurassique supérieur de nouveau continental (Formation Morison riche en Dinosaures).

En bref, l'extrémité occidentale de la Téthys s'installe donc tardivement au Jurassique, par rifting intracontinental sur l'avant-pays cordillérain ouest-américain, lequel est lié à une marge active paléo-pacifique fonctionnant au moins depuis le Trias (sur les côtes mexicaines). Sierra Madre Orientale et Golfe du Mexique, ainsi que l'ensemble du domaine caraïbe sont bien, par leur naissance, des dépendances téthysiennes et non pas pacifiques, comme le sont le système cordillerain et les bassins épicontinentaux ouest-américains.

Cette opposition claire entre les deux provinces pacifique et téthysienne se maintient pendant le Néocomien, période durant laquelle (cf. supra), la paléogéographie de la Sierra Madre Orientale prend toute son expression.

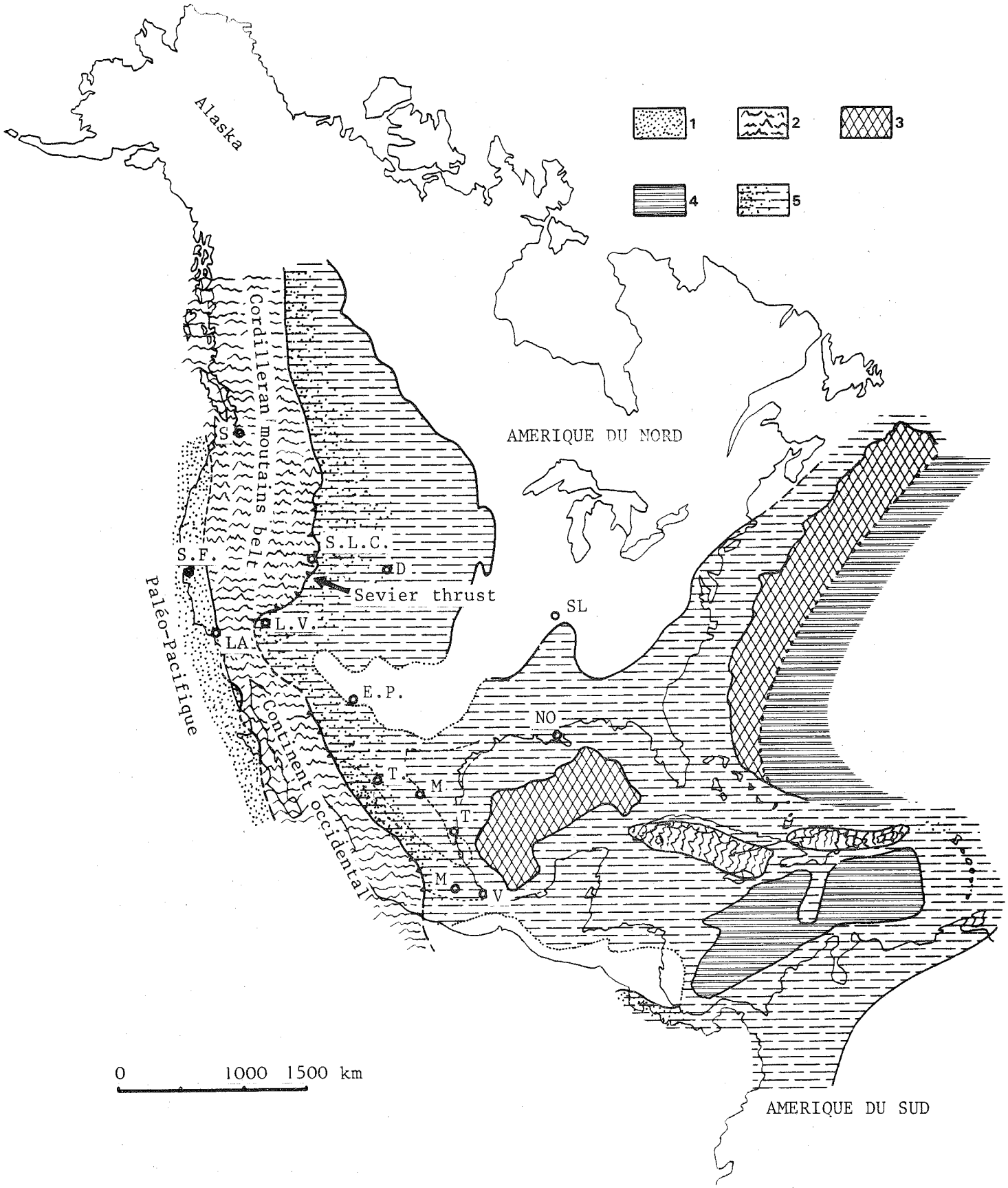
Au Crétacé supérieur (Fig. II_{1-16}). Deux faits importants ont marqué la fin du Crétacé inférieur : la grande transgression crétacée qui débute à l'Aptien (cf. supra) dans la Sierra Madre Orientale et le domaine caraïbe et qui conduit à l'établissement d'une liaison marine entre le Golfe du Mexique et l'Alaska à l'Albien ; la phase tectonique méso-crétacée (orégonienne) qui affecte l'ensemble du système cordillérain ouest-pacifique et porte à l'émersion une longue chaîne de montagnes connue sous le nom de "Continent Occidental" au Mexique ou de "Cordilleran Mountain Belt" aux U.S.A.

Si bien que les communications entre domaine marin paléo-pacifique et domaine marin de la Sierra Madre Orientale sont de nouveau coupées. De ce point de vue, les microfaunes riches en Globotruncanas de la Sierra Madre Orientale ont un cachet encore nettement téthysien alors que les microfaunes de même âge de la bordure pacifique sont pauvres et de cachet pacifique.

Le domaine marin de la Sierra Madre Orientale reçoit à cette époque les produits provenant de la destruction de la Cordillère. En ceci, sa signification est identique à celle du long bras de mer qui relie alors le Golfe du Mexique à l'Alaska et dans lequel s'accumulent des quantités énormes de dépôts terrigènes (5000m en Utah et Idaho aux U.S.A.) à

Fig. II_{1-15} : Rapports paléogéographiques entre Téthys et Paléo-Pacifique au Jurassique.

1 à 3: domaine paléo-pacifique où l'on peut distinguer 1: Océan paléo-pacifique ; 2: arc insulaire lié à la subduction paléo-pacifique ; 3: bassin épicontinental soumis aux transgressions d'origine paléo-pacifique ; 4 à 6: domaine téthysien montrant 4: extension de la transgression liasique au Mexique (Baie de Huayacocotla) ; 5: domaine marin au Jurassique supérieur ; 6: aires océaniques créées lors de l'ouverture téthysienne jurassique et demeurées comme telles (sauf pour la région de la Sierra Madre Orientale, cette figuration ne tient pas compte des raccourcissements tectoniques et des déplacements latéraux mésozoïques et cénozoïques ; les zones ont été représentées aux endroits qu'elles occupent aujourd'hui).


Alaska
1
2
3
4
5
Cordilleran moutains belt
AMERIQUE DU NORD
S
S.F.
S.L.C.
D
Sevier thrust
SL
L.V.
LA
Paléo-Pacifique
E.P.
NO
T
M
T
M
V
Continent occidental
0
1000 1500 km
AMERIQUE DU SUD

passées marines mais aussi charbonneuses. La différence avec ce domaine marin ouest-américain provient des caractères téthysiens (direction nord-ouest oblique et grandes profondeurs des bassins) acquis par la Sierra Madre Orientale avant l'arrivée de ces formations terrigènes. En celà la Sierra Madre Orientale est bien l'hôte téthysien des flyschs d'origine cordilléraine.

Si les différences entre la Sierra Madre Orientale et la Cordillère Ouest-Américaine commencent à s'atténuer dès le Crétacé supérieur (suite à la phase orégonienne qui affecte sur toute sa longueur la marge ouest-américaine), les domaines téthysiens de cette Sierra et du futur Golfe du Mexique acquièrent une totale indépendance vis-à-vis du domaine caraïbe. Ce dernier a déjà connu plusieurs phases orogéniques au Jurassique supérieur - Eo-crétacé et durant le Crétacé moyen et supérieur à l'origine de paléo-chaînes caraïbes (J.F. Stephan et col., 1980), alors qu'aucune phase tectonique compressive importante n'a encore atteint la Sierra Madre Orientale.

Au Paléocène, la phase laramienne met fin à l'histoire téthysienne de la Sierra Madre Orientale. Emergée, celle-ci connaît dès lors une évolution continentale post-laramienne bien différente de celle du domaine caraïbe, alors que la mer est rejetée vers l'Est, dans ce qui est désormais le Golfe du Mexique. Cette évolution post-laramienne est de type cordillerain.

Durant l'Eocène, l'Oligocène et le Miocène inférieur (Fig. II_{1-17}), la Sierra Madre Orientale, comme les régions mexicaines situées plus à l'Ouest, est le siège d'un puissant volcanisme alcalin que l'on relie à la subduction de la paléo-plaque Farallon. Ce volcanisme se poursuit longuement vers le Nord-Est. On retrouve des témoins de celui-ci jusqu'à la frontière entre Etats-Unis et Canada. En avant (à l'Est) de ce volcanisme, les parties émergées de la *Sierra Madre Orientale* comportent des *bassins endoréïques* où se déposent des séries molassiques lacustres épaisses. Ces bassins se retrouvent dans l'Ouest des Etats-Unis, dans une position identique dans les états du Wyoming (Powder River Basin ; Wind River Basin, Green River Basin), d'Utah (Uinta Basin) et du Colorado (Denver Basin, Raton Basin). Cette paléogéographie cordilléraine de la Sierra Madre Orientale n'a rien de commun avec celle du *domaine caraïbe,* caractérisée par l'existence de nombreux *bassins marins* tardi-tectoniques installés sur le dos où à l'avant des chaînes péri-caraïbes.

Durant le Miocène supérieur, le Pliocène et le Quaternaire (Fig. II_{1-18}), les affinités paléogéographiques de la Sierra Madre Orientale sont encore avec la Cordillère Ouest Américaine. Comme celle-ci, elle est le siège d'une importante fracturation en "basin and range" al-

---

Fig. II_{1-16} : Grands traits de la paléogéographie du Continent Nord Américain au Crétacé supérieur.

1: domaine paléo-pacifique ; 2: cordillères émergées ; 3 à 5: domaine et dépendances téthysiennes (ou atlantiques en fonction de l'ouverture de l'Atlantique Sud à la fin du Crétacé inférieur) où sont distinguées 3: aires océaniques créées au Jurassique ; 4: aires océaniques créées au Crétacé ; 5: domaine marin (la surcharge en pointillés indique les zones soumises aux apports détritiques provenant de la Cordillère Ouest Américaine émergée.

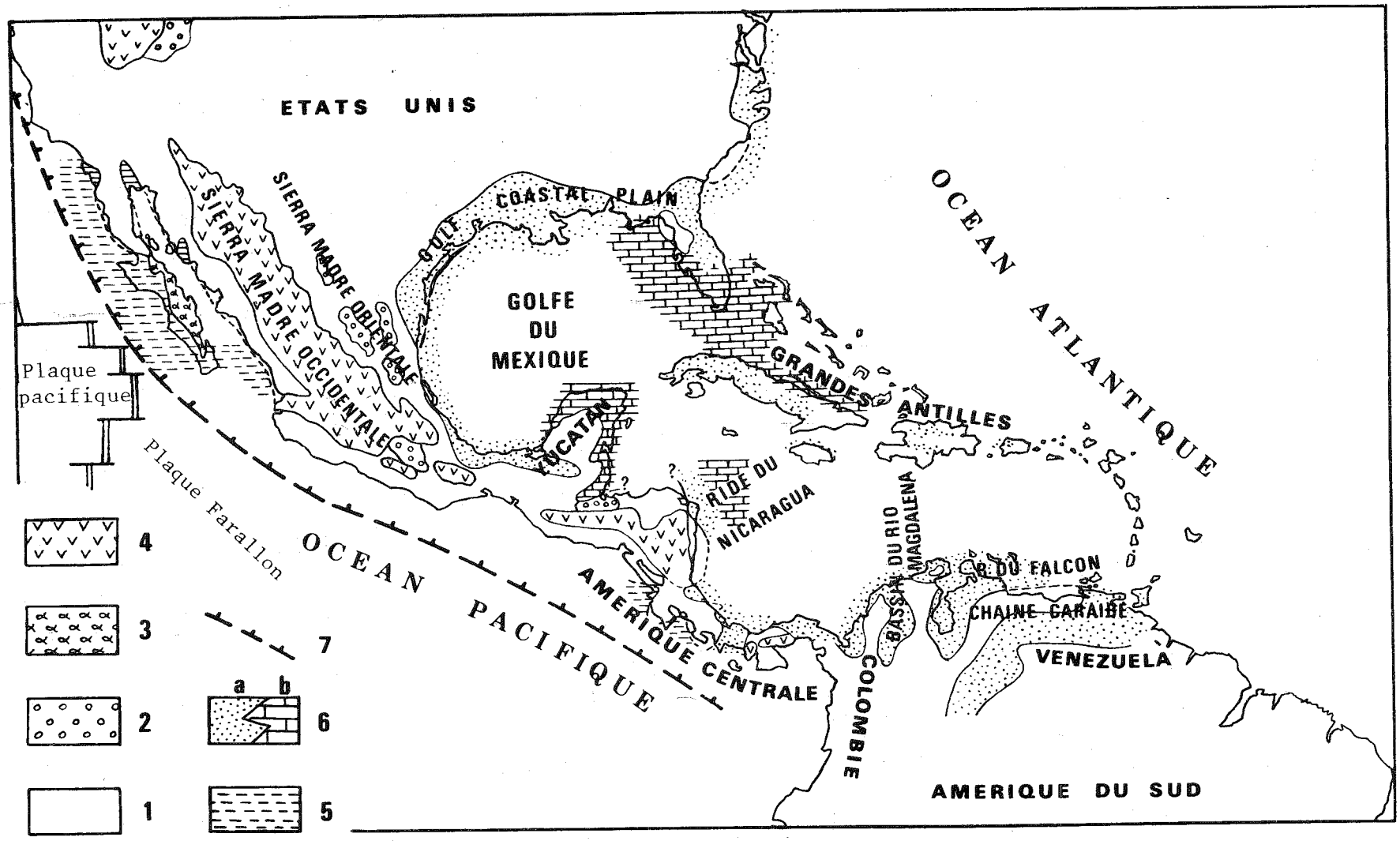


Fig. II$_{1-17}$: Répartition des principaux faciès au Miocène dans le domaine caraïbe et au Mexique.
1: parties émergées ; 2: molasses continentales ; 3: andésites ; 4: ignimbrites ; 5: dépôts molassiques des bassins pacifiques ; 6: dépôts marins des bassins caraïbes et du Golfe du Mexique dont a: dépôts terrigènes et b: dépôts calcaires ; 7: zone de subduction probable.

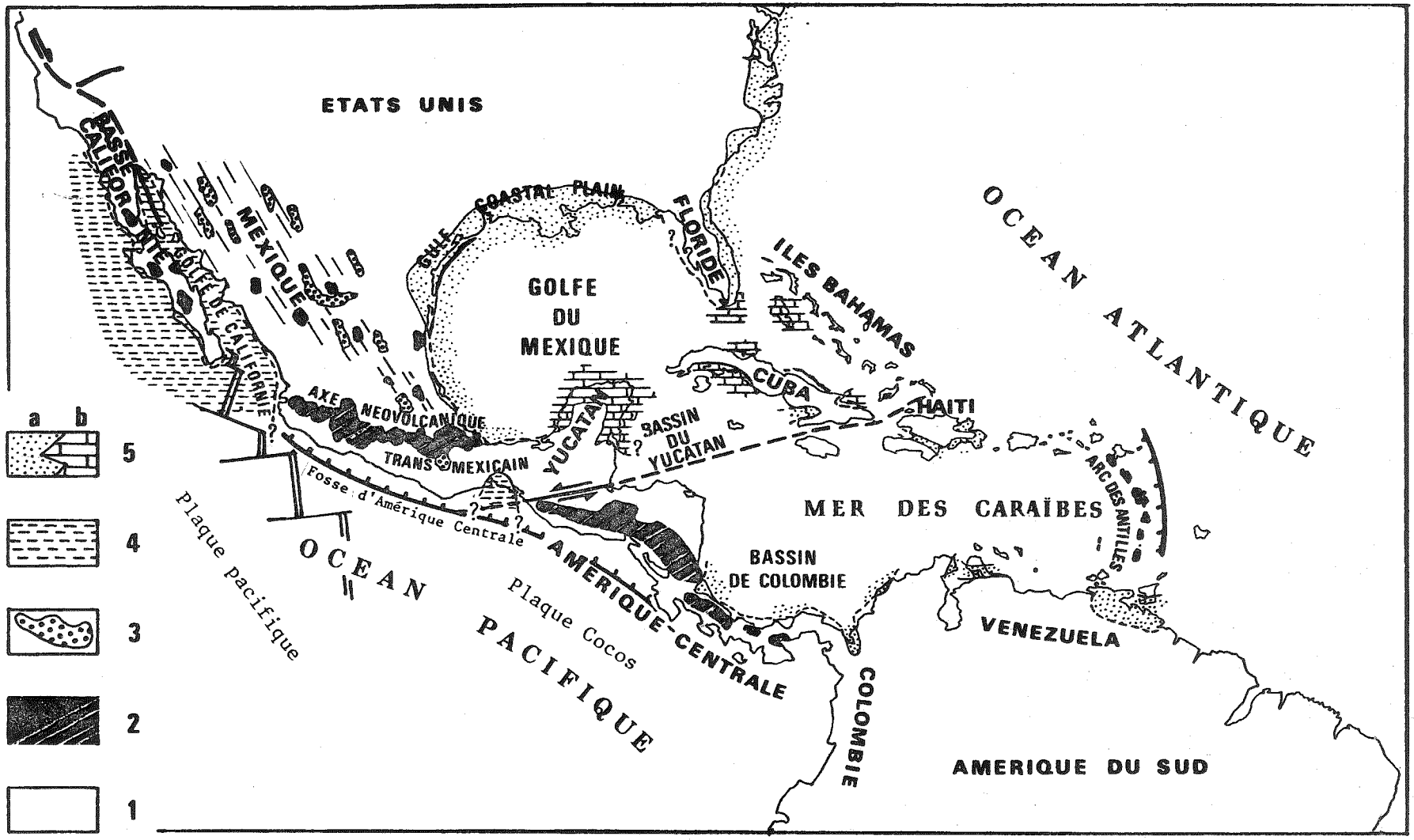


Fig. II$_{1-18}$: Répartition des principaux faciès au Plio-Quaternaire dans le domaine caraïbe et au Mexique. 1: régions émergées ; 2: volcanisme (en noir basaltes alcalins, rayé volcanisme calco-alcalin) ; 3: molasses lacustres ; 4: dépôts marins pacifiques ; 5: dépôts marins caraïbes et atlantiques (a: terrigènes ; b: calcaires).

lant décroissant d'Ouest en Est et à laquelle sont associées de nombreuses émissions de basaltes alcalins. Les dépôts lacustres souvent très épais, comblent les grabens créés lors de cette distension.

La Sierra Madre Orientale est également marquée dans sa partie sud par le volcanisme calco-alcalin de l'Axe Volcanique Transmexicain. Celui-ci est lié à la subduction de la plaque Cocos au niveau de la partie de la Fosse d'Amérique Centrale située à l'Ouest - Nord-Ouest des failles de Polochic et de Motagua recoupant le Nord du Guatemala.

S'il fallait caractériser en quelques mots les principaux traits de l'évolution paléogéographique de la Sierra Madre Orientale, je dirais qu'elle naît en bout occidental de la Téthys en même temps (au Jurassique) que le Golfe du Mexique et le domaine caraïbe, par rifting intracontinental. Comme la Téthys, elle se différencie durant le Jurassique supérieur et le Néocomien sans que jamais les fonds de ses bassins ne s'océanisent. Le comblement de ses zones marines par les dépôts terrigènes provenant de la Cordillère Ouest Américaine émergée au Crétacé moyen puis son émersion à la suite de la phase laramienne paléocène la rattachent au domaine cordillérain nord-américain avec lequel elle partage la même évolution continentale post-laramienne. Cette dernière, sous la dominance pacifique, est marquée d'abord par l'importance du volcanisme calco-alcalin paléogène puis par la fracturation en "basin and range" néogène et quaternaire.

CHAPITRE III. TECTONIQUE.

Les diverses déformations superposées post-triasiques qui ont pu être mises en évidence dans le Secteur Transverse de Parras (Livre I) se retrouvent avec leurs différents styles, dans l'ensemble de la Sierra Madre Orientale, selon le même calendrier. C'est ainsi que je sépare :

- la distension crustale du Jurassique-Néocomien à l'origine des bassins téthysiens ;
- la tectonique cordilléraine du Crétacé moyen en bordure ouest de la Sierra Madre Orientale ;
- la tectonique majeure laramienne ;
- les plissements miocènes ;
- la fracturation mio-plio-quaternaire.

Dans les lignes qui suivent, je signale les principales caractéristiques de ces déformations dans l'ensemble de la Sierra, en insistant plus particulièrement sur celles engendrées par la phase laramienne.

A. LA NAISSANCE DES BASSINS DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE PAR DISTENSION CRUSTALE AU JURASSIQUE-NEOCOMIEN.

J'ai déjà mentionné l'existence de cette tectonique distensive liée à l'ouverture de l'extrémité occidentale de la Téthys sur l'avant-pays cordillérain.

Je rappelle simplement que, de la distension crustale par rifting, naissent le bassin de Sabinas et le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, entourés, par différence, de plateformes soit émergées, soit épicontinentales à sédimentation néritique.

Cette ouverture se fait par l'intermédiaire de grandes fractures intra-continentales jouant en failles normales ou décrochements. Ainsi en est-il des deux méga-fractures transcontinentales aux jeux desquelles sont liées les ouvertures du bassin de Sabinas au Callovo-Oxfordien et du Golfe de Chihuahua au Kimméridgien-Portlandien. Les déplacements latéraux qui se sont produits à ces époques, le long de ces deux fractures (traduites aujourd'hui par deux méga-linéaments) sont énormes : 800 km pour le Linéament de Caltam, 400 km pour le Linéament du Texas (cf. 3ème partie du Livre II). Il est vrai que ces fractures avaient probablement, au Jurassique, valeur de failles transformantes reliant la zone d'expansion océanique téthysienne du Golfe du Mexique, à une zone de subduction paléo-pacifique longeant la marge ouest du Continent Nord Américain (Fig. II_{1-15}).

Dans le détail, *l'ouverture téthysienne de la Sierra Madre Orientale sur l'avant-pays cordillérain ne s'est pas faite de manière simple et continue.* De nombreuses traces d'émersions, ainsi que plusieurs transgressions et régressions, témoignent de l'instabilité du domaine.

- La première transgression liasique ("Baie de Huayacocotla") est suivie d'une régression marquée par le dépôt de couches rouges continentales au Dogger. La mer revient en transgression au Callovo-Oxfordien pour gagner les parties basses (en cours d'effondrement) des bassins de Sabinas et de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. Je relie ces premiers mouvements transgressifs et régressifs aux phénomènes géodynamiques présidant au début de l'ouverture de la partie occidentale de la Té-

thys. On retrouve en effet les mêmes phénomènes, aux mêmes époques, sur les côtes atlantiques marocaines, et, en particulier, dans le bassin de Tarfaya (G. Choubert et col., 1971).

- Le Kimméridgien-Portlandien est la période durant laquelle l'instabilité du domaine téthysien est la plus marquée. C'est le moment de l'ouverture du Golfe de Chihuahua entre les deux grandes cassures transcontinentales décrochantes (cf. supra). C'est également le moment pendant lequel de nombreuses émersions accompagnées de dépôts de charbon ou d'évaporites, se produisent dans les bassins marins. Enfin, le Portlandien terminal est marqué par une régression dans l'état de Chihuahua. Je rattache ces mouvements verticaux des fonds des bassins marins de cette époque, aux jeux verticaux et latéraux des cassures continentales. Cependant cette instabilité particulièrement marquée peut être liée aux déformations en compression affectant à la même époque des régions voisines. Déjà C. Burckhardt (1930) reliait ces mouvements des fonds des bassins à la phase névadienne marquée dans la Cordillère ouest-américaine et dont on découvre les effets essentiels sur la bordure pacifique de Basse Californie (C. Rangin, communication personnelle). Mais on peut également voir dans la persistance de ces mouvements jusqu'à la limite Jurassique-Crétacé, l'écho de mouvements compressifs affectant le domaine caraïbe voisin ("suture ophiolitique" de J.F. Stephan et col., 1980), ainsi d'ailleurs que le domaine alpin péri-méditerranéen (J. Aubouin, 1973).

- Le Néocomien est toujours marqué par le jeu des cassures limitant les bassins. Ce jeu est alors essentiellement vertical comme l'indique d'une part l'évolution des calcaires vers des faciès plus pélagiques dans l'axe des bassins et, d'autre part, l'importance de la subsidence à cette époque, dans la partie sud-ouest du bassin de Sabinas, située au pied du Linéament de Caltam.

En définitive, *les sédiments jurassiques et néocomiens des bassins téthysiens en cours d'installation sur la partie mexicaine du Continent Nord Américain, ont enregistré les échos des grands événements géodynamiques de cette époque* :

- première cassure téthysienne entre Amérique du Nord - Europe d'une part, Amérique du Sud - Afrique d'autre part au Lias, avec première incursion marine en provenance des régions méditerranéennes jusque dans la "Baie de Huayacocotla" ;

- distension crustale intracontinentale au Jurassique supérieur (Callovo-Oxfordien), avec mise en place des bassins de Sabinas et de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central ;

- instabilité au Jurassique terminal (Kimméridgien-Portlandien) traduisant probablement les échos des phases tectoniques névadiennes qui affectent le domaine cordillérain sur la bordure paléo-pacifique et le domaine téthysien dans les régions caraïbes et méditerranéennes.

En ceci, le domaine marin externe (par rapport au domaine cordillérain ouest-américain) de la Sierra Madre Orientale est au Jurassique un enregistreur fidèle et sensible d'événements majeurs se déroulant non seulement sur son espace, mais également dans des parties voisines.

Ce rôle d'enregistreur du domaine marin de la Sierra Madre Orientale se maintient au Crétacé moyen lorsqu'il reçoit les premières arrivées de flysch. La datation des premiers apports terrigènes ont permis de préciser l'âge albo-cénomanien de la phase compressive orégonienne qui affecte le domaine cordillérain mais également la bordure ouest du domaine téthysien de la Sierra Madre Orientale.

B. LA TECTONIQUE CORDILLERAINE DU CRETACE MOYEN EN BORDURE OUEST DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE.

A l'Ouest et au Sud-Ouest, la Sierra Madre Orientale disparaît sous le plastron ignimbritique cénozoïque de la Sierra Madre Occidentale. Cependant, en quelques points, apparaissent des témoins d'une série mésozoïque volcano-détritique cordilléraine.

Parmi ces affleurements, le plus célèbre est certainement celui de l'Arroyo de la Pimienta près de Zacatecas, Zac., dans lequel le Trias supérieur marin a été identifié très tôt (C. Burckhardt et S. Scalia, 1906). Les autres témoins visibles de cette série sont ceux de Guanajuato, Gto. au Nord de l'Axe Volcanique Transmexicain, de El Oro, Mex., Ixtapan de la Sal, Mex., Valle de Bravo, Mex. , Talpujahua, Mich., Taxco, Gro., Taxco el Viejo, Gro. et ceux de la région de Teloloapan, Gro. (M.F. Campa et col., 1974) plus au Sud. D'autres affleurements ont été décrits récemment sur la bordure pacifique de la Sierra Madre del Sur, près de Zihuatanejo, Gro (M. Bonneau, 1976) et Playa Azul, Mich. (I. Ferrusquia V. et col., 1978).

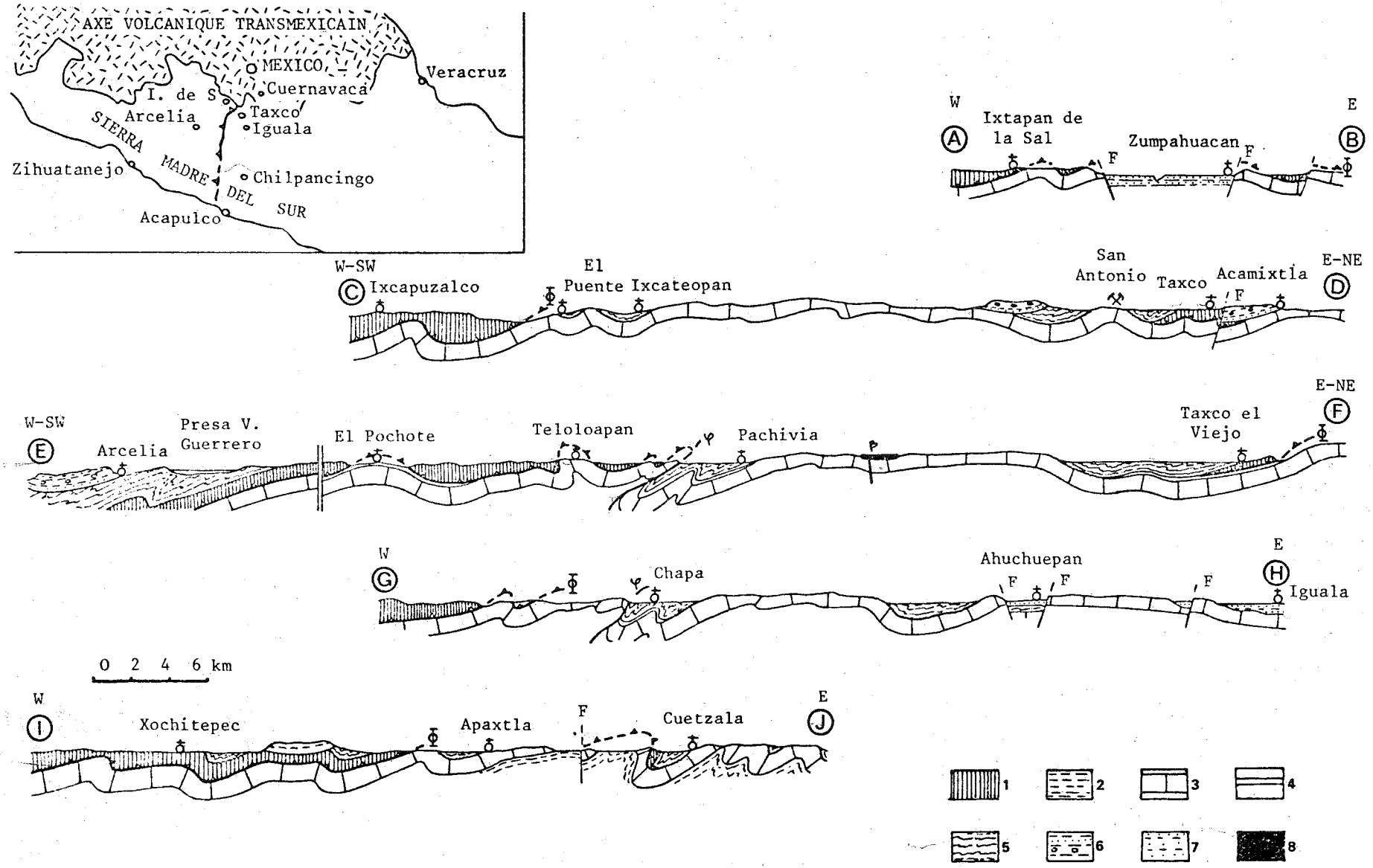
Cette série volcano-détritique que l'on rencontre plus développée à l'Ouest de la Sierra Madre Occidentale, en Sinaloa (M. Bonneau, 1972) et en Basse Californie (Formation Alisitos) est le produit d'un volcanisme d'arc ancien, mésozoïque (cf. Chapitre IV de ce livre). Elle est constituée d'une alternance de grauwackes, tufs, pillow-lavas et coulées andésitiques mais aussi basaltiques et dacitiques, quartzites, schistes, calcaires siliceux et passées calcaires pélagiques ou néritiques. Longtemps considérée comme paléozoïque (mis à part les roches de Zacatecas, Zac.), d'autant plus qu'elle est affectée d'un métamorphisme général à faciès schistes verts, cette séquence volcano-détritique s'est révélée d'âge mésozoïque (M. Bonneau, 1972 ; M.F. Campa et col., 1974 ; I. Ferrusquia V. et col., 1978). Les datations paléontologiques et radiométriques disponibles concernant ces formations indiquent la présence du Trias supérieur, du Tithonique, du Néocomien et de l'Aptien-Albien.

Au Nord de l'Axe Volcanique Transmexicain, les rapports entre cette série volcano-détritique et les sédiments de la Sierra Madre Orientale n'ont jamais été observés. Ils sont masqués par les alluvions récentes ou par les dépôts molassiques et volcaniques cénozoïques.

L'observation est par contre possible au Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain, dans les sierras de la Sierra Madre del Sur situées à l'Ouest des villes de Taxco, Gro. et d'Iguala, Gro.

Une coupe levée entre Iguala et Arcelia, Gro. (M.F. Campa et col., 1976) nous avait permis de conclure au large chevauchement en direction de l'Est de la série volcano-détritique cordilléraine sur la prolongation de la Sierra Madre Orientale au Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain. En nous basant uniquement sur le fait que la molasse continentale cénozoïque du Groupe Balsas était discordante, nous avions conclu d'autre part, à l'âge laramien du charriage.

Depuis, j'ai eu l'occasion de lever d'autres coupes dans cette région. De nouvelles données géologiques ont été publiées (Z. de Cserna, 1978 et Z. de Cserna et col., 1978). A partir de ces connaissances acquises récemment et résumées sur les cinq coupes levées du Nord au Sud, entre Ixtapán de la Sal., Mex. et la vallée du Rio Balsas (Fig. II_{1-19}), il apparaît que


AXE VOLCANIQUE TRANSMEXICAIN
MEXICO
Veracruz
Cuernavaca
I. de S
Arcelia
Taxco
Iguala
SIERRA MADRE DEL SUR
Zihuatanejo
Chilpancingo
Acapulco
W
E
A
Ixtapan de la Sal
Zumpahuacan
F
B
W-SW
C
Ixcapuzalco
El Puente Ixcateopan
San Antonio
Taxco
Acamixtla
E-NE
D
E
Presa V. Guerrero
El Pochote
Teloloapan
Pachivia
Taxco el Viejo
F
G
Chapa
Ahuchuepan
H
Iguala
0 2 4 6 km
I
Xochitepec
Apaxtla
Cuetzala
J
1
2
3
4
5
6
7
8

la mise en place tectonique de la Série volcano-détritique est plus ancienne. En effet :

- quand sa base est visible, la série volcano-détritique cordillérraine repose le plus souvent sur les calcaires à faciès sub-récifaux albo-cénomaniens de la Formation Morelos. Ce genre de contact est visible immédiatement à l'Est de Ixtapan de la Sal, Gro. (Fig. II_{1-19}, coupe AB), entre Ixcapuzalco, Gro. et Ixcateopán, Gro. (Fig. II_{1-19}, coupe CD). Z. de Cserna et col. (1978) signalent cette superposition d'une série de roches volcano-détritiques andésitiques, d'andésites, de lutites et de calcaires (non datés) sur la Formation Morelos à Xochilapa, Gro. A Taxco el Viejo, Gro., les roches volcano-clastiques métamorphisées reposent non pas directement sur la Formation Morelos, mais sur quelques mètres de calcaires et de lutites pélagiques finement lités, d'âge albo-cénomanien probable.

- en plusieurs endroits l'allochtone volcano-clastique est surmonté par la séquence gréso-pélitique crétacé supérieur de la Formation Mexcala. La discordance s'observe à Taxco, Gro. et à Taxco el Viejo, Gro. où la Formation Mexcala repose, soit sur la série volcano-détritique, soit sur les calcaires autochtones venant au-dessous (Fig. II_{1-19}, coupe EF). A Xochilapa, Gro. et à l'Est d'Arcelia, Gro. (Fig. II_{1-19}, coupe EF), la série terrigène du Crétacé supérieur surmonte également selon un contact stratigraphique, la série volcano-détritique charriée (Z. de Cserna et col., 1978). Il est à noter que si la position locale discordante du flysch Mexcala n'avait pas été notée, son caractère transgressif avait déjà été signalé par C. Fries Jr. (1960). Cet auteur avait remarqué l'existence de nombreuses lacunes entre les formations Morelos de l'Albien-Cénomanien et Mexcala du Turonien terminal - Sénonien dans le Nord de l'Etat de Guerrero. Ce caractère transgressif du dépôt du flysch Mexcala est en accord avec un retour de la mer sur la bordure du "Continent Occidental" émergé à la suite de la tectogénèse orégonienne du Crétacé moyen. La transgression se fait de l'Est où le passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur est continu, vers l'Ouest où les dépôts détritiques franchement côtiers (à restes de troncs d'arbres), ont été décrits dans la région de Huétamo, Mich., 120 km environ à l'Est de Taxco, Gro. (J. Pantoja Alor, 1959).

- l'ensemble comprenant l'autochtone crétacé inférieur, la série volcano-détritique métamorphisée charriée et la couverture discordante de flysch crétacé supérieur est intensément plissé et écaillé avant le dépôt en discordance angulaire de la molasse continentale du Groupe Balsas (Fig. II_{1-19}). En particulier, on note que le plan de charriage de la série volcano-détritique est affecté par les plis laramiens. En certains endroits (environs d'Ixcateopan, Gro.) il arrive même qu'à la suite d'écaillages laramiens, la séquence volcano-détritique vienne en contact direct avec la Formation Mexcala du Crétacé supérieur donnant ainsi "à première vue", l'impression d'un charriage laramien.

Fig. II_{1-19} : Coupes au-travers des sierras situées à l'Ouest de Taxco, Gro. et d'Iguala, Gro., dans la Sierra Madre del Sur.

1: série volcano-détritique du Trias supérieur-Albien, métamorphisée et appartenant au domaine cordillérain ; 2 à 5: série sédimentaire d'origine téthysienne comprenant, 2: argiles et calcaires argileux du Crétacé inférieur ; 3: calcaires de plateforme récifale de l'Albo-Cénomanien (F. Morelos) ; 4: couches de passage au flysch (Cénomano-Turonien) ; 5: flysch du Crétacé supérieur transgressif et discordant (F. Mexcala) ; 6: molasse continentale et volcanisme de l'Eocène-Oligocène (G. Balsas) 7: dépôts plio-quaternaires ; 8: basaltes quaternaires. Φ: charriage du Crétacé moyen ; φ : chevauchements laramiens ; F: failles normales récentes.

Compte-tenu de ces nouvelles données il paraît donc probable (dans l'attente d'études plus détaillées sur ce secteur) que la mise en place tectonique de la séquence volcano-détritique cordillléraine sur la bordure ouest du domaine téthysien de la Sierra Madre Orientale s'est effectuée au Crétacé moyen. La phase orégonienne en serait la cause.

A partir des observations faites dans la Sierra Madre del Sur, je pense que les mêmes types de rapports structuraux entre série volcano-détritique cordillléraine et série sédimentaire téthysienne sont à rechercher à la limite entre Sierra Madre Orientale et Sierra Madre Occidentale. Il est fort probable que ce charriage précoce crétacé moyen, se poursuive longuement vers le Nord-Ouest en passant probablement près de Guanajuato, Gto. et de Zacatecas, Zac. D'ailleurs, la discordance du Crétacé supérieur détritique côtier signalée dans le Nord-Ouest de l'Etat de Sonora (cf. supra) n'est-elle pas une preuve que la tectonique orégonienne s'est manifestée tout au long de la bordure ouest de la Sierra Madre Orientale, incitant ainsi à rechercher ses effets tecto-orogéniques?

Quant à l'importance du charriage de la série volcano-détritique sur le domaine de la Sierra Madre Orientale, je n'ai pas d'indice précis permettant de l'évaluer. Je pense cependant qu'elle est très importante, comparable à celle de l'Orogène Sevier de même âge et de même signification au Nevada et en Utah aux U.S.A. (cf. infra). En effet, dans la Sierra Madre del Sur, rien ne laisse prévoir un enracinement proche des séries cordillléraines chevauchantes. Au contraire, rien ne semble s'opposer au fait que tous les affleurements de Crétacé inférieur calcaire du Sud de l'Etat de Michoacan et de l'Etat de Colima, apparaissent en grandes fenêtres sous une gigantesque nappe de charriage cordillérainе méso-crétacée à vergence est.

C. LA TECTONIQUE LARAMIENNE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE (Planche II_{1-20}).

Une argumentation directe et indirecte m'a permis de situer la phase laramienne entre le Montien et l'Yprésien moyen, dans le Secteur Transverse de Parras (Livre I). Les renseignements fournis par les sondages pétroliers effectués dans la Plaine Côtière du Golfe du Mexique (bassin de Tampico-Misantla) permettent de situer plus précisément cette phase durant le *Paléocène supérieur* (cf. supra).

L'ensemble de la Sierra Madre Orientale est affectée par cette phase à l'origine de son émersion. Les structures laramiennes sont cependant variables dans l'espace, d'une zone à l'autre. Je vais donc donner successivement les principales caractéristiques de la déformation laramienne dans l'avant-pays du Burro, dans le bassin de Sabinas et les sierras de Chihuahua, dans les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi, avant de montrer que la nappe de Parras se développe largement vers l'Est et le Sud-Est en affectant la totalité du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. Je donnerai également quelques indications sur les rapports tectoniques laramiens existant entre le domaine cordillérain et la Sierra Madre Orientale.

I. LES GRANDS PLIS SIMPLES DE L'AVANT-PAYS DU BURRO (Planche II_{1-20} et Fig. II_{1-21}).

L'avant-pays du Burro est affecté par de vastes ondulations simples (C.L. Baker, 1971 et C.I. Smith, 1970). La plus notable de celles-ci correspond à la Serranía del Burro. Il s'agit d'un vaste bombement anticlinorial de direction générale N 125°E, long de 150 km et large de 80 km. A la faveur de cet anticlinorium, les assises calcaires du Crétacé inférieur affleurent largement et sont disséquées profondément par les "arroyos" et rivières affluents du Rio Grande.

Au Sud-Est, une saute structurale brusque sépare cette plateforme à peine ondulée des plis beaucoup plus serrés du bassin de Sabinas. Cette discontinuité est soulignée dans la morphologie par une dépression rectiligne de direction N 110°E, qu'emprunte l'Arroyo de la Babia. La dépression appartient à un linéament apparaissant clairement en photographie orbitale. Celui-ci, parallèle à ceux du Texas et de Caltam qui l'encadrent, relie Boquillas, Coah. sur le Rio Bravo à Sabinas, Coah. Au-delà, vers le Sud-Est, sa prolongation est soulignée par la présence du Rio Salado. Contre ce linéament viennent buter au Sud, les trains de plis laramiens du bassin de Sabinas, au style et aux directions différents.

II. LES PLIS LARAMIENS DU BASSIN DE SABINAS ET DES SIERRAS DE CHIHUAHUA.

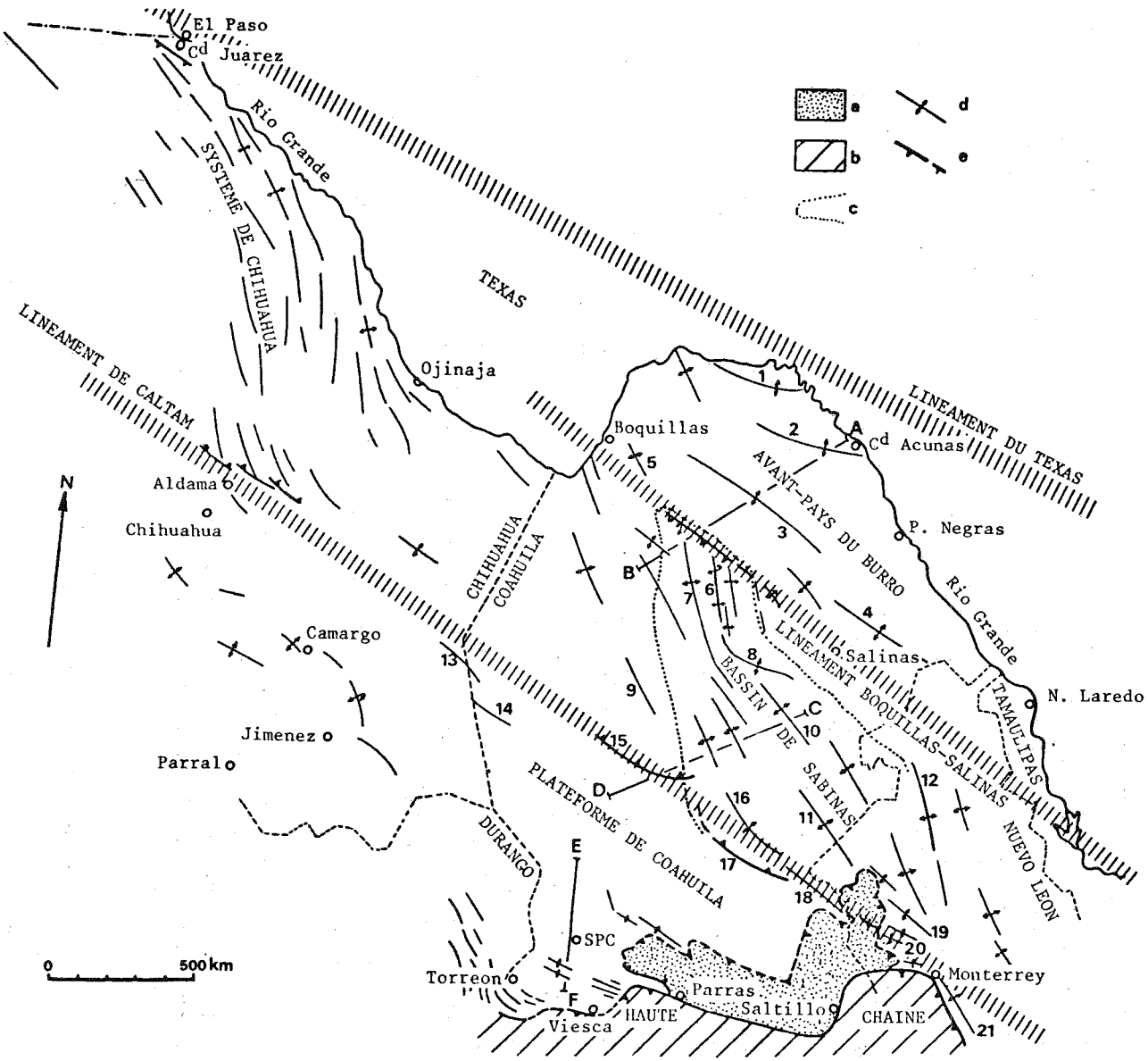
Entre l'avant-pays du Burro et la Plateforme de Coahuila *le bassin de Sabinas* montre de magnifiques *trains de plis jurassiens. Le relief est conforme,* si bien que très souvent à un anticlinal correspond une sierra (Fig. II_{1-21}).

La longueur des anticlinaux varie entre 10 et 40 km. Leur largeur est de 1 à 10 km. Les structures sont le plus souvent droites. Certaines présentent cependant une tendance au déversement vers l'Est - Nord-Est.

De manière générale, la déformation présente un magnifique style de couverture. Le niveau de décollement correspond (au moins dans les environs de Monclova, Coah. et de Monterrey, N.L.) aux gypses oxfordiens (Formation Minas Viejas). Ceux-ci percent parfois en diapyrs les coeurs des anticlinaux (Sierra de Oballos, Sierra de Minas Viejas, Sierra del Fraile).

Les directions axiales des plis du bassin de Sabinas montrent des variations notables. Dans la partie centrale du bassin, la direction axiale varie entre N 170°E et N 145°E. Sur les limites nord-est et sud-ouest du bassin, ces plis sont soit tronqués, soit déviés. Ils acquièrent alors une direction axiale N 120°E à N 110°E. Il s'agit probablement là, de l'influence sur la tectonique de couverture, des grands accidents cassants de socle jurassiques limitant le bassin. En effet :

- le long du linéament Boquillas-Sabinas, les anticlinaux du bassin de Sabinas, localement orientés N 170°E sont clairement interrompus et ne se prolongent pas au-delà vers le Nord dans l'avant-pays du Burro. Il est également possible qu'à la faveur de la Faille de la Babia, située sur le linéament, la Sierra de la Babia orientée N 110°E, chevauche en direction du Nord-Est l'avant-pays du Burro (Fig. II_{1-22}).


El Paso
Cd Juarez
Rio Grande
SYSTEME DE CHIHUAHUA
TEXAS
LINEAMENT DE CALTAM
LINEAMENT DU TEXAS
Ojinaja
Boquillas
Cd Acunas
Aldama
Chihuahua
N
CHIHUAHUA
COAHUILA
AVANT-PAYS DU BURRO
P. Negras
Rio Grande
Camargo
Salinas
LINEAMENT BOQUILLAS-SALINAS
TAMAULIPAS
N. Laredo
Jimenez
Parral
BASSIN DE SABINAS
PLATEFORME DE COAHUILA
DURANGO
NUEVO LEON
SPC
Torreon
Parras
Saltillo
Monterrey
Viesca
HAUTE
CHAINE
0
500 km
a
b
c
d
e

- le long du linéament de Caltam, entre Monterrey, N.L. et la Sierra de la Madera (située à l'Ouest de Cuatro Cienegas, Coah.) les anticlinaux du bassin de Sabinas possèdent son orientation N 110°E (anticlinaux des sierras del Fraile et de la Gavia par exemple). Certaines de ces structures chevauchent en direction du Sud-Ouest, la Plateforme de Coahuila (chevauchements des sierras de San Carlos et de la Madera (Fig. II_{1-21} et Fig. II_{1-22})).

Tout se passe donc au niveau du bassin de Sabinas comme si celui-ci avait subi un écrasement entre l'avant-pays du Burro et la Plateforme de Coahuila, lors de la phase laramienne. Au cours de l'écrasement de cette zone à croûte probablement amincie, les anciennes cassures crustales jurassiques (qui avaient guidé la différenciation du bassin et la sédimentation dans celui-ci) se seraient manifestées à nouveau en servant d'écrans à la déformation ; celle-ci se limitant, pour l'essentiel, au bassin.

Cette explication de la structure du bassin de Sabinas par écrasement entre deux môles, avait déjà été donnée par S. Charleston (1973). Elle fournit une solution au fait que la couverture décollée et plissée du bassin dessine une vaste structure "en champignon", déversée le long des anciennes fractures bordières, vers le Nord-Est sur l'avant-pays du Burro et vers le Sud-Ouest sur la Plateforme de Coahuila.

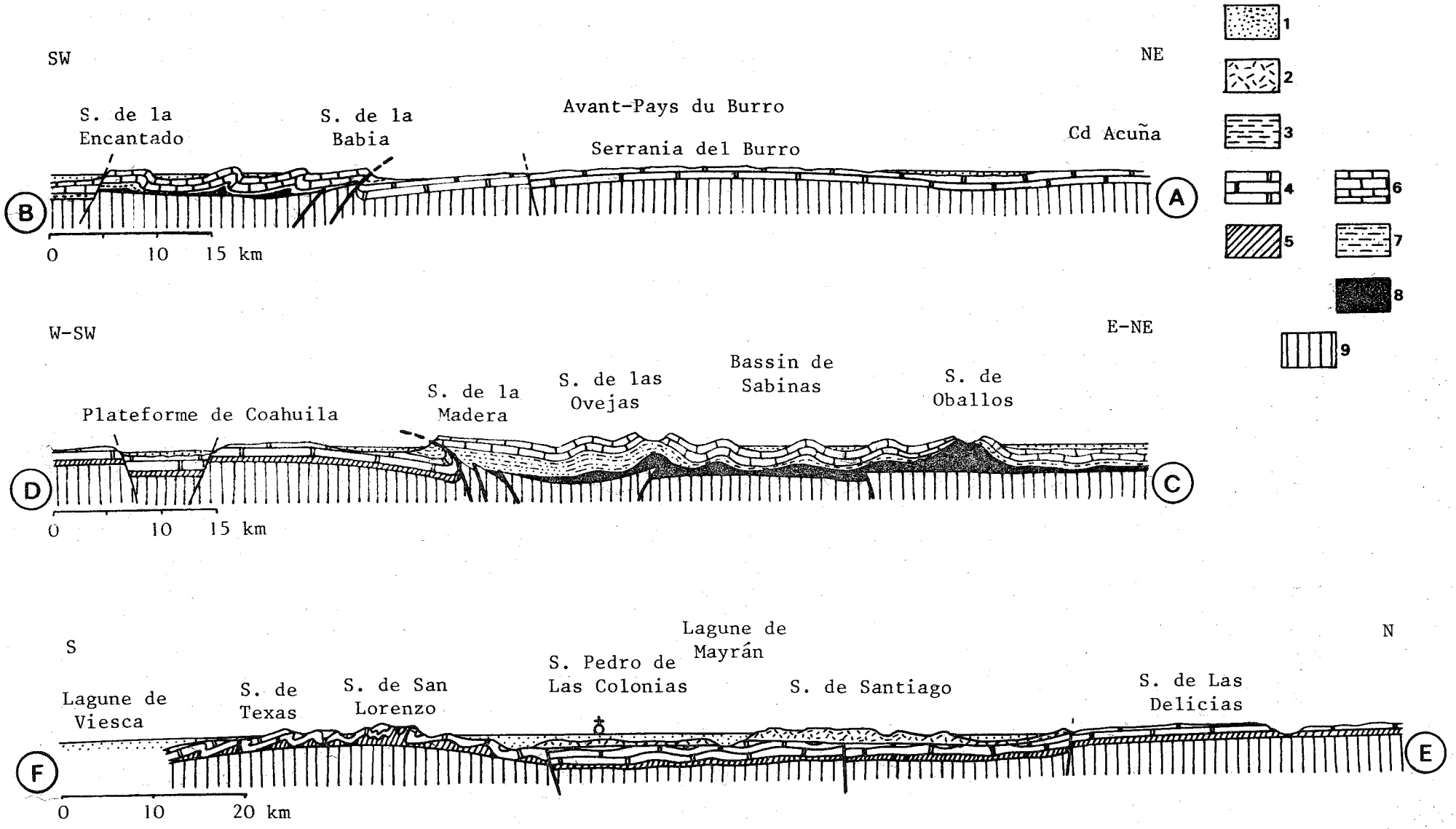
Un même dispositif structural est présent dans le Nord de l'Etat de Chihuahua (Fig. II_{1-21}). A l'Est de la couverture ignimbritique de la Sierra Madre Orientale, un magnifique système de plis jurassiens se suit de Ciudad Juarez, Chih., à Ojinaga, Chih., en rive occidentale du Rio Grande. Il s'agit également de plis de couverture, droits ou déversés vers l'Est - Nord-Est, décollés (à la différence des plis du bassin de Sabinas) au niveau des gypses albo-aptiens de la Formation Cuchillo.

Comme dans le cas du bassin de Sabinas, le système de plis se développe entre deux linéaments : le linéament de Caltam et le linéament du Texas. Entre Aldama, Chih., et Placer de Guadalupe, Chih., les plis laramiens subissent une torsion d'axe notable pour acquérir une direction parallèle à celle du linéament. De plus, dans cette partie de Chihuahua, la couverture et le socle paléozoïque chevauchent en direction du Sud-Ouest. Là encore l'implication du socle dans les chevauchements de la région de Placer de Guadalupe, Chih., trouve son explication dans l'écrasement des anciennes fractures crustales jurassiques du linéament de Caltam.

La similitude entre les déformations laramiennes du bassin de Sabinas et celles du système de Chihuahua est encore plus grande puisque l'on retrouve en Chihuahua le système à double déversement en champignon. Au dé-

---

Fig. II_{1-21} : Carte structurale simplifiée situant les principales déformations laramiennes au Nord du Secteur Transverse de Parras.
a: flysch crétacé supérieur diverticulé ; b: nappe de Parras ; c: limite du bassin marin de Sabinas au Callovo-Oxfordien d'après C.I. Smith (1970) ; d: principaux plis ; e: chevauchements. AB, CD, EF: emplacements des coupes de la Fig. II_{1-22}.
Principales sierras du bassin de Sabinas et des régions voisines ; 1: Agua Verde ; 2: Trevino-Chupadero ; 3: Burro ; 4: Peyotes ; 5: Carmen ; 6: Babia ; 7: Oregano ; 8: Hermosa de Santa Rosa ; 9: Potrero de la Mula ; 10: Oballos ; 11: Gloria ; 12: Lampazos ; 13: Almagre ; 14: Mojada ; 15: Madera ; 16: Bocatoche ; 17: San Marcos ; 18: La Gavia ; 19: Minas Viejas ; 20: Fraile ; 21: la Silla.


SW
NE
S. de la Encantado
S. de la Babia
Avant-Pays du Burro
Serrania del Burro
Cd Acuña
B
A
0
10
15 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
W-SW
E-NE
Plateforme de Coahuila
S. de la Madera
S. de las Ovejas
Bassin de Sabinas
S. de Oballos
D
C
0
10
15 km
S
N
Lagune de Viesca
S. de Texas
S. de San Lorenzo
S. Pedro de Las Colonias
Lagune de Mayrán
S. de Santiago
S. de Las Delicias
F
E
0
10
20 km

versement vers le Sud-Ouest des structures situées sur le linéament de Caltam, s'opposentle déversement et le chevauchement vers le Nord-Est des structures de la Sierra de Juarez (D. Cordoba, 1969) situées le long du linéament du Texas.

Finalement, il m'apparaît logique de considérer que la similarité des tectoniques laramiennes du bassin de Sabinas et de Chihuahua est liée à l'appartenance de ces deux régions au même long couloir de direction Nord-Ouest - Sud-Est, compris entre les linéaments de Caltam et du Texas. Partout la déformation laramienne semble résulter de l'écrasement de cette bande à croûte déchirée sinon amincie antérieurement, entre la Plateforme du Texas et la Plateforme de Coahuila.

A l'échelle du Continent Nord Américain la même observation peut être poursuivie vers le Nord-Est, entre les deux méga-linéaments héritiers de deux grands décrochements transcontinentaux jurassiques. Dans le Nord-Est de l'Etat de Sonora (C. Rangin, 1977) et dans les parties sud des états du Nouveau Mexique, d'Arizona et du Nevada aux Etats-Unis, les structures laramiennes souvent datées paléocènes (H. Drewes, 1978) sont également déversées :

- vers le Sud-Ouest en direction de la Plateforme de Sonora sur le linéament de Caltam (chevauchements impliquant le socle de la Sierra San José, du Cerro la Morita, de la Sierra Anibacachi et du Cerro Cabullona ; C. Rangin, 1977) ;
- vers le Nord-Est en direction du Plateau du Colorado sur le linéament du Texas.

Si le style tectonique semble être plus cassant dans ces parties, je pense que la cause est paléogéographique. Ces régions ont en effet échappé aux transgressions et régressions marines de la Sierra Madre Orientale. Elles sont ainsi dépourvues de gypses oxfordiens ou albo-aptiens qui sont les niveaux de décollement dans le bassin de Sabinas et dans les sierras de Chihuahua.

III. LA TECTONIQUE DE COUVERTURE DES PLATEFORMES DE COAHUILA ET DE VALLES-SAN LUIS POTOSI.

J'ai donné dans le Premier Livre de ce mémoire, les caractéristiques de *la tectonique de couverture de la Plateforme de Coahuila*. En particulier, j'ai insisté sur le fait que la couverture secondaire coahuilense décollée au niveau des gypses albiens de la Formation Cuchillo supérieure, était considérablement plissée (voire écaillée) au-devant de la Haute-Chaîne et qu'elle s'enracinait frontalement dans la région de Las Délicias, Coah.

Fig. II_{1-22} : Coupes simplifiées au travers des principales zones situées au Nord du Secteur Transverse de Parras. Voir situation des coupes sur la Fig. II_{1-21}.
1: alluvions plio-quaternaires ; 2: basaltes plio-quaternaires ; 3: Crétacé supérieur ; 4: calcaires néritiques du Crétacé inférieur ; 5: gypses albiens ; 6: Calcaires à dominantes pélagique du Crétacé inférieur ; 7: séquence détritique du Néocomien ; 8: gypses du Callovo-Oxfordien ; 9: socle.
La coupe EF est celle de G. Schulze (1953) simplifiée.

Cet enracinement frontal de la couverture, déjà dessiné par G. Schulze en 1953 (voir Fig. II_{1-22}, coupe EF) se fait en arrière (au Sud-Ouest) des plis de couverture du bassin de Sabinas mentionnés précédemment (Fig. II_{1-21} et Fig. II_{1-22}). Ceci me paraît être un indice permettant de dire que, lors de la phase laramienne, l'essentiel de la transmission des contraintes s'est fait au niveau des socles (et en particulier des socles des plateformes) et que le raccourcissement s'est effectué au niveau des socles amincis et déchirés des bassins ; les plis de couverture dans ces parties externes n'étant que la conséquence de ces raccourcissements crustaux. Là encore, le fait de trouver la couverture coahuilense parfaitement en place sur son coussin de gypses albiens dans les environs de Las Delicias, Coah., trouve son explication dans l'existence de la discontinuité structurale majeure du linéament de Caltam.

Dans les environs de Torreón, Coah., les plis de la couverture décrivent une magnifique courbure. Je pense que la *courbure de Torreón* correspond à l'enracinement de la nappe de Parras dans cette partie de la Sierra Madre Orientale. Je traiterai donc de cet aspect de la tectonique de la Plateforme de Coahuila dans le paragraphe abordant le problème de l'extension de la nappe de Parras.

Sur la Plateforme de Valles-San Luis Potosí, la couverture crétacée est totalement décollée au niveau des gypses de la Formation Guaxcamá du Crétacé inférieur (J. Carrillo-Bravo, 1971). Elle est affectée d'un plissement régulier de style jurassien. Les plis sont très souvent déversés, principalement dans la partie orientale de la Plateforme.

Les directions axiales des plis de couverture présentent des variations notables. Dans la partie nord-est, en bordure de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique, les plis ont une direction Nord-Sud à Nord 170°E. Dans les autres régions, les plis décrivent un vaste S tourné vers l'Est - Nord-Est. Dans la partie sud-est, la courbe inférieure du S est dessinée par des plis passant de la direction N 135°E à la direction N 110°E. Dans la partie nord-ouest de la plateforme, la courbe supérieure du S est dessinée par les plis qui, de la direction Nord 135°E, passent en se tordant à la direction Nord 20°E. Cette direction est celle du débordement de la nappe de Parras au Nord-Est de San Luis Potosí, S.L.P. (cf. infra).

IV. LA STRUCTURE GENERALE DE LA HAUTE-CHAINE ET DU HAUT-PLATEAU CENTRAL : L'EXTENSION DE LA NAPPE DE PARRAS DANS LA SIERRA MADRE ORIENTALE (Planche II_{1-20}).

J'ai montré (Livre I) sur le transect nord-sud de Parras que l'ensemble comprenant la Haute-Chaîne et le Haut-Plateau Central chevauchait largement la Plateforme de Coahuila. Le charriage se fait en direction du Nord - Nord-Est dans cette partie du Secteur Transverse de Parras et correspond à la nappe de Parras. Les coupes de la Fig. II_{1-23} rappellent les principales caractéristiques de ce charriage.

Il faut par ailleurs noter qu'à la faveur du Secteur Transverse de Parras, la série secondaire de type parrense de la Haute-Chaîne se poursuit longuement vers l'Est dans les régions situées au Sud des villes de Saltillo, Coah. et de Monterrey, N.L. On la retrouve jusque dans les environs d'Aramberri, N.L. De ce fait, la série parrense est en contact avec la Plateforme de Coahuila entre Torreón, Coah. et Saltillo, Coah., avec le bassin de Sabinas entre Monterrey, N.L. et Aramberri, N.L. et avec la Pla-

teforme de Valles-San Luis Potosí entre Aramberri, N.L. et San Luis Potosí, S.L.P.

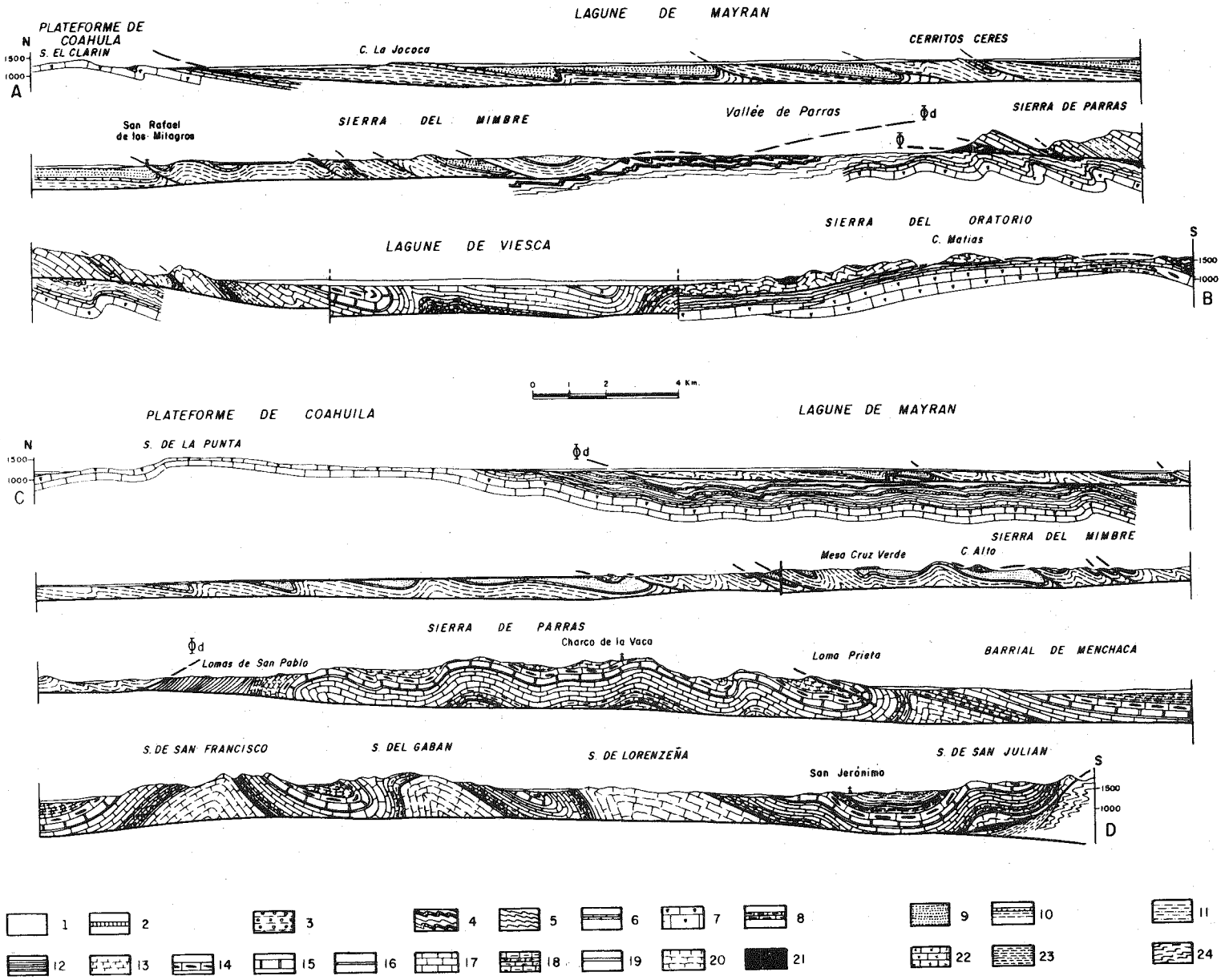
Enfin, l'examen de documents à petites échelles (Carte Géologique du Mexique, photographies orbitales ...) montre que l'ensemble de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central, au niveau de sa couverture parrense, présente des méga-structures de deux types : trois courbures et trois débordements (M. Tardy et col., 1975). La *courbure de Torreón* possède une concavité tournée vers le Nord-Est, alors que la *courbure de Monterrey* et la *courbure de Villagrán* ont des concavités tournées vers le Sud-Ouest ou l'Ouest. Les débordements sont responsables des avancées brutales du front de la Haute-Chaîne. J'ai signalé et étudié celui du Puerto de la Peña (Livre I). Comme lui, le *débordement de Saltillo* est sénestre, alors que le débordement de *Aramberri - San Luis Potosí* est dextre.

Des observations faites en quelques endroits clefs, choisis au front de la Haute-Chaîne, permettent de montrer l'extension de la nappe de Parras à l'Est et au Sud-Est du transect de Parras (M. Tardy et col., 1975). Le charriage de l'ensemble de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central donnera par la suite, des solutions cohérentes aux problèmes des courbures, des débordements et de la nature transverse du Secteur de Parras.

a- Le chevauchement de la Haute-Chaîne sur le bassin de Sabinas, près de Monterrey, N.L. (Fig. II_{1-24}).

Dans la région de Monterrey, N.L., le front courbé de la Haute-Chaîne domine le bassin de Sabinas, et en particulier la célèbre Sierra de la Silla qui appartient à cette zone (Fig. II_{1-21}). A la sortie sud de la ville, une coupe a été levée du Cañon de la Boca (recoupant la Sierra de la Silla) au front de la Haute-Chaîne, près de la cascade nommée Cola de Caballo. On y rencontre deux unités bien distinctes :

- la première, à l'Est, comprend la Sierra de la Silla et la dépression morphologique occupée par la retenue de la Boca. Cette unité est formée par la série sabinense dans laquelle les formations calcaires du Crétacé inférieur se rencontrent dans la sierra, tandis que les formations terrigènes du Crétacé supérieur (et en particulier le crypto-flysch distal de la Formation Mendez) occupent la dépression et le pied de la Haute Chaîne. Dans cette unité, les déformations sont relativement peu importantes : la Sierra de la Silla correspond à un anticlinal affecté sur son flanc est par une faille inverse, laquelle s'enracine très rapidement au Nord et au Sud de la coupe. Il faut cependant remarquer qu'au fur et à mesure que l'on se rapproche du front de la Haute-Chaîne, la Formation Mendez acquiert un microplissement et une schistosité de plus en plus accentués.


LAGUNE DE MAYRAN
PLATEFORME DE COAHULA
S. EL CLARIN
C. La Jococa
CERRITOS CERES
N
1500
1000
A
San Rafael de los Milagros
SIERRA DEL MIMBRE
Vallée de Parras
Φd
Φ
SIERRA DE PARRAS
SIERRA DEL ORATORIO
C. Matias
LAGUNE DE VIESCA
S
1500
1000
B
0 1 2 4 Km.
PLATEFORME DE COAHUILA
LAGUNE DE MAYRAN
N
S. DE LA PUNTA
Φd
1500
1000
C
SIERRA DEL MIMBRE
Mesa Cruz Verde
C. Alto
SIERRA DE PARRAS
Φd
Lomas de San Pablo
Charco de la Vaca
Loma Prieta
BARRIAL DE MENCHACA
S. DE SAN FRANCISCO
S. DEL GABAN
S. DE LORENZEÑA
S. DE SAN JULIAN
San Jerónimo
S
1500
1000
D
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11
12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24

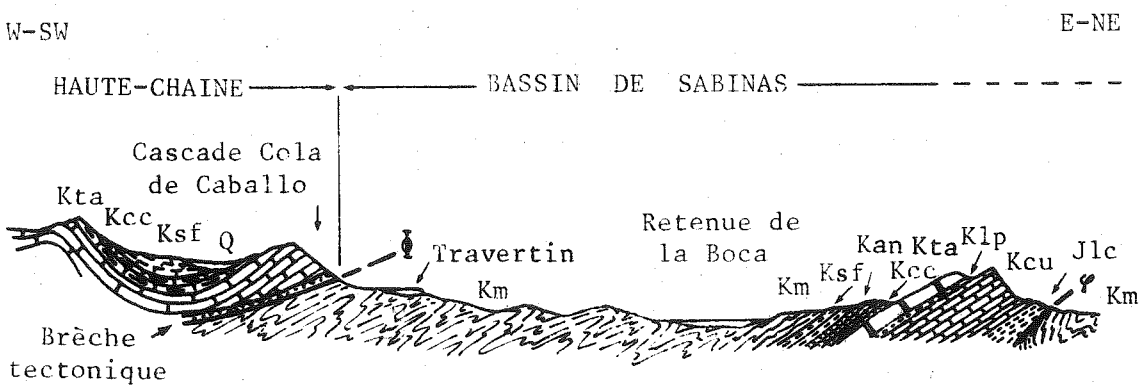


Fig. II_{1-24} : Coupe schématique du front de la Haute-Chaîne à la Cola de Caballo (Sud de Monterrey, N.L.), selon M. Tardy et col., 1975).
Q: alluvions ; *Série secondaire parrense* : Kta: F. Tamaulipas (Albien) ; Kcc: F. Cuesta del Cura (Albo-Cénomanien) ; Ksf: F. San Felipe (Crétacé supérieur) ; *Série secondaire sabinense* : Jlc: F. La Casita (Jurassique supérieur); Kcu: F. Cupido (Crétacé inférieur) ; Klp: F. La Peña (Aptien supérieur) ; Kta: F. Tamaulipas (Albien) ; Kcc: F. Cuesta del Cura (Albo-Cénomanien) ; Kan: F. Agua Nueva (Cénomanien-Turonien) ; Ksf: F. San Felipe (Coniacien-Campanien) ; Km: F. Mendez (Campanien-Paléocène).

Fig. II_{1-23} : Deux coupes du front de la nappe de Parras dans les environs de Parras, Coah. Voir situation Planche II_{2-1} et détail de l'explication dans le Livre I.
1: alluvions ; 2: F. Mayrán (Quat. ancien) ; 3: molasse Ahuichila (Eoc. Olig.) ; 4 à 8: autochtone coahuilense comprenant, 4: flysch pélitique (Camp.-Paléoc.) ; 5: lutites noires (Camp.) ; 6: Indidura (Cénom. Camp.) ; 7: Caliza Aurora (Alb. sup.-Cénom. inf.) ; 8: faciès récifal de la F. Aurora ; 9 et 10: diverticulation du Groupe Difunta dont, 9: F. Cerro Huerta (Maestr.) ; 10: F. Cerro del Pueblo (Camp. sup.-Maestr.) ; 11 à 21: nappe de Parras comprenant, 11: flysch parrense (Sénonien sup.) ; 12: Lutita Parras (Camp.) ; 13: F. San Felipe (Cénom.-Camp.) ; 14: F. Cuesta del Cura (Alb. sup.-Cénom. inf.) ; 15: F. Tamaulipas (Alb.) ; 16: F. La Peña (Apt. sup.) ; 17: F. Cupido (Barr.-Apt.) ; 18: F. Taraises (Berr.-Barr.) ; 19: La Casita (Tith.) ; 20: Caliza Zuloaga sup. (Oxf.) ; 21: gypses oxfordiens ; 22 : Caliza Zuloaga inf. (Oxf.) ; 23: F. Nazas (Trias sup.) ; 24: socle paléozoïque.
Φ: contact de base de la nappe de Parras ; d: contact de base de la diverticulation du Groupe Difunta.

- La seconde correspond au front de la Haute-Chaîne. On y reconnaît aisément les formations crétacées caractéristiques de la série secondaire parrense. Elle présente une déformation plus accentuée, marquée d'une part dans les grands plis d'axe Nord-Ouest - Sud-Est, d'autre part dans des plis d'ordre métrique à décamétrique particulièrement développés dans les formations moins compétentes du Crétacé supérieur.

Au niveau de la cascade Cola de Caballo, il est clair que l'unité parrense de la Haute-Chaîne, plissée et cisaillée à sa base, chevauche en direction de l'Est - Nord-Est la Formation Mendez, c'est-à-dire la partie supérieure de la série secondaire sabinense. Le plan de charriage est marqué par un niveau de brèches tectoniques.

En d'autres mots, *dans la région de Monterrey le front de la Haute-Chaîne chevauche directement le bassin de Sabinas*. Ce contact majeur se suit tout au long de la partie du front de la Haute-Chaîne comprise entre Monterrey, N.L. et Linares, N.L. (Carta Geológica de la República Mexicana, 4e édition, 1976).

b- Le chevauchement de la Haute-Chaîne sur la Plateforme de Valles-San Luis Potosí, dans la région d'Aramberri, N.L. (Planche II_{1-25}, hors texte).

La petite ville de Aramberri, N.L. est située dans la Haute-Chaîne, dans la partie sud de la courbure de Villagrán. En cet endroit, le front de la Haute-Chaîne, affecté de plis orientés Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest, vient en contact avec la Plateforme de Valles-San Luis Potosí (Planche II_{1-20}).

Plus précisément (Planche II_{1-25}), les sierras de San Francisco et de Aramberri, séparées par un graben récent à remplissage molassique cénozoïque, appartiennent à la Haute-Chaîne. On reconnaît en effet dans ces sierras :

- un socle comprenant des roches métamorphiques (faciès schistes verts) datées 290 MA (K/Ar, R.E. Denison et col., 1972), surmontées en discordance par les couches rouges continentales permo-triasiques de la Formation Huizachal ;
- une couverture de type parrense dans laquelle on retrouve, à la base, les deux formations Zuloaga de l'Oxfordien séparées par un niveau de gypses, la Formation La Caja très riche en Ammonites du Kimméridgien-Portlandien, les formations calcaires du Crétacé inférieur se terminant par l'Albo-Cénomanien à faciès Cuesta del Cura.

Par opposition, la Sierra Peña Nevada, la Sierra Guacamaya et les cerros El Viejo et El Niño montrent une épaisse série carbonatée néritique à récifale (Formation El Abra) de l'Albo-Cénomanien, surmontée par les formations pélagico-terrigènes Agua Nueva (Cénomano-Turonien), San Felipe (Sénonien) et Mendez (Campanien-Paléocène). Cette série, par ses faciès récifaux de l'Albo-Cénomanien, rattache ces sierras à la Plateforme de Valles-San Luis Potosí.

1°/- Coupe de San Lazaro, N.L. (Planche II_{1-25}, coupe AB).

La vallée de San Lazaro suit le contact entre l'extrémité sud-ouest de la Sierra de San Francisco et le flanc occidental de la Sierra

Peña Nevada. Dans cette vallée les gypses oxfordiens affleurent.

Le long d'un profil de direction Est - Sud-Est - Ouest - Nord-Ouest recoupant cette vallée on reconnaît :

- à l'Est, l'autochtone relatif, représenté par les calcaires récifaux de la Formation El Abra. Ces calcaires sont pliés en un grand anticlinal de direction Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest, correspondant à la Sierra Peña Nevada ;
- à l'Ouest, et depuis le fond de la vallée, l'allochtone qui comprend des gypses oxfordiens, des blocs de Caliza Zuloaga oxfordienne, la Formation La Caja du Kimméridgien-Portlandien, la Formation Taraises à Ammonites du Néocomien, puis les autres formations calcaires de la Sierra de San Francisco.

De cette manière, il apparaît clairement que la Sierra de San Francisco de la Haute-Chaîne chevauche en direction de l'Est - Sud-Est la Sierra Peña Nevada appartenant à la Plateforme de Valles-San Luis Potosí.

Vers le Nord - Nord-Est et jusqu'à la dépression de Zaragoza, N.L., ce dispositif structural se maintient. En particulier, on le retrouve au débouché du Cañon de Guadalupe (Planche II_{1-25}, coupe CD), après qu'une faille normale récente efface localement en l'effondrant le contact chevauchant.

2°/- Coupe de Zaragoza, N.L. (Planche II_{1-25}, coupe EF).

Le long d'un profil venant du Cerro El Viejo, passant par Zaragoza, N.L. et gagnant la Sierra de San Francisco, on distingue :

- *dans la partie orientale, l'autochtone relatif culminant au Cerro el Viejo.* Il est constitué par les formations El Abra, Agua Nueva, San Felipe et Mendez caractéristiques de la Plateforme de Valles-San Luis Potosí. Cet autochtone relatif est déformé en plis de direction Nord-Sud à Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, généralement déversés vers l'Est. L'unité du Cerro El Viejo, formée par les calcaires albo-cénomaniens chevauchant de manière spectaculaire les couches tendres de la Formation Mendez, ne correspond en fait qu'à une écaille parautochtone ; l'accident situé à sa base s'enracine en effet rapidement vers le Sud dans le flanc oriental de l'anticlinal Guacamaya près du village de Tepozanes, N.L.
- *du flanc ouest du Cerro el Viejo, à la Sierra de San Francisco, le front allochtone de la Haute-Chaîne.* Il comprend l'extrémité sud de la Sierra de Aramberri, la dépression de Zaragoza et la Sierra de San Francisco. La dépression de Zaragoza est située sur les gypses oxfordiens de la base de l'allochtone. Ces gypses contiennent des blocs de Caliza Zuloaga oxfordienne. Quant aux sierras de Aramberri et de San Francisco, elles sont formées au niveau de la coupe par les assises calcaro-argileuses de la Formation Taraises.

Du débouché nord-est du Cañon de Guadalupe jusqu'au Cerro el Viejo, la trace du chevauchement de la Haute-Chaîne dessine une courbe enveloppant la terminaison nord de l'anticlinal de la Sierra Peña Nevada qui apparaît ainsi comme un anticlinal tardif, post-chevauchement.

Au Nord-Est de Zaragoza , N.L., le chevauchement dépasse l'écaille parautochtone du Cerro el Viejo, de telle manière que plus au Nord, les calcaires de la Haute-Chaîne reposent directement sur le flysch pélitique (Formation Mendez) de la Plateforme.

3°/- Coupe La Escondida, N.L. - Rancho Fraccion del Rio (Planche II_{1-25}, coupe GHI).

Elle s'observe le long de la route La Escondida, N.L. - Aramberri, N.L. puis le long du Rio Blanco.

L'autochtone affleure dans la partie orientale du profil à la faveur de la profonde coupure du Rio Blanco. Il est représenté par la Formation Mendez très microplissée et schistosée. A la base de celle-ci, des calcaires bréchiques du Santonien apparaissent aux coeurs d'anticlinaux orientés Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest, déversés vers l'Est - Sud-Est.

L'allochtone repose, en contact anormal déformé postérieurement par des grandes ondulations, sur la Formation Mendez. Il correspond aux calcaires du Crétacé inférieur de la série parrense. Le Rio Blanco l'entaille de manière spectaculaire en y découpant la *Fenêtre du Mesquital*. De cet endroit jusqu'à la Escondida, N.L., la couverture sédimentaire parrense (de la Sierra de Aramberri et de la Sierra Mesa de las Tunas) repose sur son socle. Cependant on observe clairement, qu'au-dessus des gypses oxfordiens, la tectonique de la couverture parrense est totalement indépendante de celle du socle et du tégument oxfordien (Caliza Zuloaga inférieure). Le socle et le tégument ne sont pas affectés par les plis laramiens de la Haute-Chaîne, lesquels affectent uniquement les formations situées au-dessus des gypses oxfordiens. Il apparaît ainsi qu'au-dessus du niveau de décollement, la couverture mésozoïque parrense de la Haute-Chaîne, décollée et plissée, s'est avancée vers l'Est - Sud-Est pour venir reposer directement sur l'autochtone, au-delà de El Mesquital, N.L.

Reste le problème de la position structurale du socle de la Haute-Chaîne. Sur la terminaison ouest de la fenêtre du Mesquital, la Formation Huizachal (Permo-Trias) se rapproche beaucoup de la Formation Mendez autochtone. On retrouve en cet endroit une disposition très voisine de celle observée dans le Cañon de Ahuichila (cf. livre I) où la Formation Nazas (identique en âge et faciès à la Formation Huizachal) chevauche le Crétacé supérieur de la Plateforme de Coahuila. Cependant dans la région de El Mesquital les conglomérats continentaux cénozoïques masquent ce contact probable.

Les enseignements structuraux que l'on peut tirer de ces coupes levées au front de la Haute-Chaîne dans la région de Aramberri, N.L. sont essentiels.

- Comme sur le transect de Parras, Coah., la couverture parrense de la Haute-Chaîne est décollée au niveau de gypses oxfordiens. Elle seule est affectée de plis laramiens.
- Comme sur le transect de Parras, Coah., cette couverture parrense a pris de l'avance tectonique par rapport à son socle et vient chevaucher directement l'autochtone relatif représenté ici par la plateforme de Valles-San Luis Potosí.
- Il est probable que comme sur le transect de Parras, Coah., le socle pré-oxfordien de la Haute-Chaîne chevauche la Plateforme autochtone.

On retrouve ainsi dans ce chevauchement de la Haute-Chaîne sur la Plateforme de Valles-San Luis Potosí les principales caractéristiques de la nappe de Parras.

L'ampleur du charriage est probablement importante comme le montre l'existence de la Fenêtre du Mesquital et l'existence probable d'une

klippe à série parrense, conservée en avant du front principal dans la Sierra Peña Nevada. L'ampleur du recouvrement paraît être d'autant plus considérable que le socle de la Haute-Chaîne semble bien participer à la nappe et que rien n'indique un enracinement proche de la Haute-Chaîne. Bien au contraire, on retrouve le front chevauchant de la série de type parrense quelques 200 km au Sud-Ouest, près de San Luis Potosí, S.L.P.

c- Le chevauchement du Haut-Plateau Central sur la Plateforme de Valles-San Luis Potosi (Fig. II_{1-26}).

Le long de la route reliant San Luis Potosí, S.L.P. à C^{d} Valles, S.L.P., une dizaine de kilomètres à l'Est de la première ville citée, et plus précisément au Puerto Altamira, on peut observer les relations structurales existant entre le Haut-Plateau Central sédimentaire et la Plateforme de Valles-San Luis Potosí.

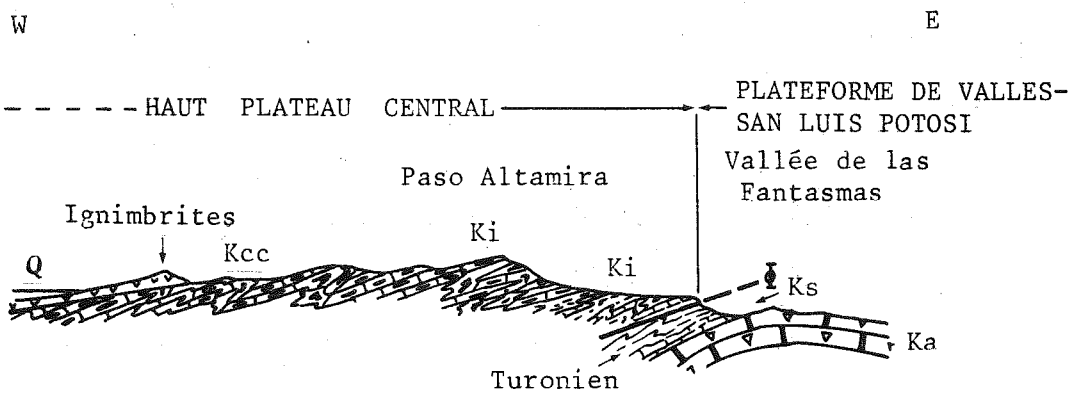


Fig. II_{1-26} : Coupe schématique du front du Haut-Plateau Central à l'Est de San Luis Potosí, S.L.P.
Q: alluvions quaternaires ; *Série de type parrense* : Ki: Crétacé inférieur ; Kcc: F. Cuesta del Cura (Albo-Cénomanien) ; *Série de plateforme* : Ka: F. El Abra (Albo-Cénomanien) ; Ks: Crétacé supérieur.

Sur sa bordure orientale le Haut-Plateau Central montre en cet endroit une série de calcaires pélagiques riches en silex. Il s'agit du Crétacé inférieur intensément déformé par des plis en chevrons métriques, surmonté en discordance angulaire par le manteau ignimbritique cénozoïque. Dans cette séquence de calcaires pélagiques, on reconnaît parfaitement la Formation Cuesta del Cura (à microfaune de l'Albo-Cénomanien), sommet des calcaires pélagiques de la série de type parrense du Haut-Plateau Central.

Sur le versant est de la Vallée de las Fantasmas, cette série du Haut-Plateau Central repose selon un contact tectonique sub-horizontal, sur quelques mètres de sédiments pélagico-terrigènes du Crétacé supérieur (on a pu y recueillir des microfaunes du Turonien). Ceux-ci surmontent en concordance les calcaires sub-récifaux albo-cénomaniens de la Plateforme de Valles-San Luis Potosi. Dans ces calcaires massifs l'érosion sculpte un magnifique lapiez aux formes plus ou moins fantastiques.

Des observations structurales faites sur le transect de Parras (Livre I), près de Monterrey, N.L., aux environs d'Aramberri, N.L. et près de San Luis Potosí, S.L.P., il ressort fondamentalement :

- que de Torreón, Coah. à Saltillo, Coah., l'ensemble de la Plateforme de Coahuila s'enfonce sous le secteur transverse de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central ; c'est ainsi que j'ai défini la nappe de Parras dans le Livre I ;
- que de Monterrey, N.L., à Aramberri, N.L. la Haute-Chaîne chevauche directement le bassin de Sabinas ;
- qu'au Sud-Ouest de la courbure de Villagrán, la Plateforme de Valles-San Luis Potosí s'enfonce en direction du Nord-Ouest sous la Haute-Chaîne ou sous le Haut-Plateau Central.

Il me paraît donc logique de conclure qu'*à l'échelle de la Sierra Madre Orientale, la nappe de Parras correspond au charriage de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central sur les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosí et, après dépassement de celles-ci, sur le bassin de Sabinas.*

C'est ainsi l'avancée du vaste lobe allochtone de la nappe de Parras qui sépare en surface les deux plateformes. En fait, celles-ci appartiennent probablement à une même grande unité structurale continue, passant en tunnel sous la nappe de Parras. Cette unité structurale est l'héritière d'une ancienne ride paléogéographique, émergée ou néritique, qui séparait au Crétacé inférieur le bassin de Sabinas de celui de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central (cf. chapitre II).

d- Les grandes structures du corps de la nappe de Parras (Planche II_{1-20}, hors texte).

Lorsqu'on examine une carte géologique du Mexique à petite échelle ou des photographies orbitales, il est clair que les structures les plus apparentes du corps de l'ensemble de la nappe de Parras sont celles de sa couverture. La présence de plusieurs affleurements de roches pré-jurassiques dans la Haute-Chaîne et sur le Haut-Plateau Central, à la base de la couverture parrense décollée, à laquelle s'ajoute l'observation du chevauchement de ce socle dans le Cañon de Ahuichila, rendent cependant très probable une large participation de lames de socle à la base de la nappe de Parras. Là encore, les grands traits structuraux de la couverture de la nappe (surtout au niveau de la Haute-Chaîne) fournissent des arguments indirects à cette supposition.

Les parties frontales de la nappe de Parras présentent en effet des débordements auxquels sont liées des courbures.

1°/- Les débordements du front de la nappe de Parras.

J'ai décrit dans le Premier Livre le *débordement du Puerto de la Peña*. J'ai montré à partir d'arguments stratigraphiques et tectoniques qu'il était lié à l'existence probable d'un accident décrochant sénestre affectant en profondeur le socle rigide de la nappe de Parras.

Le débordement de Saltillo, plus spectaculaire encore, est du même type. Il correspond à une brutale avancée du front de la Haute-Chaîne de 80

km environ vers le Nord - Nord-Est, à l'Est immédiat de Saltillo, Coah. Les arguments confirmant l'existence de cette avancée sénestre sont stratigraphiques et tectoniques. Du point de vue stratigraphique, on retrouve dans les sierras frontales de la Haute-Chaîne près de Monterrey, N.L., des caractéristiques identiques à celles de la Sierra de Parras. Par exemple, la coupe du Cañon de la Huasteca, au-travers de la Sierra de Los Muertos (à l'Ouest - Sud-Ouest de Monterrey, N.L.), permet d'observer à l'affleurement les grès du Kimméridgien-Portlandien (Formation La Casita), les calcaires marneux et les marnes bien développés du Berriasien-Hauterivien inférieur (Formation Taraises) et les calcaires épais à faciès sub-récifaux de l'Hauterivien-Aptien inférieur (Formation Cupido) ; autant de faciès qui se retrouvent en retrait au Sud-Ouest de Saltillo, Coah. au front de la Haute-Chaîne. Mieux encore, et compte-tenu de l'ampleur du déplacement, c'est l'ensemble de la Haute-Chaîne avec ses faciès de marge subsidente de bassin, qui est décallée de manière sénestre à la faveur du débordement. Du point de vue tectonique, la disposition des plis de couverture de la nappe, de part et d'autre du débordement est également significative. Leur arrangement est celui de plis en échelons (Z. de Cserna, 1956) compatibles avec l'existence d'un mouvement cisaillant sénestre d'orientation Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest.Comme dans le cas du débordement du Puerto de la Peña, je pense que celui de Saltillo, inscrit dans la couverture parrense sous forme de grands plis en échelons, est lié à un cisaillement vertical sénestre, décrochant le socle de la nappe, au Sud - Sud-Ouest de Saltillo, Coah.

Le débordement de Aramberri - San Luis Potosí. Son existence que j'envisage ici n'est que probable. Je n'ai pas suivi le front de la nappe dans sa totalité entre Aramberri, N.L. et San Luis Potosí, S.L.P. D'ailleurs il apparaît que ce front est profondément entamé par l'érosion. L'idée de ce troisième débordement vient cependant de l'examen de la disposition des plis de couverture au front de la nappe de Parras dans les environs de Aramberri. J'ai indiqué (cf. supra) qu'au Sud-Ouest de Villagrán, Tamps., le front de la nappe de Parras "rentrait" dans la Sierra Madre en prenant une direction Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest entre Villagrán, Tamps. et Miquihuana, Tamps. Le fait important est que les plis laramiens de la nappe acquièrent également à la faveur de la courbure de Villagrán la même direction, montrant ainsi que la direction générale du front de la nappe dans la région d'Aramberri est bien structurale. La disposition des plis de la Haute-Chaîne dans les environs d'Aramberri, N.L. peut alors être interprétée comme celle de longs plis en chevrons, compatibles avec un mouvement cisaillant dextre. Dans cette optique, l'érosion serait responsable de l'absence du front de la nappe au Sud de Miquihuana, Tamps, expliquant du même coup, qu'à l'Est de San Luis Potosí, S.L.P., le contact tectonique se fait entre Haut-Plateau Central et Plateforme de Valles-San Luis Potosí.

2°/- *Les courbures* (Planche II_{1-20}).

Les plis de couverture laramiens de la nappe de Parras dessinent dans la Haute-Chaîne, c'est-à-dire dans les parties frontales de la nappe de Parras trois courbures. Deux ont des concavités tournées vers le Haut-Plateau Central, c'est-à-dire vers les parties internes de la Sierra Madre Orientale. Ce sont des courbures péri-internes au sens de J. Aubouin (1968). Elles sont nommées *Courbure de Monterrey* et *Courbure de Villagrán*. La troi-

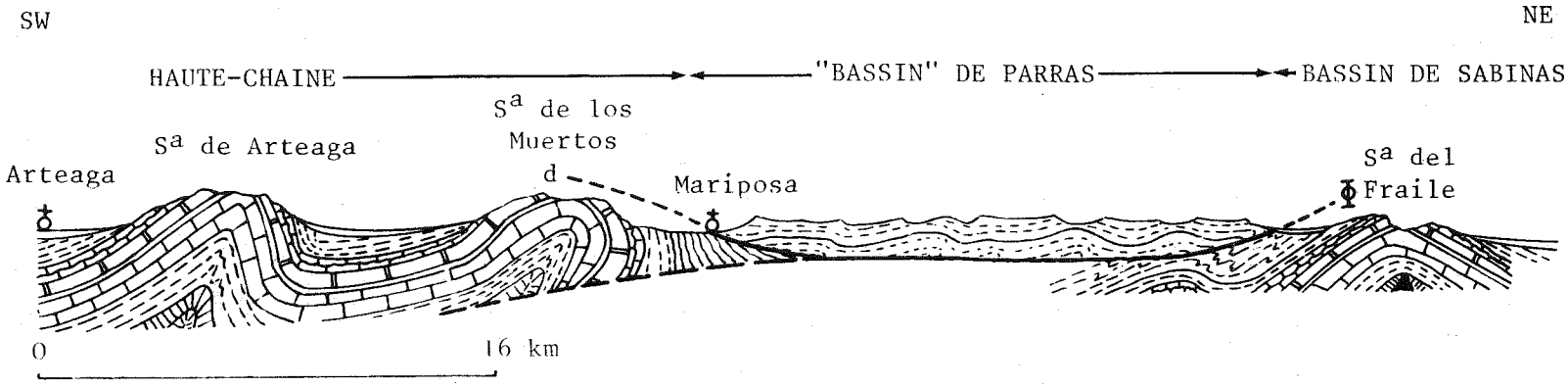


Fig. II$_{1-27}$: La diverticulation du flysch de la Haute-Chaîne à l'Ouest de Monterrey, N.L.

sième présente une concavité tournée vers la Plateforme de Coahuila plus externe et à valeur de courbure péri-externe. C'est la *Courbure de Torreón*.

La Courbure de Torreón est certainement liée à l'enracinement de la nappe de Parras. En effet, entre Torreón, Coah. et Nazas, Dgo., les plis de la Haute-Chaîne ayant acquis la direction Nord-Ouest - Sud-Est à la faveur de cette courbure, on observe un passage de faciès graduel entre la série mésozoïque coahuilense de la Plateforme de Coahuila et la série mésozoïque parrense de la Haute-Chaîne ; alors qu'à l'Est de Viesca, Coah. le contact tectonique entre les deux types de séries est toujours tangentiel.

Les deux autres courbures sont liées aux débordements de Saltillo et de Aramberri - San Luis Potosí. Elles traduisent certainement une adaptation de la couverture décollée à une plus forte avancée du socle de la nappe entre deux décrochements. Cette avancée différentielle se serait produite lors de la mise en place de la nappe.

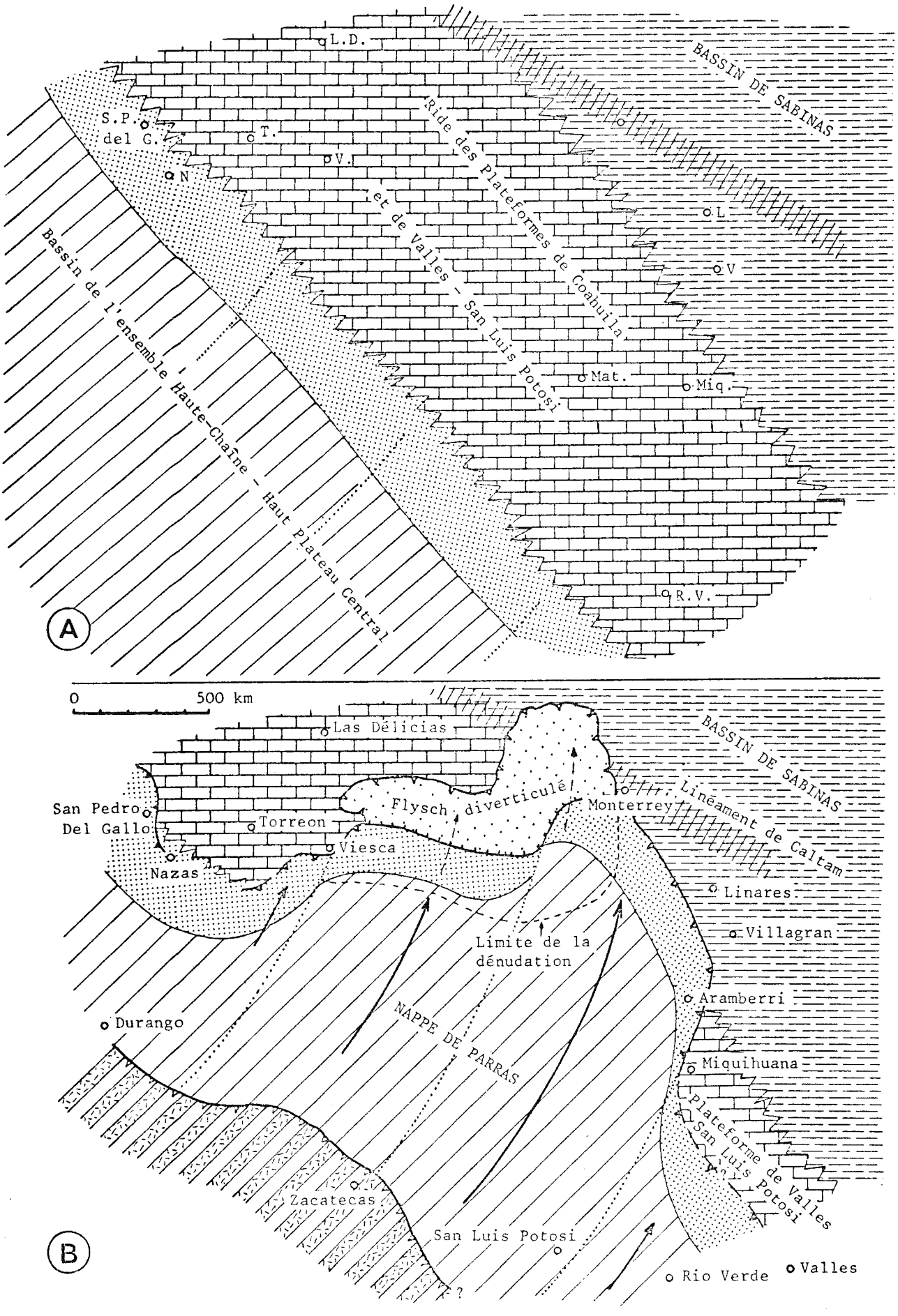
3°/- *L'extension de la diverticulation du flysch parrense au Nord du Secteur Transverse de Parras : l'allochtonie du Groupe Difunta des "bassins" de Parras et de la Popa* (Planche II_{1-20})

On considère généralement que les grands affleurements de flysch crétacé terminal - paléocène brun et rouge (Groupe Difunta), présents au Nord de la Haute-Chaîne dans le Secteur Transverse de Parras, sont autochtones. On admet que le flysch s'est déposé sur les emplacements qu'il occupe actuellement, c'est-à-dire dans les "bassins" de Parras et de la Popa (E. F. McBride et col., 1974).

Dans le Premier Livre j'ai montré que le flysch de la Sierra del Mimbre (formant l'extrémité ouest du bassin de Parras) était en fait le flysch parrense de la Haute-Chaîne, diverticulé à l'avant de la nappe de Parras, lors de la mise en place de celle-ci.

Il en est de même pour l'ensemble du flysch des deux "bassins". En effet :

- le flysch du Groupe Difunta du bassin de Parras, même s'il est décollé, représente toujours le sommet de la couverture parrense de la Haute-Chaîne. Au front de celle-ci, de Parras, Coah. à Monterrey, N.L., en passant par Saltillo, Coah., le flysch campanien-paléocène repose toujours sur la Lutita Parras campanienne, elle-même liée stratigraphiquement au corps de la nappe ;
- quand il ne repose pas sur son substratum sédimentaire parrense originel, le flysch du Groupe Difunta surmonte la Plateforme de Coahuila (cf. Livre I), mais également le bassin de Sabinas à l'Ouest et au Nord-Ouest de Monterrey, N.L. Il est vrai que la superposition flysch du Groupe Difunta sur Formation Mendez du bassin de Sabinas n'a jamais été observée, certainement à cause de l'importance des alluvions quaternaires. Cependant, à quelques centaines de mètres à l'Est des collines de Groupe Difunta maestrichtien-paléocène les plus orientales, on rencontre dans les dépressions des affleurements de Formation Mendez maestrichtienne (L.M. Mitre S. et G. Glaçon, 1976) sans qu'aucun passage de faciès ne soit discernable (Fig. II_{1-27}). Enfin, à l'endroit où le flysch du Groupe Difunta surmonte le li-


L.D.
BASSIN DE SABINAS
S.P. del C.
T.
V.
N
Ride des Plateformes de Coahuila
et de Valles - San Luis Potosi
L
V
Bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut Plateau Central
Mat.
Miq.
R.V.
A
0
500 km
Las Délicias
BASSIN DE SABINAS
Flysch diverticulé
Monterrey
Linéament de Caltam
San Pedro Del Gallo
Torreon
Viesca
Nazas
Linares
Villagran
Limite de la dénudation
Aramberri
Durango
NAPPE DE PARRAS
Miquihuana
Plateforme de Valles
San Luis Potosi
Zacatecas
San Luis Potosi
Rio Verde
Valles
?
B

néament de Caltam (limite entre Plateforme de Coahuila et bassin de Sabinas ici), il est traversé par plusieurs diapyrs de gypse (Jurassique ?), lesquels remontent des blocs de calcaires de l'autochtone ainsi que des diabases (E.F. McBride et col., 1974). A propos, ne faut-il pas voir sans ces diabases des manifestations volcaniques précoces liées à l'ouverture du bassin de Sabinas au Nord-Est du linéament ?

- toute la partie de la Haute-Chaîne située au Sud des affleurements du Groupe Difunta des "bassins" de Parras et de la Popa, est dépourvue de son flysch crétacé supérieur - paléocène.

Le flysch du Groupe Difunta des "bassins" de Parras et de la Popa est finalement le flysch parrense diverticulé en avant du front de la nappe de Parras. Il provient de la dénudation sommitale de la Haute-Chaîne, dans le Secteur Transverse de Parras.

e- Proposition d'un modèle de mise en place de la nappe de Parras au Paléocène : l'origine du Secteur Transverse de Parras (Fig. II_{1-28}).

Les plis de la couverture décollée de la Haute-Chaîne sont disposés en échelons aux endroits des trois débordements (cf. supra). Cette disposition se poursuit sur le Haut-Plateau Central selon des arcs de cercles (Planche II_{1-20}) tangents aux débordements. *Ces arcs de cercles sont concentriques*. Leur centre se situe dans la partie sud de l'Etat de Sonora (près de El Mezquite, Son., 70 km environ à l'Est de C^{d} Obregon, Son.). Ils figurent en quelque sorte les traces superficielles de grands accidents décrochants qui affecteraient le socle allochtone de la nappe de Parras. Ces décrochements concentriques permettraient des avancées plus ou moins prononcées des divers compartiments de la nappe de Parras par des mouvements de rotations anti-horaires autour du pôle de El Mezquite.

A partir de ceci je propose, pour la mise en place de l'ensemble de la nappe de Parras lors de la phase laramienne, le sénario suivant (Fig. II_{1-28}) :

- Au Paléocène inférieur (Fig. II_{1-28}, A), le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, comblé par le flysch crétacé supérieur, est bordé au Nord-Est par la ride des plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi. Celle-ci est séparée du bassin de Sabinas par la ligne d'anciennes fractures du linéament de Caltam.

- Au cours de la phase laramienne (Paléocène supérieur), une rupture fondamentale par cisaillement plat se produit au long de l'ancienne marge subsidente qui séparait depuis le Jurassique supérieur le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central de la ride. Ce cisaillement affecte socle et couverture. Sous l'action de la contrainte laramienne

---

Fig. II_{1-28} : Modèle de mise en place par rotation proposé pour la nappe de Parras. Commentaire dans le texte.
Les flèches noires donnent le sens de la rotation ; leurs longueurs indiquent des déplacements plus ou moins importants. Les flèches en tirets indiquent la provenance du flysch diverticulé des "bassins" de Parras et de la Popa.

orientée Nord-Est - Sud-Ouest, socle et couverture de l'ancien bassin sont charriés sur l'ancienne ride des plateformes (Fig. II_{1-28} B). Ce charriage se fait selon un mouvement de rotation anti-horaire autour du pôle de El Mezquite, Son. Des cassures transverses du socle du bassin (héritées d'anciennes cassures jurassiques ?) permettent des mouvements différentiels de panneaux de socle charrié. L'ampleur de la rotation est plus forte à l'Est de Viesca, Coah. expliquant le débordement du Puerto de la Peña et plus forte encore à l'Est de Saltillo, Coah., expliquant le débordement de Saltillo. Par contre, il semblerait que le panneau de nappe situé à l'Est de San Luis Potosí, S.L.P., ait subi une rotation moins grande justifiant le débordement dextre de Aramberri - San Luis Potosí.

A ce jeu différentiel de panneaux de socle allochtones, est liée la déformation de la couverture. Certes, celle-ci est décollée au niveau des gypses oxfordiens et possède ainsi sa tectonique propre en plis jurassiens. Elle a pu de ce fait, s'avancer au délà des fronts des panneaux de socle de telle sorte qu'à son front, la nappe de Parras apparaisse toujours comme une nappe de couverture. Cependant, à l'échelle de l'ensemble de la nappe de Parras, la couverture est tout de même adaptée aux jeux des divers panneaux de son socle ; ses plis laramiens se disposent en échelons au-dessus des décrochements ainsi qu'aux endroits des débordements de socle.

Cette adaptation de la couverture, donne une explication à la courbure de Torreón. Celle-ci correspond à l'entraînement des plis de la couverture accompagné de spectaculaires torsions d'axes à la naissance puis aux premiers débordements de la nappe par rotation. A l'endroit de cette naissance (ou d'enracinement !) de la nappe de Parras, la déformation de la couverture de la Haute-Chaîne est encore largement solidaire de celle de la couverture de la Plateforme de Coahuila ; si bien que la courbure affecte en fait la Haute-Chaîne et la partie sud-ouest de la Plateforme de Coahuila (aux environs de Torreón, Coah.). Cette courbure se manifeste sur la plateforme jusqu'au Sud - Sud-Est de Las Delicias, Coah. (cf. Livre I).

Cette mise en place de la nappe par rotation donne ensuite une explication cohérente à la disposition transverse des structures de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central entre Torreón, Coah. et Monterrey, N.L. Du fait de cette rotation, la direction paléogéographique originelle de la Haute-Chaîne en marge du bassin (direction probablement Nord-Ouest - Sud-Est) s'est trouvée transportée et donc largement modifiée lors du charriage. Les directions structurales, ainsi que les directions paléogéographiques est-ouest que l'on observe au niveau du Secteur Transverse de Parras en sont les conséquences.

La mise en place de la nappe de Parras par rotation donne finalement une explication à la diversité des plis laramiens de la Sierra Madre Orientale dans son entier. Dans les zones restées en place (Chihuahua, bassin de Sabinas, plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosí) la direction dominante des plis de couverture laramiens est Nord-Ouest - Sud-Est, compatible avec une contrainte maximum Nord-Est - Sud-Ouest. La mise en place de la nappe de Parras par rotation entraîne l'adaptation de la couverture décollée de celle-ci en plissements plus ou moins radiaux, dessinant des courbures aux endroits des débordements des différents panneaux de socle charriés. Sous le "vent tectonique" de la nappe de Parras, les plis de la couverture des plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosí ont tendance à s'orienter parallèlement aux arcs de cercles de rotation. Entre Viesca, Coah. et Torreón, Coah. les plis sont orientés Est - Nord-Est - Ouest - Sud-Ouest à Nord-Est - Sud-Ouest, parallèlement au débordement de la nappe. Entre Miquihuana, Tamps. et San Luis Potosí, S.L.P.,

les plis présentent une nette tendance à s'orienter Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest, parallèlement aux plis d'Aramberri, N.L. de la nappe.

V. CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE LARAMIENNE.

Au Paléocène supérieur les parties de la Sierra Madre Orientale situées à l'Ouest de la Plaine Côtière du Mexique ont été affectées par la compression laramienne. Compte-tenu de la direction générale Nord-Ouest - Sud-Est à Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est des plis laramiens de l'ensemble de la Sierra Madre Orientale entre le Rio Grande et l'Axe Volcanique Transmexicain, la contrainte majeure paraît avoir eu une direction Sud-Ouest - Nord-Est à Ouest - Sud-Ouest - Est - Nord-Est.

Sous l'action de cette contrainte, les diverses zones paléogéographiques mésozoïques ont réagi de manières diverses. Tout d'abord, on constate que l'intensité de la déformation va en décroissant du Haut-Plateau Central vers l'avant-pays du Burro. Cette décroissance ne se fait cependant pas de manière continue. Les anciennes zones de fractures crustales, à l'origine des bassins téthysiens intracontinentaux, sont autant de barrières isolant des zones aux styles de déformation différents. Par exemple, au Sud-Ouest de la limite bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central - plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosí, le bassin totalement écrasé a été éjecté sur les plateformes en nappe de charriage. Entre les deux linéaments de Caltam et du Texas, la zone de faiblesse crustale occupée dans sa partie sud-est par le bassin de Sabinas a été écrasée en un système à double déversement. Entre les deux bassins, les plateformes semblent n'être affectées que par une simple tectonique de couverture laquelle s'enracine même frontalement dans le cas de la Plateforme de Coahuila.

On note ensuite que les structures laramiennes sont, de manière générale, chevauchantes ou déversées vers l'avant-pays, c'est-à-dire vers le Nord-Est. Ce modèle est toutefois compliqué par des exceptions importantes. Ce sont d'une part, les structures déversées vers le Sud-Ouest sur la Plateforme de Coahuila le long du linéament de Caltam ; mais c'est surtout d'autre part, le cas du Secteur Transverse de Parras selon lequel le front de la nappe de Parras chevauche en direction du Nord à la suite de sa mise en place par rotation.

Les granitisations associées à la phase laramienne sont peu développées dans la Sierra Madre Orientale. Elles sont signalées pour la majorité d'entre elles dans la Sierra Madre Occidentale et en bordure du Golfe de Californie, dans les Etats de Sonora et de Sinaloa.

La Plaine Côtière du Golfe du Mexique échappe à la déformation en compression laramienne. Au contraire, elle connaît à partir du Paléocène supérieur, une tectonique distensive à l'origine de l'avant-fosse molassique qu'elle est au Cénozoïque, au pied est de la Sierra Madre Orientale désormais émergée.

D. LES PLISSEMENTS MIOCENES.

Ils affectent les molasses continentales et le plastron volcani-

que andésito-ignimbritique dans la Sierra Madre Orientale proprement dite et les molasses marines de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique. De ce fait, ils reprennent les déformations antérieures, laramiennes en particulier.

I. LES PLIS DE FOND.

Celui de la Sierra de San Julián (cf. Livre I), dans la partie nord de l'Etat de Zacatecas, en fournit l'exemple le plus caractéristique. Il s'agit toujours de vastes ondulations affectant le socle et la couverture, orientées Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est.

Ces plis sont à l'origine de grandes sierras profondément entaillées par l'érosion. Aussi les formations les plus anciennes, précambriennes et paléozoïques, affleurent souvent dans les axes de ces mega-structures miocènes.

Les plis de fond sont présents :

- *dans les sierras de Chihuahua.* G. Calas (1977) mentionne l'un d'entre eux dans la Sierra de Peña Blanca située à 30 km au Nord-Est de Chihuahua, Chih. Il s'agit d'un grand synclinal se lisant dans la déformation des ignimbrites cénozoïques.
- *dans le Secteur Transverse de Parras,* où il sont aisément identifiables du fait de leur forte obliquité sur les structures est-ouest du front de la nappe de Parras entre Torreón, Coah. et Monterrey, N.L. J'en ai cité divers exemples dans le Premier Livre.
- *dans les parties frontales de la Sierra Madre Orientale situées à l'Ouest de Ciudad Victoria, Tamps.* Plusieurs de ces plis sont particulièrement spectaculaires. Il s'agit tout d'abord du vaste anticlinal de Huizachal-Peregrina établi sur la zone de passage de faciès entre Plateforme de Valles-San Luis Potosí et bassin de Sabinas. Cette méga-structure a été décrite par plusieurs auteurs parmi lesquels A. Heim (1940), J. Carrillo-Bravo (1961) et C. Ramirez R. (1974). Plus à l'Ouest, dans la partie nord de la Plateforme de Valles-San Luis Potosí, le socle pré-jurassique apparaît également à la faveur du vaste bombement de Miquihuana (J. Carrillo-Bravo, 1971 ; C. Ramirez R., 1974). Enfin, et illustrant parfaitement toutes les caractéristiques de ce type de déformation tardive, le pli de fond de la Sierra Peña Nevada est à l'origine du massif montagneux portant le sommet de la Sierra Madre Orientale (Peña Nevada à 3.664m d'altitude), tout en déformant sur sa terminaison péri-anticlinale septentrionale le contact de base laramien de la nappe de Parras (Planche II_{1-25}).
- *dans les parties sud-est de la Sierra Madre Orientale,* où le plus vaste de ces plis correspond à l'anticlinal (ou anticlinorium) de Huayacocotla (J. Carrillo-Bravo, 1965).
- *dans les parties de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique situées au Nord de Tampico.* Ils permettent la réapparition des formations crétacées dans les sierras de San Carlos et de Tamaulipas au milieu des formations tertiaires.

Ces divers exemples de plis tardifs pris dans l'ensemble de la Sierra Madre Orientale montrent que leur situation est totalement indépendante des zones paléogéographiques crétacées ou des déformations laramiennes. Quel que soit l'endroit, ces plis gardent toujours leur style et la

même orientation Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est. Au Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain, on retrouve les plis miocènes dans la Sierra Madre del Sur où ils déforment également les molasses continentales et les séries volcaniques cénozoïques du Groupe Balsas. L'exemple le plus spectaculaire en est fourni par l'anticlinorium Tzitzio-Huetamo (R. Mauvois et col., 1976). A ce propos, il est nécessaire de signaler que les structures laramiennes Nord-Sud et les plis de fond miocènes Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est de la Sierra Madre del Sur sont recoupés très obliquement par la côte pacifique et la Fosse d'Amérique Centrale dont les traits structuraux sont, de ce fait, forcément plus récents, donc mio-plio-quaternaires.

II. LES PLIS DE LA PARTIE SUD DE LA PLAINE COTIERE DU GOLFE DU MEXIQUE (Fig. II_{1-29}).

Si, dans les parties de la Plaine Côtière situées au Nord de Tampico, Tamps., les séries terrigènes cénozoïques d'origine marine semblent avoir été affectées par les simples plis de fond miocènes des sierras de San Carlos et de Tamaulipas, dans les parties plus méridionales la déformation apparaît être d'un autre type.

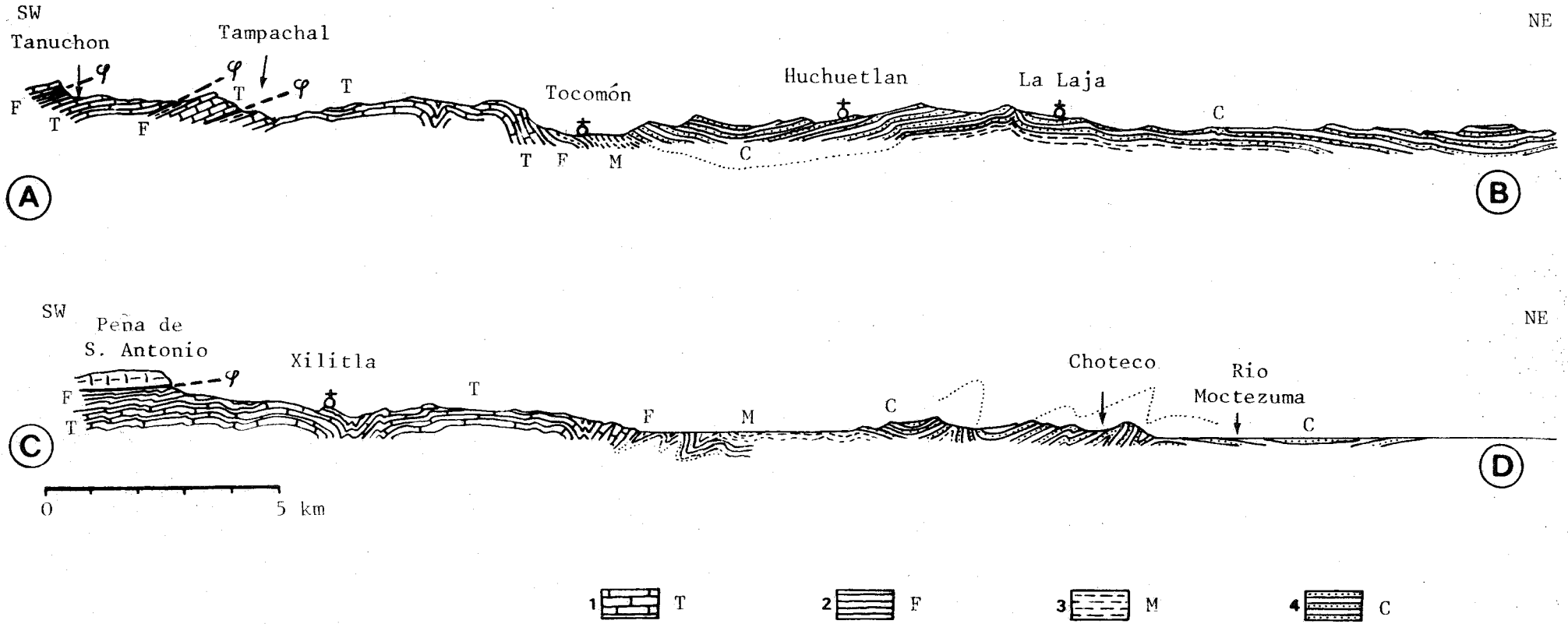
A. Heim (1940), tout en décrivant les structures du front de la Sierra Madre Orientale près de Tamazunchale, S.L.P. signalait déjà l'absence, en cet endroit, de discordance angulaire entre la Formation Mendez (du Crétacé supérieur - Paléocène) et la Formation Chicontepec (du Paléocène terminal - Eocène), et concluait que le plissement était post-Chicontepec - anté-coulées volcaniques récentes.

La déformation de la série terrigène tertiaire de la Plaine Côtière qui nait près de Tamazunchale, S.L.P., sous forme de plis droits puis de plis déversés de plus en plus serrés, va en s'accentuant vers le Sud-Est (Fig. II_{1-29}). Je pense qu'il faut voir dans ce plissement l'amorce de la déformation miocène qui affecte les parties les plus externes (orientales) de l'orogène mexicain. Cette déformation est en effet particulièrement développée sous forme de plis de couverture et de chevauchements dans la Sierra Madre de Chiapas où l'âge miocène moyen des structures a été reconnu (D.A. Cordoba et col., 1980).

III. LE PLUTONISME ASSOCIE A LA DEFORMATION TARDIVE.

A la déformation miocène sont associées de très nombreuses mises en place plutoniques. Les corps intrusifs sont le plus souvent grano-dioritiques et sont disséminés sur l'ensemble de la Sierra Madre Orientale. On les rencontre ainsi sur le Haut-Plateau Central et dans la Haute-Chaîne, mais également dans les zones les plus externes : en Chihuahua où ils percent le manteau ignimbritique (Sierra Encinillas, F.W. McDowell et S.E. Clabaugh, 1979), sur l'avant-pays du Burro et dans les sierras de San Carlos et de Tamaulipas. Dans de nombreux cas, des minéralisations leurs sont associées. Elles donnent lieu à des exploitations minières d'importances très variables.

Remarquons que pour être liées aux déformations cénozoïques tardives, ces intrusions sont présentes dans les parties affectées par les grands plis de fond miocènes. La Sierra Madre de Chiapas marquée d'un plissement de couverture de cet âge en est pratiquement dépourvue.


SW
Tanuchon
Tampachal
NE
Tocomón
Huchuetlan
La Laja
F
T
F
T
T
T
F
M
C
C
A
B
SW
Peña de
S. Antonio
Xilitla
Choteco
Rio
Moctezuma
NE
F
T
T
F
M
C
C
C
D
0
5 km
1 T
2 F
3 M
4 C

E. LA NEO-TECTONIQUE DISTENSIVE MIO-PLIO-QUATERNAIRE.

Les effets de la tectonique distensive mio-plio-quaternaire, tels que je les ai décrits dans la région étudiée du Secteur Transverse de Parras (Livre I), se retrouvent plus ou moins développés dans l'ensemble de la Sierra Madre Orientale.

La distension récente a été particulièrement active dans le Nord et le Nord-Ouest de la Sierra Madre Orientale, dans l'Etat de Chihuahua et dans les parties situées au pied de la Sierra Madre Occidentale. On note dans ces régions toutes les caractéristiques du "*Basin and Range*", lequel, accompagné d'amincissement crustal (30 km contre 45 à 55 km d'épaisseur de croûte sous les Grandes Plaines, I.B. Ramberg et col., 1978) prend toute son expression au Sud du Plateau du Colorado, dans le Nord de l'Etat de Sonora et les parties sud des états du Nouveau Mexique et d'Arizona aux U.S.A. Entre le Rio Grande et le Haut-Plateau Central, les structures issues de cette néo-tectonique cassante sont des longs grabens et horsts, orientés Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est. Au Nord et au Nord-Ouest de Torreón, Coah., la coalescence de divers grabens a engendré la formation d'un vaste bassin endoreïque qui collecte les eaux provenant du Secteur Transverse de Parras et de la Sierra Madre Occidentale. Il s'agit de l'ensemble Bolson de Mapimí - Lagune de Mayrán richement cultivé aux endroits où l'irrigation est suffisante.

Vers l'Est, la distension va en diminuant progressivement ; si bien que le bassin de Sabinas, la Haute-Chaîne au Sud de Monterrey, N.L., la moitié est de la Plateforme de Valles-San Luis Potosí et la Plaine Côtière sont pratiquement épargnés par cette fracturation récente.

Une autre marque de tectonique distensive importante est présente dans le Sud-Est de la Sierra Madre Orientale. Au Sud de Tamazunchale, S.L.P., le front de la Sierra Madre correspond à une spectaculaire flexure faillée abaissant brusquement les altitudes de plus de 2500m à quelques centaines de mètres. Les grandes fractures associées à cette flexure sont orientées Nord-Ouest - Sud-Est. Elles sont responsables de la mise en place, du Miocène supérieur au Pliocène, d'émissions volcaniques alcalines fissurales épaisses, possédant les caractères des séries des grands rifts (C. Robin, 1976). De ce fait, le front de la Sierra Madre Orientale entre Monterrey, N.L. et Veracrúz, Ver. revêt diverses significations structurales. Il correspond d'abord entre Monterrey, N.L. et Villagrán, Tamps. au front chevauchant de la nappe de Parras. Il est ensuite représenté entre Villagrán, Tamps. et Tamazunchale par la bordure plissée de la Plateforme de Valles-San Luis Potosí. Il est enfin marqué à partir de Tamazunchale, S.L.P. par la grande flexure faillée récente que franchissent avec difficulté les routes reliant les "tierras frias" de l'Altiplano aux "tierras calientes"

Fig. II_{1-29} : La déformation cénozoïque de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique dans la région de Tamazunchale, S.L.P. Coupes selon A. Heim (1940) légèrement modifiées. 1: calcaires albo-cénomaniens (dont F. Tamaulipas) ; 2: marno-calcaires pélagiques du Crétacé supérieur (F. San Felipe) ; 3: crypto-flysch du Crétacé terminal-Paléocène (F. Mendez) ; 4: molasse marine gréso-conglomératique du Paléocène terminal - Eocène (F. Chicontepec).

de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.

Il faut également souligner que dans sa partie sud, la Sierra Madre Orientale est barrée transversalement par la chaîne volcanique récente, plio-quaternaire, de *l'Axe Volcanique Transmexicain*. Si les caractéristiques calco-alcalines du volcanisme de cet ensemble font que l'on relie celui-ci à la subduction de la Plaque de Cocos au niveau de la Fosse d'Amérique Centrale il n'en reste pas moins qu'à l'échelle régionale cette chaîne est installée à l'endroit d'une vaste zone de distension. Dans celle-ci, les failles récentes possèdent trois directions fondamentales, Nord-Ouest - Sud -Est, Nord-Est - Sud-Ouest et Nord-Sud, qui se lisent le plus souvent dans les alignements d'appareils volcaniques (A. Demant, 1978). Finalement l'immense graben est-ouest dans lequel sont situés les volcans plio-quaternaires de l'axe volcanique, sépare la Sierra Madre Orientale de sa prolongation naturelle méridionale qu'est la Sierra Madre del Sur. Il est également superposé dans son extrémité est à la flexure faillée du front de la Sierra Madre Orientale dont le volcanisme indique qu'elle lui est légèrement antérieure.

Finalement, c'est bien l'ensemble de la Sierra Madre Orientale qui est marqué par la néotectonique. Qu'elle soit mio-plio-quaternaire comme dans les cas du "Basin and Range" affectant le Nord-Ouest de la Sierra et de la grande flexure faillée frontale au Sud de Tamazunchale, S.L.P., ou plio-quaternaire comme dans le cas de l'Axe Volcanique Transmexicain, il s'agit essentiellement d'une tectonique de failles en extension qui reprend à l'emporte-pièce les structures compressives tardi-tectoniques miocènes et tectoniques laramiennes et orégoniennes. Elle affecte seule les formations néogènes lacustres accumulées sur de fortes épaisseurs, dans de nombreux petits bassins intramontagneux et les séries volcaniques récentes alcalines ou calco-alcalines (dans le cas de l'Axe Volcanique Transmexicain).

Cette néotectonique distensive de la Sierra Madre Orientale s'inscrit dans un vaste contexte distensif souvent lié à des mouvements latéraux importants qui affectent le Sud du Continent Nord Américain et les régions caraïbes. En ce sens, la fracturation du nord-ouest de la Sierra Madre Orientale appartient au vaste phénomène de "Basin and Range" de l'Ouest des Etats Unis et du Mexique dans lequel le Golfe de Californie apparaît comme un méga-graben dont l'océanisation est accompagné du jeu latéral dextre de la faille transformante de San Andreas. De même l'extension à l'emplacement de l'Axe Volcanique Transmexicain, pour liée qu'elle soit à la subduction actuelle de la Plaque de Cocos, apparaît comme immédiatement postérieure à l'origine miocène de la fosse d'Amérique Centrale. Dans cette fosse, une structure distensive en graben a été clairement reconnue au large des côtes du Guatemala (leg 67 du "Deep Sea Drilling Project", J. Aubouin et col., 1979) ; alors qu'il n'est pas exclu que la partie mexicaine de cette fosse ne représente en fait, à l'origine, la prolongation pacifique du méga-décrochement sénestre caraïbo-guatémaltèque des failles Bartlett, Polochîc et Motagua.

F. CONCLUSIONS GENERALES SUR LES DEFORMATIONS ALPINES DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE.

I. LA STRUCTURE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE, TELLE QU'ON L'OBSERVE AUJOURD'HUI, RESULTE DE LA SUPERPOSITION DANS LE TEMPS, DE PLUSIEURS PHASES TECTONIQUES.

Au cours du cycle maxicain, on peut reconnaître :

- *une distension jurassique*, par laquelle, à partir du Lias, naissent les bassins téthysiens sur l'avant-pays cordillérain. Cette distension est accompagnée de mouvements latéraux le long de méga-décrochements crustaux dont certains apparaissent aujourd'hui sous l'aspect de linéaments (linéament du Texas et linéament de Caltam). A la fin du Jurassique, des épisodes d'émersions toujours présents et parfois importants (dépôts de gypses et de sels callovo-oxfordiens des bassins de la Sierra Madre Orientale et du Golfe du Mexique), témoignent de l'existence de mouvements orogéniques dans des régions proches : mouvements névadiens sur la bordure pacifique de la Cordillère Ouest Américaine et mouvements fini-jurassiques éocrétacés de fermeture téthysienne ("suture ophiolitique") dans le domaine caraïbe.

- *une première compression à l'Albo-Cénomanien*. Essentielle dans le domaine cordillérain occidental, elle affecte la bordure ouest de la Sierra Madre Orientale. *Il s'agit de la phase orégonienne*. La présence de cette déformation a été reconnue depuis longtemps dans le Nord-Est de l'Etat de Sonora, où le Crétacé supérieur est discordant. Cependant, il me paraît que les structures liées à cette phase ont été sous-estimées.

L'étude rapide de quelques coupes levées dans la Sierra del Sur paraît indiquer que cette phase est à l'origine d'un vaste charriage mésocrétacé, de l'ensemble du "Continent Occidental", structuré, métamorphisé (faciès schistes verts) sur les parties occidentales du domaine téthysien mexicain. La conséquence sédimentaire de cette déformation est l'alimentation des flyschs qui envahissent au Crétacé supérieur, les zones téthysiennes orientales.

- *une compression majeure au Paléocène. Il s'agit de la phase laramienne* qui structure et porte à émersion les parties de la Sierra Madre Orientale situées à l'Ouest de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique. Les grandes structures issues de cette déformation, résultent de l'écrasement des bassins téthysiens : déversements en éventail des structures dans le bassin de Sabinas, éjection en nappe de charriage du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central.

- *une dernière phase compressive au Miocène*. Elle est à l'origine de plis de fond dans les parties de la Sierra Madre Orientale structurées lors des phases antérieures et de plis de couverture et de chevauchements dans les parties jusqu'alors épargnées (Plaine Côtière du Golfe du Mexique au Sud-Est de Tamazunchale, S.L.P., Sierra Madre de Chiapas).

- *une distension mio-plio-quaternaire*. Très générale, celle-ci se manifeste dans les régions sud et sud-occidentales du Continent Nord Américain et dans les régions caraïbes et affecte ainsi la Sierra Madre Orientale. Remarquons que, comme dans le cas de la fracturation jurassique, cette distension mio-plio-quaternaire est accompagnée par le jeu de méga-décrochements crustaux comme le sont les systèmes de failles de San Andreas et de Bartlett-Polochic-Motagua.

II. LES GRANDS DECROCHEMENTS CRUSTAUX QUI ONT FONCTIONNE LORS DE L'OUVERTURE TETHYSIENNE AU JURASSIQUE, CONTROLENT D'UNE CERTAINE MANIERE, LA REPARTITION DES DEFORMATIONS ULTERIEURES.

En prenant l'exemple du linéament de Caltam, j'ai montré que la déformation laramienne s'amortit frontalement au Sud-Ouest de l'ancienne ligne de fractures jurassiques pour se manifester à nouveau et brusquement au Nord-Est de celle-ci, dans le bassin de Sabinas et les sierras de Chihuahua.

J'ai signalé que lors de l'écrasement laramien des régions comprises entre les linéaments de Caltam et du Texas, les déversements en éventail des structures se faisaient sur les anciennes lignes de fractures : vers le Sud-Ouest le long du linéament de Caltam, vers le Nord-Est le long du linéament du Texas.

Toujours en ce qui concerne la phase laramienne, j'ai indiqué que la rupture frontale de la nappe de Parras s'était produite à l'endroit de la zone de transition entre la Plateforme de Coahuila et le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central, laquelle était probablement installée sur une flexure faillée qui n'a cessé de jouer du Jurassique au Paléocène.

La cassure crustale, du linéament du Texas est également une frontière pour la néotectonique extensive. La Carte Tectonique d'Amérique du Nord au 1/5.000.000 (P.B. King, 1969) montre nettement que la tectonique en "Basin and Range" de Chihuahua, du Sud des états du Nouveau Mexique et d'Arizona, se manifeste au Sud-Ouest du linéament alors que brusquement au Nord-Ouest de celui-ci le Plateau du Colorado est épargné.

C'est d'ailleurs dans les marques des rejeux tectoniques et néotectoniques de ces anciennes cassures crustales jurassiques qu'apparaissent le plus clairement les alignements structuraux et morphologiques, caractéristiques des linéaments.

III. A L'ECHELLE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE, LA MIGRATION DE L'OROGENESE DANS LE TEMPS ET DANS L'ESPACE APPARAIT CLAIREMENT.

C'est ainsi que la phase orégonienne de l'Albo-Cénomanien, au rôle essentiel dans le domaine cordillérain occidental, se manifeste sur la bordure ouest du domaine téthysien de la Sierra Madre Orientale. Au Paléocène, la déformation laramienne reprend les structures orégoniennes de la bordure ouest (région de Teloloapán, Gro., par exemple) et affecte l'ensemble de la Sierra Madre Orientale à l'Ouest de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique. Enfin, la déformation miocène gagne les parties les plus orientales puisque plissements et chevauchements qui lui correspondent se produisent dans la Plaine Côtière du Golfe du Mexique et dans la Sierra Madre de Chiapas. La migration de la déformation en compression se fait donc de l'Ouest - Sud-Ouest vers l'Est - Nord-Est au travers de la Sierra Madre Orientale, de l'Albo-Cénomanien au Miocène.

A *l'échelle du Mexique* dans son entier, ce phénomène migratoire de la tectonique compressive est encore plus spectaculaire. Une (ou des)

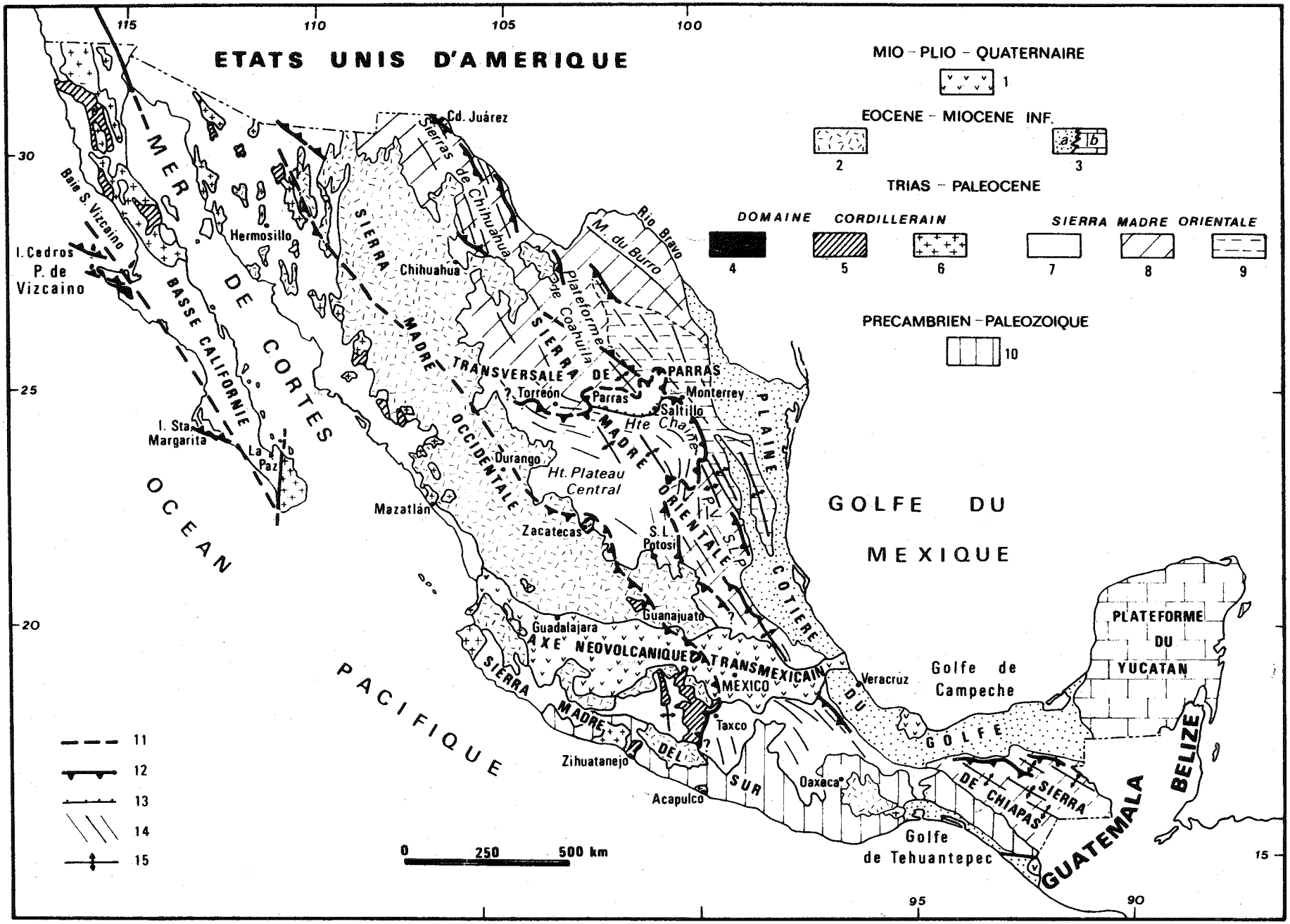
phase(s) jurassiques(s) se produit(sent) sur la bordure pacifique de la Péninsule de Basse-Californie. De ce fait, au cours du cycle alpin, le Mexique est traversé par plusieurs phases tectoniques qui, en se suivant dans le temps, du Jurassique au Miocène, migrent progressivement de l'Ouest - Sud-Ouest (c'est-à-dire des côtes pacifiques au Nord du Cabo Corrientes) vers l'Est - Nord-Est (c'est-à-dire vers un avant-pays continental - plateforme du Texas et du Yucatán - ou marin - le Golfe du Mexique).

La direction des contraintes majeures reste quasiment constante au cours de cette migration des phases compressives. En effet sur l'ensemble du Mexique, les déformations jurassiques (?), méso-crétacées, paléocènes et miocènes, possèdent toutes une direction dominante Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est à Nord-Ouest - Sud-Est. Il en résulte un méga-édifice mexicain structuré en éventail dissymétrique dans lequel les unités sont déversées vers le Pacifique dans la Péninsule de Basse-Californie (C. Rangin, 1978) et vers le Golfe du Mexique ou les plateformes du Texas et du Yucatán à l'Est (Fig. II_{1-30}). Dans cet éventail, les structures à vergence pacifique sont névadiennes et orégoniennes, alors que les structures à vergence opposée sont orégoniennes, laramiennes et miocènes.

Parmi cet ensemble de structures orientées Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est à Nord-Ouest - Sud-Est, *les structures transverses apparaissent finalement comme des "anomalies"*. Le Secteur Transverse de Parras et les adaptations locales des structures laramiennes sur les linéaments de Caltam et du Texas, considérés de cette manière, pour spectaculaires qu'ils soient, ne sont bien que des accidents liés (comme je viens de le signaler) aux cassures crustales précoces jurassiques.

Je veux signaler ici une remarque qu'il est possible de faire à propos de la variation des styles de déformation. Il apparaît à l'échelle du Mexique que le style de la déformation concernant une même phase varie d'Ouest en Est : les plis de fond des parties occidentales déjà affectées par une ou plusieurs phases antérieures passent à des chevauchements et des déformations de couverture serrées dans les parties orientales jusqu'alors épargnées. Concernant par exemple la déformation laramienne, à la tectonique de nappe et de couverture impliquant un raccourcissement important dans la Sierra Madre Orientale, corrrespondent des plis de fond simples dans les parties cordilléraines déjà déformées lors des tectoniques névadiennes et orégoniennes (Sinaloa, M. Bonneau, 1972 ; Péninsule de Basse Californie, C. Rangin, 1978). Un autre exemple est donné par la variation de style de la déformation miocène ; celle-ci est représentée par des plis de fond amples, des côtes pacifiques de Basse-Californie aux parties de la Sierra Madre Orientale structurées lors de la phase laramienne, et par des chevauchements et des plis de couverture au-delà vers l'Est, dans des régions antérieurement épargnées. Tout se passe donc comme si, pour une phase tectonique donnée, un plus grand raccourcissement se produisait au front des régions antérieurement déformées, dans des parties non atteintes encore par une phase compressive du cycle orogénique considéré. De ce fait, *à la migration de la déformation compressive est associée une migration d'Ouest en Est de la zone de raccourcissement maximum.*

Il faut mentionner enfin, qu'*à la migration de la tectogénèse est associée une migration des parties émergées* : la phase orégonienne est responsable de l'émersion du "Continent Occidental", la phase laramienne de celle de la Sierra Madre Orientale, la phase miocène de celle de la Sierra


ETATS UNIS D'AMERIQUE
MER DE CORTES
OCEAN PACIFIQUE
GOLFE DU MEXIQUE
BASSE CALIFORNIE
Baie S. Vizcaino
I. Cedros
P. de Vizcaino
I. Sta Margarita
La Paz
Hermosillo
Cd. Juárez
Chihuahua
Sierras de Chihuahua
Rio Bravo
M. du Burro
Plateforme de Coahuila
SIERRA MADRE OCCIDENTALE
SIERRA TRANSVERSALE DE PARRAS
SIERRA MADRE ORIENTALE
Hte Chaine
Ht. Plateau Central
PLAINE COTIERE DU GOLFE
Torreón
Parras
Monterrey
Saltillo
Durango
Mazatlán
Zacatecas
S.L. Potosi
Guanajuato
Guadalajara
AXE NEOVOLCANIQUE TRANSMEXICAIN
MEXICO
Veracruz
Golfe de Campeche
PLATEFORME DU YUCATAN
SIERRA MADRE DEL SUR
Taxco
Zihuatanejo
Acapulco
Oaxaca
SIERRA DE CHIAPAS
Golfe de Tehuantepec
GUATEMALA
BELIZE
MIO - PLIO - QUATERNAIRE
1
EOCENE - MIOCENE INF.
2
3
TRIAS - PALEOCENE
DOMAINE CORDILLERAIN
SIERRA MADRE ORIENTALE
4
5
6
7
8
9
PRECAMBRIEN - PALEOZOIQUE
10
11
12
13
14
15
0 250 500 km
115
110
105
100
30
25
20
15
95
90

Madre de Chiapas. *Cette migration de l'orogénèse a finalement pour conséquence une migration d'Ouest en Est des formations terrigènes marines* : flysch crétacé supérieur - paléocène dans la Sierra Madre Orientale à la suite de la phase orégonienne et formations détritiques cénozoïques dans la Plaine Côtière du Golfe du Mexique à la suite de la déformation laramienne.

IV. AUX DEFORMATIONS SONT ASSOCIEES DES MANIFESTATIONS MAGMATIQUES.

Les phases tectoniques distensives sont accompagnées d'épanchements volcaniques. Ceux-ci sont bien visibles dans le cas de la néo-tectonique mio-plio-quaternaire. La distension est partout accompagnée de volcanisme alcalin, des côtes du Pacifique aux côtes du Golfe du Mexique. L'exception spectaculaire est fournie par le volcanisme calco-alcalin de l'Axe Néovolcanique Transmexicain que l'on relie par différence, à la subduction de la Plaque Cocos le long de la Fosse d'Amérique Centrale (A. Demant et C. Robin, 1975). Dans le cas de la première tectonique distensive jurassique de l'Est mexicain, les manifestations volcaniques sont plus difficilement discernables. J'ai néanmoins signalé qu'à la faveur de montées diapyriques de gypses, des éléments de diabases apparaissent le long du linéament de Caltam.

Les phases tectoniques compressives sont immédiatement suivies par la mise en place de plutons le plus souvent grano-dioritiques. J'ai mentionné l'existence de très nombreux corps intrusifs liés à la déformation miocène de la Sierra Madre Orientale en faisant remarquer que les plutons existaient dans les parties affectées par les plis de fond, c'est-à-dire dans des parties déjà déformées auparavant. Cette observation paraît se vérifier pour les déformations antérieures. Les datations radiochronologiques nombreuses effectuées sur les plutons de Basse Californie (G. Gordon Gastil, 1975) et de la Sierra Madre Occidentale, indiquent que les limites orientales atteintes successivement par les plutons névadiens, orégoniens, laramiens et miocènes ont également migré d'Ouest en Est, mais en restant en retrait par rapport aux fronts de déformation. Les plutons d'âge laramien sont situés dans le domaine cordillérain aux endroits de la déformation en grandes ondulations et sont pratiquement absents dans la Sierra Madre Orientale où le raccourcissement est le plus important.

Fig. II_{1-30} : Carte structurale schématique situant la Sierra Madre Orientale parmi les grands ensembles structuraux du Mexique.
1: volcanisme andésito-basaltique ; 2: volcanisme andésito-ignimbritique ; 3a: dépôts terrigènes ; 3b: dépôts calcaires ; 4: série franciscaine (Trias sup.-Albien) ; 5: série volcano-sédimentaire d'arc (Trias sup.-Albien) ; 6: principaux batholites de l'Ouest mexicain ; 7: bassin interne de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central ; 8: ride formée par les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosí ; 9: bassin de Sabinas ; 10: socle ; 11: limites des grandes zones du domaine cordillérain ; 12: principaux chevauchements ; 13: trace du décollement des flyschs du bassin de Parras ; 14: directions laramiennes ; 15: structures tardives du Miocène.

V. SI L'ON COMPARE LA STRUCTURE ET LE CALENDRIER TECTONIQUE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE A CEUX DES DEUX GRANDS DOMAINES OROGENIQUES ALPINS VOISINS DES MONTAGNES ROCHEUSES ET DE LA BRANCHE NORD-CARAIBE (GRANDES ANTILLES), ON CONSTATE DES AFFINITES AVEC L'UN ET L'AUTRE.

Au Jurassique les bassins de la Sierra Madre Orientale naissent par "rifting" intracontinental en même temps que les domaines des Caraïbes et du Golfe du Mexique. La Sierra Madre Orientale se situe alors en bout oriental de la "Téthys de la reconquête", sur l'avant-pays continental de la Cordillère Ouest Américaine.

De par sa naissance jurassique, tardive par rapport à celle triasique du domaine cordillérain, la Sierra Madre Orientale est bien à l'origine un élément structural téthysien, comme les régions caraïbes ; et cela malgré que les fonds de ses bassins n'aient jamais atteint le stade d'océanisation. Par cette naissance, elle hérite de la sédimentation et des faunes téthysiennes dont sont dépourvues les Montagnes Rocheuses.

Rapidement, la Sierra Madre Orientale acquiert vis-à-vis du domaine caraïbe son indépendance structurale. Au Jurassique supérieur, elle ne fait qu'enregistrer les échos de phases tectoniques qui se manifestent ailleurs, et en particulier dans le domaine téthysien caraïbe. Là, de nombreux indices paraissent montrer qu'une première fermeture téthysienne s'est produite à la limite Jurassique-Crétacé, avec mise en place d'ophiolites (J.F. Stephan et col., 1980 ; R. Blanchet et J.F. Stephan, 1980). Ultérieurement, le calendrier des déformations de la Sierra Madre Orientale est totalement différent de celui de la branche nord-caraïbe. Le Mexique n'enregistre pas les compressions nord-sud à l'origine des structures tangentielles les plus visibles des Grandes Antilles (B. Mercier de Lepinay et col., 1979 ; J.M. Vila et col., 1980).

Par contre, *dès le Crétacé moyen, l'évolution structurale de la Sierra Madre Orientale et celle des Montagnes Rocheuses se déroulent de la même manière.* Comme la Sierra Madre Orientale mexicaine, les Montagnes Rocheuses américaines, au Nord-Est du Plateau du Colorado (Planche II_{1-31}, hors texte) :

- *sont affectées sur leur bordure ouest par une tectonique débutant au Crétacé moyen.* Il s'agit de l'Orogénèse Sevier. Celle-ci (dont je pense qu'elle correspond pour l'essentiel à la phase orégonienne), affecte le Précambrien, le Paléozoïque et le Trias-Jurassique enrichi en matériel volcanique à l'Ouest (séquence d'arc) du domaine cordillérain, en les faisant chevaucher largement vers l'Est jusque sur le Plateau du Colorado. L'importance du recouvrement de cette nappe paraît être considérable, comme l'indique la présence probable d'une vaste fenêtre laissant réapparaître des séries autochtones, à peine déformées, au coeur du Grand Bassin, dans la fenêtre du Nevada central (R. Blanchet et col., 1980 ; A. Villien et col., 1980). Comme au Mexique, la tectogénèse du domaine cordillérain est suivie de son émersion totale durant le Crétacé supérieur en une terre occidentale qui fournit les produits de l'épaisse séquence terrigène se déposant dans le bras de mer des Montagnes Rocheuses.

- *sont structurées par la déformation laramienne au Paléocène.* Dans les états du Wyoming et du Colorado, la déformation laramienne des Montagnes Rocheuses présente des ressemblances très nettes avec celle du

Secteur Transverse de Parras. On retrouve en effet des structures transversales, Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est pour la plupart. Certaines sont parfois franchement Est-Ouest comme celle des Monts Uinta, dont la terminaison péri-anticlinale ouest reprend en le déformant le front chevauchant de l'Orogène Sevier dans les environs de Salt Lake City, Utah (Planche II_{1-3}, hors texte). La ressemblance avec le Secteur Transverse de Parras est encore plus frappante lorsque l'on constate que les structures transversales des Montagnes Rocheuses du Wyoming sont séparées de celles nord-ouest - sud-est des Montagnes Rocheuses canadiennes par le Linéament de Lewis Clark (P.A. King, 1966 ; J. Dercourt, 1970), lequel, à la façon du Linéament de Caltam, recoupe l'ensemble de la chaîne, des Grandes Plaines au Pacifique.

- *sont déformées tardivement au Miocène par des grands plis de fond.* Ceux-ci affectent les dépôts détritiques épais paléogènes des bassins de la Green River et de la Wind River. Parmi ces méga-structures tardives, le San Rafael Swell, situé sur l'extrémité nord du Plateau du Colorado est certainement le plus célèbre.

- *sont touchées dans leur partie occidentale par la néotectonique mio-plio-quaternaire du "Basin and Range",* dont l'essentiel toutefois se manifeste plus à l'Ouest dans le Grand Bassin.

Finalement et comme il apparaît sur la carte structurale de la Planche II_{1-3}, où ont été séparées les zones structurées à des époques différentes du cycle alpin, la Sierra Madre Orientale est, concernant les déformations cénozoïques, la prolongation sud - sud-est des Montagnes Rocheuses canadiennes et américaines, à l'Est de la Cordillère structurée en un gigantesque édifice divergent, dissymétrique, du Canada aux côtes sud-mexicaines. En cet endroit, on remarquera que la côte née de la néotectonique mio-plio-quaternaire, mais également la fosse d'Amérique Centrale et donc le Pacifique, tranchent tout le système alpin ouest-américain dont on retrouve la prolongation, déplacée latéralement de plusieurs centaines de kilomètres vers l'Est, en Amérique Centrale.

Ainsi replacée dans le Continent Nord-Américain, la Sierra Madre Orientale, naît au Jurassique comme le domaine caraïbe en bout de la Téthys sur l'avant-pays cordillérain, avant d'être repris à partir du Crétacé moyen et définitivement au Paléocène, par l'évolution des Cordillères Ouest Américaines. A partir du Miocène supérieur, les effets de la néotectonique, liés aux actuels jeux de plaques ("basin and Range", ouverture du Golfe de Californie en liaison avec le jeu des failles de San Andreas, subduction au niveau de la fosse d'Amérique Centrale, jeu décrochant sénestre le long des failles de Polochic et de Motagua, etc...), se manifestent à l'emporte-pièce dans l'ensemble de cet édifice dont la tectogénèse a pris fin avec la dernière phase de plissement miocène.

DEUXIEME PARTIE

ESSAI SUR L'EVOLUTION DU NORD DU MEXIQUE DURANT LE MESOZOIQUE ET LE CENOZOIQUE

Après avoir signalé les principaux traits de la stratigraphie et de la tectonique, je vais tenter de reconstruire l'évolution structurale dans le temps et dans l'espace de la partie nord du Mexique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. Cette contribution à une connaissance globale de cette région clef du Continent Nord Américain, située à l'encontre du système cordillérain pacifique et du système alpin caraïbe, sera faite *à la lumière des paléogéographies et des tectoniques superposées*.

Pour réaliser un tel projet, je baserai mon raisonnement sur les caractéristiques géologiques de la Sierra Madre Orientale telles qu'elles sont rapportées dans les pages précédentes tout en m'appuyant sur les connaissances actuelles que l'on a des séries stratigraphiques des grandes zones recoupées le long d'un profil est-ouest, allant de la Péninsule de Basse-Californie au Golfe du Mexique.

Constituée par des roches sédimentaires fossilifères et étudiée de manière déjà avancée (principalement dans l'optique de recherches pétrolières et minières), la partie orientale du Mexique révèle une histoire relativement facile à déchiffrer. Plus délicat est de reconstruire l'évolution de la partie occidentale, les études étant plus rares et de toute manière plus difficiles (présence de métamorphismes, de plutonismes, d'une épaisse couverture volcanique récente, rareté des fossiles, difficultés d'accès, etc...). Aussi apparaîtra-t-il un déséquilibre nettement marqué dans les reconstitutions des évolutions de ces deux parties. En particulier, l'interprétation de l'*évolution mésozoïque de la bordure pacifique sera volontairement schématisée*. Je me réfèrerai au modèle simple de J.F. Dewey et J.M. Bird (1970) sur la génèse par subduction des séries franciscaines et des arcs volcano-plutoniques associés ; en attendant que C. Rangin améliore prochainement ce modèle en introduisant le long de la marge active paléo-pacifique un bassin marginal nécessaire, du Trias au Crétacé moyen, de la Basse Californie (C. Rangin, 1978, 1980) à l'Orégon (F. Roure, 1979) pour le moins.

Dans cet essai, je reconnais au cours de l'évolution géologique du Nord du Mexique, quatre grandes périodes : Trias supérieur - Crétacé moyen, Crétacé supérieur - Paléocène, Paléocène terminal - Miocène et Mio-Plio-Quaternaire, chacune de ces périodes étant susceptibles d'être subdivisée en sous-périodes.

Séparer et caractériser dans un premier temps les diverses paléogéographies me permettra de comprendre, dans un deuxième temps, la signification des diverses phases tectoniques qui ont affecté cette région du territoire mexicain.

CHAPITRE I. LES DIVERSES PALEOGEOGRAPHIES.

A. DU TRIAS SUPERIEUR AU CRETACE MOYEN : L'INDIVIDUALISATION DE DEUX GRANDS DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES.

L'individualisation de deux domaines caractéristiques de la première paléogéographie mexicaine se fait en *deux étapes*. La transgression marine triasique marque le début de l'évolution du domaine occidental liée à un océan occidental "paléo-pacifique" (lequel occupait un emplacement proche de l'actuel Pacifique, sans que rien n'indique qu'il s'agissait du même océan), tandis que la transgression marine jurassique, d'origine téthysienne (J. Aubouin et al., 1977), indique le début de l'évolution du domaine de la Sierra Madre Orientale.

I. AU TRIAS SUPERIEUR : INDIVIDUALISATION D'UN DOMAINE OCCIDENTAL CORDILLERAIN. (Fig. II_{2-1} A et Fig. $II_{2-2}A$).

Alors que dans les parties centrale et orientale du Mexique, le Trias voit le dépôt des molasses continentales à faciès Nouveaux Grès Rouges (Formations Nazas et Huizachal) résultant de la destruction de l'édifice hercynien (prolongation au Mexique de l'ensemble Appalaches-Ouachita, cf. Livre I), dans la partie occidentale, le Trias supérieur (Carnien-Norien) est l'époque d'une transgression marine. Ce Trias de l'Ouest mexicain est connu :

- dans la série franciscaine de Basse Californie (C. Rangin, 1977) ;
- dans les dépôts côtiers transgressifs, présents dans l'Etat de Sonora (G. Alencaster, 1961) ;
- et dans la séquence volcano-sédimentaire andésitique de Zacatecas, Zac. (G. Burckhardt et S. Scalia, 1905).

Dans les deux derniers cas, le Trias marin repose sur le bord occidental du continent - présence du Paléozoïque fossilifère dans les Etats de Sonora et Sinaloa et présence probable d'un soubassement paléozoïque en Basse-Californie Nord (R.G. Gastil et al., 1975). A partir de ces faits, on arrive au schéma paléogéographique suivant pour le Trias supérieur :

- la partie mexicaine du Continent Nord Américain est bordée, à l'Ouest par un océan : "le Paléo-Pacifique" ;
- la subduction de ce "Paléo-Pacifique" engendre sur la bordure ouest du continent, un volcanisme d'arc fondamentalement andésitique, lequel est à l'origine de la séquence volcano-sédimentaire du Trias supérieur, connue, par exemple, dans les environs de Zacatecas, Zac. ;

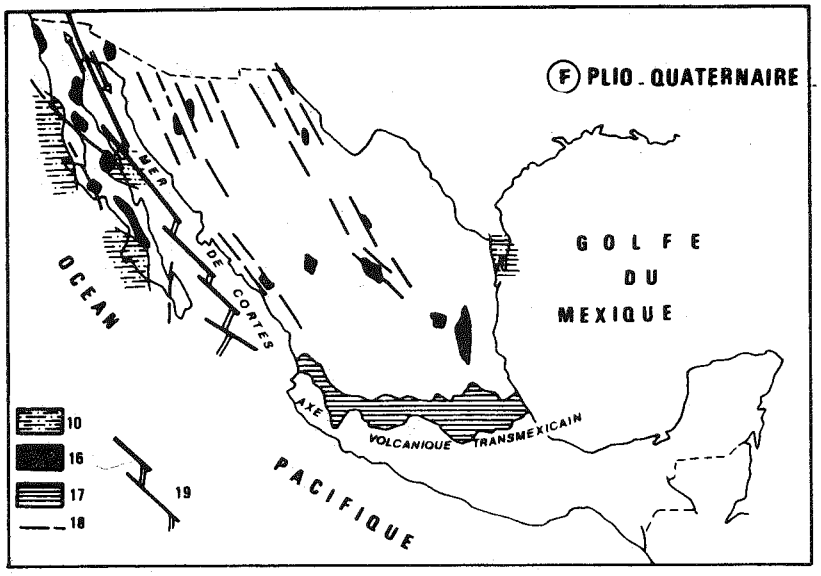
-à l'Est de cette marge active du continent, la destruction et la pénéplanation des structures paléozoïques fournissent les éléments des molasses rouges continentales. Le dépôt de ces molasses est accompagné d'émissions volcaniques acides (présence de coulées rhyolitiques dans les formations Nazas et Huizachal).

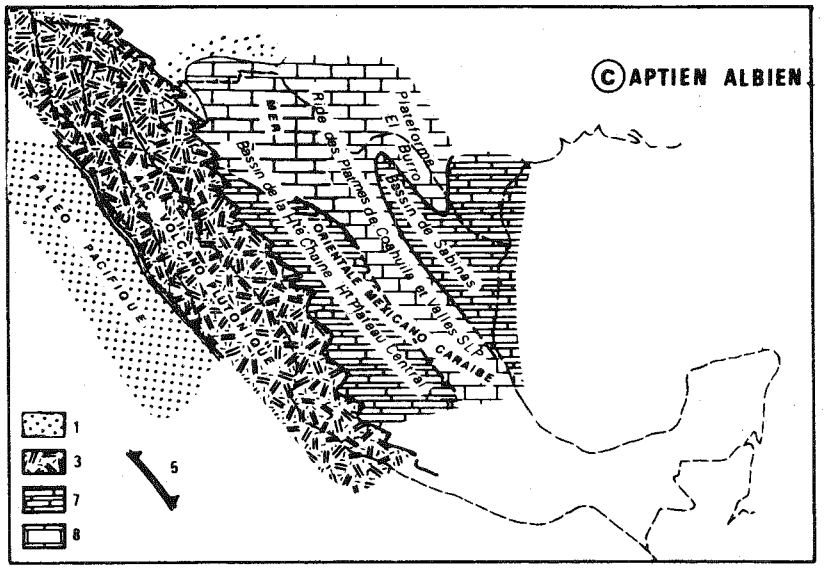
Ainsi, le Trias supérieur est l'époque de l'individualisation de deux zones caractéristiques de la première paléogéographie de l'occident mexicain : une zone paléo-océanique (= "paléo-pacifique") qui s'enfonce sous le continent en donnant naissance à une zone volcano-détritique (véritable arc volcanique) laquelle s'établit sur le bord du continent. Ces deux grandes zones forment un système cordillérain primitif à la limite des plaques "paléo-pacifique" et nord-américaine, durant le Trias supérieur.

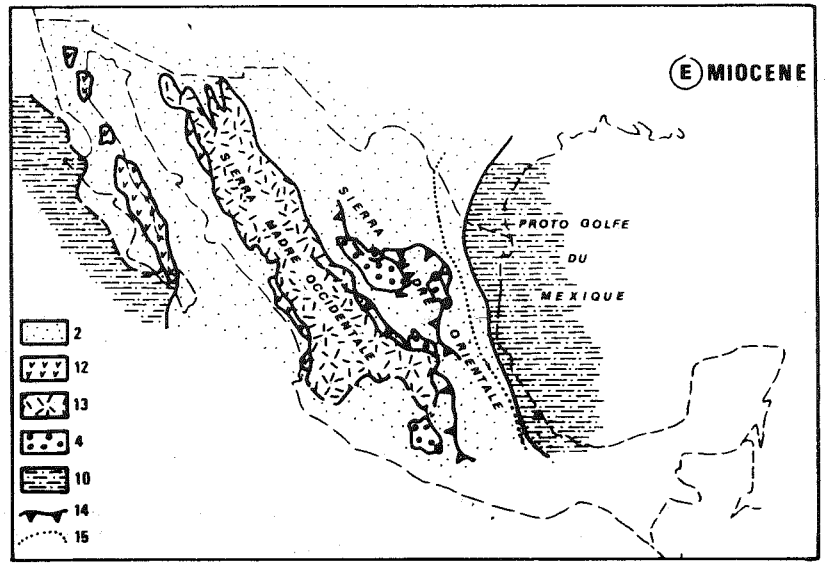
II. DU TRIAS SUPERIEUR AU LIAS, l'opposition est claire entre la partie occidentale du Mexique et la partie orientale : à la marge active engendrant un système cordillérain s'oppose, sur le continent, le futur domaine de la Sierra Madre Orientale, lequel est soumis à la pénéplanation post-hercynienne. Antérieurement aux transgressions du Jurassique, cette partie orientale du Mexique connaît un épisode de déformation (M. Tardy, 1972) : *la phase cimmérienne* de la limite Trias-Lias, plisse légèrement les molasses rouges permo-triasiques. De telle manière que les dépôts jurassico-crétacés reposent en discordance angulaire sur le socle paléozoïco-triasique dans la Sierra Madre Orientale. Une telle déformation n'a pas été signalée dans les zones occidentales.

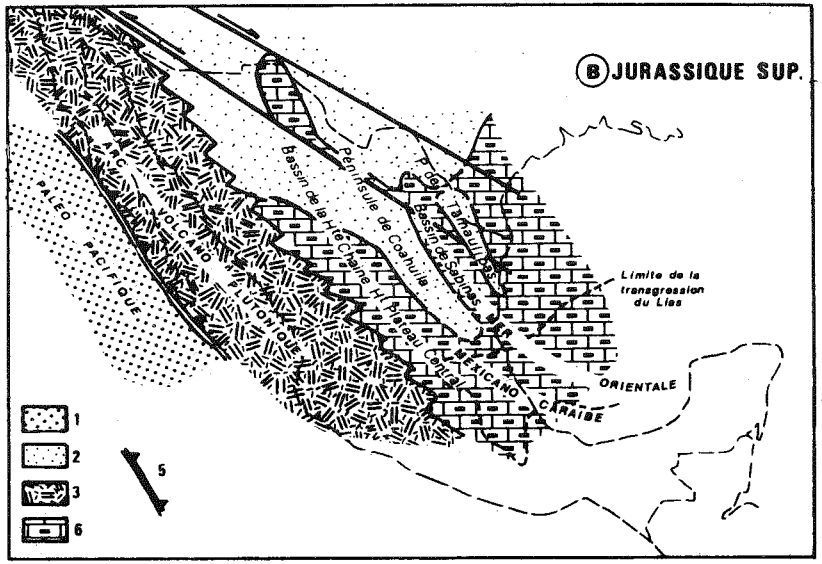
III. AU JURASSIQUE : TRANSGRESSION TETHYSIENNE DANS LA SIERRA MADRE ORIENTALE.

Au Sinémurien, une première incursion marine provenant de l'Est se manifeste dans la région située au Nord-Est de Veracrúz, Ver. ("Baie de Huayacocotla"). Elle est rapidement suivie d'une régression. La grande transgression marine ne se produit dans la Sierra Madre Orientale qu'au Callovo-Oxfordien (Fig. $II_{2-1}B$ et Fig. $II_{2-2}B$). En effet, et tandis que se poursuit à l'Ouest l'évolution des deux zones cordilléraines en liaison avec la subduction paléo-pacifique (présence de fossiles du Jurassique supérieur dans la séquence volcano-détritique des Etats de Mexico - M.F. Campa et col., 1974 - et de Sonora - C. Rangin, 1977), l'Oxfordien est marqué par une importante transgression marine sur le continent, à l'Est de l'arc volcanique. Celle-ci atteint son maximum d'extension au Kimméridgien-Portlandien quand elle envahit le "Golfe de Chihuahua". Ces diverses transgressions téthysiennes donnant naissance au domaine marin de la Sierra Madre Orientale, accompagnent un phénomène de "rifting" affectant le Continent Nord Américain. Aux cassures en extension, sont liées les jeux décrochants des grands accidents transcontinentaux de Caltam et du Texas. Durant le Jurassique terminal et le Néocomien, ce domaine téthysien est caractérisé par la présence de terres émergées séparant le bassin marin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central du bassin de Sabinas. Dans ces deux bassins, la sédimentation carbonatée d'abord laguno-néritique


F PLIO - QUATERNAIRE
MER DE CORTES
OCEAN PACIFIQUE
GOLFE DU MEXIQUE
AXE VOLCANIQUE TRANSMEXICAIN
10
16
17
18
19


C APTIEN ALBIEN
MER
Ride des Palmes
Plateforme El Burro
Bassin de Sabinas
Bassin de la Haute Chaine Interieure
Haut Plateau Central
ARC VOLCANIQUE
FUTUR GOLFE
MEXICANO ORIENTALE
CARAIBE
PALEO PACIFIQUE
1
3
5
7
8


E MIOCENE
SIERRA MADRE OCCIDENTALE
SIERRA MADRE ORIENTALE
PROTO GOLFE DU MEXIQUE
2
12
13
4
10
14
15


B JURASSIQUE SUP.
Bassin de la Haute Chaine Interieure
Peninsule de Coahuila
Plateau Central
Bassin de Sabinas
Limite de la transgression du Lias
ARC VOLCANIQUE
FUTUR GOLFE MEXICANO ORIENTALE
CARAIBE
PALEO PACIFIQUE
1
2
3
5
6

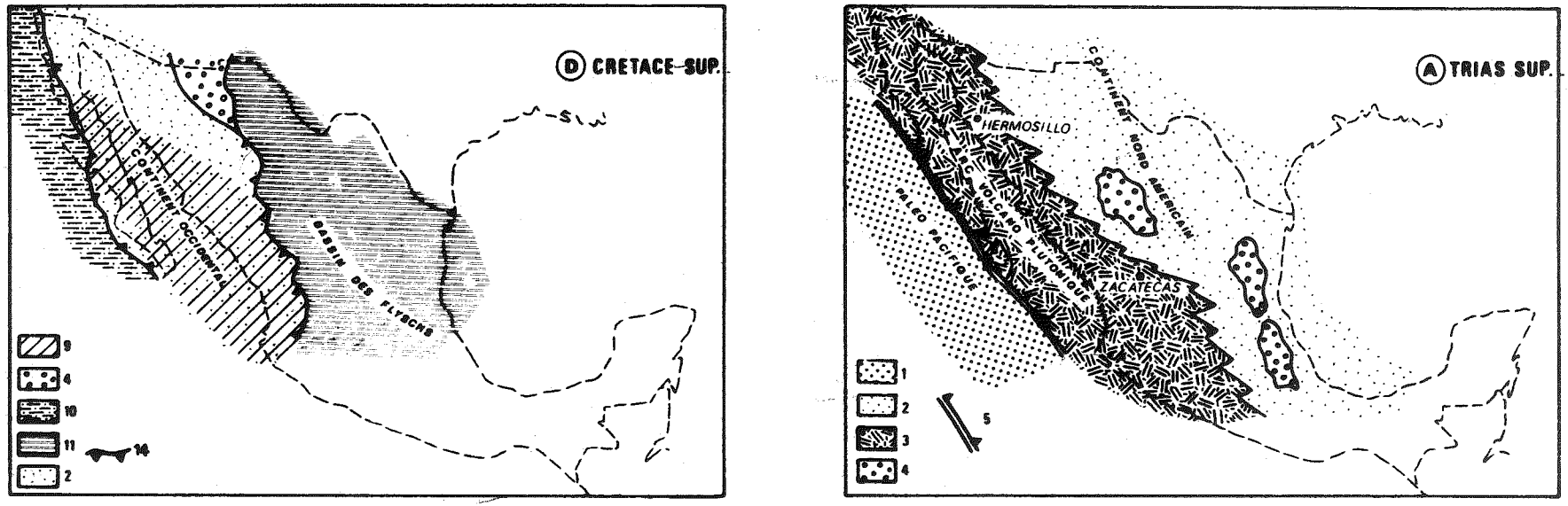
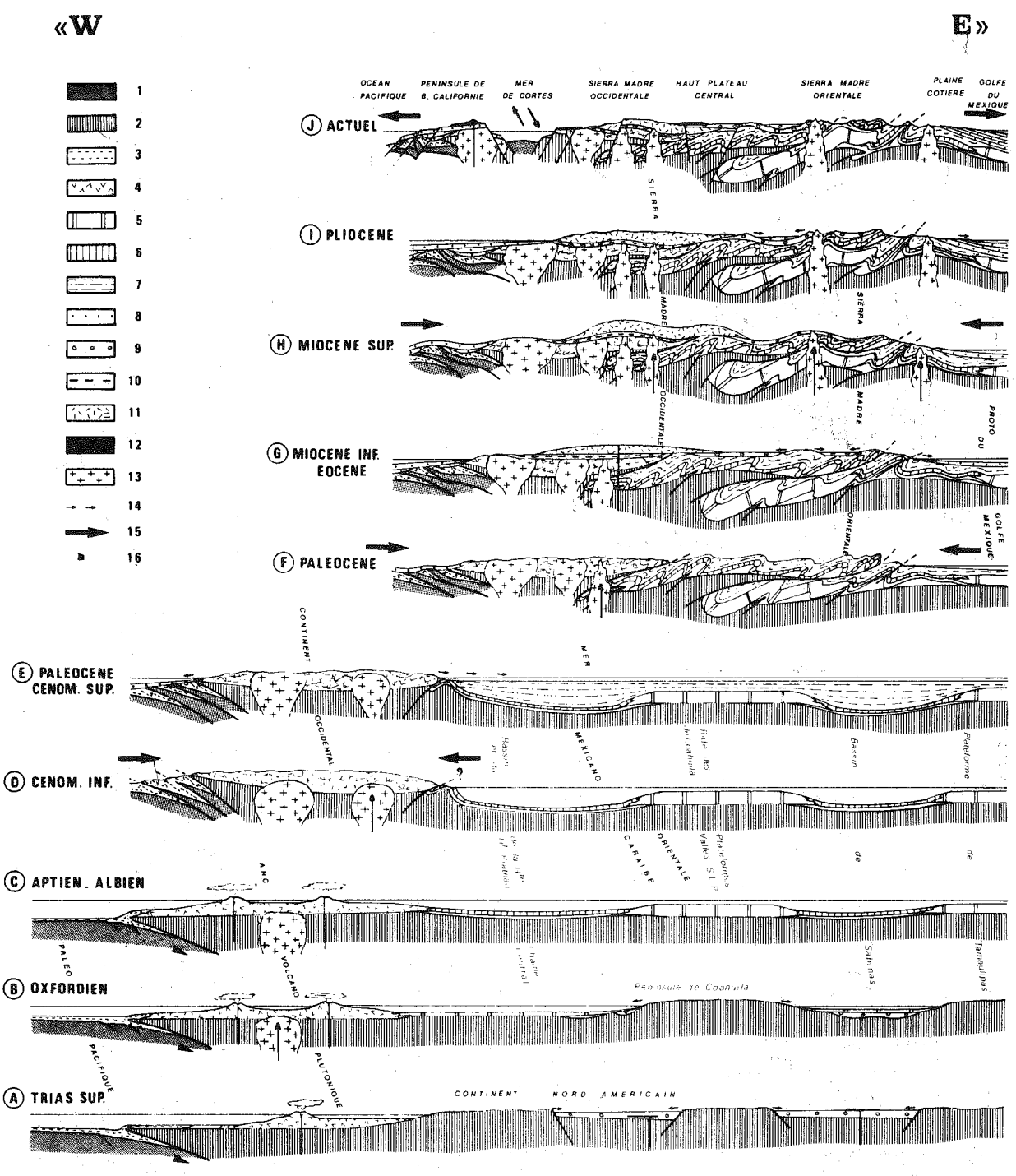


Fig. II_{2-1} : Schémas illustrant les principaux stades paléogéographiques de l'évolution alpine du Mexique septentrional.

Volontairement les limites paléogéographiques sont reportées sur des limites géographiques (en pointillé) actuelles, ceci afin de ne pas aborder ici les problèmes essentiels certes, mais difficiles de l'âge et de l'ampleur des déplacements latéraux prouvés pour certains, hypothétiques encore pour d'autres.

1: croûte océanique ; 2: terres émergées ; 3: séries volcano-plutoniques d'arc; 4: molasses continentales à faciès Nouveaux Grès Rouges ; 5: zone de subduction ; 6: calcaires néritiques et/ou gypses ; 7: calcaires pélagiques ; 8: calcaires néritiques ; 9: région affectée par le métamorphisme HP/BT du Crétacé moyen ; 10: molasses marines ; 11: flyschs ; 12: andésites ; 13: rhyolites et ignimbritites ; 14: fronts des nappes orégoniennes et laramiennes ; 15: limite du "Proto-Golfe" du Mexique à l'Eocène ; 16: basaltes ; 17: volcanisme de l'Axe Néovolcanique Transmexicain ; 18: failles ; 19: ride de l'Est Pacifique.

Commentaire dans le texte.


«W
E»
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
OCEAN PACIFIQUE
PENINSULE DE B. CALIFORNIE
MER DE CORTES
SIERRA MADRE OCCIDENTALE
HAUT PLATEAU CENTRAL
SIERRA MADRE ORIENTALE
PLAINE COTIERE
GOLFE DU MEXIQUE
J ACTUEL
I PLIOCENE
H MIOCENE SUP.
G MIOCENE INF. EOCENE
F PALEOCENE
E PALEOCENE CENOM. SUP.
D CENOM. INF.
C APTIEN. ALBIEN
B OXFORDIEN
A TRIAS SUP.
SIERRA MADRE OCCIDENTALE
SIERRA MADRE ORIENTALE
PROTO GOLFE DU MEXIQUE
CONTINENT OCCIDENTAL
MER MEXICANO
CARAIBE ORIENTALE
ARC VOLCANO
PALEO PACIFIQUE
PLUTONIQUE
Peninsule de Coahuila
CONTINENT NORD AMERICAIN

est rapidement remplacée durant le Néocomien par une sédimentation plus pélagique, riche en silex.

IV. A PARTIR DE L'OXFORDIEN, les deux grands domaines caractéristiques de la première paléogéographie du Nord du Mexique, sont individualisés. Ils évoluent de manières très différentes jusqu'au Crétacé moyen. Dans le domaine marin de la Sierra Madre Orientale, l'évolution passive concerne l'approfondissement progressif des bassins marins. Par contre, dans le domaine cordillérain, des événements tectoniques se produisent probablement le long de la marge active à la fin du Jurassique. Les roches métamorphiques à faciès schistes bleus d'âge jurassique supérieur, les plutons névadiens et le flysch précoce (Formation Eugenia du Tithonique-Néocomien) en sont certainement des marques indirectes. Aucun argument ne permet de dire à ce jour si cette tectonique s'est traduite par un arrêt de la subduction paléo- pacifique et donc du volcanisme d'arc sur la bordure continentale. Néanmoins, j'ai mentionné que les contre-coups de cette tectonique névadienne pouvaient fournir une explication aux diverses marques d'émersion constatées sur les bordures des bassins téthysiens de la Sierra Madre Orientale à cette époque.

A l'Aptien, une nouvelle transgression se manifeste dans le domaine de la Sierra Madre Orientale (Fig. $II_{2-1}C$ et Fig. $II_{2-2}C$). La mer recouvre les anciennes péninsules, lesquelles se transforment en hauts-fonds sous-marins allongés. Sur ces véritables rides, se déposent, de l'Aptien inférieur au Cénomanien inférieur, des évaporites, dolomies et calcaires subrécifaux à récifaux. Ainsi, au Cénomanien inférieur, la paléogéographie du domaine marin de la Sierra Madre Orientale est clairement marquée par la présence, de la partie interne occidentale à la partie externe orientale : du bassin profond de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central à sédimentation pélagique (calcaires fins, riches en silex, en couches minces et rares radiolarites), d'une ride (comprenant les plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi) à sédimentation néritique, du bassin de Sabinas à sédimentation mixte et de la Plateforme du Burro bordure de l'avant-pays.

Fig. II_{2-2} : Coupes schématiques situant les principaux stades paléogéographiques et tectoniques de l'évolution alpine du Mexique entre Pacifique et Golfe du Mexique.
1: croûte océanique et ophiolites franciscaines ; 2: croûte continentale ; 3: sédiments pélagiques ; 4: séries volcano-détritiquesd'arc ; 5: calcaires néritiques ; 6: calcaires pélagiques ; 7: flyschs ; 8: molasses marines ; 9: molasses continentales ; 10: andésites ; 11: rhyolites et ignimbrites ; 12: basaltes ; 13: granites ; 14: sens des alimentations terrigènes ; 15: sens des contraintes majeures ; 16: subduction de la croûte océanique du "Paléo-Pacifique".
Commentaire dans le texte.
Remarque : les flèches montantes indiquent les mises en place successives des batholites granitiques ; en fait, les emplacements de ceux-ci pour être liés chronologiquement aux périodes de compression, sont très généralement postérieurs aux déformations.

B. DU CENOMANIEN AU PALEOCENE INFERIEUR : LES BASSINS MOLASSIQUES DU DOMAINE CORDILLERAIN ET LE BASSIN DES FLYSCHS DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE (Fig. $II_{2-1}D$ et Fig. $II_{2-2}E$).

Avec la phase tectonique du Crétacé moyen (phase orégonienne) affectant le domaine cordillérain occidental, un changement radical se produit, marqué par l'installation d'une nouvelle paléogéographie.

Le domaine cordillérain occidental est émergé. Il forme durant le Crétacé supérieur le *Continent Occidental* (M. Alvarez Jr., 1949) dont les produits résultant de son érosion se déposent :

- à l'Ouest, sur les côtes ouest de Basse Californie, dans une *fosse molassique marine pacifique* ; en cet endroit les formations Rosario et Valle du Crétacé supérieur reposent en discordance sur la série franciscaine ;
- à l'Est, *dans le domaine marin de la Sierra Madre Orientale* : l'apparition des éléments détritiques, provenant de la dégradation de la série volcano-sédimentaire tectonisée, granitisée et métamorphisée de l'ancien arc insulaire, correspond à l'arrivée et au dépôt en concordance du flysch dans le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. Cette apparition du flysch a lieu au Cénomanien. Au cours du Crétacé supérieur et du Paléocène, la migration du flysch se fait de l'Ouest - Sud-Ouest vers l'Est - Nord-Est, de telle manière que les éléments les plus grossiers (rares conglomérats et grès) se déposent dans le bassin interne (Formation Caracol et Groupe Difunta), tandis que seuls les éléments les plus fins atteignent le bassin de Sabinas et les plateformes (crypto-flysch Mendez).

La sédimentation des flyschs aboutit au comblement des bassins ; si bien qu'au Paléocène, l'ancienne paléogéographie du domaine de la Sierra Madre Orientale qui était marquée par la présence de bassins et de ride, se trouve totalement effacée.

Les séquences de molasses et de flyschs du Crétacé supérieur sont affectées par les déformations de la phase laramienne paléocène.

C. DU PALEOCENE TERMINAL AU MIOCENE : LES BASSINS MOLASSIQUES TARDIFS ET LE VOLCANISME DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE. (Fig. $II_{2-1}E$ et Fig. $II_{2-2}G$).

Les sédiments discordants se déposent dans trois catégories de bassins :

- *dans la partie occidentale*, en Basse-Californie, une molasse marine calcaire (Formation Tortugas du Miocène), parfois associée à des émissions volcaniques calco-alcalines (Formation Comundú), repose en discordance sur les sédiments du Crétacé supérieur. Ce bassin molassique occupe un emplacement voisin de celui du bassin molassique du Crétacé supérieur ;
- *dans la partie centrale du Mexique*, des côtes du Golfe de Californie au front est de la Sierra Madre Orientale, sur le continent émergé, divers bassins endoreïques recueillent les molasses continentales provenant de la destruction des structures laramiennes (Formation Ahuichila du Haut-Plateau Central, par exemple).

Sur la partie occidentale de cette terre émergée, un important volcanisme d'abord andésitique, puis ignimbritique, fournit l'énorme masse de matériel igné de la Sierra Madre Occidentale (1.200 km de long, 200 à 300 km de large, plus de 3.000m par endroits d'épaisseur). Dans sa plus grande partie, cette grande table volcanique masque l'ancien arc volcano-plutonique mésozoïque, de telle manière que les affleurements de celui-ci sont rares ;

- *dans la partie orientale,* à la suite de la phase laramienne, la mer chassée du domaine de la Sierra Madre Orientale, occupe un nouveau bassin dont les limites, en plus vaste, dessinent déjà les côtes occidentales du Golfe du Mexique. Ce "Proto-Golfe" du Mexique* représente donc ainsi, après la phase laramienne, un grand bassin marin, à valeur d'avant-fosse molassique, dans lequel se déposent, en faible discordance ou en concordance, des formations terrigènes provenant de l'érosion du continent situé à l'Ouest.

L'ensemble des formations molassiques tardives est déformé au cours du Miocène par d'amples plis de fond en compression ou des structures plus serrées dans la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.

D. DU MIOCENE SUPERIEUR A L'ACTUEL : LES BASSINS MOLASSIQUES RECENTS (Fig. II_{2-1} F et Fig. II_{2-2} I et J).

La répartition des molasses récentes, plio-quaternaires, est semblable à celle des molasses tardives de l'Eocène-Miocène. Ces dépôts discordants, sont présents :

- dans la partie occidentale, en *Basse Californie* (Formation Almejas marine de F. Mina U., 1956) ;
- *sur le continent,* dans de multiples dépressions (bolsones) lesquelles correspondent généralement à de vastes grabens liés à la tectonique de failles en extension plio-quaternaire ; ces molasses contiennent de nombreux restes de Vertébrés ;
- *dans la Plaine Côtière du Golfe du Mexique,* où les limites de dépôt du Pliocène marin sont voisines de l'actuel rivage du Golfe.

La sédimentation de ces molasses récentes est accompagnée d'une tectonique de failles à rejets essentiellement verticaux, laquelle : prépondérante du côté pacifique, modèle la géographie en limitant les côtes de la Péninsule de Basse Californie et de la Mer de Cortés ; importante dans la partie occidentale du continent mexicain, est responsable de la morphologie en *"basin and range"* caractéristique du Sonora au Nord de l'Etat de Zacatecas ; se révèle de faible importance dans la Plaine Côtière du Mexique. De la même manière, l'importance des émissions basaltiques associées à cette tectonique cassante va décroissant des côtes pacifiques à celles du Golfe du Mexique.

---

* "Proto-Golfe" du Mexique au sens où, né immédiatement après la phase laramienne, sa signification et ses formes ne sont plus celles du précédent domaine téthysien de la Sierra Madre Orientale auquel il se superpose en partie obliquement, mais au contraire sont déjà celles du Golfe du Mexique actuel.

CHAPITRE II. LA TECTONIQUE.

J'ai indiqué que plusieurs phases tectoniques affectent le Mexique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. *Chacune d'entre elles termine une paléogéographie.*

A l'image des diverses paléogéographies que j'ai présentées précédemment, ces phases se superposent dans le temps et dans l'espace.

A. *La première déformation mésozoïque* clairement observée correspond à la *phase cimmérienne*. Elle est à l'origine de vastes plis affectant la molasse rouge continentale permo-triasique du domaine de la Sierra Madre Orientale, antérieurement à la transgression marine jurassique. Si l'on admet que le cycle géotectonique de la Sierra Madre Orientale (cycle mexicain) débute avec cette transgression, les déformations cimmériennes doivent plutôt être rattachées à la fin de l'évolution structurale du soubassement paléozoïco-triasique.

Cet épisode de déformation, signalé dans la partie sud de l'Etat du Nevada et dans la partie sud-est de l'Etat de Californie aux Etats-Unis (B.C. Burchfiel et al., 1970), n'a pas été mentionné dans l'Ouest mexicain.

B. Dans les parties mexicaines les plus occidentales (bordure pacifique de la péninsule de Basse Californie), *les déformations alpines les plus anciennes reconnues affectant le domaine cordillerain, datent du Jurassique supérieur* (phases névadiennes accompagnées de métamorphisme et de plutonisme, cf. supra). Leur étude en cours (C. Rangin, 1978, 1980) devrait révéler des faits "paléotectoniques" essentiels le long de la marge "paléo-pacifique".

Au Crétacé moyen, l'ensemble du domaine cordillérain (Fig. $II_{2-2}D$) ainsi que la bordure ouest du domaine téthysien oriental sont affectés par la *phase orégonienne*. Cette phase s'est révélée fondamentale étant à l'origine :

- de diverses écailles tectoniques à vergence ouest dans la série franciscaine de Basse-Californie (C. Rangin, 1976) ;
- de la déformation intense de la série volcano-détritique d'arc déposée du Trias supérieur au Crétacé moyen (M. Bonneau, 1972). La déformation est accompagnée d'un métamorphisme à faciès schistes verts, reconnu en Basse-Californie Nord (L. Silver et al., 1963), en Sinaloa (M. Bonneau, 1972) ainsi qu'au Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain dans la Sierra Madre del Sur (M.F. Campa et al., 1974) ;
- du charriage de cette série volcano-détritique déformée et métamorphisée sur le domaine de la Sierra Madre Orientale ; le recouvrement (probablement de grande amplitude) est observable dans la Sierra Madre del Sur entre Ixtapán de la Sal, Mex. et Teloloapán, Gro.

La phase orégonienne est suivie par un important épisode de granitisation donnant naissance aux immenses et nombreux plutons d'âge crétacé

moyen et supérieur de Basse-Californie, de Sonora et de Sinaloa.

Une dernière conséquence importante de cette phase est l'émersion en un "Continent Occidental" du domaine cordillérain occidental. Les produits d'érosion de l'ancien arc métamorphisé et granitisé fourniront les éléments des molasses marines (Formation Valle et Rosario) de la bordure pacifique durant le Campanien-Maestrichtien ainsi que ceux des flyschs de la Sierra Madre Orientale à partir du Cénomanien.

C. *La phase laramienne* (du Paléocène dans la Sierra Madre Orientale) apporte une touche principale à la structure du Mexique septentrional. Ses effets se mesurent clairement dans les déformations affectant les terrains d'âge sénonien-paléocène inférieur, fossilisées par le dépôt en discordance des molasses ou des roches volcaniques tertiaires (Fig. $II_{2-2}F$).

Au niveau des régions pacifiques, ses effets sont relativement faibles. Les déformations de cet âge correspondent à des plis simples à larges rayons de courbure.

A la limite entre le "Continent Occidental" et la Sierra Madre Orientale, ainsi qu'à l'intérieur du domaine de cette dernière, ses effets sont de première importance. En effet, la phase laramienne est à l'origine :

- du plissement et de l'écaillage des anciennes structures cordilléraines charriées vers l'Ouest lors de la phase orégonienne ;
- de la déformation de la Sierra Madre Orientale avec mise en place de la nappe de Parras, laquelle correspond au charriage du bassin interne de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central sur les deux zones externes : ensemble des plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosí et Bassin de Sabinas ;
- de l'émersion définitive de la Sierra Madre Orientale à l'Ouest du "Proto-Golfe" du Mexique.

L'emplacement de divers massifs granodioritiques accompagne et suit la phase laramienne dans les parties occidentales.

D. *Un dernier épisode de déformation en compression* se situe au cours du *Miocène* (Fig. $II_{2-2}H$). De cette phase, datent les grands plis de fond d'orientation Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, présents dans toute la partie nord du Mexique, de la Péninsule de Basse Californie à la Plaine Côtière du Golfe du Mexique. Ces vastes plis déforment l'épaisse série andésito-ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale ; dans la Sierra Madre Orientale, ils sont généralement responsables des affleurements de socle au coeur de plusieurs sierras comme celles de San Julián (Etat de Zacatecas), de Huizachal-Peregrina (Etat de Tamaulipas), de Huayacocotla (Etat d'Hidalgo).

Dans la Plaine Côtière du Golfe du Mexique, la compression miocène engendre deux types de structures : les grands plis de fond des sierras de San Carlos et de Tamaulipas au Nord, les plis serrés et les chevauchements au Sud.

Ces déformations du Miocène sont immédiatement suivies par la montée de nombreux plutons granodioritiques lesquels gagnent des parties beaucoup plus orientales si on compare leur répartition à celle des plutons mésozoïques.

E. *La tectonique la plus récente, mio-plio-quaternaire,* se manifeste de façon prépondérante dans la partie occidentale du Mexique (Fig. II_2-2J). Caractérisée par un jeu de failles en extension, cette tectonique découpe la bordure pacifique en grands horsts (Péninsule de Basse Californie et Sierra Madre Occidentale) et en grabens, le plus important de ceux-ci correspondant à la Mer de Cortés. De manière générale, il s'agit de failles normales ayant joué récemment comme en témoigne la présence de nombreuses plages soulevées en Basse-Californie.

Les failles de la Mer de Cortés (rift en cours d'océanisation), et de la Péninsule de Basse-Californie, en relation avec le système de San Andreas, ont également des composantes horizontales responsables des mouvements différentiels existant entre les plaques pacifique et nord-américaine depuis le Pliocène (R.L. Larson, 1972 ; J. Chorowicz et col., 1980).

L'intensité du réseau de failles (où la direction dominante des fractures est Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est) diminue lorsque l'on se déplace d'Ouest en Est. Ainsi, les failles normales sont encore nombreuses dans les Etats de Sonora, Chihuahua et Zacatecas où elles sont à l'origine de la morphologie en "basin and range", puis elles deviennent rares pour pratiquement disparaître au niveau de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.

Cette tectonique distensive est accompagnée d'émissions volcaniques alcalines dont l'importance diminue également du Pacifique vers le Golfe du Mexique.

CHAPITRE III. CONCLUSIONS GENERALES.

A. L'HISTOIRE MESOZOÏCO-CENOZOÏQUE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU MEXIQUE S'ENCADRE DANS PLUSIEURS PALEOGEOGRAPHIES SUPERPOSEES DANS LE TEMPS AUXQUELLES CORRESPONDENT AUTANT DE TECTONIQUES EGALEMENT SUPERPOSEES.

I. UNE PREMIERE PERIODE, S'ETENDANT DU TRIAS SUPERIEUR AU CRETACE MOYEN (CENOMANIEN INFERIEUR) est caractérisée par l'individualisation et l'évolution de deux domaines distincts :

a)- Un domaine cordillérain occidental, péri-pacifique, directement en relation avec la subduction d'un "Paléo-Pacifique" sous la bordure occidentale du Continent Nord Américain. Ce système naît au Trias supérieur avec une transgression venue de l'Ouest sur le bord du continent. Dans ce domaine cordillérain, la zone interne, dont l'actuelle cicatrice correspond à la bordure franciscaine de Basse Californie, est du côté occidental, tandis qu'à l'Est, la zone externe en partie établie sur le continent est représentée par la série volcano-sédimentaire résultant d'un volcanisme d'arc essentiellement andésitique ;

b)- un domaine téthysien oriental lequel s'installe et évolue sur

le continent à l'Est du système cordillérain précédent. Ce système de la Sierra Madre Orientale naît avec les transgressions jurassiques, en même temps que le système caraïbe, puis évolue comme l'état précoce d'un géosynclinal (période de vacuité, J. Aubouin, 1965) de l'Oxfordien au Crétacé moyen, période durant laquelle s'individualisent un bassin occidental interne profond, une ride et un bassin externe. Dans la partie septentrionale du Mexique, d'éventuelles ophiolites mésozoïques n'ont pas été signalées au niveau du bassin interne de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central. Le domaine de la Sierra Madre Orientale ne représente que la partie terminale ouest - nord-ouest à fond totalement continental, de l'ancienne Téthis caraïbe dont les anciens fonds océaniques n'apparaissent que dans le Golfe du Mexique où ils ont été conservés comme tels, ou plus au Sud-Est sous forme d'ophiolites dans la Sierra de Juarez (Etat d'Oaxaca, J.C. Carfantan, 1980), au Guatemala et dans les Grandes Antilles.

Cette première paléogéographie s'achève avec la phase orégonienne du Crétacé moyen, laquelle affecte uniquement le domaine cordillérain occidental.

II. LA SECONDE PERIODE, CORRESPONDANT AU CRETACE SUPERIEUR - PALEOCENE, est caractérisée par les dépôts : de molasses discordantes dans le domaine cordillérain (molasses marines en bordure du Pacifique) et de flyschs concordants dans le géosynclinal oriental ; le matériel alimentant ces formations provenant de la destruction du *Continent Occidental* émergé à la suite de la phase orégonienne. Le dépôt des flyschs efface l'ancienne paléogéographie géosynclinale de la Sierra Madre Orientale par remplissage des bassins. Au Paléocène, la phase laramienne génératrice de grandes structures tangentielles termine cette seconde période. L'importance de cette tectonique est fondamentale ; elle est responsable de l'émersion définitive de la Sierra Madre Orientale ce qui, par conséquence, conduit à une certaine uniformisation des deux anciens domaines mésozoïques. Ceux-ci connaissent en effet, au cours du Tertiaire, une même évolution continentale d'influence pacifique, par opposition à l'évolution tardi-géosynclinale marine du système caraïbe.

III. LA PERIODE SUIVANTE, EOCENE-MIOCENE, est marquée par le dépôt de molasses : molasses marines dans les bassins côtiers pacifique et atlantique (Plaine Côtière du Golfe du Mexique), molasses continentales dans les bassins endoreïques à l'intérieur du domaine émergé. Un important épisode volcanique andésito-ignimbritique, probablement en relation avec la nouvelle subduction de la plaque Farallon (T. Atwater, 1970 ; A. Demant et C. Robin, 1975) donne naissance à l'imposante table volcanique de la Sierra Madre Occidentale. Une tectonique en compression, génératrice de plis de fond de direction Nord Nord-Ouest - Sud - Sud-Est termine cette évolution tardive.

IV. L'ULTIME PERIODE, PLIO-QUATERNAIRE, est marquée par une néotectonique essentiellement caractérisée par des failles en extension, lesquelles, principalement du côté pacifique, découpent à l'intérieur des grands ensembles précédents les unités géomorphologiques majeures ac-

tuelles (Péninsule de Basse Californie, Mer de Cortès, etc...). Ce jeu de failles s'accompagne d'émissions alcalines, lesquelles donnent naissance aux grandes "mesas" basaltiques et appareils célèbres (Pinacate, Tres Virgenes ...) en Basse-Californie et à des "mesas" parsemées sur le continent.

B. AU COURS DE CETTE EVOLUTION MESOZOÏCO-CENOZOÏQUE DU MEXIQUE SEPTENTRIONAL, PLUSIEURS GRANDES CARACTERISTIQUES RESSORTENT.

I. LA TECTONIQUE MIO-PLIO-QUATERNAIRE EST INDEPENDANTE DES PALEOGEOGRAPHIES ET DES TECTONIQUES ANTERIEURES.

A la différence des phases tectoniques mésozoïques et cénozoïques compressives, cette néotectonique est distensive. Les failles actuelles n'ont, semble-t-il, pas d'histoire antérieure au Miocène terminal, malgré l'importance des mouvements latéraux qui, parfois, leur correspondent (système des failles de San Andreas). Ce réseau de fractures est à l'origine d'une nouvelle paléogéographie dont la meilleure illustration est l'actuel phénomène d'océanisation de la Mer de Cortès, au travers du domaine cordillérain occidental mésozoïque.

II. LA POLARITE OPPOSANT LES DOMAINES INTERNES AUX DOMAINES EXTERNES EST MARQUEE PAR DIVERS GRADIENTS lesquels vont diminuant de l'intérieur (Ouest) à l'extérieur (Est).

- *Sédimentaire* : Les séries sont à dominante volcanogène du côté interne, non volcanogène du côté externe. Ceci se vérifie au cours des périodes successives ; Jurassique supérieur - Crétacé inférieur : séquence volcano-sédimentaire de l'arc insulaire du côté interne, série sédimentaire calcaire dans la Sierra Madre Orientale ; Oligo-Miocène : volcanisme de la Sierra Madre Occidentale, molasses continentales dans la Sierra Madre Orientale, molasses marines dans la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.

- *Tectonique* : les phases de déformation sont plus anciennes et plus nombreuses dans la partie interne (phases névadiennes et orégonienne du côté pacifique). L'émersion du système cordillérain se produit au Crétacé moyen, tandis que la Sierra Madre Orientale n'émerge qu'au Paléocène.

- *Magmatique* : en plus des intercalations volcaniques dans les séquences sédimentaires internes, le fait fondamental correspond à l'âge chaque fois plus récent des granitoïdes de l'intérieur vers l'extérieur. Le volume des corps intrusifs va également diminuant d'une manière spectaculaire d'Ouest (grands batholites mésozoïques de Basse Californie de Sonora et Sinaloa), en Est (troncs intrusifs tardifs tertiaires disséminés dans la Sierra Madre Orientale).

C. LES CARACTERES PALEOGEOGRAPHIQUES ET TECTONIQUES DU MEXIQUE ALPIN PERMETTENT DE S'INTERROGER SUR LES RAPPORTS EXISTANT ENTRE SUBDUCTION ET PHASES TECTONIQUES.

Concernant la phase du Crétacé moyen clairement observable au niveau de la zone franciscaine de Basse-Californie, on notera que cette déformation accompagne ou suit immédiatement la fin de la subduction du "Paléo-Pacifique". En effet le fonctionnement de l'arc volcanique qui marquait, du Trias supérieur au Cénomanien basal, sur la marge occidentale mexicaine la subduction, cesse définitivement au moment de la déformation orégonienne.

De même, si l'on interprète le volcanisme andésito-ignimbritique oligo-miocène de Basse-Californie et de la Sierra Madre Occidentale comme produit d'une subduction tertiaire des plaques Farallon et Pacifique (T. Atwater, 1970), on notera que celle-ci se termine avec la phase compressive du Miocène, les émissions volcaniques qui la caractérisaient ne se produisant plus après.

Il apparaît que les grandes déformations tectoniques en compression actuellement connues au Mexique n'accompagnent pas les divers épisodes de subduction pacifique que l'on peut reconnaître grâce à leurs manifestations volcaniques, mais qu'en fait, elles se situent dans le temps au moment où ces subductions cessent ! Peut-être faut-il faire intervenir des phénomènes de blocages de plaques au niveau des zones de subduction, blocages induisant les déformations ? Il reste cependant que la phase laramienne, génératrice de la nappe de Parras, ne semble pas être précédée par une époque de subduction pacifique, les effets de celle-ci n'étant pas particulièrement évidents au cours du Crétacé supérieur.

Cette argumentation indirecte fournie par les divers épisodes volcaniques calco-alcalins et les phases tectoniques caractéristiques de l'évolution alpine du Mexique indique donc que subduction et tectonique compressive sont deux phénomènes géodynamiques indépendants. Cette conclusion, à laquelle aboutissent de nombreux géologues, a trouvé une première confirmation lors du Leg. 67 du "Deep Sea Drilling Project". Au cours de celui-ci (J. Aubouin et col., 1979), il a été montré que la subduction actuelle de la Plaque de Cocos ne développe pas de structures compressives dans la partie guatémaltèque de la Fosse d'Amérique Centrale.

Reste que, concernant les cordillères nord-américaines et mexicaines, si la collision d'arc permet de rendre compte des structures franciscaines à vergence pacifique d'Oregon, de Californie et de Basse Californie (C. Rangin, 1978, 1980 ; F. Roure, 1979 ; A. Villien et col., 1980) aucune solution satisfaisante expliquant les vastes structures cisaillées et charriées vers l'Ouest au cours des phases orégonienne, laramienne et miocène n'a encore été proposée ... .

D. L'ENSEMBLE GEOLOGIQUE MESOZOÏCO-CENOZOÏQUE MEXICAIN CARACTERISE PAR L'ASPECT MONTAGNEUX DE LA MAJEURE PARTIE DU TERRITOIRE, RESULTE DE LA FUSION DANS LE TEMPS ET DANS L'ESPACE DE DEUX SYSTEMES DISTINCTS.

- Le système cordillérain occidental naît précocement (au Trias

supérieur) sur la marge ouest du Continent Nord Américain par une transgression marine "paléo-pacifique" qui recoupe très obliquement un édifice hercynien. En ceci, le système cordillérain est tout à fait semblable aux Andes (J. Aubouin et al., 1973). Pour présenter de très importantes intercalations volcaniques, principalement andésitiques, au niveau de sa partie externe à valeur d'arc insulaire établi sur le bord du continent, son origine est à rechercher dans la paléosubduction d'un "Paléo-Pacifique" sous ce continent.

- Au contraire, le système de la Sierra Madre Orientale, située sur son avant, à l'Est, naît tardivement au cours du Jurassique. L'individualisation de la mer orientale qui lui correspond est contemporaine de celle du domaine moyen de l'Atlantique à ces latitudes (X. Le Pichon, 1968 ; J. Aubouin et al., 1977). Cette mer orientale évolue, à la différence du système antérieur, à la manière d'un géosynclinal jusqu'au Paléocène.

De cette manière, la paléogéographie mexicaine est caractérisée par la paire système cordillérain occidental - système "géosynclinal téthysien" de la Sierra Madre Orientale, le second occupant une position externe. Durant le Mésozoïque, les évolutions des deux systèmes sont, comme nous l'avons vu, franchement différentes à cause de leurs origines ("paléo-pacifique" pour le premier, téthysien pour le second) et de leurs natures (cordillérraine pour le premier, "géosynclinale" pour le second).

L'évolution cénozoïque conduit à l'uniformisation de l'ensemble des deux systèmes précédents. Après la phase laramienne, le système oriental perd ses caractères de géosynclinal et, à la différence du domaine caraïbe, connaît une influence pacifique prédominante bien marquée dans l'évolution paléogéographique tardive : absence de grandes structures tangentielles tertiaires mais uniformisation des déformations en grands plis de fond, du Pacifique au Golfe du Mexique, invasion de la partie occidentale de la Sierra Madre Orientale par le volcanisme andésito-ignimbritique, etc... .

En résumé, l'évolution géologique mésozoïco-cénozoïque de la partie nord du Mexique est marquée au cours du Mésozoïque par l'existence de deux systèmes, l'un occidental de type cordillérain, l'autre oriental de type "géosynclinal téthysien", lesquels s'individualisent et évoluent de manières distinctes ; tandis qu'une influence pacifique prédominante uniformise, durant le Cénozoïque, les deux anciens systèmes en un même ensemble mexicain.

TROISIEME PARTIE

SIERRA MADRE ORIENTALE ET GOLFE DU MEXIQUE : RECHERCHE D'UN MODELE D'OUVERTURE TETHYSIENNE JURASSIQUE DANS LA PARTIE SUD-EST DU CONTINENT NORD-AMERICAIN

INTRODUCTION.

Dans le Premier Livre de ce mémoire, j'ai signalé que le Golfe du Mexique occupe un emplacement néoformé à l'intérieur de l'édifice paléozoïque Appalaches-Ouachita-Mexique Central (Fig. I_{-11} et Fig. II_{3-1}). En particulier, sa partie nord-ouest est encadrée par les cassures post-hercyniennes qui décalent les tronçons Ouachita et Marathon vers le Nord-Ouest (P.B. King, 1975).

D'autre part, l'âge jurassique de la formation du Golfe du Mexique (O. Wilhelm et M. Ewing, 1972) est généralement admis ; de même que la nature océanique de son fond dans les parties les plus profondes (Plaine de Sigsbee).

Le cadre structural et lâge de la formation du Golfe du Mexique apparaissent ainsi très semblables à ceux des bassins mésozoïques de la Sierra Madre Orientale (même si ceux-ci, comme je l'ai indiqué, n'ont jamais atteint le stade d'océanisation). Il est donc nécessaire de rechercher une logique commune aux ouvertures jurassiques du Golfe du Mexique et des bassins de la Sierra Madre Orientale en bout occidental de la "Téthys de la reconquête". Cette logique me paraît liée au jeu précoce de grands linéaments nord-américains dont une partie de leurs tracés est située sur les décrochements post-hercyniens affectant l'édifice paléozoïque est-américain et mexicain.

CHAPITRE I. LES TROIS GRANDS LINEAMENTS NORD-AMERICAINS ENCADRANT AU NORD-EST ET AU SUD-OUEST LE GOLFE DU MEXIQUE (Fig. II_{3-1}).

Il s'agit des *linéaments de Caltam et du Texas* dont j'ai déjà signalé le rôle dans l'évolution paléogéographique mésozoïque de la Sierra Madre Orientale et du *linéament des Bahamas*.

Ces trois linéaments affectent transversalement l'orogène Appalaches-Ouachita.

Le linéament du Texas (C.C. Abbritton et J.F. Smith, 1957 ; W.R. Muehlberger, 1965), axé sur l'accident transverse séparant les tronçons Marathon et Ouachita, recoupe le Sud-Ouest du Texas parallèlement au cours inférieur du Rio Grande et se prolonge au delà de El Paso, Texas, sur la retombée méridionale du Plateau du Colorado.

Le linéament de Caltam (M. Tardy, 1978) axé sur l'accident transverse séparant le tronçon Marathon de la partie mexicaine de l'orogène Appalaches-Ouachita (Livre I), se suit du Sud de l'Etat de Californie aux Etats-Unis, à l'Etat de Tamaulipas au Mexique.

Le linéament des Bahamas, tel que je le nomme ici, axé sur l'accident transverse séparant le tronçon Ouachita des Appalaches, s'aligne sur les villes de Springfield, Missouri et Montgomery, Alabama. Nous verrons que des données géophysiques permettent de prolonger ce linéament au-travers de la Floride et sur la limite nord de la Plateforme des Bahamas.

On remarquera que de ces trois linéaments, deux sont transcontinentaux. Ce sont les linéaments du Texas et de Caltam dont on peut suivre les traces plus ou moins clairement, du Golfe du Mexique aux Chaînes Côtières pacifiques. Quant au linéament des Bahamas, on peut noter qu'il se situe dans l'exact prolongement du linéament de Lewis Clark lequel, entre Seattle, Washington et Sheridan, Wyoming, sépare les Montagnes Rocheuses canadiennes des Montagnes Rocheuses américaines aux caractéristiques structurales différentes. Cette disposition des linéaments des Bahamas et de Lewis-Clark m'avait conduit (M. Tardy, 1978) à les réunir en un seul mégalinéament transcontinental : le linéament de Washal. La difficulté rencontrée pour justifier la continuité du linéament de Washal au travers des Grandes Plaines me conduit à abandonner ce premier schéma.

A partir de ces considérations générales, je me propose : dans un premier temps, et sur la base d'arguments géologiques et géophysiques, de situer, caractériser et dater les premières manifestations des grandes structures correspondant aujourd'hui aux trois grands linéaments cités ; dans un deuxième temps, d'examiner les relations pouvant exister entre de telles mégastructures et l'histoire du Golfe du Mexique.

CHAPITRE II. MISE EN EVIDENCE DES JEUX DECROCHANTS POST-HERCYNIENS LE LONG DES TROIS LINEAMENTS.

A. DONNEES DE LA GEOLOGIE (Fig. II_{3-1}).

La répartition actuelle des grandes unités structurales précambriennes et paléozoïques de l'Amérique du Nord est caractérisée par l'existence de grandes discontinuités transversales, la plupart d'entre elles déjà signalées par plusieurs auteurs : C.C. Abbritton et J.F. Smith, 1957 ; P.B. King, 1975 ; W.R. Muehlberger, 1965 ; F.G. Poole et P.T. Hayes, 1971 ; L.T. Silver et T.H. Anderson, 1974. Cette répartition est telle qu'elle permet de mettre en évidence trois décrochements transcontinentaux post-

paléozoïques correspondant aux linéaments des Bahamas, du Texas et de Caltam.

I. DISPOSITION DES ENSEMBLES PRECAMBRIENS ET PALEOZOIQUES DE PART ET D'AUTRE DU LINEAMENT DES BAHAMAS.

Des données de subsurface de plus en plus nombreuses permettent de situer chaque jour plus précisément, les grandes ceintures orogéniques précambriennes qui constituent le soubassement de l'Amérique du Nord. C'est ainsi qu'en fonction des données actuelles (Fig. II_{3-1}), on suit en bordure ouest des Appalaches la ceinture orogénique grenvillienne (1000 MA) du Canada à l'Etat du Tennessee. Cette ceinture est brusquement interrompue dans le Nord-Est de l'Etat du Mississipi (P.B. King, 1975). On retrouve son prolongement décalé vers l'Ouest - Nord-Ouest dans la partie centrale de l'Etat du Texas où il se signale à l'affleurement dans le bombement de Llano.

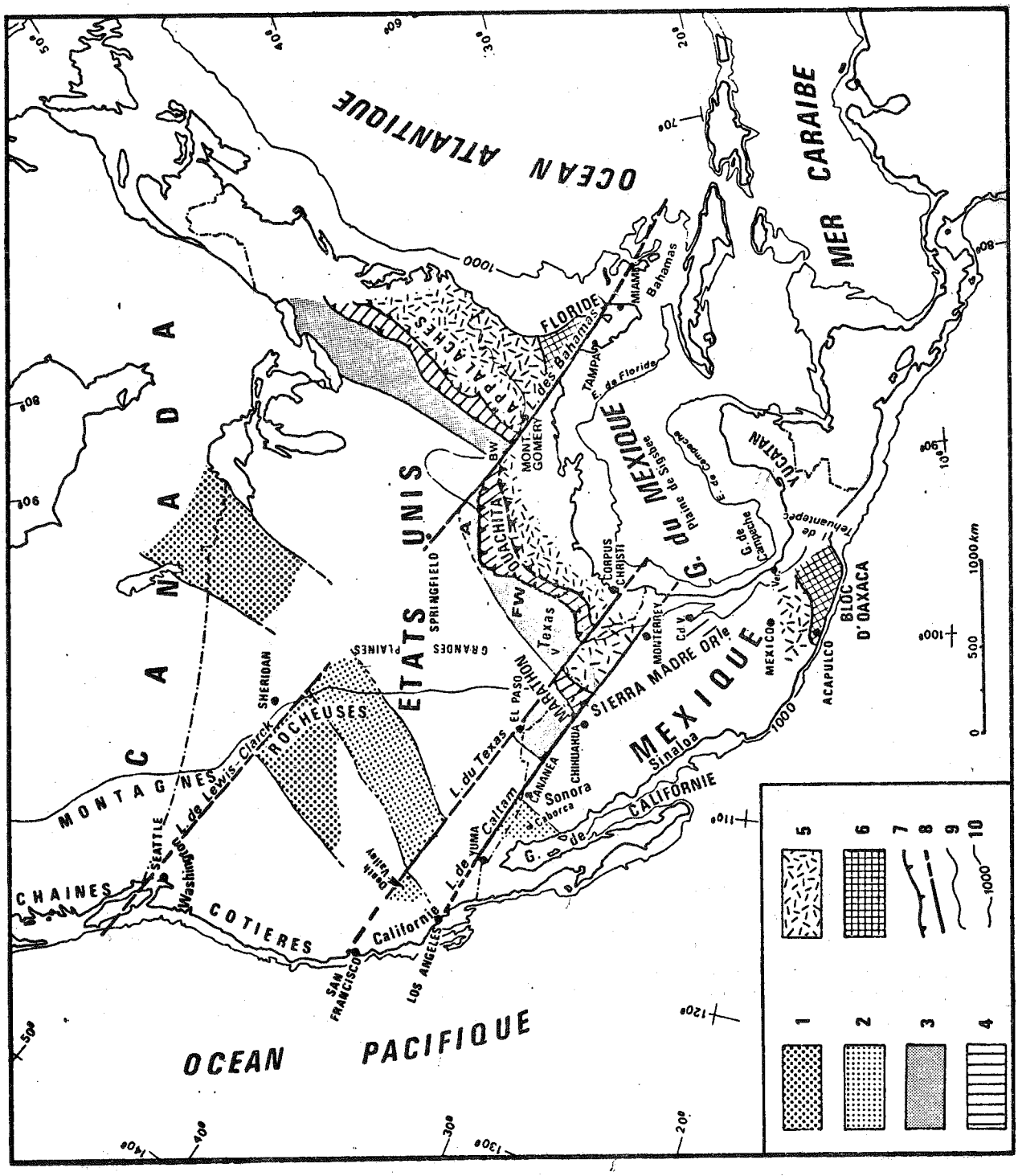
La discontinuité marquée au niveau de l'ensemble précambrien précédent, affecte également l'orogène paléozoïque Appalaches-Ouachita (P.B. King, 1975). La zone sédimentaire, non métamorphisée des Appalaches (Valley and Ridge Province), bien développée de Pennsylvanie jusqu'en Alabama est interrompue dans l'Etat du Mississipi. Sa prolongation naturelle forme, au Nord-Ouest de la terminaison sud des Appalaches, les Monts Ouachita de l'Arkansas.

Les rapports des Monts Ouachita avec les avant-fosses d'Arkoma et de Fort Worth se font par l'intermédiaire de grands charriages dans l'Ouest de l'Arkansas et le Nord-Est du Texas. Par contre, au niveau de la ligne Springfield, Missouri - Montgomery, Alabama (marquant au travers de la partie centrale du Mississipi, la discontinuité structurale Appalaches-Ouachita), les roches du Paléozoïque inférieur, extrêmement cataclasées du système Ouachita, butent contre les roches pennsylvaniennes du Black Warrior Basin (P.B. King, 1975). Ceci peut être un indice traduisant le passage d'un grand accident cisaillant vertical.

Cette disposition actuelle des divers segments d'ensembles structuraux précambriens ou paléozoïques du Sud-Est des Etats-Unis, permet de caractériser le linéament des Bahamas. *Celui-ci correspond (dans sa partie continentale) à un vaste décrochement cisaillant dextre, post-paléozoïque,* qui recoupe en travers et décale les grandes ceintures orogéniques précambriennes et paléozoïques du Sud-Est des Etats-Unis.

II. DISPOSITION DES ENSEMBLES PRECAMBRIENS ET PALEOZOIQUES DE PART ET D'AUTRE DU LINEAMENT DU TEXAS. (Fig. II_{3-1}).

W.R. Muehlberger (1965) définit le linéament du Texas comme "une zone of structural discontinuity extending in a West-Northwest direction from South of Corpus Christi to El Paso and Westward accross southern Arizona to the Transverse Ranges of Southern California".


OCEAN ATLANTIQUE
MER CARAIBE
CANADA
ETATS UNIS
G. du MEXIQUE
MEXIQUE
OCEAN PACIFIQUE
MONTAGNES ROCHEUSES
CHAINES COTIERES
PLAINES GRANDES
APPALACHES
FLORIDE
Bahamas
MIAMI
TAMPA
MONTGOMERY
QUACHITA
SPRINGFIELD
SHERIDAN
CORPUS CHRISTI
MONTERREY
MEXICO
ACAPULCO
BLOC D'OAXACA
SIERRA MADRE Orle
EL PASO
CHIHUAHUA
Sonora
Caborca
Sinaloa
CALIFORNIE
SEATTLE
SAN FRANCISCO
LOS ANGELES
YUMA
Death Valley
L. de Lewis-Clarck
L. du Texas
L. de Californie
Caltem
1000
1000 km
500
0

A la faveur de ce linéament :

- la ceinture orogénique grenvillienne, développée dans la partie centrale du Texas est brusquement interrompue à hauteur du Val Verde Basin ; sa prolongation est clairement décalée vers l'Ouest - Nord-Ouest et se retrouve dans les environs de El Paso, Texas ;

- la ceinture orogénique Ouachita, connue par sondages dans la partie centrale du Texas (on y reconnaît la zone externe sédimentaire non métamorphisée et la zone interne métamorphisée), interrompue au Nord du Rio Grande est également décalée vers l'Ouest - Nord-Ouest. Sa prolongation se retrouve : pour la zone externe, non métamorphisée et charriée vers l'Ouest - Nord-Ouest, dans la région de Marathon de l'Ouest du Texas (P.T. Flawn et col., 1961 ; P.B. King, 1975) et dans l'Etat de Chihuahua au Mexique (région de Placer de Guadalupe-Plomosas ; Z. de Cserna, 1965) ; pour la zone interne, métamorphisée et charriée sur la précédente, dans le Nord de l'Etat de Coahuila au Mexique (Sierra del Carmen, P.T. Flawn et R. A. Maxwell, 1958) et dans l'Etat de Nuevo León (gneiss agés de 358 MA atteints par les forages de la compagnie pétrolière mexicaine PEMEX).

Une telle disposition actuelle des segments des orogènes Grenville et Appalaches-Ouachita au Texas, signifie que *le linéament du Texas correspond à un grand cisaillement décrochant dextre, post-paléozoïque* (W. R. Muelhberger, 1965). Si cette ancienne cassure est clairement identifiée au Texas, sa prolongation vers l'Ouest - Nord-Ouest doit être recherchée au Sud du Plateau du Colorado et, au-delà, en Californie.

III. DISPOSITION DES ENSEMBLES PRECAMBRIENS ET PALEOZOIQUES DE PART ET D'AUTRE DU LINEAMENT DE CALTAM (Fig. II_{3-1}).

Dans le Sud-Est des Etats-Unis et le Nord-Ouest du Mexique, la répartition des terrains précambriens est telle qu'une série, datée 1710-1770 MA, présente dans la région de la Death Valley et des Inyo Mountains dans l'Etat de Californie, se retrouve avec les mêmes caractères pétrologiques et structuraux au Mexique, dans la région de Caborca, Son. (T.H. Anderson et L.T. Silver, 1977 ; L.T. Silver et T.H. Anderson, 1974 ; L.T. Silver et col., 1977).

Cet important décalage sénestre, constaté au niveau des séries précambriennes, affecte également des ensembles paléozoïques.

Fig. II_{3-1} : Répartition actuelle des grandes ceintures orogéniques prémésozoïques des Etats Unis et du Mexique.
1: Archéen (sup. à 2500 MA) ; 2: Hudsonien (1600 à 1800 MA) ; 3: Grenvillien (900 à 1100 MA) ; 4 et 5: Orogène Appalaches-Ouachita comprenant 4: zones externes non métamorphiques ; 5: zones internes polymétamorphisées ; 6: arrière-pays de l'orogène Appalaches-Ouachita comprenant un socle précambrien et une couverture du Paléozoïque inférieur non métarmorphisée ; 7: chevauchements ; 8:traces des grands linéaments post-herciniens ; 9: limite de la Plaine Côtière du Golfe ; 10:courbe bathymétrique 1000m ; A: Bassin d'Arkoma ; BW: Bassin du Black Warrior ; FW: Bassin de Fort Worth ; V: Bassin de Val Verde;

F.G. Poole et P.T. Hayes (1971) soulignent le fait que la série cambro-dévonienne, à caractère miogéosynclinal de la région de Caborca, Son., est remarquablement similaire en épaisseur, lithologie et contenu faunistique à celle du Nord de la région de la Death Valley du Sud-Est de l'Etat de Californie.

Concernant l'orogène paléozoïque Appalaches-Ouachita, j'ai montré dans le Premier Livre qu'il se prolongeait dans les parties centro-méridionales du Mexique. Cette prolongation est cependant décalée de manière sénestre et de plusieurs centaines de kilomètres, le long d'une ligne passant près des villes de Chihuahua, Chih. et de Monterrey, N.L., c'est-à-dire le long du linéament de Caltam.

Une telle répartition actuelle des zones des orogènes précambriens et paléozoïques rencontrées du Sud de la Californie au Nord-Est du Mexique d'une part, et dans les parties centro-méridionales du Mexique d'autre part, indique que *le linéament de Caltam correspond à un grand cisaillement décrochant sénestre, post-paléozoïque.*

L'étude des grands ensembles structuraux précambriens et paléozoïques permettent donc de reconnaître dans le linéament des Bahamas, le linéament du Texas et le linéament de Caltam trois anciens décrochements (dextres pour les linéaments des Bahamas et du Texas, sénestre pour le linéament de Caltam). Deux de ces décrochements post-paléozoïques sont transcontinentaux. Ils recoupent le substratum anté-mésozoïque du Golfe du Mexique à l'Océan Pacifique, de manière assez claire pour le linéament de Caltam, beaucoup moins clairement pour le linéament du Texas. Encore que les séries précambriennes du Sud-Est de la Californie (Death Valley et Inyo Mountains) peuvent représenter un segment, décalé vers l'Ouest - Nord Ouest à la faveur du paléo-décrochement dextre caractérisant le linéament du Texas, de l'orogène hudsonien (1700 à 1800 MA) traversant du Nord-Est au Sud-Ouest, l'Ouest de l'Arizona, le Nord du Nouveau Mexique et le Colorado.

B. DONNEES DE LA GEOPHYSIQUE.

L'importance de ces anciens décrochements transcontinentaux mis en évidence à partir d'arguments géologiques, est telle que les études géophysiques, et en particulier les levés aéromagnétiques , doivent en signaler les traces.

Des données publiées permettent de rechercher les marques du décrochement dextre correspondant au linéament des Bahamas sous les dépôts mésozoïco-cénozoïques au travers de la Floride et sur la limite nord-ouest de la Plateforme des Bahamas. En Floride, les anomalies magnétiques ont des directions nettement différentes de part et d'autre d'une ligne orientée Nord-Ouest - Sud-Est qui passe un peu au Nord des villes de Tampa et de Miami (H.T. Mullins et G.W. Lynts). Cette même ligne correspond d'autre part à un brusque saut topographique du soubassement de la Floride, la partie sud - sud-ouest, probablement formée de croûte océanique étant nettement abaissée par rapport à la partie nord - nord-est à croûte continentale (R.A. Wicker et D.L. Smith, 1977). De cette manière, le linéament des Bahamas représente, au travers de la Floride, la trace d'un paléo-accident cassant majeur qui met en contact, au-dessous des épaisses séries carbona-

tées mésozoïco-cénozoïques deux croûtes de natures différentes : de type océanique au Sud et au Sud-Ouest, continentale au Nord et au Nord-Est (le "Florida Element" de P.B. King, 1975). Sur son extrémité sud-est, le linéament des Bahamas s'aligne sur la limite septentrionale de la partie des Bahamas à croûte continentale (H.T. Mullins et G.W. Lynts, 1977). Là encore, il est possible de l'interpréter comme un paléo-accident cassant qui marque une transition brusque entre le domaine à croûte continentale de la Plateforme des Bahamas et la croûte océanique atlantique.

Quelques dizaines de kilomètres au Nord de la frontière internationale entre les Etats de Sonora et d'Arizona (entre 113° et 114° de longitude Ouest), les anomalies magnétiques sont clairement allongées selon la direction N 120°E (J.R. Summer, 1972). Elles peuvent traduire la présence dans le socle continental de l'ancien décrochement sénestre qui correspond au linéament de Caltam.

C. AGE ET IMPORTANCES DES JEUX LATERAUX DES TROIS DECROCHEMENTS.

I. L'AGE DU FONCTIONNEMENT DES TROIS ANCIENS DECROCHEMENTS précédemment mis en évidence le long des trois linéaments, est difficile à établir avec précision.

L'orogène Appalaches-Ouachita ayant été débité en tronçons décalés les uns par rapport aux autres après sa structuration, *le jeu des décrochements qui limitent les tronçons est postérieur à la dernière phase compressive hercynienne.* Ainsi, le jeu du décrochement sénestre correspondant au linéament de Caltam, est postérieur au Permien supérieur (Guadalupien) affecté par une phase tectonique en compression dans la région de Las Delicias, Coah., au Nord du Mexique.

La répartition des affleurements du Trias, connus en surface et en subsurface aux Etats-Unis (T.D. Cook et A.W. Bally, 1975), est conditionnée par les trois grandes déchirures. En particulier, les molasses rouges continentales triasiques sont bien conservées au Nord du linéament du Texas, alors que l'érosion les a pratiquement totalement déblayées sur le panneau compris entre les linéaments du Texas et de Caltam. Ils réapparaissent au Mexique, dans la Sierra Madre Orientale au Sud du linéament de Caltam. Une telle répartition des couches rouges semble ainsi indiquer que le jeu des accidents cisaillants, limitant les deux grands panneaux, est postérieur au Trias.

Enfin, j'ai indiqué dans la première partie de ce second livre, que les jeux décrochants des linéaments de Caltam et du Texas contrôlaient la sédimentation marine dans le Nord de la Sierra Madre Orientale. L'ouverture du "Golfe de Chihuahua" au Kimméridgien-Portlandien, entre les deux linéaments, ainsi que l'accumulation d'énormes quantités de matériaux terrigènes dans le bassin de Sabinas, le long du linéament de Caltam au Néocomien, sont les principaux marqueurs de cette activité.

Il est donc possible de dire que les linéaments ont joué en décrochements durant le Jurassique et peut-être durant le Néocomien ; c'est-à-dire à l'époque de l'ouverture du Golfe du Mexique et des bassins de la Sierra Madre Orientale.

II. L'AMPLEUR DES DEPLACEMENTS HORIZONTAUX le long des paléo-décrochements est estimée en mesurant la distance séparant les éléments équivalents des ensembles précambriens et paléozoïques de part et d'autre de chaque accident.

De part et d'autre du linéament des Bahamas, le déplacement dextre des deux compartiments est d'environ 400 kilomètres, distance séparant le front des Appalaches en Alabama, du front des Monts Ouachita en Arkansas. Cette distance est du même ordre de grandeur que celle qui sépare les fronts de l'orogène Grenville entre le Nord-Est du Mississipi et l'Est de l'Oklahoma.

De part et d'autre du linéament du Texas, le déplacement dextre relatif est d'environ 320 à 400 kilomètres (W.R. Muehlberger, 1965), distance séparant : soit le front du système Ouachita connu en subsurface dans le centre du Texas, du même front affleurant dans la région de Marathon, Texas, soit le front grenvillien situé à l'Ouest - Nord-Ouest du bombement de Llano du même front connu dans les environs d'El Paso, Texas, d'autre part. Cette distance est également celle qui sépare les roches précambriennes hudsoniennes (1730-1770 MA) à l'Ouest de l'Arizona de celles de la Death Valley et des Monts Inyo en Californie.

De part et d'autre du linéament de Caltam, le déplacement sénestre est d'environ 750 à 800 kilomètres, distance séparant : les affleurements paléozoïques équivalents de Ciudad Victoria, Tamps. et de Placer de Guadelupe, Chih., d'une part ; les affleurements de Paléozoïque et de Précambrien (1730-1770 MA) équivalents de la Death Valley et de Caborca, Son. d'autre part.

Il est notable que le déplacement sénestre de 750 à 800 kilomètres, estimé le long du linéament de Caltam, est d'un ordre de grandeur équivalent à la somme des déplacements dextres estimés le long du linéament du Texas (320 à 400 kilomètres) et du linéament des Bahamas (400 kilomètres).

En résumé, il apparaît logique de considérer les linéaments des Bahamas, du Texas et de Caltam comme trois anciens décrochements ayant fonctionné au Jurassique-Néocomien. Par leur nature cisaillante et leurs tailles, ils doivent être comparés aux accidents tardi-hercyniens liés à l'ouverture de l'Atlantique et connus en Europe et en Afrique du Nord. Cependant, alors que ces derniers ont fonctionné essentiellement durant le Permien supérieur - Trias, les trois décrochements considérés ont joué plus récemment, au Jurassique-Néocomien, à l'époque où s'ouvraient entre Amérique du Nord et Amérique du Sud, le domaine caraïbe et le Golfe du Mexique. Ils ont été, à cette époque, responsables des déplacements relatifs vers le Nord-Ouest de deux parties du Continent Nord Américain : l'une comprise entre les extrémités des linéaments des Bahamas et du Texas dont on peut estimer l'amplitude du mouvement à 400 kilomètres ; l'autre comprise entre les linéaments du Texas et de Caltam dont l'amplitude du mouvement a été de l'ordre de 800 kilomètres.

CHAPITRE III. LE FONCTIONNEMENT DES TROIS DECROCHEMENTS AU JURASSIQUE-NEOCOMIEN ET L'OUVERTURE DU GOLFE DU MEXIQUE.

La majorité des auteurs considère que le Golfe du Mexique et en particulier sa partie centrale, la Plaine de Sigsbee, possède une croûte océanique. Les dépôts qui recouvrent directement cette croûte sont généralement attribués au Mésozoïque inférieur (O. Wilhelm et M. Ewing, 1972 ; J.W. Ladd, 1976).

Ces données conduisent à penser que le Golfe du Mexique, ceinturé de tous côtés par des ensembles à croûte continentale ancienne (Floride, Sud des Etats-Unis, Mexique oriental et Yucatán), s'est ouvert au milieu d'un domaine cratonisé, postérieurement au dépôt des molasses rouges continentales triasiques.

Il est donc logique de rechercher une corrélation possible entre ces deux événements essentiels contemporains : ouverture du Golfe et jeu des trois décrochements précédemment décrits.

A. RAPPORTS ENTRE LA MORPHOLOGIE DU GOLFE DU MEXIQUE ET LES TROIS LINEAMENTS (Fig. II_{3-1}).

Au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, le Golfe du Mexique a été le siège d'une importante sédimentation, soit terrigène (sur ses bordures nord et ouest), soit carbonatée (sur ses bordures sud et est). Aussi les talus sédimentaires qui limitent la Plaine de Sigsbee et le Golfe de Campeche (parties les plus profondes à croûte de type océanique), ne sont-ils que rarement les traces fossilisées de la rupture continentale ayant présidé à l'ouverture océanique de cette partie.

Ainsi, l'Escarpement de Floride, dû à une énorme accumulation récifale mésozoïco-cénozoïque (E. Uchupi, 1967), ne correspond pas à la trace d'une ancienne cassure jurassique. Celle-ci est située plus au Nord-Est, en travers de la Floride. Elle marque, sur le linéament des Bahamas, la limite des zones à très forte subsidence mésozoïco-cénozoïque de la Plaine Côtière du Golfe et du Sud de la Floride (P.B. King, 1969).

Par contre le Golfe de Campeche présente des caractères morphologiques pouvant témoigner d'un héritage de la fracturation jurassique. Il possède une largeur est-ouest de 300 kilomètres (entre le Canyon de Campeche et la Fosse de Veracruz) égale à la distance séparant à terre, les linéaments de Caltam et du Texas. Quant à sa longueur nord-sud, d'environ 350 km, elle est de même ordre de grandeur que le rejet horizontal dextre mesuré le long du linéament du Texas.

B. RECONSTITUTION DE L'AIRE CONTINENTALE NORD-AMERICAINE AU TRIAS (Fig. II_{3-2}).

La présence de molasses continentales rouges triasiques sur le

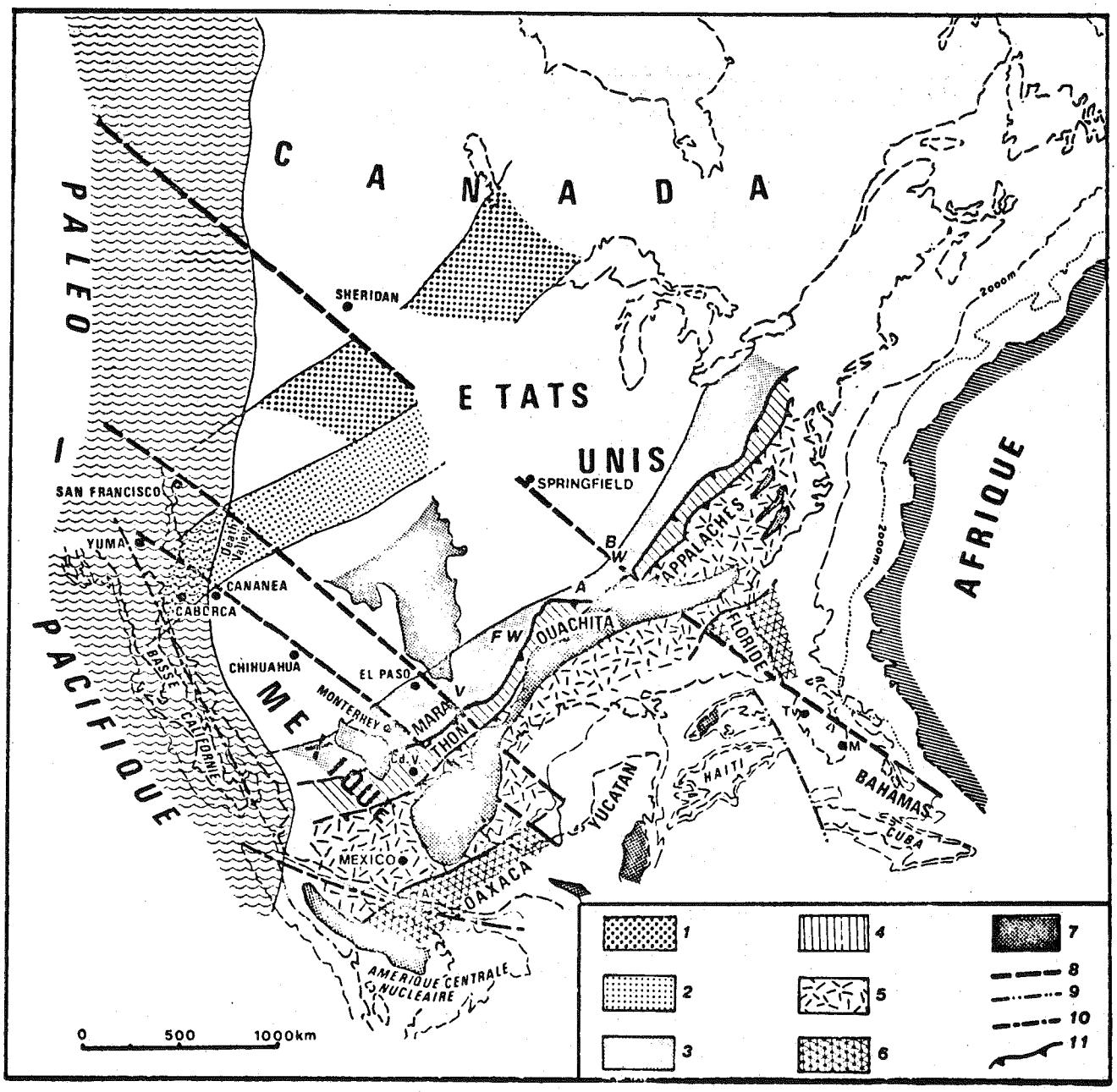


Fig. II_{3-2} : Reconstitution de la partie nord-américaine de la Pangée au Trias supérieur.

1: Archéen ; 2: orogène hudsonien ; 3: orogène grenvillien ; 4 et 5: orogène Appalaches-Ouachita comprenant 4: zones externes non métamorphisées ; 5: zones internes polymétamorphisées ; 6: arrière-pays de l'orogène Appalaches-Ouachita ; 7: molasses rouges continentales permo-triasiques ; 8: emplacements des grandes cassures décrochantes jurassiques ; 9: trace supposée de la fracture ayant permis la rotation de l'ensemble Chiapas-Yucatan (auquel ont été jointes Hispaniola et une partie de Cuba) au Jurassique ; 10: emplacements des grands décrochements mio-plio-quaternaires ; 11: principaux chevauchements. La position de la Péninsule de Basse Californie a été obtenue en supprimant le décrochement dextre pliocène le long de la faille de San Andreas. Celles d'Hispaniola et de l'Amérique Centrale Nucléaire ont été obtenues en supprimant le décrochement sénestre le long des failles de Polochic, Motagua et Bartlett.

pourtour du Golfe du Mexique est un argument qui indique que celui-ci n'existait pas avant le Jurassique. Si l'on efface le jeu jurassique et néocomien des trois décrochements, tout en conservant fixes les parties du Continent Nord Américain situées au Nord-Est du linéament des Bahamas et au Sud-Ouest du linéament de Caltam, on peut reconstituer la partie nord-américaine de la Pangée permo-triasique.

En ramenant vers le Sud-Est, de 400 kilomètres, la partie du continent comprise entre les linéaments des Bahamas et du Texas, et de 750 à 800 kilomètres celle comprise entre les linéaments du Texas et de Caltam :

1. Le domaine à croûte océanique du Golfe du Mexique est fortement réduit ; de 400 kilomètres entre la limite de la croûte continentale sous la Plaine Côtière du Golfe du Sud des Etats-Unis et la Plateforme de Campeche ; de 750 à 800 kilomètres entre la limite sud-est du soubassement de la partie de la Plaine Côtière du Golfe comprise entre Corpus Christi, Texas et Santa Rosa, Tamps. et l'extrémité sud du Golfe de Campeche.

Ceci n'est donc pas suffisant pour faire disparaître totalement l'aire océanique du Golfe du Mexique en grande partie masquée par les dépôts terrigènes cénozoïques de la Plaine Côtière du Golfe. Afin de fermer totalement l'aire continentale, il apparaît nécessaire de ramener vers le Nord-Ouest le bloc Yucatán-Chiapas, en le faisant pivoter. Cette rotation est possible en résorbant l'extension nord-est - sud-ouest qui a accompagné sur le territoire mexicain, l'ouverture au Jurassique des bassins de la Sierra Madre Orientale, lesquels se terminaient alors en doigts de gant dans le Nord-Ouest du Mexique.

2. Les principaux éléments paléozoïques et précambriens d'Amérique du Nord s'organisent en grandes ceintures orogéniques, généralement orientées Nord-Est - Sud-Ouest.

Les terrains paléozoïques des Appalaches, des Monts Ouachita et du Mexique centro-méridional s'agencent en une chaîne continue. Dans cette chaîne : la zone externe est formée par la Valley and Ridge Province des Appalaches et les séries dépourvues de métamorphisme des Monts Ouachita, de la région de Marathon au Texas, du Nord du Chihuahua et des environs de Ciudad Victoria au Mexique ; les zones internes métamorphisées comprennent la Province du Piemont des Appalaches, les ensembles métamorphiques formant le soubassement du Sud du Texas et du Nord de Coahuila et ceux affleurant dans la Sierra Madre del Sur au Mexique. Le soubassement métamorphique du Nord du Yucatán (330 MA, E. Lopez-Ramos, 1975) appartient probablement à cette zone interne. Cette grande chaîne paléozoïque déversée vers le Nord-Ouest est flanquée sur son côté sud-est, par un arrière-pays précambrien supportant une couverture non métamorphisée (Floride, Bloc d'Oaxaca). Elle recoupe sur son parcours le futur emplacement du Golfe du Mexique et recoupe du Nord-Est au Sud-Ouest la partie centro-méridionale du Mexique.

En avant de la chaîne Appalaches-Ouachita-Mexique centro-méridional, les séries carbonatées du Paléozoïque s'organisent également de manière cohérente ; en particulier le Paléozoïque inférieur de Caborca, Son. et celui de la Death Valley se retrouvent occupant deux régions voisines, ce qui explique leurs similitudes.

Les segments grenvilliens situés au front des Appalaches et des

Monts Ouachita et celui d'El Paso, Texas s'alignent également en une ceinture orogénique continue du Sud-Est des Grands Lacs au Rio Grande. Cet orogène grenvillien se prolonge probablement au-delà, en travers du Mexique septentrional.

L'image générale que l'on obtient ainsi du Continent Nord Américain, au Trias supérieur, avant le jeu des trois décrochements, est celle d'un craton armé par une série de ceintures orogéniques orientées Nord-Est-Sud-Ouest et d'âge croissant, depuis l'orogène Appalaches-Ouachita vers les Grandes Plaines. De la Californie à l'Isthme de Tehuantepec, cette succession de ceintures orogéniques est recoupée sub-perpendiculairement par le Trias supérieur marin transgressif, d'obédience pacifique. Cette naissance du "Paléo-Pacifique" mésozoïque, sub-perpendiculairement aux traits structuraux précambrien et paléozoïque, pourrait se concevoir en faisant intervenir une première cassure continentale antérieure au jeu des trois décrochements jurassiques. Mais ceci pose le problème de retrouver la partie continentale paléozoïco-précambrienne qui prolongeait, au Sud-Ouest de la Californie et du Mexique, le Continent Nord Américain.

C. MODALITES POSSIBLES DE L'OUVERTURE DU GOLFE DU MEXIQUE AU JURASSIQUE-NEOCOMIEN (Fig. II_{3-3}).

A terre, dans la partie de la Sierra Madre Orientale du Mexique située aux Nord-Ouest de Veracrúz, la série sédimentaire jurassique illustre deux épisodes de la conquête marine en bout du Golfe du Mexique (cf. première partie). Je rappelle ici que les premiers dépôts marins renfermant des Ammonites sont d'âge sinémurien-pléinsbachien basal. Ils sont surmontés par des couches rouges continentales du Lias supérieur - Dogger, puis par des calcaires à Ammonites du Callovo-Oxfordien.

Il faut rapprocher cette série jurassique de celle du Golfe. On connaît en effet, dans la partie occidentale et septentrionale de celui-ci, d'épais dépôts salifères ayant fourni des pollens du Jurassique moyen à supérieur (D.W. Kirkland et J.E. Gershard, 1971), surmontés par les séries marines du Jurassique supérieur - Crétacé.

Ces données font penser que l'ouverture du Golfe s'est produite en deux épisodes au cours du Jurassique. Une première cassure par "rifting" Ouest - Sud-Ouest - Est - Nord-Est au Sinémurien, aurait permis une première incursion marine de provenance orientale téthysienne. Au Lias supérieur - Dogger, l'évaporation de ces premières eaux marines coupées de la Téthys aurait fourni les importantes masses salines du Golfe. Ce n'est qu'au Jurassique supérieur que l'ouverture, accompagnée de création de croûte océanique, se serait produite de manière définitive. Notons que cette ouverture du Golfe du Mexique en deux temps est tout à fait semblable à celle de l'Atlantique moyen, au droit des côtes du Maroc, tout deux appartenant au domaine téthysien (C. Choubert et col., 1971 ; J. Aubouin et col., 1977).

En faisant intervenir les jeux des trois méga-décrochements jurassiques, il est possible d'interpréter l'ouverture du Golfe du Mexique

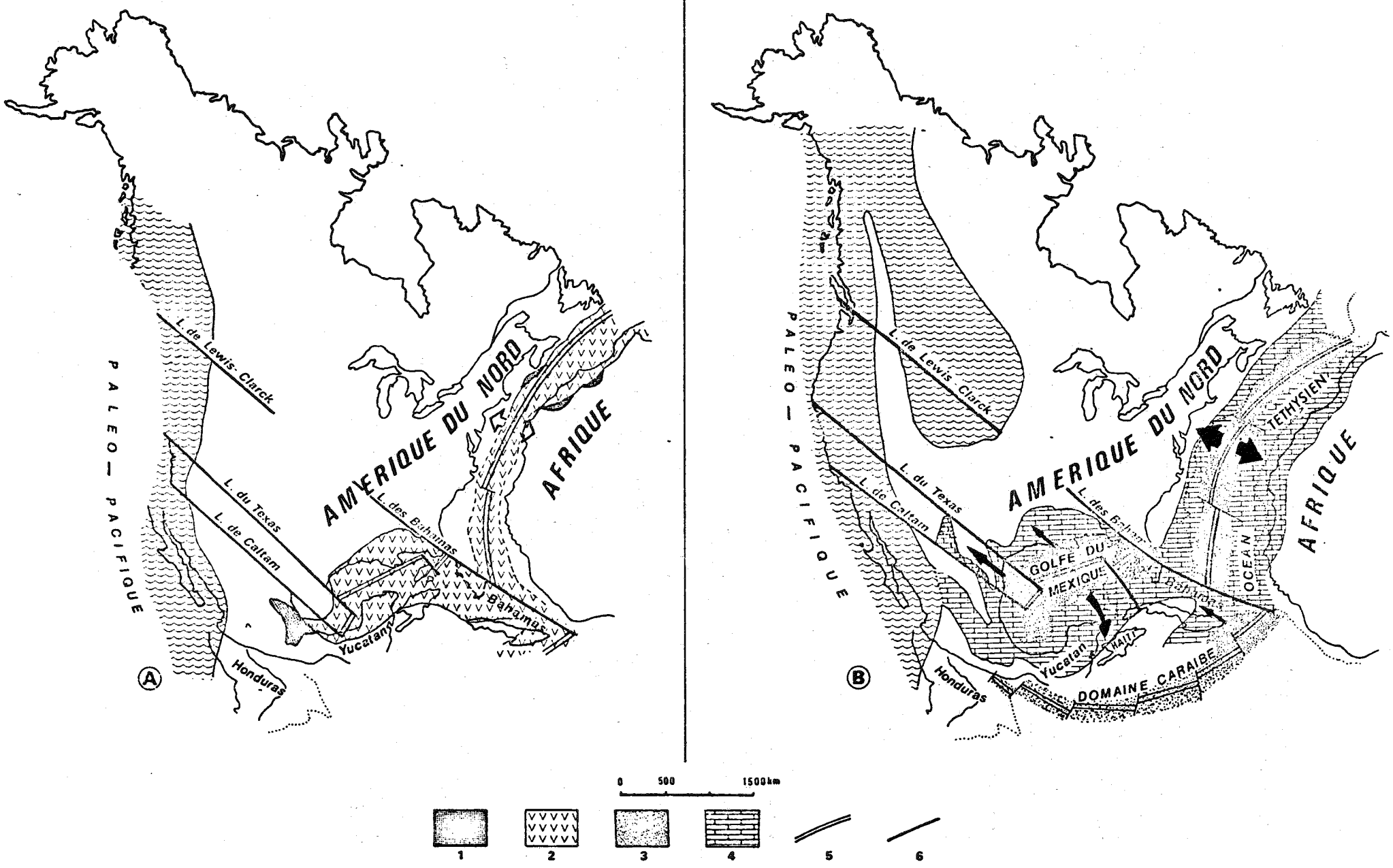
et des bassins de la Sierra Madre Orientale sur la partie mexicaine du Continent Nord Américain, *en termes de tectonique des plaques*.

Postérieurement à la phase compressive cimmérienne (limite Trias-Lias), de grandes cassures affectent la partie nord-américaine de la Pangée (Fig. $II_{3-3}A$). Elles se manifestent dans le prolongement de la Téthys méditerranéenne, entre Amérique du Nord et Afrique (où va naître l'Atlantique moyen) d'une part, et entre Amérique du Nord et Amérique du Sud (où vont naître le Golfe du Mexique et le domaine caraïbe) d'autre part. Dans l'aire du Golfe du Mexique, deux zones (pour le moins) de rifts, décalées de 350 kilomètres environ par une fracture axée sur le décrochement du Texas (l'escarpement yucatèque dominant le Canyon de Campeche en serait l'une des lèvres fossilisées) naissent au Lias entre les extrémités des déchirures des Bahamas et de Caltam. A la faveur des effondrements intracontinentaux ainsi créés, une première transgression liasique d'origine orientale téthysienne envahit (par l'intermédiaire des rifts de l'Atlantique moyen) les fossés du Golfe du Mexique et atteint les parties orientales du Mexique ("Baie de Huayacocotla").

Au Lias supérieur - Dogger, une régression générale est marquée par le dépôt d'épaisses séquences de gypses et de sels.

A partir du Callovo-Oxfordien, la création de croûte océanique accompagne l'expansion du Golfe du Mexique entre les fractures des Bahamas et de Caltam. Cette expansion se produit en même temps que celles de l'Atlantique moyen et du premier domaine océanique caraïbe (lequel lors de la fermeture fini-jurassique - éocrétacée fournit les ophiolites caraïbes ; R. Blanchet et J.F. Stephan, 1980). Dans le Golfe du Mexique l'expansion est rendue possible par les déplacements (Fig. $II_{3-3}B$) :

- vers le Nord-Ouest de deux panneaux continentaux. L'un coulisse de 400 kilomètres entre l'extrémité nord-ouest de la déchirure des Bahamas et la déchirure du Texas ; l'autre coulisse de 800 kilomètres entre les deux décrochements du Texas et de Caltam. En fait les déplacements de ces deux panneaux crustaux sont des mouvements de rotation. Les linéaments des Bahamas, du Texas et de Caltam qui marquent aujourd'hui leurs anciennes limites s'inscrivent sur des cercles ayant un pôle commun situé (les calculs ont été réalisés au Centre Océanographique de Bretagne à Brest par X. Le Pichon et J.C. Sibuet que je remercie vivement) par 37°5 de latitude Sud et 145°5 de longitude Ouest. Par rapport à ce pôle de rotation, le linéament des Bahamas se situe à la latitude 1°4, le linéament du Texas à la latitude 11°5 et le linéament de Caltam à la latitude 13°85 ;
- vers le Sud - Sud-Est de l'ensemble Chiapas-Yucatán. Ce mouvement est rendu possible par l'ouverture des bassins de la Sierra Madre Orientale sur la partie mexicaine du Continent : ouverture "en ciseaux" du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central en particulier.


PALEO — PACIFIQUE
L. de Lewis - Clarck
L. du Texas
L. de Caltam
L. des Bahamas
AMERIQUE DU NORD
AFRIQUE
Bahamas
Yucatan
Honduras
A
PALEO — PACIFIQUE
L. de Lewis - Clarck
L. du Texas
L. de Caltam
AMERIQUE DU NORD
TETHYSIEN
OCEAN
AFRIQUE
GOLFE DU MEXIQUE
Yucatan
Honduras
DOMAINE CARAIBE
B
0 500 1500km
1
2
3
4
5
6

CONCLUSION.

L'ouverture jurassique du Golfe du Mexique et des bassins de la Sierra Madre Orientale s'intègre selon le schéma précédent, dans le cadre géodynamique global de l'ouverture de la partie moyenne de l'Océan Atlantique et du domaine caraïbe. Cette ouverture est en fait celle de la "Téthys de la reconquête" au sens de J. Aubouin et col. (1977).

Dans ce tableau d'ouverture générale, par séparation de l'ensemble Amérique du Nord-Europe de l'ensemble Amérique du Sud-Afrique, l'ouverture "supplémentaire" du Golfe du Mexique, au Nord-Est du domaine caraïbe et en travers de l'édifice paléozoïque est-américain, est rendue possible par le jeu des grandes fractures signalées. Celles-ci avaient au Jurassique valeur de méga-failles transformantes : entre zone d'expansion du Golfe et zone d'expansion de l'Atlantique moyen pour le linéament des Bahamas ; entre zone d'expansion du Golfe et marge-active pacifique pour les linéaments du Texas et de Caltam. Par leurs dimensions et leur signification néotectonique (par rapport aux structures du cycle orogénique antérieur qu'ils affectent) ces paléo-accidents jurassiques sont tout à fait comparables aux failles actives de San Andreas ou de Polochic - Motagua - Bartlett.

Après leur naissance jurassique commune, les diverses parties de cette "Téthys de la reconquête" ont connu des destins différents :

- la partie de la Téthys comprise entre Amérique du Nord et Afrique a été reprise par l'ouverture de l'Atlantique sud et de l'Atlantique nord. Elle a été de ce fait incorporée au domaine océanique atlantique actuel ;

- la partie caraïbe de la Téthys comprise entre Amérique du Nord et Amérique du Sud a été tectonisée précocement au Jurassique terminal - Eocrétacé. A la suite d'un probable rapprochement des deux masses continentales, une partie des fonds océaniques téthysiens a été éjectée sous forme de nappes ophiolitiques présentes aujourd'hui dans la Cordillère caraïbe du Vénézuela (R. Blanchet et J.F. Stephan, 1980) ;

- la partie océanique téthysiennes du Golfe du Mexique a connu un arrêt définitif de son expansion en même temps que s'accentuaient les jeux décrochants des trois linéaments. Ces arrêts sont probablement contemporains de la première fermeture de la partie caraïbe de la Téthys durant le Jurassique terminal - Eocrétacé.

Fig. II_{3-3} : Schémas illustrant l'ouverture du Golfe du Mexique en bout Ouest de la "Téthys de la reconquête" au Jurassique. A: Stade de cassure du Lias accompagnée d'une première incursion de la mer en provenance de la Téthys et suivie d'une importante évaporation au Dogger. B: Stade d'ouverture avec création de croûte océanique dans la partie atlantique de la Téthys et le Golfe du Mexique au Jurassique supérieur. 1: Dépôts marins du Lias accompagnant la première rupture ; 2: Evaporites et dépôts continentaux du Dogger ; 3: Croûte océanique jurassique ; 4: Transgression marine du Jurassique supérieur accompagnant l'ouverture : 5: Rifts ; 6: Décrochements transcontinentaux accompagnant l'ouverture du Golfe du Mexique.
Les positions relatives de l'Amérique du Nord (au Nord du linéament des Bahamas) et de l'Afrique sont celles proposées aux époques correspondantes par X. Le Pichon et col., 1977.

Ces parties océaniques du Golfe du Mexique ont également échappé au destin des bassins intra-continentaux de la Sierra Madre Orientale situés dans leur prolongation occidentale. Ceux-ci ont été tectonisés à plusieurs reprises au cours du Crétacé et du Tertiaire lors des déformations de la Cordillère ouest-américaine de telle sorte que leurs caractères téthysiens d'origine sont aujourd'hui fortement masqués.

Etant resté à l'abri des tectoniques compressives du domaine caraïbe et de la Sierra Madre Orientale, le Golfe du Mexique apparaît comme un bassin téthysien jurassique fossile devenu "Proto-Golfe" du Mexique à la suite de la phase laramienne (il a alors valeur d'avant-fosse molassique et ses rivages ont déjà des formes modernes) et Golfe du Mexique avec la néo-tectonique mio-plio-quaternaire.

QUELQUES APERCUS PHOTOGRAPHIQUES DE LA GEOLOGIE DU MEXIQUE

PLANCHES I à V

P L A N C H E I

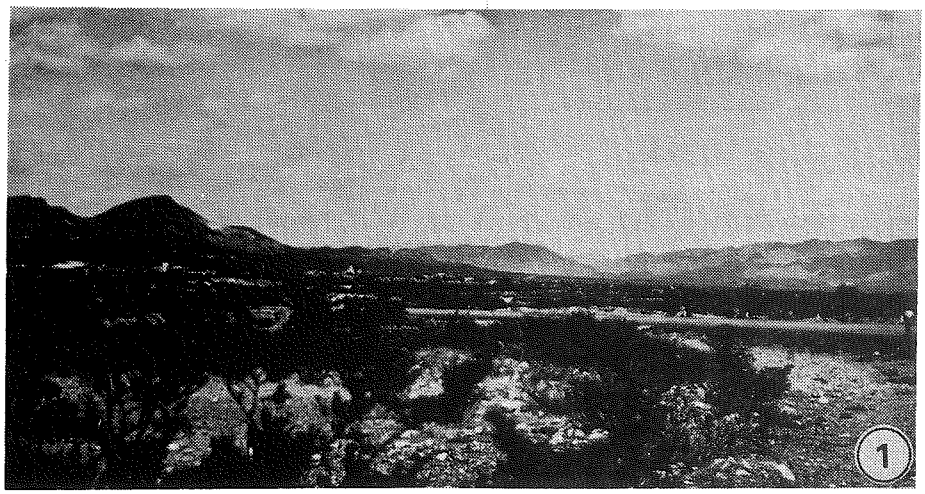
La Sierra Madre Orientale au Sud-Ouest de Torrëon, Coah.

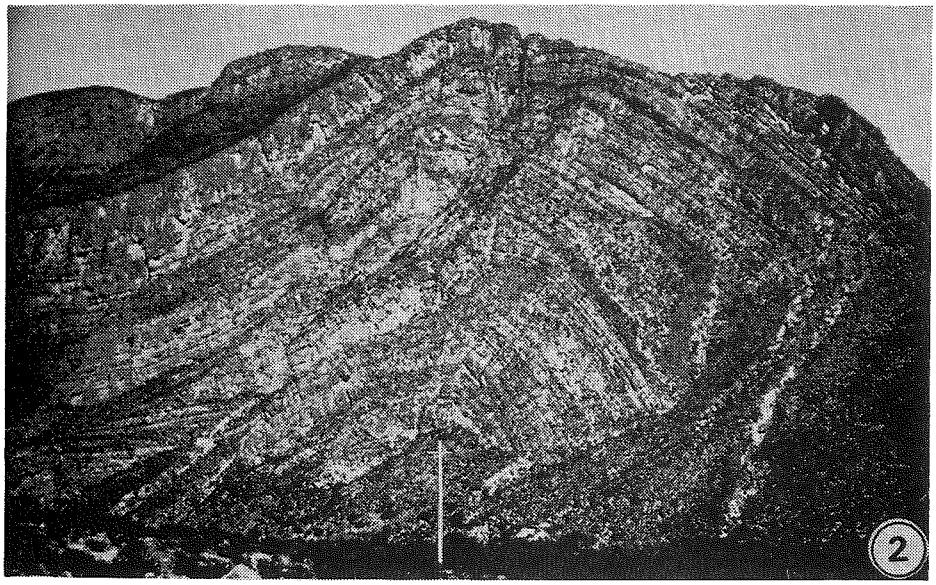
Fig. 1 : Environs de Cuencame, Dgo. La Sierra Madre Orientale à droite s'enfonce vers la gauche sous la couverture ignimbritique et rhyolitique cénozoïque de la Sierra Madre Occidentale.

Fig. 2 : Près de la Presa Francisco Zarco, Dgo., anticlinal de la Haute-Chaîne affectant les formations calcaires du Crétacé inférieur.

Fig. 3 : Molasse post-laramienne (Formation Ahuichila de l'Eocène-Oligocène) discordante sur la molasse rouge post-hercynienne (Formation Nazas du Permo-Trias).

PLANCHE I





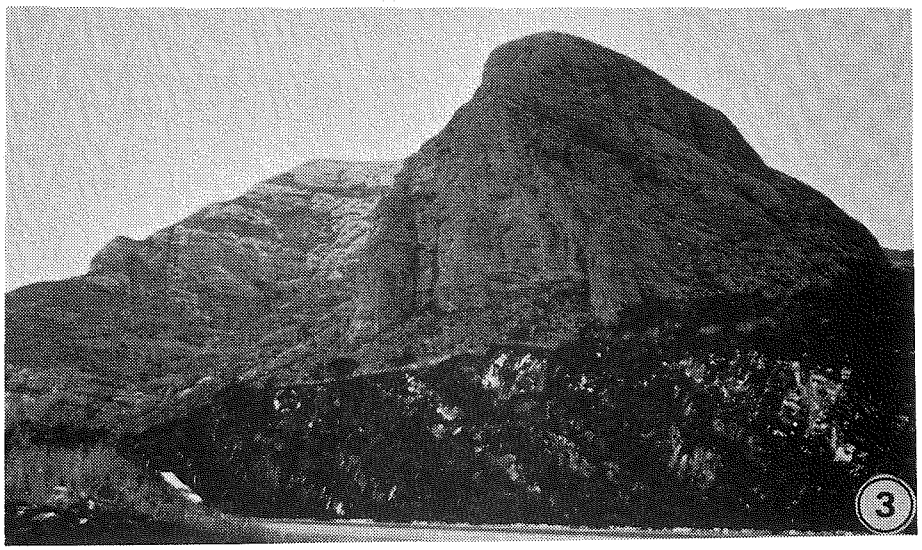


PLANCHE II

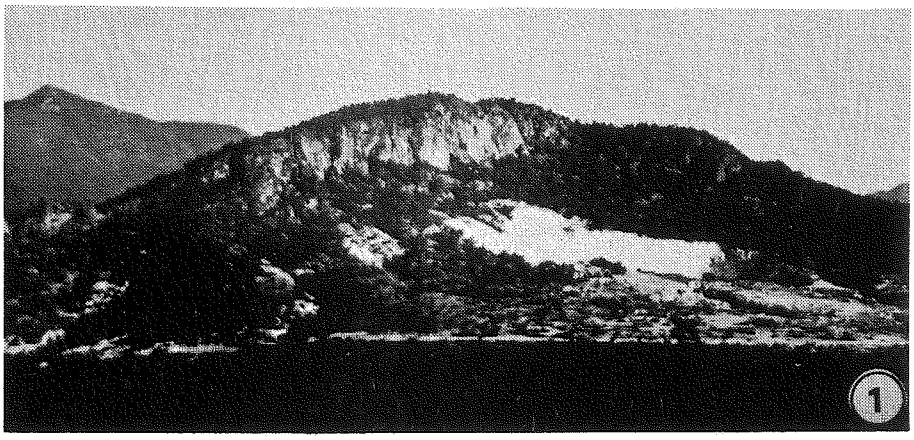
La Sierra Madre Orientale aux environs de Monterrey, N.L.

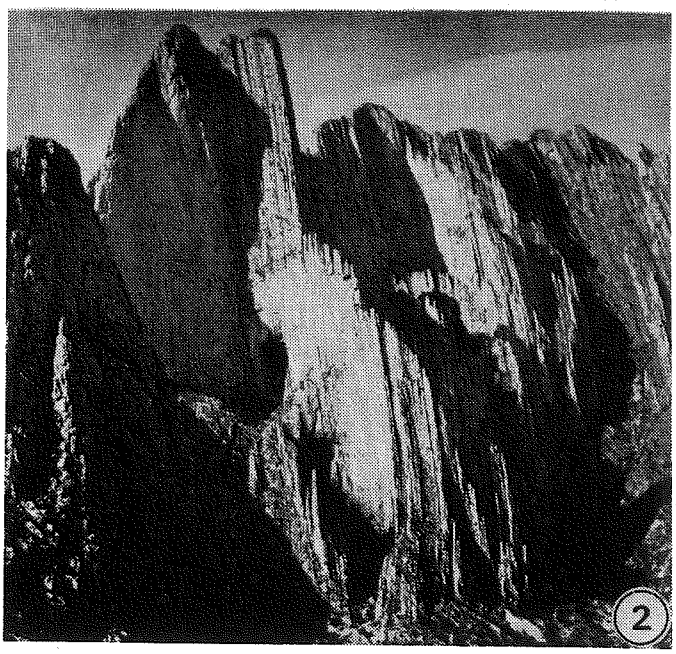
Fig. 1 : Sierra del Fraile. Dans l'axe de l'anticlinal les gypses jurassiques de la Formation Minas Viejas percent diapiriquement les calcaires de la Formation Zuloaga (Oxfordien).

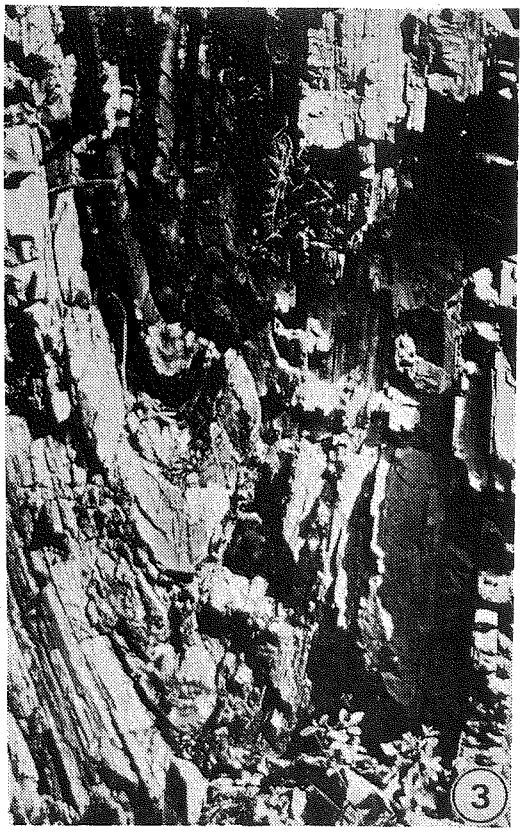
Fig. 2 : Haute-Chaîne - Cañon de la Huasteca. Bancs de calcaires de la Formation Cupido (Hauterivien - Aptien inférieur) redressés verticalement sur le flanc nord de l'anticlinal de Los Muertos.

Fig. 3 : Haute-Chaîne - Près de la Cola de Caballo. Pli métrique avec schistosité de plan axial dans la Formation San Felipe (Crétacé supérieur).

PLANCHE II







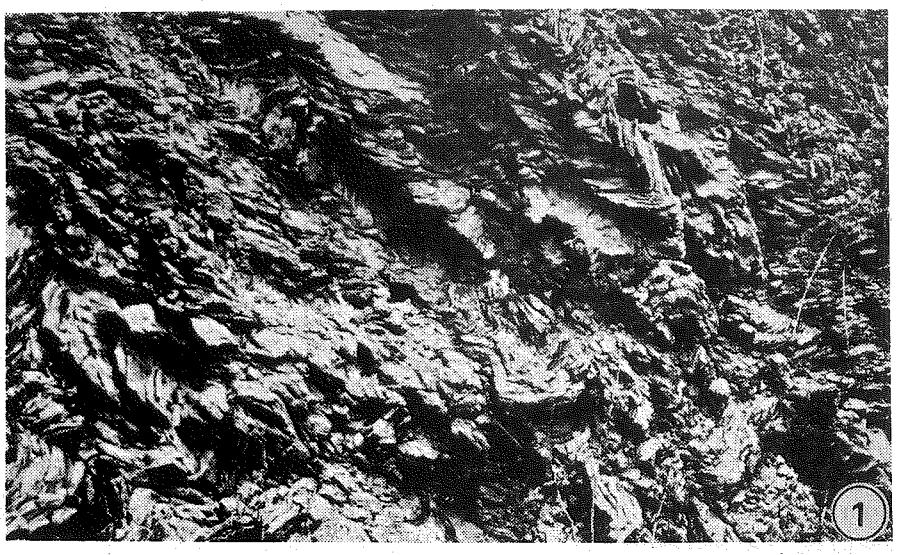
P L A N C H E III

Quelques aspects de la série volcano-détritique cordillérraine mésozoïque affleurant près de Valle de Bravo, Mex.

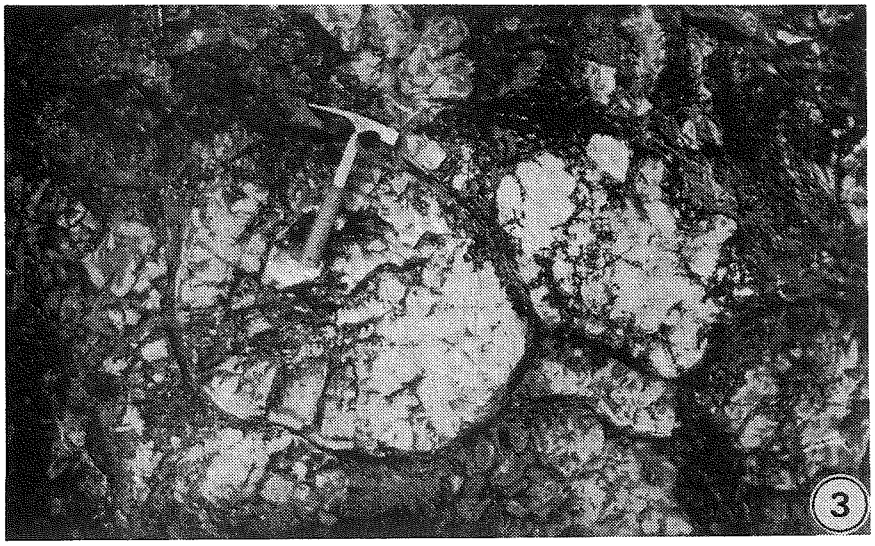
Fig. 1 : Méta-pélites (faciès schistes verts) affectées de microplis en bordure de la retenue de Valle de Bravo.

Fig. 2 : Méta-tufs, méta-grauwackes et méta-pillow lavas au Sud de Valle de Bravo.

Fig. 3 : Détail de pillow lavas.


1

2


3

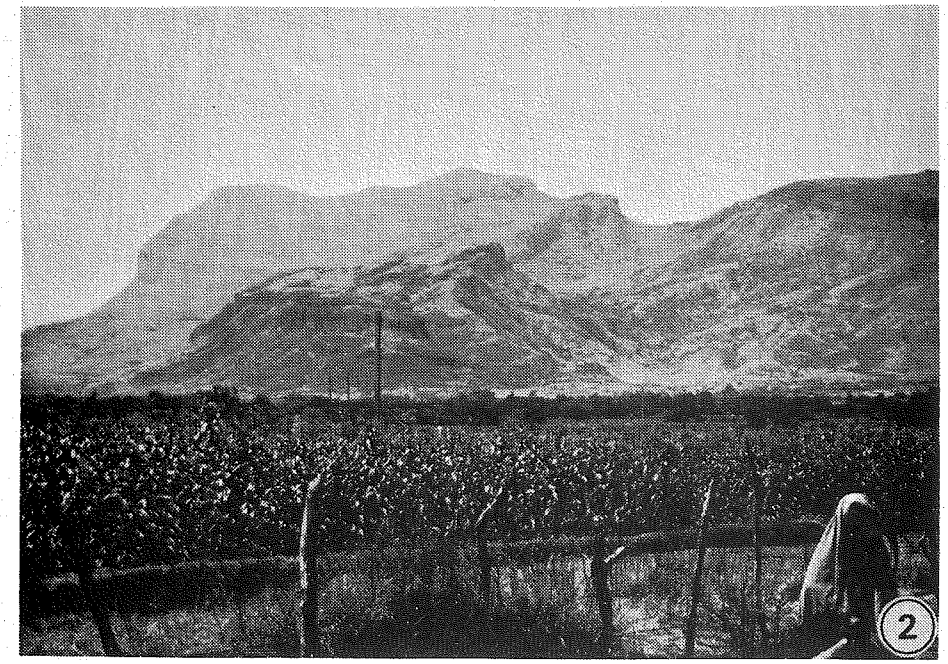
P L A N C H E IV

La Sierra Madre del Sur à l'Ouest d'Iguala, Gro.

Fig. 1 : Le flysch pélitique crétacé supérieur (Formation Mexcala) très déformé au coeur du synclinal d'Ixcateopan. Route Iguala - Teloloapan, Gro. Déformation laramienne.

Fig. 2 : Molasse continentale post-laramienne dessinant un synclinal perché près d'Arcelia, Gro. Plissement du Miocène.

1


2

P L A N C H E V

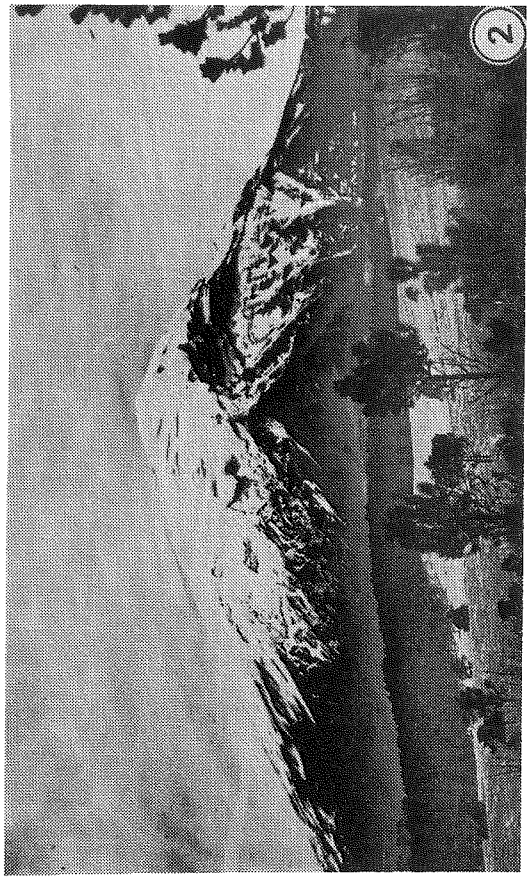
Les appareils volcaniques de l'Axe Volcanique Transmexicain.

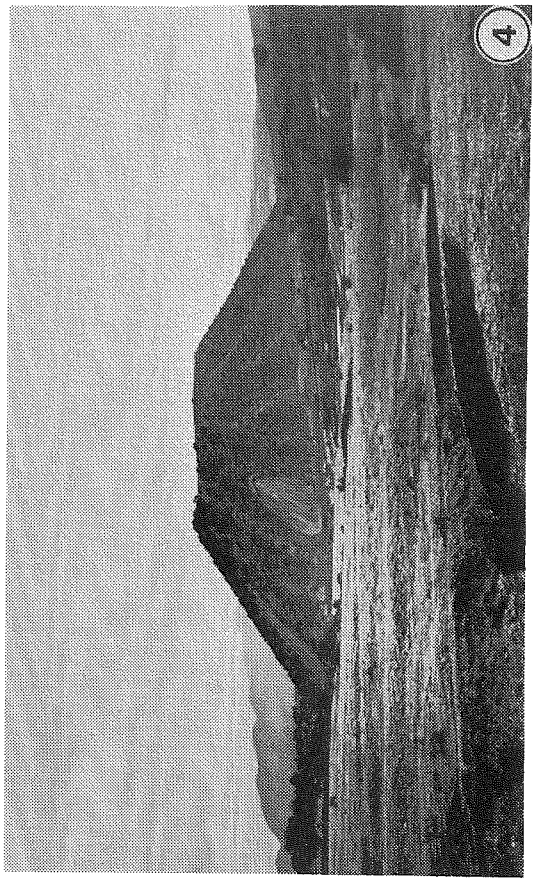
Fig. 1 : Le Pico de Orizaba pris de la route Mexico-Veracruz.

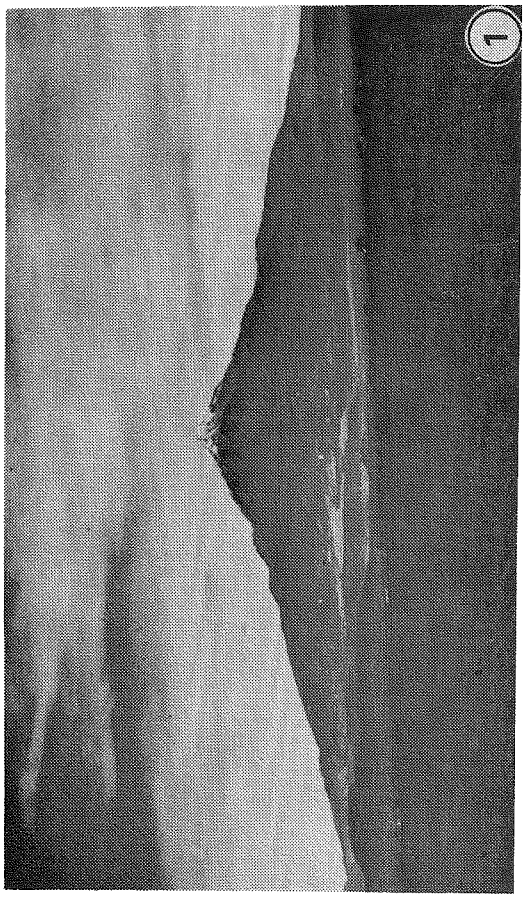
Fig. 2 : Le Popocatepetl pris du Paso de Cortes.

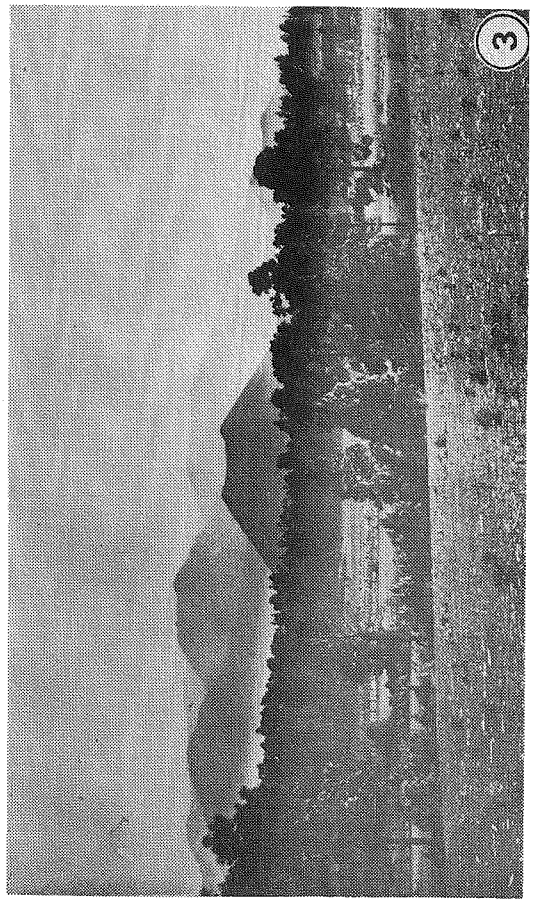
Fig. 3 : Le Paricutin au pied du Tancitaro.

Fig. 4 : Un des nombreux cônes volcaniques de Michoacan.


2


4


1


3

BIBLIOGRAPHIE

1) AGUAYO J.E. (1976). - Sedimentary environments and diagenesis of El Abra Limestone at its locality, Eastern Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.60, p.644.

2) AGUAYO J.E., KANAMORI K. (1976). - The Tamuín Member of the Mendez Shale along the Eastern flank of the Sierra de El Abra, San Luis Potosí, East Mexico. *Bol.Soc.geol.mexicana*, 37, n°1, p.11-17.

3) AGUILERA J.G. (1896). - Sinopsis de la geologia mexicana. *Inst.geol.Mexico, Bol.*, 4-6, p.189-250.

4) AGUILERA J.G. (1906). - Aperçu sur la géologie du Mexique pour servir d'explication à la carte géologique de l'Amérique du Nord. *10th Intern.Geol.Congr.*, Mexico, C.R., p.227-248.

5) AGUILERA J.G. (1906). - Les volcans du Mexique dans leurs relations avec le relief et la tectonique générale du pays. *10th Intern.Geol.Congr.*, Mexico, C.R., p.1155-1168.

6) AGUILERA J.G., BUELNA R.F., ORDOÑEZ E. (1896). - Bosquejo geológico de Mexico. *Inst.geol.Mexico, Bol.*, 4-6, 270 p.

7) AJAURO J.M., LLATA R.de la (1974). - Estudio geológico de las sierras de Mayrán y la Peña , Estado de Coahuila. Thèse.U.N.A.M., Mexico, 149 p., inédite.

8) ALBRITTON C.C.Jr., SMITH J.F.Jr. (1957). - The Texas lineament. *20th Intern.Geol. Congr.*, Mexico, secc.5, p.501-518. *In* Tomo 2 : "Relaciones entre la tectónica y la sedimentación".

9) ALENCASTER G. (1961). - Estratigrafia del Triasico superior de la parte central del Estado de Sonora. *Paleont.mexicana*, U.N.A.M., Inst.Geol., 11, part 1, 18 p.

10) ALENCASTER G. (1977). - Moluscos y Braquiopodosdel Júrasico superior de Chiapas. *U.N.A.M., Inst.Geol., Revista*, v.1, n°2, p.151-166.

11) ALLEMANN F., TREJO M. (1975). - Two new species of Calpionellites from the Valanginian of Mexico and Spain. *Ecl.geol.Helv.*, v.68/2, p.457-460.

12) ALLISON E.C. (1955). - Middle Cretaceous Gastropoda from Punta China, Baja California, Mexico. *Journ.Pal.*, v.29, n°3, p.400-432.

13) ALVARADO J.G. (1976). - Resultados obtenidos en la exploración de la plataforma de Cordoba y principales campos productores. *Bol.Soc.geol.mexicana*, 37, n°2, p.53-59.

14) ALVAREZ M.Jr. (1949). - Notas sobre el Paleozoico mexicano. *Bol.Asoc.mex.Geol. petr.*, v.1, p.47-56.

15) ALVAREZ M.Jr. (1949). - Unidades tectónicas de la República Mexicana. *Bol.Soc.geol.mexicana*, 14, p.1-22.

16) ALVAREZ M.Jr. (1954). - Exploración geológica preliminar del Rio Hondo, Quintana Roo. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.6, p.956-963.

17) ALVAREZ M.Jr. (1958). - Tectónica profunda de Mexico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.10, p.163-182.

18) ALVAREZ M.Jr. (1961). - Provincias fisiograficas de la República Mexicana. *Bol.Soc.geol.mexicana*, 24, n°2, p.5-20.

19) ALVAREZ M.Jr. (1962). - Orogenias pre-terciarias en Mexico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.14, p.23-35.

20) ANDERSON D.L. (1971). - The San Andreas fault. *Scient.Amer.*, v.225, n°5, p.52-66.

21) ANDERSON J.H., BURKART B., CLEMONS R.E., BOHNENBERGER O., BLOUNT D.N. (1973). - Geology of the western Altos Cuchumatanes, northwestern Guatemala. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.84, p.805-826.

22) ANDERSON T.H., EELLS J.H., SILVER L.T. (1978). - Rocas precambricas y paleozóicas de la región de Caborca, Sonora, Mexico. *1r.Simp.sobre la Geologia y Potencial minero en el Estado de Sonora, Hermosillo, Sonora, Mexico*, Libreto Guía, p.5-34. U.N.A.M., Inst.Geol.

23) ANDERSON T.H., SCHMIDT V.A. (1978). - Mesozoic crustal evolution of Middle America and the Caribbean : geological considerations. *EOS*, v.59, n°4, p.404.

24) ANDERSON T.H., SILVER L.T. (1977). - Geochronometric and stratigraphic outlines of the Precambrian rocks of northwestern Mexico. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.9, n°7, p.880.

25) ANDERSON T.H., SILVER L.T. (1978). - The nature and extent of Precambrian rocks in Sonora, Mexico. *1r.Simp.sobre la Geologia y Potencial Minero del Estado de Sonora, Resumenes*, p.9-10. U.N.A.M., Inst.Geol.

26) ANDERSON T.H., SILVER L.T., CORDOBA D.A., PEARSON M., BAENTELI G. (1972). - Observaciones geocronológicas sobre los complejos cristalinos de Sonora y Oaxaca, Mexico. *II.Conv.Nac.*, Mazatlán, Soc.geol.mexicana, p.115.

27) ANDERSON T.H., SILVER L.T., SALAS G.A. (1977). - Metamorphic core complexes of the southern part of the North American Cordillera, northwestern Mexico. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.9, n°7, p.881.

28) ARMSTRONG R.L. (1968). - Sevier orogenic belt in Nevada and Utah. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.79, p.429-458.

29) ARMSTRONG R.L. (1972). - Low-angle (denudation) faults, Hinterland of the Sevier orogenic belt, eastern Nevada and western Utah. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.83, p.1729-1754.

30) ARMSTRONG R.L. (1974). - Magmatism, orogenic timing, and orogenic diachronism in the Cordillera from Mexico to Canada. *Nature*, v.247, p.348-351.

31) ARTHAUD F., MATTE P. (1977). - Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa : result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.88, p.1305-1320.

32) ATWATER T. (1970). - Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.81, p.3513-3536.

33) AUBOUIN J. (1959). - Granuloclassement vertical (Graded bedding) et figures de courants (current marks) dans les calcaires purs : les brèches de flanc des sillons géosynclinaux. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), I, p.578-582.

34) AUBOUIN J. (1961). - Propos sur les géosynclinaux. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), III, p.629-702.

35) AUBOUIN J. (1965). - Geosynclines. Amsterdam, Elsevier édit., 335 p. Dev.in Geotectonics, I.

36) AUBOUIN J. (1973). - Paléotectonique, tectonique, tarditectonique et néotectonique en Méditerranée moyenne : à la recherche d'un guide pour la comparaison des données de la géophysique et de la géologie. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, (D), t.276, p.457-460.

37) AUBOUIN J. (1975). - De la Méditerranée aux Caraïbes : éléments d'une comparaison. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, (D), t.281, p.215-218.

38) AUBOUIN J. (1976). - Mer Caraïbe et mer Méditerranée : réflexions sur une comparaison structurale. *VIIe Conf.géol.Caraïbes*, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe, R.Causse édit., p.41-49.

39) AUBOUIN J. (1977). - Téthys, Atlantique et Pacifique : regard tectonique. *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, fasc.4, p.170-179.

40) AUBOUIN J., BLANCHET R., CARFANTAN J.C., RANGIN C., STEPHAN J.F., TARDY M. (1977).- Des Caraïbes aux Cordillères sud et nord-américaines. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, (D), t.284, p.1749-1752.

41) AUBOUIN J., BLANCHET R., CARFANTAN J.C., RANGIN C., STEPHAN J.F., TARDY M. (1977).- De la región caribeña a las cordilleras sur y norteamericanas. *U.N.A.M., Inst.Geol., Revista*, v.1, n°2, p.129-132.

42) AUBOUIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.F., TARDY M. (1977). - Téthys (Mésogée) et Atlantique : données de la géologie. *C.R.Acad.Sc.*, (D), t.285, p.1025-1028.

43) AUBOUIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.F., TARDY M. (1979). - Tethys and Caribbean *4th Latin-American Geol.Congr.*, Trinidad.

44) AUBOUIN J., BLANCHET R., TARDY M. (1976). - Del Caribe a las Cordilleras sur y norteamericanas. *IIIth Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.9.

45) AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.P. (1968). - Précis de Géologie (1ère édition). Dunod édit., Paris, 3 tomes. (3ème édition, 1975).

46) AUBOUIN J., HUENE R.von, et l'équipe scientifique du Leg 67 (1979). - Premiers résultats de forages profonds dans le Pacifique au niveau de la fosse du Guatémala (fosse d'Amérique centrale) (leg 67 du "Deep Sea Drilling Project", mai-juin 1979). *C.R.Acad.Sc.*, (D), t.289, p.1215-1220.

47) AVECILLA G.C. (1976). - Moluscos júrasicos del area de San Andres Yutatio, Municipio de Tezoatlan, Oaxaca. *IIIth Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.11.

48) AYALA-CASTANARES A. (1963). - Foraminiferos grandes del Cretácico superior de la región central del Estado de Chiapas, Mexico. Parte I : El genero *Orbitoïdes* d'Orbigny, 1847. *Paleont.mexicana*, U.N.A.M., Inst.Geol., n°13, p.57-73.

49) BAKER C.L. (1922). - General geology of the Catorce mining district. *Amer.Inst.Min., Met.and Petr.Eng.*, v.66, p.42-48.

50) BAKER C.L. (1930). - Geologic cross section of isthmus of Tehuantepec. *Pan Amer.Geol.*, v.53, p.161-174.

51) BAKER C.L. (1941). - Brief notes on the higher Cretaceous (Monterrey Saltillo area). *South Texas Geol.Soc.*, Guidebook 13th Ann.Meeting.

52) BAKER C.L. (1941). - Upper Jurassic deposits and structures of the Monterrey Saltillo area. *South Texas Geol.Soc.*, Guidebook 13th Ann.Meeting.

53) BAKER C.L. (1971). - Geologic reconnaissance in the eastern Cordillera of Mexico. *Geol.Soc.Amer., Spec.Papers*, n°131, 84 p.

54) BANKS P.O. (1975). - Basement rocks bordering the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. *In* "The Ocean Basins and Margins", ed.by F.G.Stehli and A.Nairn, vol.3 : The Gulf of Mexico and Caribbean, New York, Plenum Press, p.181-200.

55) BARNETCHE A., ILLING L.V. (1956). - The Tamabra limestone of the Poza Rica oilfields (Veracruz, Mexico). *XXe Intern.Geol.Congr.*, Mexico, 38 p.

56) BARNETT R.S. (1975). - Basement structure of Florida and its tectonic implications. *Gulf Coast Assoc.geol.Soc.Trans.*, v.25, p.122-142.

57) BARRERA T. (1927). - Informe geológico del criadero y mina de Santa Rosa, pertenecientes a la Santa Rosa Mining Co., Distrito de Mazapil, Estado de Zacatecas. *Inst.geol.Mexico, Bol.*, 46, p.47-72.

58) BATESON J.H. (1972). - New interpretation of geology of Maya Mountains, British Honduras. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.56, p.956-963.

59) BEAUVAIS L. (1974). - Quelques exemples pris dans le Malm, montrant le rôle des Madréporaires dans la théorie de la mobilité continentale. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XVI, p.465-469.

60) BECKWITH R.H. (1942). - Structure of the upper laramic river valley, Colorado-Wyoming. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.53, p.1491-1532.

61) BENAVIDES L. (1956). - Notas sobre la geología petrolera de Mexico. *XXe Intern.Geol.Congr.*, Mexico, Symp.sobre Yacimientos de Petroleo y Gas, III, p.351-562.

62) BERMUDEZ P.J. (1963). - Foraminíferos del Paleoceno del Departamento de El Peten, Guatemala. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.26, p.1-56.

63) BISHOP B.A. (1970). - Stratigraphy of Sierra de Picachos and vicinity, Nuevo León, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.54, p.1245-1270.

64) BISHOP B.A. (1972). - Petrography and origin of Cretaceous limestones, Sierra de Picachos and vicinity, Nuevo Leon, Mexico. *Journ.Sed.Petr.*, v.42, p.270-286.

65) BLANCHET R., STEPHAN J.F. (1980). - Des Caraïbes à la Méditerranée : réflexions sur les mécanismes géodynamiques des orogenèses et des ouvertures océaniques. *8ème Réun.ann.Sc.Terre*, Marseille, p.46. Paris, Soc.géol.Fr., édit.

66) BLANCHET R., TARDY M., VILLIEN A. (1980). - Une coupe des cordillères nord-américaines (Utah, Nevada, Californie). *26ème Congr.géol.intern.*, Paris, résumé.

67) BLATT H. (1967). - Original characteristics of clastic quartz grains. *Journ.Sed.Petr.*, v.37, p.401-424.

68) BLATT H., CHRISTIE J.M. (1963). - Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *Journ.Sed.Petr.*, v.33, p.559-579.

69) BOILLOT G. (1979). - Géologie des marges continentales. Paris, Masson édit., 1 vol., 139 p.

70) BOITEAU A., BUTTERLIN J., MICHARD A., SALIOT P. (1972). - Le complexe ophiolitique du Purial (Oriente, Cuba) et son métamorphisme de haute pression : problèmes de datation et de corrélation. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, (D), t.275, p.895-898.

71) BOITEAU A., MICHARD A., SALIOT P. (1972). - Métamorphisme de haute pression dans le complexe ophiolitique du Purial (Oriente, Cuba). *C.R.Acad.Sc.*, Paris, (D), t.274, p.2137-2140.

72) BOITEAU A., MICHARD A. (1974). - Données nouvelles sur le socle métamorphique de Cuba. Problèmes d'application de la tectonique des plaques (résumé). *VIIth Conf.geol.Caribe*, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe, p.10.

73) BONET F. (1952). - La facies urgoniana del Cretácico medio de la región de Tampico. *Bol.Asoc.mexicana Geol.petr.*, v.4, p.153-262.

74) BONET F. (1956). - Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del Este de Mexico. *Bol.Asoc.mexicana Geol.petr.*, v.8, n°7-8, p.1-102.

75) BONNEAU M. (1971). - Una nueva area cretácica fosilífera en el Estado de Sinaloa. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.32, n°2, p.159-167.

76) BONNEAU M. (1972). - Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XIV, p.55-65.

77) BONNEAU M. (1976). - A proposito de la edad cretácica de los afloramientos volcánicos y volcanoclasticos de la región de Zihuatanejo, Guerrero (Sierra Madre del Sur, Mexico). *IIIth Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.14.

78) BÖSE E. (1898). - Über Lias in Mexico. *Zeitschr.d.geol.Ges.*, 50, p.168-175.

79) BÖSE E. (1906). - Excursion dans les environs de Parras. *Xe Congr.géol.intern.*, Mexico, Guide Excursion 23, 16 p.

80) BÖSE E. (1906). - Excursion dans les environs de Monterrey et Saltillo. *Xe Congr.géol.intern.*, Mexico, Guide Excursion, 29, 17 p.

81) BÖSE E. (1910). - Monografía geológica y paleontológica del Cerro de Muleros cerca de Ciudad Juarez y descripción de la fauna cretácica de la Encantada, Placer de Guadalupe, Estado de Chihuahua. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, n°25, 2 vol.

82) BÖSE E. (1913). - Algunas faunas del Cretácico superior de Coahuila y regiones limitrofes. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, n°30, 23 p.

83) BÖSE E. (1921). - On the Permian of Coahuila, northern Mexico. *Amer.Journ.Sc.*, (4), v.1, p.187-194.

84) BÖSE E. (1923). - Algunas faunas cretácicas de Zacatecas, Durango y Guerrero. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, n°42, p.219.

85) BÖSE E. (1923). - Vestiges of an ancient continent in northeast Mexico. *Amer.Journ.Sc.*, (5), v.6, p.127-136, 196-214, 310-337.

86) BÖSE E., CAVINS O.A. (1927). - The Cretaceous and Tertiary of Southern Texas and Northern Mexico. *Univ.Texas, Bur.Econ.Geol., Bull.*, 2748, p.7-142.

87) BOWIN C.O., DONNELLY T.W., WHETTEN J.T., OXBURGH E.R. (1966). - Caribbean geological investigations. *Geol.Soc.Amer.Memoir*, 98, 310 p.

88) BOYD D. (1959). - Stratigraphy of the Difunta Group in an area north of Saltillo, Coahuila, Mexico. M.S.Thesis, La.State Univ.

89) BRIDGES L.W. (1964). - Stratigraphy of the Mina Plomosas - Placer de Guadalupe area. *In* "Geology of the Mina Plomosas - Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico". *West Texas Geol.Soc.*, Publ.64-50 (Field Trip Guidebook), p.50-61.

90) BRIDGES L.W. (1965). - Geología del area de Plomosas, Chihuahua. *In* "Estudios geológicos del Estado de Chihuahua, parte 1". *Bol., Inst.Geol., UNAM*, 74, p.1-134.

91) BRYANT W.R., ANTOINE J., EWING M., JONES B. (1968). - Structure of the mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.52, p.1204-1228.

92) BUCKNAM R.C., PLAFKER G., SHARP R.V. (1978). - Fault movement (afterslip) following the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *Geology*, v.6, p.170-173.

93) BUITRON B.E., GLACON G., GLACON J. (1976). - Correlación de especies del genero *Nerinea* y microfauna del Aptiano de Mexico y la región mediterranea. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.16.

94) BURCHFIEL B.C., DAVIS G.A. (1972). - Structural framework and evolution of the southern part of the cordilleran orogen, western United States. *Amer.Journ.Sc.*, v.272, p.97-118.

95) BURCHFIEL B.C., PELTON P.J., SUTTER J. (1970). - An early mesozoic deformation belt in south central Nevada - southeastern California. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.81, p.211-215.

96) BURCKHARDT C. (1905). - La faune marine du Trias supérieur de Zacatecas. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, n°21, 44 p.

97) BURCKHARDT C. (1906). - La faune jurassique de Mazapíl avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inférieur. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, n°23.

98) BURCKHARDT C. (1906). - Géologie de la Sierra de Mazapíl et Santa Rosa. *10e Congr.géol.intern.*, Mexico, Libreto Guia, Excursion 26.

99) BURCKHARDT C. (1906). - Géologie de la Sierra de Concepción del Oro. *10e Congr.géol.intern.*, Mexico, Libreto Guía, Excursion 24, 24 p.

100) BURCKHARDT C. (1907). - Sobre las rocas fosforiticas de las Sierras de Mazapíl y Concepción del Oro, Zacatecas. *Parergones*, Inst.Geol.Mexico, v.2, n°1, p.63-67.

101) BURCKHARDT C. (1919). - Faunas júrasicas de Symon (Zac.) y faunas cretácicas de Zumpango del Rio (Gro.). *Bol.Inst.Geol.Mexico*, n°33.

102) BURCKHARDT C. (1925). - Faunas del Aptiano de Nazas (Durango). *Bol.Inst.Geol.Mexico*, n°45, 71 p.

103) BURCKHARDT C. (1927). - Cefalopodos del Júrasico medio de Oaxaca y Guerrero. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, n°47, 108 p.

104) BURCKHARDT C. (1930). - Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. *Mém.Soc.paléont.suisse*, 49-50, 280 p.

105) BURCKHARDT C., SCALIA S. (1906). - Géologie des environs de Zacatecas. *10e Congr.géol.intern.*, Mexico, Libreto Guia, 16, 26 p.

106) BURKART B. (1978). - Offset across the Polochíc fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology*, v.6, p.328-332.

107) BURKART B., CLEMONS R.E., CRANE D.C. (1973). - Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of southeastern Guatemala. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.57, p.63-73.

108) BURKE D.B., McKEE E.H. (1979). - Mid-Cenozoic volcano-tectonic throughs in central Nevada. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, part I, v.90, p.181-184.

109) BURROWS R.H. (1910). - Geology of northern Mexico. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.7, p.85-103.

110) BUTTERLIN J. (1956). - La constitution géologique et la structure des Antilles. Paris, C.N.R.S. édit., 453 p.

111) BUTTERLIN J. (1972). - Regards sur l'origine et l'évolution des unités structurales de la région des Caraïbes. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XIV, p.45-54.

112) BUTTERLIN J. (1974). - Posición de la región del Caribe en las estructuras geológicas americanas, según los datos mas recientes. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.33, n°2, p.5-42.

113) BUTTERLIN J. (1977). - Géologie structurale de la région des Caraïbes (Mexique - Amérique centrale - Antilles - Cordillère caraïbe). Paris, Masson édit., 1 vol., 259 p.

114) CALAS G. (1977). - Les phénomènes d'altération hydrothermale et leur relation avec les minéralisations uranifères en milieu volcanique : le cas des ignimbrites tertiaires de la Sierra de Peña Blanca, Chihuahua (Mexique). *Sci.géol., Bull.*, 30, p.3-18, Strasbourg.

115) CALLENDER L.D., FOLK R.L. (1958). - Idiomorphic zircon, key to volcanism in the lower Tertiary sands of Central Texas. *Amer.Journ.Sc.*, v.256, p.257-269.

116) CAMERON K.L., CAMERON M., BAGBY W.C., MOLL E.J., DRAKE R.E. (1980). - Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico. *Geology*, v.8, p.87-91.

117) CAMPA M.F. (1975). - Las rocas metamorficas e igneas del area Tasco-Teloloapan, Guerrero. Tesis Maestria, Fac.Cienc.UNAM, Mexico, 149 p., inédite.

118) CAMPA M.F., CAMPOS M., FLORES R., OVIEDO R. (1974). - La secuencia mesozoica volcanico-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mexico - Teloloapan, Gro. *Bol.Soc.geol.mexicana*, 35, p.7-28.

119) CAMPA M.F., OVIEDO A., TARDY M. (1976). - La cabalgadura laramídica del dominio volcanico-sedimentario (arco de Alisitos-Teloloapan) sobre le miogeosinclinal mexicano en los limites de los estados de Guerrero y Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.23.

120) CANTAGREL J.M., ROBIN C. (1978). - Géochimie isotopique du strontium dans quelques séries types du volcanisme de l'Est mexicain. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XX, p.935-939

121) CANTAGREL J.M., ROBIN C., CORDOBA D.A. (1976). - Fases del volcanismo según edades K-Ar en el Mioceno y Pliocuaternario de la parte este de Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.25.

122) CANTU CHAPA A. (1963). - Etude biostratigraphique des Ammonites du Centre et de l'Est du Mexique (Jurassique supérieur et Crétacé). *Mém.Soc.géol.Fr.*, N.S., n°99, p.1-102.

123) CANTU CHAPA A. (1970). - El Kimeridgiano inferior de Samalayuca, Chihuahua. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.II.

124) CANTU CHAPA A. (1976). - La serie Huasteca (Jurasico medio y superior) y su importancia económica, en Poza Rica, Veracrúz (Mexico). *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.26.

125) CANTU CHAPA A. (1976). - Nuevas localidades del Kimeridgiano y Titoniano en Chihuahua (Norte de Mexico). *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.VIII, n°2, p.38-49.

126) CANTU CHAPA A. (1976). - El contacto júrasico-cretácico, la estratigrafía del Neocomiano, el hiato hauteriviano superior-Eoceno inferior y las Amonitas del Pozo Bejuco 6 (Centro-Este de Mexico). *Bol.Soc.Geol.mexicana*, 37, n°2, p.60-83.

127) CANTU CHAPA C.M. (1974). - Una nueva localidad del Cretacico inferior en Mexico. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.IV, n°4, p.51-55.

128) CANTU CHAPA C.M. (1976). - Estratigrafia de la Formación La Peña (Aptiano sup.) en el area de Monterrey, N.L. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.VIII, n°4, p.7-16.

129) CARFANTAN J.C. (1976). - La falla de Motozintla (Chiapas), prolongación de la falla Polochic y frontera entre dos provincias geológicas. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.27.

130) CARFANTAN J.C. (1977). - La cobijadura de Motozintla. Un paleoarco volcanico en Chiapas. *Rev., Inst.Geol., UNAM*, Mexico, v.1, n°2, p.133-137.

131) CARFANTAN J.C. (1980). - Relations paléogéographiques et structurales entre le Mexique méridional et la région nord-caraïbe d'Amérique centrale. *8ème Réun.ann.Sc.Terre*, Marseille, p.80. Paris, Soc.Géol.Fr., édit.

132) CARON M., TARDY M. (1971). - Précisions sur l'âge Crétacé supérieur de la Formation Indidura des abords de la Laguna de Mayrán, Coahuila, Mexique. *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, p.361-362.

133) CARR M.J., STOIBER R.E. (1977). - Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.88, p.151-156.

134) CARRASCO B. (1969). - Amonitas del Campanio inferior del Norte de Coahuila. *Bol.Soc.Geol.mexicana*, t.XXX, n°2, p.139-154.

135) CARRASCO B. (1969). - Estratigrafía de la parte superior del Grupo Austin en Jimenez, Coahuila (Mexico). *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.I, p.18-25.

136) CARRASCO B. (1969). - Posible importancia economico-petrolera de la brecha litoclastica de la base de la Formación El Doctor, en Metztitlan, Hgo. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.I, p.70-72.

137) CARRASCO B. (1971). - Litofacies de la Formación el Abra en plataforma de Actopan, Hgo. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.III, n°1, p.5-26.

138) CARRASCO B. (1976). - Paleosedimentacion submarina de rocas carbonatades autoctonas y alóctonas en el margen oriental de la plataforma cretacica de Valles - San Luis Potosí, Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.30.

139) CARRASCO B., FLORES V., GODOY D. (1975). - Tobas del Cretácico inferior del area de Fortín - Zangolica, Estado de Veracrúz. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.VII, n°4, p.7-27.

140) CARRILLO BRAVO J. (1961). - Geología del anticlinorio Huizachal-Peregrina al NO de Ciudad Victoria, Tamps. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.13, n°1-2, p.1-98.

141) CARRILLO BRAVO J. (1965). - Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.17, n°5-6, p.73-96.

142) CARRILLO BRAVO J. (1971). - La plataforma de Valles-San Luis Potosí. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.22, n°1-6.

143) CARRILLO M.M. (1971). - Geología de la hoja San José de Gracia, Sinaloa. UNAM, Fac.Ing., Thèse prof., 56 p., inédite.

144) CASE J.E. (1975). - Geophysical studies in the Caribbean Sea. *In* "The Ocean Basins and Margins", ed.by F.G.Stehli and A.Nairn, vol.3 : The Gulf of Mexico and Caribbean. New York, Plenum Press, p.107-180.

145) CASEY MOORE J. *et al.* (1979). - Progressive accretion in the Middle America Trench, Southern Mexico. *Nature*, v.281, p.638-642.

146) CASTRO MORA J., SCHLAEPFER C.J., MARTINEZ R.E. (1975). - Estratigrafía y microfacies del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur, Chiapas. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.XXVII, n°1-3, p.1-95.

147) CHANCELOR G.R.C., REYMENT R.A., TAIT E.A. (1977). - Notes on Lower Turonian Ammonites from Loma el Macho, Coahuila, Mexico. *Bull.geol.Inst.Univ.Uppsala*, N.S., 7, p.85-101.

148) CHARLESTON S. (1971). - Utilización de fotografias aereas espaciales en trabajos de geología regional. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.2, n°3.

149) CHARLESTON J. (1973). - Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila series, Coahuila, Mexico. Tesis Doct.Univ.Michigan, U.S.A.

150) CHASE C.G., MENARD H.W., LARSON R.L., SHARMAN III G.F., SMITH S.M. (1970). - History of sea-floor spreading west of Baja California. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.81, p.491-498.

151) CHAVEZ J.M. (1978). - Géologie et métallogénie de la Sierra d'Aconchi (Sonora, Mexique). Thèse Doct.-Ing., Univ.P.et M.Curie, Paris, 1 vol., 182 p., inédite.

152) CHOROWICZ J., ANGELIER J., COLLETTA B., ORTLIEB L., RANGIN C. (1980). - La fracturation de la Basse Californie moyenne d'après la télédétection et la microtectonique, et l'ouverture de la Mer de Cortez (Mexique). *8ème Réun.ann.Sc.Terre*, Marseille, p.95. Paris, Soc.géol.Fr., édit.

153) CHOUBERT G., FAURE-MURET A., HOTTINGER L. (1971). - La série stratigraphique de Tarfaya (Maroc méridional) et le problème de la naissance de l'Océan Atlantique. *Notes et Mém.Serv.géol.Maroc*, t.31, n°237, p.29-40.

154) CHUBB L.J. (1959). - Upper Cretaceous of Central Chiapas, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.43, p.725-756.

155) CLABAUGH S.E. (1972). - Geologic road-log Durango Mazatlán. *II.Conv.Nac., Mem.*, Mazatlan, Soc.geol.mexicana, p.80-96.

156) CLABAUGH S.E., McDOWELL F.W. (1976). - Volcanismo cretácico-cenozoico y su relación con la evolución tectonica del Occidente de Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.35.

157) CLARK K.F. (1976). - Geologic section across Sierra Madre Occidental, Chihuahua to Topolobampo, Mexico. *New Mexico geol.Soc., Spec.Publ.*, n°6, p.26-37.

158) CLARK K.F., DAVIDGE E.C., ROLDAN Q.J., CARDENAS V.J. (1974). - Geology and mineral resources of the los Mochis-Choix area of Northern Sinaloa, Mexico. *West Texas geol.Soc., Publ.*, 74-63, "Geologic Field Trip Guidebook through the State of Chihuahua and Sinaloa, Mexico", p.61-66.

159) CLEMONS R.E., BURKART B. (1971). - Stratigraphy of northwestern Guatemala. *Bol.Soc.Geol.mexicana*, v.32, p.143-158.

160) CLEMONS R.E., McLEROY D.F. (1966). - Resumen de la geología de la hoja Torreón. UNAM, Inst.Geol., Carta geologica de Mexico, hoja Torreon 13R-1 (1), 1/100 000, Mexico.

161) COHEN L.H., CONDIE K.C., KUEST L.J.Jr., MACKENZIE G.S., MEISTER F.H., PUSHKAR P., STUEBER A.M. (1963). - Geology of the San Benito Islands, Baja California, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.74, p.1355-1370.

162) COLE W.S. (1927). - A foraminiferal fauna from the Guayabal Formation in Mexico. *Bull.amer.Paleont.*, v.14, n°51, p.1-46.

163) COLE W.S. (1928). - A foraminiferal fauna from the Chapopote Formation in Mexico. *Bull.amer.Paleont.*, v.14, n°53, p.3-33.

164) COLLETTA B., ORTLIEB L. (1979). - Neotectonic evolution of the northernmost coastal area of the Gulf of California, Sonora, Mexico. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w. Progr.*, v.11, n°7, p.403.

165) COLLETTA B., ORTLIEB L. (1980). - Les mouvements tectoniques quaternaires dans la région septentrionale du Golfe de Californie, Mexique. *8ème Réun.ann.Sc.Terre*, Marseille, p.102. Paris, Soc.géol.Fr., édit.

166) COMITE DE LA CARTE GEOLOGICA DE LA REPUBLICA MEXICANA (1968). - Carte geológica de la República mexicana, 1/2 000 000, Mexico, 2ème édition.

167) CONEY P.J. (1973). - Plate tectonics of marginal foreland thrust fold belts. *Geology*, v.1, p.131-134.

168) CONEY P.J. (1973). - Non-collision tectogenesis in western North America. *In* "Implications of Continental Drift to the Earth Sciences", ed. by D.H.Tarling and S.H.Runcorn. New York, Academic Press, p.713-727.

169) CONEY P.J. (1976). - Plate tectonics and the Laramide orogeny. *New Mexico geol.Soc., Spec.publ.*, n°6, p.5-10.

170) CONEY P.J. (1979). - Mesozoic-Cenozoic cordilleran plate tectonics. *Geol.Soc.Amer.Memoir*, n°152.

171) CONEY P.J., REYNOLDS S.J. (1977). - Cordilleran Benioff zones. *Nature*, v.270, p.403-406.

172) CONKIN J.E., CONKIN B.M. (1958). - Revision of the genus *Nummoloculina* and emendation of *Nummoloculina heimi* Bonet. *Micropaleontology*, v.4, p.149-158.

173) CONTRERAS Y MONTERO B. (1977). - Biostratigrafía de las formaciones Taraises y la Peña (Cretacico inferior), de La Goleta, Coahuila y Minillas, Nuevo León. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.IX, n°1, p.8-29.

174) COOGAN A.H. (1973). - Nuevos Rudistos del Albiano y Cenomaniano de Mexico y del Sur de Texas. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.V, n°2, p.51-83.

175) COOGAN A.H., DEBOUT D.G., MAGGIO C. (1972). - Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica Trend, Mexico, and alternative view. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.56, p.1419-1447.

176) COOK T.D., BALLY A.W. (1975). - Stratigraphic atlas of North and Central America. Princeton Univ.Press, Princeton, New Jersey, 1 vol., 272 p.

177) CORBITT L.L., WOODWARD L.A. (1973). - Tectonic framework of cordilleran foldbelt in southwestern New Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.57, p.2207-2216.

178) CORDOBA D.A. (1962). - Pre-Oxfordian rocks in northern Zacatecas, Mexico. *Texas Journ.Sc.*, v.14, p.413 (abstr.)

179) CORDOBA D.A. (1963). - Geología de la región entre Rio Chico y Llano Grande, Municipio de Durango, Estado de Durango. *Bol., Inst.Geol., UNAM*, Mexico, 71, p.1-21.

180) CORDOBA D.A. (1964). - Geology of Apizolaya Quadrangle (east half), northern Zacatecas, Mexico. M.A.Thesis, Texas Univ., Austin, Texas, inédite.

181) CORDOBA D.A. (1965). - Resumen de la geología de la Hoja Apizolaya. UNAM, Inst. Geol., Carta geológica de Mexico, Hoja Apizolaya 13R-1 (9), 1/100 000, Mexico.

182) CORDOBA D.A. (1969). - Mesozoic stratigraphy of northeastern Chihuahua, Mexico. *In* Guidebook of the Border Region, 20th Field Conf., *New Mexico Geol.Soc.*, p.91-96.

183) CORDOBA D.A., TARDY M., RANGIN C., CARFANTAN J.C., CAMPA M.F. (1980). - Le Mexique mésogéen et le passage au système cordillérain de type Californie. *26ème Congr.géol.intern.*, Paris, Colloque C5 : les chaînes alpines issues de la Téthys.

184) CROWELL J.C. (1963). - The San Andreas fault system. *Trans.Amer.Geoph.Union*, v.44, n°2, p.354-356.

185) CRUZ HELU P., VERDUGO R., BARCENAS P.R. (1977). - Origin and distribution of tertiary conglomerates, Veracrúz Basin, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.61, p.207-226.

186) CSERNA E.G., BELLO-BARRADAS A. (1963). - Geología de la parte central de la Sierra de Alvarez, Municipio de Zaragoza, Estado de San Luis Potosí. *Inst.geol.Mexico, Bol.*, 71, p.23-63.

187) CSERNA Z.de (1953). - Structural geology of southeastern Coahuila and adjacent parts of Nuevo León, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.64, p.1497 (abstract).

188) CSERNA Z.de (1956). - Tectónica de la Sierra Madre Oriental de Mexico entre Torreón y Monterrey. *20ème Congr.géol.intern.*, Mexico, Monogr., 87 p.

189) CSERNA Z.de (1956). - Geología de la región entre Parral, Chihuahua y Monterrey, Nuevo León. *20ème Congr.géol.intern.*, Mexico, Excursion A-13, Libreto-Guía, p.17-22.

190) CSERNA Z.de (1958). - Notes on the tectonics of Southern Mexico. *In* Habitat of Oil, Amer.Ass.Petr.Geol., Tulsa, p.523-532.

191) CSERNA Z.de (1960). - Orogenesis in time and space in Mexico. *Geol.Rundsch.*, v.50, p.595-605.

192) CSERNA Z.de (1961). - Tectonic map of Mexico. Boulder, Col., Geol.Soc.Amer., 1/2 500 000.

193) CSERNA Z.de (1965). - Estudios geológicos en el Estado de Chihuahua. Notas sobre la geología de la región de Placer de Guadalupe. *UNAM, Inst.Geol., Bol.*, 74.

194) CSERNA Z.de (1967). - Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift. *Bol.Soc.geol.mexicana*, XXX, n°2, p.159-168.

195) CSERNA Z.de (1969). - Notas sobre la geología del area de Tecomatlán, Estado de Puebla. *Paleont.mexicana*, UNAM, 27, p.79-88.

196) CSERNA Z.de (1969). - The "Alpine Basin and Range Province" of North-Central Chihuahua. *In* Guidebook of the Border Region, *New Mexico Geol.Soc.*, p.66-67.

197) CSERNA Z.de (1970). - The Precambrian of Mexico. *In* The Precambrian, ed. by K.Rankama, New York, Wiley-Interscience, v.4, p.253-270.

198) CSERNA Z.de (1970). - Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico. *In* The geological framework of the Chihuahua tectonic belt, p.99-117. West Texas Geol.Soc., ed.

199) CSERNA Z.de (1970). - Reflexiones sobre algunos de los problemas de la geologia de la parte centromeridional de Mexico. *In* Libro-Guia de la Excursion Mexico-Oaxaca, Soc.geol.mexicana, p.37-50.

200) CSERNA Z.de (1971). - Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico. *Geol.Rundsch.*, v.60, p.1488-1513.

201) CSERNA Z.de (1971). - Taconian (early Caledonian) deformation in the Huasteca structural belt of eastern Mexico. *Amer.Journ.Sc.*, v.271, p.544-550.

202) CSERNA Z.de (1975). - Mexico. *In* Encyclopedia of Earth Sciences, vol.VIII : Encyclopedia of World Regional Geology, part I, ed. by R.W.Fairbridge, p.348-360. Distributed by Halsted Press.

203) CSERNA Z.de (1976). - Mexico. Geotectonics and mineral deposits. *New Mexico Geol. Soc., Spec.publ.*, n°6, p.18-25.

204) CSERNA Z.de (1976). - Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.87, p.1191-1199.

205) CSERNA Z.de (1979). - Cuadro tectónico de la sedimentación y magmatismo en algunas regiones de Mexico durante el Mesozoico. Inst.Geol., UNAM, Festejos commemorativos del cincuentenario de la autonomía de la UNAM, V.Symp., Evolución tectónica de Mexico, Programa y Resumenes, p.11-14.

206) CSERNA Z.de, ARMSTRONG R.L., YANEZ-GARCIA C., SOLORIO-MUNGUIA J. (1978). - Rocas metavolcanicas e intrusivos relacionados paleozoicos de la región de Petatlán, Estado de Guerrero. *Rev.Inst.geol.*, UNAM, v.2, n°1, p.1-7.

207) CSERNA Z.de, DELEVAUX M.H., HARRIS D.C. (1977). - Datos isotopicos, mineralógicos y modelo genetico propuesto para los yacimientos de Plomo, Zinc y Plata de Fresnillo, Zacatecas. *Rev.Inst.geol.*, UNAM, v.1, n°1, p.110-116.

208) CSERNA Z.de, FRIES C.Jr., RINCON-ORTA C., WESTLEY H., SOLORIO-MUNGUIA J., SCHMITTER-VILLADA E. (1974). - Edad precambrica tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.26, n°4-6, p.183-193.

209) CSERNA Z.de, FRIES C.Jr., RINCON-ORTA C., SOLORIO-MUNGUIA J., SCHMITTER-VILLADA E. (1974). - Nuevos datos geocronometricos paleozoicos del Sur de Mexico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.26, n°4-6, p.195-204.

210) CSERNA Z.de, FRIES C.Jr., RINCON-ORTA C., SILVER L.T., WESTLEY H., SOLORIO-MUNGUIA J SCHMITTER-VILLADA E. (1974). - Datos geocronometricos terciarios de los estados de Mexico, Morelos y Guerrero. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.26, n°4-6, p.263-273.

211) CSERNA Z.de, FRIES C.Jr., VALDEZ HENDUZA F., RINCON-ORTA C., SILVER L.T., WESTLEY H., SOLORIO-MUNGUIA J., SCHMITTER-VILLADA F. (1974). - Datos geocronometricos adicionales para el magmatismo cretacico del Sur de Mexico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.26, n°4-6, p.225-235.

212) CSERNA Z.de, GRAF J.L.Jr., ORTEGA G.F. (1977). - Alóctono del Paleozoico inferior en la región de Ciudad Victoria, Estado de Tamaulipas. *Rev.Inst.geol.*, UNAM, v.1, n°1, p.33-43.

213) CSERNA Z.de, PALACIOS-NIETO M., PANTOJA-ALOR J. (1978). - Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el Noroeste de Guerrero y en areas colindantes de Mexico y Michoacan. *Rev.Inst.geol.*, UNAM, v.2, n°1, p.8-18.

214) CUSHMAN J.A. (1925). - New Foraminifera from the upper Eocene of Mexico. *Contr.Cushman Lab.foram.Res.*, v.1, p.4-9.

215) CUSHMAN J.A. (1925). - Some new Foraminifera from the Velasco Shale of Mexico. *Contr.Cushman Lab.foram.Res.*, v.1, p.18-23.

216) CUSHMAN J.A. (1926). - Some Foraminifera from the Mendez of eastern Mexico. *Contr.Cushman Lab.foram.Res.*, v.2, p.16-26.

217) CUSHMAN J.A. (1927). - New and interesting Foraminifera from Mexico and Texas. *Contr.Cushman Lab.foram.Res.*, v.3, p.111-119.

218) CUSHMAN J.A. (1951). - Paleocene Foraminifera of the Gulf Coastal region of the United States and adjacent areas. *U.S.Geol.Surv., Prof.Paper*, n°232.

219) DALQUEST W.W., MOOSER O.B. (1974). - Miocene vertebrates from Aguascalientes, Central Mexico. *Texas Memorial Mus.*, Pearce Sellards Ser., n°21, 10 p.

220) DAMON P.E., MAUGER R.L., BIKERMAN M. (1964). - K-Ar dating of laramide plutonic and volcanic rocks within the Basin and Range province of Arizona and Sonora. *22th Intern.geol.Congr.*, India, Report, part 3, Proc.sect.3, p.34-55.

221) DAUGHERTY F.M. (1963). - La Cueva intrusive complex and dome, northern Coahuila, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.74, p.1429-1438.

222) DE FORD R.K. (1969). - Some keys to the geology of northern Chihuahua. *In* Guidebook of the Border Region, 20th Field Conf., *New Mexico Geol.Soc.*, p.61-65.

223) DEMANT A. (1975). - Caracteres quimicos principales del vulcanismo terciario y cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la evolución del margen continental pacífico de Mexico. *Rev.Inst.geol.*, UNAM, v.1, n°1, p.19-69.

224) DEMANT A. (1976). - Contribución a la definición de las diferentes fases volcanicas y tectónicas del Eje Neovolcanico Mexicano. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.41.

225) DEMANT A. (1978). - Caracteristicas del Eje Neovolcanico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Rev.Inst.geol.*, UNAM, v.2, n°2, p.172-187.

226) DEMANT A., ROBIN C. (1975). - Las fases del vulcanismo en Mexico ; una sintesis en relación con la evolución geodinamica desde el Cretácico. *Rev.Inst.geol.*, UNAM, v.1, n°1, p.70-83.

227) DEMANT A., ROBIN C., BOBIER C., CORDOBA A.D. (1974). - Major chemical characteristics of tertiary and quaternary volcanism of Baja California. Comparison with other volcanic provinces of Mexico. *In* Circum Pacific Energy and Mineral Resource Conf., Honolulu, 1974, Abstracts, p.16.

228) DENGO G. (1968). - Relación de las serpentinitas con la tectónica de America Central. *In* Pan American Symp. of the Upper Mantle, Group II, Upper Mantle, Petrology and Tectonics, p.23-28, Mexico.

229) DENGO G. (1969). - Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. *Trans.Gulf Coast Assoc.geol.Soc.*, v.19, p.311-320.

230) DENGO G. (1972). - Review of Caribbean serpentinites and their tectonic implications. *Geol.Soc.Amer.Mem.*, 132, p.303-312.

231) DENGO G. (1973). - Estructura geológica, historia tectonica y morfología de America Central. Centro Regional de Arjudo Tecnica, Agencia para el Desarollo Internacional (A.I.D.), Mexico, Buenos Aires (2d ed.), 52 p.

232) DENGO G. (1975). - Paleozoic and Mesozoic tectonic belts in Mexico and Central America. *In* The Ocean Basins and Margins, ed. by F.G.Stehli and A.Nairn, vol.3, Gulf of Mexico and Caribbean. New York, Plenum Press, p.283-324.

233) DENGO G., BOHNENBERGER O. (1969). - Structural development of northern Central America. *Amer.Ass.Petr.Geol., Memoir*, n°11, p.203-220.

234) DENGO G., BOHNENBERGER O.H., BONIS S. (1970). - Tectonics and volcanism along the Pacific marginal zone of Central America. *Geol.Rundsch.*, v.59, p.1215-1232.

235) DENISON R.E., KENNEY G.S., BURKE W.H.Jr., HETHERINGTON E.A.Jr. (1969). - Isotopic ages of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation, Marathon Basin, Texas, and their significance. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.80, p.245-256.

236) DENISON R.E., LIDIAK E.G., BICKFORD M.E., KISVARSANYI E.B. (1977). - Precambrian geology and geochronology of the Central Interior Province, North America. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.9, p.947-948.

237) DERCOURT J. (1970). - L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XII, p.261-317.

238) DERCOURT J. (1972). - The Canadian Cordillera, the Hellenides, and the sea-floor spreading theory. *Can.Journ.Earth Sc.*, v.9, p.709-743.

239) DEUSER W.G. (1970). - Hypothesis of the formation of the Scottia and Caribbean seas. *Tectonophysics*, v.10, p.391-401.

240) DIAZ T. (1954). - Geologic compilation and reconnaissance bordering the Monterrey, Nuevo Leon - Saltillo, Coahuila Highway. *South Texas geol.Soc.*,21, Field Trip Guide-book.

241) DIAZ T. (1956). - Generalidades sobre la geología del Norte de Mexico. *20ème Congr.géol.intern.*, Excrusion A-13, p.9-14.

242) DIAZ T., VELARTE G. (1970). - Geología del area de Monte Bustillos, Municipio de Ojinaga, Estado de Chihuahua. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.22, n°5-12, p.1-59.

243) DICKINSON W.R., SNYDER W.S. (1977). - Inferred plate tectonic setting of classic Laramide orogeny. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.9, p.950.

244) DILLON W.P., VEDDER J.G. (1973). - Structure and development of the continental margin of British Honduras. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.84, p.2713-2732.

245) DILLON W.P., VEDDER J.G., GRAF R.J. (1972). - Structural profile of the north-western Caribbean. *Econ.Paleont.Miner.Soc., Spec.Publ.*, n°17, 1, p.175-180.

246) DONNELLY T.W. (1975). - The geological evolution of the Caribbean and Gulf of Mexico. Some critical problems and areas. *In* The Ocean Basins and Margins, ed. by F.G.Stehli and A.Nairn, vol.3, Gulf of Mexico and Caribbean, New York, Plenum Press, p.663-690.

247) DOYLE L.J., GORSLINE D.S. (1977). - Marine geology of Baja California continental borderland, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.61, pL903-917.

248) DREWES H. (1976). - Plutonic rocks of the Santa Rita Mountains, Southeast of Tucson, Arizona. *U.S.Geol.Surv., Prof.Paper*, n°915, 75 p.

249) DREWES H. (1976). - Laramide tectonics from Paradise to Hells Gate, Southeastern Arizona. *Arizona geol.Sov.Digest*, v.10, p.151-167.

250) DREWES H. (1978). - The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.89, p.641-657.

251) EARDLEY A.J. (1954). - Tectonic relations of North and South America. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.38, p.707-773.

252) EARDLEY A.J. (1962). - Structural geology of North America. New York, Harper and Row, ed., 743 p., 2d edit.

253) EBERLY L.D., STANLEY T.B.Jr. (1978). - Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.89, p.921-940.

254) EDWARDS J.D. (1955). - Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico. *U.S.Geol.Surv., Prof.Paper*, 264, 4, 32 p.

255) EDWARDS J.D. (1956). - Estudio sobre algunos de los conglomerados rojos del Terciario inferior del Centro de Mexico. *20ème Congr.géol.intern.*, Mexico.

256) EGGLER D.H., FAHLQUIST D.A., PEQUEGNAT W.E., HERNDON J.M. (1973). - Ultrabasic rocks from the Cayman through, Caribbean Sea. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.84, p.2133-2138

257) EGUILUZ S. (1976). - Estudio geológico de la Sierra del Oratorio, Estado de Coahuila. Tesis Prof., Fac.Ing., UNAM, Mexico, 107 p. (inédit).

258) ENAY R. (1972). - Paléobiogéographie des Ammonites du Jurassique terminal (Tithonique/Volgien/Portlandien *s.l.*) et mobilité continentale. *Geobios*, Lyon, n°5, fasc.4, p.355-407.

259) ENCISO de la VEGA S. (1963). - Resumen de la geología de la hoja Nazas, Estado de Durango. UNAM, Inst.Geol., Carta geológica de Mexico, Hoja Nazas 13R-k(6), 1/100 000, Mexico.

260) ENCISO de la VEGA S. (1968). - Resumen de la geología de la hoja Cuencamé, Estado de Durango. UNAM, Inst.Geol., Carta geológica de Mexico, Hoja Cuencamé 13R-l(7), 1/100 000, Mexico.

261) ENOS P. (1974). - Reefs, platforms, and basins of Middle Cretaceous in northeast Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.58, p.800-809.

262) ERBEN H.K. (1956). - El Júrasico inferior de Mexico y sus amonitas. *20ème Congr.géol.intern.*, Mexico, Monogr., 393 p.

263) ERBEN H.K. (1956). - Der Lias und Dogger Mexicos und ihre intrakontinentalen Beziehungen. *N.Jb.Geol.Paläont., Abh.*, 103, p.28-79.

264) ERBEN H.K. (1957). - Paleogeographic reconstructions for the lower and middle Jurassic and for the Callovian of Mexico. *20ème Congr.géol.intern.*, Mexico, Seccion II, p.35-41.

265) ERICSON D.B., HEEZEN B.C. (1955). - Geophysical and geological investigation in the Gulf of Mexico. *Geophysics*, v.20, p.1-18.

266) FELIX J. (1891). - Versteine Rungen aus der mexicanischen Jura Unterkreide Formation. *Paleontographica*, v.37, 140 p., Bâle.

267) FELIX J., LENK H. (1899). - Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexico. Stuttgart, Schweizerbart.Verlagsbuchhandlung, Pt.1 (1890), 114 p., Pt.2 (1899), 252 p., Pt.3 (1891), 210 p.

268) FERRUSQUIA V.I. (1969). - Rancho Gaitan local fauna, early Chadronian, northeastern Chihuahua. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.30, p.99-138.

269) FERRUSQUIA V.I. (1970). - Geología del area Tamazulapan - Teposcolula Yanhuitla, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. Soc.geol.mexicana, Excursion Mexico - Oaxaca, p.97-119, 1 carte.

270) FERRUSQUIA V.I. (1975). - Mamíferos miocénicos de Mexico : contribución al conocimiento de la paleozoogeografía del continente. *Rev.Inst.geol.*, UNAM, v.1, p.12-18.

271) FERRUSQUIA V.I., APPLEGATE S.P., ESPINOSA-ARRUBARRENA L. (1978). - Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de Dinosaurios en la región suroccidental pacífica de Mexico. *Rev.Inst.geol.*, UNAM, v.2, n°2, p.150-162.

272) FERRUSQUIA V.I., WOOD A.E. (1969). - New fossils rodents from the early Oligocene Rancho Gaitan local fauna, northeastern Chihuahua, Mexico. *Texas memorial Museum*, 24th, Trinity, Austin, Texas, p.3-13.

273) FINCH J.W., ABBOTT P.L. (1977). - Petrology of a triassic marine section Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *Sediment.Geol.*, v.19, p.253-273.

274) FLAWN P.T. (1961). - Rocas metamorficas en el armazón tectónico de la parte septentrional de Mexico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.13, n°3-4, p.105-116.

275) FLAWN P.T., DIAZ G.T. (1959). - Problems of Paleozoic tectonics in north-central and northeastern Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.43, p.224-230.

276) FLAWN P.T., GOLDSTEIN A.Jr., KING P.B., WEAVER C.E. (1961). - The Ouachita system. *Texas Univ. (Bur.Econ.Geol.)*, Publ. 6120, 401 p.

277) FLAWN P.T., MAXWELL R.A. (1958). - Metamorphic rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.42, p.2245-2249.

278) FLORES G. (1952). - Geology of northern British Honduras. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.36, p.404-408.

279) FLORES T. (1909). - Datos para la geología del Estado de Oaxaca. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.5, p.107-128.

280) FLORES REVUELTAS J. (1955). - Los arrecifes de la cuenca de Tampico-Tuxpan, Mexico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.7, p.397-500.

281) FLOWER R.H. (1968). - Cephalopods from the Tiñu Formation, Oaxaca State, Mexico. *Journ.Paleont.*, v.42, p.804-809.

282) FLYNN C.J. (1970). - Post-batholitic geology of the La Gloria-Presa Rodriguez Area, Baja California, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.81, p.1789-1806.

283) FORDE R.H. (1959). - Stratigraphy and petrology of the Difunta group between Saltillo, and Monterrey, Nuevo León, Mexico. Master of Sc.Thesis, La.State Univ.

284) FOURCADE E., TARDY M., VILA J.M. (1974). - *Streptalveolina mexicana*, n.gen.n.sp., un alvéolinidé nouveau (Foraminifère) du Cénomanien du Mexique. *Rev.Micropal.*, Paris, v.17, p.110-116.

285) FOX P.J., HEEZEN B.C. (1975). - Geology of the Caribbean crust. *In* The Ocean Basins and Margins, ed.by F.G.Stehli and A.Nairn, vol.3, Gulf of Mexico and Caribbean, New York, Plenum Press, p.421-466.

286) FOX P.J., SCHREIBER E. (1970). - Granodiorites from the Cayman trench. *Geol.Soc. Amer., Ann.Meeting, Abstr.w.Progr.*, v.7, p.553.

287) FOX P.J., SCHREIBER E., HEEZEN B.C. (1971). - The geology of the Caribbean crust : tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge. *Tectonophysics*, v.12, p.89-109.

288) FRAISSE C. (1976). - Utilización de las imagenes del Landsat 1 en la cartografía del Norte de Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.50.

289) FRECH F. (1907). - Uber Aviculiden von palaeozoïschen Habitus aus der Trias von Zacatecas. *10ème Congr.géol.intern.*, C.R., F.1, p.327-335.

290) FREELAND L., DIETZ R.J. (1971). - Plate tectonics evolution of the Caribbean - Gulf of Mexico region. *Nature*, v.232, n°5305, p.20-23.

291) FRIES C.Jr.(1956). - Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y areas contiguas de Guerrero y Mexico. *20ème Congr.géol.intern.*, Mexico, Libreto-Guia, Excursion C 9.

292) FRIES C.Jr. (1960). - Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de Mexico y Guerrero, región central meridional de Mexico. *Bol.Inst.Geol.*, UNAM, 60, 236 p.

293) FRIES C.Jr. (1962). - Reseña de la geología del Estado de Sonora, con enfasis en el Paleozoico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.14, n°11-12, p.257-273.

294) FRIES C.Jr. (1962). - Estudios geocronológicos de rocas mexicanas. *Bol.Inst.Geol.*, UNAM, n°64, 151 p.

295) FRIES C.Jr., HIBBART C.W., DUNKLE D.H. (1955). - Early Cenozoic vertebrates in the red conglomerate at Guanajuato, Mexico. *Smiths.Misc.Coll.*, v.123, n°7, 25 p.

296) FRIES C.Jr., RINCON-ORTA C. (1965). - Nuevas aportaciones geocronológicas y tectónicas empleadas en el laboratorio de geocronometria. *Bol.Inst.Geol.*, UNAM, n°73, pt.2, p.57-133.

297) FRIES C.Jr., RINCON-ORTA C., SILVER L.T., Mc DOWELL F.W., SOLORIO-MUNGUIA J., SCHMITTER-VILLADA E., CSERNA Z.de (1974). - Nuevas aportaciones a la geocronología de la faja tectónica oaxaqueña. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.26, n°4-6, p.157-182.

298) FRIES C.Jr., SCHLAEPFER C.J., RINCON ORTEGA C. (1966). - Nuevos datos geocronológicos del complejo oaxaqueño. *Bol.Soc.Geol.mexicana*, v.29, n°1, p.59-66.

299) FRIES C.Jr., SCHMITTER-VILLADA E., DAMON P.E., LIVINGSTON D.E. (1962). - Rocas precambricas de edad grenwilliana de la parte central de Oaxaca, en el sur de Mexico. *Bol.Inst.Geol.*, UNAM, n°64, p.45-53.

300) GAMPER M.A. (1977). - Acerca del limite Cretácico-Terciario en Mexico. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°1, p.23-27.

301) GAMPER M.A. (1977). - Bioestratigrafía del Paleoceno y Eoceno de la cuenca Tampico-Misantla basada en los Foraminíferos planctónicos. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°2, p.117-128.

302) GARCIA CALDERON J. (1968). - Resumen de la geología de la hoja El Salado. UNAM, Inst.Geol., Carta geologica de Mexico, hoja El Salado 14R-j(11), 1/100 000.

303) GARRISON J.R.Jr. (1978). - Reinterpretation of isotopic age data from the Granjeno schist, Ciudad Victoria, Tamaulipas. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.2, n°1, p.87-89.

304) GARRISON L.E., MARTIN R.G.Jr. (1973). - Geologic structures in the Gulf of Mexico basin. *U.S.Geol.Surv., Prof.Paper*, 773, 85 p.

305) GARZA G.R. (1973). - Modelo sedimentario del Albiano-Cenomaniano en la porción sureste de la plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila). *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.25, n°7-9, p.311-340.

306) GASTIL R.G. (1975). - Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California. *Geology*, v.3, n°7, p.361-363.

307) GASTIL R.G., KRUMMENACHER D. (1977). - Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.88, p.189-198.

308) GASTIL R.G., KRUMMENACHER D., DOUPONT J., BUSHEE J. (1974). - The batholith belt of southern California and western Mexico. *Pacific Geol.*, v.8, p.73-78.

309) GASTIL R.G., KRUMMENACHER D., DOUPONT J., BUSHEE J., JENSKY W., BARTHELEMY D. (1976). - La zona batolítica del Sur de California y el Occidente de Mexico. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.37, n°2, p.84-90.

310) GASTIL R.G., KRUMMENACHER D., JENSKY W.A.II (1979). - Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico : summary. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, part 1, v.90, p.15-18.

311) GASTIL R.G., KRUMMENACHER D., MINCH J. (1979). - The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, part 1, v.90, p.839-857.

312) GASTIL R.G., PHILLIPS R.P., RODRIGUEZ-TORRES R. (1972). - The reconstruction of Mesozoic California. *24ème Congr.géol.intern.*, Montréal, Section 3.

313) GIRTY G.H. (1926). - A new area of Carboniferous rocks in Mexico. *Science*, N.S., v.63, p.286-287.

314) GOLDSTEIN A.Jr. (1959). - Cherts and Novaculites of Ouachita facies. *In* Silica in Sediments, ed. by H.A.Ireland. *Soc.Econ.Pal.Miner., Spec.Publ.*, n°7, p.135-149.

315) GONZALEZ-ARREOLA C. (1977). - Amonitas del Coniaciano (Cretacico superior) de la region de Tepetlapa, Estado de Guerrero. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°2, p.167-173

316) GORAI M. (1951). - Petrological studies on plagioclase turns. *Amer.Mineral.*, v.36, p.884-901.

317) GRIES J.C., HAENGGI W.T. (1970). - Structural evolution of the eastern Chihuahua tectonic belt. *In* The geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt, a Symposium in Honor of Ronald R.Deford, *West Texas geol.Soc.*, p.119-137.

318) GUERRERO J., HELSLEY C.E. (1974). - Paleomagnetic evidence for post-Jurassic tectonic stability of southeastern Mexico. *EOS, Trans.Amer.geoph.Union*, v.55, n°12.

319) GUERRERO J.C., HELSLEY C.E. (1976). - Paleomagnetismo y evolución tectónica post-júrasica de la Península de Yucatán, Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.56.

320) GUTIERREZ A.M. (1908). - Las capas carnicas de Zacatecas. *Bol.Soc.Geol.mexicana*, v.4, p.29-35.

331) GUTIERREZ G.R. (1956). - Bosquejo geológico del Estado de Chiapas. *20ème Congr.géol.intern.*, Mexico, Excursion C 15, p.9-32.

332) GUTIERREZ G.R., THOMPSON M.L. (1956). - Geología del Mesozoico y estratigrafía permica del Estado de Chiapas. *20ème Congr.géol.intern.*, Mexico, p.1-82.

333) GUZMAN A.E. (1974). - Diagenesis de la Caliza Cupido del Cretacico inferior, Coahuila, Mexico. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.6, n°2, p.20-40.

334) GUZMAN E.J. (1950). - Geología del noreste de Guerrero. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.2, p.95-156.

335) GUZMAN E.J. (1952). - Volumes of Mesozoic and Cenozoic sediments in Mexican Gulf Coastal Plain. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.63, p.1201-1220.

336) GUZMAN E.J., CSERNA Z.de (1963). - Tectonic history of Mexico. *In* Backbone of the Americas, *Amer.Ass.Petr.Geol.Mem.*, n°2.

337) HAARMANN E. (1913). - Geologische Streifzüge in Coahuila. *Zeitsch.d.geol.Ges.*, v.65, p.19-47.

338) HAARMANN E. (1917). - Zur tektonischen Geschichte Mexikos. *Zentralbl.f.Miner., Geol.u.Pal.*, p.176-179.

339) HALES A.L. (1969). - Crustal and upper mantle structure in the region of the Gulf of Mexico. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.32, n°1, p.63-70.

340) HALPERN M., GUERRERO G.J., RUIZ C.M. (1974). - Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico : a progress report. *Union geof.mexicana, Reunion anual*, Nov.4 al 8 de 1974. Resumenes, p.30-32.

341) HAMILTON W. (1961). - Origin of the Gulf of California. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.72, p.1307-1318.

342) HART A.W., ROUSH T.W., REAJER D.F., VEGA S.E.de la (1976). - Stratigraphy and structure of Sierra Hermosa Quadrangle, Zacatecas and San Luis Potosí, Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.61.

343) HATTEN C.W. (1967). - Principal features of cuban geology : discussion. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.51, p.780-803.

344) HAWLEY J.W. (1969). - Notes on the geomorphology and Late Cenozoic geology of northwestern Chihuahua. *In* The Border Region, Guidebook 20th Field Conf., *New Mexico geol.Soc.*, p.131-142.

345) HAYES P.T., DREWES H. (1968). - Mesozoic sedimentary and volcanic rocks of southeastern Arizona. *In* Southern Arizona Guidebook, III, *Arizona geol.Soc.*, p.49-57

346) HEDGE C.E., HOUSTON R.L., TWETO O.L., REID R.R., HARRISON J.E., PETERMAN Z. (1977). The Precambrian of the Rocky Mountains region. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.9, n°7, p.1010.

347) HEIM A. (1926). - Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico). *Ecl.geol.Helv.*, v.20, p.84-87.

348) HEIM A. (1940). - The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale. *Ecl.geol.Helv.*, v.33, p.313-352.

349) HELWIG J. (1975). - Tectonic evolution of the southern continental margin of North America from Paleozoic perspective. *In* The Ocean Basins and Margins, ed. by F.G.Stehli and A.Nairn, v.3, Gulf of Mexico and Caribbean, New York, Plenum Press, p.243-256.

350) HENRY C.D., FREDIKSON G. (1972). - Edades de intrusiones, Sinaloa, Mexico. *II.Convencion Nac.*, Mazatlán, Soc.geol.mexicana, p.155-156.

351) HESS H.H. (1966). - Caribbean geological investigations. *Geol.Soc.Amer.Memoir*, n°98, 310 p.

352) HILL R.T. (1891). - Preliminary notes on the topography and geology of northern Mexico, southeast Texas and New Mexico. *Amer.Geol.*, v.8, p.133-141.

353) HILL R.T. (1893). - The Cretaceous formations of Mexico and their relations to North American geographic developments. *Amer.Journ.Sc.*, (3), v.45, p.307-324.

354) HOFFMAN J., HOWER J., ARONSON J.L. (1976). - Radiometric dating of time of thrusting in the disturbed belt of Montana. *Geology*, v.4, n°1, p.16-20.

355) HOPPIN R.A. (1974). - Lineaments : their role in tectonics of Central Rocky Mountains. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.58, p.2260-2273.

356) HORNE G.S., CLARK G.S., PUSHKAR P. (1976). - Pre-Cretaceous rocks of northwestern Honduras : basement terrane in Sierra de Omoa. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.60, p.566-583.

357) HOVEY E.O. (1906). - La Sierra Madre Occidentale de l'Etat de Chihuahua (Mexique). *10ème Congr.géol.intern.*, Mexico.

358) HSÜ K.J. (1970). - The meaning of the word flysch, a short historical search, in flysch sedimentology in North America. *Geol.Ass.Canada, Spec.Paper*, 7, p.1-12.

359) HUFFMAN O.F. (1972). - Lateral displacement of Upper Miocene rocks and the Neogene history of offset along the San Andreas fault in Central California. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.83, p.2913-2946.

360) HUMPHREY W.E. (1941). - Geology of some mountains ranges East of the Saltillo basin (abstract). *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.52, pt.2, p.1909.

361) HUMPHREY W.E. (1949). - Geology of the Sierra de Los Muertos area and paleontology of the La Peña Formation, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.60, p.89-176.

362) HUMPHREY W.E. (1955). - Permian glaciation in northern Mexico ? *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.66, p.1319-1324.

363) HUMPHREY W.E. (1956). - Tectonic framework of northeast Mexico. *Gulf Coast Ass.geol.Soc.Trans.*, v.6, p.25-35.

364) HUMPHREY W.E., DIAZ T. (1953). - Excursion al Cañon de la Peregrina, Ciudad Victoria, Tamaulipas. *I.Convencion, Asoc.mex.Geol.petr.*, Programa y Guia.

365) HUMPHREY W.E., DIAZ T. (1954). - Reconnaissance geology and road log of the Monterrey-Saltillo-Moncloca highway. *21st Field Trip*, South Texas geol.Soc., Guidebook.

366) HUMPHRIS C.C.Jr. (1979). - Salt movement on continental slope, northern Gulf of Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.63, p.782-298.

367) IMLAY R.W. (1936). - Geology of the western part of Sierra de Parras. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.47, p.1091-1152.

368) IMLAY R.W. (1937). - Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.48, p.587-630.

369) IMLAY R.W. (1937). - Stratigraphy and paleontology of the Upper Cretaceous beds along the eastern side of Laguna de Mayrán, Coahuila, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.48, p.1785-1872.

370) IMLAY R.W. (1937). - Lower Neocomian fossils from the Miquihuana region, Mexico. *Journ.Pal.*, v.11, p.552-574.

371) IMLAY R.W. (1937). - Geology of the Sierra de Gruillas, Tamaulipas, Mexico. *Univ.Michigan, Sc.Ser.*, v.12, p.211-244.

372) IMLAY R.W. (1938). - Ammonites of the Taraises Formation of northern Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.49, p.539-602.

373) IMLAY R.W. (1938). - Studies of the mexican geosyncline. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.49, p.1651-1694.

374) IMLAY R.W. (1939). - Upper Jurassic Ammonites from Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.50, p.1-78.

375) IMLAY R.W. (1940). - Neocomian faunas of northern Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.51, p.117-190.

376) IMLAY R.W. (1943). - Evidence for upper Jurassic landmass in eastern Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.27, p.524-549.

377) IMLAY R.W. (1943). - Jurassic formation of Gulf region (of North America including U.S., Mexico and Cuba). *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.27, p.1407-1533.

378) IMLAY R.W. (1943). - Upper Jurassic Ammonites from the Placer de Guadalupe District, Chihuahua, Mexico. *Journ.Pal.*, v.17, p.527-654.

379) IMLAY R.W. (1944). - Cretaceous formations of Central America and Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.28, p.1077-1195.

380) IMLAY R.W. (1944). - Correlation of the Cretaceous formations of the Greater Antilles, Central America and Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.55, p.1005-1045.

381) IMLAY R.W. (1952). - Correlation of the Jurassic formations of North America, exclusive of Canada. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.63, p.953-992.

382) IMLAY R.W. (1953). - Las formaciones júrasicas de Mexico. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.16, p.1-66.

383) IMLAY R.W., CEPEDA E., ALVAREZ M., DIAZ T. (1948). - Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.32, p.1750-1761.

384) INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO (1970). - Microfacies y microfosiles paleozoicos del area de Ciudad Victoria, Tamps, NE de Mexico. *Publ.Inst.mex.Petr.*, n°70, AG/068.

385) ITURRALDE-VINENT M.A. (1974). - Circum-caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the caribbean plate : discussion. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.85, p.1961-1962.

386) ITURRALDE-VINENT M.A. (1975). - Problems in application of modern tectonic hypotheses to Cuba and Caribbean region. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.59, p.838-855.

387) ITURRALDE-VINENT M.A. (1975). - Problemas de la aplicación de dos hipotesis tectónicas modernas a Cuba y la región Caribe. *Revista tecnológica*, v.13, n°1, p.46-63.

388) ITURRALDE-VINENT M.A. (1977). - Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. *Acad.Cienc.Cuba, Informe cientifico-tecnico*, n°20, p.3-24.

389) JAEGER E.C. (1961). - The North American deserts. Stanford, California, Stanford Univ.Press, 308 p.

390) JAWORSKI E. (1929). - Eine Lias-Fauna aus Nordwest-Mexiko. *Mém.Soc.paléont.suisse*, v.48, 12 p.

391) JONES D.L., BLAKE M.C., BAILEY E.H., Mc LAUGHLIN R.J. (1978). - Distribution and character of upper Mesozoic subduction complexes along the West Coast of North America. *Tectonophysics*, v.47, p.207-222.

392) JONES D.L., BLAKE M.C.Jr., RANGIN C. (1976). - The four Jurassic belts of Northern California and their significance to the geology of the southern California borderland. *In* Aspects to the geologic History of the California continental Borderland. *Amer.Ass.Petr.Geol., Misc.Publ.*, 24, Pacific Section, p.343-362.

393) JONES T.S. (1938). - Geology of the Sierra de la Peña and paleontology of the Indidura Formation. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.49, p.69-150.

394) KARIG D.E., CARDWELL R.K., MOORE G.F., MOORE D.G. (1978). - Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.89, p.265-275.

395) KARIG D.E., JENSKY W. (1972). - The Proto-Gulf of California. *Earth Planet.Sc.Lett.*, v.17, p.169-174.

396) KELLUM L.B. (1930). - Similarity of surface geology in Front Ranges of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican South fields. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.14, p.73-91.

397) KELLUM L.B. (1932). - Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.43, p.541-564.

398) KELLUM L.B. (1936). - Evolution of the Coahuila Península, Mexico ; part III : Geology of the Mountains West of the Laguna District. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.47, p.1039-1090.

399) KELLUM L.B., IMLAY R.W., KANE W.G. (1936). - Evolution of the Coahuila Península, Mexico ; part I : Relation of structure, stratigraphy and igneous activity to an early continental margin. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.47, p.969-1008.

400) KELLUM L.B., WRIGHT R.P. (1967). - Geology of the southern part of the Sierra de Tlahualilo, Coahuila, Mexico. *Papers of the Michigan Acad.Sc., Arts and Lett.*, v.411 (1966 Meeting).

401) KELLY W.A. (1936). - Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; part II : Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.47, p.1009-1038.

402) KESLER S.E. (1971). - Nature of ancestral orogenic zone in nuclear Central America. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.55, p.2116-2129.

403) KESLER S.E. (1973). - Basement rock structural trends in southern Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.84, p.1059-1064.

404) KESLER S.E., HEATH S.A. (1970). - Structural trends in the southernmost North American Precambrian, Oaxaca, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.81, p.2471-2476.

405) KESLER S.E., SUTTER J.F., JONES L.M., WALKER R.L. (1977). - Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology*, v.5, p.245-247.

406) KHUDOLEY R.M. (1967). - Principal features of Cuban geology. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.51, p.668-677.

407) KING P.A. (1966). - The North American Cordillera. *Can.Inst.Min.Metall.*, spec.vol. n°8, p.1-25.

408) KING P.B. (1937). - Geology of the Marathon region, Texas. *U.S.Geol.Surv., Prof.Paper*, n°187, p.1-148.

409) KING P.B. (1942). - Tectonics of northern Mexico. *8th Amer.Sc.Congr.Proc.*, v.4, p.395-398.

410) KING P.B. (1969). - The tectonics of North America. A discussion to accompany the tectonic map of North America. *U.S.Geol.Surv., Prof.Paper*, n°628, scale 1/5 000 000, p.1-94.

411) KING P.B. (1975). - Ancient southern margin of North America. *Geology*, v.3, n°12, p.732-734.

412) KING P.B. (1975). - The Ouachita and Appalachian orogenic belts. *In* The Ocean Basins and Margins, ed. by F.G.Stehli and A.Nairn, vol.3 : Gulf of Mexico and Caribbean, New York, Plenum Press, p.201-242.

413) KING P.B. (1978). - Tectonics of the North American Cordillera near the fortieth parallel. *Tectonophysics*, v.47, p.275-294.

414) KING R.E. (1934). - The Permian of southwestern Coahuila. *Amer.Journ.Sc.*, (5), v.27, p.98-112.

415) KING R.E. (1942). - Paleozoic stratigraphy of Mexico. *8th Amer.Sc.Congr.Proc.*, v.4, p.109-119, Washington.

416) KING R.E., DUNBAR C.O., CLOUD P.P.Jr., MILLER A.K. (1944). - Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Spec.Papers*, n°52, 172 p.

417) KIRKLAND D.W., GERHARD J.E. (1971). - Jurassic salt, Central Gulf of Mexico and its temporal relation to Circum Gulf evaporites. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.55, p.680-686.

418) KLESSE E. (1968). - Geology of the El Ocotito Ixcuinatoyac región and of La Dicha stratiform sulphide deposit, State of Guerrero. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.31, n°2, p.197-140.

419) KOZARY H.T. (1968). - Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente Province, Cuba. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.52, p.2298-2317.

420) KRAUS O. (1964). - Mittelamerika - Bindeglied zweier Faunenreiche. *Die Umschau*, v.64, p.718-722. Frankfurt/Main.

421) KRIVOY H.L., PYLE T.E. (1972). - Anomalous crust beneath West Florida shelf. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.56, p.107-113.

422) KRUTAK P.R. (1967). - Structural geology of the Sierra de Gavia, Coahuila, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.78, p.59-76.

423) KRYNINE P.D. (1949). - The origin of Red Beds. *Trans.New York Acad.Sc.*, ser.II, v.11, p.60-68.

424) KUBLER B. (1970). - La composition des fractions fines et la distinction flysch-molasse dans le domaine alpin et péri-alpin. *Bull.Soc.géol.France*, (7), XII, p.599-602.

425) LABRECQUE J.L., KENT D.V., CANDE S.C. (1977). - Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, v.5, p.330-335.

426) LADD J.W. (1976). - Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.87, p.969-976.

427) LARSON R.L. (1972). - Bathymetry, magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.83, p.3345-3360.

428) LECOLLE J., LANCIN M., CASTRO DEL RIO A. (1977). - Contribución al estudio del Cuaternario reciente de la playa San Bartolo, Sonora. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°2, p.204-217.

429) LEDEZMA GUERRERO O. (1967). - Resumen de la geología de la hoja Parras, Estados de Coahuila, Durango y Zacatecas. UNAM, Inst.Geol., Carta geológica de Mexico, hoja Parras 13R-1(6), 1/100 000, Mexico.

430) LEDEZMA GUERRERO O., BUITRON B.E. (1976). - Geología y estratigrafía de la Sierrecilla de San Antonio, Municipio de Mazapil, Zacatecas, Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.72.

431) LEMONE D.V. (1969). - Lower Paleozoic rocks in the El Paso area. *In* Guidebook of the Border Region, *20th Field Conf.*, New Mexico geol.Soc., p.68-79.

432) LE PICHON X., SIBUET J.C., FRANCHETEAU J. (1977). - The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, v.38, p.169-209.

433) LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL (1967). - Amérique du Nord, v.7, fasc.1, Etats-Unis, 3 tomes. Paris, C.N.R.S., édit.

434) LIDIAK E.G., ZIETZ I. (1976). - Interpretation of aeromagnetic anomalies between latitudes 37°N and 38°N in the eastern and central United States. *Geol.Soc.Amer., Spec.Papers*, 167, 37 p.

435) LLOYD J.J. (1963). - Tectonic history of the South Central America orogen. *Amer.Ass.Petr.Geol.Memoir*, n°2, p.88-100.

436) LONGORIA J.F. (1974). - Acerca del limite Aptense-Albense en Mexico. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.35, p.38-40.

437) LONGORIA J.F. (1977). - El limite Cretácico inferior-Cretácico superior en Mexico basado en los Foraminíferos planctónicos. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°1, p.5-9.

438) LONGORIA J.F. (1977). - Biostratigrafía del Cretácico superior basada en Foraminíferos planctónicos. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°1, p.10-22.

439) LONGORIA J.F., GAMPER M.A. (1976). - Estudio bioestratigráfico del Terciario mexicano : integración de los esquemas zonales basados en Foraminíferos planctónicos y Nanoplancton calcáreo. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resúmenes, p.80.

440) LOPEZ RAMOS E. (1956). - Terciario marino del Este de Mexico. *20ème Congr.géol.intern.*, Mexico, publ., excursion C-16, 82 p.

441) LOPEZ RAMOS R. (1962). - Comentarios sobre la tectónica de Mexico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.14, n°9-10, p.215-225.

442) LOPEZ RAMOS E. (1969). - Rocas paleozoícas marinas de Mexico. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.32, p.15-44.

443) LOPEZ RAMOS E. (1969). - Marine Paleozoic rocks of Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.53, p.2399-2417.

444) LOPEZ RAMOS R. (1969). - A propósito de la edad de las colinas de Samalayuca, Noreste de Chihuahua. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.32, p.71-72.

445) LOPEZ RAMOS E. (1975). - Geological summary of the Yucatán Península. *In* The Ocean Basins and Margins, ed. by F.G.Stehli and A.Nairn, vol.3 : Gulf of Mexico and Caribbean, New York, Plenum Press, p.257-282.

446) LOPEZ RAMOS E. (1976). - Geología general. Mexico, Edicíon Escolar, 4e edicion.

447) LOPEZ RAMOS E. (1978). - Bosquejo geológico estructural de la Sierra Madre Oriental en el area Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León ; discusion. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.2, n°2, p.216-218.

448) LOZEJ G.P., BEALES F. (1977). - Stratigraphy and structure of La Encantada Mine area, Coahuila, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.88, p.1793-1807.

449) MAC GILLAVRY H.J. (1970). - Geological history of the Caribbean. *Kon.Ned.Akad.Wet. Proc.*, ser.B, v.73, n°1, p.64-96.

450) MACINTYRE I.G., BURKE R.B., STUCKENRATH R. (1977). - Thickest recorded Holocene reef section, Isla Perez core hole, Alacran Reef, Mexico. *Geology*, v.5, p.749-754.

451) MAGNANI M. (1963). - Sulla origine delle Terre Rosse del Mexico meridionale. *Bol.Soc.geol.ital.*, v.82, fasc.2.

452) MALDONADO-KOERDELL M. (1948). - Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre el Triasico de Zacatecas. *Anal.Esc.nac.Cienc.biol.*, v.5, p.291-306.

453) MALDONADO-KOERDELL M. (1954). - Nomenclatura, bibliografía y correlación de las formaciones arqueozóicas y paleozóicas de Mexico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.6, n°3-4, p.113-137.

454) MALFAIT R.T., DINKELMAN H.G. (1972). - Circum Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of Caribbean plate. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.83, p.251-272.

455) MALPICA-CRUZ R. (1972). - Rocas marinas del Paleozóico tardío en el area de San José de Gracia, Sinaloa. *II.Conv.nac.*, Mazatlan, Soc.geol.mexicana, p.174-175.

456) MARTIN R.G., CASE J.E. (1975). - Geophysical studies in the Gulf of Mexico. *In* The Ocean Basins and Margins, ed. by F.G.Stehli and A.Nairn, vol.3 : Gulf of Mexico and Caribbean, New York, Plenum Press, p.65-106.

457) MARTINEZ E., CASTRO MORA J.T. (1976). - Estratigrafía y microfacies de la Formación Tamaulipas inferior (Cretácico temprano) en el area Poza Rica-Nautla, Estado de Veracrúz, Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resúmenes, p.86

458) MARTINEZ R.J. (1976). - Las escamas tectónicas del frente de la napa de Parras en el area de Viesca, Coahuila. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resúmenes, p.85.

459) MATTSON P.H. (1973). - Middle Cretaceous nappe structures in Puerto Rican ophiolites and their relation to the tectonic history of the Greater Antilles. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.84, p.21-38.

460) MATTSON P.H., FREELAND G.L., DIETZ R.S. (1972). - Plate tectonics in the Caribbean. *Nature*, v.235, n°5334, p.155-157.

461) MATTSON P.H., PESSAGNO E.A.Jr. (1979). - Jurassic and early Cretaceous radiolarians in Puerto Rican ophiolite - tectonic implications. *Geology*, v.7, p.440-444.

462) MAUVOIS R. (1977). - Cabalgamiento miocénico (?) en la parte centromeridional de Mexico. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°1, p.48-63.

463) MAUVOIS R., DEMANT A., SILVA L. (1976). - Estructuras terciarias en la base del Eje neovolcánico (ejemplo de la depresión Tzitzio-Huétamo, Estado de Michoacan). *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.87.

464) MAYER PEREZ RUL F.A. (1967). - Resumen de la geología de la hoja Viesca. UNAM, Inst.Geol., Carta geológica de Mexico, hoja Viesca 13R-1(5), 1/100 000, Mexico.

465) Mc BRIDE E.F. (1974). - Significance of color in red, green, purple, olive, brown, and gray beds of Difunta group, northeastern Mexico. *Journ.sed.Petr.*, v.44, p.760-773.

466) Mc BRIDE E.F. (1978). - Olistostrome in the Tesnus Formation (Mississipian-Pennsylvanian), Payne Hills, Marathon region, Texas. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.89, p.1550-1558

467) Mc BRIDE E.F., WEIDIE A.E., WOLLEBEN J.A. (1970). - Interpretation ambiental preliminar del Grupo Difunta, cuenca de Parras, Coahuila y Nuevo Leon. *I.Conv.Nac.*, Soc.geol.mexicana, Resumenes, p.61-63.

468) Mc BRIDE E.F., WEIDIE A.E., WOLLEBEN J.A. (1971). - Origin of red beds of Difunta Group (Upper Cretaceous to Paleocene), Parras Basin, northern Mexico (abstract). *8th intern.sediment.Congr.*, Heidelberg, Program and Abstr., p.65.

469) Mc BRIDE E.F., WEIDIE A.E., WOLLEBEN J.A. (1971). - Deltaic origin of Difunta Group (Late Cretaceous to Paleocene), Parras Basin, Coahuila and Nuevo Leon, Mexico (abstract). *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.55, p.352.

470) Mc BRIDE E.F., WEIDIE A.E., WOLLEBEN J.A. (1975). - Deltaic and associated deposits of Difunta Group (Late Cretaceous to Paleocene), Parras and La Popa Basins, northeastern Mexico. *In* Deltas, models for exploration, ed. by M.L.Broussard, Houston geol.Soc., p.485-522.

471) Mc BRIDE E.F., WEIDIE A.E., WOLLEBEN J.A., LAUDON R.C. (1974). - Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa Basins, northeastern Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.84, p.1603-1622.

472) Mc BRIDE E.F., WOLLEBEN J.A., WEIDIE A.E. (1973). - Deltaic and associated facies of Difunta Group (Late Cretaceous to Paleocene), Parras and La Popa Basins, Coahuila and Nuevo León, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.57, p.1833-1834.

473) Mc DOWELL F.W., CLABAUGH S.E. (1979). - Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geol.Soc.Amer., Spec.Papers*, n°180, p.113-124.

474) Mc DOWELL F.W., KEIZER R.P. (1977). - Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.88, p.1479-1487.

475) Mc GEHEE R.V. (1976). - Las rocas metamórficas del Arroyo de la Pimienta, Zacatecas, Zac. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.37, p.1-10.

476) McKEE J.W., JONES N.W. (1979). - A large Mesozoic fault in Coahuila, Mexico. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.11, p.476.

477) Mc LEROY D.F., CLEMONS R.F. (1965). - Resumen de la geología de la hoja Pedriceñas, estados de Coahuila y Durango. UNAM, Inst.Geol., Carta geológica de Mexico, hoja Pedriceñas 13R-1(4), 1/100 000, Mexico.

478) MENA ROJAS E. (1955). - Estudio geológico-económico del Cretácico superior y medio al Este de la Faja de Oro. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.7, p.327-366.

479) MERCIER de LEPINAY B., LABESSE B., SIGAL J., VILA J.M. (1979). - Sédimentation chaotique et tectonique tangentielle maestrichtiennes dans la presqu'île du Sud de Haïti (île d'Hispaniola, Grandes Antilles). *C.R.Acad.Sc.*, (D), t.289, p.887-890.

480) MESNIER H.P. (1974). - Contribution à l'étude de l'altération hydrothermale et des indices cuprifères présents dans le district de Granel-Sonora central-Mexique. Thèse 3ème cycle, Univ.Paris VI, 241 p., inédite.

481) MILLS R.A., HUGH K.E., FERAY D.E., SWOLFS H.C. (1967). - Mesozoic stratigraphy of Honduras. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.51, p.1711-1786.

483) MINA UHINK F. (1965). - Petroleum developments in Mexico in 1964. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.48, p.1102-1111.

484) MINCH J.C., GASTIL R.G., FINK W., ROBINSON J., JAMES A.H. (1976). - Geology of the Viscaino Península. *In* Aspects of the geologic history of the California continental Borderland, *Soc.Econ.Paleont.Miner.*, *Misc.Publ.*, n°24, Pacific Section, p.136-195.

485) MITRE S.L.M., GLACON G. (1976). - Aspectos estratigraficos y estructurales en los alrededores de Monterrey, N.L., Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.93.

486) MIXON R.B. (1963). - Geology of the Huizachal red beds, Sierra Madre Oriental, Mexico. Tesis Doct.Univ.Luisiana.

487) MIXON R.B., MURRAY G.E., DIAZ G.T. (1959). - Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic). State of Tamaulipas, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.43, p.757-771.

488) MOLNAR P., SYKES L.R. (1969). - Tectonics of the Caribbean and Middle America region from focal mechanisms and seismicity. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.80, p.1639-1684.

489) MOORBATH S., THORPE R.S., GIBSON I.L. (1978). - Strontium isotope evidence for petrogenesis of mexican andesites. *Nature*, v.271, p.437-438.

490) MOORE D.G., BUFFINGTON E.C. (1968). - Transform faulting and late Pliocene to recent growth of the Gulf of California. *Science*, v.161, p.1238-1241.

491) MOORE D.G., CURRAY J.R. (1979). - Deep sea drilling in the Gulf of California, a new ocean basin. *Geol.Soc.Amer.*, *Abstr.w.Progr.*, v.11, n°7, p.482.

492) MOORE G.W., CASTILLO L.del (1974). - Tectonic evolution of the southern Gulf of Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.85, p.607-618.

493) MOORE J.C., WATKINS J.S., SHIPLEY T.H., BACHMAN S.B., BEGHTEL J.W., BUTT A., DIDYK B.B., ENAP C., LEGGETT J.K., LUNDBERG N., McMILLEN K.J., NIITSUMA N., SHEPARD L.E., STEPHAN J.F., STRADNER H. (1979). - Progressive accretion and imbricate thrusting, middle America trench, southern Mexico : results from Leg 66, Deep Sea Drilling Project. *Geol.Soc.Amer.*, *Abstr.w.Progr.*, v.11, p.483.

494) MOOSER F. (1956). - Los ciclos de vulcanismo que formaron la cuenca de Mexico. *20ème Congr.géol.intern.*, Mexico, secc.1, Vulcanología del Cenozoico, p.337-348.

495) MOOSER F. (1972). - El eje volcanico mexicano, debilidad cortical prepaleozóica reactivada en el Terciario. *II.Conv.nac.*, Mazatlán, Soc.geol.mexicana, Memoria, p.186-188.

496) MORGAN H.J. (1931). - The Velasco-Mendez contact in the vicinity of the Ebano field, Mexico. *Journ.Pal.*, v.5, p.42-47.

497) MOSSMAN R.W., VINIEGRA F. (1976). - Complex fault structures in Veracrúz province of Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.60, p.379-388.

498) MOULLADE M., SAINT-MARC P. (1975). - Les "Mesorbitolines" : révision taxinomique, importance stratigraphique et paléogéographique. *Bull.Soc.géol.France*, (7), XVII, p.828-842.

499) MUEHLBERGER W.R. (1965). - Late Paleozoic movement along the Texas lineament. *Trans.New York Acad.Sc.*, ser.2, v.27, p.385-392.

500) MUEHLBERGER W.R., RITCHIE A.W. (1975). - Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography. *Geology*, v.3, p.232-235.

501) MUEHLBERGER W.R., BELCHER R.C., GOETZ L.K. (1978). - Quaternary faulting in Trans Pecos Texas. *Geology*, v.6, p.337-340.

502) MUIR J.M. (1936). - Geology of the Tampico region, Mexico. Tulsa, Amer.Ass.Petr. Geol., edit., 280 p.

503) MULLAN H.S. (1978). - Evolution of part of the nevadan orogen in northwestern Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.89, p.1175-1188.

504) MULLERIED F.K.G. (1939). - Investigaciones y exploraciones geográfico-geológicas en la porcion nor-oeste de la America Central. *Inst.Panamer.Geogr.e Hist.*, publ.n°38, Mexico D.F.

505) MULLERIED F.K.G. (1942). - The Mesozoic of Mexico and northwestern Central America. *8th Amer.Sc.Congr.Proc.*, v.4, p.125-147, Washington.

506) MULLERIED F.K.G. (1946). - Geología del Estado de Nuevo León. *Nuevo León Univ., Inst.Inv.cient., Monterrey Anales*, t.1, n°1, p.167.

507) MURRAY G.E. (1952). - Volume of Mesozoic and Cenozoic sediments in central Gulf Coastal Plain of United States, part III of Sedimentary Volumes in Gulf Coastal Plain of United States and Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.63, p.1177-1191.

508) MURRAY G.E. (1959). - Introduction and regional geologic summary of field trip area southeastern Coahuila and western Nuevo Leon. *South Texas geol.Soc.*, Field trip, Guidebook, p.1-14.

509) MURRAY G.E. (1961). - Geology of the Atlantic and Gulf Coastal province of North America. New York, Harper and Row edit., 692 p.

510) MURRAY G.E. (1966). - Salt structures of Gulf of Mexico Basin. A review. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.50, p.439-478.

511) MURRAY G.E., BOYD D.R., WOLLEBEN J.A., WILSON B.W. (1960). - Late Cretaceous fossil locality, eastern Parras Basin, Coahuila, Mexico. *Journ.Pal.*, v.34, p.368-370.

512) MURRAY G.E., WEIDIE A.E., BOYD D.R., FORDE R.H., LEWIS M. (1962). - Formational divisions of Difunta Group, Parras Basin, Coahuila and Nuevo León, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.46, p.374-383.

513) MURRAY G.E., WOLLEBEN J.A., BOYD D.R. (1959). - Difunta strata of Tertiary age, Coahuila, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.43, p.2493-2495.

514) NEWELL N.D. (1957). - Supposed Permian tillites in northern Mexico are submarine slide deposits. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.68, p.1569-1576.

515) NUTTALL W.L.F. (1930). - Eocene foraminifera from Mexico. *Journ.Pal.*, v.4, p.271-293.

516) NUTTALL W.L.F. (1932). - Lower Oligocene foraminifera from Mexico. *Journ.Pal.*, v.6, p.3-35.

517) OBREGON de la PARRA J. (1959). - Foraminiferos de la Formación La Peña. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.11, n°3-4, p.135-153.

518) OBREGON de la PARRA J. (1960). - El contacto Cretácico-Terciario y el Paleoceno de la cuenca sedimentaria de Tampico Misantla. *21ème Congr.géol.intern.*, Norden, Part V : The Cretaceous-Tertiary Boundary, p.78-81.

519) ONTIVERO TARANGO G. (1973). - Estudio estratigráfico de la porción noroccidental de la cuenca Morelos-Guerrero. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.25, n°4-6, p.189-234.

520) ORDONEZ E. (1891). - Una ascención al Pico del Teyra. *Mem.Soc.Alzate*, v.5, p.105-112.

521) ORDONEZ E. (1896). - Bosquejo geológico de Mexico. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, n°4-6.

522) ORDONEZ E. (1904). - Las rocas arcaicas de Mexico. *Mem.Soc.cient.Alzate (Mexico)*, v.22, p.315-331.

523) ORDONEZ E. (1906). - L'Archaïque du Cañon de Tomellín. *10ème Congr.géol.intern.*, Mexico, Libro-Guía de la Excursión 5, 30 p.

524) ORTEGA GUTIERREZ F. (1976). - Los complejos metamorficos del Sur de Mexico y su significado tectónico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resúmenes, p.101.

525) ORTEGA GUTIERREZ F. (1977). - Los marmoles intrusivos del Complejo Oaxaqueño. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°1, p.28-32.

526) ORTEGA GUTIERREZ F. (1978). - El gneis Novillo y rocas metamorficas asociadas en los cañones del Novillo y de la Peregrina, area de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.2, n°1, p.19-30.

527) ORTEGA-GUTIERREZ F. (1978). - Estratigrafía del complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.2, n°2, p.112-131.

528) ORTEGA-GUTIERREZ F. (1979). - The tectonothermic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex of southern Mexico. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.11, p.490.

529) ORTEGA-GUTIERREZ F., ANDERSON T.H., SILVER L.T. (1977). - Lithologies and geochronology of the Precambrian craton of southern Mexico. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.9, p.1121-1122.

530) ORTLIEB L. (1978). - Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.2, n°2, p.200-211.

513) ORTLIEB L. (1979). - Quaternary shorelines around Baja California Península, Mexico ; neotectonic implications. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.11, p.490.

514) PADILLA y SANCHEZ R.J. (1978). - Geología y estratigrafía (Cretácico superior) del limite suroeste del Estado de Nuevo León. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.2, n°1, p.37-44.

515) PADILLA y SANCHEZ R.J. (1978). - Bosquejo geológico-estructural de la Sierra Madre Oriental en el area Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.2, n°1, p.45-54.

516) PANTOJA ALOR J. (1959). - Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huétamo, Estado de Michoacan. *Cons.Recursos no renovables, Bol.*, n°50, p.1-40.

517) PANTOJA ALOR J. (1963). - Resumen de la geología de la hoja San Pedro del Gallo, Estado de Durango. UNAM, Inst.Geol., Carta geológica de Mexico, hoja San Pedro del Gallo 13R-k(3), 1/100 000, Mexico.

518) PANTOJA ALOR J., CARRILLO BRAVO J. (1966). - Bosquejo geológico de la región de Santiago-San José del Cabo, Baja California. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.18, n°1-2, p.1-11.

519) PANTOJA ALOR J., RINCON-ORTA C. (1967). - Edad de tres rocas intrusivas de la parte centro-septentrional de Mexico. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, UNAM, v.82, p.7-24.

520) PANTOJA ALOR J., ROBISON R.A. (1967). - Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, Mexico. *Science*, v.157, p.1033-1035.

521) PANTOJA ALOR J. (1970). - Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca. *In* Libro-Guía de la Excursión Mexico-Oaxaca, Soc.geol. mexicana, p.67-84.

522) PANTOJA ALOR J. (1972). - La Formacion Nazas del levantamiento de Villa Juarez, Estado de Durango. *II.Conv.nac.*, Mazatlán, Soc.geol.mexicana, Memoria, p.194-196.

523) PATTERSON D.L. (1979). - The magnetostratigraphy of the Valle Formation, southern Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.11, p.492.

524) PEIFFER-RANGIN F. (1979). - Les zones isopiques du Paléozoïque inférieur du nord-ouest mexicain, témoins du relais entre les Appalaches et la cordillère ouest-américaine. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, (D), t.288, p.1517-1519.

525) PENA MUNOZ M.J. (1964). - Amonitas del Jurasico superior y del Cretacico inferior del extremo oriental del Estado de Durango, Mexico. *Paleont.mexicana*, UNAM, Inst. Geol., n°20.

526) PEREZ MARTINEZ J.J. (1961). - Bosquejo geologico del distrito minero de Zacatecas. *Cons.Recursos no renovables, Bol.*, n°52, 38 p.

527) PERFIT R.M. (1977). - Petrology and geochemistry of mafic rocks from the Cayman Trench : evidences for spreading. *Geology*, v.5, p.105-110.

528) PERKINS B.F. (1960). - Biostratigraphic studies in the Comanche (Cretaceous) series of northern Mexico and Texas. *Geol.Soc.Amer., Memoir*, n°83, 138 p.

529) PESSAGNO E.A.Jr. (1966). - Estratigrafía del Eaglefordiano (Cenomaniano-Turoniano) en Mexico, Texas e Indias Occidentales. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.18, n°5-6, p.129-143.

530) PESSAGNO E.A. Jr. (1967). - Cenomanian-Turonian (Eaglefordian) stratigraphy in the western Gulf Coastal Plain area. *1st Conf.on plankt.Microfossils, Proc.*, Geneva, v.2.

513) PESSAGNO E.A.Jr. (1969). - Upper Cretaceous stratigraphy of the Western Gulf Coast area of Mexico, Texas, and Arkansas. *Geol.Soc.Amer., Memoir*, n°111, 139 p.

514) PILGER R.H.Jr. (1978). - An alternative Atlantic plate reconstruction : supporting evidence and implications for the origin of the Gulf of Mexico and age of early opening of the North Atlantic. *EOS*, v.59, p.405.

515) PINET P.R. (1971). - Structural configuration of the northwestern Caribbean plate boundary. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.82, p.2027-2032.

516) PINET P.R. (1971). - An estimate of the magnitude and the rate of lithosphere plate displacements along the Caymán through, NW Caribbean. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.3, p.673.

517) PINET P.R. (1972). - Diapir like feature offshore Honduras : implications regarding tectonic evolution of Cayman trough and Coastal America. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.83, p.1911-1922.

518) PITTMAN E.D. (1963). - Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance. *Journ.sed.Petr.*, v.33, p.380-386.

519) PITTMAN E.D. (1970). - Plagioclase feldspar as an indicator of provenance in sedimentary rocks. *Journ.sed.Petr.*, v.40, p.591-598.

520) POOLE F.G., HAYES P.T. (1971). - Depositional framework of some Paleozoic strata in northwestern Mexico and southwestern United States. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w. Progr.*, v.3, p.179.

521) POPENDE W.P., IMLAY R.W., MURPHY M.A. (1960). - Correlation of the Cretaceous formation of the Pacific Coast (U.S. and northwestern Mexico). *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.71, p.1491-1540.

522) POWELL J.D. (1965). - Late Cretaceous platform-basin facies northern Mexico and adjacent Texas. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.49, p.511-525.

523) RAMBERG I.B., COOK F.A., SMITHSON S.B. (1978). - Structure of the Rio Grande rift in southern New Mexico and West Texas based on gravity interpretation. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.89, p.107-123.

524) RAMIREZ M.J.C., ACEVEDO F.C. (1957). - Notas sobre la geología de Chihuahua. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.9, n°9-10, p.583-770.

525) RAMIREZ R.C. (1974). - Reconocimiento geológico de las zonas metamorficas al poniente de Ciudad Victoria, Tamps. UNAM, Fac.Ing., Tesis Prof. (inedita).

526) RAMIREZ C. (1976). - Corte geológico de la Sierra Madre Oriental - Mexico entre San Lázaro, N.L. y Ciudad Victoria, Tamps. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.111.

527) RAMIREZ R.C. (1978). - Reinterpretación tectónica del esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.2, n°1, p.31-36.

528) RANGIN C. (1975). - Transverse paleogeographies and structures in northern Sonora-Mexica. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.7, p.227.

529) RANGIN C. (1976). - Observaciones sobre la tectónica de la península de Vizcaino, Baja California, Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resúmenes, p.113.

530) RANGIN C. (1976). - Le complexe ophiolitique de Basse Californie : une paléocroûte océanique écaillée (péninsule de Vizcaino, Baja California, Mexique). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XVIII, p.1677-1685.

531) RANGIN C. (1977). - The main tectonic units of the central part of Baja California (Mexico), elements for the reconstruction of an old continental margin. *Geol.Soc.Amer.*, Cordilleran Section Meeting, v.9, p.485-486.

532) RANGIN C. (1977). - Sur un trait tectonique majeur de la bordure continentale pacifique : le dispositif franciscain en Basse Californie (Mexique). *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, fasc.4, p.227-230.

533) RANGIN C. (1977). - Sobre la presencia de Júrasico superior con Amonitas en Sonora septentrional. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°1, p.1-4.

534) RANGIN C. (1977). - Tectónicas sobrepuestas en Sonora septentrional. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°1, p.44-47.

535) RANGIN C. (1978). - Sur un complexe volcanique andésitique du Jurassique supérieur et ses rapports avec des complexes ophiolitiques sur la marge continentale de Basse Californie (Mexique). *C.R.Acad.Sc.*, Paris, (D), t.286, p.1049-1052.

536) RANGIN C. (1978). - Speculative model of mesozoic geodynamics, Central Baja California to northeastern Sonora (Mexico). *In* Mesozoic Symp., ed. by Howell and McGougall, S.E.P.M., v.2, p.85-106.

537) RANGIN C. (1978). - Geología de Sonora y sus relaciones con areas adyacentes. *I.Simp.sobre la Geologia y Potencial minero del Estado de Sonora*, UNAM, Inst.Geol., Resumenes, p.103-105.

538) RANGIN C. (1978). - Consideraciones sobre la evolución geológica de la parte septentrional del Estado de Sonora. *I.Simp.sobre la Geologia y Potencial minero del Estado de Sonora*, UNAM, Inst.Geol., Libreto-Guia, p.35-55.

539) RANGIN C. (1980). - Paléo-bassin marginal, subduction et ouverture du Golfe de Californie. Les trois grandes étapes de l'évolution du Mexique nord-occidental. *8ème Réun.ann.Sc.Terre*, Marseille, p.299. Paris, Soc.géol.Fr., édit.

540) RANGIN C., CARRILLO M. (1978). - Le complexe ophiolitique à affinité franciscaine des îles Margarita-Magdalena (Baja California méridionale) : une croûte paléo-océanique obductée. *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, fasc.2, p.55-58.

541) RANGIN C., CORDOBA D.A. (1976). - Extensión de la cuenca cretácica chihuahuense en Sonora septentrional y sus deformaciones. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resumenes, p.114.

542) RANGIN F. (1978). - Consideraciones sobre el Paleozoico sonorense. *I.Simp.sobre la Geología y Potencial minero del Estado de Sonora*, Resumenes, p.107-109.

543) RANSOME F.L. (1915). - The Tertiary orogeny of the North American Cordillera and its problems. *In* Problems of American Geology, ed. by W.N.Rice and others, New Haven, p.287-376.

544) REEVES C.C.Jr. (1969). - Pluvial lake Palomas northwestern Chihuahua, Mexico. *In* The Border Region, Guidebook 20th Field Conf., New Mexico geol.Soc., p.143-154.

545) REYES C.I. (1976). - Estudio geológico de la Sierra la Candelaria, Coahuila y Durango y sus implicaciones en la geología regional. Tesis prof., Fac.Ing., UNAM, Mexico D.F., 268 p., (inédite).

546) REYMENT R.A. (1969). - Ammonite biostratigraphy, continental drift and oscillatory transgressions. *Nature*, v.224, n°5215, p.137-140.

547) RICHARDS H.G. (1963). - Stratigraphy of earliest mesozoic sediments in south eastern Mexico and western Guatemala. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.47, p.1861-1870.

548) RIGASSI-STUDER D. (1961). - Quelques vues nouvelles sur la géologie cubaine. *Chron.Min.Rech.min.*, n°29, p.3-7. Paris, B.R.G.M., édit.

549) RIGASSI-STUDER D. (1963). - Sur la géologie de la Sierra de los Organos (Cuba). *Arch.Sc.*, Genève, Soc.Phys., Hist.nat.Genève, v.16, p.339-350.

550) ROBERT M.F. (1966). - Présentation de la photo-interprétation au Mexique. *Photo-Interprétation*, v.66-2.

551) ROBIN C. (1974). - Premières données sur les séries magmatiques alcalines de la Sierra de Tamaulipas (Est mexicain). *C.R.Acad.Sc.*, Paris, (D), t.279, p.1741-1744.

552) ROBIN C. (1976). - Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'Est du Mexique. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XVIII, p.1637-1645.

553) ROBIN C. (1976). - El volcanismo terciario y cuaternario del Altiplano mexicano oriental y de su borde. Correlaciones con la tectónica. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resúmenes, p.116.

554) ROBIN C. (1977). - Las series volcánicas de la Sierra Madre Oriental (basaltos e ignimbritas). Descripción y carácteres químicos. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.2, p.13-42.

555) ROBIN C., BOBIER C. (1974). - Las fases del volcanismo de Tlanchinol (Hidalgo) según datos paleomagnéticos y geoquímicos. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, UNAM, v.95, p.49-85.

556) ROBIN C., DEMANT A. (1974). - Les trapps de l'Est mexicain : coexistence de séries alcalines et tholéitiques ; caractères différentiels entre le volcanisme des plaines et celui des plateaux. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, (D), t.278, p.2413-2416.

557) ROBIN C., NICOLAS E. (1978). - Particularités géochimiques des suites andésitiques de la zone orientale de l'axe transmexicain, dans leur contexte tectonique. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XX, p.193-202.

558) ROBISON R.A., PANTOJA-ALOR J. (1968). - Tremadocian trilobites from the Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico. *Journ.Pal.*, v.42, p.767-800.

559) ROCH E. (1962). - Reflexiones sobre los terrenos carboníferos, permicos y tríasicos. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.25, n°1, p.65-74.

560) RODRIGUEZ S.E., BUSCH D.A. (1974). - Estratigrafía del Oligoceno de la cuenca de Burgos. Estudio regional. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.6, n°1.

561) RODRIGUEZ-TORRES R., CORDOBA D.A. eds. (1978). - Atlas geológico y evaluación geológico-minera del Estado de Sinaloa. UNAM, Inst.Geol., 202 p., Mexico.

562) ROGERS C.L., CSERNA Z.de, OJEDA J., TAVERA E., VAN VLOTEN R. (1961). - Reconocimiento geológico y depositos de fosfatos del Norte de Zacatecas y areas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí. *Cons.Recursos naturales no renovables, Bol.*, n°56.

563) ROGERS C.L., CSERNA Z.de, TAVERA E., ULLOA S. (1956). - General geology and phosphate deposits of Concepción del Oro district, Zacatecas, Mexico. *U.S.geol.Surv., Bull.*, 1037-A, 102 p.

564) ROLDAN-QUINTANA J. (1970). - Estudio geológico de reconocimiento de la región de Peñon Blanco, Estado de Durango. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.31, n°2, p.79-105.

565) ROLDAN-QUINTANA J., RANGIN C. (1978). - Las rocas volcánicas jurasicas en el Norte del Estado de Sonora Mexico. *I.Simp.sobre la Geologia y Potencial minero del Estado de Sonora*, UNAM, Inst.Geol., Resúmenes, p.111-112.

566) ROSS C.A. (1962). - Permian tectonic history in Glass Mountains, Texas. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.46, p.1728-1746.

567) ROSS C.A. (1979). - Late Paleozoic collision of North and South America. *Geology*, v.7, p.41-44.

568) ROURE F. (1978). - Les unités mésozoïques situées à l'Ouest du front des Klamaths (Sud Orégon). Corrélations avec les unités franciscaines de Californie. *6ème Réun.ann.Sc.Terre*, Orsay, p.344. Paris, Soc.géol.Fr., édit.

569) ROURE F. (1979). - Un profil géologique dans les chaînes de l'Ouest américain (Californie et Sud-Ouest Orégon) : discussion d'un modèle de paléosubduction. Thèse 3ème cycle, Univ.Paris VI, 193 p., inédite.

570) ROURE F. (1980). - La superposition de phases tectoniques crétacées et paléogènes dans le secteur de Goldbeach (Sud Ouest de l'Orégon, Amérique nord-occidentale). *8ème Réun.ann.Sc.Terre*, Marseille, p.312. Paris, Soc.géol.Fr., édit.

571) RUIZ-CASTELLANOS M. (1970). - Reconocimiento geológico en el area de Mariscala - Amatitlán, Estado de Oaxaca. *In* Libro-Guía de la Excursión Mexico-Oaxaca, p.55-66. Soc.geol.mexicana.

572) RUIZ O.R.L. (1966). - Estudio geológico de la porción suroriental de la Sierra de Paila y noroccidental de la Sierra del Chiflón, Estado de Coahuila. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.18, n°3-4, p.57-104.

573) SALAS G.A. (1972). - Petrogenesis de los marmoles de Brucita en la Sierra de Mapimí, Durango. *II.Conv.nac.*, Mazatlán, Soc.geol.mexicana, Memoria, p.227-229.

574) SALAS G.P. (1949). - Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.1, p.79-156.

575) SALAS G.P. (1961). - Ensayo de evaluacion petrolifera de la parte norte central de Mexico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.13, n°5-6, p.207-254.

576) SALAS G.P. (1962). - Estudio general fotogeológico de la parte nor-oeste del departamento del Petén, República de Guatemala. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.14, n°7-8, p.183-202.

577) SALAS G.P. (1975). - Carta y provincias metalogenéticas de la República Mexicana. *Cons.Recursos minerales, Publ.*, n°21E, 242 p.

578) SALAS G.P. (1976). - Metallogenetic chart of Mexico - Summary. *Amer.Ass.Petr.Geol., Memoir*, n°25 : "Circum-Pacific Energy and Mineral Resources", p.515-518.

579) SALAS G.P., CORDOBA D.A., LOPEZ AVILA J. (1974). - General aspects by batholiths and intrusive rocks of western Mexico. *Pacific Geol.*, v.8, p.67-72.

580) SALAS G.P., LOPEZ RAMOS E. (1951). - Geología y tectónica de la región de Macuspana Tabasco y parte norte de Chiapas. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.3, p.3-56.

581) SALMERON P.U. (1972). - Mutación entre los generos *Pararotalia* y *Miogypsinoides*. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.4, n°3, p.5-27.

582) SALVADOR A. (1979). - Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.63, p.520.

583) SAPPER K. (1937). - Mittelamerika ; Handbuch der regionalen Geologie. Heidelberg, Steinman und Wilckens, 160 p.

584) SAPPER K. (1937). - Sobre la geografía física y la geología de la Península de Yucatán. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, v.3.

585) SCHMIDT E.K., GUILBERT J.M., DAMON P.E. (1977). - Structural evolution of the Santa Rosalía area, Baja California, Mexico. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.9, p.1160.

586) SCHUCHARD C. (1883). - Descripción del mineral de Mazapíl. *Minero mexicano*, 9, n°48 y 49, p.1882-1883 et p.579-585.

587) SCHUCHERT C. (1925). - Sites and nature of north american geosynclines. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.34, p.151-230.

588) SCHUCHERT C. (1935). - Historical geology of the Antillean Caribbean región and the lands bordering the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. 811 p. Reprint 1968, ed.Hafner Publ.Co., Nex York.

589) SCHULZE G. (1953). - Conglomerados terciarios continentales en la Comarga Lagunera de Durango y Coahuila y sus relaciones con fenomenos ígneos, geomorfológicos y climatológicos. *Bol.Inst.nac.Inv.Rec.miner.*, n°30, 52 p.

590) SCHULZE G. (1953). - Mineralización plumbo-cuprifero, relacionado con intrusiones igneas en conglomerados terciarios continentales del Estado de Durango. *Bol.Inst.nac.Inv.Rec.miner.*, n°31, 19 p.

591) SCOTT G. (1940). - Paleoecological factors controlling the distribution and mode of life of Cretaceous ammonoïds in the Texas area. *Journ.Pal.*, v.14, p.299-323.

592) SEGERSTROM K. (1961). - Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del Noreste del Estado de Mexico. *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.13, n°3-4, p.147-168.

593) SEGERSTROM K. (1961). - Geology of the Bernal-Jalpan area, Estado de Queretaro, Mexico. *U.S.Geol.Surv., Bull.*, 1104-B, p.19-85.

594) SHELL OIL COMPANY (1975). - Stratigraphic atlas of North and Central America. T.D.Cook and A.W.Bally, eds. Princeton, New Jersey, Princeton Univ.Press, 272 p.

595) SILVA L., DEMANT A., MAUVOIS R. (1976). - Las diferentes fases volcánicas plio-cuaternarias del sector oriental del Estado de Michoacan. Caracteres petrográficos y significación. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resúmenes, p.130.

596) SILVA-PINEDA A. (1969). - Plantas fosiles del Júrasico medío de Tecomatlan, Estado de Puebla. *Paleont.mexicana*, UNAM, Inst.Geol., 27, p.1-76.

597) SILVER L.T., ANDERSON T.H. (1974). - Possible left lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern north american craton margin. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.6, p.955-956.

598) SILVER L.T., ANDERSON C.A., CRITTENDEN M., ROBERTSON J.M. (1977). - Chronostratigraphic elements of the Precambrian rocks of the southwestern and far western United States. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.9, p.1176.

599) SILVER L.T., BICKFORD M.E., VAN SCHMUS W.R., ANDERSON J.L., ANDERSON T.H., MEDARIS L.G.Jr. (1977). - Transcontinental anorogenic plutonic perforation of North America. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.9, p.1176.

600) SILVER L.T., STEHLI E.G., ALLEN C.R. (1963). - Lower Cretaceous pre-batholitic rocks of northern Baja California, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.47, p.2054-2059.

601) SINGLEWAID Q.D. (1936). - Igneous phenomenos and geologic structure near Mapimí. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.47, p.1153-1176.

602) SMITH B. (1916). - Ball or pillow-form structures in sandstones. *Geol.Mag.*, v.53, p.146-156.

603) SMITH C.I. (1970). - Lower Cretaceous stratigraphy, northern Coahuila, Mexico. *Bureau of economic Geology, Univ.Texas, Austin, Report of Invest.*, n°65, 101 p.

604) SMITH D.J.Jr. (1972). - Comentario sobre la geología historica de la parte central de la Sierra Madre Occidental y sobre la nueva tectónica global. *II.Conv.nac.*, Mazatlán, Soc.geol.mexicana, Memoria, p.242-243.

605) SMITH D.L. (1977). - A northeast trending trans-peninsular lineament across Baja California. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.1, n°2, p.138-143.

606) SOMIN M.L., MILLAN G. (1977). - Sobre la edad de las rocas metamórficas cubanas. *Acad.Cienc.Cuba, Informe cient.-tecn.*, n°2, p.3-11.

607) STAUB W. (1937). - Geologische Querprofile durch das Erdoelgebiet von Nordost-Mexiko mit einer Karte und zwei Profiltafeln. *2ème Congr.mondial Pétr.*, Paris, Juin 1937.

608) STAUB W. (1939). - Ost Mexico, das Nordwest-Ende der mediterranen Orogen Zone. *Geol.Rundsch.*, v.30, p.346-351.

609) STEPHAN J.F., BECK C., BELLIZZIA A., BLANCHET R. (1980). - La chaîne caraïbe du Pacifique à l'Atlantique. *26ème Congr.géol.intern.*,Paris, Colloque C5 : Les chaînes alpines issues de la Téthys, à paraître.

610) STEVENS C.H., OLSON R.C. (1972). - Nature and significance of the Inyo thrust fault, eastern California. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.83, p.3761-3768.

611) SUMNER J.R. (1972). - Tectonic significance of gravity and aeromagnetic investigations at the head of the Gulf of California. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.83, p.3103-3120.

612) SUTTER J.F. (1979). - Late Cretaceous collisional tectonics along the Motagua fault zone, Guatemala. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.11, p.525.

613) SWANSON E.R., KEIZER R.P., LYONS J.I., CLABAUGH S.E. (1978). - Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.89, p.1000-1012.

614) SWANSON S.E., RAYMOND L.A. (1977). - Origin and emplacement of Blue Ridge ultramafic rocks, southern Appalachian Mountains. *Geol.Soc.Amer., Abstr.w.Progr.*, v.9, p.1195.

615) TAMAYO J.L. (1962). - Geografía general de Mexico. Inst.mex.Inv.econ., 2a edit.

616) TARDY M. (1972). - Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el sector transversal de Parras, Coahuila : distincíon de las series coahuilense y parrense. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.33, n°2, p.51-70.

617) TARDY M. (1972). - Stratigraphie et tectonique de la Sierra Madre Oriental au niveau du secteur transversal de Parras (Etat de Coahuila, Mexique). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XIV, p.66-76.

618) TARDY M. (1973). - Sobre la tectónica de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras, Coahuila : el cabalgamiento de la serie parrense. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.34, n°1-2, p.63-70.

619) TARDY M. (1973). - Aperçu sur les tectoniques superposées du Secteur Transverse de Parras de la Sierra Madre Orientale du Mexique. *1ère Réun.ann.Sc.Terre*, Paris, p.393. Paris, Soc.géol.Fr.

620) TARDY M. (1973). - Les phases tectoniques du Secteur Transverse de Parras, Sierra Madre Orientale (Mexique). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XV, p.362-366.

621) TARDY M. (1974). - La historia geológica de la Sierra de San Julián, Zacatecas : un resumen de la evolución estructural del Sector Transversal de Parras al Sur de la plataforma de Coahuila, Sierra Madre Oriental. *III.Conv.geol.nac.*, Guanajuato, Soc.geol.mexicana (resumen).

622) TARDY M. (1975). - La nappe de Parras : un trait essentiel de la structure laramienne du secteur transverse de la Sierra Madre Orientale, Mexique. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XVII, p.77-87.

623) TARDY M. (1976). - Les grands traits structuraux du Secteur Transverse de Parras ; Sierra Madre Orientale, Mexique. Sa place dans le système caraïbe. *7ème Conf.géol.Caraïbes*, Saint-François (Guadeloupe), p.595-605. R.Causse édit., Serv.Ind.Min.Régions Antilles-Guyane française, Minist.Ind.Rech., Pointe-à-Pitre, Guadeloupe.

624) TARDY M. (1976). - Reconstrucción tentativa de la evolución paleogeográfica y estructural de la parte septentrional de Mexico durante el Mesozóico y el Cenozóico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resúmenes, p.138.

625) TARDY M. (1977). - Essai sur la reconstitution de l'évolution paléogéographique et structurale de la partie septentrionale du Mexique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), XIX, p.1297-1308.

626) TARDY M. (1977). - L'évolution de l'Est mexicain au cours du Secondaire et du Tertiaire : mer marginale mexicano-caraïbe et Golfe du Mexique. *8ème Conf.géol.Caraïbes, Abstr.*, Curaçao. *GUA Papers of Geol.*, Amsterdam, ser.1, n°9, p.297-208.

627) TARDY M. (1978). - Mise en évidence de trois linéaments transcontinentaux nord-américains. Leur histoire depuis le Jurassique. *6ème Réun.ann.Sc.Terre*, Orsay, p.381. Paris, Soc.géol.Fr., édit.

628) TARDY M., LONGORIA J.F., MARTINEZ R.J., MITRE S.L.M., PATINO A.M., PADILLA y S.R., RAMIREZ R.C. (1975). - Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental : la aloctonía del conjunto Cadena Alta - Altiplano Central, entre Torreón, Coah. y San Luis Potosí, S.L.P.Mexico. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, n°1.

629) TARDY M., MAURY R. (1973). - Sobre la presencía de elementos de origen volcánica en las areniscasde los flyschs de edad Cretácico superior de los estados de Coahuila y de Zacatecas, Mexico. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.34, n°1-2, p.5-12.

630) TARDY M., RAMIREZ R.C., PATINO A.M. (1977). - El frente de la napa de Parras (conjunto Cadena Alta - Altiplano Central) en el area de Aramberri, N.L. Sierra Madre Oriental, Mexico. *UNAM, Inst.Geol., Rev.*, v.2, p.1-12.

631) TARDY M., RUIZ B.R. (1974). - Sobre la observación directa del "décollement" de la cobertura mesozoica del Sector Transversal de Parras, sobre el flanco oriental del anticlinal de San Julián, Sierra Madre Oriental. *UNAM, Inst.Geol., Serie Divul.*, n°2, p.29-37.

632) TARDY M., SIGAL J., GLACON G. (1974). - Bosquejo sobre la estratigrafía y la paleogeografía de los flysch cretácicos del Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, Mexico. *UNAM, Inst.Geol., Serie Divul.*, n°2, p.12-28.

633) TATUM J.L. (1931). - General geology of northeast Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.15, p.867-693.

634) TAVERA A.E. (1960). - Yacimientos de Barita en el distrito de Galeana, Nuevo León. *Cons.Recursos nat.no renovables, Bol.*, n°55.

635) TAVERA A.E. (1963). - Reconocimiento geológico de la cuenca de Monclova. *Cons.Recursos nat.no renovables, Bol.*, n°63, p.1-23.

636) THALMANN H.E. (1935). - Die Miozäne Tuxpan-Stufe im Gebiete zwischen Rio Tuxpan und Rio Tecolutla (Staat Veracruz, Ost-Mexiko). *Ecl.geol.Helv.*, v.28, p.543-546;

637) THALMANN H.E. (1935). - Liste der Foraminiferen von der Typus-Lokalität der Miozäne Tuxpan Stufe (Ciudad de Tuxpan, Veracruz, Mexico). *Ecl.geol.Helv.*, v.28, p.602-605.

638) TOMBLIN J.F. (1975). - The Lesser Antilles and Aves Ridge. *In* The Ocean Basins and Margins, ed. by F.G.Stehli and A.Nairn, vol.3, Gulf of Mexico and Caribbean, New York, Plenum Press, p.467-500.

639) TOVAR J.C. (1964). - Geología de la Sierra de la Silla. UNAM, Fac.Ing., Tesis Prof., inedita.

640) TREJO (M.) 1975). - Zonificación del limite aptiano-albiano de Mexico. *Rev.Inst.mex.Petr.*, v.7, n°3, p.6-29.

641) UCHUPI E. (1973). - Eastern Yucatán continental margin and western Caribbean tectonics. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.57, p.1075-1085.

642) UCHUPI E. (1975). - Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *In* The Ocean Basins and Margins, ed. by F.G.Stehli and A.Nairn, vol.3, Gulf of Mexico and Caribbean, New York, Plenum Press, p.1-64.

643) VAN DER VOO R., MAUR F.J., FRENCH R.B. (1976). - Permian-Triassic continental configuration and the origin of the Gulf of Mexico. *Geology*, v.4, p.177-180.

644) VAN HOUTEN F.B. (1968). - Iron oxides in red beds. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.79, p.399-416.

645) VAN VLOTEN R. (1955). - Geology of the border region between Coahuila and Zacatecas, Mexico. *Leidse geol.Medded.*, Leiden, v.19, p.111-165.

646) VARGAS B., NOLASCO L., MARQUINA O.E., CRUZ R. (1973). - Estudio geológico del area de Parras, Coahuila. Tesis prof., Fac.Ing., UNAM, Mexico, inedita.

647) VERMA H.M., WESTERMANN G.E.G. (1973). - The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra Catorce, San Luis Potosí, Mexico. *Amer.Paleont.Bull.*, v.63, n°277, p.107-279.

648) VILA J.M., BOURGOIS J., LLINAS R., TAVARES I. (1980). - Tectoniques superposées à Hispaniola (Grandes Antilles). *8ème Réun.ann.Sc.Terre*, Marseille, p.360. Paris, Soc.géol.Fr., édit.

649) VILLIEN A., BLANCHET R., TARDY M. (1980). - Géodynamique des cordillères nord-américaines : une coupe géologique complète du Middle-West au Pacifique (Utah-Nevada, Californie, U.S.A.). *8ème Réun.ann.Sc.Terre*, Marseille, p.362. Paris, Soc. géol.Fr., édit.

650) VINET M.J., WEIDIE A.E. (1977). - Geology of Sierra Baluartes Diapir and Sierra de Pájaros Azules, Coahuila, Mexico. *Gulf Coast Ass.geol.Soc., Ann.Meeting*, 27, p.249.

651) VINIEGRA F. (1966). - Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en la provincia de la Sierra Madre y Macizo de Teziutlan *Bol.Asoc.mex.Geol.petr.*, v.18, n°7-8, p.145-171.

652) VINIEGRA F.O. (1971). - Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.55, p.478-494.

653) VINSON G.L. (1962). - Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy of Guatemala. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.46, p.425-456.

654) VINSON G.L., BRINEMANN J.H. (1963). - Nuclear Central America, hub of Antillean Transverse Belt. *Amer.Ass.Petr.Geol., Memoir*, 2, p.101-112.

655) WAIBEL L. (1933). - Die Sierra Madre de Chiapas. *Geol.Ges.Hamburg Mitt.*, v.5, p.12-162.

656) WALKER T.R., HONEA R.M. (1969). - Iron content of modern deposits in the Sonoran Desert : a contribution to the origin of red beds. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.80, p.535-544.

657) WALL J.R., MURRAY G.E., DIAZ T.G. (1961). - Geological occurence of intrusive gypsum and its effect on structural forms in Coahuila marginal folded province of northeastern Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.45, p.1504-1522.

658) WALPER J.L. (1960). - Geology of Coban - Purulha area, Alto Verapáz, Guatemala. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.44, p.1273-1315.

659) WARDLAW B.R., FURNISH W.M., NESTELL M.K. (1979). - Geology and paleontology of the Permian beds near Las Delicias, Coahuila, Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, part I, v.90, p.111-116.

660) WATKINS J.S., WORZEL J.L., LADD J.W., BUFFLER R.T., CARRANZA A. (1976). - Origin, age and mode of emplacement of salt in the Central Gulf of Mexico. *III.Congr.latino-americano Geol.*, Acapulco, Mexico, Resúmenes, p.146.

661) WEBER R. (1972). - La vegetación maestrichtiana de la Formación Olmos de Coahuila, Mexico. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.33, p.5-19.

662) WEIDIE A.E.Jr. (1961). - The stratigraphy and structure of the Parras basin, Coahuila and Nuevo Leon, Mexico. Ph.D.Diss., Louisiana State Univ. at Baton Rouge, 73 p.

663) WEIDIE A.E.Jr. (1969). - The myth of the Mesozoic mexican geosyncline. *Geol.Soc.Amer., Abstr.for 1968, Spec.Paper*, 121, p.314-315.

664) WEIDIE A.E.Jr., MARTINEZ J.D. (1970). - Evidence for evaporite diapirism in northeastern Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.54, n°4.

665) WEIDIE A.E., MARTINEZ J.D. (1972). - Evaporite diapirism and related problems in Sierra del Fraile, Mexico. *In* Geology of Saline Deposits, Proc.Hanover Symp., 1968. Paris, UNESCO (Earth Sciences, 7).

666) WEIDIE A.E.Jr., MURRAY G.E. (1961). - Tectonics of Parras Basin, states of Coahuila and Nuevo Leon, Mexico. *Gulf Coast Ass.geol.Soc.Trans.*, v.2, p.47-56.

667) WEIDIE A.E.Jr., MURRAY G.E. (1967). - Geology of Parras Basin and adjacent areas of northeastern Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.51, p.678-695.

668) WEIDIE A.E.Jr., WOLLEBEN J.A. (1969). - Upper Jurassic stratigraphic relations near Monterrey, Nuevo Leon, Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.53, p.2418-2420.

669) WEIDIE A.E.Jr., WOLLEBEN J.A., Mc BRIDE E.F. (1970). - Regional geologic framework of northeastern Mexico. *Spring Field Conf.*, Corpus Christi geol.Soc., 1970.

670) WEIDIE A.E.Jr., WOLLEBEN J.A., Mc BRIDE E.F. (1972). - Late Cretaceous depositional systems in northeastern Mexico. *Gulf Coast Ass.geol.Soc.Trans.*, Corpus Christi, Texas, v.22, p.323-329.

671) WEIDIE A.E.Jr., WOLLEBEN J.A., MURRAY G.E. (1959). - Preliminary report on the structure of the Parras Basin in the vicinity of Saltillo, Coahuila, Mexico. *South Texas geol.Soc.*, Field Trip Guidebook, p.B10-B18.

672) WENZENS G. (1974). - Morphologische Entwicklung ausgewählter Regionen Nordmexikos, unter besonderer Berücksichtigung des Kalkkrusten, Pediment- und Poljeproblems. *Düsseldorfer geogr.Schriften*, Heft 2, 330 p.

673) WEYL R. (1961). - Die Geologie Mittelamerikas. Berlin, Bornträger, 1 vol., 226 p. Coll. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, Bd.1.

674) WEYL R. (1976). - El desarollo paleogeográfico de Centroamerica. *1er Congr.colomb. Geol., Memoria*, Univ.nac.Colombia, Bogota, agosto 4-8 de 1969, p.253-266.

675) WHITE D.E. (1946). - Diagenetic origin of chert lenses in limestone at Soyatal, State of Queretaro, Mexico. *Amer.Journ.Sc.*, v.245, p.48-55.

676) WHITE G.W. (1979). - Distribution of rock types in the Mid-Cayman Rise, Caribbean Sea, as evidence for conjugate normal faulting in slowly spreading ridges. *Geology*, v.7, p.32-36.

677) WHITE M.P. (1928). - Some index foraminifera of the Tampico embayment area of Mexico. *Journ.Pal.*, v.2, p.177-215.

678) WICHER C.A. (1949). - On the age of the higher upper Cretaceous of Tampico embayment area in Mexico, as an exemple of the worldwige existence of microfossils and the practical consequences arising from this. *Bull.Mus.Hist.nat.Pays serbe*, ser.A, livre 2, Beograd.

679) WICKER R.A., SMITH D.L. (1977). - Florida basement - an isometric view. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.61, p.2143-2145.

680) WIELAND G.R. (1914). - La flora liasica de la Mixteca alta. *Bol.Inst.Geol.Mexico*, n°31, 165 p.

681) WILBERT W.P. (1977). - Geology of Sierra de la Paila : Coahuila, Mexico. *Dissert.Abstr.intern.*, B, U.S.A., v.37, n°7, 3314, Résumé.

682) WILHELM O., EWING M. (1972). - Geology and history of the Gulf of Mexico. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.83, p.575-600.

683) WILLIAMS M.D. (1975). - Emplacement of Sierra de Santa Crúz, eastern Guatemala. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.59, p.1211-1216.

684) WILSON B.W., HERNANDEZ J.P., MEAVE T.E. (1955). - Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, Mexico. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.18, n°1, p.1-10.

685) WILSON H.H. (1974). - Cretaceous sedimentation and orogeny in nuclear Central America. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.58, n°7.

686) WOLLEBEN J.A. (1965). - Nomenclatura litoestratigrafica de las unidades del Cretácico superior en el Oeste de Texas y el Noreste de Chihuahua. *Bol.Soc.geol.mexicana*, v.28, n°2.

687) WOLLEBEN J.A., MURRAY G.E. (1959). - Preliminary report on the structure of the Parras basin in the vicinity of Saltillo, Coahuila. *South Texas geol.Soc.*, Field Trip Guidebook, p.B1-B9. Spanish translation by P.E.Narvarte, p.B10-B18.

688) WOLLEBEN J.A., Mc BRIDE E.F., WEIDIE A.E.Jr. (1970). - Upper Cretaceous stratigraphic relations in northeastern Mexico. *Corpus Christi geol.Soc.*, Field Conf., p.45-56.

689) WOLLEBEN J.A., Mc BRIDE E.F., WEIDIE A.E. (1970). - Geology of the La Popa area. *Corpus Christi geol.Soc.*, Field Conf., p.59-66.

690) WOODRING W.P. (1954). - Caribbean land and sea through the ages. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, v.65, p.719-732.

691) WOODRING W.P. (1966). - The Panamá land bridge as a sea barrier. *Proc.Amer.philos.Soc.*, v.110, p.425-433, Philadelphia.

692) WOOLLARD G.P., MONGES CALDERA J. (1956). - Gravedad, geología regional y estructura cortical de Mexico. *Anal.Inst.geof.Mexico*, v.2, p.60-96.

693) WORZEL J.L., LEYDEN R., EWING M. (1968). - Newly discovered diapirs in Gulf of Mexico. *Amer.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.52, p.1194-1203.

694) WRIGHT J.V., WALKER G.P.L. (1977). - The ignimbrite source problem : significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, v.5, p.729-732.

695) YOCHELSON E.L. (1968). - Tremadocian mollusk from the Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico. *Journ.Pal.*, v.42, p.801-803.

696) YOUNG K. (1969). - Ammonites zones of northern Chihuahua. *In* Guidebook of the Border Region, 20th Field Conf., New Mexico geol.Soc., p.97-101.

697) ZIETZ I., KING E.R., GEDDES W., LIDIAK E.G. (1966). - Crustal study of a continental strip from the Atlantic Ocean to the Rocky Mountains.

TABLE DES FIGURES

Carte géologique d'une partie du Secteur Transverse de Parras (E: 1/250 000) ..... hors texte

Fig.a - Les Etats de la République Mexicaine 35
Fig.b - Les principales provinces physiogéographiques du Mexique 36
Fig.c - Cadre géologique et éléments morphostructuraux de la Sierra Madre Orientale du Mexique 38
Fig.d - Carte géographique simplifiée du Secteur Transverse de Parras 42

Fig.I_{1-1} - Les affleurements de socle dans la région étudiée 56
Fig.I_{1-2} - Carte géologique simplifiée des affleurements de socle des sierras de San Julián et de Teyra 58
Fig.I_{1-3} - Coupe de la Sierra de San Julián 59
Fig.I_{1-4} - Coupe de la Sierra de Teyra 59
Fig.I_{1-5} - Carte géologique simplifiée des environs de Las Delicias, Coah., situant les affleurements du socle 64
Fig.I_{1-6} - Coupe du flysch permien de Las Delicias, Coah. 65
Fig.I_{1-7} - Coupe de Agua Grande montrant les rapports entre la couverture mésozoïque et les intrusifs du socle de la Plateforme de Coahuila 65
Fig.I_{1-8} - Carte structurale schématique du Mexique et des parties sud et sud-est des Etats-Unis montrant les segments de l'orogène paléozoïque Appalaches-Ouachita 70
Fig.I_{1-9} - Reconstitution palinspatique des orogènes paléozoïques mexicains; selon Z. de Cserna, 1976, simplifiée 72
Fig.I_{1-10} - L'orogène permo-carbonifère du Nord-Est mexicain selon M. Alvarez Jr. (1962) 73
Fig.I_{1-11} - Carte schématique représentant les grands édifices structuraux paléozoïques et méso-cénozoïques du Continent Nord-Américain 78

Fig.I_{2-1} - Carte situant les deux grands domaines paléo-géographiques distingués dans la région étudiée 82
Fig.I_{2-2} - Tableau situant dans le temps les grandes étapes de l'évolution de la Sierra Madre Orientale durant le cycle mexicain 85
Fig.I_{2-3} - Coupe du Jurassique supérieur de la Sierra El Ratón 87
Fig.I_{2-4} - Coupe du Jurassique supérieur de la Sierrita de Symón 89

25 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

Fig.I_{2-5} - Coupe du Jurassique du Cañon Orozco 90
Fig.I_{2-6} - Coupe du Jurassique supérieur du Cañon de Taraises 92
Fig.I_{2-7} - Colonnes stratigraphiques du Jurassique supérieur 94
Fig.I_{2-8} - Carte de répartition des faciès du Jurassique supérieur 96
Fig.I_{2-9} - Coupe du Cañon La Tinaja (Sierra de Teyra) 99
Fig.I_{2-10} - Coupe des Lomas Rinconada (flanc sud de la Sierra del Gaban) 101
Fig.I_{2-11} - Coupe du front nord de la Sierra de Parras passant par le Cañon Taraises 102
Fig.I_{2-12} - Colonnes stratigraphiques du Berriasien - Aptien inférieur 104
Fig.I_{2-13} - Carte de répartition des faciès de l'Hauterivien supérieur - Aptien inférieur 106
Fig.I_{2-14} - Coupe de Nuevo Rodeo 108
Fig.I_{2-15} - Coupe de l'Arroyo Santa Barbara 110
Fig.I_{2-16} - Coupe du Crétacé inférieur de Las Delicias 112
Fig.I_{2-17} - Colonnes stratigraphiques de l'Aptien supérieur - Cénomanien basal 114
Fig.I_{2-18} - Carte de répartition des faciès de l'Albien supérieur - Cénomanien basal 116
Fig.I_{2-19} - Coupe des formations terrigènes affleurant sur le flanc nord de la Sierra Santa Cristina 119
Fig.I_{2-20} - Coupe schématique des formations terrigènes affleurant sur le flanc sud de la Sierra de la Caja 120
Fig.I_{2-21} - Coupe des formations terrigènes du Crétacé supérieur affleurant au Sud-Ouest de San Jerómino, Zac. 121
Fig.I_{2-22} - Coupe des formations terrigènes du Crétacé supérieur affleurant aux Lomas de San Pablo 123
Fig.I_{2-23} - Coupe des formations terrigènes du Crétacé supérieur affleurant sur le flanc nord de la Sierra de la Peña 125
Fig.I_{2-24} - La Formation Indidura sur la retombée sud des Mesas Villareal, au Nord de la Lagune de Mayrán 126
Fig.I_{2-25} - Colonnes stratigraphiques du Crétacé supérieur 128
Fig.I_{2-26} - Carte de répartition des faciès terrigènes au Turonien 130
Fig.I_{2-27} - Carte de répartition des faciès terrigènes au Maestrichtien 132
Fig.I_{2-28} - Colonnes stratigraphiques synthétiques des principales séries sédimentaires mésozoïques de type parrense et de type coahuilense 138
Fig.I_{2-29} - Carte de répartition des formations molassiques et volcaniques du Paléocène supérieur - Miocène 142
Fig.I_{2-30} - Coupe de la Formation Ahuichila du flanc sud de la Sierra del Oratorio 144
Fig.I_{2-31} - Les andésites tertiaires aux ranches Vista Hermosa et La Palma 146
Fig.I_{2-32} - Carte simplifiée de la région étudiée situant les sierras et les dépressions intra-montagneuses mio-plio-quaternaires 150
Fig.I_{2-33} - Coupe des formations mio-plio-quaternaires dans les environs d'Apizolaya, Zac. 152

Fig.I_{2-34} - Coupe schématique montrant la disposition de la Formation Mayrán au Nord-Est de Parras 154

Fig.I_{2-35} - Coupe du pédiment pléistocène et des "mesas" basaltiques au Nord-Ouest de Camacho, Zac. 155

Fig.I_{2-36} - Coupe du Cerro Pedregoso 156

Fig.I_{2-37} - Schéma replaçant les principaux traits géologiques mio-plio-quaternaires 157

Fig.I_{3-1} - Schémas représentant la naissance puis l'approfondissement du bassin de l'ensemble Haute Chaîne - Haut Plateau Central 162

Fig.I_{3-2} - Carte structurale des environs de Parras, Coah. 164

Fig.I_{3-3} - Coupe des Mesas Villareal illustrant le style éjectif de la déformation laramienne au Nord de la Lagune de Mayrán 166

Fig.I_{3-4} - Deux coupes au travers de l'extrémité est de la Sierra de la Peña 167

Fig.I_{3-5} - Coupes de la Sierra de la Peña et de la Sierra de Parras, de part et d'autre du Puerto de la Peña 169

Fig.I_{3-6} - Panorama du flanc est du Puerto de la Peña pris de l'extrémité de la Sierra de la Peña 170

Fig.I_{3-7} - Cadre géologique des fenêtres de la Sierra del Oratorio 172

Fig.I_{3-8} - Coupes au travers des fenêtres de la Sierra del Oratorio 173

Fig.I_{3-9} - Bloc diagramme schématisant les rapports entre couverture décollée et plissée lors de la phase laramienne et socle bombé au Miocène 178

Fig.I_{3-10} - Schéma résumant les relations visibles entre socle et couverture décollée entre Tecolotes, Zac. et San Jerónimo, Zac., le long du flanc oriental de la Sierra de San Julián 179

Fig.I_{3-11} - Schéma structural très simplifié de la région étudiée sur lequel sont situées les coupes illustrant les déformations laramiennes 180

Fig.I_{3-12} - Coupes illustrant les déformations liées à la tectonique de couverture laramienne sur le Haut-Plateau Central 183

Fig.I_{3-13} - Coupes au travers des sierras situées de part et d'autre de la Vallée de Manchuria 184

Fig.I_{3-14} - Trois coupes à travers la Sierra de Parras 186

Fig.I_{3-15} - Coupe des Lomas de San Pablo 189

Fig.I_{3-16} - Coupe de San Rafael 190

Fig.I_{3-17} - Coupe de El 4 de Marzo 191

Fig.I_{3-18} - Coupes au travers de la Sierra del Mimbre, de part et d'autre de la route la Paila - Parras, Coah. 192

Fig.I_{3-19} - Deux coupes du flysch diverticulé de la Sierra del Mimbre 194

Fig.I_{3-20} - Schéma illustrant la mise en place du flysch du Bassin de Parras par diverticulation du flysch de la Haute Chaîne 197

Fig.I_{3-21} - Carte structurale montrant le débordement de la nappe de Parras au Puerto de la Peña 200

Fig.I_{3-22} - Coupe des sierras situées au Sud de Viesca, Coah..... 201
Fig.I_{3-23} - Tableau où est résuméel'argumentation employée pour dater la phase laramienne dans le Secteur Transverse de Parras 206
Fig.I_{3-24} - Situation des grands plis de fond et des plutons miocènes 208
Fig.I_{3-25} - Le repli anticlinal tardif d'Apizolaya, Zac. 210
Fig.I_{3-26} - Les structures plissées au Nord de la Lagune de Mayrán 214
Fig.I_{3-27} - L'intrusion dioritique de la Sierra de San Julián 216
Fig.I_{3-28} - Coupe au travers de la Sierra de Teyra 218

PlancheI_{4-1} - Evolution paléogéographique de la partie étudiée du Secteur Transverse de Parras, au cours de l'étape téthysienne (Jurassique supérieur - Paléocène inférieur) ..... hors texte
Fig.I_{4-2} - Profil schématique illustrant la paléogéographie continentale post-laramienne, de l'Eocène au Miocène basal 238
Fig.I_{4-3} - Profil schématique illustrant les grands traits de la paléogéographie, liée à la distension mio-plio-quaternaire 240

Fig.II_{1-1} - Les grandes zones de la Sierra Madre Orientale 274
PlancheII_{1-2} - Colonnes stratigraphiques synthétiques du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, caractéristiques des principales zones de la Sierra Madre Orientale ..... hors texte
Fig.II_{1-3} - Distribution du Jurassique d'origine téthysienne dans la Sierra Madre Orientale 278
Fig.II_{1-4} - Carte de répartition des principaux faciès de la Sierra Madre Orientale au Néocomien 284
Fig.II_{1-5} - Carte de répartition des principaux faciès de la Sierra Madre Orientale à l'Albien - Cénomanien basal 286
Fig.II_{1-6} - Carte palinspatique obtenue par effacement des charriages laramiens et sur laquelle sont reportés les principaux faciés de l'Albien - Cénomanien basal 290
Fig.II_{1-7} - Carte de répartition des principaux faciès de la Sierra Madre Orientale au Cénomano-Turonien 292
Fig.II_{1-8} - Carte de répartition des principaux faciès de la Sierra Madre Orientale au Sénonien supérieur - Paléocène inférieur 294
Fig.II_{1-9} - Colonnes stratigraphiques très schématiques des trois grands types de séries mésozoïques de la Sierra Madre Orientale au Nord de l'Axe Volcanique Transmexicain ... 298
Fig.II_{1-10} - Carte de répartition des principaux faciès de la Sierra Madre Orientale et des régions limitrophes au Paléocène terminal - Miocène basal 300
Fig.II_{1-11} - Coupe de la couverture mésozoïco-cénozoïque de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique sur la bordure sud-ouest de la Faja de Oro 306

Fig.II$_{1-12}$ - Quelques traits de la géologie mio-plio-quaternaire de la Sierra Madre Orientale 308
Fig.II$_{1-13}$ - Répartition générale des faciès triasiques dans la partie sud du Continent Nord-Américain et dans le domaine caraïbe 310
Fig.II$_{1-14}$ - Répartition générale des faciès au Jurassique dans la partie sud du Continent Nord-Américain et dans le domaine caraïbe 312
Fig.II$_{1-15}$ - Rapports paléogéographiques entre Téthys et Paléo-pacifique au Jurassique 314
Fig.II$_{1-16}$ - Grands traits de la paléogéographie du Continent Nord-Américain au Crétacé supérieur 316
Fig.II$_{1-17}$ - Répartition des principaux faciès au Miocène dans le domaine caraïbe et au Mexique 318
Fig.II$_{1-18}$ - Répartition des principaux faciès au Plio-Quaternaire dans le domaine caraïbe et au Mexique 319
Fig.II$_{1-19}$ - Coupes au travers des sierras situées à l'Ouest de Taxco, Gro. et d'Iguala, Gro. dans la Sierra Madre del Sur 324
PlancheII$_{1-20}$ Les structures laramiennes de la Sierra Madre Orientale ..... hors texte
Fig.II$_{1-21}$ - Carte structurale simplifiée situant les principales déformations laramiennes au Nord du Secteur Transverse de Parras 328
Fig.II$_{1-22}$ - Coupes simplifiées au travers des principales zones situées au Nord du Secteur Transverse de Parras 330
Fig.II$_{1-23}$ - Deux coupes du front de la nappe de Parras dans les environs de Parras, Coah. 334
Fig.II$_{1-24}$ - Coupe schématique du front de la Haute-Chaîne à la Cola de Caballo (Sud de Monterrey, N.L.) 335
PlancheII$_{1-25}$ Carte structurale de la région de Aramberri - Zaragoza, N.L. ..... hors texte
Fig.II$_{1-26}$ - Coupe schématique du front du Haut-Plateau Central à l'Est de San Luis Potosi, N.L. 339
Fig.II$_{1-27}$ - La diverticulation du flysch de la Haute-Chaîne à l'Ouest de Monterrey, N.L. 342
Fig.II$_{1-28}$ - Modèle de mise en place par rotation proposé pour la nappe de Parras 344
Fig.II$_{1-29}$ - La déformation cénozoïque de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique dans la région de Tamazunchale; S.L.P. . 350
Fig.II$_{1-30}$ - Carte structurale schématique situant la Sierra Madre Orientale parmi les grands ensembles structuraux du Mexique 356
PlancheII$_{1-31}$ Les principales zones de déformation alpines dans les chaînes de l'Ouest du Continent Nord-Américain .....
PlancheII$_{1-32}$ Situation des principales coupes structurales figurant dans le texte ..... hors texte

Fig.II$_{2-1}$ - Schémas illustrant les principaux stades paléogéographiques de l'évolution alpine du Mexique septentrional . 364
Fig.II$_{2-2}$ - Coupes schématiques situant les principaux stades paléogéographiques et tectoniques de l'évolution alpine du Mexique entre Pacifique et Golfe du Mexique 366

Fig.II_{3-1} - Répartition actuelle des grandes ceintures orogéniques pré-mésozoïques des Etats-Unis et du Mexique 380
Fig.II_{3-2} - Reconstitution de la partie nord-américaine de la Pangée au Trias supérieur 386
Fig.II_{3-3} - Schémas illustrant l'ouverture du Golfe du Mexique en bout ouest de la "Téthys de la reconquête" au Jurassique 390

Quelques aperçus photographiques de la géologie du Secteur Transverse de Parras. Planches I à XII 245

Quelques aperçus photographiques de la géologie du Mexique. Planches I à V 393

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS 1

RESUME, RESUMEN, SUMMARY 5

INTRODUCTION

Chapitre I . Place de la région étudiée dans les grands ensembles géologiques du Mexique 35
A. La Sierra Madre Orientale: ses limites, son unité 35
B. Les éléments morphostructuraux de la Sierra Madre Orientale 39
C. Les limites et les grands traits de la géographie de la région étudiée 41

Chapitre II . Présentation de l'étude 45
A. Les instruments de travail 45
B. Conception et buts de la présente étude 46

Chapitre III. Historique général 48
A. Travaux généraux concernant la Sierra Madre Orientale 48
B. Travaux concernant la région étudiée dans le Secteur Transverse de Parras 49

LIVRE I
STRATIGRAPHIE, EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET EVOLUTION TECTONIQUE SUR UN PROFIL DU SECTEUR TRANSVERSE DE PARRAS

PREMIERE PARTIE: REGARD SUR LE SOUBASSEMENT PRE-OXFORDIEN

Chapitre I . Généralités et historique des travaux concernant le socle ... 55

Chapitre II . Bref rappel des principales caractéristiques stratigraphiques et structurales des formations appartenant au socle de la région étudiée 57
A. Les formations métamorphiques du Haut-Plateau Central 57
I. Les schistes Caopas et la Formation Rodeo de la Sierra de San Julián 57
a.Les schistes Caopas 57
b.La Formation Rodeo 60
II. La formation Taray de la Sierra de Teyra 60
III. Considérations générales sur les formations métamorphiques .. 61
a.Le problème de l'âge des formations métamorphisées 61
b.Faciès, intensité et âge du (ou des) métamorphisme(s) 62
B. Le socle de Las Delicias 62
I. La série terrigène permienne 63
II. Les roches intrusives 63
a.Pétrographie 63
b.Age des corps intrusifs 63
C. Le Permo-Trias continental rouge 66
I.Caractères lithostratigraphiques 66
II. Problème de l'âge de la Formation Nazas 66
III. Structure du Permo-Trias 67

D. Conclusions générales concernant le socle de la région étudiée 68

Chapitre III. Problème de la prolongation de l'édifice hercynien Appalaches-Ouachita au Mexique 69
A. Principaux travaux antérieurs 71
B. Difficultés du problème 74
C. Place des principaux affleurements du Nord du Mexique dans l'orogène Appalaches-Ouachita 74
D. Essai sur les grands ensembles paléozoïques mexicains de l'Etat de Sonora à l'isthme de Tehuantepac et leur organisation 76

DEUXIEME PARTIE: LES FORMATIONS DU CYCLE MEXICAIN: STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE

Chapitre I . Généralités 81
A. La distinction stratigraphique et paléogéographique entre Plateforme de Coahuila et ensemble Haute-Chaîne-Haut-Plateau Central 81
I. La Plateforme de Coahuila 81
II. L'ensemble Haute-Chaîne-Haut-Plateau Central 83
B. Les grandes coupures du cycle mexicain reconnaissables dans le Secteur Transverse de Parras 84

Chapitre II . Le Secteur Transverse de Parras durant l'étape téthysienne ... 86
A. Le Jurassique supérieur, période de transgression dans le domaine Haute-Chaîne-Haut-Plateau Central 86
I. Les travaux antérieurs 86
II. Description de quelques coupes significatives 86
III. Conclusions: paléogéographie de la région étudiée au Jurassique supérieur 93
B. Le Crétacé inférieur, période de la différenciation du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne-Haut-Plateau Central et du haut-fond de Coahuila 98
I. Du Berriasien à l'Aptien inférieur 99
a.Les travaux antérieurs 99
b.Description de trois coupes significatives 99
c.Conclusions: paléogéographie de la région étudiée du Berriasien à l'Aptien inférieur 105
II. De l'Aptien supérieur au Cénomanien basal 107
a.Les travaux antérieurs 107
b.Description de cinq coupes significatives 107
c.Conclusions: paléogéographie de la région étudiée de l'Aptien supérieur au Cénomanien basal 115
C. Le Crétacé supérieur, période des flyschs 117
I. Les travaux antérieurs 117
II. Description de quelques coupes significatives 118
III. Conclusions: paléogéographie de la région étudiée au cours du Crétacé supérieur 127
a.Evolution de la sédimentation au long du profil étudié 127
b.La série terrigène et le flysch 133
c.Le flysch et les phases orogéniques 137
D. Conclusion sur l'étape téthysienne: les séries secondaires parrense et coahuilense 137

Chapitre III. Le Secteur Transverse de Parras durant l'étape post-laramienne 141

A. La molasse continentale et le volcanisme du Paléocène supérieur au Miocène 143
I. La Formation Ahuichila, molasse continentale post-laramienne 143
a.Les travaux antérieurs 143
b.La Formation Ahuichila sur le flanc sud de la Sierra del Oratorio 144
c.Les autres affleurements molassiques 145
d.L'âge de la molasse continentale 145
II. Les témoins du volcanisme andésito-ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale 146
a.Les andésites des ranches Vista Hermosa et La Palma 146
b.Place du volcanisme andésitique 147
III. Les rapports entre molasses continentales et volcanisme calco-alcalin du Paléocène supérieur au Miocène basal 147
IV. Conclusions: paléogéographie de la région étudiée au Paléocène supérieur-Miocène basal 148
B. Les dépôts mio-plio-quaternaires et le volcanisme basaltique des "mesas" 149
I. Les travaux antérieurs 149
II. La répartition des dépôts récents 151
III. Les dépôts détritiques lacustres antérieurs aux pédiments ... 151
a.L'affleurement de l'Arroyo La Carniceria, près d'Apizolaya, Zac. 151
b.L'importance des dépôts détritiques lacustres mio-pliocènes..... 152
IV. Les pédiments pleistocènes 153
V. Le volcanisme basaltique des "mesas" 155
VI. Les alluvions actuelles 158
VII. Conclusions: paléogéographie de la région étudiée au Mio-Plio-Quaternaire 158

TROISIEME PARTIE: TECTONIQUE

Chapitre I . Historique 159

Chapitre II . Présentation des principales étapes de la déformation 160

Chapitre III. La distension crustale au Jurassique supérieur-Néocomien .. 161

Chapitre IV . L'"écho sédimentaire" de la phase du Crétacé moyen 163

Chapitre V . La tectonique laramienne 163
A. Généralités 163
B. Les structures laramiennes de la Plateforme de Coahuila 165
I. Les plis à direction N 120° E des Mesas Villareal 165
II. L'anticlinorium de la Sierra de la Peña 166
III. Conclusions sur la déformation laramienne de la Plateforme de Coahuila 168
C. La nappe de Parras 168
I. Le chevauchement de la Sierra de Parras au Puerto de la Peña 170
II. Les fenêtres de la Sierra del Oratorio 171
a.La fenêtre del Número 171
b.Les fenêtres de Matias et de la Presa 175

III. L'extension du recouvrement de l'unité "parrense" 176
D. La tectonique de la couverture de la nappe de Parras 176
I. Les gypses oxfordiens: niveau de décollement fondamental 176
II. La déformation de la couverture "parrense" sur le Haut-Plateau 181
III. La déformation de la couverture "parrense" dans la Haute-Chaîne 183
IV. Le problème du bassin de Parras: la diverticulation du flysch de la Sierra del Mimbre 188
a.La demi-fenêtre de la vallée de Parras 188
b.La tectonique du flysch diverticulé de la Sierra del Mimbre 193
V. Le débordement sénestre du front de la nappe de Parras au Puerto de la Peña 197
a.Mise en évidence d'un accident décrochant sénestre 198
b.Emplacement géographique et âge du décrochement 203
E. L'âge de la phase laramienne dans le secteur étudié 204
F. Conclusion sur la tectonique laramienne 205

Chapitre VI . La tectonique et le plutonisme tardifs 207
A. Les plis de fond tardifs N 150° E 209
I. Etude de deux exemples 209
a.Le repli anticlinal d'Apizolaya 209
b.Le pli de fond de San Julián 211
II. Les autres structures tardi-tectoniques de la région étudiée . 212
a.Les plis tardifs du Haut-Plateau 212
b.La déformation tardive au Nord de la Lagune de Mayrán 213
III. L'âge de la tectonique tardive 215
B. Le plutonisme 217
I. Les deux principaux ensembles intrusifs 217
a.Le pluton dioritique de la Sierra de San Julián 217
b.Les plutons de la Sierra de Teyra 219
II. Les autres corps intrusifs de la région étudiée 220
a.Aux environs de Caopas, Zac. 220
b.Al'Ouest et au Nord de Camacho, Zac. 220
III. L'âge de la mise en place des plutons 220

Chapitre VII. La néotectonique distensive 221
A. Un exemple de graben récent: les Llanos el Barreal 221
B. Les principales structures issues de la distension récente 222
I. Sur le Haut-Plateau Central 222
II. Dans la Haute-Chaîne 223
III. Au Nord de la Lagune de Mayrán 223
C. L'âge de la néotectonique 224

Chapitre VIII. Conclusions générales relatives à la tectonique 224

QUATRIEME PARTIE: EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE AU COURS DU CYCLE MEXICAIN

Chapitre I . Généralités 227
A. La difficulté introduite par la déformation transverse laramienne. 227
B. Les critères employés pour les reconstitutions paléogéographiques . 228
C. Le calendrier de l'évolution durant le cycle mexicain 229

Chapitre II . L'évolution marine durant l'étape téthysienne 229
A. La transgression téthysienne dans le bassin de l'ensemble Haute-Chaîne -Haut-Plateau Central au Jurassique supérieur 229
I. L'Oxfordien 229
II. Au Kimmeridgien-Portlandien 230
B. La différenciation du bassin de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central et du haut-fond de Coahuila durant le Crétacé inférieur 231
I. Du Berriasien à l'Aptien inférieur 231
II. A l'Aptien supérieur 232
III. Durant l'Albien inférieur et moyen 233
IV. Durant l'Albien supérieur et le Cénomanien basal 233
C. Le remplissage du bassin par le flysch provenant du "Continent Occidental" au cours du Crétacé supérieur et du Paléocène inférieur 234
D. Fin de l'étape téthysienne: la phase tectonique laramienne 235
E. Conclusions: les principales caractéristiques de l'évolution paléogéographique au cours de l'étape téthysienne 236

Chapitre III. L'évolution continentale post-laramienne..... 237
A. Le Secteur Transverse de Parras durant la période du volcanisme de la Sierra Madre Occidentale 237
B. La distension mio-plio-quaternaire 239
C. Conclusions: les caractéristiques de l'évolution paléogéographique post-laramienne 239

CONCLUSION DU LIVRE I: BILAN DE CETTE ETUDE GEOLOGIQUE DANS LE SECTEUR TRANSVERSE DE PARRAS 243

LIVRE II
ORGANISATION ET GEODYNAMIQUE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE AU PASSAGE DOMAINE ALPIN CARAIBE - CORDILLERE OUEST AMERICAINE

PREMIERE PARTIE: STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE D'ENSEMBLE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE

Chapitre I . Présentation générale de l'édifice 273

Chapitre II . Stratigraphie et paléogéographie 275
A. Le socle 275
B. La couverture 275
I. Les sédiments à dominante calcaire du Jurassique-Crétacé inférieur 276
a.Le Jurassique 276
b.Le Crétacé inférieur 281
II. Les sédiments à dominante terrigène du Crétacé supérieur 289
a.Les dépôts terrigènes du Cénomanien-Turonien 291
b.Les dépôts terrigènes du Sénonien-Paléocène inférieur..... 295
III. Les trois grands types de séries sédimentaires mésozoïques d'origine marine de la Sierra Madre Orientale 296
IV. Les formations cénozoïques discordantes 297
a.Le volcanisme andésito-ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale et les molasses du Paléocène supérieur-Miocène inférieur 299
b.Le volcanisme basaltique et les dépôts lacustres mio-plio-quaternaires 307

V. Conclusions générales 311

Chapitre III. Tectonique 321
A. La naissance des bassins de la Sierra Madre Orientale par distension crustale au Jurassique-Néocomien 321
B. La tectonique cordilléraine du Crétacé moyen en bordure ouest de la Sierra Madre Orientale 323
C. La tectonique laramienne de la Sierra Madre Orientale 326
I. Les grands plis simples de l'avant-pays du Burro 327
II. Les plis laramiens du bassin de Sabinas et des sierras de Chihuahua 327
III. La tectonique de couverture des plateformes de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi 331
IV. La structure générale de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central: l'extension de la nappe de Parras dans la Sierra Madre Orientale 332
a.Le chevauchement de la Haute-Chaîne sur le bassin de Sabinas près de Monterrey,N.L. 333
b.Le chevauchement de la Haute-Chaîne sur la Plateforme de Valles-San Luis Potosi, dans la région d'Aramberri,N.L. 336
c.Le chevauchement du Haut-Plateau Central sur la Plateforme de Valles-San Luis Potosi 339
d.Les grandes structures du corps de la nappe de Parras 340
e.Proposition d'un modèle de mise en place de la nappe de Parras au Paléocène: l'origine du Secteur Transverse de Parras 345
V. Conclusions sur la tectonique laramienne 347
D. Les plissements miocènes 347
I. Les plis de fond 348
II. Les plis de la partie sud de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique 349
III. Le plutonisme associé à la déformation tardive 349
E. La néo-tectonique distensive mio-plio-quaternaire 351
F. Conclusions générales sur les déformations alpines de la Sierra Madre Orientale 353

DEUXIEME PARTIE: ESSAI SUR L'EVOLUTION DU NORD DU MEXIQUE DURANT LE MESOZOIQUE ET LE CENOZOIQUE

Chapitre I . Les diverses paléogéographies 362
A. Du Trias supérieur au Crétacé moyen: l'individualisation de deux grands domaines paléogéographiques 362
B. Du Cénomanien au Paléocène inférieur: les bassins molassiques du domaine cordillérain et le bassin des flyschs de la Sierra Madre Orientale 368
C. Du Paléocène terminal au Miocène: les bassins molassiques tardifs et le volcanisme de la Sierra Madre Occidentale 368
D. Du Miocène supérieur à l'Actuel: les bassins molassiques récents . 369

Chapitre II . La tectonique 370

Chapitre III. Conclusions générales 372

TROISIEME PARTIE: SIERRA MADRE ORIENTALE ET GOLFE DU MEXIQUE: RECHERCHE D'OUVERTURE TETHYSIENNE JURASSIQUE DANS LA PARTIE SUD-EST DU CONTINENT NORD-AMERICAIN.

Introduction 377

Chapitre I . Les trois grands linéaments encadrant au Nord-Est et au Sud-Ouest le Golfe du Mexique 377

Chapitre II . Mise en évidence des jeux décrochants post-hercyniens le long des trois linéaments 378
A. Données de la géologie 378
I. Disposition des ensembles précambriens et paléozoïques de part et d'autre du linéament des Bahamas 379
II. Disposition des ensembles précambriens et paléozoïques de part et d'autre du linéament du Texas 379
III. Disposition des ensembles précambriens et paléozoïques de part et d'autre du linéament de Caltam 381
B. Données de la géophysique 382
C. Age et importance des jeux latéraux des trois décrochements 383
I. L'âge du fonctionnement des trois anciens décrochements 383
II. L'ampleur des déplacements horizontaux 384

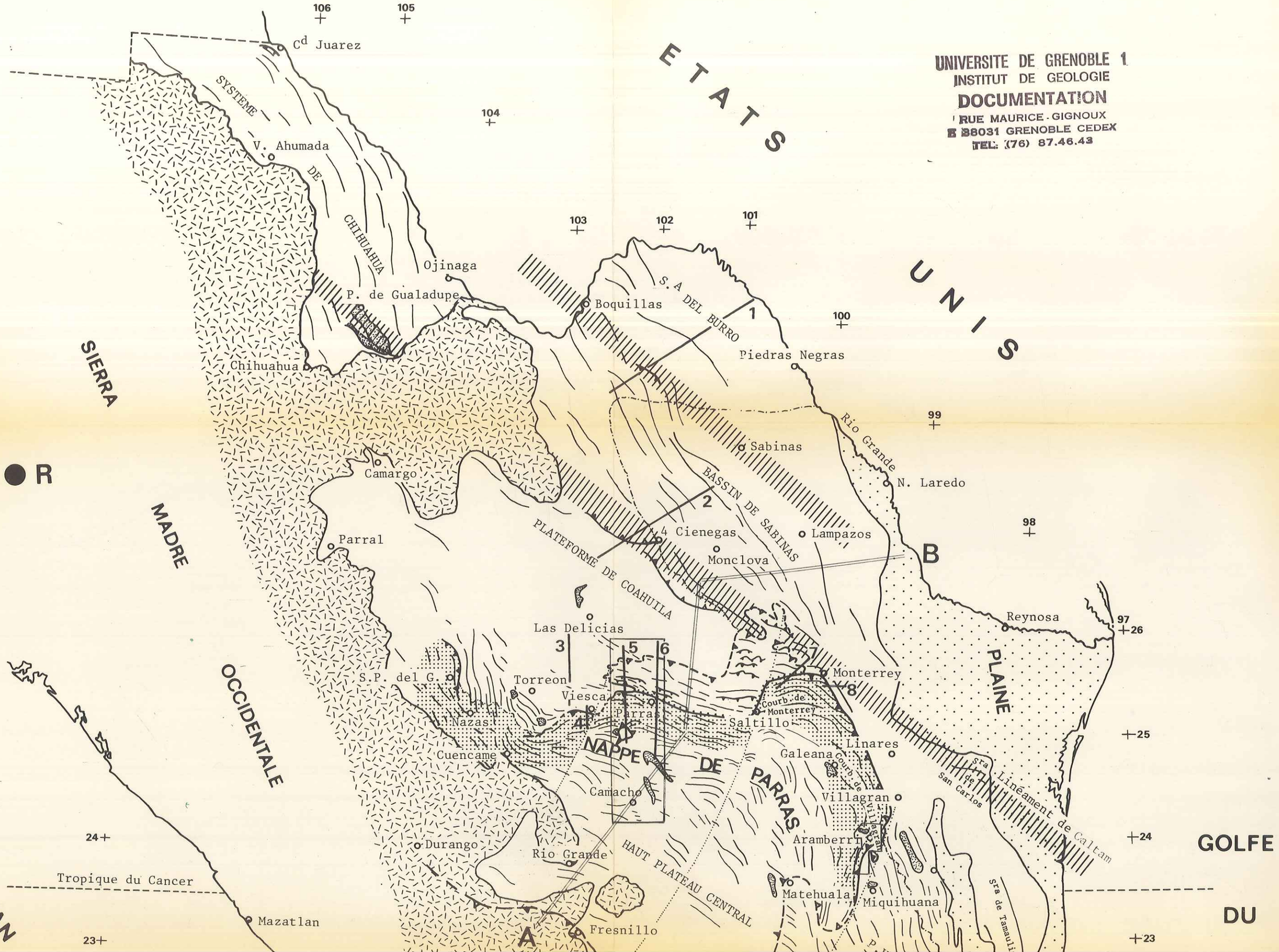
Chapitre III. Le fonctionnement des trois décrochements au Jurassique-Néocomien et l'ouverture du Golfe du Mexique 385
A. Rapports entre la morphologie du Golfe du Mexique et les trois linéaments 385
B. Reconstitution de l'aire continentale nord-américaine au Trias ... 385
C. Modalités possibles de l'ouverture du Golfe du Mexique 388

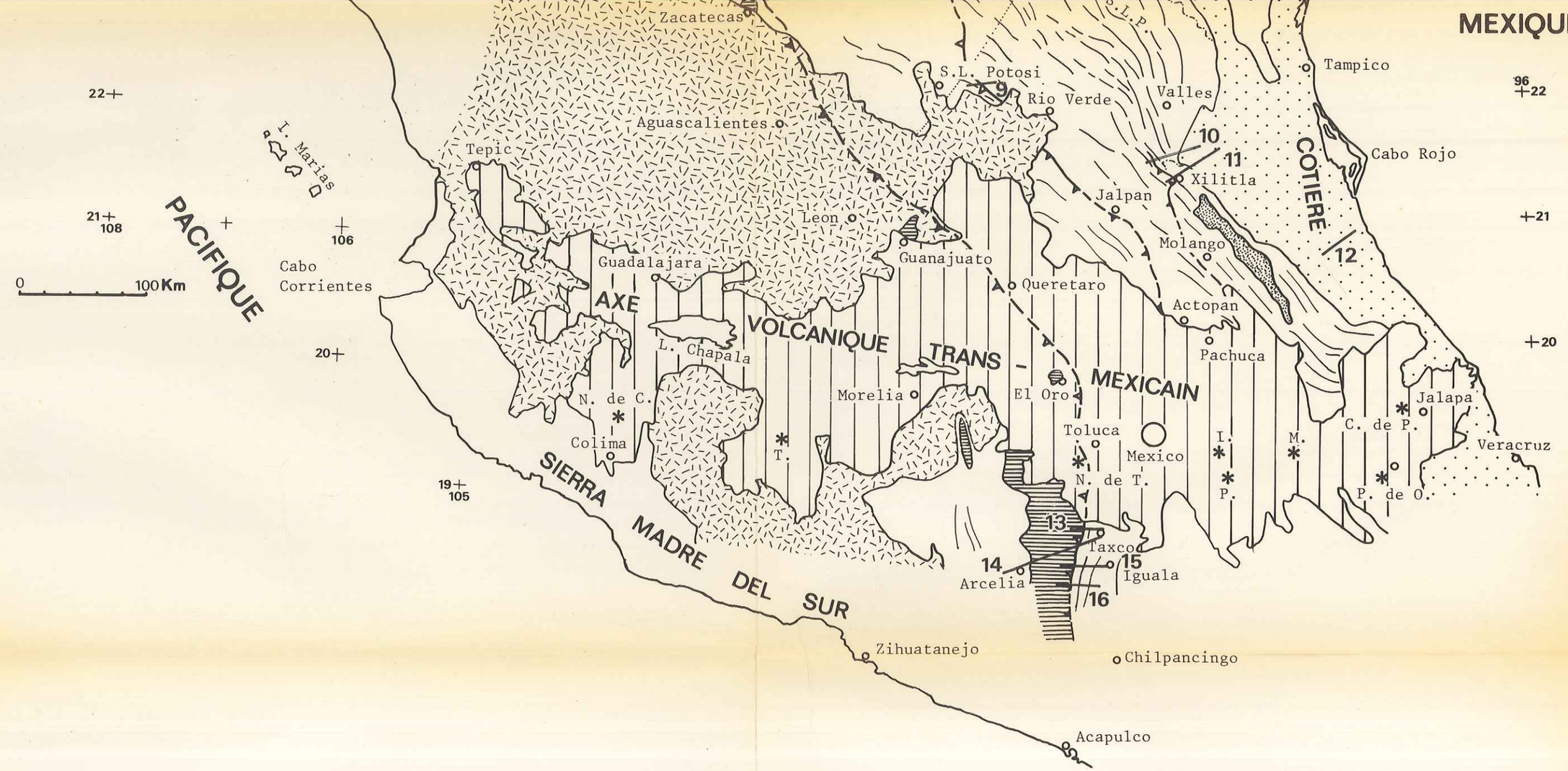
Conclusion 391

Situation des principales Coupes Structurales figurant dans le texte

TARDY

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43





LEGENDE DE LA CARTE

Les deux encadrés représentent les régions cartographiées dans le secteur transverse de Parras (carte géologique au 1/200 000eme du livre I) et dans la région de Aramberri N.L. (planche II 1-25)

1: Coupe AB de la fig. II 2-21
2: Coupe CD de la fig. II 2-21
3: Coupe EF de la fig. II 2-21
4: Coupe de la fig.... I 3-22
5: Coupe AB de la fig. II 1-23
6: Coupe CD de la fig. II 1-23
7: Coupe de la fig.... II 1-27
8: Coupe de la fig.... II 1-24
9: Coupe de la fig.... II 1-26
9: Coupe de la fig.... II 1-26
10: Coupe AB de la fig. II 1-29
11: Coupe CD de la fig. II 1-29
12: Coupe de la fig.... II 1-11
13: Coupe CD de la fig. II 1-19
14: Coupe EF de la fig. II 1-19
15: Coupe GH de la fig. II 1-19
16: coupe IJ de la fig. II 1-19

LEGENDE DE LA COUPE

1: molasses marines cénozoïques de la Plaine Côtière du Golfe
2: ignimbrites cénozoïques de la Sierra Madre Occidentale
3: molasse continentale cénozoïque
4: flysch du Crétacé supérieur
5: calcaires pélagiques du Crétacé inférieur-Jurassique supérieur
6: calcaires néritiques à Rudistes
7: calcaires néritiques
8: gypses albiens
9: gypses oxfordiens
10: série volcano-détritique (Trias-Crétacé inférieur)
11: socle anté-oxfordien
Φ 1: chevauchementcrétacé moyen (phase orégonienne)
Φ 2: chevauchement paléocène (phase laramienne)
γ : granodiorite
1, du Crétacé moyen
2, du Paléocène
3, du Miocène
β : basaltes mio-plio-quaternaires

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

Planche II 1-32

TARDY

Les Structures laramiennes de la Sierra Madre orientale

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76). 87.46.42

106 105 104 103 102 101 100 99 98 97 26 25 24 23

Cd Juarez
SYSTEME
V. Ahumada
DE
CHIHUAHUA
Ojinaga
P. de Gualadupe
Chihuahua
Camargo
Parral
S.P. del G.
Torreon
Viesca
Nazas
Cuencame
Durango
Rio Grande
Fresnillo
Tropique du Cancer
Mazatlan
OCEAN
SIERRA
MADRE
OCCIDENTALE
ETATS
UNIS
Boquillas
S.A DEL BURRO
Piedras Negras
Rio Grande
Sabinas
N. Laredo
BASSIN DE SABINAS
4 Cienegas
Lampazos
Monclova
PLATEFORME DE COAHUILA
Las Delicias
Parras
Saltillo
NAPPE DE PARRAS
Camacho
HAUT PLATEAU CENTRAL
Reynosa
Monterrey
Courb. de Monterrey
Linares
Galeana
Courb. de Villagran
Villagran
Aramberri
Matehuala
Miquihuana
Sra de Tamaulipas
Sra de San Carlos
Lineament de Carlam
PLAINE
GOLFE
DU
R

OCEAN PACIFIQUE

OCCIDENTALE

PLAINE COTIERE DU GOLFE DU MEXIQUE

GOLFE DU MEXIQUE

NAPPE DE PARRAS

HAUT PLATEAU CENTRAL

AXE VOLCANIQUE TRANS-MEXICAIN

SIERRA MADRE DEL SUR

Linéament de Ca Lam

Sra de San Carlos

Sra de Tamaulipas

P.V.-S.L.P.

Courb. de Monterrey

Courb. de Villagran

T. Marias

Tropique du Cancer

24+ 23+ 22+ 21+ 20+ 19+

108 106 105 97 96

+26 +25 +24 +23 +22 +21 +20

0 100 Km

Reynosa
Las Delicias
Monterrey
S.P. del G.
Torreon
Viesca
Parras
Saltillo
Nazas
Linares
Galeana
Cuencame
Camacho
Villagran
Durango
Rio Grande
Aramberri
Matehuala
Miquihuana
Mazatlan
Fresnillo
Zacatecas
S.L. Potosi
Rio Verde
Valles
Tampico
Aguascalientes
Tepic
Cabo Rojo
Xilitla
Jalpan
Leon
Molango
Guanajuato
Guadalajara
Queretaro
Actopan
Cabo Corrientes
L. Chapala
Pachuca
Morelia
El Oro
Jalapa
Toluca
Veracruz
Mexico
N. de C.
Colima
N. de T.
C. de P.
P. de O.
Taxco
Arcelia
Iguala
Zihuatanejo
Chilpancingo
Acapulco

1: Volcanisme récent de l'Axe Volcanique Transmexicain.
2: Dépôts détritiques cénozoïques de la Plaine Côtière du Golfe du Mexique.
3: Volcanisme ignimbritique Oligo-Miocène de la Sierra Madre Occidentale.
4: Série de type parrense de la Haute-Chaîne.
5: Série volcano-détritique cordilleraines.
6: Socle précambrien et paléozoïque.
R: Pôle de rotation laramien de la Nappe de Parras

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

Planche II 1-20

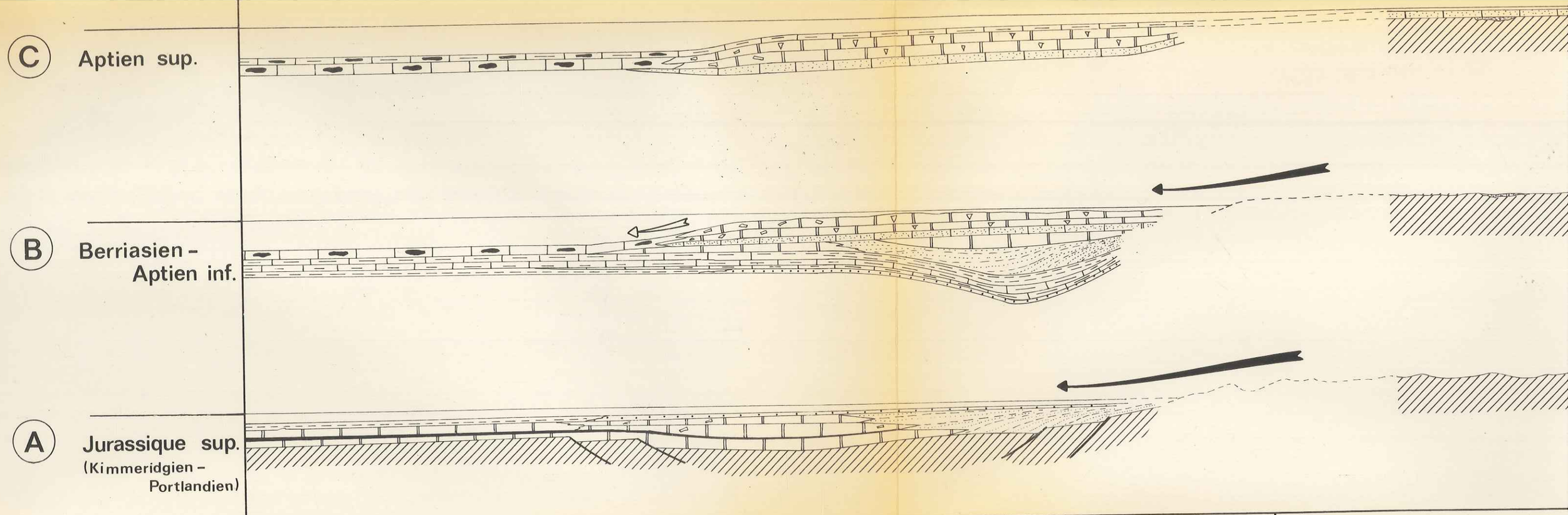
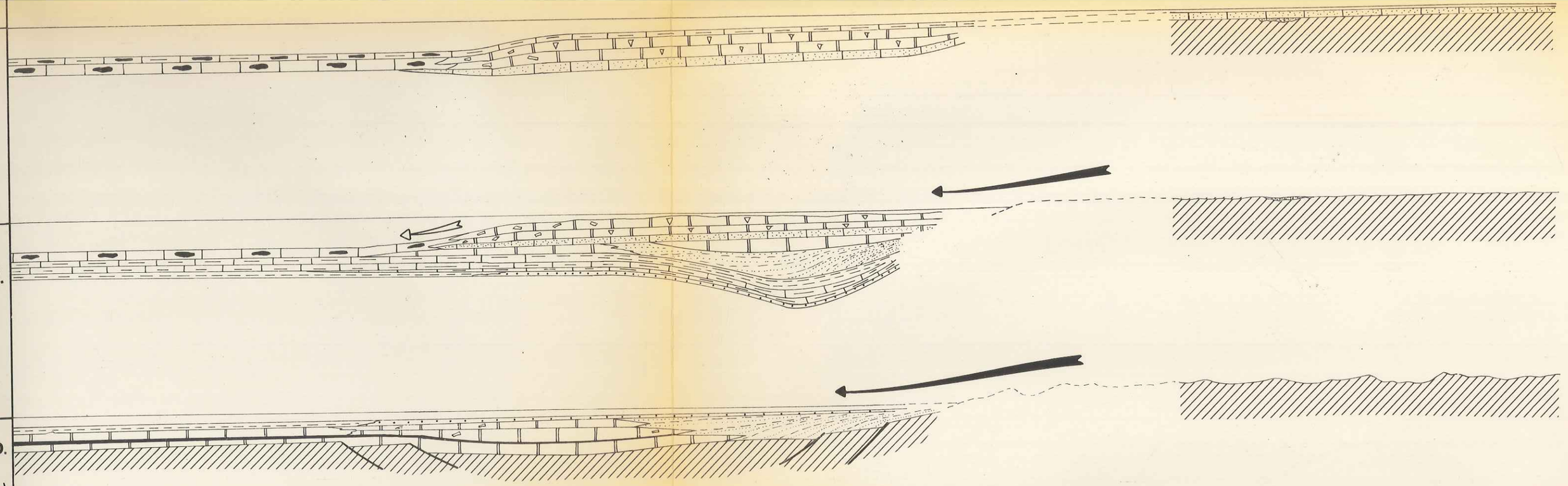


Planche I4-1 : Evolution paléogéographique de la partie étudiée du Secteur Transverse de Parras, au cours de l'étape téthysienne (Jurassique supérieur-Paléocène inférieur). L'échelle des hauteurs est considérablement augmentée. Les diverses reconstitutions paléogéographiques ont été établies d'après l'étude des faciès et des microfaciès. La naissance du bassin par "rifting continental", son approfondissement, puis son comblement par le flysch, apparaissent nettement Les sens des apports terrigènes sont indiqués par des flèches noires, alors que les flèches blanches signalent les glissements des brèches de flanc. Les parties laissées en pointillés ne sont pas observables sur le profil étudié, à cause du charriage laramien de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut Plateau Centr teforme de Coahuila.
1: socle (formations triasiques et plus anciennes) ; 2: Sills de d dépôts continentaux ante-Aptien supérieur ; 4: Calcaires à Rudiste res néritiques ; 6: calcaires dolomitiques et dolomies ; 7: horizo 8: calcaires bréchiques (brèches de flanc) ; 9: calcaires pélagiqu caires à nodules de silex ; 11: calcaires à lits de silex ; 12: ca neux ; 13: lutites ; 14: grès ; 15: flysch gréso-pélitique ; 16: f que.

TARDY



Bassin de l´ensemble Haute Chaine - Haut Plateau Central		Plateforme de Coahuila
Haut Plateau Central	Haute Chaine	

1	2	3	4 5 6 7	8	9 10 11	12 13 14 15 16
SOCLE PRE-OXFORDIEN	MAGMATISME	FACIES CONTINENTAUX	FACIES NERITIQUES	FACIES BRECHIQUES	FACIES PELAGIQUES	FACIES TERRIGENES

: Evolution paléogéographique de la partie étudiée du Secteur Transverse de Parras, au cours de l'étape téthysienne (Jurassique supérieur-Paléo- inférieur). L'échelle des hauteurs est considérablement augmentée. Les ses reconstitutions paléogéographiques ont été établies d'après l'étude aciès et des microfaciès. La naissance du bassin par "rifting continental", pprofondissement, puis son comblement par le flysch, apparaissent nettement ens des apports terrigènes sont indiqués par des flèches noires, alors que lèches blanches signalent les glissements des brèches de flanc. Les parties ées en pointillés ne sont pas observables sur le profil étudié, à cause du charriage laramien de l'ensemble Haute-Chaîne - Haut Plateau Central sur la Plateforme de Coahuila.
1: socle (formations triasiques et plus anciennes) ; 2: Sills de diabases ; 3: dépôts continentaux ante-Aptien supérieur ; 4: Calcaires à Rudistes ; 5: calcaires néritiques ; 6: calcaires dolomitiques et dolomies ; 7: horizon de gypse ; 8: calcaires bréchiques (brèches de flanc) ; 9: calcaires pélagiques ; 10: calcaires à nodules de silex ; 11: calcaires à lits de silex ; 12: calcaires marneux ; 13: lutites ; 14: grès ; 15: flysch gréso-pélitique ; 16: flysch pélitique.

TARDY

Planche I 4-1

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

SSW

G Maestrichtien

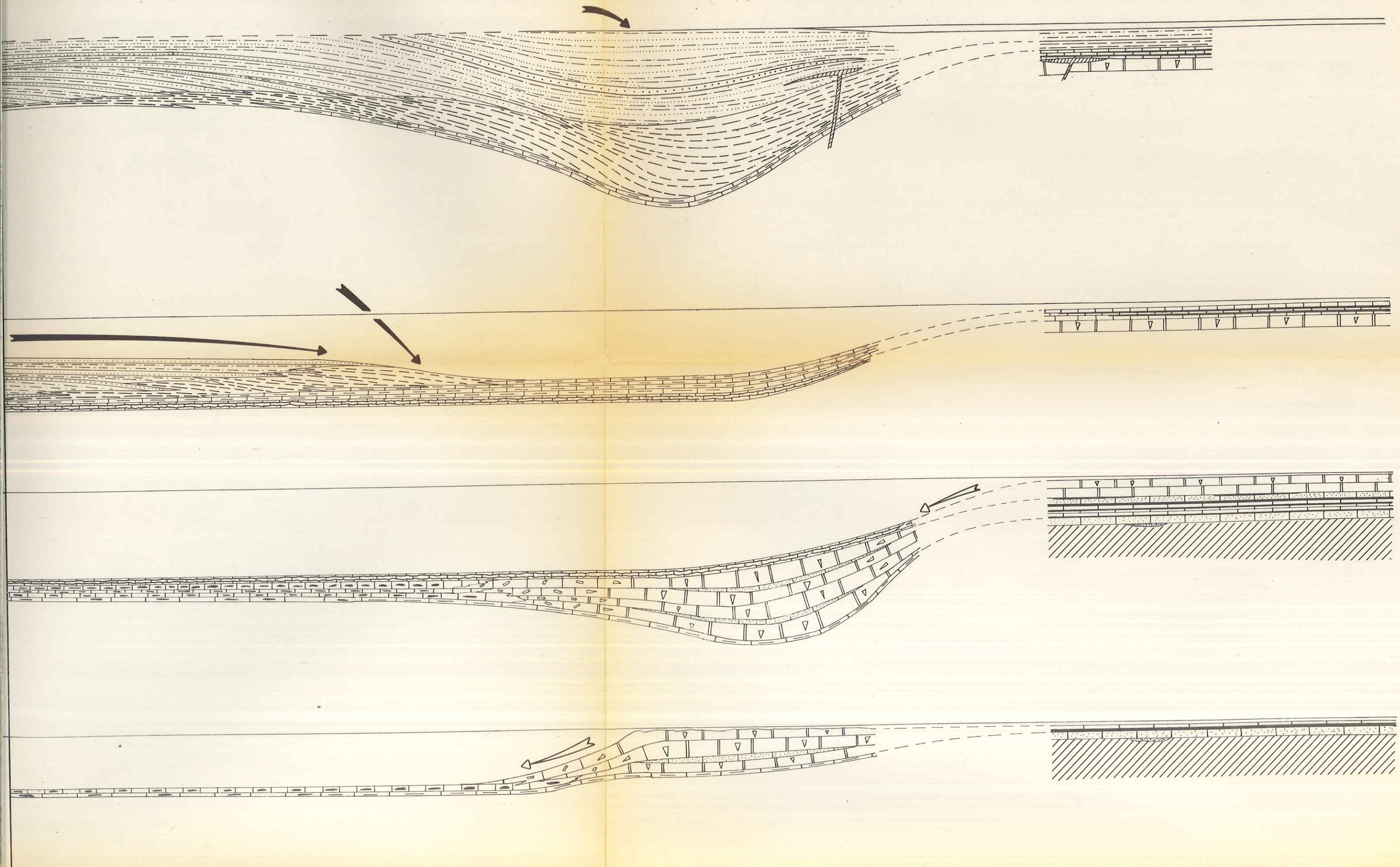
F Santonien

E Albien sup. - Cenom. basal

D Albien inf. et moyen

SSW

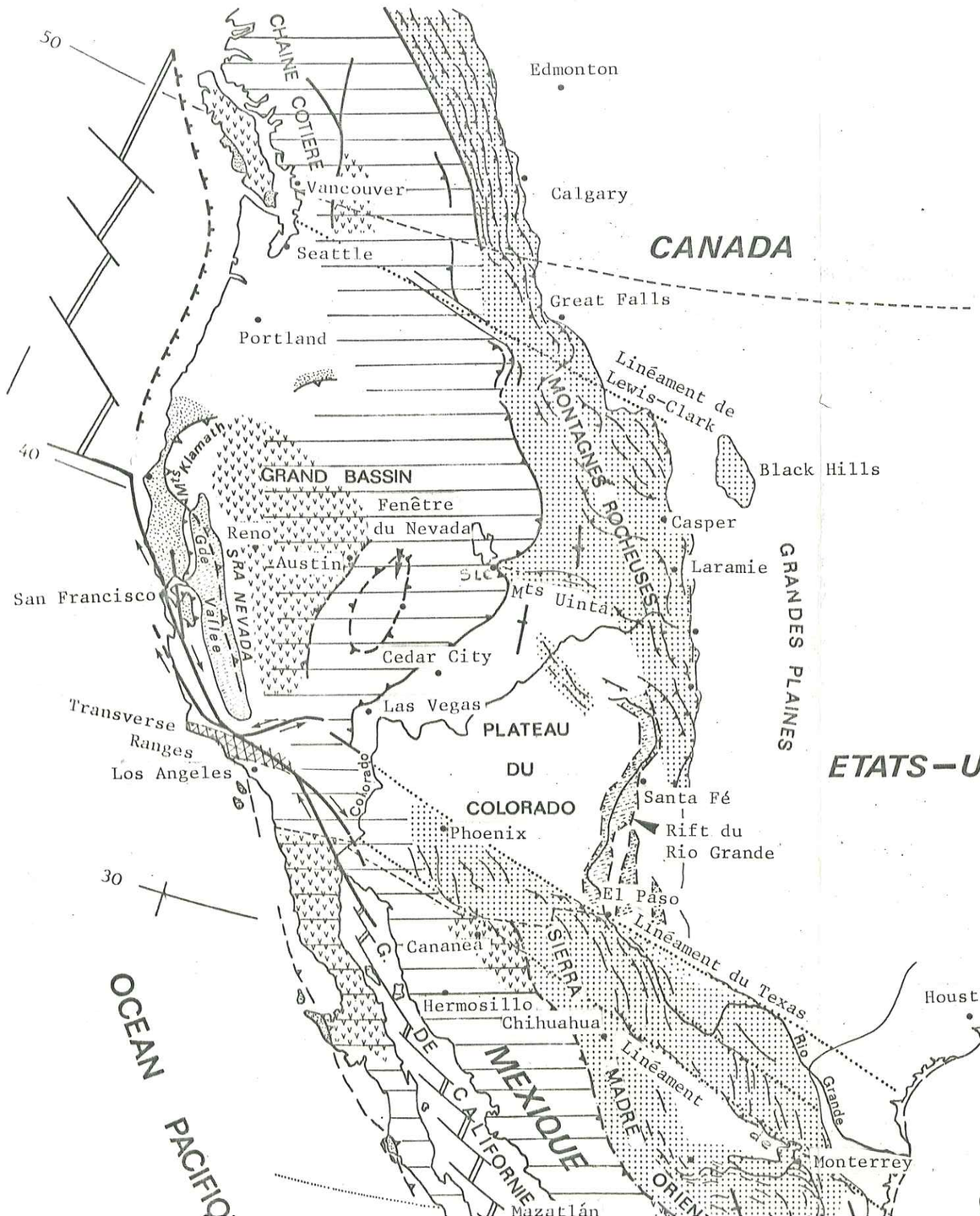
NNE



TARDY

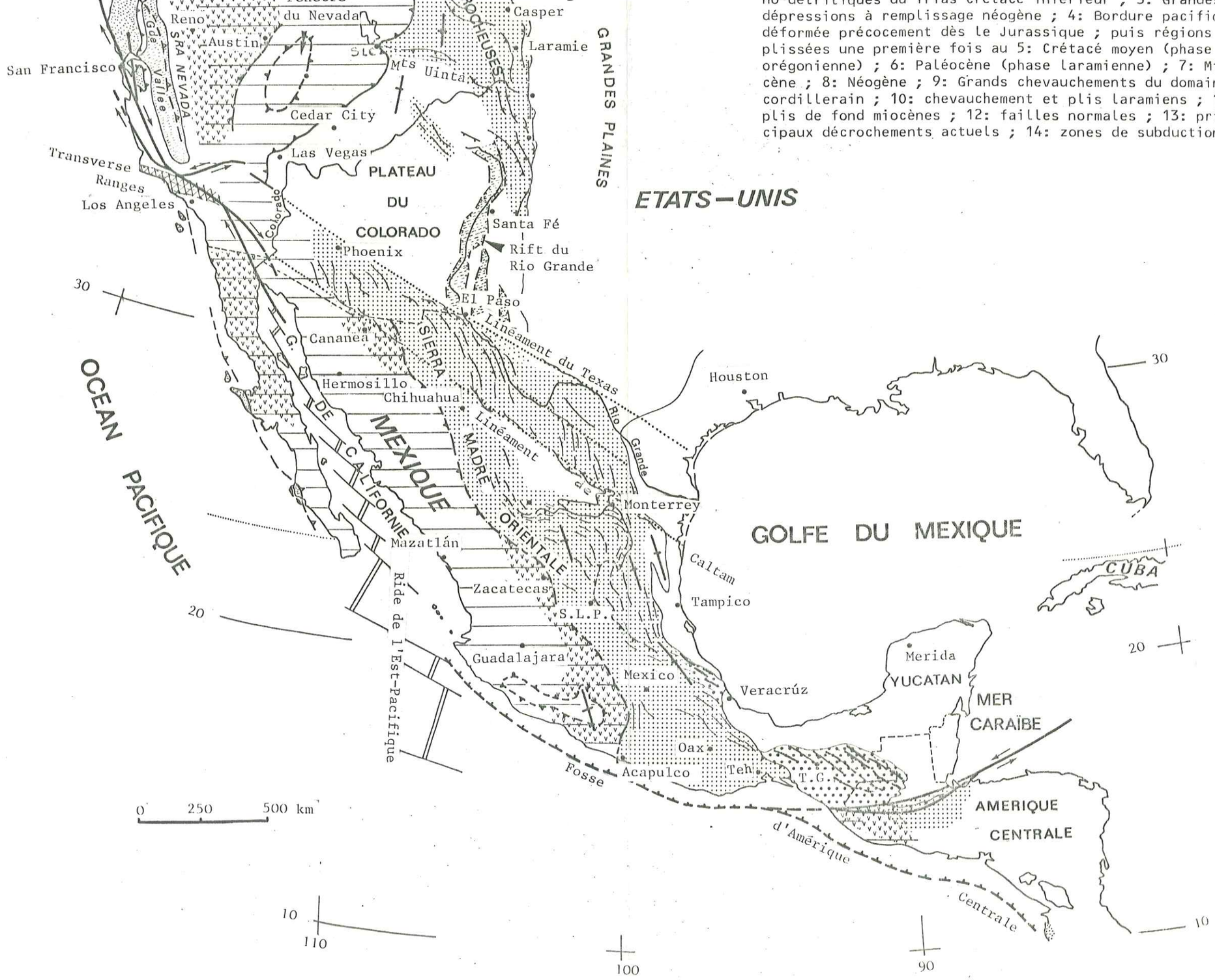
Les principales zones de Deformations Alpines dans les chaines de l'Ouest du continent Nord-americain

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43



1: Séries franciscaines ou assimilées ; 2: Séries volcano-détritiques du Trias-Crétacé inférieur ; 3: Grandes dépressions à remplissage néogène ; 4: Bordure pacifique déformée précocement dès le Jurassique ; puis régions plissées une première fois au 5: Crétacé moyen (phase orégonienne) ; 6: Paléocène (phase laramienne) ; 7: Miocène ; 8: Néogène ; 9: Grands chevauchements du domaine cordillerain ; 10: chevauchement et plis laramiens ; 11: plis de fond miocènes ; 12: failles normales ; 13: principaux décrochements actuels ; 14: zones de subduction.

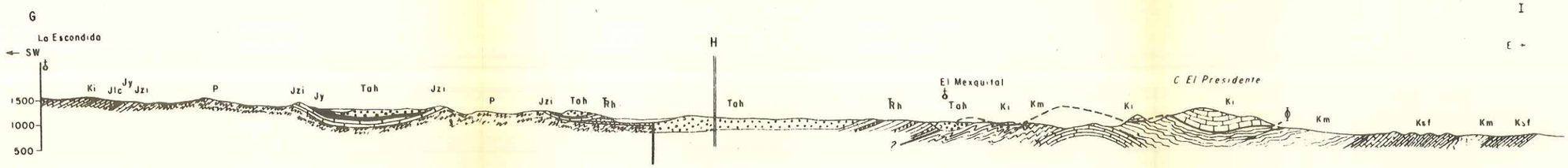
no détritiques du Trias Crétacé inférieur ; 3: Grandes dépressions à remplissage néogène ; 4: Bordure pacifique déformée précocement dès le Jurassique ; puis régions plissées une première fois au 5: Crétacé moyen (phase orégonienne) ; 6: Paléocène (phase laramienne) ; 7: Miocène ; 8: Néogène ; 9: Grands chevauchements du domaine cordillerain ; 10: chevauchement et plis laramiens ; 11: plis de fond miocènes ; 12: failles normales ; 13: principaux décrochements actuels ; 14: zones de subduction.



UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT ... DOMIEU
Rue ... Loubeux
38 - GRENOBLE

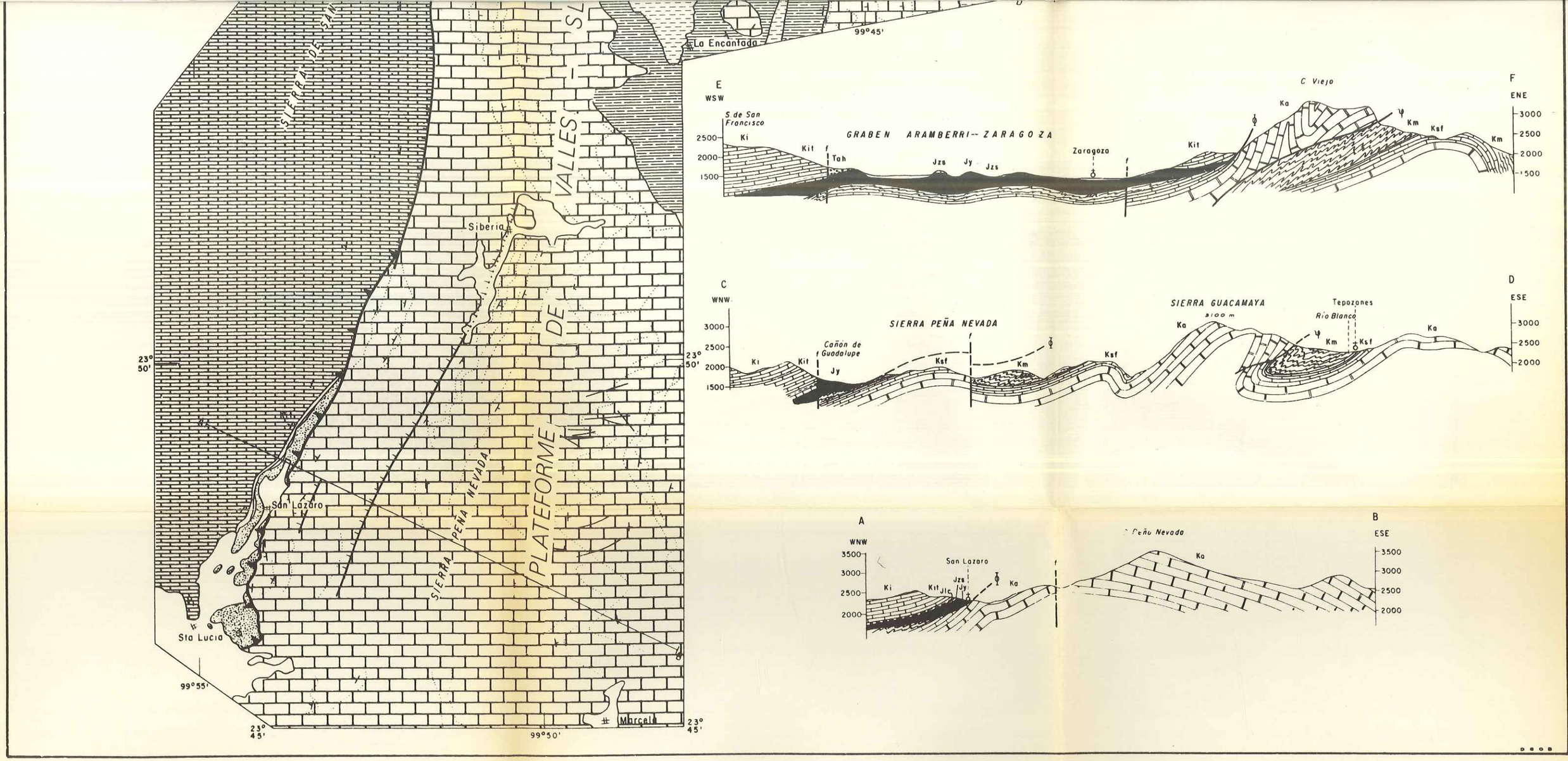
Planche II 1-31

Carte structurale de la région d´Aramberri - Zaragoza



1
2
3
4
10
11
12

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
Ko. Escondido
ARAMBERRI
CHAINE
SIERRA DE ARAMBERRI
24° 05'
24° 00'
99°40'
99°45'
23° 55'
Cerro El Niño
Rcho Nuevo
ARAMBERRI — ZARAGOZA
CERRO EL VIEJO
HAUTE
ZARAGOZA
Canon de Guadalupe
SIERRA GUACAMAYA
SIERRA DEL SAN FRANCISCO
VALLES — SLP
Siberia
Tepozanes
La Encantada
E
WSW
S. de San Francisco
GRABEN ARAMBERRI-- ZARAGOZA
Zaragoza
C Viejo
F
ENE
C
WNW
SIERRA GUACAMAYA
D
ESE

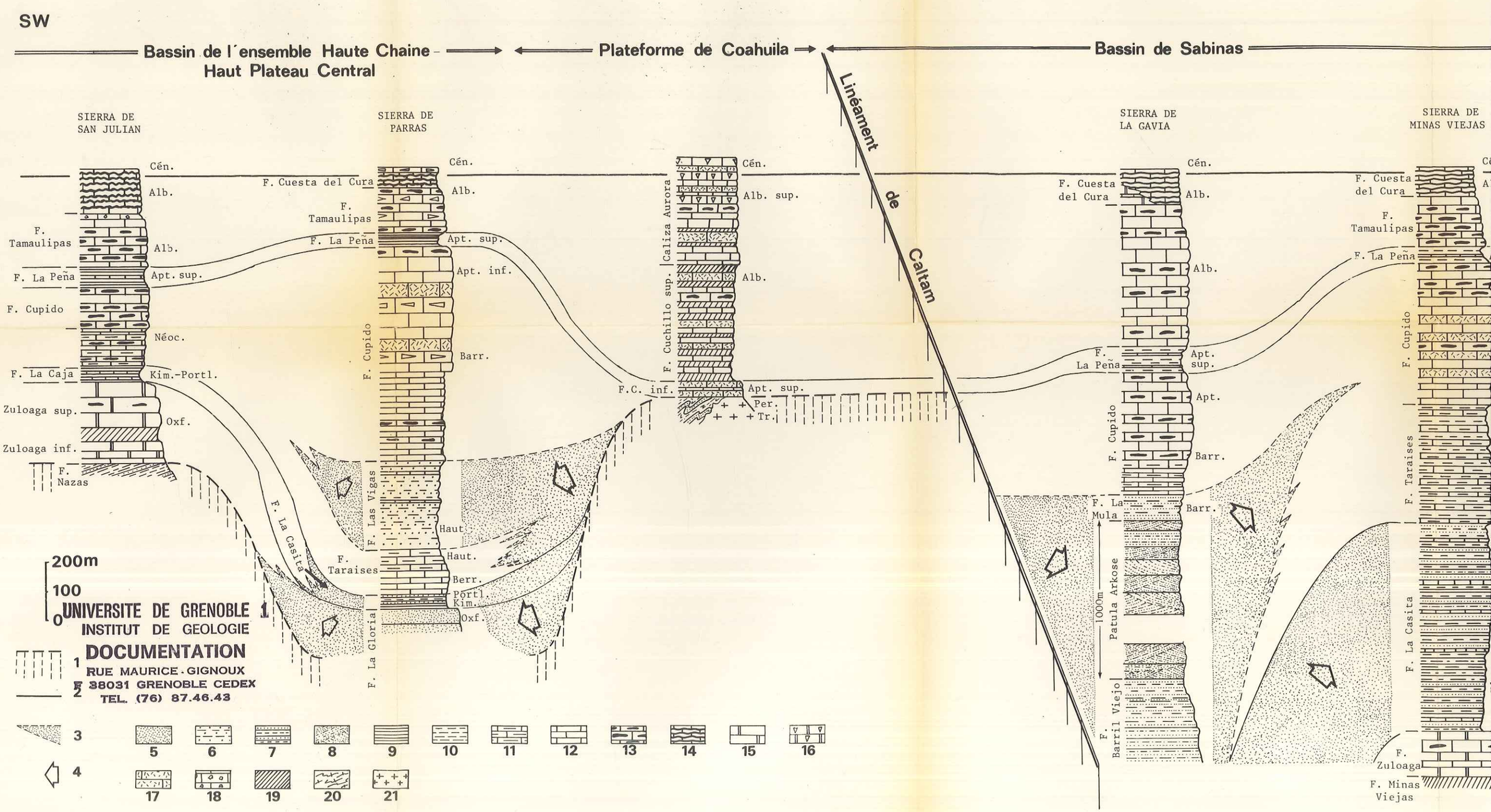


1: dépôts quaternaires (a: alluvions des fonds des vallées ; b: éboulis) ;
2: molasse continentale de l'Eocène-Oligocène (F. Ahuichila) ;
3 à 9: allochtone de type parrense dont :
3: calcaires du Crétacé inférieur ;
4: Kimméridgien-Portlandien (F. La Caja) ;
5 à 7: Oxfordien
5: Caliza Zuloaga supérieure ;
6: gypses ;
7: Caliza Zuloaga inférieure ;
8: Permo-Trias (F. Huizachal) ;
9: micaschistes paléozoïques ;
10 à 12: autochtone comprenant :
10: Crypto-flysch Crétacé supérieur (F. Mendez) ;
11: pré-flysch du Crétacé supérieur (F. San Felipe) ;
12: Calcaire sub-récifal (Caliza Aurora) ;
13: traces de bancs ;
14: pendages des couches ;
15: couche renversée ;
16: direction et inclinaison de la foliation ;
17: diaclases ;
18: failles normales (les barbelures sont dans le compartiment effondré) ;
19: chevauchements ;
20: Contact frontal de la nappe de Parras ;
21: Contact stratigraphique.

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

Planche II 1-25

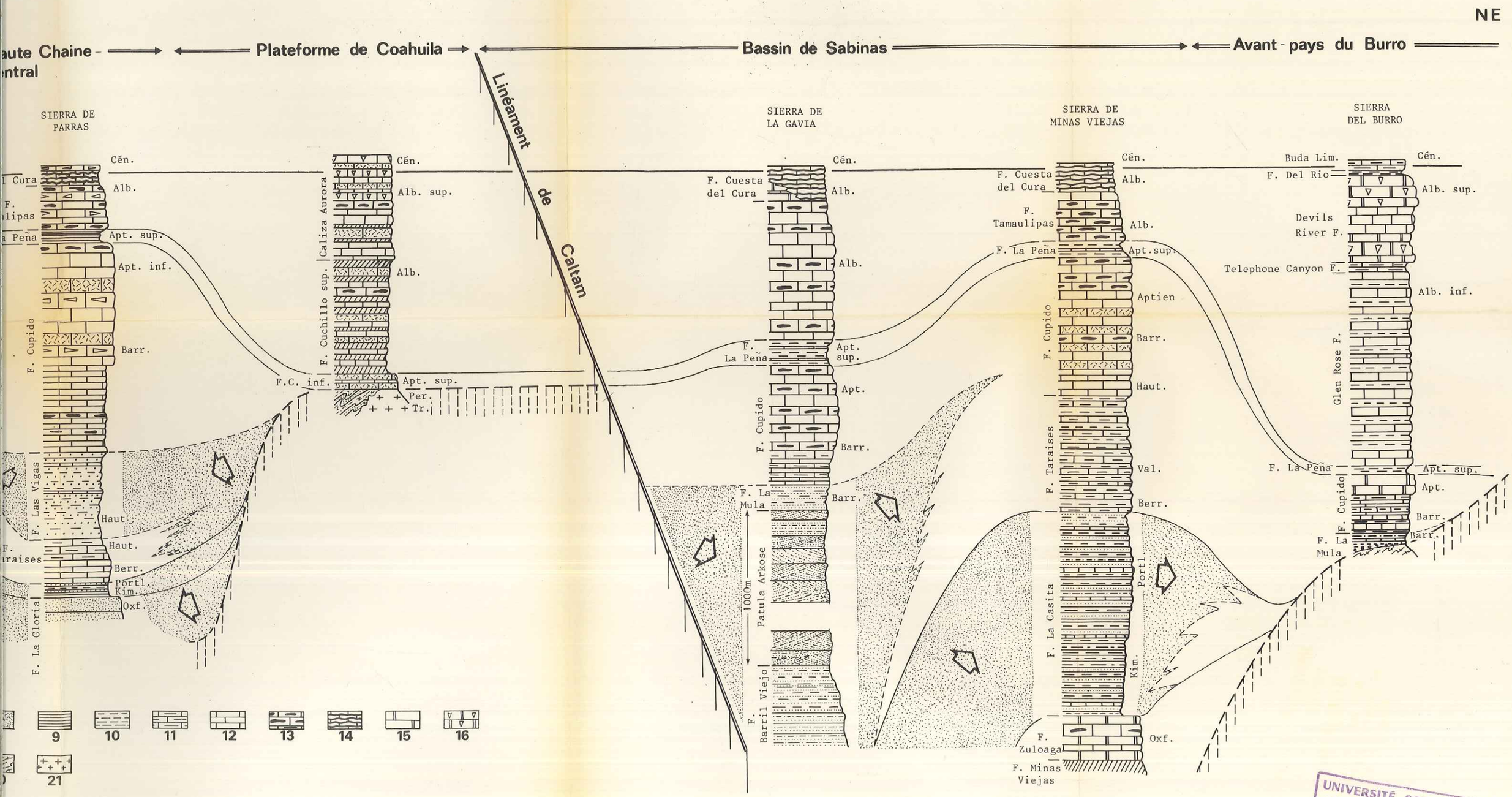
COLONNES STRATIGRAPHIQUES SYNTHETIQUES DU JURASSIQUE SUPERIEUR - CRETACE INFERIEUR, CARACTERISTIQUES DES PRINCIPALES ZONES DE LA SIERRA MADR



1: Toit du socle ;
2: Isochrones ;
3: Extension des apports terrigènes ;
4: Sens des apports terrigènes ;
5: Quartzites ;
6: Grès ;
7: Lutites à passées gréseuses ;
8: Grès et arkoses à stratifications entrecroisées ;
9: Lutites ;
10: Marnes ;
11: Calcaires marneux ;
12: Calcaires ;
13: Calcaires à rognons de silex ;
14: Calcaires à lits de silex ;
15: Calcaires néritiques ;
16: Calcaires à Rudistes ;
17: Calcaires dolomitiques ;
18: Brèches calcaires ;
19: Gypse ;
20: Roches métamorphiques ;
21: Granite.

COLONNES STRATIGRAPHIQUES SYNTHETIQUES DU JURASSIQUE SUPERIEUR - CRETACE INFERIEUR, CARACTERISTIQUES DES PRINCIPALES ZONES DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE.

NE



8: Grès et arkoses à stratifications entrecroisées ;
9: Lutites ;
10: Marnes ;
11: Calcaires marneux ;
12: Calcaires ;
13: Calcaires à rognons de silex ;
14: Calcaires à lits de silex ;
15: Calcaires néritiques ;
16: Calcaires à Rudistes ;
17: Calcaires dolomitiques ;
18: Brèches calcaires ;
19: Gypse ;
20: Roches métamorphiques ;
21: Granite.

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

Planche II 1-2