



HAL
open science

Du système cordillerain nord-américain au domaine caraïbe étude géologique du Mexique méridional

Jean Charles Carfantan

► **To cite this version:**

Jean Charles Carfantan. Du système cordillerain nord-américain au domaine caraïbe étude géologique du Mexique méridional. Stratigraphie. Université de Savoie, 1985. Français. NNT : . tel-00746660

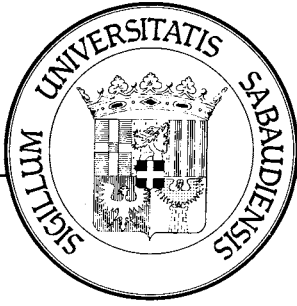
HAL Id: tel-00746660

<https://theses.hal.science/tel-00746660>

Submitted on 29 Oct 2012

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

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



DU SYSTEME CORDILLERAIN NORD-AMERICAIN AU DOMAINE CARAIBE

ETUDE GEOLOGIQUE DU MEXIQUE MERIDIONAL



VOLUME I

Jean-Charles CARFANTAN
Chambéry 1986

**Mémoire de thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences, présenté le 6 Février 1986
par Monsieur Jean-Charles CARFANTAN, devant le jury composé de :**

Président :

M. Jean AUBOUIN, Membre de l'Institut, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Rapporteurs :

M. Jacques DEBELMAS, Professeur à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
M. Jean-Paul RAMPNOUX, Professeur à l'Université de Savoie, Chambéry.
M. Marc TARDY, Professeur à l'Université de Savoie, Chambéry.

Examineurs :

M. Jacques BUTTERLIN, Professeur à l'Université de Paris VII.
M. Pierre CHAUVE, Professeur à l'Université de Franche-Comté à Besançon.
M. José GUERRERO-GARCIA, Directeur de l'Institut de Géologie de l'Université de Mexico
M. Maurice MATTAUER, Professeur à l'Université Scientifique et Technique du Languedoc à Montpellier.
M. Lucien MONTADERT, Directeur d'Exploration à l'Institut Français du Pétrole à Rueil-Malmaison.

Editeur et Imprimeur :

**DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
Université de Savoie
Boîte Postale 1104
73011 CHAMBERY CEDEX**

A ma mère

A ma femme

A mes enfants

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
VOLUME I	
AVANT-PROPOS	I
RESUME	1
RESUMEN	25
SUMMARY	49
 INTRODUCTION	 71
<u>CHAPITRE I. LE CADRE GEODYNAMIQUE DU MEXIQUE MERIDIONAL.</u>	
<u>APERÇU SUR LES DOMAINES LIMITOPHES</u>	73
A. L'AXE NEOVOLCANIQUE TRANSMEXICAIN ET LES DOMAINES GEOLOGIQUES SEPTENTRIONAUX QU'IL RECOUPE	74
1°/- L'axe néovolcanique transmexicain	74
2°/- La Sierra Madre Orientale	74
3°/- La Sierra Madre Occidentale	75
B. LA LIMITE ENTRE LES PLAQUES LITHOSPHERIQUES NORD-AMERICAINE ET CARAIBE	75
C. LE GOLFE DU MEXIQUE	76
D. LA BORDURE NORD-OCCIDENTALE DE LA MER DES CARAIBES ; LE BASSIN DU YUCATAN, LA RIDE ET LA FOSSE CAIMAN	77
E. LE DOMAINE MARIN PACIFIQUE ; LA PLAQUE DE COCOS	78
 <u>CHAPITRE II. LES PROVINCES PHYSIOGRAPHIQUES DU MEXIQUE MERIDIONAL ET DU NORD DE L'AMERIQUE CENTRALE</u>	
A. LES PROVINCES PHYSIOGRAPHIQUES SITUEES A L'OUEST DE L'ISTHME DE TEHUANTEPEC	81
1°/- La Sierra Madre du Sud	81
2°/- La dépression des rios Tepalcatepec et Balsas-Mexcala	83
3°/- Le haut-plateau d'Oaxaca	83
4°/- La Cordillère orientale ou Sierra de Juarez	83
B. LES PROVINCES PHYSIOGRAPHIQUES SITUEES A L'EST DE L'ISTHME DE TEHUANTEPEC	84
1°/- La Sierra Madre du Chiapas	84
2°/- La dépression du rio Grijalva ou dépression centrale du Chiapas	84
3°/- La ceinture plissée du Chiapas et du Guatemala ...	85
4°/- La Plate-forme du Yucatan	85

	<u>Pages</u>
<u>CHAPITRE III. LES DOMAINES GEOLOGIQUES DU MEXIQUE MERIDIONAL</u>	87
A. LES PROVINCES DES GEOLOGUES PETROLIERS	87
1°/- La Sierra Madre du Sud et le haut-plateau d'Oaxaca	87
2°/- Le bassin de Morelos-Guerrero	87
3°/- Le bassin de Tlaxiaco	89
4°/- Le bassin de Veracruz et la Sierra de Juarez	89
5°/- La province de San Andrés-Tuxtla	89
6°/- La province Sud-Est du Mexique	89
a- Les bassins tertiaires du Sud-Est	89
b- La Sierra du Chiapas	89
c- Le massif du Chiapas	90
d- La plaine côtière du Pacifique	90
7°/- La Plate-forme du Yucatan-Campeche	90
B. DEFINITION DES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES	90
1°/- L'avant-pays maya	92
2°/- Le domaine olmèque, chiapanèque et quiché	92
3°/- La Sierra de Juarez	93
4°/- Le domaine oaxaquenien ou bloc d'Oaxaca	94
5°/- Le domaine cordillerain occidental	94
<u>CHAPITRE IV. LES PRINCIPAUX TRAVAUX CONCERNANT LE MEXIQUE MERIDIONAL ET LE NORD DE L'AMERIQUE CENTRALE</u>	96
A. LES TRAVAUX CONCERNANT L'AVANT-PAYS MAYA	97
B. LES TRAVAUX CONCERNANT LE DOMAINE OLMEQUE-CHIAPANEQUE ET QUICHE	97
C. LES TRAVAUX CONCERNANT LA SIERRA DE JUAREZ	99
D. LES TRAVAUX CONCERNANT LE DOMAINE OAXAQUENIEN	99
E. LES TRAVAUX CONCERNANT LE DOMAINE CORDILLERAIN OCCIDENTAL	101
<u>CHAPITRE V : PRESENTATION DE L'ETUDE</u>	103
A. LES PROBLEMES POSES. DEROULEMENT DES RECHERCHES	103
B. LE PLAN ADOPTE POUR L'EXPOSE	105
<u>1ère PARTIE. STRATIGRAPHIE, EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DU SECTEUR NORD-OCCIDENTAL DU CHIAPAS. ORGANISATION DE L'ENSEMBLE DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE.</u>	107
<u>CHAPITRE I. LE SOCLE CHIAPANEQUE</u>	107
A. LES FORMATIONS METAMORPHIQUES	107
I. LOCALISATION ET DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS CHIAPANEQUES	107
II. COMPARAISON AVEC LES FORMATIONS METAMORPHIQUES ANCIENNES DU GUATEMALA	109

	<u>Pages</u>
III. LE PROBLEME DE L'AGE DES FORMATIONS METAMORPHIQUES	110
B. LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES D'AGE PALEOZOIQUE SUPERIEUR	111
I. HISTORIQUE	111
II. SITUATION DES AFFLEUREMENTS	112
III. STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DU PALEOZOIQUE SUPERIEUR DE LA REGION DE CHICOMUSELO	113
a- Stratigraphie	113
1. Mississipien	114
2. Pennsylvanien	114
3. Permien inférieur (Wolfcampien)	114
4. Permien moyen (Léonardien)	115
b- Tectonique	115
IV. COMPARAISON AVEC LES AUTRES AFFLEUREMENTS DU CHIAPAS, DU GUATEMALA ET DU HONDURAS BRITANNIQUE	116
a- Les affleurements de la Sierra du Chiapas	116
b- Les affleurements du Guatemala et du Honduras britannique	116
C. LES ROCHES MAGMATIQUES DU CHIAPAS	117
I. SITUATION. PETROGRAPHIE	117
II. LE PROBLEME DE L'AGE DES INTRUSIFS	118
a- Relations avec les formations voisines	118
b- Données radiochronologiques	118
D. DONNEES DES FORAGES PETROLIERS AYANT ATTEINT LE SOCLE .	119
E. CONCLUSIONS CONCERNANT L'ENSEMBLE DU SOCLE DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE ET DE L'AVANT-PAYS MAYA.	119
I. RESUME ET INTERPRETATION DES DONNEES	119
II. CORRELATION DU SOCLE PALEOZOIQUE SUPERIEUR DU SUD-EST DU MEXIQUE AVEC LES FORMATIONS HERCYNiennes DU NORD-EST DU MEXIQUE	120
III. CORRELATION DU SOCLE PALEOZOIQUE SUPERIEUR DU SUD-EST DU MEXIQUE AVEC LES FORMATIONS HERCYNiennes DU NORD-OUEST DE L'AMERIQUE DU SUD	123
<u>CHAPITRE II. STRATIGRAPHIE ET PALEO GEOGRAPHIE DES FORMATIONS DE COUVERTURE DU SECTEUR NORD-OCCIDENTAL DU CHIAPAS. CORRELATIONS AVEC L'ENSEMBLE DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE ET L'AVANT-PAYS MAYA</u>	<u>124</u>
A. GENERALITES	124
B. LA MOLASSE CONTINENTALE POST-APPALACHienne	125
I. CARACTERES LITHOSTRATIGRAPHIQUES	125
II. AGE DE LA MOLASSE CONTINENTALE	127

	<u>Pages</u>
a- Données stratigraphiques	127
b- Données radiochronologiques	127
c- Corrélations avec les formations équivalentes du Mexique et du Nord de l'Amérique du Sud	127
III. CONCLUSIONS	129
C. LES FORMATIONS MESOZOIQUES ESSENTIELLEMENT MARINES	129
I. GENERALITES	129
II. LES FORMATIONS ANTE-ALBIENNES	130
a- Dans le secteur cartographié	130
1. Description	130
2. Age	131
b- Dans l'ensemble du domaine chiapanèque	131
1. Les formations affleurantes	131
2. Les formations rencontrées dans les forages ..	132
c- Conclusions	134
1. Le problème de l'âge des évaporites	134
2. Les conditions de la transgression pré-albien- ne	135
III. LA FORMATION SIERRA MADRE	138
a- Caractères généraux	138
b- Stratigraphie	138
c- Les données des forages	139
d- Conclusions. Paléogéographie	139
IV. LES FORMATIONS CAMPANO-MAESTRICHTIENNES	141
a- Le Campano-Maestrichtien de la région d'Ocozo- caulta	141
b- Le Campano-Maestrichtien dans le reste du secteur cartographié	142
c- Les données des forages	144
d- Conclusions. Paléogéographie	144
D. LES FORMATIONS CENOZOIQUES	147
I. GENERALITES	147
II. LES FORMATIONS TERTIAIRES ANTERIEURES AU PLISSEMENT DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE	148
a- Les formations tertiaires des synclinaux de Co- poya, Ixtapa et Simojovel	148
1. Les formations tertiaires du synclinal de Co- poya	148
1.1. Paléocène	149
1.2. Eocène moyen et supérieur	149
2. Les formations tertiaires du synclinal d'Ix- tapa	149
2.1. Paléocène	150
2.2. Eocène	150

	<u>Pages</u>
2.2.1 Eocène inférieur	150
2.2.2 Eocène moyen et supérieur	152
2.3 Oligocène	152
2.4 Miocène inférieur et moyen	152
2.4.1 Les formations marines basales	152
2.4.2 Les formations fluviatiles	153
3. Les formations tertiaires du synclinorium de Simojovel	153
3.1 Eocène	153
3.1.1 Eocène inférieur	153
3.1.2 Eocène moyen et supérieur	154
3.2 Oligocène	154
3.3 Miocène inférieur et moyen	155
b- Les formations tertiaires dans le reste du secteur cartographié	155
1. Paléocène	155
1.1 Paléocène marneux	156
1.2 Paléocène carbonaté	156
2. Eocène inférieur	156
3. Eocène moyen et supérieur	157
4. Oligocène	157
5. Miocène inférieur et moyen	157
c- Les formations tertiaires dans l'ensemble du domaine chiapanèque	158
1. La région occidentale de l'arc de la Libertad	158
1.1 Paléocène	158
1.2 Eocène inférieur	159
1.3 Eocène moyen et supérieur	159
1.4 Oligocène	159
1.5 Miocène inférieur et moyen	159
2. Les régions orientales du Chiapas	159
3. La plaine côtière du Golfe du Mexique	160
3.1 Paléocène	160
3.2 Eocène	160
3.3 Oligocène	161
3.4 Miocène inférieur et moyen	161
d- Conclusions. Paléogéographie	162
1. Paléocène	162
2. Eocène inférieur	164
3. Eocène moyen et supérieur	164
4. Oligocène	167
5. Miocène inférieur et moyen	168
III. LES FORMATIONS CENOZOIQUES POSTERIEURES AU PLISSEMENT DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE	170
a- Les formations volcaniques et intrusives	171
1. Les formations volcaniques et intrusives du domaine chiapanèque	171
1.1 Les roches intrusives	171

	<u>Pages</u>
1.2 Les formations volcaniques	171
1.2.1 Région du Chichonal	171
1.2.2 Région de San Cristobal de las Ca- sas	173
1.2.3 Région de la dépression centrale ..	173
2. Les formations volcaniques de los Tuxtlas ...	174
3. L'extrémité septentrionale de la cordillère volcanique centro-américaine	174
4. Conclusions	174
b- Les formations fluvio-lacustres anciennes	177
c- Les formations discordantes de la régions nord de l'isthme de Tehuantepec	178
<u>CHAPITRE III. TECTONIQUE MESOZOIQUE ET CENOZOIQUE DU SECTEUR NORD-OCCIDENTAL DU CHIAPAS. CORRELATIONS AVEC LES DOMAINES VOISINS</u>	181
A. GENERALITES	181
B. LES MANIFESTATIONS DISTENSIVES PRECOSES AU CHIAPAS ET EN AMERIQUE CENTRALE SEPTENTRIONALE. CORRELATIONS AVEC L'OUVERTURE DU GOLFE DU MEXIQUE ET L'EXTENSION TRIASICO JURASSIQUE DE SES REGIONS MARGINALES	182
C. LA PHASE CRETACEE PRE-CAMPANO-MAESTRICHTIENNE	186
D. LA PHASE LARAMIENNE	188
I. LES MANIFESTATIONS DE LA TECTONIQUE LARAMIENNE DANS LA REGION NORD-OCCIDENTALE DU CHIAPAS	188
II. L'ETAPE LARAMIENNE DANS LE RESTE DU CHIAPAS	192
III. LA TECTONIQUE LARAMIENNE DANS LE DOMAINE QUICHE- GUATEMALTEQUE	192
E. LA PHASE CHIAPANEQUE	199
I. GENERALITES	199
II. LES STRUCTURES CHIAPANEQUES DANS LE SECTEUR CARTO- GRAPHIE	200
a- Les failles et les chevauchements	200
1. Caractéristiques géométriques	200
1.1 Les accidents majeurs	201
1.1.1 Le système de la Venta	201
1.1.2 Le système de Malpaso	202
1.1.3 Le système de Chicoasen	202
1.1.4 Le système Copainala-Ocosingo	202
1.1.5 Le système d'Itzantun	203
1.2 Le réseau conjugué	203
2. Le passage des accidents majeurs à des che- vauchements	204
2.1 L'exemple d'Itzantun	204
2.2 L'exemple de l'extrémité orientale de la faille de Malpaso	205
3. Le jeu des accidents majeurs durant la phase chiapanèque	208

	<u>Pages</u>
b- Les plis	212
1. Le compartiment de Tuxtla-Gutierrez	212
1.1 Le socle et les plis de la couverture ...	212
1.2 Tectonique de socle et tectonique de cou-	
verture	212
2. Le compartiment du Sumidero	214
3. Le compartiment d'Ixtapa	214
4. Le compartiment de Bochil	215
5. Le compartiment de Simojovel	216
6. Le compartiment d'Amatán	220
III. LES STRUCTURES CHIAPANEQUES A L'EST DU CHIAPAS ET	
AU GUATEMALA	220
IV. L'AGE DE LA PHASE CHIAPANEQUE	222
a- Régions nord-occidentales du Chiapas	222
b- Régions nord de l'isthme de Tehuantepec	222
c- Régions sud-orientales de l'édifice	223
V. LA TECTONIQUE POST-CHIAPANEQUE	226
F. CONCLUSIONS. CHIAPAS ET SIERRA MADRE ORIENTALE. CHIA-	
PAS ET JURA	231
I. CHIAPAS ET SIERRA MADRE ORIENTALE	231
a- Principaux traits stratigraphiques et paléogéo-	
graphiques	231
1. Trias-Jurassique	231
2. Crétacé inférieur	231
3. Crétacé supérieur. Paléocène	231
4. Cénozoïque	232
b- Principaux traits structuraux	232
1. Distension précoce	232
1.1 Distension triasico jurassique	232
1.2 Distension néocomienne	233
2. Manifestations tectoniques crétacé supérieur	
pré-laramiennes	233
3. Tectonique laramienne	233
4. Tectonique compressive miocène	233
5. Tectonique distensive mio-plio-quadernaire ...	234
II. CHIAPAS ET JURA	234
a- Similitudes	234
1. Similitudes stratigraphiques	235
2. Similitudes structurales	235
b- Différences	235
1. Différences stratigraphiques	236
2. Différences structurales	236
c- Modèle jurassien et modèle chiapanèque	236

	<u>Pages</u>
<u>2ème PARTIE. LES REGIONS CENTRALES ET MERIDIONALES DE L'ISTHME</u> <u>DE TEHUANTEPEC</u>	239
<u>CHAPITRE I. GENERALITES. DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES</u>	239
<u>CHAPITRE II. L'EXTREMITE SEPTENTRIONALE DU CHIAPAS</u>	241
A. LE SOCLE ET LA COUVERTURE MESOZOIQUE	241
I. LE BATHOLITE PERMO-TRIASIQUE	241
a- Les affleurements. Le batholite de la Mixtequita.	241
b- L'âge du batholite de la Mixtequita	243
c- Le prolongement nord-occidental des intrusifs permo-triasiques	243
II. LA MOLASSE CONTINENTALE POST-APPALACHIENNE "TODOS SANTOS"	244
III. LES FORMATIONS MARINES DU JURASSIQUE SUPERIEUR ET DU CRETACE	245
a- Le Jurassique supérieur	245
b- Les formations crétacées	246
IV. LES FORMATIONS TERTIAIRES DISCORDANTES	248
B. CARACTERES STRUCTURAUX	248
I. ORIGINE DE LA DEPRESSION ISTHMIQUE "LA FAILLE ISTH- MIQUE"	249
a- Les données	249
1. Sismicité	249
2. Autres données	249
b- Interprétation	249
II. LES STRUCTURES PLISSEES DE LA COUVERTURE MERIDIONA- LE DU SOCLE CHIAPAS-MIXTEQUITA	252
a- Caractères géométriques	253
b- Age et conséquences des déformations	253
<u>CHAPITRE III. L'EXTREMITE MERIDIONALE DE LA SIERRA DE JUAREZ.</u>	255
A. DESCRIPTION DES ENSEMBLES STRUCTURAUX	255
I. LES UNITES DE LA PORTE DU PACIFIQUE	255
a- L'unité de Chivela	256
1. Les ensembles lithologiques	256
2. L'âge des séries. L'âge du métamorphisme. Cor- rélations	257
b- L'unité de Zapote	258
1. Les ensembles lithologiques	258
1.1 La série détritique métamorphique	258
1.2 La série carbonatée métamorphique	259

	<u>Pages</u>
2. L'âge des séries. L'âge du métamorphisme. Interprétations	259
c- Prolongements des unités de la Porte du Pacifique	260
II. LE BASSIN CUICATEQUE	261
a- La série détritique métamorphique	261
1. La formation à ophiolites	261
1.1 Les serpentinites et les gabbros et leur environnement	261
1.2 Les diabases et les roches associées	262
2. Les schistes et grès sériciteux et chloriteux.	263
3. Interprétations	263
b- La série carbonatée métamorphique	264
c- La formation rouge plissée	266
1. Description	266
2. Age	266
d- Les intrusifs crétacés et miocènes	267
1. Plutonisme crétacé	267
1.1 Description des plutons	267
1.2 Age des plutons	267
2. Plutonisme miocène supérieur	268
2.1 Description des plutons	268
2.2. Age des plutons	269
e- Les formations continentales tertiaires	269
1. Les formations sédimentaires détritiques	269
2. Les formations volcanogènes	270
3. Age des formations continentales tertiaires. Comparaisons	270
B. HISTOIRE TECTONIQUE	272
I. LES CONTACTS CHEVAUCHANTS	272
II. LES FAILLES VERTICALES	272
III. LES PHASES TECTONIQUES ET LEURS CONSEQUENCES	273
a- La distension précoce	273
b- La phase compressive subhercynienne	274
c- La phase compressive laramienne	275
d- La tectonique post-laramienne	276
<u>CHAPITRE IV. L'EXTREMITE ORIENTALE DE LA SIERRA MADRE DU SUD</u>	
<u>S.S.</u>	277
A. LES FORMATIONS PALEOZOIQUES ET MESOZOIQUES ET LES PLUTONS GRANITIQUES	278
I. LE SOCLE PALEOZOIQUE. LE COMPLEXE XOLAPA	278
a- Les affleurements. Caractéristiques pétrographiques du socle	278
b- Corrélations	278

	<u>Pages</u>
II. LES FORMATIONS MESOZOIQUES EPIMETAMORPHIQUES.	
L'ARC CHONTAL	280
a- L'ensemble détritique basal	280
b- Les formations volcanogènes. L'arc Chontál	280
c- Age des formations volcanogènes	283
d- Corrélations	283
III. LES MOLASSES DU CRETACE SUPERIEUR	289
a- Description. Caractères lithologiques	290
b- Age et corrélations	291
IV. LES INTRUSIFS GRANITIQUES	292
a- Les intrusifs du Crétacé supérieur	292
b- Les intrusifs miocènes	293
B. TRAITS STRUCTURAUX MAJEURS	293
C. RELATIONS ENTRE LA SIERRA DE JUAREZ ET LA SIERRA MADRE DU SUD	295

VOLUME II

<u>3ème PARTIE. LE PROLONGEMENT DU SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA DE LA FRONTIÈRE MEXICANO-GUATEMALTEQUE A L'OCEAN PACIFIQUE</u>	299
<u>CHAPITRE I. LE SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA EN AMERIQUE CENTRALE.</u>	299
A. HISTORIQUE. GEOMETRIE DU SYSTEME	299
B. LES GRANDS TRAITS GEOLOGIQUES DES EDIFICES LIMITES PAR LE SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA	305
C. LE SENS, LA VALEUR ET L'AGE DES DEPLACEMENTS	314
<u>CHAPITRE II. LE SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA AU CHIAPAS</u>	319
A. DESCRIPTION DU RESEAU DE FAILLES	320
I. LA FAILLE MAPASTEPEC-HUEHUETENANGO	321
II. LE SYSTEME DE MOTOZINTLA	321
III. LA FAILLE DE BELISARIO DOMINGUEZ	323
B. LES FORMATIONS LIMITEES PAR LE SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA AU CHIAPAS	326
I. LE SOCLE ET LA COUVERTURE MESOZOIQUE DU CHIAPAS	326
a- Le socle	326
1. Les formations calédoniennes	326
2. Les formations hercyniennes	326
3. Les roches granitiques	327
b- La couverture mésozoïque	327
1. La formation Todos Santos	328
2. La formation Sierra Madre	328
II. LA SERIE EPIMETAMORPHIQUE DE MOTOZINTLA ET LES PLU- TONS ASSOCIES	329

	<u>Pages</u>
a- La série verte et les plutons foliés	330
1. Les roches métavolcano-détritiques, métadétri- tiques et les marbres	330
2. Les roches métavolcaniques	331
3. Les plutons foliés	331
3.1 Les intrusifs granitiques et granodioriti- ques	331
3.2 Les intrusifs dioritiques et gabbroïques .	332
4. Le problème des relations entre les plutons foliés et les schistes verts	332
b- Les plutons et les dykes non foliés	333
III. LE BATHOLITE MIOCENE DU SOCONUSCO ET LE VOLCANISME PLIO-QUATERNAIRE	334
C. LES FAILLES ET LES CHEVAUchemENTS	336
I. OBSERVATIONS	336
a- Les failles "Polochic"	336
b- Les chevauchements	338
II. INTERPRETATIONS	339
D. CORRELATIONS	343
<u>CHAPITRE III. CONCLUSIONS</u>	345
<u>4ème PARTIE. LA SIERRA DE JUAREZ DANS LA REGION DU RIO GRANDE D'OAXACA</u>	349
<u>CHAPITRE I. GENERALITES. DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES</u>	349
<u>CHAPITRE II. LE DOMAINE EXTERNE DE LA SIERRA DE JUAREZ</u>	352
A. APERCU STRATIGRAPHIQUE	353
I. LA FORMATION TODOS SANTOS	354
II. LES FORMATIONS MARINES ANTE-ALBIENNES	354
III. LES CALCAIRES DE L'ALBIEN ET DU CRETACE SUPERIEUR	355
IV. LE FLYSCH DU SENONIEN SUPERIEUR-PALEOCENE	356
B. TECTONIQUE	357
<u>CHAPITRE III. LE DOMAINE INTERNE DE LA SIERRA DE JUAREZ</u>	360
A. LES FORMATIONS DU DOMAINE INTERNE DE LA SIERRA DE JUA- REZ	361
I. LES FORMATIONS ANTE-MESOZOIQUES	361
a- Description	361
b- Age de la série et du métamorphisme. Corrêla- tions. Interprétations	361
II. LES FORMATIONS MESOZOIQUES. LE BASSIN CUICATEQUE ..	363
a- La formation Todos Santos	363

	<u>Pages</u>
b- Les formations marines du Jurassique terminal ? à l'Aptien	363
1. La série détritique inférieure à serpentinites et diabases	363
1.1 Les serpentinites et les diabases	365
1.2 Affinités magmatiques des diabases dédui- tes de l'analyse des clinopyroxènes. Im- plications géodynamiques	367
1.3 Les lentilles calcaires	369
1.4 Age de la série détritique à ophiolites ..	370
2. La série détritique supérieure	371
2.1 Description lithologique	371
2.2 Age de la série détritique supérieure	372
c- Les calcaires albo-cénomaniens	372
1. Description	372
2. Age. Corrélations	373
d- Le flysch du Turonien-Sénonien inférieur	374
1. Description	374
2. Age. Corrélations	374
e- Extension du bassin cuicatèque au Nord de l'axe néovolcanique transmexicain	375
III. LES FORMATIONS CONTINENTALES TERTIAIRES DISCORDAN- TES	380
a- La molasse continentale Eocène-Oligocène	381
b- Les intrusifs et la série volcanique miocènes ...	381
1. Les intrusifs	381
2. La série volcanique	381
B. TECTONIQUE	382
I. DONNEES COMPLEMENTAIRES CONCERNANT L'AGE DE L'OUVER- TURE DU BASSIN CUICATEQUE	382
II. L'ECHO DE LA PHASE MESO-CRETACEE	383
III. LES PHASES SUBHERCYNIEENNE ET LARAMIENNE	384
a- Les structures du domaine interne	384
1. Les chevauchements	384
2. Les styles plicatifs	385
b- Données complémentaires concernant l'âge des pha- ses tectoniques compressives anté-éocènes	387
1. Données stratigraphiques	389
2. Données radiochronologiques	392
e- Conclusions	392
IV. LES TECTONIQUES POST-LARAMIENNES	394
a- Les plis de fond du Miocène inférieur	395
b- Le faillage récent	397

	<u>Pages</u>
<u>CHAPITRE IV. LES UNITES DE SOCLE. RELATIONS ENTRE LA SIERRA DE JUAREZ ET LE BLOC D'OAXACA</u>	398
A. L'UNITE DU SOMBRERETE	398
B. L'UNITE DE TEOTITLAN DEL CAMINO	400
C. CONCLUSIONS	400
<u>5ème PARTIE. LA BORDURE ORIENTALE DU MASSIF D'OAXACA ENTRE DOMINGUILLO ET OAXACA ET LA COUVERTURE MESOZOIQUE DES REGIONS CENTRALES DU BLOC, AU SUD-OUEST D'OAXACA</u>	403
<u>CHAPITRE I. GENERALITES. DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES</u>	403
A. LES TRAVAUX CONCERNANT LE SOCLE DU MASSIF D'OAXACA	403
B. LES TRAVAUX CONCERNANT LA COUVERTURE MESOZOIQUE. RESUME ET INTERPRETATION DES DONNEES	406
<u>CHAPITRE II. LE SOCLE D'OAXACA</u>	410
A. LES ROCHES METAMORPHIQUES ET SEDIMENTAIRES DU PRECAMBRIEN ET DU PALEOZOIQUE INFERIEUR : UN SOCLE "ZAPOTEQUE" ET UN SOCLE "MIXTEQUE"	410
I. LE SOCLE METAMORPHIQUE PRECAMBRIEN ET LES TEMOINS DE SA COUVERTURE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE INFERIEUR ...	410
a- Les formations précambriennes	410
1. Caractères pétrographiques	410
1.1 L'ensemble métasédimentaire	410
1.2 Les roches métamagmatiques	411
2. Ages radiométriques	411
3. Caractères structuraux. Approche rétrotectonique	414
4. Conclusions	414
b- Les témoins sédimentaires du Paléozoïque inférieur	417
II. LE SOCLE METAMORPHIQUE PALEOZOIQUE INFERIEUR	418
a- Caractères pétrographiques	419
b- Ages radiométriques	421
c- Caractères structuraux	422
III. CONCLUSIONS	423
B. LE SOCLE SEDIMENTAIRE CARBONIFERE ET PERMIEN	426
I. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS	426
a- Près de Nochixtlán	426
b- Les autres affleurements	428
II. CONCLUSIONS	429
<u>CHAPITRE III. LA COUVERTURE MESOZOIQUE ET TERTIAIRE DU BLOC D'OAXACA ENTRE DOMINGUILLO ET OAXACA. LA BORDURE ORIENTALE DU BLOC D'OAXACA MARGE DU BASSIN CRETACE CUICATEQUE</u>	432

	<u>Pages</u>
A. STRATIGRAPHIE	432
I. LES DEPOTS MOLASSIQUES CONTINENTAUX POST-APPALA- CHIENS	432
II. LA SERIE DETRITIQUE MARINE DU BERRIASIEN-APTIEN ...	432
a- Caractères lithologiques	434
b- Contenu faunistique	434
1. Macrofaune	434
2. Microfaune	435
c- Conclusions	435
III. LES CALCAIRES ALBO-CENOMANIENS	436
a- Caractères lithologiques	436
b- Contenu microfaunistique	436
c- Conclusions	436
IV. LE FLYSCH DU TURONIEN-SENONIEN INFÉRIEUR	437
a- Caractères lithologiques	437
b- Contenu microfaunistique	438
V. COMPARAISON DES SERIES SEDIMENTAIRES MARINES MESO- ZOIQUES DE LA BORDURE ORIENTALE DU MASSIF D'OAXACA ET DU DOMAINE INTERNE DE LA SIERRA DE JUAREZ	438
VI. LE TERTIAIRE CONTINENTAL	439
a- La molasse continentale de la Cañada Oaxaqueña ..	439
b- Les ignimbrites miocènes	440
B. TECTONIQUE	441
I. TECTONIQUE DE LA COUVERTURE MESOZOIQUE	441
II. TECTONIQUE CENOZOIQUE	443
a- Les plis de fond miocènes	443
b- Les failles du système cuicatèque	444
<u>CHAPITRE IV. LA COUVERTURE MESOZOIQUE CENTRO-MERIDIONALE DU BLOC D'OAXACA. COMPARAISON AVEC LES AUTRES SERIES DE CE BLOC. PARENTE AVEC LES SERIES MESOZOIQUES DE PLATE-FORME DU BLOC DU HONDURAS</u>	447
A. LA SERIE DE SOLA DE VEGA	449
B. LA SERIE DE OJO DE AGUA	450
C. COMPARAISON DES SERIES MESOZOIQUES CENTRO-MERIDIONALES DU BLOC D'OAXACA AVEC LES AUTRES SERIES DE CE MASSIF. INTERPRETATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ET TECTONIQUES	452
D. PARENTE DES SERIES MESOZOIQUES CENTRO-MERIDIONALES DU BLOC D'OAXACA ET DES SERIES DE PLATE-FORME DU NORD DU BLOC DU HONDURAS	454

	<u>Pages</u>
<u>6ème PARTIE. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU MEXIQUE MERIDIONAL ET DES DOMAINES VOISINS DANS LE CADRE DE LA TECTONIQUE DE PLAQUES .</u>	457
<u>CHAPITRE I. RESUME DES DONNEES GEOLOGIQUES CONCERNANT LE ME- XIQUE MERIDIONAL ET LEUR INTERPRETATION GEODYNAMIQUE</u>	457
A. L'AVANT-PAYS MEXICAIN	457
I. L'AVANT-PAYS MAYA	457
II. L'AVANT-PAYS MARIN DU GOLFE DU MEXIQUE	458
B. LA CEINTURE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE	459
C. LA SIERRA DE JUAREZ	461
I. LE DOMAINE EXTERNE	461
II. LE DOMAINE INTERNE	462
D. LE BLOC D'OAXACA	464
E. LE SYSTEME CORDILLERAIN OCCIDENTAL	466
F. DISPOSITION ACTUELLE DES DIFFERENTS EDIFICES	467
<u>CHAPITRE II. RECONSTRUCTION DE LA PANGEE OCCIDENTALE. LES CEINTURES PRECAMBRIENNES ET PALEOZOIQUES</u>	470
A. RECONSTRUCTION DE LA PANGEE OCCIDENTALE	470
B. LES CEINTURES PRECAMBRIENNES	472
I. LES CEINTURES PRECAMBRIENNES DE L'EST DU CANADA ET DES ETATS-UNIS	472
a- La ceinture archéenne	473
b- La ceinture hudsonienne-elsonienne	473
c- La ceinture grenvillienne	473
II. LE PROLONGEMENT AU MEXIQUE DES CEINTURES PRECAM- BRIENNES NORD-AMERICAINES	473
a- La ceinture hudsonienne-elsonienne	474
b- La ceinture grenvillienne	474
b1. Régions occidentales du Mexique	474
b2. Régions orientales du Mexique	475
C. LES CEINTURES PALEOZOIQUES	476
I. LA CEINTURE CALEDONIENNE	477
II. LA CEINTURE HERCYNIENNE	479
<u>CHAPITRE III. L'EVOLUTION AU MESOZOIQUE ET AU CENOZOIQUE</u>	481
A. L'ETAPE TRIAS-JURASSIQUE MOYEN	481
B. L'ETAPE JURASSIQUE SUPERIEUR	484
C. L'ETAPE NEOCOMIENNE	486
D. L'ETAPE BARREMIEN-SENONIEN INFERIEUR	490
E. L'ETAPE SENONIEN SUPERIEUR - PALEOCENE	494

	<u>Pages</u>
F. L'ETAPE EOCENE-OLIGOCENE	498
G. L'ETAPE MIOCENE	501
H. L'ETAPE FINALE PLIO-QUATERNAIRE	506
<u>CHAPITRE IV. CONCLUSIONS</u>	514
BIBLIOGRAPHIE	517
PLANCHES HORS-TEXTE	

TABLE DES ILLUSTRATIONS

VOLUME I

	<u>Pages</u>
Fig. a : Situation du Mexique méridional et domaines limitrophes.....	72
Fig. b : Les provinces physiographiques du Mexique méridional et du Nord de l'Amérique Centrale	82
Fig. c : Les provinces et sous-provinces géologiques du Mexique méridional d'après E. LOPEZ-RAMOS (1979)	88
Fig. d : Carte des Etats de la République mexicaine	88
Fig. e : Les principales ethnies de l'empire (cem-anahuac ou "monde unique") aztèque à son apogée.....	91
Fig. f : Les grands ensembles géologiques du Mexique méridional et du Nord de l'Amérique Centrale	92
Fig. I.1: Carte des affleurements des terrains métamorphiques et des intrusifs pré-carbonifères du domaine quiché et du Sud du domaine chiapanèque	108
Fig. I.2: Carte des affleurements des formations sédimentaires carbonifères et permienes et des intrusifs permotriasiqes du domaine quiché et du Sud du domaine chiapanèque	112
Fig. I.3: Colonne stratigraphique du Paléozoïque supérieur de la région de Chicomuselo	113
Fig. I.4: Coupe de l'anticlinal de Chicomuselo	115
Fig. I.5: Disposition actuelle schématique des édifices hercyniens du Sud-Ouest de l'Amérique du Nord et du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud	122
Fig. I.6: Carte des affleurements de la molasse post-appalachienne (Formation Todos Santos) dans les domaines chiapanèque et quiché	126
Fig. I.7: Coupe générale du Chiapas passant par Tuxtla-Gutierrez	130
Fig. I.8: Coupe des assises du Jurassique et du Crétacé inférieur du flanc Sud-Ouest du synclinal de Copoya	132
Fig. I.9: Carte de localisation des forages profonds dans le domaine chiapanèque	133
Fig. I.10: Schéma paléogéographique au Jurassique moyen	135
Fig. I.11: Schéma paléogéographique au Kimméridgien-Portlandien .	136
Fig. I.12: Schéma paléogéographique et distribution des faciès au Néocomien	137

	<u>Pages</u>
Fig. I.13 : Carte de la répartition des faciès de l'Albien au Sémonien inférieur	140
Fig. I.14 : Colonnes stratigraphiques du Campano-Maestrichtien du Chiapas	143
Fig. I.15 : Schéma paléogéographique et répartition des faciès au Campano-Maestrichtien	145
Fig. I.16 : Colonnes stratigraphiques du domaine plissé externe et de son avant-pays, montrant les principales variations de faciès du Mésozoïque	146
Fig. I.17 : Coupe des formations tertiaires du Synclinal de Copoya au Sud de Tuxtla Gutierrez	148
Fig. I.18 : Coupe du contact Crétacé supérieur-Paléocène observable à l'entrée du tunnel Tajo (aménagement hydro-électrique de Chicoasen)	150
Fig. I.19 : Colonne stratigraphique du Tertiaire du synclinal d'Ixtapa	151
Fig. I.20 : Coupe du flanc sud du synclinorium de Simojovel	154
Fig. I.21 : Schéma paléogéographique au Paléocène	163
Fig. I.22 : Schéma paléogéographique à l'Eocène inférieur	165
Fig. I.23 : Schéma paléogéographique à l'Eocène moyen et supérieur	166
Fig. I.24 : Schéma paléogéographique à l'Oligocène	167
Fig. I.25 : Schéma paléogéographique au Miocène inférieur	169
Fig. I.26 : Schéma paléogéographique à la fin du Miocène moyen .	170
Fig. I.27 : Schéma situant les formations intrusives et volcaniques plio-quadernaires et les accidents tectoniques majeurs du domaine chiapanèque	172
Fig. I.28 : Schéma de la distribution du volcanisme cénozoïque au Mexique et en Amérique Centrale	176
Fig. I.29 : La discordance angulaire entre les formations tertiaires plissées et le pliocène du synclinal d'Ixtapa	177
Fig. I.30 : Relations entre les formations néogènes dans les régions nord de l'isthme de Tehuantepec et de Tabasco-Campeche	179
Fig. I.31 : Les principales manifestations liées à la distension triasico-jurassique dans le domaine marin du Golfe du Mexique et à sa périphérie	184
Fig. I.32 : Coupe paléogéographique du secteur nord-occidental du Chiapas avant l'émersion fini-paléocène	189
Fig. I.33 : Carte structurale des régions orientales du Chiapas et de l'Amérique Centrale septentrionale (Guatemala, Honduras britannique, nord du Honduras)	194
Fig. I.34 : Coupes de la frontière nord-caraïbe au Guatemala ...	196

	<u>Pages</u>
Fig. I.35 : Dessin de la bordure nord de la dépression centrale du Chiapas à l'entrée du cañon du Sumidero, en rive droite du rio Grijalva	201
Fig. I.36 : Dessin de la vallée du Grijalva au débouché nord du cañon du Sumidero	203
Fig. I.37 : Carte géologique de la région d'Itzantun	206
Fig. I.38 : Coupes sériées de la région d'Itzantun	207
Fig. I.39 : Dessin de la rive droite du rio Tacotalpa à la hauteur du futur barrage d'Itzantun	208
Fig. I.40 : Schéma structural de la région nord-occidentale du Chiapas	210
Fig. I.41 : Miroirs des Riedel associés au décrochement de Malpaso	211
Fig. I.42 : La vallée du Grijalva à l'amont de Chicoasen	215
Fig. I.43 : Extension de la ceinture plissée mexico-guatémaltèque du Miocène supérieur	219
Fig. I.44 : Position du bloc du Honduras par rapport au Mexique méridional à la limite du Miocène moyen et du Miocène supérieur	225
Fig. I.45 : Carte des failles principales du Chiapas et de l'Amérique Centrale nucléaire montrant les deux familles de grabens récents	228
Fig.II. 1 : Schéma structural des régions centrales et méridionales de l'isthme de Tehuantepec	242
Fig.II. 2 : Colonnes stratigraphiques du Mésozoïque de l'extrémité septentrionale du Chiapas	246
Fig.II. 3 : Contact stratigraphique entre la formation Todos Santos et la formation Sierra Madre dans la carrière de Las Lagunas	247
Fig.II. 4 : Tracé probable des paléo-failles isthmiques actuellement réactivées	250
Fig.II. 5 : Coupe du versant pacifique chiapanèque à hauteur de l'isthme de Tehuantepec	252
Fig.II. 6 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des formations mésozoïques de la Sierra de Juarez à hauteur de l'isthme de Tehuantepec	256
Fig.II. 7 : Coupes des unités frontales de la Sierra de Juarez au niveau de l'isthme de Tehuantepec	258
Fig.II. 8 : Contact entre le sommet de la série métadétritique et les marbres du bassin cuicatèque au cerro de la Mixtequilla	264
Fig.II. 9 : Plis d'entraînement dans les marbres du bassin cuicatèque	265

	<u>Pages</u>
Fig. II.10 : Intrusion des granites du Crétacé supérieur dans les marbres du bassin cuicatèque	268
Fig. II.11 : Torsion des assises tertiaires au voisinage des failles limitant la Sierra Madre du Sud s.s.	274
Fig. II.12 : Coupes du socle et des séries mésozoïques épimétamorphiques dans la région de Salina Cruz	281
Fig. II.13 : Un aspect des formations épimétamorphiques de l'arc Chontál	282
Fig. II.14 : Schéma structural des régions occidentales du Mexique méridional	285
Fig. II.15 : Colonnes stratigraphiques des molasses du Crétacé supérieur dans les trois unités de la Sierra Madre du Sud	289
Fig. II.16 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des régions centrales et méridionales de l'isthme de Tehuantepec	296

VOLUME II

Fig.III. 1 : Carte structurale des régions orientales du Chiapas et de l'Amérique Centrale septentrionale (Guatemala, Honduras Britannique, Nord du Honduras)	300
Fig.III. 2 : Coupes de la frontière nord-caraïbe au Guatemala ..	302
Fig.III. 3 : Colonnes stratigraphiques du Mésozoïque du bloc du Honduras	310
Fig.III. 4 : Coupes sèriées des régions situées dans le prolongement du système Polochic-Motagua au Mexique, de la frontière guatémaltèque à la plaine côtière du Pacifique	322
Fig.III. 5 : Panorama de la région du Soconusco	324
Fig.III. 6 : La faille "Polochic" au Chiapas	337
Fig.III. 7 : Faille affectant les formations volcaniques récentes	337
Fig.III. 8 : Fissures de tension du système Polochic	338
Fig.III. 9 : Chevauchement de la série verte de Motozintla sur la molasse continentale post-appalachienne "Todos Santos"	340
Fig.III.10 : Coupe de la région située dans le prolongement du système "Polochic" (faille du rio Cuilco), 5 km à l'Ouest de la frontière guatémaltèque	339
Fig.III.11 : Plis à axes verticaux le long d'une des failles du système "Polochic"	341
Fig.III.12 : Chevauchement des formations épimétamorphiques du bassin guatémaltèque sur la molasse continentale post-appalachienne "Todos Santos"	344
Fig. IV. 1 : Colonnes stratigraphiques du Mésozoïque-Paléocène des unités du domaine externe de la Sierra de Juárez	353

	<u>Pages</u>
Fig. IV. 2 : Coupe de l'unité d'Ixtlan à hauteur de la piste de Yolox	364
Fig. IV. 3 : Analyses des clinopyroxènes des diabases, grauwackes et gabbros du bassin cuicatèque, portées sur les diagrammes de discrimination de Leterrier et al. (1982)	366
Fig. IV. 4 : Colonnes stratigraphiques des formations des unités du domaine interne de la Sierra de Juarez	368
Fig. IV. 5 : Coupe de la partie méridionale de la Sierra Madre Orientale montrant la situation des diverses formations mésozoïques dans leur contexte structural ...	376
Fig. IV. 6 : Carte montrant la situation actuelle des formations du bassin crétacé téthysien guatémaltéco-mexicain, des plate-formes qui l'encadrent, et de la ceinture volcanique marginale pacifique mésozoïque	378
Fig. IV. 7 : Aspect des plis des calcaires albo-cénomaniens du domaine interne de la Sierra de Juarez	386
Fig. IV. 8 : Carte de la répartition des principaux faciès du Turonien-Sénonien inférieur dans la Sierra Madre Orientale, au Mexique méridional et en Amérique Centrale septentrionale	388
Fig. IV. 9 : Carte de la répartition des principaux faciès du Sénonien supérieur dans la Sierra Madre Orientale, au Mexique méridional et en Amérique Centrale septentrionale	390
Fig. IV.10 : Le chevauchement du bloc d'Oaxaca sur le bassin cuicatèque	399
Fig. V. 1 : Schéma montrant la situation du bloc d'Oaxaca par rapport aux grands domaines qui l'encadrent et celle des localités géologiques citées dans l'introduction	405
Fig. V. 2 : Carte des affleurements précambriens du bloc d'Oaxaca	412
Fig. V. 3 : Trois aspects de la déformation des gneiss précambriens	416
Fig. V. 4 : Colonnes stratigraphiques des formations paléozoïques des environs de Nochixtlàn	418
Fig. V. 5 : Carte des affleurements paléozoïque inférieur du bloc d'Oaxaca	420
Fig. V. 6 : Schéma montrant les relations actuelles des formations précambriennes et paléozoïque inférieur du Mexique méridional et du Guatemala et le dispositif des grandes ceintures orogéniques pré-mésozoïques du Sud des Etats-Unis et du Mexique	424
Fig. V. 7 : Carte des affleurements paléozoïque supérieur du bloc d'Oaxaca	427

	<u>Pages</u>
Fig. V. 8 : Schéma montrant la situation des grandes zones de faciès paléozoïque supérieur du Sud des Etats-Unis, du Mexique et du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, à la fin du Permien	430
Fig. V. 9 : Colonne stratigraphique synthétique des formations de la bordure orientale du bloc d'Oaxaca	433
Fig. V.10 : Cisaillement affectant la série détritique du Berriasien-Aptien de la couverture orientale du bloc d'Oaxaca	442
Fig. V.11 : Pli de fond miocène affectant la molasse continentale Eocène-Oligocène de la Cañada Oaxaqueña	444
Fig. V.12 : Carte structurale des régions centro-méridionales d'Oaxaca	448
Fig. V.13 : Coupe et colonne stratigraphique de la région de Sola de Vega	449
Fig. V.14 : Coupe et colonne stratigraphique de la région de Ojo de Agua	451
Fig. VI. 1 : Disposition des continents et des ceintures orogéniques précambriennes et paléozoïques à l'Ouest de la Pangée, à la fin du Permien (-230 m.a.)	471
Fig. VI. 2 : Les grands ensembles téthysiens et pacifiques à la fin du Jurassique moyen (-165 m.a.)	482
Fig. VI. 3 : Les grands ensembles téthysiens et pacifiques au Portlandien	485
Fig. VI. 4 : Les grands ensembles téthysiens, pacifiques et proto-caraïbes à la fin du Valanginien (-125 m.a.) ...	487
Fig. VI. 5 : Les grands ensembles mexicains et caraïbes à la limite Sémonien inférieur - Sémonien supérieur (-80 m.a.)	490
Fig. VI. 6 : Les grands ensembles mexicains et caraïbes à la limite Paléocène-Eocène (-55 m.a.)	495
Fig. VI. 7 : Les grands ensembles mexicains et caraïbes au Miocène basal (-21 m.a.)	498
Fig. VI. 8 : Les grands ensembles mexicains et caraïbes du Miocène supérieur (-8 m.a.)	502
Fig. VI. 9 : Grands traits de la géodynamique actuelle des régions affectées par les interactions des plaques pacifique, de Cocos, caraïbes, nord-américaine et sud-américaine	507
Fig. VI. 10: Evolution géodynamique mésozoïque et cénozoïque du Mexique et de l'Amérique Centrale dans le cadre américano-caraïbe.....	514

PLANCHES HORS-TEXTE

- Pl. I : Carte géologique de la région nord-occidentale du Chiapas (Ech. 1/200.000ème).
- Pl. II : Coupes géologiques de la région nord-occidentale du Chiapas.
- Pl. III : Carte structurale du Chiapas (Ech. 1/1.000.000ème).
- Pl. IV : Coupes géologiques du Chiapas.
- Pl. V : Carte géologique de la partie méridionale de l'isthme de Tehuantepec (Ech. 1/200.000ème).
- Pl. VI : Carte géologique du Sud-Est du Chiapas. Un secteur du système Polochic-Motagua (Ech. 1/70.000ème).
- Pl. VII : Carte géologique de la Sierra de Juarez et de la bordure orientale du Massif d'Oaxaca dans la région du Rio Grande d'Oaxaca (Ech. 1/200.000ème).
- Pl. VIII : Schéma structural de la Sierra de Juarez et des régions limitrophes (Ech. 1/1.000.000ème).
- Pl. IX : Coupes sériées de la Sierra de Juarez et de la bordure orientale du Massif d'Oaxaca dans la région du Rio Grande d'Oaxaca.
- Pl. X : Coupe du Mexique méridional de la fosse d'Acapulco au Golfe du Mexique.
- Pl. XI : Carte structurale du Mexique méridional et de l'Amérique Centrale septentrionale.
- Pl. XII : Carte structurale et coupes générales du Mexique.

AVANT-PROPOS

Le sujet ambitieux et passionnant de cette thèse m'a été proposé par Monsieur le Professeur Jean AUBOUIN, Membre de l'Institut. Je lui suis profondément reconnaissant de la confiance qu'il m'a témoignée en m'intégrant aux équipes qui sous sa direction éminente cherchent à appréhender l'histoire des Cordillères américaines et du domaine caraïbe. Monsieur Jean AUBOUIN a dirigé et stimulé par son enthousiasme, ses conseils et ses critiques, le déroulement de mes recherches. Il me fait l'honneur de présider le jury de thèse. Qu'il trouve ici l'expression de ma plus vive gratitude.

Le travail de terrain, et notamment la cartographie de secteurs étendus, a pu être réalisé grâce à un séjour de près de six ans au Mexique. Je l'ai effectué dans le cadre de la coopération scientifique franco-mexicaine, née, dans le domaine de la géologie, des efforts et de l'amitié de Monsieur Jean AUBOUIN et de Monsieur Diego CORDOBA, ancien directeur de l'Institut de Géologie de l'Université Nationale Autonome de Mexico. Les liens amicaux et scientifiques étroits tissés par les géologues mexicains et français ont permis au programme de coopération de se développer dans le meilleur climat et de fructifier. Ce mémoire, qui fait suite à de nombreux travaux résultant de cette collaboration, et en particulier aux mémoires de thèse de Doctorat d'Etat de Marc TARDY et Claude RANGIN dans le domaine de la Géologie structurale, et d'Alain DEMANT dans le domaine de la volcanologie, est l'une de ses concrétisations.

Monsieur le Professeur Jacques BUTTERLIN, ancien Directeur de l'Ecole Normale Supérieure de Saint Cloud, occupait le poste de Conseiller culturel, scientifique et de coopération technique près l'Ambassade de France à Mexico lors de mon séjour au Mexique. Comme bien d'autres, j'ai bénéficié de son efficace activité diplomatique. Mais surtout, Monsieur Jacques BUTTERLIN, pionnier des artisans français de la Géologie du domaine caraïbe, m'a fait partager sa profonde connaissance du Mexique, de l'Amérique centrale et des Antilles, tant sur le terrain qu'au cours de multiples discussions. Je lui adresse mes remerciements les plus vifs et l'assurance de ma profonde amitié.

Je garde des années passées au Mexique le meilleur souvenir. Je le dois à la chaleureuse amitié des chercheurs et des membres du personnel de l'Institut de Géologie de l'Université de Mexico. Ne pouvant tous les citer, je les remercierai, ainsi que leur famille, à travers les deux Directeurs successifs de l'Institut de Géologie : Monsieur Diego A. CORDOBA qui m'a accueilli au Mexique et m'a accordé les plus larges facilités pour mener à bien mes recherches et Monsieur José GUERRERO G. qui me fait l'honneur et le grand plaisir de participer au Jury.

Messieurs les Professeurs Pierre CHAUVE, Jacques DEBELMAS et Maurice MATTAUER, éminents spécialistes des chaînes alpines et des Cordillères américaines et Monsieur Lucien MONTADERT, Directeur d'Exploration à l'Institut Français du Pétrole, ont accepté de juger ce travail. Mes collègues de l'Université de Savoie, Monsieur le Professeur Marc TARDY qui m'a précédé au Mexique, qui a suivi pas à pas mes recherches, avec lequel j'ai eu des échanges constants et qui m'a prodigué ses conseils jusqu'à la phase finale de l'élaboration de ce mémoire, et Monsieur le Professeur Jean-Paul RAMPNOUX qui dirige le Département des Sciences de la Terre et a porté un intérêt constant à mes travaux, participent également au Jury. Je leur suis profondément reconnaissant de la confiance bienveillante qu'ils me témoignent.

Je voudrais remercier tout particulièrement, en les associant à ce travail, les géologues mexicains et français avec lesquels j'ai collaboré sur le terrain : les géologues de la dépendance régionale du Sud-Est de l'Institut de Géologie, Messieurs R. GUTIERREZ C., R. de la LLATA, M. MORO C., J. BUCHELLI et J.F. PECHEUX, au Chiapas ; E. MONTESINOS, H. LECANU et les ingénieurs de la dépendance régionale du Chiapas du Consejo de Recursos Naturales à la hauteur de la frontière nord-caribbe mexicaine ; R. de la LLATA dans l'isthme de Tehuantepec. C'est grâce à notre travail en équipe et aux idées nées de discussions passionnées que s'est dégagée peu-à-peu une approche nouvelle de la géologie de ces régions.

De nombreuses personnes m'ont accompagné sur le terrain : F. ORTEGA, spécialiste des socles métamorphiques du Mexique, de nombreux géologues de l'I.M.P. et de PEMEX et notamment J. CASTRO-MORA et L. ESPINOZA ; les Professeurs de l'Université d'Arizona, P. CONEY et P. DAMON ; les géologues et géophysiciens français, C. ALLEGRE, J. ANDRIEUX, J. BIJON, J. BONNIN, B. COLETTA, J. DIDIER, B. LABESSE, S. MATESCO, C. STEINBERG et J. AZEMA et J. TOURNON qui m'ont fait découvrir la géologie de la marge pacifique du Costa-Rica. J'ai bénéficié de leur compétence dans des domaines divers et les en remercie. Je ferais une mention toute spéciale pour M.F. CAMPA, auteur de découvertes paléontologiques et structurales essentielles pour la compréhension du Mexique méridional, en souvenir des longues tournées qui nous ont entraîné jusqu'au coeur de l'Amérique centrale, et de nos vives discussions.

Monsieur R. BLANCHET, Professeur à l'Université de Brest s'est intéressé de très près à mes recherches. Il m'a prodigué son amitié, ses conseils éclairés et ses encouragements.

Ce travail doit également beaucoup aux échanges que j'ai eus avec M. BONNEAU, l'un de mes prédécesseurs en Terre mexicaine, avec J.F. STEPHAN, J.M. VILA et B. MERCIER de LEPINAV, spécialistes de la chaîne caribbe et des Grandes Antilles, avec L. PONCE et J. URRUTIA, chercheurs à l'Institut de Géophysique de l'Université Nationale Autonome de Mexico, et avec Messieurs les Professeurs P. CHAUVE et E. FOURCADE qui ont effectué plusieurs missions au Mexique.

J'ai fait appel à de nombreux spécialistes en paléontologie, pétrographie, géochimie et radiochronologie. Les déterminations macrofaunistiques sont dues à Mesdames G. ALENCASTER et B. BUTTRON ; les déterminations microfaunistiques à J. AZEMA, J. BELLIER, J. BUTTERLIN, E. FOURCADE,

R. PALACIOS, J.F. PECHEUX, J. SIGAL et J.M. VILA. E. MARTINEZ a réalisé les études palynologiques. Les déterminations pétrographiques sont dues en grande partie à J.J. COCHEME, S. FUDRAL, F. ORTEGA et R. MAURY. R. MAURY a effectué les analyses géochimiques et interprété leurs résultats. Les datations radiométriques sont dues à A. BELLON et à Madame C. SCHLAEPFER.

A tous j'exprime ma profonde gratitude et mon amitié.

J'ai la chance de travailler à l'Université de Savoie auprès de chercheurs, enseignants et étudiants, travaillant dans divers secteurs de la chaîne alpine et des chaînes circum-pacifique. Leur expérience m'a été précieuse. Je voudrais remercier tout particulièrement mes collègues B. DOUDOUX, S. FUDRAL; G. NICOU, J.P. RAMPNOUX et M. TARDY de leur amitié et de leur soutien dans un moment difficile.

Je remercie également toutes les personnes grâce auxquelles la préparation matérielle de cet ouvrage a été menée à bien. Monsieur ALLAIN et Monsieur PAILLET ont réalisé les lames minces avec talent. Monsieur PAILLET a aussi participé à l'illustration du texte. Madame GINET a eu la lourde tâche de déchiffrer et de dactylographier le manuscrit, avec patience et compétence. Madame MOUGIN a relu et corrigé la première frappe.

Je dis enfin mon amitié et ma reconnaissance à toutes les personnes qui m'ont accompagné et guidé sur le terrain, et à tous ceux, souvent cruellement démunis, qui m'ont accordé leur hospitalité.

Ma femme et mes enfants ont partagé mon expérience mexicaine. Ils ont accepté de longues absences et vécu la réalisation de ce travail. C'est à eux que je dois l'essentiel.

R E S U M E

Les modalités paléogéographiques et tectoniques du passage du système cordilléraire occidental nord-américain au domaine caraïbe sont abordées à partir d'études géologiques régionales de divers secteurs du Mexique méridional. Le mémoire comporte six parties. Les cinq premières sont consacrées à la stratigraphie et à l'évolution paléogéographique et structurale des secteurs étudiés. Les données sont complétées par des observations en dehors de ces secteurs et par l'information bibliographique concernant l'ensemble des grands domaines géologiques sud-mexicains et centro-américains. La sixième partie a pour objet, partant des données géologiques du Mexique méridional et de l'Amérique Centrale et en les intégrant dans un cadre très large, de proposer un modèle d'évolution géodynamique allant de la reconstruction de la partie occidentale de la pangée permo-triasique au dispositif actuel des plaques nord et sud-américaines, de la plaque caraïbe et de la plaque de Cocos.

Dans l'introduction le Mexique méridional est d'abord situé dans son cadre géologique et géodynamique actuel. On définit, de façon nouvelle, ses grands domaines continentaux en s'appuyant sur leurs particularités stratigraphiques, la polarité orogénique des édifices montagneux - schématiquement la structuration est de plus en plus récente d'Ouest en Est -, leur vergence, orientale en règle générale, et la présence de limites faillées majeures. Du domaine marin Golfe du Mexique - mer des Caraïbes à l'Est, à l'Océan Pacifique, à l'Ouest, ces grands ensembles sont :

1°/- *L'avant-pays maya*, tabulaire.

2°/- *Le domaine olmèque et chiapanèque* prolongé par le domaine *quiché* au Nord de l'Amérique Centrale et les "Mexican Ridges" immergées du Golfe du Mexique. C'est une large ceinture plissée occupant la position la plus externe. Les terrains sédimentaires mésozoïques et tertiaires, de type plate-forme reposent sur un socle paléozoïque affleurant dans la partie interne de la ceinture. Elle a été structurée tardivement, au Miocène supérieur.

3°/- *La Sierra de Juarez*. Elle est située dans le prolongement de la Sierra Madre Orientale du Mexique septentrional. C'est un édifice montagneux chevauchant la ceinture plissée précédente et comportant notamment des sédiments mésozoïques épimétamorphisés à éléments ophiolitiques. Sa structuration est antérieure à celle de la ceinture externe, polyphasée, due aux phases subhercynienne et laramienne principalement.

4°/- *Le bloc d'Oaxaca*. C'est un haut-plateau situé à l'Ouest de la Sierra de Juarez contre laquelle il bute par failles verticales (système cuicatèque). Le socle précambrien et paléozoïque affleure largement. La

couverture mésozoïque néritique de sa région centrale est peu déformée. Celle de ses bordures orientale et occidentale, à cachet plus profond, a été fortement plissée et cisailée au cours de la phase laramienne.

5°/- *Le système cordilléraire occidental nord-américain.* Il est représenté par des terrains appartenant à son extrémité méridionale. Ils chevauchent la bordure occidentale du bloc d'Oaxaca. Il s'agit principalement de roches volcanogènes andésitiques d'âge Jurassique supérieur à Cénomaniens. Cette partie de la ceinture marginale pacifique mésozoïque a été structurée au cours des phases "orégonienne", subhercynienne ? et laramienne.

Les trois derniers ensembles sont largement cachetés par des molasses continentales tertiaires discordantes et par des formations volcaniques andésitiques cénozoïques. Le volcanisme anté-miocène se rattache à celui de la Sierra Madre Occidentale du Mexique septentrional. Le volcanisme plus récent s'est déplacé progressivement vers l'Ouest et n'existe dans la ceinture plissée externe que depuis 3 m.a.

L'édifice plissé externe, la ceinture olmèque, chiapanèque et quiché, est limité au Sud par le système décrochant sénestre Polochic-Motagua et son prolongement mexicain jusqu'à la côte pacifique du Chiapas, éléments du réseau de failles de la frontière nord-caraïbe actuelle. Les autres édifices sont tronqués au Sud par l'un des paléo-prolongements occidentaux de la frontière nord-caraïbe, le système de failles Atoyac, parallèle aux côtes méridionales du Mexique, à l'Ouest de l'isthme de Tehuantepec.

Le système Atoyac et la fosse d'Acapulco sont les limites nord et sud d'un paléo-couloir de cisaillement sénestre de largeur comparable au couloir actif nord-caraïbe centro-américain encadré par les failles des systèmes Polochic et Jocotán-Chamelecón. Au paléo-couloir mexicain correspond la province physiographique de la Sierra Madre du Sud s.s., lanière du système cordilléraire occidental juxtaposée par coulissage sénestre aux régions méridionales du bloc d'Oaxaca et de la Sierra de Juarez.

1ère PARTIE

STRATIGRAPHIE, EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DU SECTEUR NORD-OCCIDENTAL DU CHIAPAS. ORGANISATION DE L'ENSEMBLE DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE.

A. STRATIGRAPHIE - PALEOGEOGRAPHIE.

1°/- Le socle.

Il affleure au Chiapas le long de la marge pacifique actuelle, du système Polochic à l'isthme de Tehuantepec et en Amérique Centrale de la côte pacifique à la mer des Caraïbes au niveau et au Nord de la frontière nord-caraïbe . Il comprend trois grands ensembles :

a- Des formations métamorphiques calédoniennes, sans doute exclusivement cambro-ordoviciennes.

b- Des formations sédimentaires néritiques hercyniennes d'âge Carbonifère à Permien moyen.

c- Des plutons granitiques permo-triasiques dont le principal est le gigantesque batholite côtier du Chiapas.

Les formations hercyniennes ont été plissées au cours de phases orogéniques contemporaines des phases Wichita et appalachienne. L'émersion est générale durant le Permien supérieur. Ces formations ne se rattachent pas à la ceinture externe des Appalaches mais à l'édifice hercynien du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud dont elles ont été séparées par l'ouverture de la Tethys mésozoïque à l'emplacement de la plaque caraïbe.

2°/- La couverture.

Elle est constituée par des dépôts molassiques continentaux discordant sur le socle, des séries néritiques mésozoïques essentiellement carbonatées, des séries terrigènes marines ou continentales d'âge pliocène à miocène moyen. Elles sont surmontées en discordance angulaire par des dépôts fluvio-lacustres ou localement marins et des formations volcaniques plio-quadernaires.

a- Les formations anté-pliocènes :

1°/- La molasse continentale post-appalachienne.

Elle est à faciès Nouveaux Grès Rouges, repose en discordance

angulaire sur l'édifice hercynien et les plutons permo-triasiques et renferme des coulées volcaniques d'âge jurassique moyen et oxfordien.

2°/- Les séries néritiques mésozoïques.

La transgression mésozoïque, d'origine téthysienne, est annoncée par des évaporites et des intercalations marines d'âge jurassique moyen au sommet de la molasse post-appalachienne. Elle ne débute franchement qu'à l'Oxfordien, en même temps que l'ouverture océanique du Golfe du Mexique, et atteint un premier maximum d'extension à la fin du Jurassique.

Les faciès et la distribution des séries d'âge néocomien à aptien montrent un recul du rivage au Chiapas, contemporain de la transgression de l'avant-pays maya. On l'interprète comme l'une des conséquences de l'abandon de l'ouverture océanique au niveau du Golfe du Mexique et de la progression vers l'Ouest de la Tethys éocétacée par un chemin différent.

Le socle est totalement submergé à partir de l'Albien. De l'Albien au Sénonien inférieur se dépose une puissante série de calcaires de plate-forme.

Le Campano-Maestrichtien est caractérisé dans le domaine olmèque et les régions internes des domaines chiapanèque et quiché par des dépôts détritiques littoraux. Ailleurs la sédimentation demeure carbonatée néritique.

3°/- Les séries terrigènes tertiaires.

Le Paléocène est détritique dans le domaine olmèque, à faciès bréchiq et marneux dans les régions chiapanèques nord-occidentales découpées par un réseau de failles synsédimentaires, carbonaté néritique principalement dans le reste du domaine chiapanèque et le domaine quiché.

La limite Paléocène-Eocène correspond à une régression importante. Des molasses continentales rouges se déposent durant l'Eocène inférieur dans la majeure partie du domaine chiapanèque et le domaine quiché. Dans le domaine olmèque la sédimentation détritique marine se poursuit.

De l'Eocène moyen au Miocène moyen, de part et d'autre d'une ligne de rivage fluctuante, s'accumulent des séries détritiques, marines et très épaisses dans le domaine olmèque et le Nord-Ouest du domaine chiapanèque, continentales et moins puissantes dans le Sud-Est de ce domaine et dans le domaine quiché.

b- Les formations plio-quaternaires discordantes :

Elles comprennent :

- Des sédiments fluvio-lacustres déposés dans des cuvettes synclinales nées de la tectonique post-Miocène moyen.

- Des sédiments marins d'âge pliocène moyen localisés au voisinage du Golfe du Mexique.

- Des formations volcaniques calco-alcalines et des plutons hypoabyssaux alignés parallèlement à la côte du Pacifique et engendrés par la subduction de la plaque de Cocos.

- Des épanchements alcalins et hyper-alcalins sur la bordure ouest du Golfe, liés à la distension récente de sa marge.

B. TECTONIQUE.

La structuration du domaine externe résulte de la superposition de plusieurs phases tectoniques. On reconnaît :

1°/- Une distension précoce, triasico-jurassique :

Elle découpe le bâti paléozoïque en horsts et grabens et permet l'ascension de matériel volcanique. Elle entre dans le cadre de la distension triasico-jurassique du Golfe du Mexique et de ses marges due à la progression de la Tethys. A la hauteur du Golfe celle-ci ne dépassera pas un stade océanique restreint. La Tethys abandonnera cette voie dans sa progression vers l'Ouest, à la limite du Jurassique et du Crétacé.

2°/- Une phase orogénique subhercynienne :

Elle détermine l'émersion, à la limite Sénonien inférieur - Sénonien supérieur, et l'érosion des régions internes du domaine chiapanèque. C'est le contre-coup d'une phase compressive majeure, subhercynienne, connue dans le domaine caraïbe, et dont le rôle est aussi essentiel à l'arrière du domaine externe du Mexique méridional.

3°/- Une phase orogénique cassante laramienne au Paléocène :

Elle provoque la fracturation du domaine chiapanèque dès la limite du Crétacé et du Paléocène et se termine avec l'émersion, à la limite du Paléocène et de l'Eocène, de la plus grande partie du domaine chiapanèque et de la totalité du domaine quiché.

Cette fracturation est mise en relation avec la naissance du proto-système Polochic-Motagua et l'ouverture du bassin du Yucatan.

4°/- Une phase compressive majeure "chiapanèque", au Miocène supérieur :

C'est la phase essentielle. La couverture, décollée au niveau des évaporites, se déforme en dessinant des plis de style jurassien. Simultanément les accidents laramiens réactivés jouent en décrochements sénestres, provoquant des torsions axiales et des chevauchements de portée limitée. De façon similaire, mais à l'échelle du domaine, la terminaison méridionale de l'édifice subit une torsion générale due au jeu décrochant sénestre du système Polochic-Motagua.

Cette tectonique transpressive est la conséquence du passage, à l'arrière du domaine externe, du bloc du Honduras, détaché du Mexique à la hauteur de la fosse d'Acapulco.

5°/- Une néotectonique distensive plio-quadernaire :

Elle se traduit notamment par la présence au Chiapas d'un vaste graben en voie de formation, parallèle à la côte pacifique, homologue des grabens côtiers centro-américains.

La néotectonique distensive résulte du régime "convergence - extension" entre la plaque de Cocos et la plaque nord-américaine au droit du domaine chiapanèque. Ce même régime, au Sud du système Polochic-Motagua, entre la plaque de Cocos et l'arrière de la plaque caraïbe, a provoqué la formation des grabens côtiers centro-américains.

En conclusion, l'accent est mis sur des différences entre le domaine olmèque, chiapanèque et quiché et la Sierra Madre Orientale dont il n'est pas le prolongement méridional comme on l'admet. On effectue par ailleurs une comparaison entre le "modèle chiapanèque" et le modèle du Jura français.

2ème PARTIE

LES REGIONS CENTRALES ET MERIDIONALES DE L'ISTHME DE TEHUANTEPEC

Les formations de la région de l'isthme de Tehuantepec appartiennent à trois des grands domaines géologiques sud-mexicains. Du Nord - Nord-Est au Sud - Sud-Ouest :

- le socle et la couverture du domaine externe ;
- la Sierra de Juarez à son extrémité méridionale ;
- la lanière cordilléraise de la Sierra Madre du Sud s.s. à son extrémité orientale.

A. LE SOCLE ET LA COUVERTURE DU DOMAINE EXTERNE.

1°/- Stratigraphie :

a- Le socle.

Il est représenté à l'Est de l'isthme, par le batholite permotriasique du Chiapas et à l'Ouest, par le batholite de la Mixtequita de même âge.

b- La couverture.

La couverture septentrionale des batholites est celle du domaine olmèque et chiapanèque. Leur couverture axiale et méridionale est constituée par :

1. la molasse continentale post-appalachienne ;
2. une série littorale d'âge jurassique supérieur localisée à la dépression nord-sud comprise entre les deux batholites ;
3. des calcaires de plate-forme appartenant à une série d'âge albien à sénonien inférieur, érodée en plus grande partie et reposant directement sur la molasse post-appalachienne dans les régions méridionales de l'isthme.
4. des dépôts continentaux plio-quaternaires discordants.

2°/- Tectonique :

On reconnaît au niveau du socle et de sa couverture axiale et méridionale :

a- Une phase distensive précoce.

Liée à la distension triasico-jurassique du Golfe du Mexique, elle explique la localisation du Jurassique supérieur marin dans un couloir tectonique compris entre les batholites permo-triasiques.

b- Une phase compressive subhercynienne.

Elle provoque la surrection pré-campano-maestrichtienne du socle et le plissement de sa couverture méridionale, molasse post-appalachienne comprise.

c- Une phase compressive laramienne.

Elle s'effectue "à sec" et reprend les structures plissées durant la phase précédente selon une direction légèrement oblique. Au cours de cette phase les formations de la Sierra de Juarez viennent chevaucher la couverture méridionale des batholites permo-triasiques.

d- Un épisode compressif chiapanèque possible qui a pu induire de nouvelles torsions axiales.

e- Un faillage néotectonique.

Les failles triasico-jurassiques ont été réactivées récemment et une forte sismicité jalonne actuellement les accidents isthmiques. Cette néotectonique est sans doute due à la segmentation de la plaque de Cocos à la hauteur de la limite de la fosse d'Acapulco et de la fosse centro-américaine.

B. L'EXTREMITÉ MÉRIDIIONALE DE LA SIERRA DE JUAREZ.

Elle comprend trois grandes unités tectoniques à stratigraphie distincte, limitées par des failles inverses inclinées vers le Pacifique, des plutons granitiques et des formations continentales discordantes.

1°/- Stratigraphie :

a- Les formations mésozoïques des trois unités tectoniques.

1. Unité frontale. Elle est formée par :

1.1. A la base, une série détritique épimétamorphique, originellement continentale (molasse post-appalachienne métamorphisée).

1.2. Des marbres concordants à rudistes albo-cénomaniens.

2. Unité intermédiaire.

Elle est formée par :

2.1. A la base, une série détritique épimétamorphique originellement marine, d'âge probable néocomien-aptien, métamorphisée au Campanien inférieur.

2.2. Des marbres concordants en petits bancs et à lits sili-
ceux.

3. Unité principale.

Elle est constituée essentiellement par les formations mésozoïques du bassin "cuicatèque" qui comprennent ici :

3.1. A la base, une série de schistes épimétamorphique à métagrauwackes et métatufs, renfermant des lentilles de serpentinites, où s'intercalent des coulées diabasiques.

3.2. Des schistes chloriteux et sériciteux et des quartzites dépourvus d'éléments ophiolitiques.

3.3. Des marbres concordants d'âge albo-cénomaniens.

La distribution des faciès de ces trois unités montre le passage d'Est en Ouest de la plate-forme carbonatée mésozoïque à un bassin présentant des caractères océaniques. Le bassin cuicatèque est regardé comme une dépendance téthysienne prolongeant le bassin océanique guatémaltèque dont les formations, à cachet océanique plus marqué, sont débitées en lanières dans le couloir de cisaillement Polochic-Jocotán-Chamelecón.

3.4. Des plutons tectonisés d'âge crétacé supérieur traversent les formations du bassin cuicatèque.

3.5. Des formations sédimentaires discordantes rouges sont attribuées au Campano-Maestrichtien.

b- Les formations discordantes tertiaires. Elles comprennent :

1. A la base, une épaisse molasse continentale rouge post-laramienne attribuée à l'Eocène et à l'Oligocène.

2. Des formations volcanogènes et des plutons cogénétiques, d'âge miocène, liés à la subduction de la paléo-plaque de Cocos.

2°/- Tectonique :

On reconnaît :

a- Une phase distensive précoce.

Elle a permis l'individualisation du bassin cuicatèque. Cette phase n'est pas liée à la distension triasico-jurassique du Golfe du Mexique

mais à la séparation complète de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud réalisée par l'ouverture de la Téthys éocénétique à la hauteur de la plaque caraïbe.

b- Une phase compressive subhercynienne, responsable du premier plissement et du métamorphisme des formations du bassin cuicatèque et suivie de la mise en place de plutons granitiques.

c- Une phase compressive laramienne qui a provoqué de nouvelles déformations plicatives et a individualisé par faillage inverse les différentes unités tectoniques.

d- Une tectonique décrochante post-laramienne caractérisée par de très importantes failles coulissantes sénestres, parallèles à la côte actuelle du Pacifique. Elle se rattache au système Atoyac qui a tronqué l'extrémité de la Sierra de Juarez et placé à son contact la lanière cordillère occidentale de la Sierra Madre du Sud s.s. La fossilisation des décrochements par le volcanisme et les intrusifs miocènes engendrés par la subduction de la paléo-plaque de Cocos permet de préciser la chronologie de la dérive du bloc du Honduras et de quantifier son taux.

C. L'EXTREMITÉ ORIENTALE DE LA SIERRA MADRE DU SUD S.S.

C'est une partie de la lanière cordillère occidentale, d'orientation W-NW - E-SE, comprise entre les décrochements du système Atoyac et la fosse d'Acapulco. Elle est subdivisée en trois unités tectoniques chevauchantes limitées par des cisaillements inclinés vers le Pacifique. Ces unités sont formées d'un socle métamorphique ancien et d'une couverture de terrains mésozoïques épimétamorphiques, essentiellement volcanogènes, surmontés de molasses marines discordantes. L'ensemble est traversé par de nombreux intrusifs et en partie cacheté par des dépôts continentaux tertiaires.

1°/- Stratigraphie :

a- Le socle.

Il est formé de migmatites à paléosome d'amphibolites, de gneiss et de micaschistes calédoniens.

b- La couverture mésozoïque.

1. Les formations épimétamorphiques.

Elles débutent par des roches métadétritiques (molasse post-appalachienne métamorphisée). Elles sont surmontées par un ensemble métavolcanique andésitique et métavolcano-détritique renfermant des lentilles de marbres à rudistes albo-cénomaniens (arc Chontal). On le compare aux autres formations volcanogènes d'âge jurassique supérieur-cénomaniens de la terminaison méridionale du système cordillérain occidental.

2. Les molasses marines.

Elles présentent une nette polarité latérale et sont datées du Maestrichtien vers leur sommet.

c- Les intrusifs granitiques.

Ils occupent de vastes superficies. On distingue des plutons tectonisés d'âge crétacé supérieur et des plutons d'âge miocène associés au volcanisme de même âge.

d- Les dépôts continentaux tertiaires.

Comme dans la Sierra de Juarez des molasses continentales rouges post-laramiennes sont surmontées par des formations volcaniques d'âge miocène.

2°/- Tectonique :

On reconnaît :

a- Une phase compressive "orégonienne" responsable du plissement et du métamorphisme des séries à dominante volcanique et suivie de la mise en place de plutons granitiques. On la situe à la limite du Cénomanién et du Turonien.

b- Une phase compressive laramienne qui a provoqué le plissement des molasses marines campano-maestrichtiennes et induit les cisaillements de la couverture et du socle.

c- Une tectonique décrochante post-laramienne qui rejoint celle de l'extrémité sud de la Sierra de Juarez.

En conclusion on insiste sur la présence de faciès de transition entre le domaine externe et la Sierra de Juarez, leur absence entre la Sierra de Juarez et la Sierra Madre du Sud s.s., le rôle et l'âge des décrochements de la paléo-frontière des plaques nord-américaine et caraïbe.

3ème PARTIE

LE PROLONGEMENT DU SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA DE LA FRONTIERE MEXICANO-GUATEMALTEQUE A L'OCEAN PACIFIQUE.

On effectue d'abord le point des données relatives à la géométrie, au sens, à la valeur et à l'âge des failles du système Polochic-Motagua en Amérique Centrale et de celles qui concernent la géologie des édifices ou des lambeaux d'édifices qu'elles placent vis-à-vis. En particulier la stratigraphie et l'histoire tectonique du bloc du Honduras sont réinterprétées. On souligne ses différences avec le domaine externe chiapanèque et quiché et ses analogies avec le bloc d'Oaxaca.

L'extrémité du système Polochic-Motagua jusqu'à la plaine côtière du Pacifique est décrite et son prolongement probable en mer discuté.

Au Mexique les failles du système Polochic-Motagua placent vis-à-vis des terrains appartenant à trois ensembles géologiques distincts. Ce sont du Nord au Sud :

I. LE SOCLE ET LA COUVERTURE DU DOMAINE CHIAPANEQUE AU NORD DU SYSTEME POLOCHIC.

II. UNE SERIE VOLCANO-PLUTONIQUE ANDESITIQUE EPIMETAMORPHIQUE ENTRE LES SYSTEMES POLOCHIC ET MOTAGUA.

On la rattache au système cordilléraire occidental. Elle représente un témoin de la ceinture volcanique mésozoïque de la marge pacifique du bloc du Honduras, généralement cachée sous le volcanisme cénozoïque et déplacée d'environ 1000 km par rapport à la ceinture marginale mexicaine par le jeu du système Polochic-Motagua durant le Cénozoïque.

III. UN BATHOLITE MIOCENE AU SUD DU SYSTEME MOTAGUA.

C'est un important pluton granitique d'âge miocène et non le prolongement du batholite paléozoïque du Chiapas qui supporte les volcans septentrionaux de la cordillère côtière centro-américaine.

La zone faillée constitue au Mexique un large couloir de cisaillement sénestre évolué. Des chevauchements au voisinage des décrochements principaux et une composante verticale récente indiquent l'alternance d'épisodes transpressifs et transtensifs.

L'ensemble du système Polochic-Motagua est interprété de façon analogue. Le rétablissement en Amérique Centrale des zones isopiques mésozoïques conformément à la succession logique reconnue au Mexique méridional nécessite des déplacements latéraux considérables au cours du Cénozoïque. Ils sont confirmés notamment par la distribution des ceintures calco-alcalines cénozoïques de la marge pacifique mexicaine et centro-américaine.

4ème PARTIE

LA SIERRA DE JUAREZ DANS LA REGION DU RIO GRANDE D'OAXACA

La région du Rio Grande d'Oaxaca est située dans la partie septentrionale de la Sierra de Juarez. On distingue deux grands domaines. L'un oriental, externe, formé de terrains sédimentaires mésozoïques de plate-forme ; l'autre occidental, interne, où les formations mésozoïques sont celles du bassin cuicatèque. Le domaine interne chevauche le domaine externe et chacun d'eux est subdivisé en unités chevauchantes, toutes à vergence orientale. A l'Est de la limite géographique occidentale de la Sierra de Juarez les formations du bassin cuicatèque sont chevauchées par des unités dont les terrains sont semblables à ceux du socle d'Oaxaca. Leur front est la limite géologique de ce bloc.

A. LE DOMAINE EXTERNE.

1°/- Stratigraphie - Paléogéographie :

Les faciès des terrains mésozoïques et paléocènes sont voisins de ceux de la ceinture externe. Les premiers dépôts marins reposant sur la molasse continentale post-appalachienne sont d'âge jurassique supérieur et d'extension limitée ainsi que ceux d'âge néocomien-aptien. La transgression se généralise à la base de l'Albien.

De l'Albien au Sénonien inférieur se déposent de puissantes séries carbonatées de plate-forme. Le Sénonien supérieur et le Paléocène sont caractérisés par des apports terrigènes. Cette succession est également parente de celle des formations des régions orientales de la Sierra Madre Orientale. Comme cette dernière, le domaine externe de la Sierra de Juarez émerge à la fin du Paléocène et demeurera émergé par la suite.

2°/- Tectonique :

a- La tectonisation subhercynienne du domaine interne est reflétée par l'apparition de faciès détritiques au Campano-Maestrichtien.

b- La phase compressive laramienne est l'évènement tectonique majeur. Elle provoque le plissement et l'émergence des séries mésozoïques - paléocènes et la structuration de l'édifice en diverses unités chevauchantes.

B. LE DOMAINE INTERNE.

1°/- Stratigraphie :

a- Des formations anté-mésozoïques affleurent à la base de l'une des unités orientales. Il s'agit de micaschistes rapportés au Paléozoïque supérieur.

b- Les formations mésozoïques, en partie épimétamorphisées, comportent :

1. Une série métadétritique continentale peu épaisse présente au-dessus des micaschistes de l'unité orientale.

2. Des schistes sériciteux, chloriteux et graphiteux à lentilles de serpentinites et de marbres, datés du Valanginien, et à intercalations diabasiques à chimisme alcalin.

3. Des schistes et grès sériciteux et des calcaires détritiques d'âge hauterivien à aptien.

4. Des calcaires à lits siliceux plus ou moins recristallisés d'âge albien et cénomanien.

5. Un puissant flysch d'âge turonien et sénonien inférieur.

c- Les formations tertiaires. Elles débutent par des molasses continentales rouges discordantes. Elles sont surmontées d'épanchements volcaniques associés à des plutons granitiques. Ils représentent la limite nord du magmatisme calco-alcalin miocène du Sud-Est du Mexique.

2°/- Tectonique :

On reconnaît :

a- Une phase distensive précoce. Les données radiométriques et stratigraphiques permettent de situer l'ouverture du bassin cuicatèque à la limite du Jurassique et du Crétacé et la fin de son activité magmatique extensive à l'Hauterivien.

b- Une phase compressive subhercynienne responsable du premier plissement et du métamorphisme des séries du bassin cuicatèque, du charriage du domaine interne sur le domaine externe et de son émergence.

c- Une phase compressive laramienne plissant à nouveau l'édifice et provoquant des cisaillements qui affectent aussi le socle de la marge occidentale du bassin.

d- Une phase compressive d'âge miocène inférieur déterminant de larges plis de fond.

e- Une tectonique cassante cénozoïque dont les manifestations les plus spectaculaires sont les failles du système cuicatèque. Elles présentent une composante horizontale sénestre mais les déplacements latéraux sont restés limités. Ce réseau se superpose aux accidents crustaux éocrétaqués et son activité durant le Cénozoïque est liée à l'évolution de la marge pacifique.

C. LES UNITES DE SOCLE.

Deux unités de terrains fortement métamorphiques chevauchent les formations du bassin cuicatèque.

- *La première* est constituée de gneiss cataclastiques que l'on rattache au socle grenvillien du bloc d'Oaxaca.

- *La seconde* est constituée de migmatites que l'on rattache au socle calédonien d'Oaxaca. Elles sont traversées par des plutons holomélanocrates à mésocrates dont les âges radiométriques se situent à la limite du Jurassique et du Crétacé.

La portée du chevauchement du bloc d'Oaxaca sur le bassin cuicatèque est d'au moins 12 km.

5ème PARTIE

LA BORDURE ORIENTALE DU BLOC D'OAXACA ENTRE DOMINGUILLO ET OAXACA ET LA COUVERTURE MESOZOÏQUE DES REGIONS CEN- TRALES DU BLOC AU SUD-OUEST D'OAXACA.

Le bloc d'Oaxaca est constitué d'un socle métamorphique et sédimentaire précambrien et paléozoïque et d'une couverture sédimentaire mésozoïque dont les faciès sont plus profonds sur les bordures du massif que dans ses régions centrales. Elle est surmontée en discordance par des dépôts continentaux cénozoïques.

A. STRATIGRAPHIE.

1°/- Le Socle :

a- Le socle précambrien et paléozoïque inférieur.

On distingue de part et d'autre d'une suture éclogitique et ophiolitique taconique :

- à l'Est, un socle "zapotèque", formé de granulites et de massifs anorthositiques précambriens rattachés à la ceinture grenvillienne nord-américaine, surmontés de rares lambeaux sédimentaires d'âge trémadocien ;

- à l'Ouest, un socle "mixtèque", formé de séries métamorphiques cambro-ordoviciennes à cachet océanique.

b- Le socle paléozoïque supérieur.

Il est représenté par quelques témoins de séries néritiques ou continentales peu déformées, d'âge carbonifère et permien, reposant en discordance sur les socles zapotèque et mixtèque.

On discute le problème de la situation des formations du socle d'Oaxaca au sein des ceintures calédonienne et hercynienne américaines.

2°/- La couverture mésozoïque :

a- La couverture mésozoïque de la bordure orientale du massif.

Elle débute par la molasse continentale post-appalachienne d'épaisseur réduite à nulle. Les formations marines peuvent être groupées en trois ensembles :

1. Une série détritique d'âge berriasien à aptien.
2. Des calcaires à lits siliceux et à microfaune pélagique d'âge albien et cénomaniens.
3. Un flysch d'âge turonien et sénonien inférieur.

Les parentés sédimentaires et faunistiques de ces ensembles et des séries originelles partiellement épimétamorphisées du domaine interne de la Sierra de Juarez, permettent de regarder la bordure orientale du massif d'Oaxaca comme la marge occidentale du bassin à ophiolites cuicatèque.

b- La couverture mésozoïque des régions centro-méridionales du massif.

1. La série détritique d'âge berriasien à aptien s'amenuise puis disparaît.
2. Les calcaires à lits siliceux d'âge albien et cénomaniens passent à des calcaires fréquemment dolomitiques à rudistes et miliolidés.
3. Le flysch marin d'âge turonien et sénonien inférieur passe à une série essentiellement continentale de couleur rouge. La sédimentation se poursuit avec les mêmes caractères jusqu'au Paléocène.

Cette couverture mésozoïque est analogue à celle des régions septentrionales du bloc du Honduras.

Par ailleurs, dans les régions centrales et septentrionales du massif, des intercalations marines d'âge jurassique moyen dans la molasse continentale post-appalachienne et des sédiments marins d'âge jurassique supérieur, plus étendus, montrent que la transgression téthysienne à partir du Golfe du Mexique s'est avancée largement vers l'Ouest en empruntant, semble-t-il, une dépression située à l'emplacement de la suture tectonique.

3°/- Les dépôts discordants tertiaires :

Les séries molassiques continentales rouges post-laramiennes sont particulièrement puissantes à la limite du bloc d'Oaxaca et de la Sierra de Juarez.

L'activité volcanique s'est manifestée dès l'Oligocène à l'Ouest du massif. A l'Est, elle n'est apparue qu'au Miocène.

B. TECTONIQUE.

1°/- Phase "orégonienne" :

L'émersion des régions centrales du bloc d'Oaxaca à partir du Turonien est liée à la tectonisation "orégonienne", à la limite du Cénomaniens et du Turonien, de l'extrémité méridionale du système cordillérain occi-

dental, charrié sur la bordure occidentale du bloc d'Oaxaca. L'érosion de cet édifice alimente à partir du Turonien un flysch peu profond à l'avant du front chevauchant. Les apports terrigènes du flysch de la bordure orientale du bloc d'Oaxaca et du domaine interne de la Sierra de Juarez proviennent des régions émergées du bloc d'Oaxaca.

2°/- Phase subhercynienne ?

La fermeture du bassin cuicatèque à la limite du Sénonien inférieur et du Sénonien supérieur résulte du rapprochement du bloc d'Oaxaca-Honduras et de la plate-forme orientale sud-mexicaine. Il est probable qu'au cours de ce déplacement, la bordure orientale du bloc d'Oaxaca ait subi une première tectonisation. Elle est difficile à mettre en évidence, en raison de l'absence de séries campano-maestrichtiennes, due, peut-être, à une émergence. D'autre part la généralisation des faciès détritiques à partir du Campanien sur la bordure occidentale du bloc d'Oaxaca et dans ses régions centrales peut témoigner d'une reprise tectonique de l'édifice orégonien occidental.

3°/- Phase laramienne :

Les bordures orientale et occidentale du bloc d'Oaxaca ont subi au cours de cette phase une intense déformation plicative et cisailante, cette dernière étant surtout marquée au niveau de la bordure occidentale sur laquelle s'est avancé davantage le front de l'édifice orégonien (- subhercynien ?).

La couverture des régions centrales, comme celle des régions septentrionales du bloc du Honduras, n'a été que peu déformée.

4°/- Phase Miocène inférieur :

La tectonique de plis de fonds d'âge miocène inférieur est particulièrement bien exprimée sur la bordure orientale du massif.

5°/- La tectonique cassante cénozoïque :

Le bloc d'Oaxaca est découpé par de nombreuses failles. Elles appartiennent directement ou sont à rapprocher :

- d'une part aux failles du système cuicatèque d'orientation générale Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est ;

- d'autre part, au système Atoyac d'orientation générale Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est et Est - Nord-Est - Ouest - Sud-Ouest paléofrontière décrochante sénestre des plaques nord-américaine et caraïbe.

Contrairement à la marge continentale pacifique du Chiapas et de l'Amérique Centrale faisant face à la fosse centro-américaine, il n'existe

pas, face à la fosse d'Acapulco, de grabens récents parallèles à la côte. Un certain nombre d'indices laissent supposer qu'à cette hauteur le régime actuel plaque de Cocos - plaque nord-américaine est de type "convergence compression".

6ème PARTIE

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU MEXIQUE MERIDIONAL ET DES DOMAINES VOISINS DANS LE CADRE DE LA TECTONIQUE DE PLAQUES.

Les données géologiques essentielles sont résumées et interprétées à partir d'une coupe générale du Mexique méridional allant du Golfe du Mexique à la fosse d'Acapulco. L'évolution géodynamique est envisagée en termes d'interactions de plaques lithosphériques, en faisant intervenir les plaques nord et sud américaines, les plaques et paléo-plaques du Pacifique oriental, la Téthys mésozoïque, la paléo-plaque caraïbe mésozoïque et la plaque caraïbe cénozoïque.

A. LA PANGEE OCCIDENTALE.

Les difficultés de reconstruction géométrique de la partie occidentale de la Pangée permo-triasique sont levées en faisant coulisser d'environ 1100 km le bloc du Honduras à la hauteur du système Polochic-Motagua et de la fosse d'Acapulco pour l'accoler aux côtes méridionales du Mexique et en déplaçant vers l'Ouest d'environ 800 km l'ensemble Mexique - Amérique Centrale ainsi formé le long du linéament transcontinental nord-américain Caltam. Cette reconstruction conduit à diverses remarques concernant les ceintures précambriennes et paléozoïques qui apparaissent toujours tronquées presque perpendiculairement à la côte du Pacifique. On admet que cette troncature est due à la naissance du Pacifique mésozoïque par rifting, au Trias, âge des premières séries transgressives de la marge pacifique américaine, et que le Pacifique paléozoïque s'est résorbé par subduction à l'Ouest de l'élément pangéen isolé, au fur et à mesure de son éloignement.

B. ETAPE TRIAS - JURASSIQUE MOYEN.

Elle est caractérisée, à la périphérie du Golfe du Mexique, par une fracturation accompagnée de manifestations volcaniques, due à la progression vers l'Ouest de la Téthys, des avancées marines au Lias et au Jurassique moyen et le dépôt de puissantes séries évaporitiques.

Sur la marge pacifique transgressée au Trias, le volcanisme engendré par la subduction océanique débute au Jurassique moyen.

C. ETAPE JURASSIQUE SUPERIEUR.

Dans le domaine téthysien c'est l'étape de l'ouverture océanique du Golfe du Mexique, compensée par un coulissage de 800 km le long du linéa-

ment Caltam et accompagnée d'une large transgression parvenant jusqu'à la marge pacifique mexicaine.

Au niveau de la marge active pacifique le volcanisme andésitique se développe et s'individualise un bassin arrière-arc.

D. ETAPE NEOCOMIENNE.

L'ouverture océanique du Golfe du Mexique est terminée. La Téthys progresse alors à la hauteur de la future plaque caraïbe. Une digitation téthysienne individualise au Mexique le bassin intracratonique cuicatèque prolongé par le bassin de la Haute-Chaîne - Haut Plateau Central de la Sierra Madre Orientale. La séparation complète de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud se réalise. L'affrontement des domaines océaniques téthysien et pacifique donne naissance au proto-arc caraïbe engendré par subduction intra-océanique.

Le volcanisme andésitique se poursuit sur les marges actives nord et sud américaines.

E. ETAPE BARREMIEN - SENONIEN INFÉRIEUR.

L'éloignement de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud permet la pénétration entre ces continents d'un fragment de la croûte pacifique supportant l'arc caraïbe crétacé. A son front la Tethys est peu à peu résorbée par subduction et le bassin intracratonique mexicain perd toute activité.

Deux phases compressives majeures affectent le Mexique et l'Amérique Centrale :

- l'édifice volcanique andésitique mésozoïque pacifique subit une première tectonisation à la base du Crétacé supérieur, peut-être liée à la collision hétérochrone de blocs continentaux, séparés de la pangée par le rifting triasique, avec la marge pacifique ;

- à la limite du Sénonien inférieur et du Sénonien supérieur l'arc caraïbe entre en collision avec les marges passives nord et sud téthysiennes sur lesquelles il est charrié. La fermeture du bassin cuicatèque, serré entre le bloc Oaxaca-Honduras et le Mexique oriental, provoque le charriage de ses sédiments sur sa marge orientale.

F. ETAPE SENONIEN SUPÉRIEUR - PALEOCENE.

Les apports terrigènes provenant de l'érosion des édifices nés des phases tectoniques précédentes envahissent le Mexique, l'Amérique Centrale et le domaine caraïbe.

L'étape se termine par une nouvelle phase compressive majeure reprenant les édifices tectonisés et déformant intensément une grande partie de leur avant-pays.

Elle est due à la réorganisation du domaine océanique pacifique ayant donné naissance à la plaque Farallon et au proto-système Polochic-Motagua dont le jeu permet l'ouverture du bassin du Yucatan.

La configuration de la plaque caraïbe, où se trouve désormais intégré le bloc du Honduras, devient proche de ce qu'elle est actuellement. A son front la subduction de la croûte océanique atlantique engendre le volcanisme de la ride d'Aves.

G. ETAPE EOCENE - OLIGOCENE.

L'activité andésitique de la marge pacifique, qui a cessé depuis la base du Crétacé supérieur, reprend à l'Eocène moyen, en raison de la subduction de la plaque Farallon.

A la fin de l'Oligocène une partie de la dorsale Farallon entre en collision avec la marge pacifique mexicaine mettant un terme à l'activité volcanique à cette hauteur.

La plaque Farallon se segmente au niveau de la dorsale des Galapagos en deux plaques, la paléo-plaque de Cocos au Nord et la plaque de Nazca au Sud.

La transtension le long du système Polochic-Motagua provoque l'ouverture en "pull-apart basin" de la fosse caïman. Elle prend le relais du bassin du Yucatan et son fond océanique s'allonge de part et d'autre de la mini-ride d'expansion médio-caïman.

La réorganisation de la frontière nord-caraïbe a des répercussions dans les grandes Antilles et au niveau de la frontière sud de la plaque caraïbe qui sont affectées par des déformations compressives.

Les deux Amériques continuent de s'écarter. A La faveur du jeu décrochant sénestre du système Polochic-Motagua, au Nord, et, au Sud, de néo-décrochements dextres entre lesquels s'ouvrent de petits bassins, la plaque caraïbe progresse vers l'Est.

H. ETAPE MIOCENE.

La collision fini-oligocène d'une partie de la dorsale Farallon avec la marge pacifique mexicaine provoque des déformations en plis de fond au Miocène inférieur.

L'éloignement rapide du bloc du Honduras et du Mexique méridional, dû à la vitesse relative élevée de la plaque caraïbe, place peu à peu la paléo-plaque océanique de Cocos face aux côtes tronquées mexicaines. La subduction de la plaque océanique à la hauteur de la fosse d'Acapulco engendre un volcanisme marginal de plus en plus récent vers l'Est. Une lanière appartenant au système cordilléraire occidental est entraînée dans le couloir de cisaillement jusqu'à la hauteur de l'isthme de Tehuantepec.

Au Miocène supérieur s'ouvre dans la paléo-plaque de Cocos la néo-dorsale du Pacifique oriental qui progresse vers le Nord depuis la dorsale des Galapagos.

La conjonction de cette dernière réorganisation du domaine océanique pacifique et du passage du bloc du Honduras à l'arrière du domaine externe méridional nord-américain détermine sa tectonisation.

De nouvelles déformations affectent les régions circum-caraïbes, provoquées essentiellement par le déplacement de la plaque caraïbe mais aussi par le rapprochement, à une vitesse beaucoup plus lente, des deux Amériques.

I. ETAPE PLIO-QUATERNAIRE.

La dorsale du Pacifique oriental, prolongée par le système décrochant dextre de San Andreas parvient jusqu'au Golfe de Californie et isole du continent nord-américain la péninsule de basse Californie. La néo-configuration de la plaque de Cocos entraîne une nouvelle distribution spatiale du volcanisme andésitique. Il apparaît dans le domaine externe peu après son plissement, et au niveau de l'axe néo-volcanique transmexicain où sa localisation est largement conditionnée par la présence d'un paléo-réseau de failles.

Le régime plaque de Cocos - plaque nord-américaine est de type "convergence-compression" à la hauteur de la fosse d'Acapulco et de type "convergence-extension" à la hauteur de la fosse centro-américaine. Cette différence peut s'expliquer par l'histoire préalable distincte de ces deux parties de la fosse méso-américaine.

Les déformations transpressives, dues à la migration de la plaque caraïbe, à un taux moins élevé depuis le Pleistocène, et accentuées par la convergence des continents nord et sud américains, se poursuivent dans les régions circum-caraïbes. Au front de la plaque caraïbe le régime est de type "convergence-compression".

RESUMEN

Las modalidades paléogeográficas y tectónicas del paso del sistema cordillerano occidental norte americano al dominio caribe son abordadas a partir de estudios regionales de diversos sectores de México meridional. La memoria contiene seis partes. Las cinco primeras están consagradas a la estratigrafía y a la evolución paleogeográfica y estructural de los sectores estudiados. Los datos están completados por medio de observaciones hechas fuera de esos sectores y por la información bibliográfica concerniente al conjunto de los grandes dominios geológicos mexicanos y centro-americanos a los cuales pertenecen. La sexta parte tiene como objetivo, partiendo de los datos de México meridional y de América Central e integrándolos en un marco muy amplio, el de proponer un modelo de evolución geodinámica a partir de la reconstrucción de la Pangea permo-triásica para llegar al dispositivo actual de placas norte y sud-americanas, del caribe y de Cocos.

En la introducción, México meridional está situado primero dentro de su cuadro geológico y geodinámico actual. Se definen de una manera nueva sus grandes dominios continentales basándose sobre sus particularidades estratigráficas, las polaridades orogénicas de los edificios montañosos - esquemáticamente la estructuración es más y más reciente del Oeste al Este - su vergencia, oriental en regla general, y la presencia de límites de fallas mayores. Del dominio marino golfo de México - mar del Caribe, en el Este, al océano pacífico, en el Oeste, esos grandes dominios son los siguientes :

1°/- *El ante-país Maya*, tabular.

2°/- *El dominio olmeca y chiapaneca* prolongado por el dominio *quiché* en el norte de América Central y por los "Mexican Ridges" sumergidas del Golfo de México. Es un amplio cinturón, situado en posición externa de terrenos sedimentarios mesozoicos y terciarios de plata-forma, plegados tardamente y descansando sobre un basamento paleozoico aflorante en la parte interna del cinturón.

3°/- *La Sierra de Juárez* está situada en el prolongamiento de la Sierra Madre Oriental de México septentrional. Es un edificio montañoso cabalgando el cinturón plegado precedente y comprende, en particular, sedimentos mesozoicos epimetamorfisados con elementos ofiolíticos. Su estructuración es anterior a la del cinturón externo, polifásica, determinada por las fases subhercyniana y laramica principalmente.

4°/- *El bloque de Oaxaca*. Es un alti-plano situado al Oeste de la Sierra de Juárez con la cual su contacto se hace por fallas verticales (sistema cuicateco). El basamento precámbrico y paleozoico aflora amplia-

mente. La cobertura sedimentaria mesozoica, neritica, de sus regiones centrales esta poco deformada. La de sus bordes orientales y occidentales, con características más profundas, fue fuertemente plegada y cizallada durante la fase laramica.

5°/- *El sistema cordillerano occidental norte-americano* está representado por terrenos pertenecientes a su extremidad meridional. Cabalgan el borde occidental del bloque de Oaxaca. Se trata principalmente de rocas volcanogénicas andesíticas de edad jurasica tardía a cenomaniana. Esta parte del cinturón marginal pacífico mesozoico fue estructurada durante las fases "oregoniana", subherciniana (?) y laramica.

Los tres últimos conjuntos están ampliamente sellados por molasas continentales terciarias discordantes y por formaciones volcánicas andesíticas cenozoicas. El volcanismo ante-miocénico se relaciona al de la Sierra Madre Occidental de México septentrional. El volcanismo más reciente migró hacia el Oeste en el espacio y en el tiempo y existe en el cinturón externo solamente desde hace 3 m.a.

El edificio externo, el cinturón olmeca chiapaneca y quiché, está limitado al sur por el sistema transcurrente lateral izquierdo Polochic-Motagua y su prolongamiento mexicano hasta la costa pacífica de Chiapas, partes de la frontera norte caribeña actual.

Los otros edificios están truncados al Sur por uno de los paleoprolongamientos occidentales de la frontera norte-caribeña, el sistema de fallas transcurrentes Atoyac, paralelo a las costas meridionales de México al Oeste del istmo de Tehuantepec.

El sistema Atoyac y la fosa de Acapulco son los límites norte y sur de un paleo-corredor de cizallamiento izquierdo de ancho comparable al del corredor activo norte caribeño centro-americano, enmarcado por las fallas de los sistemas Polochic y Jocotán-Chamelecón. Al paleo-corredor mexicano corresponde la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur s.s., correá del sistema cordillerano occidental yuxtapuesta por desplazamiento lateral izquierdo a las regiones meridionales del bloque de Oaxaca y de la Sierra de Juárez.

PARTE I

ESTRAFIGRAFIA, EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y ESTRUCTURAL DEL SECTOR NORTE-OCCIDENTAL DE CHIAPAS. ORGANISACION DEL CONJUNTO DEL DOMINIO OLMECA, CHIAPANECA Y QUICHE.

A. ESTRAFIGRAFIA - PALEOGEOGRAFIA.

1º/- El basamento.

Aflora en Chiapas a lo largo de la margen pacífica actual, del sistema Polochic al istmo de Tehuantepec, y, en América Central, de la costa del pacífico al mar del caribe, a la altura y al norte de la frontera norte-caribeña. Comprende tres grandes conjuntos :

a- Formaciones metamórficas caledonianas probablemente unicamente cambro-ordovicianas.

b- Formaciones sedimentarias neríticas hercinianas de edad carbonífera a permico medio.

c- Plutones graníticos permo-triásicos, siendo el principal el enorme batolito costero de Chiapas.

Las formaciones hercinianas fueron plegadas durante fases orogénicas contemporáneas de las fases Wichita y apalachana. La emersión es general durante el Permico superior. Estas formaciones no se relacionan con el cinturón externo apalachano sino con el edificio herciniano del Nor-Oeste de América del Sur del cual fueron separadas por la abertura de la Tetis mesozoica en la ubicación de la placa del caribe.

2º/- La cobertura.

Está constituida por depósitos molasicos discordantes sobre el zócalo, series sedimentarias neríticas mesozoicas, esencialmente carbonatadas, series terrigenas marinas o continentales de edad paleocena a miocena media. Están selladas en discordancia angular, por depósitos fluvio-lacustres o localmente marinos, y formaciones volcánicas plio-cuaternarias.

a- Las formacions ante-pliocenas :

1º/- La molasa continental post-apalachana.

Presenta la facies "Nuevas Areniscas Rojas" y descansa con una discordancia angular sobre el edificio herciniano y los plutones permo-

triásicos. Contiene derrames volcánicos de edad jurásica media y oxfordiana.

2º/- Las series neríticas mesozoicas.

La transgresión mesozoica, de origen tetisiana, está anunciada por evaporitas e intercalaciones marinas de edad jurásica media en la cima de la molasa post-apalachana. Empieza francamente solamente en el oxfordiano, al mismo tiempo que la abertura oceánica del golfo de México, y llega a un primer máximo de extensión al final del jurásico.

Las facies y la distribución de las series de edad neocomiana a aptiana muestran un retroceso del mar en Chiapas, contemporáneo de la transgresión del ante-país maya. Se interpreta como una consecuencia del abandono de la abertura oceánica a la altura del golfo de México y de la progresión hacia el Oeste de la Tetis por una vía diferente.

El basamento está totalmente sumergido a partir del albiano. Del Albiano al Senoniano inferior se deposita una potente serie de calizas de plata-forma.

El Campaniano-Maestrichtiano está caracterizado en el dominio olmeca y las regiones internas de los dominios chiapaneca y quiché por depósitos detríticos litorales. En otros lugares la sedimentación queda carbonatada.

3º/- Las series terrígenas terciarias.

El Paleoceno es, detrítico en el dominio olmeca, de facies brechica y margosa en las regiones chiapanecas norte-occidentales recortadas por una red de fallas sinsedimentarias, carbonatado principalmente en el resto del dominio chiapaneca y del dominio quiché.

El límite Paleoceno-Eoceno corresponde a una regresión importante. Molosas continentales se depositan durante el Eoceno inferior en la mayor parte del dominio chiapaneco y en el de quiché. En el dominio olmeca la sedimentación detrítica marina prosigue.

Del Eoceno medio al Mioceno medio, de una y otra parte de una línea fluctuante, se acumulan, series detríticas marinas muy gruesas en el dominio olmeca y en el nor-Oeste del dominio chiapaneca, continentales y menos potentes en el sur-este de este dominio y en el de quiché.

b- Las formaciones plio-kuaternarias discordantes :

Incluyen :

- Sedimentos fluvio-lacustres depositados en depresiones sinclinales nacidas de la tectónica post-Mioceno medio.

- Sedimentos marinos de edad pliocena media localizados a proximidades del golfo de México.

- Formaciones volcánicas calco-alcalinas y plutones hipoabisales alineados paralelamente a la costa del pacífico y engendrados por la subducción de la placa de Cocos.

- Derrames alcalinos e hiper-alcalinos sobre el borde oeste del Golfo, ligados a la distensión reciente de su margen.

B. TECTONICA.

La estructuración del dominio externo resulta de la superposición de varias fases tectónicas. Se reconocen :

1º/- Una distension precoz, triásica-jurásica :

Divide el amazon paleozoico en fosas y pilares y permite la ascensión de material volcánico. Entra en el marco de la distensión triásica-Jurásica del golfo de México y se sus márgenes, debida a la progresión hacia el Oeste de la Tetis. A la altura del Golfo, la Tetis no rebasará un estado oceánico restringido. Abandonará esta vía en el límite del Jurásico y del Cretacico.

2º/- Una fase orogénica subherciniana :

Determina la emersión, en el límite del Senoniano inferior - Senoniano superior, y la erosión de las regiones internas del dominio chiapaneca. Es el contra-golpe de una fase compresiva mayor, subherciniana, conocida en el dominio caribeño, y cuyo papel es igualmente esencial detras del dominio externo de México meridional.

3º/- Una fase orogénica de fracturación larámica durante el Paleoceno :

Provoca la fracturación del dominio chiapaneca a partir del límite del Cretácico y del Paleoceno y termina con la emersión, en el límite del Paleoceno y del Eoceno, de la mayor parte del dominio chiapaneca y de la totalidad del dominio quiché.

Esta fracturación está relacionada con el nacimiento del proto-sistema Polochic-Motagua y de la abertura de la cuenca de Yucatán.

4º/- Una fase compresiva mayor, "chiapaneca", durante el Mioceno superior :

Es la fase esencial. La cobertura, despegada al nivel de las evaporitas, se deforma dibujando pliegues de estilo jurasiano. Simultáneamente las fallas larámicas reactivadas actúan en fallas transcurrentes izquierdas

provocando torsiones axiales y cabalgamientos de alcance limitado. De la misma manera, pero a escala del dominio, la terminación meridional del edificio sufre una torsión general debida a la actividad transcurrente izquierda del sistema Polochic-Motagua.

Esta tectónica transpresiva es la consecuencia del paso por detrás del dominio externo, del bloque de Honduras apartado de México a la altura de la fosa de Acapulco.

5º/- Una tectónica distensiva plio-cuaternaria :

Se traduce notablemente por la presencia, en Chiapas, de una gran depresión en formación paralela al límite del Pacífico, homóloga a las depresiones costeras centro-americanas.

La neotectónica distensiva resulta del régimen "convergencia - extensión" entre la placa de Cocos y la placa norte-americana a la altura del dominio chiapaneca. Este mismo régimen, al sur del sistema Polochic-Motagua, entre la placa de Cocos y la placa caribeña, provocó la formación de las depresiones costeras centro-americanas.

En conclusión se pone el acento sobre las diferencias entre el dominio olmeca, chiapaneca y quiché y el de la Sierra Madre Oriental de la cual no es el prolongamiento meridional como se admite. Se efectúa, por otro lado, una comparación entre el "modelo chiapaneco" y el modelo del Jura francés.

PARTE II

LAS REGIONES CENTRALES Y MERIDIONALES DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC

Las formaciones de la región del istmo de Tehuantepec pertenecen a tres de los grandes dominios geológicos sud-mexicanos, que son, de nornordeste al sudsudoeste :

- el basamento y la cobertura del dominio externo ;
- la Sierra de Juárez a su extremidad meridional ;
- la correa cordillerana de la Sierra Madre del Sur s.s. a su extremidad oriental.

A. EL BASAMENTO Y LA COBERTURA DEL DOMINIO EXTERNO.

1º/- Estratigrafía :

a- El basamento.

Está representado, en el este del istmo por el batólito permotriásico de Chiapas, y, en el oeste, por el batólito de la Mixtequita de la misma edad.

b- La cobertura.

La cobertura septentrional de los batólitos es la de los dominios olmeca y chiapaneca. Su cobertura axial y meridional está constituida por :

1. la molasa continental post-apalachana ;
2. una serie litoral del jurásico tardío localizada en la depresión norte-sur situada entre los dos batólitos ;
3. calizas de plata-forma pertenecientes a una serie de edad albiana a senoniana temprana, erodadas en gran parte, y descansando directamente sobre la molasa post-apalachana en las regiones meridionales del istmo ;
4. depositos continentales plio- Cuaternarios discordantes.

2º/- Tectónica :

Se reconocen a la altura del zócalo y de su cobertura axial y meridional.

a- Una fase distensiva precoz.

Ligada a la distensión triásica jurásica del Golfo de México, ella explica la localización del Jurásico tardío marino a un corredor tectónico comprendido entre los batólitos permo-triásicos.

b- Una fase compresiva subherciniana.

Provocó la surrección pre-campano-maestrichtiana del basamento y el plegamiento de su cobertura meridional, y comprendida su molasa post-apalachana.

c- Una fase compresiva laramica.

Se efectúa "en seco" y vuelve a tomar las estructuras plegadas durante la fase precedente, según una dirección ligeramente oblicua. En el curso de esta fase las formaciones de la Sierra de Juárez vienen a cabalgar la cobertura meridional de los batolitos permo-triásicos.

d- Un episodio compresivo chiapaneco posible que pudo provocar nuevas torsiones axiales.

e- Un fallamiento neotectónico.

Las fallas triásico-jurásicas fueron reactivadas recientemente y una fuerte sismicidad jalona actualmente los accidentes istmicos. Esta neotectónica es probablemente debida a la segmentación de la placa de Cocos a la altura del límite de la fosa de Acapulco y de la fosa centro-americana.

B. LA EXTREMIDAD MERIDIONAL DE LA SIERRA DE JUAREZ.

Incuye tres grandes unidades tectónicas formadas de terrenos mesozoicos de estratigrafía distinta, limitadas por fallas inversas inclinadas hacia el Pacífico, plutones graníticos y formaciones continentales discordantes.

1º/- Estratigrafía :

a- Las formaciones mesozóicas de las tres unidades tectónicas.

1. Unidad frontal.

Está constituida por :

1.1. Una serie detrítica epimetamórfica, originalmente continental (molasa post-apalachana metamorfisada) en la base.

1.2. Mármoles concordantes con rudistas albo-cenomanianos.

2. Unidad intermedia.

Está constituida por :

2.1. Una serie detrítica epimetamórfica originalmente marina, de edad probable neocomaniana-aptiana, metamorfoseada en el Campaniano temprano.

2.2. Mármoles concordantes en capas delgadas y con lechos de pedernal.

3. Unidad principal.

Está constituida esencialmente por las formaciones mesozoicas de la cuenca "cuicateca" que incluyen aquí :

3.1. En la base una serie epimetamórfica con metagrauvas y metatobas encerrando lentes de serpentinitas y donde se intercalan derrames diabásicos.

3.2. Esquistos chloritosos y sericitosos y cuarcitas desprovistos de elementos ofiolíticos.

3.3. Mármoles concordantes de edad albo-cenomaniana.

La distribución de las facies de esas tres unidades muestra el paso del Este hacia el Oeste de la plata-forma carbonatada mesozoica a una cuenca presentando características oceanicas. La cuenca cuicateca está considerada como una dependencia tetisiana prolongando la cuenca oceánica guatemalteca cuyas formaciones, con caracteres oceánicos más acentuados, se encuentran estiradas en correas en el corredor de cizallamiento Polochic-Jocotán-Chamelecón.

3.4. Plutones tectonizados de edad cretácica tardía atraviesan las formaciones de la cuenca cuicateca.

3.5. Formaciones sedimentarias discordantes rojas atribuidas al Campano-Maestrichiano.

b- Formaciones discordantes terciarias.

Incluyen dos grandes conjuntos :

1. En la base una potente molasa continental roja post larámica atribuida al Eoceno y al Oligoceno.

2. Formaciones volcanogénicas y plutones congenitos de edades miocenas, ligados a la subducción de la paleo-placa de Cocos.

2º/- Tectónica :

Se reconocen :

a- Una fase distensiva precoz.

Permite la individualización de la cuenca cuicateca. Está fase no está ligada a la distensión triásico-jurásica del Golfo de México sino a

la separación completa de América del Norte de América del Sur, realizada por la abertura de la Tetis eocretácica a la altura de la placa caribeña.

b- Una fase compresiva subherciniana responsable del primer plegamiento y del metamorfismo de las formaciones de la cuenca cuicateca, seguidos del emplazamiento de plutones graníticos.

c- Una fase compresiva larámica que provocó nuevas deformaciones plicativas e individualizó, por fallamiento inverso, las diferentes unidades tectónicas.

d- Una tectónica transcurrente post larámica caracterizada por fallas muy importantes de desplazamiento lateral izquierdo, paralelas a la costa actual del Pacífico. Pertenecen al sistema Atoyac que troncó la extremidad de la Sierra de Juárez y puso a su contacto la correa cordillerana occidental de la Sierra Madre del Sur s.s. La "fosilización" del sistema por el volcanismo y los intrusivos miocenos engendrados por la subducción de la paleo-placa de Cocos permite precisar la cronología de la deriva del bloque de Honduras y de cuantificar su tasa.

C. LA EXTREMIDAD ORIENTAL DE LA SIERRA MADRE DEL SUR S.S.

Es una parte de la correa cordillerana occidental, de orientación W-NW - E-SE, comprendida entre el sistema Atoyac y la fosa de Acapulco. Se subdivide en tres unidades tectónicas cabalgantes, limitadas por cizallamientos inversos inclinados hacia el Pacífico. Esas unidades están formadas de un basamento metamórfico y de una cobertura de terrenos mesozoicos epimetamórficos, esencialmente volcanógenos, rematados por molasas marinas discordantes. Están atravesadas por numerosos intrusivos y sellados por depósitos continentales terciarios.

1º- Estratigrafía :

a- El basamento.

Esta representado por migmatitas de paleosoma de anfibolitas, gneises y micaesquitos caledonianos.

b- La cobertura mesozoica.

1. Las formaciones epimetamórficas.

Empiezan por rocas metadetríticas (molasa post-apalachana metamorforseada). Están rematadas por rocas metavolcánicas andesíticas y metavolcano-detríticas que encierran lentes de mármoles de rudistas albo-cénománianos (arco Chontál). Están comparadas a las otras formaciones volcanógenas de edad jurásica tardía - cenomániana de la terminación meridional del sistema cordillerano occidental.

2. Las molasas marinas.

Presentan una clara polaridad lateral y son datadas del Maestrichtiano hacia la cima.

c- Intrusivos graníticos.

Ocupan amplias superficies. Se distinguen plutones tectonizados de edad cretácica tardía y plutones de edad miocena asociados al volcanismo de la misma edad.

d- Depósitos continentales terciarios.

Al igual que la Sierra de Juárez, molasas continentales post-laramicas están rematadas por formaciones volcánicas miocenas.

2º/- Tectónica :

Se reconocen :

a- Una fase compresiva "oregoniana" responsable del plegamiento y del metamorfismo de las series esencialmente volcánicas, seguida por el emplazamiento de plutones graníticos. Esta fase está situada en México meridional al límite del Cenomaniano y del Turoniano.

b- Una fase compresiva larámica que provocó el plegamiento de las molasas marinas campano-maestrichtianas e indujo cizallamientos de la cobertura y del basamento.

c- Una tectónica transcurrente post-larámica que se correlaciona a la de la extremidad meridional de la Sierra de Juárez.

En conclusión se insiste sobre la presencia de facies de transición entre el dominio externo y la Sierra de Juárez, la ausencia de facies de transición entre la Sierra de Juárez y la Sierra Madre del Sur s.s., el papel y la edad de las fallas de desplazamiento lateral de la paleo-frontera de las placas norte-americana y caribeña.

PARTE III

EL PROLONGAMIENTO DEL SISTEMA POLOCHIC-MOTAGUA DE LA FRONTERA MEXICANO-GUATEMALTECA AL OCÉANO PACÍFICO.

Se efectúa primero la síntesis de los datos concernientes a la geometría, al sentido, al valor y la edad de las fallas del sistema Polochic-Motagua en América Central y a la geología de los edificios o jirones de edificios que las fallas ponen frente a frente. En particular los que conciernen a la estratigrafía y a la historia tectónica del bloque de Honduras son reinterpretados. Se subrayan sus diferencias con el dominio externo chiapaneca-quiché y sus analogías con el bloque de Oaxaca.

La extensión del sistema Polochic-Motagua hasta la planicie costera del Pacífico es descrita y su prolongamiento probable en el mar es discutido.

En México las fallas del sistema Polochic-Motagua ponen al contacto tres grandes conjuntos. Del Norte al Sur son :

I. EL BASAMENTO Y LA COBERTURA DEL DOMINIO CHIAPANECA.

II. UNE SECUENCIA VOLCANO-PLUTÓNICA ANDESÍTICA-EPIMETAMÓRFICA.

Se correlaciona al sistema cordillerano occidental. Representa un testigo de la parte del cinturón volcánico marginal mesozoico de la margen pacífica del bloque de Honduras, generalmente cubierto por el volcanismo cenozoico, y desplazado de unos 1000 km con respecto al cinturón marginal mexicano por el juego del sistema Polochic-Motagua durante el Cenozoico.

III. UN BATÓLITO MIOCENO.

Importante pluton granítico de edad miocena, y no el prolongamiento del batolito paleozoico de Chiapas, soporta los volcanes septentrionales de la cordillera costera centro-americana.

La zona afectada por fallas constituye en México un amplio corredor de cizallamiento izquierdo evolucionado. Cabalgamientos en las vecindades de las fallas de desplazamiento lateral principales y un componente vertical reciente indican la alternancia de episodios transpresivos y transextensivos.

El conjunto del sistema Polochic-Motagua está interpretado de manera analoga. El restablecimiento en América Central de las zonas isopicas mesozoicas en conformidad con la sucesión lógica reconocida en México meri-

dional implica desplazamientos laterales considerables durante el Cenozoico. Están confirmados notablemente por la distribución de los cinturones calco-alcalinos cenozoicos de la margen pacífica mexicana y centro-americana.

PARTE IV

LA SIERRA DE JUAREZ EN LA REGIÓN DEL RÍO GRANDE DE OAXACA

La región del Río Grande de Oaxaca está situada en la parte septentrional de la Sierra de Juárez. Se distinguen dos grandes dominios. Primero, oriental, externo, edificado de terrenos sedimentarios mesozoicos de plata-forma ; el otro, occidental, interno, donde las formaciones mesozoicas son las de la cuenca cuicateca. El dominio interno cabalga al dominio externo y cada uno se subdivide en unidades tectónicas cabalgantes de vergencia oriental. Al este del límite geográfico de la Sierra de Juárez, las formaciones de la cuenca cuicateca están cabalgadas por unidades cuyos terrenos son similares a los del basamento de Oaxaca. La frente de esas unidades es el límite geológico del bloque de Oaxaca

A. EL DOMINIO EXTERNO.

1º/- Estratigrafía - Paleogeografía :

Las facies de los terrenos mesozoicos y paleocenos son similares de las del cinturón externo : los primeros depósitos marinos descansan sobre la molasa continental post-apalachana, son de edad jurásica tardía y de extensión limitada así como los de edad neocamiana-aptiana. La transgresión se generaliza a la base del Albiano.

Del Albiano al Senoniano temprano se depositan potentes series carbonatadas de plata-forma. El Senoniano tardío y el Paleoceno están caracterizados por aportes terrígenos. Esta sucesión es igualmente parecida a la de las formaciones de las regiones orientales de la Sierra Madre Oriental. Igual que esta última, el dominio externo de la Sierra de Juárez emerge al final del Paleoceno y luego quedará emergido.

2º/- Tectónica :

a- La tectonización subherciniana del dominio interno se traduce por la aparición de facies detríticas en el Campano-Maestrichtiano.

b- La fase compresiva larámica es el evento tectónico mayor. Provoca el plegamiento y la emersión de los terrenos mesozoicos-paleocenos y la estructuración del edificio en diversas unidades tectónicas cabalgantes.

B. EL DOMINIO INTERNO.

1º/- Estratigrafía :

a- Las formaciones ante-mesozoicas afloran en la base de una de las unidades orientales. Se trata de micaesquistos atribuidos al paleozoico tardío.

b- Las formaciones mesozoicas, en parte epimetamorfoseadas, comportan :

1. Una serie metadetrítica continental poco gruesa presente sobre los micaesquistos de la unidad oriental.

2. Esquistos sericitosos, cloritosos y grafíticos con lentes de serpentinitas y de mármoles datados del Valanginiano e intercalaciones diabásicas de quimismo alcalino.

3. Esquistos y areniscas sericíticos y calizas detríticas de edad hauteriviana a aptiana.

4. Calizas con lechos de pedernal mas o menos recristalizadas de edad albiana y cenomaniana.

5. Un potente flysch de edad turoniana y senoniana temprana.

c- Las formaciones terciarias. Empiezan por molasas continentales rojas discordantes. Están rematadas por derrames volcanicos asociados a plutones graniticos que representan el límite norte del magmatismo calcoalcalino mioceno del Sud-Este de México.

2º/- Tectónica :

Se reconocen :

a- Una fase distensiva precoz. Los datos radiométricos y estratigráficos permiten situar la abertura de la cuenca cuicateca al límite del Jurásico y del Cretacico y el fin de su actividad magmática extensiva en el Hauteriviano.

b- Una fase compresiva subherciniana responsable, del primer plegamiento y del metamorfismo de las series de la cuenca cuicateca, del acarreo del dominio interno sobre el dominio externo, y de su emersión.

c- Una fase compresiva larámica pliega de nuevo el edificio y provoca cizallamientos que afectan también el basamento de la margen occidental de la cuenca.

d- Una fase compresiva de edad miocena temprana causa amplios pliegues de fondo.

e- Un aflalamiento cenozoico cuyas manifestaciones más espectaculares son las fallas del sistema cuicateco. Presentan un componente horizontal izquierdo pero los desplazamientos laterales quedaron limitados. Se superponen a los accidentes crustales eocretácicos y sus actividades durante el Cenozoico están ligadas a la evolución de la margen pacífica.

C. LAS UNIDADES DE BASAMENTO.

Dos unidades de terrenos fuertemente metamorfoseados cabalgan a las formaciones de la cuenca cuicateca.

- *La primera* está constituida por gneises cataclásticos correlacionables al basamento grenvilliano del bloque de Oaxaca.

- *La segunda* está constituida por migmatitas correlacionables al basamento caledoniano del bloque de Oaxaca. Ella está atravesada por cuerpos holomelanocráticos a mesocráticos cuyas edades radiométricas se sitúan en el límite del Jurásico y del Cretácico.

El alcance del cabalgamiento del bloque de Oaxaca sobre la cuenca cuicateca es por lo menos de 12 km.

PARTE V

EL BORDE ORIENTAL DEL BLOQUE DE OAXACA ENTRE DOMINGUILLO Y OAXACA Y LA COBERTURA MESOZOICA DE LAS REGIONES CENTRALES DEL BLOQUE AL SUD-OESTE DE OAXACA.

El bloque de Oaxaca está constituido por un basamento metamórfico y sedimentario precámbrico y paleozoico y por una cobertura sedimentaria mesozoica cuyas facies difieren de los bordes del macizo a sus regiones centrales. Esta coronada en discordancia por depósitos continentales cenozoicos.

A. ESTRATIGRAFÍA.

1º/- El basamento :

a- El basamento precámbrico y paleozoico temprano.

Se distinguen de ambas partes de una sutura eclogítica y ofiolítica taconica.

- Al Este un basamento "zapoteca" formado de granulitas y de macizos anortositicos precámbricos que se relacionan al cinturón grenvilliano norte-americano, rematados por raros jirones sedimentarios de edad tremadociana.

- Al Oeste un basamento "mixteca" formado por series metamórficas cambro-ordovicicas con características oceanicas.

b- El basamento paleozoico tardío.

Está representado por algunos testigos de series neríticas ó continentales de edad carbonífera y permica poco deformadas, descansando en discordancia sobre los basamentos zapoteca y mixteca.

Se discute el problema de la situación de las formaciones del basamento de Oaxaca dentro de los cinturones caledoniano y herciniano americanos.

2º/- La Cobertura mesozoica :

a- La cobertura mesozoica del borde oriental del macizo.

Empieza por la molása continental post-apalachana de espesor reducido ó nulo. Las formaciones marinas pueden ser agrupadas en tres conjuntos.

1. Una serie detrítica de edad berriasiana a aptiana.
2. Calizas con lechos de pedernal y microfauna pelagica de edad albiana y cenomaniana.
3. Un flysch de edad turoniana y senoniana temprana.

El parentesco sedimentario y faunístico de esos conjuntos y de las series originales parcialmente epimetamorfoseadas del dominio interno de la Sierra de Juárez, permite considerar el borde oriental del macizo de Oaxaca como la margen occidental de la cuenca de ofiolitas cuicateca.

b- La cobertura mesozoica de las regiones centro-meridionales del macizo.

1. La serie detrítica de edad berriasiana a aptiana se adelgaza hasta desaparecer.
2. Las calizas con lechos de pedernal de edad albiana y cenomaniana pasan a calizas frecuentemente dolomitizadas de rudistas y miliolideos.
3. El flysch marino de edad turoniana y senoniana temprana pasa a una serie esencialmente continental de color rojo. La sedimentación prosigue con las mismas características hasta el Paleoceno.

Esta cobertura mesozoica es análoga al de las regiones septentrionales del bloque de Honduras.

Por otra parte, en las regiones centrales y septentrionales del macizo, intercalaciones marinas de edad jurásica media en la molasa continental post-apalachana y sedimentos marinos de edad jurásica tardía más extensos, muestran que la transgresión tetisiana a partir del Golfo de México avanzó ampliamente hacia el Oeste, tomando, al parecer, una depresión situada a la ubicación de la sutura taconica.

3º/- Los depósitos discordantes terciarios :

Las series molásicas continentales rojas post-larámicas son particularmente potentes en el límite del bloque de Oaxaca y de la Sierra de Juárez.

La actividad volcánica se manifestó desde el Oligoceno en el Oeste del macizo. En el Este apareció solamente durante el Mioceno.

B. TECTÓNICA.

1º/- Fase "oregoniana" :

La emersión de las regiones centrales del bloque de Oaxaca a partir del Turoniano está ligada a la tectonización "oregoniana", al límite

del Cenomaniano y del Turoniano, de la extremidad meridional del sistema cordillerano occidental, accreado sobre el borde occidental del bloque de Oaxaca. La erosión de este edificio alimenta a partir del Turoniano un flysch poco profundo delante del frente de cabalgamiento. Los aportes terrígenos del flysch del borde oriental del bloque de Oaxaca y del dominio interno de la Sierra de Juárez proceden de las regiones emergidas del bloque de Oaxaca.

2º/- Fase subherciniana?:

El cierre, en el límite del Senoniano temprano y del Senoniano tardío, de la cuenca cuicateca, resulta del acercamiento del bloque Oaxaca-Honduras y de la plata-forma oriental sud-mexicana. Es probable que en el curso de este desplazamiento el borde oriental del bloque de Oaxaca haya sufrido una tectonización. Ella es difícil de poner en evidencia en razón de la ausencia de series campano-maestrichtianas, debida, quizás, a una emersión. Por otro lado, la generalización de las facies detríticas a partir del Campaniano sobre el borde occidental del bloque de Oaxaca y en sus regiones centrales puede atestiguar una reactivación tectónica subherciniana del edificio oregoniano occidental.

3º/- Fase larámica :

Los bordes oriental y occidental del bloque de Oaxaca han sufrido una intensa deformación plicativa seguida de afallamiento inverso, especialmente de su borde occidental sobre el cual se avanzó más la frente del edificio oregoniano-subherciniano.

La cobertura de las regiones centrales, como la de las regiones septentrionales del bloque de Honduras, fue relativamente poco deformada.

4º/- Fase miocena temprana :

La tectónica de pliegues de fondo de edad miocena temprana está particularmente bien expresada sobre el borde oriental del macizo.

5º/- La tectónica de afallamiento cenozoica :

El bloque de Oaxaca está afectado por numerosas fallas. Pertenecen directamente o se aproximan :

- por una parte al sistema cuicateco de orientación general N-NW - S-SE ;
- por otra parte al sistema Atoyac de orientación general W-NW - E-SE y E-NE - W-SW, paleo-frontera transcurrente izquierda de las placas norte americana y caribeña.

Contrariamente a la margen continental pacífica de Chiapas y de

américa central, no existe, frente a la fosa de Acapulco, grabenes recientes paralelos a la costa. Cierta número de índices dejan suponer que a esta altura el régimen actual placa de Cocos - placa norte-americana es de tipo "convergencia-compresión".

PARTE VI

EVOLUCION GEODINAMICA DE MEXICO MERIDIONAL Y DE LOS DOMINIOS VECINOS EN EL MARCO DE LA TECTONICA DE PLACAS.

Los datos geológicos esenciales son resumidos y interpretados a partir de una sección general de México meridional, desde el Golfo de México hasta la fosa de Acapulco. La evolución geodinámica está considerada en términos de interacción de placas litosféricas haciendo intervenir las placas norte y sur-americanas, las placas y paleo-placas del pacífico oriental, la Tetis mesozoica, la paleo-placa caribeña mesozoica y la placa caribeña cenozoica.

A. LA PANGEA OCCIDENTAL.

Las dificultades de reconstrucción geométrica de la parte occidental de la Pangea permo-triásica desaparecen haciendo deslizar, de unos 1100 km, el bloque de Honduras a la altura del sistema Polochic-Motagua y de la fosa de Acapulco, para juntarle a las costas meridionales de México, y desplazando hacia el Oeste, de unos 800 km, el conjunto México-América central a lo largo del lineamiento transcontinental Caltam. Esta reconstrucción conduce a diversas observaciones relativas a los cinturones precámbricos y paleozoicos, los cuales siguen apareciendo truncados casi perpendicularmente a la costa del pacífico. Se admite que esta truncadura se debe al nacimiento del Pacífico mesozoico por rifting en el Triásico, edad de las primeras series transgresivas de su margen americana, y que el Pacífico paleozoico se absorbió por subducción al Oeste del elemento pangeano aislado, a medida de su alejamiento.

B. ETAPA TRIASICA-JURASICA MEDIA.

Está caracterizada, en la periferia del Golfo de México, por una fracturación acompañada de manifestaciones volcánicas, debida a la progresión hacia el Oeste de la Tetis, transgresiones en el Liásico y en el Jurásico medio, y depósito de potentes secuencias evaporíticas.

Sobre la margen pacífica transgredida en el Triásico, el Volcanismo asociado a la subducción oceánica empieza en el Jurásico medio.

C. ETAPA JURASICA TARDIA.

En el dominio tetisiano es la etapa de la abertura oceánica del

Golfo de México, compensada por un desplazamiento izquierdo de 800 km a lo largo del linamento caltam, y acompañada de una amplia transgresión llegando hasta la margen pacífica mexicana.

A la altura de la margen activa pacífica el volcanismo andesítico se desarrolla y se individualiza una cuenca post-arco.

D. ETAPA NEOCOMIANA.

La abertura oceánica del Golfo de México está terminada. La Tetis progresa a la altura de la futura placa caribeña. Una digitación tetisiana individualiza en México la cuenca intracratónica cuicateca prolongada por la cuenca de la Alta-Cadena, Alti-plano central de la Sierra Madre Oriental. La separación completa de América del Norte y de América del Sur se realiza. El afrontamiento de los dominios oceánicos tetisiano y pacífico da nacimiento al proto-arco caribeño engendrado por subducción intra-oceánica.

El volcanismo andesítico prosigue sobre las márgenes activas norte y sur-americanas.

E. ETAPA BARREMIANA-SENONIANA TEMPRANA.

El alejamiento de América del norte y de América del Sur permite la penetración entre esos continentes de un fragmento de la corteza pacífica llevando el arco caribeño cretácico. A su frente la Tetis está poco a poco absorbida por subducción y la cuenca intracratónica mexicana pierde su actividad.

Dos fases compresivas mayores afectan México y América central :

- el edificio volcánico andesítico mesozoico pacífico sufre una primera tectonización en la base del Cretácico tardío, probablemente ligada a la colisión heterocrona con la margen pacífica de bloques continentales separados de la Pangea por el rifting triásico ;

- al límite del Senoniano temprano y del Senoniano tardío el arco caribeño entra en colisión con las márgenes pasivas norte y sur tetisianas sobre las cuales está acarreado. El cierre de la cuenca cuicateca, apretada entre el bloque Oaxaca-Honduras y México oriental, provoca el acarreo de sus sedimentos sobre su margen oriental.

F. ETAPA SENONIANA TARDIA-PALEOCENA.

Los aportes terrígenos provenientes de la erosión de los edificios nacidos de las fases tectónicas precedentes invaden México, América central y el dominio caribeño.

La etapa termina por una nueva fase compresiva mayor retomando los edificios tectonizados y deformando una gran parte de su ante-país.

Es debida a una reorganizacion del dominio oceánico pacífico de donde nace la placa Farallon y el proto-sistema Polochic-Motagua cuya actividad permite la abertura de la cuenca de Yucatán.

La configuración de la placa caribeña, donde se encuentra integrado desde ahora el bloque de Honduras, se acerca al actual. A su frente la subducción de la corteza atlántica genera el volcanismo de las Aves.

G. ETAPA EOCENA-OLIGOCENA.

La actividad andesítica de la margen pacífica, que ceso desde la base del Cretácico tardío, se reanuda en el Eoceno medio en razon de la subducción de la placa Farallon.

Al final del Oligoceno una parte de la dorsal Farallon entre en colisión con la margen pacífica mexicana poniendo término a la actividad volcánica a esta altura.

La placa Farallon se segmenta de una y otra parte de la dorsal de Galápagos en dos placas, la paleo-placa de Cocos en el Norte y la placa de Nazca en el Sur.

La transtensión a lo largo del sistema Polochic-Motagua provoca la abertura en "Pull-apart basin" de la fosa Caiman que toma el relevo de la cuenca de Yucatán y cuyo fondo oceánico crece de un lado y del otro del mini-rift Caiman.

La reorganización de la frontera norte caribeña se refleja en las Grandes Antillas y a lo largo de la frontera sur-caribeña afectadas por deformaciones compresivas.

Las dos américas siguen alejándose. A favor, en el Norte, de las fallas del sistema Polochic-Motagua, y, en el Sur, de neo-fallas de desplazamiento lateral derechas entre las cuales se abren pequeñas cuencas, la placa caribeña progresa hacia el Oeste.

H. ETAPA MIOCENA.

La colisión fini-oligocena de una parte de la dorsal Farallón con la margen pacífica mexicana provoca deformaciones en pliegues de fondo durante el Mioceno-Temprano.

El alejamiento rápido del bloque de Honduras y de México meridional debido a la velocidad relativa alta de la placa caribeña pone, poco a poco, la paleo-placa oceánica de Cocos frente a las costas truncadas mexicanas. Su subducción a la altura de la fosa de Acapulco genera un volcanismo marginal más y más reciente hacia el Este. Una correa perteneciente al sistema cordillerano occidental está arrastrada en el corredor de cizallamiento hasta la altura del istmo de Tehuantepec.

En el Mioceno superior se abre dentro de la paleo-placa de Cocos

la neo-dorsal del Pacífico oriental que progresa hacia el norte desde la dorsal de Galápagos.

La conjunción de esta última reorganización del dominio oceánico pacífico y del paso del bloque de Honduras detrás del dominio externo meridional norte americano determina su tectonización.

Nuevas deformaciones afectan las regiones circum-caribeñas provocadas esencialmente por el desplazamiento lateral de la placa caribeña pero, también, por el acercamiento, con una velocidad menor, de las dos Américas.

I. ETAPA PLIO-CUATERNARIA.

La dorsal del pacífico oriental prolongada por el sistema transcurrente dextral de San Andreas llega hasta el Golfo de California y aísla del continente norte-americano la península de Baja California. La neo-configuración de la placa de Cocos ocasiona una nueva distribución espacial del volcanismo andesítico reciente. Aparece en el dominio externo poco después de su plegamiento, y a la altura del eje neovolcánico donde su localización es ampliamente condicionada por la presencia de una red de paleofallas de extensión.

El régimen placa de Cocos - placa norte-americana es de tipo "convergencia-compresión" a la altura de la fosa de Acapulco y de tipo "convergencia-extensión" a la altura de la fosa centro-americana. Esta diferencia puede explicarse por la historia anterior de esas dos partes de la fosa meso-americana.

Las deformaciones transpresivas debidas a la migración de la placa caribeña, con una tasa menos rápida desde el pleistoceno, y acentuadas por la convergencia de los continentes norte y sur americanos prosiguen en las regiones circum-caribeñas. Al frente de la placa caribeña el regimen es de tipo "convergencia-compresión".

S U M M A R Y

The paleogeographic and tectonic transition of the western north-American Cordilleran system to the caribbean domain is investigated on the basis of regional geological studies of different areas of southern Mexico. The memoir comprises six parts. The first five are devoted to the stratigraphy and the paleogeographical and structural evolution of studies areas. Data are supplemented by observations outside these areas and by bibliographic information concerning the whole southern mexican and central-american domains. The final part propounds a model of the geodynamic evolution, from a reconstruction of the western part of Permo-Triassic Pangeae to the present position of the north and south-American plates, the Caribbean plate and the Cocos plate.

In the introduction southern Mexico is first placed in its present geological and geodynamic framework. The major continental units are defined in a new way on the basis of stratigraphic particularities, orogenic polarity (in general the structural belts are increasingly recent from West to East), structural polarity (eastward as a general rule) of orogenies and the presence of major faulted limits. From the marine Gulf of Mexico - Caribbean Sea domain, in the East, to the Pacific Ocean, in the West, the major units are :

1°/- *The Maya tabular* foreland.

2°/- *The Olmec-Chiapanece* domain extended by the *Quiche* domain in northern central America and the submerged *Mexican Ridges* of the Gulf of Mexico. This is a large external belt of mesozoic and tertiary terrains folded during the late Miocene and lying on a paleozoic basement with outcrops in the internal part of the belt.

3°/- *The Sierra de Juarez* is situated in the prolongation of the Sierra Madre Oriental of northern Mexico. It is thrust over the external belt and epimetamorphic mesozoic sediments with ophiolite elements are present in its internal parts. This belt is earlier than the external belt and was built mainly by the Subhercynian and Laramian orogenic events.

4°/- *The Oaxaca block* is a high plateau situated to the west of the vertical faulted western limit of the Sierra de Juarez (cuicatec system). The Precambrian and Paleozoic basement outcrops in several places. The neritic mesozoic cover of its central areas is little deformed. That of its eastern and western borders shows more deeper sedimentary facies and was strongly folded and sheared during the laramian orogenic event.

5°/- *The western North-American Cordilleran system* is represented by terrains belonging to its southern end. They are thrust over the western border of the Oaxaca block and are made up principally of andesitic volcanic rocks of late Jurassic to Cenomanian age. The folding and thrusting of this part of the mesozoic marginal pacific belt occurred during the "Oregonian", subhercynian (?) and Laramian orogenic events.

The last three major units are largely hidden by post-laramian continental molasses and by cenozoic andesitic volcanic formations. The pre-Miocene volcanism belongs to that of the Sierra Madre Occidental of northern Mexico. The more recent volcanism moved westward and began in the external belt only 3 m.y. ago.

The external belt, the Olmec, Chiapanec and Quiche domain, is limited in the South by the sinistral strike-slip Polochic-Motagua system and its Mexican prolongation to the Chiapas Pacific coast.

The more internal structural domains are truncated to the South by one of the western paleo-prolongations of the North Caribbean frontier: the Atoyac fault system, parallel to the southern coast of Mexico, to the West of the Tehuantepec Isthmus.

The Atoyac system and the Acapulco Trench are the northern and southern limits of a sinistral shearing paleo-zone whose width is similar to the width of the active central American north-caribbean zone between the Polochic and Jocotán-Chamelecón systems. The Mexican paleo-shearing zone corresponds to the Sierra Madre del Sur s.s. physiographic province. It is a slice of the western cordilleran system placed adjacent to the southern regions of the Oaxaca block and of the Sierra de Juarez by sinistral strike-slip movement.

PART I

STRATIGRAPHY, PALEOGEOGRAPHIC AND TECTONIC EVOLUTION OF THE NORTHWESTERN CHIAPAS AREA. LAYOUT OF THE ENTIRE OLMEC-CHIAPANEC AND QUICHE DOMAIN.

A. STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY.

1°/- The basement.

The basement outcrops in Chiapas along the present pacific margin from the Polochic fault system to the Tehuantepec Isthmus and also in Central America, from the Pacific coast to the Caribbean, Sea at the same latitude and to the North of the north-Caribbean faulted limit. It comprises three large units :

a- *Caledonian metamorphic formations*, probably solely Cambro-Ordovician.

b- *Hercynian neritic sedimentary formations* of Carboniferous and Permian ages.

c- *Permo-Triassic granitic plutons*, the largest of them being the Chiapas coastal batholith.

The Hercynian formations were folded during orogenic events contemporaneous with the Wichita and Appalachian tectonic phases. A general emergence occurred during Late Permian. These formations do not belong to the external Appalachian belt but to the northwestern South American Hercynian belt from which they were separated by the opening of the Mesozoic Tethys on the site of the present Caribbean plate.

2°/- The cover.

This is composed of continental post-Appalachian molasses, Mesozoic neritic sequences (Chiefly carbonated), Paleocene to Middle Miocene continental or marine terrigenous series, unconformably covered by fluvio-lacustrine deposits, local marine sediments and Plio-Quaternary volcanic formations.

a- Pre-Pliocene formations :

1°/- The post-Appalachian continental molasse.

This is made of detritical material showing the "New Red

Sandstone" facies and overlies unconformably the Hercynian belt and the Permo-Triassic plutons. It contains Middle Jurassic and Oxfordian lavas.

2°/- The Mesozoic neritic series.

The Mesozoic transgression, of tethysian origin, is indicated by Middle Jurassic intercalations and evaporites at the top of the post-Appalachian molasse. It began during the Oxfordian, at the same time as the opening of the Gulf of Mexico, and rose to a first maximum enlargement at the end of the Jurassic.

The facies and the distribution of the Neocomian to Aptian series show a recession of the shoreline in Chiapas, contemporaneous with the Maya foreland transgression. This is interpreted as a consequence of the ending of the oceanic opening of the Gulf of Mexico and of the eocretaceous Tethys progression to the west between North-America and South America.

The basement was entirely submerged in the Early Albian. From the Albian to the Early Senonian a thick series of platform limestone deposits was laid down.

The Campano-Maestrichtian is characterised in the Olmec domain and in the internal regions of Chiapanec and Quiche domains by littoral detrital deposits. Elsewhere the sedimentation remains carbonated.

3°/- The Tertiary terrigenous series.

The Paleocene is detrital in the Olmec domain, brecciated and marly in the northwestern Chiapanec regions, principally carbonated in the rest of the Chiapanec domain and in the Quiche domain.

The Paleocene-Eocene border corresponds to an important regression. Red continental molasses were laid down during the Early Eocene in most of the Chiapanec domain and the whole of the Quiche domain. In the Olmec domain the marine detrital sedimentation continued.

From the Middle Eocene to the Late Miocene on one side of a fluctuating shoreline, marine and thick detrital series accumulated, in the Olmec domain and the northwestern Chiapanec domain, whilst on the other side, thinner continental series were deposited, in the southeastern part of the Chiapanec domain and in the Quiche domain.

b- The unconformable plio-quaternary formations :

These comprise :

- Fluvio-lacustrine deposits in structural basins generated by the post Middle-Miocene tectonic event.

- Marine sediments of Middle Pliocene age localised near the Gulf of Mexico.

- Colco-alkaline volcanic formations and hypoabyssal plutons parallel to the Pacific coast, generated by the Cocos plate subduction.

- Alkaline and hyper-alkaline flows on the western Gulf margin, related to its recent distension.

B. TECTONICS.

The structure of the external belt results from various orogenic events :

1°/- A Triassic-Jurassic distension :

This has faulted the Paleozoic basement into horsts and grabens and allowed the ascent of volcanic material. It occurs within the framework of the Triassic-Jurassic distension of the Gulf and its margins, related to the Tethys progression. At the latitude of the Gulf, the Tethys will not exceed a limited oceanic stage, ending at the Jurassic - Cretaceous limit.

2°/- A Subhercynian orogenic event :

This caused the emergence at the Early Senonian - Late Senonian border of the internal regions of the Chiapanec domain. It is a consequence of a major compressive Subhercynian phase affecting the domains behind the external belt of southern Mexico, contemporaneous with the well-known Subhercynian phase in the Caribbean area.

3°/- A Laramian faulting during the Paleocene :

The Chiapanec domain was faulted at the end of the Cretaceous and during the Paleocene. This phase ended with the emergence, at the end of the Paleocene, of most of the Chiapanec domain and of the whole of the Quiche domain.

This faulting is related to the birth of the Polochic-Motagua proto-system and the opening of the Yucatan basin.

4°/- The Late Miocene "chiapanec" compressive tectonic event :

This is the most important orogenic tectonic event. The cover, up to the evaporitic décollement level, is folded, in a Jurassic tectonic style. At the same time the Laramian faults were reactivated as sinistral strike-slip faults and induced axial torsions. Similarly, but at a larger

scale, the southern end of the belt suffered a sinistral torsion related to the strike-slip activity of the Polochic-Motagua system.

This transpressional tectonism is due to the Honduras block, separated from southern Mexico at the Acapulco trench level, moving pass behind the external domain.

5°/- Plio-Quaternary distensive neotectonics :

This is particularly obvious in Chiapas where there is a large neo-graben parallel to the pacific coast, homologous to that of the Central American coast.

The distensive neotectonics is a result of the "convergency-extension" regime between the Cocos plate and the North-American plate at the latitude of the Chiapanec domain. The same regime, to the South of the Polochic-Motagua system between the Cocos plate and the Caribbean plate has formed the Central-American coastal grabens.

In conclusion, the differences between the Sierra Madre oriental and the Olmec-Chiapanec and Quiche domain are emphasized. The latter is not the southern prolongation of the former as has previously been supposed. In other respects a comparison between the "Chiapanec model" and the model of the french Jura is done.

PART 2

THE CENTRAL AND SOUTHERN REGIONS OF THE TEHUANTEPEC ISTHMUS

The terrains of the Tehuantepec Isthmus region belong to three of the main geological domains of southern Mexico. From North - North-East to South - South-West these are :

- The basement and the cover of the external belt.
- The southern end of the Sierra de Juarez.
- The Cordilleran strip of the Sierra Madre del Sur s.s. at its eastern end.

A. THE BASEMENT AND COVER OF THE EXTERNAL BELT.

1°/- Stratigraphy :

a- The basement.

It is represented to the East of the Isthmus by the Permo-Triassic Chiapas batholith and, to the West, by the Mixtequita batholith of the same age.

b- The cover.

The northern cover of these batholiths is that of the Olmec-Chiapanec domain. Their axial and southern cover is made up of :

1. The post-Appalachian continental molasse.
2. A Late Jurassic littoral sequence located in the depression between the two batholiths.
3. Platform limestones belonging to an Albian to Early Senonian series, largely eroded, and lying directly over the post-Appalachian molasse in the southern regions of the Isthmus.
4. Plio-Quaternary deposits.

2°/- Tectonics :

At the level of the basement and of its axial and southern cover distinguishable events are :

a- An early distensive phase.

In connection with the Triassic-Jurassic distension of the Gulf of Mexico. It explains the location of the marine Late Jurassic deposits in a tectonic corridor between the Permo-Triassic batholiths.

b- A Subhercynian compressive phase.

Has produced the pre-Campano-Maestrichtian uplift of the basement and the folding of its southern cover, including the post-Appalachian molasse.

c- A Laramian compressive phase.

Has re-folded the pre-existing folded structures with a slightly oblique orientation. During this phase the formations of the Sierra de Juarez were thrust over the southern cover of the Permo-Triassic batholiths.

d- A possible "chiapanec" compressive event.

This could have produce new fold axis torsions.

e- A neotectonic faulting event.

The Triassic-Jurassic faults have been recently reactivated and a present-day high seismicity coincides with the faulting in the Isthmus. This neotectonism is probably in connection with the segmentation of the Cocos plate at the border between the Acapulco trench and the central-American trench.

B. THE SOUTHERN END OF THE SIERRA DE JUAREZ.

This contains three major tectonic units, made up of Mesozoic terrains with distinct stratigraphy, bordered by reverse faults bending towards the Pacific, granitic plutons and unconformable continental formations.

1°/- Stratigraphy :

a- The Mesozoic formations of the three tectonic units.

1. The frontal unit.

This is made up of :

1.1. An epimetamorphic detritical series originally continental (post-Appalachian molasse metamorphosed), at the base.

1.2. Conformable marble with Albo-Cenomanian rudistids.

2. The intermediate unit comprising :

2.1. At the base, an epimetamorphic detritical sequence, originally marine, of probable Neocomian-Aptian age, metamorphosed during the Early Campanian.

2.2. Conformable thin bedded marble with siliceous layers.

3. The main unit :

This is essentially made up of the Mesozoic formations of the "Cuicatec" basin represented here by :

3.1. A basal epimetamorphic schist series with metagraywackes and metatuffs including serpentine lenses and intercalations of diabasic flows.

3.2. Chloritic and sericitic schists and metaquartzites without ophiolite elements.

3.3. Conformable marble of Albo-Cénomanién age.

The facies distribution of these three units shows the transition from the East to the West of the Mesozoic carbonated platform to a basin with oceanic characteristics. The cuicatec basin is considered to be a tethysian dependency, the extension of the Guatemalan oceanic basin. The latter basin formations have more clearly marked oceanic characteristics and outcrop in thin strips in the Polochic-Jocotán-Chamelecón shearing corridor.

3.4. Tectonic granitic plutons of late Cretaceous age intruded into the formations of the Cuicatec basin.

3.5. Unconformable sedimentary formations assigned to the Campano-Maestrichtian.

b- The unconformable Tertiary formations.

They comprise two main groups :

1. At the base, a thick post-Laramian red continental molasse of Eocene and Oligocene age.

2. Volcanic formations and cogenetic plutons of Miocene age associated with the subduction of the Cocos paleo-plate.

2°/- Tectonics :

The following tectonic events can be identified :

a- An early distensive phase.

Which gave birth to the Cuicatec basin. This phase is not connected with the Triassic-Jurassic distension of the Gulf of Mexico but

with the complete separation of North America and South America, brought about by the Tethys eocretaceous opening at the caribbean plate level.

b- A Subhercynian compressive phase.

Producing the first folding and metamorphism of the cuicatec basin formations, followed by granitical intrusions.

c- A Laramian compressive phase.

That provoked new folded structures and divided, by reverse faults, the different tectonic units.

d- A post-Laramian strike-slip faulting.

Characterised by important sinistral strike-slip faults parallel to the present Pacif coast. They belong to the Atoyac system which truncated the southern end of the Sierra de Juarez placing it in contact with the western cordilleran strip of the Sierra Madre del Sur s.s. The "fossilizing" of the strike-slip faults by Miocene volcanism and plutonism, generated by the subduction of the Cocos paleo-plate, enables to establish the chronology of the drift of the Honduras block and to quantify it.

C. THE EASTERN END OF THE SIERRA MADRE DEL SUR S.S.

This is a part of the western cordilleran strip oriented West - Northwest - East - Southeast, situated between the Atoyac system and the Acapulco trench. It is subdivided into three tectonic units limited by reverse faults bending towards the Pacific. These units are made up of an old metamorphic basement and an epimetamorphic mesozoic covering, principally volcanic, overlain by unconformable marine molasses. They are intruded by numerous plutons and overlain by tertiary continental deposits.

1°/- Stratigraphy :

a- The basement.

This is composed of Caledonian micaschisteous gneissic and amphibolitic migmatites.

b- The mesozoic cover.

1. The epimetamorphic formations.

They begin with metadetrinitic rocks (metamorphoses post-Appalachian molasses). They are overlain by andesitic metavolcanic and metavolcano-détrinitic rocks containing marble lenses with Albo-Cenomanian rudistids (Chontál arc). They are comparable with other volcanic formations of late Jurassic to Cenomanian age at the southern end of the western cordilleran system.

2. The marine molasses.

They show a clear lateral polarity and are Maestrichtian in age in their upper part.

c- The granitic intrusives.

These occupy large areas and consist of fractured plutons of late cretaceous age and of Miocene plutons associated with volcanic rocks of the same age.

d- Tertiary continental deposits.

As in the Sierra de Juarez, post-Laramian red continental molasses are overlain by volcanic formations of miocene age.

2°/- Tectonics :

Three phases have been identified.

a- An "Oregonian" compressive phase responsible for the folding and metamorphism of the volcanogenic series, followed by the intrusion of granites. It occurred in southern Mexico at the Cenomanian-Turonian limit.

b- A Laramian compressive phase causing folding of the campano-Maestrichtian marine molasses and inducing thrusting of the covering and the basement.

c- Post-Laramian strike-slip faulting as in the southern end of the Sierra de Juarez.

In conclusion the presence of transitional facies between the external domain and the Sierra de Juarez and, on the other hand, the absence of transitional series between the Sierra de Juarez and the Sierra Madre del Sur s.s. is emphasised. The role and age of the strike-slip faults of the paleo-frontier of the North-American and Caribbean plates is discussed.

PART 3

THE PROLONGATION OF THE POLOCHIC-MOTAGUA SYSTEM FROM THE MEXICAN-GUATEMALAN BORDER TO THE PACIFIC OCEAN.

First, data on the geometry, direction of movement, amount of movement, and age of the Polochic-Motagua fault system, and information on the geology of the central American belts and belt fragments are examined. In particular, data concerning the stratigraphy and tectonic evolution of the Honduras block are reinterpreted. The geological differences between this block and the Chiapanec - Quiche external domain are emphasized, as are the similarities between the Honduras block and the Oaxaca block.

The extension of the Polochic-Motagua system to the pacific coastal plains is then described and its probable prolongation into the sea is discussed.

In Mexico the fault belonging to the Polochic-Motagua system have placed three terrain groups in contact. From North to South these are :

I. THE BASEMENT AND THE COVER OF THE CHIAPANEC DOMAIN.

II. AN EPIMETAMORPHIC ANDESITIC VOLCANO-PLUTONIC SEQUENCE related to the western cordilleran system. This is regarded as a strip of the Mesozoic pacific marginal volcanic belt of the Honduras block, mostly hidden under Cenozoic volcanism, and displaces about 1000 km with respect to the Mexican marginal belt by the Cenozoic sinistral strike-slip of the Polochic-Motagua system.

III. A MIOCENE GRANITIC BATHOLITH.

The northernmost volcanos of the central-American coastal Cordillera rest on a large granitic pluton of Miocene age (Soconusco batholith) and not on the prolongation of the paleozoic Chiapas batholith.

The fault zone forms a large mature sinistral strike-slip corridor. Thrustings near the main faults and a recent vertical component indicate the alternance of transpressional and transtensive episodes.

The whole system is interpreted in the same manner : the re-establishment in central America of paleogeographic Mesozoic zones, conformable with the succession recognized in southern Mexico, requires extensive lateral movements during the Cenozoic. Further evidence is the distribution of cenozoic calco-alkaline belts of the mexican and centro-american margin.

PART 4

THE SIERRA DE JUAREZ IN THE OAXACA RIO GRANDE AREA.

The Oaxaca Rio Grande area is situated in the northern part of the Sierra de Juarez. Two main domains have been identified : an eastern external one, made up of Mesozoic platform terrains, and a western internal one where the Mesozoic formations are those of the Cuicatec basin. The internal domain is thrust over the external domain and both are subdivided into thrust tectonic units, all of them overthrusting towards the East. To the East of the geographical limit of the Sierra de Juarez, the Cuicatec basin formations are overthrust by metamorphic units with terrains similar to those of the Oaxaca block basement. The overthrust front of these units is the geological limit of the Oaxaca block.

A. THE EXTERNAL DOMAIN.

1°/- Stratigraphy :

The facies of the Mesozoic-Paleocene terrains have affinities with those of the external belt. The first marine deposits overlie a post-Appalachian continental molasse and are of Late Jurassic age and of limited extent as are those of Neocomian-Aptian age. The entire transgression occurred at the Early Albian. From the Albian to the Early Senonian a thick platform carbonated series was deposited.

The Late Senonian and the Paleocene are characterised by terrigenous drifts. This succession has equally close affinities to that of the eastern regions of the Sierra Madre Oriental. Like the latter, the external domain of the Sierra de Juarez was uncovered at the end of the Paleocene and has remained exposed since.

2°/- Tectonics :

a- The Subhercynian tectonisation of the internal domain is reflected in the appearance of the detritical facies in the campano-Maestri-chian series.

b- The Laramian compressive phase is the main tectonic event, causing the folding and exposing of the Mesozoic-Paleocene series and the structuring of the Sierra de Juarez external domain into various thrust units.

B. THE INTERNAL DOMAIN.

1°/- Stratigraphy :

a- The pré-mesozoic formations. These outcrop at the base of one of the eastern units. They consist of micaschists attributed to the late Paleozoic.

b- The Mesozoic formations. Epimetamorphic in part, they are made up of :

1. A thin continental metadetrirical series overlying the micaschists of the eastern unit.

2. Sericitic, chloritic and graphitic schists with serpentine and marble lenses of Valanginian age and diabasic intercalations with alkaline chemistry.

3. Sericitic schists and sandstones and detritical limestones of Hauterivian to Aptian age.

4. Limestones with siliceous layers, more or less rechrystallised, of Albian to Cenomanian age.

5. A thick flysch of Turonian to Early Senonian age.

c- The Tertiary formations. These consist of unconformable red continental molasses overlain by volcanic flows associated with granitic plutons representing the northern limit of the miocene calc-alkaline magmatisme of southern Mexico.

2°/- Tectonics :

The following tectonic events are identified here.

a- An early distensive phase. The stratigraphic and radiometric data indicate that the opening of the cuicatec basin took place at the Jurassic-Cretaceous boundary and that the distensive magmatic activity ended in the Hauterivian.

b- A Subhercynian compressive phase responsible for the first folding and metamorphism of the cuicatec basin series, for the thrusting of the internal domain over the external domain, and for its emergence.

c- A Laramian compressive phase refolding the subhercynian belt and inducing thrusts which also affect the basement of the basin's western margin.

d- An Early Miocene compressive phase provoking "plis de fond".

e- A Cenozoic faulting, the most spectacular events being the faults of the Cuicatec system. They show a sinistral strike-slip component but the lateral displacements are restricted in extent. The faults are superimposed on the Eocretaceous distensive fault system and their activity during the Cenozoic is linked with the evolution of the Pacific margin.

C. THE BASEMENT UNITS.

Two units made up of highly-metamorphosed terrains are thrust over the Cuicatec basin formations.

- *The first* is made up of cataclastic gneisses correlated to the Grenvillian basement of the Oaxaca block.

- *The second* is made up of migmatites correlated to the Caledonian basement of the Oaxaca block. They are intruded by holomelanocratic to mesocratic bodies with radiometric ages around the Jurassic-Cretaceous border.

The overthrust distance of the Oaxaca block over the Cuicatec basin formation is at least 12 km.

PARTE 5

THE EASTERN BORDER OF THE OAXACA BLOCK BETWEEN DOMINGUILLO AND OAXACA AND THE MESOZOIC COVERING OF THE CENTRAL REGIONS OF THE BLOCK IN THE SOUTHWEST AREA OF OAXACA.

The Oaxaca block consists of a Precambrian and Paleozoic metamorphic and sedimentary basement and of a Mesozoic sedimentary covering whose facies differ from the massif borders to the central regions. It is unconformably overlain by Cenozoic continental deposits.

A. STRATIGRAPHY.

1°/- The basement :

a- The Precambrian and Early Paleozoic basement.

Across a taconic ophiolitic suture outcrop :

- In the East a "Zapotec" basement made up of Precambrian granulites and anorthosites belonging to the North American Grenvillian belt and overlain by sparse sedimentary outcrops of Tremadocian age ;

- In the West a "Mixtec" basement made up of Cambro-Ordovician metamorphic series with oceanic characteristics.

b- The late Paleozoic basement is represented by a few outcrops of little deformed neritic or continental series of Carboniferous and Permian age, lying unconformably on the Zapotec and Mixtec basements.

The problem of the situation of the Oaxaca block formations in the American Caledonian and Hercynian belts is discussed.

2°/- The Mesozoic covering :

a- The Mesozoic covering of the eastern border of the massif.

This begins with the post-Appalachian continental molasse, the thickness of which is small or almost non-existent. The marine formations can be divided into three groups.

1. A detritical series of Berriasian to Aptian age.

2. Limestones with siliceous layers and pelagic microfauna of Albian and Cenomanian age.

3. A flysch of Turonian and Early Senonian age.

The sedimentary and faunal affinities of these formations with the original partly epimetamorphic series of the internal domain of the Sierra de Juarez suggest that the eastern border of the Oaxaca block is the western margin of the ophiolite Cuicatec basin.

b- The Mesozoic covering of the southern-central regions of the massif.

1. The detritical series of Berriasian to Aptian age becomes thinner and disappears.

2. The pelagic limestones of Albian and Cenomanian age change to rudistids and miliolideous limestones, often dolomitic.

3. The marine flysch of Turonian and Senonian age change to a mainly continental red coloured series. The sedimentation continues with the same characteristics during the Paleocene.

This Mesozoic covering is analogous to that of the northern regions of the Honduras block.

On the other hand, in the central and northern regions of the massif, marine intercalations of Middle Jurassic age in the post-Appalachian continental molasse and more extensive marine sediments of late Jurassic age show that the tethysian transgression from the Gulf of Mexico extended largely to the West, perhaps following a depression situated at the location of the taconic suture.

3^o/- The unconformable Tertiary deposits :

The continental post-laramian red molasses are particularly thick at the Oaxaca block - Sierra de Juarez boundary.

The volcanic activity appears as early as the Oligocene to the West of the massif. To the East it is exclusively Miocene.

B. TECTONICS.

1^o/- The "oregonian" phase :

The emergence of the central regions of the Oaxaca block from the Turonian is a repercussion of the "Oregonian" tectonisation of the western cordilleran system, thrust over the occidental border of the Oaxaca block at the Cenomanian-Turonian boundary. The erosion of this belt

fed a shallow water flysch in advance of the tectonised front. The terrigenous drifts of the flysch in the eastern border of the Oaxaca block and of the internal domain of the Sierra de Juarez come from the emerged regions of the Oaxaca block.

2°/- The Subhercynian phase (?) :

The closing of the cuicatec basin at the Early Senonian - Late Senonian boundary result from the approach of the Oaxaca-Honduras block to the southeastern Mexican platform. During this displacement the eastern border of the Oaxaca block probably suffered tectonisation. It is difficult to be sure because the absence of a Campano-Maestrichtian series in this area, may be due to an emergence. On the other hand the widespread of detritical facies from the Campanian on the Western border the central regions of Oaxaca block could be a sign of a new Subhercynian tectonisation of the western Cordilleran belt.

3°/- The Laramian phase :

The eastern and western borders of the Oaxaca block have suffered considerable folding and reverse faulting especially at the western border on which the Oregonian-Subhercynian (?) front advanced.

The covering of the central regions, like that of the northern regions of the Honduras block, has been deformed relatively little.

4°/- The Early Miocene phase :

The "plis de fond" tectonism of the early Miocene is particularly well seen on the eastern border of the massif.

5°/- The Cenozoic faulting :

The Oaxaca block is intensively faulted. The faults belong :

- either to the cuicatec system with a general North-Northwest - South-Southeast orientation ;

- or to the Atoyac system with a general West-Northwest - East-Southeast and East-Northeast - West-Southwest orientation, paleo sinistral strike-slip boundary between the North American and the Cocos plates.

In contrast to the Pacific continental margin of Chiapas and Central America, there are no recent grabens parallel to the coast facing the Acapulco trench. A number of indications suggest that at this latitude the present North American, Caribbean plates relations are of the "convergence-compression" type.

PARTE 6

GEODYNAMICAL EVOLUTION OF SOUTHERN MEXICO AND NEIGHBOURING DOMAINS IN THE PLATE-TECTONIC FRAMEWORK.

A general section of southern Mexico from the Gulf of Mexico to the Acapulco trench enables us to summarise and interpret the principal geological data. The geodynamical evolution is considered in terms of interactions involving the North and South-American plates, the eastern Pacific plates and paleo-plates, the Mesozoic Tethys, the Mesozoic Caribbean paleo-plate and the Cenozoic Caribbean plate.

A. THE WESTERN PANGAEA.

Difficulties in the geometrical reconstruction of the Permo-Triassic Pangeae are removed if the Honduras block is shifted westward by about 1100 km, at the level of the Polochic-Motagua fault system and the Acapulco trench, to join it to the southern Mexican coast, and if the Mexican - central American ensemble thus formed is shifted westward by about 800 km, along the north American transcontinental Caltam lineament. This reconstruction leads to various remarks concerning the Precambrian and Paleozoic belts which still appear truncated almost perpendicularly to the Pacific coast. We admit that this truncation is due to the birth of the Mesozoic Pacific by rifting of the western Pangeae in the Triassic. The paleozoic Pacific was reabsorbed by subduction to the West of the isolated pangean element.

B. THE TRIASSIC-MIDDLE JURASSIC STAGE.

In the vicinity of the Gulf of Mexico this stage is characterized by faulting, accompanied by volcanic activity, linked to the westward progression of the Tethys and by limited marine transgressions during the Lias and the Middle Jurassic and by the deposition of a thick evaporite series.

On the Pacific margin (transgressed in the Triassic) the volcanism generated by the oceanic subduction begins in the Middle Jurassic.

C. LATE JURASSIC STAGE.

In the tethysian domain the distension leads to the oceanic opening of the Gulf of Mexico, accompanied by a large transgression reaching

the Mexican Pacific margin. Along the Caltam rift-trench transform fault a 800 km sinistral strike-slip movement occurs.

On the active Pacific margin the andesitic volcanism increases and a back-arc basin forms.

D. NEOCOMIAN STAGE.

The opening of the Gulf of Mexico ends. The Tethys progresses at the level of the future Caribbean plate. A tethysian mexican digitation corresponds to the intracratonic Cuicatec basin and to its northern prolongation, the High-chain-High central plateau basin of the Sierra Madre Oriental.

The complete separation of North America and South America occurs.

The joining of the the tethysian and Pacific domains gives birth to the caribbean proto-arc generated by intra-oceanic subduction.

Andesitic volcanism continues on the North and South-american active margins.

E. BARREMIAN-LATE SANONIAN STAGE.

The spacing of north and south Americas permits a fragment of the pacific crust bearing the cretaceous caribbean arc to penetrare between those continents. At its front, the Tethys is gradually reabsorbed by subduction and the Mexican intracratonic basin ceases to te active.

Two main compressive phases affect Mexico and Central America :

- The mesozoic andesitic volcanic pacific belt undergoes an initial tectonic phase at the base of the Late Cretaceous, probably due to the heterochronous collision with the pacific margin of continental blocks separated from the Pangeae by Triassic rifting.

- At the Early Senonian - Late Senonian border, the Caribbean arc collides with the North and South american tethysian passive margins and is thrust over them. The closing of the Cuicatec basin, squeezed between the Oaxaca-Honduras block and eastern Mexico, causes the thrusting of its sediments over its eastern margin.

F. LATE SENONIAN - PALEOCENE STAGE.

The terrigenous deposits deriving from the erosion of the "Oregonian" - Subhercynian belts invade Mexico, Central America and the Caribbean domain.

This stage ends with a new major compressive phase, the laramian tectonic event, re-affecting the tectonised belts and deforming a large part of their foreland. The laramian tectonic event probably results from a reorganization of the Pacific oceanic domain, giving birth to the Farallon plate and to the Polochic-Motagua proto-system, the activity of which causes the opening of the Yucatan basin.

The configuration of the Caribbean plate, into which the Honduras block is now integrated, approximates to its present day configuration. At its front the subduction of the atlantic crust generates the Aves ridge.

G. EOCENE-OLIGOCENE STAGE.

The andesitic activity of the Pacific margin, that ended at the base of the Late Cretaceous, reappears as a result of the subduction of the Farallon plate.

At the end of the Oligocene, part of the Farallon ridge collides with the Mexican Pacific margin, putting an end to the volcanic activity at this level.

The birth of the East-West Galapagos ridge divides the Farallon plate into two plates, the Cocos paleo-plate to the North, the Nazca plate to the South.

The transtension along the Polochic-Motagua system provokes the opening of the Cayman Through in which an oceanic floor begins to grow from the middle-Cayman spreading centre.

The reorganization of the north-Caribbean frontier has repercussions on the Greater Antilles and along the south-caribbean frontier which are affected by compressive deformation.

The two Americas continue to move apart and by means of the Polochic-Motagua sinistral strike-slip fault system to the North and of dextral strike-slip neo-fault to the South, between which little pull-apart basins open, the caribbean plate progresses to the East.

H. MIOCENE STAGE.

The Oligocene-Miocene boundary collision of part of the Farallon ridge with the mexican pacific margin provokes "plis de fond" deformation during the Early Miocene.

The rapid moving of the Honduras block due to the high relative speed of the Caribbean plate, progressively juxtaposes the oceanic Cocos paleo-plate and the truncated Mexican coasts. The subduction of this oceanic plate generates andesitic marginal volcanism which is more and more recent to the East. A strip belonging to the western Cordilleran belt is carried in the shearing corridor to the level of the Tehuantepec Isthmus.

During the Late Miocene the eastern Pacific neo-ridge opens in the Cocos paleo-plate, progressing to the North from the Galapagos ridge.

This most recent reorganization added to the passage of the Honduras block behind the Mexican-central American external domain provokes its tectonisation (Chiapanec tectonic event).

New deformations affect the circum-Caribbean regions, essentially due to the eastward movement of the Caribbean plate, but also because of the moving together, at a much slower speed, of the two Americas.

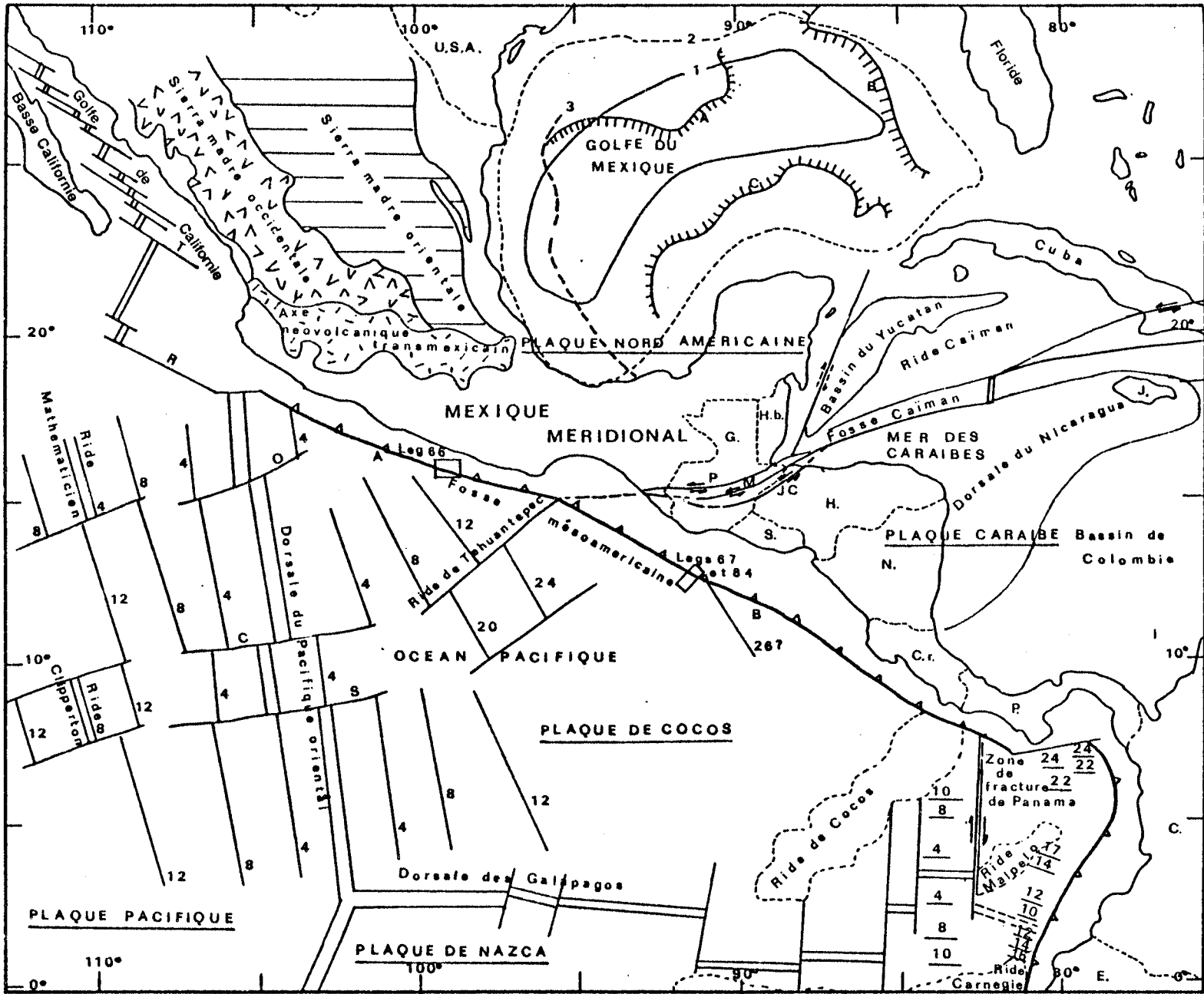
I. PLIO-QUATERNARY STAGE.

The east-Pacific ridge, extended by the dextral strike-slip San Andreas faults system, reaches the Californian Gulf level and the lower California peninsula separates from the North American continent. The neo-configuration of the Cocos plate causes a new distribution of the andesite volcanism. It appears in the external domain after its folding and at the level of the Transmexican neovolcanic axis where its occurrence is largely conditioned by the existence of distensional paleo-faults.

The Cocos plate - North American plate regime is of "convergence-compression" type at the level of the Acapulco trench and of "convergence-extension" type at the level of the central American trench. This difference can be explained by the different previous histories of the two parts of the meso-American trench.

The transpressional deformations due to the movement of the Caribbean plate (which has slowed down since the Pleistocene), accentuated by the convergence of North and South America, continue in the circum-Caribbean regions. At the front of the Caribbean plate the present regime is of "convergence-compression" type.

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



Les régions étudiées dans ce mémoire se situent dans la partie méridionale de la République mexicaine. Elles appartiennent à des ensembles physiographiques et géologiques distincts. Après avoir défini les limites du Mexique méridional et relevé les traits essentiels des régions limitrophes, nous examinerons, au cours de cette introduction, ses caractères physiographiques et établirons ses principales divisions géologiques.

 *
 * CHAPITRE I *
 *

LE CADRE GEODYNAMIQUE DU MEXIQUE MERIDIONAL.
 APERÇU SUR LES DOMAINES LIMITROPHES (Fig. a).

Par "Mexique méridional" on entendra la partie du territoire mexicain située approximativement entre les parallèles 15° et 19° de latitude de Nord. Plus précisément, il s'agit des régions comprises entre l'axe néo-volcanique transmexicain, au Nord, et le système de décrochements sénestres qui limite les plaques lithosphériques nord-américaine et caraïbe, au Sud. Ces régions sont bordées par les domaines marins du Golfe du Mexique et de la mer des Caraïbes, au Nord-Est et à l'Est, et par l'Océan pacifique, au Sud-Ouest.

Fig. a : Situation du Mexique méridional et domaines limitrophes.

Légende :- Limite des plaques Nord-américaine et Caraïbes : P.: Système Polochic ; M.: Système Motagua ; J.C.: Système Jocotán-Chamelecón.

- Golfe du Mexique : A: Escarpement de Sigsbee ; B: Escarpement de Floride ; C: Escarpement de Campeche. 1: Limite de la croûte océanique ; 2: Limite de la croûte intermédiaire (d'après Buffler R.T. et al., 1980) ; 3: Limite du domaine plissé occidental.

- Domaine pacifique :- Fosse mésoaméricaine : A: Fosse d'Acapulco ; B: Fosse centroaméricaine.

- Dorsale du Pacifique oriental. Failles transformantes : T: Tamayo ; R: Rivera ; O: Orozco ; C: Clipperton ; S: Siqueiros.

- Plaques pacifique, de Cocos et de Nazca : 4-8-12 ... Isochrones paléomagnétiques (Plaques pacifique et de Cocos d'après Lynn et Lewis, 1976 ; Plaque de Nazca d'après Lonsdale P. et Klitgord K., D, 1978).

G: Guatemala ; H.b.: Honduras britannique ; H: Honduras ; S: Salvador ; N: Nicaragua ; C.r.: Costa Rica ; P: Panama ; C: Colombie ; E: Equateur.

A. L'AXE NEOVOLCANIQUE TRANSMEXICAIN ET LES DOMAINES GEOLOGIQUES SEPTENTRIONAUX QU'IL RECOUPE.

1°/- L'axe néovolcanique transmexicain :

L'axe néovolcanique transmexicain est une chaîne andésitique de plus de 1000 km d'extension, orientée grossièrement ouest-est, qui comprend notamment les cinq grands volcans de l'Anahuác, établis sur un plateau d'altitude élevée. Ce sont, d'Est en Ouest, le Pico de Orizaba, point culminant du Mexique (5.594m), la Malinche, l'Iztaccihuatl, le Popocatepetl et le Nevado de Toluca. La présence de sols fertilisés par les cendres volcaniques et le climat agréable en raison de l'altitude, ont fait de cette région le berceau de la civilisation aztèque. C'est toujours la région la plus peuplée du Mexique ; là se trouve Mexico, la capitale moderne, politique, économique et culturelle, construite à l'emplacement de l'ancienne capitale aztèque, Tenochtitlán.

En dehors des volcans cités la chaîne comporte plusieurs centaines, voire plusieurs milliers d'appareils de tailles diverses dont le Nevado de Colima, proche du Pacifique, et le célèbre, quoique modeste, Parícutin, né en 1943.

L'étude volcanologique et pétrographique de l'axe transmexicain a fait récemment l'objet du mémoire de thèse de Doctorat d'Etat d'Alain Demant (Demant, 1981). Cet auteur a montré, en particulier, que l'édifice n'est pas homogène mais constitué de cinq districts volcaniques à limites géographiques et caractéristiques pétrochimiques distinctes. Si, dans l'ensemble, l'activité volcanique peut être mise en relation avec la subduction du fond océanique pacifique (plaque de Cocos), qui plonge sous la plaque Nord-américaine au droit de la fosse d'Acapulco, l'obliquité de la chaîne par rapport à la fosse et l'existence de plusieurs provinces pétrographiques traduisent des modifications des conditions de convergence entre ces deux plaques, liées à l'histoire récente du Pacifique oriental.

Le volcanisme de l'axe transmexicain est uniquement d'âge quaternaire et se surimpose obliquement aux édifices plus anciens du Mexique septentrional, la Sierra Madre Orientale et la Sierra Madre Occidentale.

2°/- La Sierra Madre Orientale :

La Sierra Madre Orientale, large d'environ 350 km, s'étend de l'axe transmexicain aux Montagnes Rocheuses selon une direction générale Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, hormis le secteur transverse de Parras de direction sub-équatoriale. La stratigraphie, l'évolution paléogéographique et tectonique de ce secteur ont été décrites en détail et étendues au reste de la chaîne dans le mémoire de thèse de Doctorat d'Etat de Marc Tardy (Tardy, 1980). D'une façon générale la Sierra Madre Orientale est une chaîne plissée constituée essentiellement de formations sédimentaires marines mésozoïques d'abord à dominante carbonatée puis terrigènes. Elles reposent sur une molasse continentale rouge discordante sur un socle précambrien et paléozoïque, métamorphique ou sédimentaire, dont les affleurements sont très limités. Elles supportent en discordance des molasses cé-

nozoïques continentales. La structure actuelle résulte de la superposition de plusieurs phases tectoniques dont une phase compressive majeure durant le Paléocène (phase laramienne), responsable de l'essentiel des déformations.

3°/- La Sierra Madre Occidentale :

La Sierra Madre Occidentale est également orientée Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est. C'est un haut plateau, dépassant parfois 3000 mètres, entaillé de gorges profondes, large de 250 km, et qui s'étend parallèlement au Golfe de Californie de l'axe néovolcanique jusqu'au Nord de la frontière des Etats-Unis, soit sur environ 1600 km. Il est constitué d'un énorme empilement de roches volcaniques surtout acides, principalement des ignimbrites, où s'intercalent des rhyolites, des laves intermédiaires et des basaltes, ces derniers ne représentant que moins de 10% du volume total. Il semble que ce volcanisme soit essentiellement d'âge oligocène, les âges radiométriques étant pour la plupart compris entre 34 et 23 m.a. (Mc Dowell et Keiser, 1977 ; Mc Dowell et Clabaugh, 1979 ; Cameron et al., 1980). L'ensemble est horizontal ou faiblement incliné, peut être légèrement déformé par des plis à très grand rayon de courbure. Il repose, du moins en partie, car la Sierra Madre Occidentale n'est connue que dans les régions d'accès relativement facile, sur des andésites et des plutons déformés et altérés, d'âge compris entre 100 et 45 m.a. Selon toute vraisemblance, au moins une partie de cette "Lower Volcanic Unit" des auteurs cités précédemment, peut être rattachée au volcanisme marginal pacifique mésozoïque, connu par ailleurs en Basse Californie, en Sinaloa et au Sud de l'axe transmexicain.

B. LA LIMITE ENTRE PLAQUES LITHOSPHERIQUES NORD-AMERICAINE ET CARAÏBE.

La limite entre les plaques nord-américaine et caraïbe correspond à une zone de décrochements sénestres globalement orientés ouest-est, reconnus au Guatemala dès la fin du siècle dernier (Sapper, 1899). On peut les regrouper en trois familles. Ce sont du Nord au Sud :

- le système Polochic dont les décrochements principaux dirigent le cours des rios Polochic, Chixoy et Cuilco ;
- le système Motagua que suit le rio du même nom ;
- le système Jocotán-Chamelecón qui passe peu au Sud de la localité de Jocotán, au Guatemala, et dirige, au Honduras, le cours du rio Chamelecón.

Ces deux dernières familles sont masquées vers l'Ouest par le volcanisme plio-quatenaire de la chaîne côtière centro-américaine, lié à la subduction de la plaque de Cocos. Le tracé des failles du système Polochic se termine, curieusement, sur la carte tectonique de l'Amérique du Nord (King, 1969) et la carte géologique de la République mexicaine (Lopez-Ramos, 1976) à la frontière mexicano-guatémaltèque. Nous verrons qu'il se poursuit cependant en territoire mexicain, au moins jusqu'à la plaine côtière du Pacifique.

Par commodité, l'expression "système Polochic-Motagua" se réfère à l'ensemble des décrochements qui limitent les plaques nord-américaine et caraïbe.

C. LE GOLFE DU MEXIQUE.

Le Golfe du Mexique présente dans sa partie centrale un bassin profond de près de 4000 mètres : la fosse de Sigsbee. Les vastes plate-formes de la "Gulf Coast" des Etats-Unis, de Floride et du banc de Campeche, au large de Yucatan, se relie au bassin par des talus à forte pente qui se terminent par des escarpements atteignant 1000 mètres, parfois entaillés de canyons profonds. Ce sont : au Nord-Ouest l'escarpement de Sigsbee, au Nord-Est l'escarpement de Floride et au Sud-Est l'escarpement de Campeche. Talus et escarpements sont accidentés de nombreux dômes et monticules (les "knolls" des auteurs américains).

A l'Ouest de la fosse de Sigsbee, par contre, le plateau continental est de largeur réduite et le talus est dépourvu d'escarpement. Il présente, en outre, une succession de rides et de sillons allongés Sud-Est - Nord-Ouest, des Côtes de Veracruz à la hauteur de Tampico, puis Sud-Ouest - Nord-Est plus au Nord où ils se prolongent jusqu'à la frontière des Etats-Unis.

La fosse de Sigsbee et le talus de la Gulf Coast jusqu'à 100 km au Nord de l'escarpement de Sigsbee, possèdent une croûte de type océanique. Elle passe latéralement à une croûte de type intermédiaire qui constitue le soubassement de la majeure partie du Golfe.

Les sédiments du Golfe peuvent être groupés en deux grands ensembles :

- Le premier, à la base, débute par une série détritique rouge continentale à signification de molasse résultant de la destruction des reliefs de l'orogène appalachien qui a affecté, non seulement l'Est des Etats-Unis mais aussi l'Est du Mexique et le Nord de l'Amérique du Sud. Elle est surmontée par d'épais dépôts évaporitiques d'âge jurassique moyen. Ce premier ensemble repose sur la croûte continentale et la croûte intermédiaire mais non sur la croûte océanique.

- Le second ensemble est constitué de sédiments marins d'âges jurassique supérieur, crétacé et cénozoïque et repose, soit sur les évaporites, soit directement sur la croûte océanique. Les faciès sont d'abord carbonatés et de plus en plus profonds, particulièrement à partir du Crétacé supérieur. Durant le Cénozoïque s'accumulent des turbidites à radiolaires, épaisses de plusieurs milliers de mètres. Elles proviennent de l'érosion des édifices laramiens et miocène supérieur de la périphérie du Golfe.

La distribution spatiale de ces ensembles et leurs caractères sédimentologiques permettent de supposer, logiquement, que le Golfe du Mexique s'est ouvert par un processus de rifting né de la dérive divergente des continents Nord et Sud-américains.

Le rifting a été suivi d'une phase d'expansion océanique, rela-

tivement modeste, durant le Jurassique supérieur. Elle a peut être été accompagnée d'une érosion sous-crustale qui expliquerait la croûte intermédiaire. A partir du Crétacé le Golfe évolue en bassin "hypersubside", la croûte océanique se trouvant à l'heure actuelle à plus de 12 km sous le niveau de la mer. Nous aurons l'occasion au cours de ce travail de reprendre et de compléter par d'autres arguments les données qui étayaient l'hypothèse de l'ouverture du Golfe par rifting.

Bien qu'elle recueille maintenant l'assentiment de la plupart des auteurs certains la réfutent cependant : les uns considèrent que le Golfe du Mexique est un bassin océanique ancien, où les roches salines se seraient formées en eau profonde, ou auraient migré depuis la périphérie sous le poids des sédiments. D'autres supposent que le fond du bassin aurait été le siège d'une simification progressive à partir d'intrusions du manteau.

A l'exception de la région occidentale du Golfe les sédiments ne sont que peu ou pas déformés, sauf au voisinage des "knolls" qui sont autant d'extrusions salifères. Les rides de la région occidentale sont également interprétées comme résultant de la tectonique salifère. Cependant, leur caractère allongé et leur allure régulière évoquent bien davantage une succession d'anticlinaux et de synclinaux que de dômes salifères. Par ailleurs elles se situent exactement dans le prolongement des plis d'âge miocène supérieur du domaine mexicain méridional le plus externe dont les axes, au Sud-Est de l'isthme de Tehuantepec, plongent en direction du Golfe.

Au Nord-Ouest de l'isthme les sédiments de la plaine côtière ont été également plissés tardivement. Dans ces régions la tectonique salifère joue un rôle important ainsi qu'en témoignent les pièges diapiriques de pétrole, mais il n'est que subordonné à la tectonique plicative cénozoïque. Nous considérons donc qu'entre les régions non déformées du Golfe, avant-pays qui, en raison de sa subsidence et de l'importance des dômes de sel, présente un caractère tout à fait particulier, et la cordillère laramienne de la Sierra Madre Orientale et ses prolongements méridionaux, existe un large domaine plissé tardivement et immergé en très grande partie.

D. LA BORDURE NORD-OCCIDENTALE DE LA MER DES CARAÏBES ; LE BASSIN DU YUCATÁN, LA RIDE ET LA FOSSE CAÏMAN.

A l'Est de la péninsule du Yucatan le plateau continental de la mer des Caraïbes est relativement étroit. Un talus à forte pente le relie au bassin du Yucatan dont la profondeur dépasse 4500m. Cette plaine abyssale est limitée au Sud-Est par la ride Caïman, elle-même limitée au Sud par un abrupt qui domine la fosse océanique Caïman située dans le prolongement oriental des décrochements du système Polochic-Motagua.

Le bassin du Yucatan possède une croûte océanique typique, tant pour l'épaisseur des couches que pour leur vitesse sismique (Edgar et al., 1971). Elle est recouverte de sédiments non déformés, peu épais et d'âge probablement post-éocène (Case J.E. et Holcombe T.L., 1980). L'ouverture du bassin du Yucatan est donc largement postérieure, d'une part, à l'ouverture du Golfe du Mexique et, d'autre part, à l'ouverture des autres bas-

sins caraïbes : les bassins de Colombie et du Vénézuëla possèdent en effet une épaisse couverture sédimentaire pélagique d'âge turonien terminal - campanien à sa base (Donnelly et al., 1973, Hay, 1974). Elle repose sur des basaltes tholéitiques et des dolérites où s'intercalent des sédiments pélagiques (Edgar et al., 1971, Ludwig et al., 1975). Les épanchements volcaniques basiques pré-sénoniens ne représentent donc pas la croûte océanique située originellement à l'emplacement de ces bassins et née bien antérieurement, en raison de la progression vers l'Ouest de la Téthys, liée à la dérive divergente des continents nord et sud américains (Le Pichon et Fox, 1971).

Le dessin presque rectiligne de la côte est du Yucatan, l'existence sur le bord oriental de la péninsule et sur le plateau continental de longues failles parallèles ou subparallèles à la côte (Viniegra, 1971), ainsi que la présence probable d'affleurements de socle au niveau du talus (Case et Holcombe, 1980) indiquent que cette région, bordant à l'Ouest le bassin du Yucatan, correspond à un champ de failles verticales. Il en est de même de sa bordure sud-est : l'escarpement nord de la fosse Caïman est situé dans le prolongement de la zone de failles du Cauto qui traverse la partie méridionale de Cuba. Meyerhoff et Hatten (1968) ont montré que ces failles, qui peuvent être regardées comme l'une des extensions du système Polochic-Motagua s.l., sont des décrochements sénestres. La direction des failles de la bordure ouest du bassin du Yucatan, N30° E, est, ainsi que nous le verrons, celle des anciennes composantes dextres de ce système, qui à l'heure actuelle jouent en failles normales en raison de la rotation du champ de contraintes. L'ouverture en sphénochasme du bassin du Yucatan, selon une direction Nord-Est - Sud-Ouest, paraît donc liée au jeu décrochant des failles du système Polochic-Motagua.

Par ailleurs, la sédimentation paléogène de part et d'autre du bassin du Yucatan, au Yucatan et sur la ride Caïman, est représentée par des calcaires néritiques. Durant le Néogène elle devient pélagique sur la ride Caïman alors qu'elle reste néritique au Yucatan (Butterlin et Bonet, 1965 ; Perfit et Heezen, 1978). Ces modifications des conditions de sédimentation peuvent être en relation avec la naissance et l'évolution au cours du Tertiaire du système Polochic-Motagua et l'ouverture du bassin du Yucatan et de la fosse océanique Caïman.

E. LE DOMAINE MARIN PACIFIQUE ; LA PLAQUE DE COCOS.

Le domaine marin pacifique qui borde les côtes méridionales du Mexique appartient à la plaque océanique de Cocos. Celle-ci est limitée à l'Ouest par la dorsale du Pacifique oriental, de direction subméridienne, découpée par de nombreuses failles transformantes dont les principales sont, du Nord au Sud, celles de Tamayo, Rivera, Orozco, Clipperton et Siqueiros. Sa limite sud est constituée par la dorsale des Galapagos de direction équatoriale, également hâchée de fractures transverses.

De l'entrée du Golfe de Californie à la péninsule d'Osa, au Costa-Rica, s'allonge parallèlement aux côtes mexicaines et centro-américaines la fosse méso-américaine distante de 60 à 160 km des côtes et de profondeur comprise entre 4500 et 6000m. Elle marque la limite nord-orientale de la plaque de Cocos. La terminaison méridionale de la fosse corres-

pond à la ride asismique de Cocos. Immédiatement à l'Est, la zone de fractures actives Nord-Sud de Panama, qui, d'après l'étude des mécanismes au foyer des seismes, serait une faille transformante dextre (Molnar et Sykes, 1969), relie la fosse méso-américaine à l'extrémité orientale de la ride des Galapagos.

La chronologie paléomagnétique (Lynn et Lewis, 1976) et les forages réalisés lors des legs 66, 67 et 84 du Deep Sea Drilling Project au niveau de la fosse, à la hauteur d'Acapulco et du Sud du Guatemala (Moore et al., 1979 ; Aubouin et al., 1979 ; Aubouin et al., 1982) ont montré que l'âge de la croûte océanique de la plaque de Cocos ne remonte pas au-delà du Miocène inférieur, au moins jusqu'au Sud du Guatemala.

La direction des bandes d'anomalies magnétiques est dans l'ensemble fortement oblique par rapport à la fosse. Par ailleurs elle n'est parallèle à la dorsale est-pacifique, c'est-à-dire approximativement Nord-Sud, que pour les âges compris entre le Miocène supérieur et l'Actuel, au Sud de la plaque, et les âges compris entre le Pliocène supérieur et l'Actuel, au Nord de la plaque. La direction des isochrones plus anciens, Nord-Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, est parallèle à celle des rides asismiques Mathématicien et Clipperton, situées à l'Ouest de la dorsale est-pacifique. Ces deux rides peuvent donc être interprétées comme des fragments d'une ancienne dorsale qui limitait à l'Ouest une paléoplaque de Cocos au sein de laquelle s'est ouverte la dorsale est-pacifique actuelle. Cette paléoplaque était limitée au Sud, comme la plaque actuelle, par la dorsale des Galapagos. Celle-ci est née et a progressé d'Ouest en Est durant le Miocène inférieur (Andel (Van) et al., 1971 ; Lonsdale et Klitgord, 1978) individualisant la plaque de Nazca au Sud et la paléoplaque de Cocos au Nord.

C'est à partir de l'extrémité occidentale de la dorsale des Galapagos qu'au Miocène supérieur naît la dorsale est-pacifique actuelle. Elle va progresser graduellement vers le Nord pour atteindre l'entrée du Golfe de Californie il y a environ 4,5 m.a. (Lynn et Lewis, 1976 ; Mammerickx, 1979). Durant le Quaternaire celui-ci s'ouvre peu à peu en ciseau (Coletta et Ortlieb, 1980), l'ouverture étant favorisée par l'existence d'un paléograbén miocène (Chorowicz et al., 1980).

La plaque de Cocos peut être subdivisée en deux régions séparées par la ride asismique de Tehuantepec d'orientation nord-est - sud-ouest : au Nord-Ouest le fond océanique est récent, d'âge miocène supérieur à actuel. Au Sud-Est de la ride il est plus ancien, atteignant la limite inférieure du Miocène à la hauteur de la frontière Guatemala-Salvador, et peut être même l'Oligocène supérieur au niveau de la terminaison méridionale de la fosse méso-américaine. La ride de Tehuantepec introduit également un changement appréciable dans la direction de la fosse méso-américaine, si bien que celle-ci comprend deux parties : à l'Ouest, la fosse d'Acapulco, dirigée N 110°E, à l'Est, la fosse centro-américaine, dirigée N 120°E. A ce changement de direction correspond un élargissement important de la plate-forme continentale. Réduite à 60 km au niveau de la fosse d'Acapulco elle est large de 160 km au droit de la fosse centro-américaine.

La fosse méso-américaine est l'empreinte de la subduction de la plaque océanique de Cocos sous le Mexique méridional et l'Amérique Centrale. Cette subduction se manifeste également par l'existence d'une forte activité sismique et d'un important volcanisme andésitique.

L'activité sismique, en dehors des dorsales et des failles du système Polochic-Motagua, affecte la fosse méso-américaine, la plate-forme continentale, la plus grande partie du Mexique méridional, le Yucatan seul en étant exempt, et les régions côtières pacifiques d'Amérique Centrale. Les foyers sismiques sont superficiels à intermédiaires, compris entre 0 et 300 km (Benioff, 1954 ; Schulz et Weyl, 1960 ; Schulz, 1963 ; Figueroa, 1963). Leur profondeur augmente de la fosse vers le continent ce qui a permis à Benioff de définir, à la suite de ses travaux sur l'Amérique Centrale, le plan qui porte aujourd'hui son nom.

La profondeur des foyers par rapport à leur distance à la fosse montre que la valeur de l'angle de plongement du plan de Benioff varie et que la ride de Tehuantepec introduit, là encore, une nette discontinuité. En avant de la fosse d'Acapulco il n'est que de 15° puis dépasse 20° immédiatement à l'Est de la ride, pour atteindre 40° à la hauteur du Guatemala (Dengo, 1968 ; Brune et al., 1974 ; Mota, 1979 ; Nixon, 1982).

La faible valeur de l'angle de plongement du plan de Benioff en avant de la fosse d'Acapulco laisse supposer qu'il existe une composante horizontale non négligeable du mouvement convergent des plaques nord-américaine et de Cocos. Elle pourrait entraîner un certain écaillage de la croûte et des sédiments de la fosse. C'est semble-t-il ce qui a été constaté lors du leg 66 (Moore et al., 1979), encore que cette accréation ne soit déduite que par des arguments indirects.

Par contre à la hauteur de l'Amérique Centrale la composante verticale l'emporte et il n'existe pas de prisme d'accréation (Aubouin et al., 1979). La marge active centro-américaine, dépourvue d'accréation liée à la subduction mais caractérisée, au contraire, par une tectonique extensive et la présence d'un large plateau continental, a été proposée comme modèle d'un nouveau type de marges actives, les "C.E. Margins" (Convergent-Extensional Margins) auquel se rattacherait notamment la marge sud-américaine bordée par la fosse du Pérou - Chili (Aubouin et al., 1982).

Le volcanisme andésitique associé classiquement à la subduction de la plaque de Cocos est celui de l'axe transmexicain, comme on l'a vu, et de la cordillère côtière centro-américaine. Il existe en outre des manifestations volcaniques andésitiques, plus discrètes, dans la partie externe du Mexique méridional. On notera la discontinuité spatiale du volcanisme récent et en particulier le rôle joué par le système Polochic-Motagua qui limite au Nord le volcanisme centro-américain. Nous tenterons de l'expliquer au cours du chapitre consacré à l'évolution géodynamique.

*
* CHAPITRE II *
*

LES PROVINCES PHYSIOGRAPHIQUES DU MEXIQUE MERIDIONAL ET DU
NORD DE L'AMERIQUE CENTRALE (fig. b).

L'ensemble des cordillères et des hautes terres du Mexique méridional a été longtemps, et reste encore parfois, désigné sous le terme imprécis de *Sierra Madre du Sud*. Dès 1959 cependant, le géographe E. Raisz établissait une distinction claire entre les régions situées de part et d'autre de l'isthme de Tehuantepec : les provinces physiographiques, d'altitude élevée, situées à l'Ouest de l'isthme, étaient groupées sous le nom de "Système de la Sierra Madre du Sud" ; celles situées à l'Est de l'isthme sous le nom de "Hautes terres du Chiapas - Guatemala". Cette distinction reste essentielle, tant du point de vue physiographique que géologique. Il est possible par ailleurs de diviser ces ensembles en plusieurs provinces. Pour la plupart d'entre elles nous garderons la terminologie de E. Raisz.

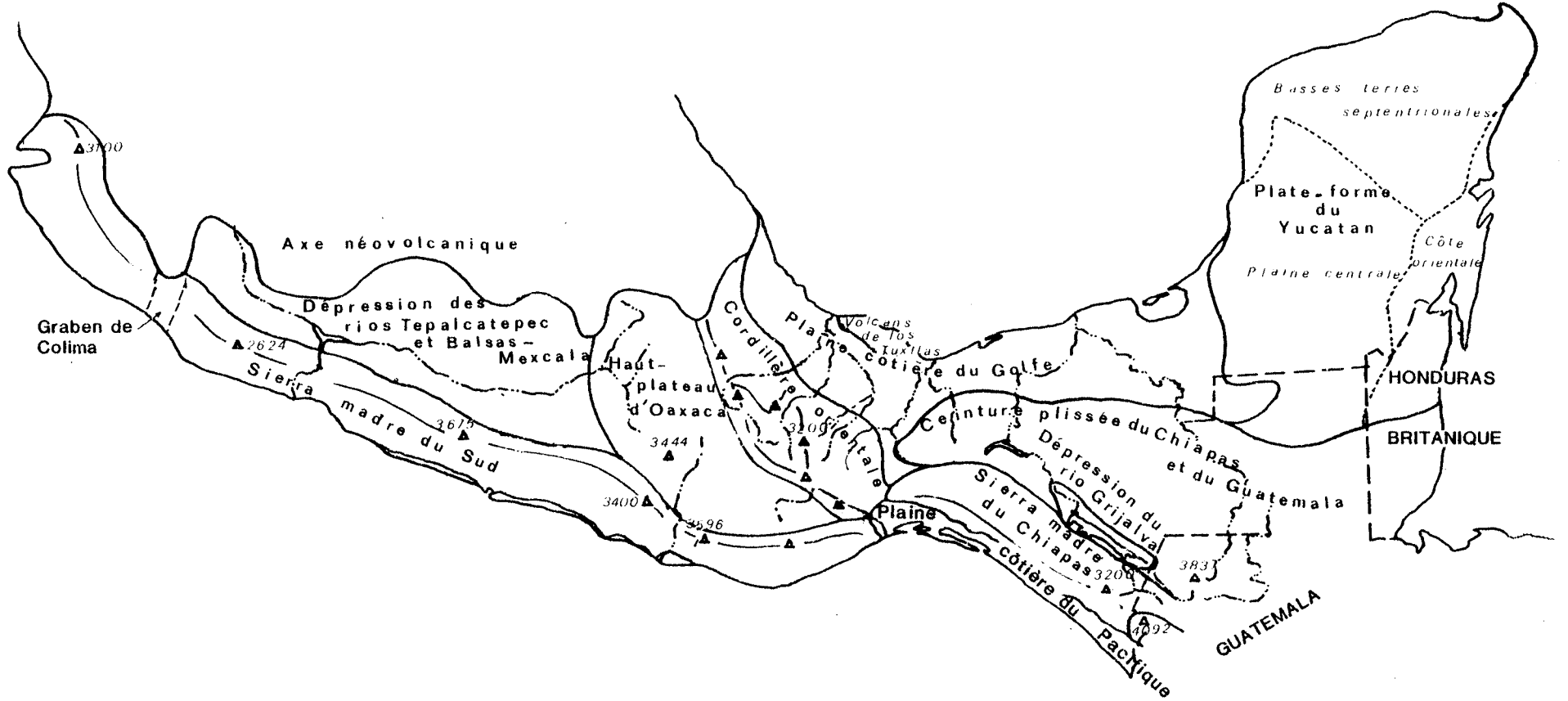
A. LES PROVINCES PHYSIOGRAPHIQUES SITUÉES A L'OUEST DE L'ISTHME
DE TEHUANTEPEC.

1°/- La Sierra Madre du Sud :

Nous appellerons *Sierra Madre du Sud* la cordillère qui s'étend le long de la côte pacifique, de l'entrée du Golfe de Californie à l'isthme de Tehuantepec, sur une longueur d'environ 1200 km et une largeur de 100 km. Cette acception est plus restrictive que celle de E. Raisz. Elle exclut aussi la Sierra Madre du Chiapas qui n'est, ni spatialement, ni géologiquement, le prolongement de la Sierra Madre du Sud.

Le versant méridional de la chaîne, couvert d'une végétation tropicale luxuriante, est relié à l'Océan Pacifique par une plaine côtière étroite où y plonge directement dans des sites souvent grandioses comme celui d'Acapulco. Il s'élève rapidement jusqu'à la ligne de crête dont l'altitude moyenne est de 2500 mètres, plusieurs sommets dépassant 3000 mètres (point culminant : Cumbres de la tentación, 3675m). Le versant septentrional est tout aussi escarpé et, comme le versant méridional, entaillé par de nombreux cours d'eau.

Dans la région de Colima, la continuité de la Sierra Madre du Sud est interrompue par un graben, situé dans le prolongement de la dorsale du Pacifique oriental et qu'empruntent les rios Armeria et Coahuayana. Plus à l'Est, le rio Balsas et le rio Verde recourent aussi la totalité de la chaîne presque perpendiculairement.



2°/- La dépression des rios Tepalcatepec et Balsas-Mexcala :

A l'Ouest du graben de Colima la Sierra Madre du Sud rejoint l'axe volcanique transmexicain. A l'Est, les cours d'eau qui prennent naissance sur le flanc sud des volcans de l'axe et le flanc nord de la Sierra Madre du Sud descendent vers une zone déprimée, comprise entre l'axe volcanique transmexicain, le pied du versant septentrional de la Sierra Madre du Sud et le haut-plateau d'Oaxaca. Elle est occupée par de vastes bassins, de forme plus ou moins elliptique, orientés W-NW - E-SE. Ils sont drainés par les rios Tepalcatepec et Balsas - dont le cours supérieur est appelé Mexcala - et par leurs affluents. L'altitude de la partie centrale des bassins n'est que de l'ordre de 500 mètres.

Les rios Tepalcatepec et Balsas-Mexcala alimentent l'importante retenue de l'Infierno. Le cours d'eau qui s'en échappe, appelé de nouveau Balsas ou Mexcala, va se jeter dans le Pacifique après avoir traversé la Sierra Madre du Sud.

3°/- Le haut-plateau d'Oaxaca :

La limite physiographique entre la région déprimée précédente et le haut-plateau d'Oaxaca ne correspond à aucune rupture brutale. A l'Est d'une ligne passant approximativement par les localités d'Izucar de Matamoros, Cohetzala et Ilapa les altitudes croissent progressivement tandis que les cours du rio Mexcala et de ses affluents deviennent plus encaissés. On passe ainsi à un haut-plateau dont l'altitude moyenne est de l'ordre de 1800-2000 mètres mais dont certains sommets dépassent 3000 mètres (point culminant : Cerro Yucuyácuá, 3444 mètres). Par ailleurs le drainage ne se fait plus exclusivement vers l'Océan Pacifique mais déjà, en partie, vers le Golfe du Mexique. Le climat est semi-aride et c'est une des régions les moins peuplées et peut être la plus pauvre du Mexique.

4°/- La Cordillère orientale ou Sierra de Juarez :

Depuis Orizaba jusqu'à l'Isthme de Tehuantepec, soit sur une longueur de 350 km, s'allonge une chaîne plissée dirigées NW-SE. Elle se situe dans le prolongement de la Sierra Madre Orientale mais sa largeur, comprise entre 80 et 100 km, est beaucoup plus réduite. Sa limite avec le haut-plateau d'Oaxaca est nette et correspond notamment aux vallées de Tehuacan-Oaxaca (ou cañada oaxaqueña) et d'Oaxaca-Mitlá. La route Puebla-Tehuacan-Oaxaca-Tehuantepec suit à peu près cette limite. Plusieurs sommets dépassent 3000 mètres et le relief est disséqué par de nombreux cours d'eau profondément encaissés. Le flanc oriental descend rapidement jusqu'à la large

Fig. b : Les provinces physiographiques du Mexique méridional et du Nord de l'Amérique centrale.

plaine côtière du Golfe du Mexique. Celle-ci est accidentée, à l'Ouest de Coatzacoalcos par les volcans de los Tuxtlas.

Dans sa partie centrale, la cordillère orientale porte le nom de Sierra de Juarez, Don Benito Juarez, le plus illustre des présidents du Mexique, ayant vu le jour à Guelatao, petite localité située au NE d'Oaxaca, au coeur de cette chaîne.

L'axe de drainage principal de la Sierra de Juarez est le rio Grande d'Oaxaca qui porte le nom de rio Santo Domingo dans son cours moyen et de rio Papaloapan dans son cours inférieur. Il débouche au Sud de Veracruz dans la lagune d'Alvaredo qui communique avec le Golfe du Mexique.

B. LES PROVINCES PHYSIOGRAPHIQUES SITUÉES A L'EST DE L'ISTHME DE TEHUANTEPEC.

1°/- La Sierra Madre du Chiapas :

A l'Est de l'isthme de Tehuantepec une plaine côtière continue, large de 10 à 25 km, longe l'Océan Pacifique. Elle est bordée par le versant SW de la Sierra Madre du Chiapas, cordillère qui s'étend parallèlement à l'Océan Pacifique, de l'isthme de Tehuantepec jusqu'au système Polochic, sur une longueur de 320 km et une largeur de 80 km. Les altitudes croissent peu à peu de 900 mètres à l'Est de l'isthme à plus de 3000 mètres au Nord du système Polochic (point culminant : Cerro Paisthal, 3200 mètres). Au Sud du système Polochic le volcan Tacaná situé à l'extrémité nord de la cordillère volcanique centro-américaine, dans le prolongement de la Sierra Madre du Chiapas, culmine à 4092 mètres.

La ligne de crête de la Sierra Madre du Chiapas constitue la ligne de partage des eaux qui, d'un côté, dévalent vers le Pacifique en courts torrents et de l'autre, rejoignent le rio Grijalva qui va se déverser dans le Golfe du Mexique.

Le profil de la chaîne est fortement dissymétrique. Le versant pacifique, très escarpé, est couvert d'une végétation d'abord arbustive puis forestière tropicale, de plus en plus exhubérante au fur et à mesure que l'on s'approche de l'Amérique centrale. Le versant nord-est descend plus graduellement vers la vallée du rio Grijalva et sa végétation est beaucoup moins dense.

2°/- La dépression du rio Grijalva ou dépression centrale du Chiapas :

Longue de 170 km et large en moyenne de 30 km, la dépression centrale du Chiapas va de la frontière Guatémaltèque à Tuxtla-Gutierrez, la capitale de l'Etat du Chiapas. Son altitude est de l'ordre de 500 mètres. C'est une région presque plane où confluent les affluents du cours

amont du rio Grijalva qui en occupait l'axe sur toute sa longueur. Aujourd'hui elle est en grande partie noyée par la retenue de l'Angostura. A la hauteur de Tuxtla-Gutierrez, le rio Grijalva, jusque là orienté, comme la dépression, NW-SE, prend une direction N-S entaillant un canyon profond de près de 1000 mètres, le spectaculaire canyon du Sumidero, dans le premier chaînon plissé du Chiapas. L'individualité de la dépression centrale disparaît alors.

Le climat de cette région est semi-aride. Elle est vouée à l'élevage extensif.

3°/- La ceinture plissée du Chiapas et du Guatemala :

La ceinture plissée du Chiapas et du Guatemala est située, au Mexique, entre la dépression du rio Grijalva ou directement, au Nord-Ouest, entre la Sierra Madre du Chiapas et la plaine côtière du Golfe du Mexique. Au Guatemala et jusqu'au Honduras britannique, où elle se termine, elle est comprise entre le système Polochic et la plate-forme du Yucatan. Elle est longue de 650 km et large de 150 à 200 km. Sa limite nord, dont le dessin traduit, en l'atténuant, celui de l'allongement des plis, présente une double convexité, dirigée vers le Nord au Mexique et vers le Sud au Guatemala et au Honduras britannique.

La partie centro-méridionale de la chaîne est la plus élevée. Sa hauteur dépasse souvent 2000 mètres. San cristobal de las Casas, par exemple, l'ancienne capitale du Chiapas, à 20 km seulement au Nord de la dépression centrale, est située à 2200 mètres. Elle culmine à 3837 mètres dans la Sierra de los Cuchumatanes au Guatemala. Les altitudes décroissent ensuite assez régulièrement vers le Nord et la façade maritime du Golfe se couvre peu à peu de forêts et de plantations tropicales.

En plus de rio Grijalva, le rio Usumacinta constitue un deuxième axe de drainage, tout aussi important. Vers lui se dirigent les cours d'eau de la partie orientale du Chiapas et ceux qui descendent des régions élevées du Guatemala. Son cours moyen sert de frontière entre le Mexique et le Guatemala, puis, après avoir décrit de nombreux méandres dans la plaine côtière, il conflue avec le rio Grijalva près de son embouchure.

4°/- La plate-forme du Yucatan :

La plate-forme du Yucatan, que l'on peut comparer à la Floride, à la différence près que les lacs y occupent une superficie bien moindre, est une vaste table de 150.000 km², d'altitude faible et à topographie karstique.

On peut y reconnaître trois sous-ensembles physiographiques :

- *les basses terres septentrionales* s'élevant de quelques mètres ou dizaines de mètres au-dessus du niveau de la mer sont piquetées de petites dolines. Le drainage y est insignifiant.

- *La plaine centrale du Yucatan*, séparée des basses terres par la Sierrita de Ticúl, élévation atteignant 150 mètres au plus, orientée Nord-Ouest - Sud-Est sur 110 km de long. A partir de cette limite les altitudes croissent légèrement vers le Sud pour atteindre 500 mètres au maximum dans la province du Petén au Guatemala. Le relief, essentiellement dû à la topographie karstique, mais sans doute aussi, comme pour la Sierrita de Ticúl, lié à la présence de failles, est plus accidenté. Un seul cours d'eau de quelque importance, le rio Candelaria ou Caribe atteint la mer. Les autres convergent dans des dolines ou se perdent dans des gouffres dont le plus célèbre est le "Cenote" de Chichen Itza où l'on précipitait, à en croire les évêques espagnols du XVIème siècle, des victimes chargées de bijoux et d'offrandes aux dieux mayas.

- *La côte orientale du Yucatan* est marécageuse et les lagunes y sont nombreuses. Au large de la rive se développent d'importants récifs coralliens. Cette région se prolonge du Honduras britannique jusqu'au Sud de la capitale, Belize, où elle se termine au pied des Monts Maya, extrémité orientale de la ceinture plissée du Chiapas et du Guatemala. Dans sa partie méridionale les cours d'eau sont plus nombreux et l'un d'eux, le rio Hondo, sert de frontière entre le Mexique et le Honduras britannique.

*
* CHAPITRE III *
*

LES DOMAINES GEOLOGIQUES DU MEXIQUE MERIDIONAL.

Les provinces physiographiques définies précédemment doivent en partie leur individualité à la tectonique récente et aux phénomènes d'érosion. Aussi ne concordent-elles que partiellement avec les grands ensembles géologiques. Certaines sont composites, d'autres n'ont aucune limite stratigraphique ou structurale majeure.

A. LES PROVINCES DES GEOLOGUES PETROLIERS.

Les travaux des géologues pétroliers de la Compagnie Nationale mexicaine PEMEX (Pétroleos mexicanos) ont contribué pour une large part à la connaissance du Mexique. C'est pourquoi les divisions qu'ils ont établies sont celles que l'on retient le plus souvent. Ainsi, dans son ouvrage sur la géologie du Mexique (1979), E. Lopez Ramos distingue au Sud de l'axe néovolcanique transmexicain sept grandes provinces (fig. c). Ce sont :

1°/- La Sierra Madre du Sud et le haut-plateau d'Oaxaca :

La Sierra Madre du Sud et le haut-plateau d'Oaxaca constituent un vaste ensemble de quelques 130.000 km². Dans cette province prédominent les roches métamorphiques, plutoniques et éruptives. L'auteur lui rattache la partie sud de l'isthme de Tehuantepec, individualisée toutefois en sous-province.

2°/- Le Bassin de Morelos-Guerrero :

Le Bassin de Morelos-Guerrero est situé dans la dépression du rio Balsas-Mexcala. Il tire son nom des Etats de Morelos et Guerrero (fig. d) dont il occupe une grande partie de la superficie. Ses limites correspondent aux affleurements des formations sédimentaires mésozoïques de cette région tels qu'ils apparaissent sur la *Carta Geologica de la Republica Mexicana* (éch. 1/2.000.000ème, 4ème édition, 1976).

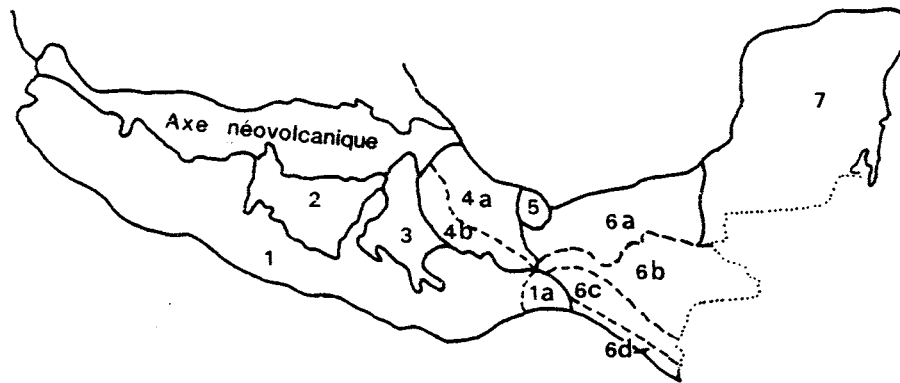


Fig. c : Les provinces et sous-provinces géologiques du Mexique méridional d'après E. Lopez-Ramos (1979).

1. Sierra Madre du Sud et haut-plateau d'Oaxaca ; 2. Bassin de Morelos-Guerrero ; 3. Bassin de Tlaxiaco ; 4. Bassin de Veracruz (4a) et Sierra de Juarez (4b) ; 5. Province de San Andres-Tuxtla ; 6. Province du SE du Mexique : 6a. Bassins tertiaires du SE ; 6b. Sierra du Chiapas ; 6c. Massif du Chiapas ; 6d. Plaine côtière du Pacifique ; 7. Plate-forme du Yucatán-Campeche.



Fig. d : Carte des Etats de la République mexicaine.

3°/- Le Bassin de Tlaxiaco :

Tlaxiaco est une petite localité qui se trouve sur le haut-plateau d'Oaxaca à environ 120 km à l'W-NW de cette ville. Les limites du bassin de Tlaxiaco sont, comme pour le bassin précédent, les limites des affleurements des terrains sédimentaires mésozoïques, situés ici sur le haut-plateau d'Oaxaca.

4°/- Le Bassin de Veracruz et la Sierra de Juarez :

Le bassin de Veracruz correspond à la région de la plaine côtière du Golfe du Mexique comprise entre la terminaison orientale de l'axe néovolcanique et les volcans de los Tuxtlas. La Sierra de Juarez représente la majeure partie de la cordillère occidentale dont le secteur méridional est rattaché à la province de la Sierra Madre du Sud et du haut-plateau d'Oaxaca.

E. Lopez Ramos groupe ces deux sous-provinces en un même ensemble, essentiellement parce-que les sédiments clastiques cénozoïques du bassin de Veracruz proviennent de la Sierra de Juarez, dont il souligne, par ailleurs, la grande complexité.

5°/- La province de San Andrés-Tuxtla :

La petite province de San Andrés-Tuxtla est représentée par les volcans de los Tuxtlas et les affleurements cénozoïques limitrophes des appareils volcaniques.

6°/- La province Sud-Est du Mexique :

La province Sud-Est du Mexique comprend quatre sous-provinces. Ce sont du Nord au Sud :

a- Les bassins tertiaires du Sud-Est.

Il s'agit des bassins de l'Isthme de Tehuantepec et de Tabasco, c'est-à-dire des régions de la plaine côtière du Golfe du Mexique situées à l'Est des volcans de los Tuxtlas. Ces bassins, outre l'intérêt économique qu'ils présentent, puisqu'ils renferment les plus gros gisements d'hydrocarbures du Mexique, sont caractérisés par de puissantes formations détritiques cénozoïques, dépassant 3000 mètres d'épaisseur.

b- La Sierra du Chiapas.

La Sierra du Chiapas est l'édifice montagneux situé au Sud

des bassins tertiaires et constitué de terrains sédimentaires plissés d'âge paléozoïque supérieur à cénozoïque. Son domaine englobe la dépression du rio Grijalva et une partie de la Sierra Madre du Chiapas.

c- Le massif du Chiapas.

Le massif du Chiapas est formé de roches magmatiques et métamorphiques. Il s'étend de l'isthme de Tehuantepec à la frontière guatémaltèque. Pour l'essentiel il correspond à la Sierra Madre du Chiapas, exception faite de ses termes sédimentaires.

d- La plaine côtière du Pacifique.

C'est la partie de la plaine côtière du Pacifique située au pied du massif du Chiapas et limitée au NW par la sous-province de la partie sud de l'isthme de Tehuantepec.

7°/- La plate-forme du Yucatan-Campeche :

La plate-forme du Yucatan-Campeche groupe les trois unités physiographiques de la plate-forme du Yucatan de E. Raisz. Elles présentent, en effet, la même constitution géologique.

Comme on le voit, la distinction entre ces différentes provinces qui, rappelons-le, demeurent les divisions géologiques les plus usitées, repose essentiellement sur la présence ou non de formations sédimentaires, en d'autres termes sur l'existence de terrains susceptibles ou non de renfermer des gisements d'hydrocarbures. Elle ne prend en compte ni la situation des édifices les uns par rapport aux autres ni leurs caractéristiques paléogéographiques et structurales. Ceci explique notamment pourquoi le terme de "Sierra Madre du Sud" est des plus ambigu et que l'on considère généralement les Sierras du Chiapas et du Guatemala comme le prolongement méridional de la Sierra Madre Orientale.

B. DEFINITION DES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES.

Les édifices anciens du Mexique méridional, comme d'ailleurs de l'ensemble du Mexique, ont été profondément érodés à la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque. Ce bâti plus ou moins arasé et largement cacheté par des dépôts molassiques continentaux résultant de sa destruction, a tout d'abord été disloqué en raison de l'ouverture progressive vers l'Ouest, de la Tethys. Simultanément la subduction du Pacifique engendrait sur sa marge occidentale un volcanisme andésitique. On peut donc, en première approximation, différencier deux grands domaines : l'un, oriental, où l'ouverture des bassins et les transgressions mésozoïques sont d'obédience téthysienne, l'autre, occidental, caractérisé par l'existence d'une marge

active, au moins à certaines époques. Les phases compressives qui se sont succédées durant le Mésozoïque et le Cénozoïque les ont rapprochés et ont donné naissance à des systèmes plissés dont certains secteurs ont été par la suite déplacés par d'importants coulissages. La plus grande partie du Mexique méridional est ainsi constituée d'édifices montagneux dont la tectogenèse est polyphasée. Ils présentent en outre une nette polarité orogénique, les déformations majeures étant plus récentes dans les chaînes orientales. Toutefois certaines régions sont demeurées stables ou n'ont connu qu'une subsidence régulière et leur couverture sédimentaire n'est que peu ou pas déformée.

En utilisant une terminologie déjà plus ou moins consacrée par l'usage ou empruntée aux ethnies et civilisations précolombiennes (fig. e) nous distinguerons les ensembles géologiques suivants (fig. f).



Fig. e : Les principales ethnies de l'empire (cem-anahuac ou "monde unique") aztèque à son apogée.

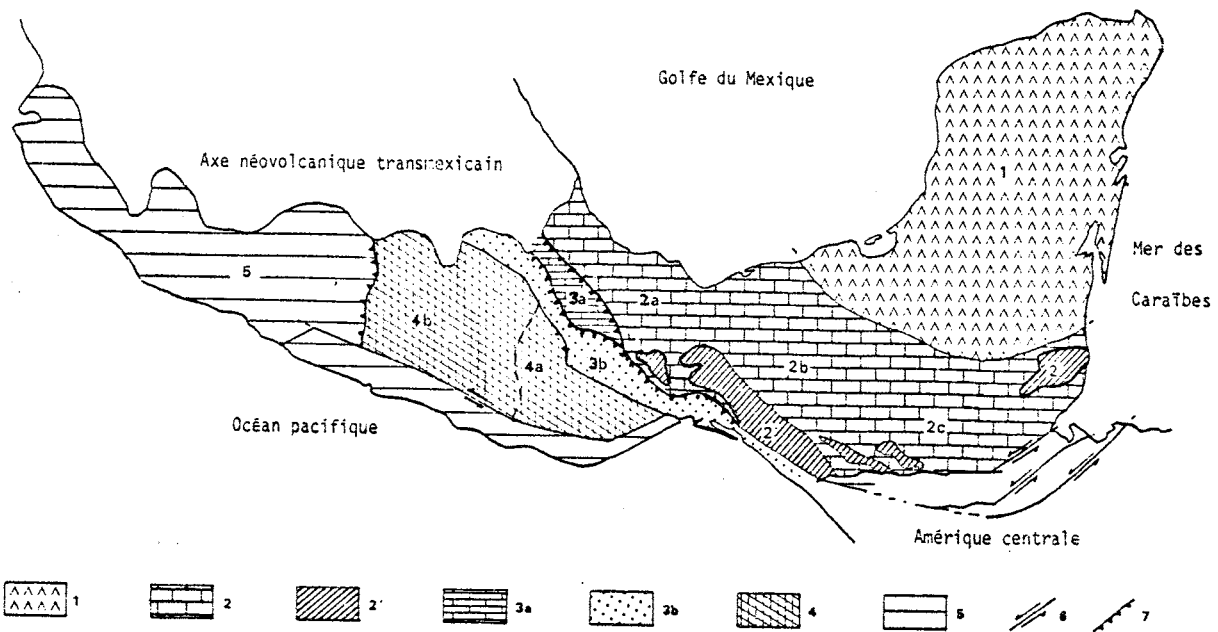


Fig. f : Les grands ensembles géologiques du Mexique méridional et du Nord de l'Amérique centrale.

1. Avant-pays maya ;
2. Domaine olmèque (2a), chiapanèque (2b) et quiché (2c) ;
- 2' Socle du domaine olmèque, chiapanèque et quiché ;
3. Sierra de Juarez ; 3a. domaine externe ; 3b. domaine interne ;
4. Domaine oaxaquénien ; 4a. domaine zapotèque ; 4b. domaine mixtèque ;
5. Domaine cordillérain oriental ;
6. Décrochements principaux ;
7. Chevauchements majeurs.

1°/- L'avant-pays maya :

L'avant-pays maya est le domaine tabulaire situé "en avant", c'est-à-dire au Nord, des premiers chaînons plissés du Mexique, du Guatemala et du Honduras britannique. Il comprend la péninsule du Yucatan proprement dite, une grande partie de la province du Petén au Guatemala et la région située au Nord des Monts Maya au Honduras britannique. Seul le Cénozoïque affleure mais les formations plus anciennes sont cependant connues grâce à de nombreux forages pétroliers dont certains ont atteint le socle pré-Mésozoïque. Les accidents principaux sont orientés S-SW - N-NE et affectent surtout la partie orientale du domaine. L'une des failles conjuguées, de direction W-NW - E-SE détermine l'élévation de Ticul.

2°/- Le domaine olmèque, chiapanèque et quiché :

En arrière de l'avant-pays maya vient une large ceinture plissée tardivement. C'est ce critère structural que nous retenons pour englober dans un même domaine les bassins tertiaires des géologues pétroliers, l'ensemble du Chiapas et ses prolongements guatémaltèques.

Les affleurements de la plaine côtière du Golfe du Mexique et les forages pétroliers montrent que cette région est plissée à l'égal du Chiapas. C'est la région olmèque où est née la première des civilisations pré-colombiennes, mal connue, mais qui a sans doute influencé la culture maya, elle-même modèle de celles qui l'ont suivie.

La région chiapanèque s'étend sur la totalité de l'état du Chiapas et une partie des états de Veracruz et d'Oaxaca. L'état du Chiapas doit son nom au groupe ethnique des Chiapas, parent de celui des Mayas, aujourd'hui éteint (selon la légende les Chiapas se seraient précipités dans le canyon du Sumidero, préférant la mort à la soumission aux troupes de Cortès).

Le Quiché est une des provinces du Guatemala, traversée en partie par la haute Sierra de los Cuchumatanes et la Sierra de Chama qui prolongent les plis du Chiapas. C'est aussi l'ethnie la plus importante du Guatemala septentrional. Entendue dans un sens très large, la région quiché correspond à l'ensemble plissé situé au Guatemala et au Honduras britannique entre l'avant-pays maya et le système Polochic.

Le socle pré-Mésozoïque de la ceinture plissée olmèque, chiapanèque et quiché affleure au Chiapas en arrière de la chaîne, au Guatemala dans le cœur d'anticlinaux tardifs et en bandes allongées entre les failles des systèmes Polochic et Motagua, et au Honduras britannique dans le horst des Monts Maya. La couverture mésozoïque, excepté un tégument molassique continental post-appalachien, est constituée essentiellement par d'épais calcaires de plate-forme. Le Tertiaire est à dominante détritique. Dans la partie olmèque du domaine et la région occidentale du Chiapas ces dépôts, à caractère molassique, sont marins et particulièrement puissants. A l'Est du Chiapas et dans la région quiché ils sont à dominante continentale et d'épaisseur plus réduite.

3°/- La Sierra de Juarez :

A l'Ouest du domaine olmèque se dresse la cordillère orientale de E. Raisz. Ce terme n'étant que peu usité et l'adjectif "cordilléraire" s'appliquant au Mexique au domaine d'obédience pacifique situé en marge ouest du continent, nous lui préférons celui de Sierra de Juarez, entendu, là aussi, dans un sens très large.

Le front de la *Sierra de Juarez* passe, au niveau de l'isthme de Tehuantepec en arrière du socle du Chiapas dont il chevauche la couverture méridionale, puis disparaît sous les alluvions de la plaine côtière du Pacifique. Sa limite ouest correspond à d'importantes failles verticales dont les principales sont dirigées N 120°E et N 160°E.

Cet édifice comprend deux grands ensembles :

- *un domaine externe*, situé au Nord-Est, formé de séries marines principalement carbonatées néritiques d'âge kimméridgien à paléocène ;

- *un domaine interne*, situé à l'Ouest et au Sud-Ouest et chevauchant le domaine externe. Il comprend des unités de socle et des formations mésozoïques à dominante détritique, renfermant des éléments ophiolite-

tiques et en partie épimétamorphiques. L'amas serpentiniteux le plus important affleure à l'Est de la localité de Cuicatlan, raison pour laquelle nous parlerons de *bassin cuicatèque* à propos de ces formations.

La *Sierra de Juarez*, à l'égal de la *Sierra Madre Orientale* émerge en totalité à la fin du Paléocène. Par la suite se déposent des molasses continentales discordantes puis des épanchements volcaniques qui cachètent une grande partie de l'édifice, particulièrement dans ses régions méridionales.

4°/- Le domaine oaxaquénien ou bloc d'Oaxaca :

A l'Ouest des failles qui limitent la *Sierra de Juarez*, le *domaine oaxaquénien* comprend le haut-plateau d'Oaxaca et la région orientale du bassin de Morelos Guerrero. Nous le limiterons au Sud aux failles qui marquent le pied du flanc nord de la *Sierra Madre du Sud* s.s.

Les affleurements du socle précambrien et paléozoïque inférieur occupent une vaste superficie du domaine oaxaquénien. Un contact tectonique majeur, ancien, permet de subdiviser le socle en deux grands ensembles : A l'Est le *domaine zapotèque*, à l'Ouest le *domaine mixtèque*.

Le socle du *domaine zapotèque* est constitué de paragneiss et d'orthogneiss granulitiques dont l'âge du métamorphisme est grenvillien. Ces roches métamorphiques sont recouvertes de rares lambeaux sédimentaires d'âge paléozoïque inférieur et paléozoïque supérieur.

Le socle du *domaine mixtèque* est formé par les "schistes Acatlán" dont l'âge du métamorphisme est paléozoïque inférieur. Cette formation comprend des roches métasédimentaires et métaophiolitiques.

Le domaine oaxaquénien possède une couverture sédimentaire mésozoïque d'épaisseur réduite dans sa partie centrale et méridionale. Sa puissance augmente à la périphérie du massif où les faciès sont plus profonds. Elle est recouverte en discordance par des dépôts molassiques continentaux, des produits pyroclastiques et des laves cénozoïques.

5°/- Le domaine Cordillérain occidental :

Les formations calcaires de plate-forme de la couverture occidentale du domaine oaxaquénien passent vers l'Ouest à des sédiments volcano-détritiques à intercalations de calcaires pélagiques épimétamorphiques. Plus à l'Ouest vient une puissante séquence volcanique trachy-andésitique et volcano-détritique, en partie métamorphique qui affleure notamment en bordure de la côte Pacifique de Zihuatanejo à l'entrée du *Golfe de Californie*. Ces formations prolongent au Sud de l'axe néovolcanique, les ceintures calco-alcalines mésozoïques des régions nord-occidentales du Mexique et des Etats-Unis. L'ensemble est charrié vers l'Est sur la bordure occidentale du domaine oaxaquénien. Il est largement cacheté par des dépôts mo-

lassiques rouges cénozoïques et par le volcanisme ignimbrétique de la *Sierra Madre Occidentale*.

La région correspondant à la partie de la *Sierra Madre du Sud* s.s. allant de Zihuatanejo à l'isthme de Tehuantepec est en très grande partie constituée de migmatites et de nombreux plutons granitiques et granodioritiques. Les migmatites appartiennent au *complexe Xolapa*, Xolapa étant un village situé sur la route Mexico-Acapulco, entre Chilpancingo et Acapulco où cette formation a été définie par Z. de Cserna (1965).

Dans la région Chontál, située à l'extrémité orientale de la *Sierra Madre du Sud*, le complexe Xolapa supporte des formations épimétamorphiques mésozoïques volcaniques et volcano-détritiques. Elles sont surmontées par les séries détritiques du Crétacé supérieur. Des formations analogues affleurent dans une zone étroite, extrêmement tectonisée, au niveau du contact entre la Sierra Madre du Sud et le domaine oaxaquénien.

On les retrouve enfin à l'extrémité sud du Chiapas entre les failles Polochic et Motagua.

Ces formations s'apparentent à celles que l'on rencontre à l'Ouest du domaine oaxaquénien.

Le complexe Xolapa et les terrains qui le surmontent sont limités au Nord par d'importantes failles parallèles à la côte pacifique. Elles représentent vraisemblablement le prolongement vers l'Ouest du système Polochic-Motagua s.l.

La Sierra Madre du Sud s.s., entre Zihuatanejo et l'isthme de Tehuantepec, et les affleurements de l'extrémité sud des Chiapas apparaissent ainsi comme d'étroites lanières que l'on peut rattacher au système cordillérain occidental. L'importance de son décalage vers l'Est, où il se trouve au contact de domaines très différents, peut être expliquée par l'ampleur des coulissages sénestres cénozoïques qui se sont produits le long du système Polochic-Motagua et ont conduit à la troncature de l'extrémité sud du continent nord-américain.

*
* CHAPITRE IV *
*

LES PRINCIPAUX TRAVAUX CONCERNANT LE MEXIQUE MERIDIONAL
ET LE NORD DE L'AMERIQUE CENTRALE.

Dès la découverte des premiers gisements mexicains, en 1902 dans l'isthme de Tehuantepec, en 1904 à El Ebano, près de Tampico, l'ensemble des plaines côtières du Golfe du Mexique a été considéré comme potentiellement riche en ressources pétrolières. Aussi les géologues, appartenant d'abord à des compagnies privées puis, à la suite de la nationalisation de l'industrie pétrolière en 1938, à l'organisme public PEMEX, ont-ils manifesté un intérêt précoce pour ces régions où ont été réalisés de nombreux travaux. Ils devaient aboutir, comme on le sait, à la découverte des très grands gisements du SE du Mexique dont la production représente 92% du brut mexicain. Les recherches ont commencé dans les régions nord et est de l'isthme de Tehuantepec où le pétrole a été tout d'abord exploité dans les molasses tertiaires. Au cours de la dernière décennie des réservoirs productifs ont été rencontrés au niveau des formations mésozoïques dans les régions de Villahermosa et "offshore" au large de Campeche (il s'agit principalement de calcaires dolomitiques où les hauteurs imprégnées peuvent atteindre 1300m). Trois gisements se classent parmi les "super-géants" et constituent, à l'échelle mondiale, les découvertes les plus considérables de ces dernières années.

La prospection des plaines côtières du Golfe du Mexique, que l'importance économique des découvertes récentes ne peut que stimuler davantage, s'est faite au détriment des autres régions du Mexique méridional. Cependant les géologues pétroliers y ont effectué un certain nombre de recherches, en particulier dans les domaines maya et chiapanèque où ont été réalisés plusieurs forages d'exploration. Ces études ont été exécutées par les géologues de PEMEX mais aussi par les géologues de l'I.M.P. (Instituto Mexicano del Petroleo), organisme créé en 1965.

Les régions voisines du Golfe du Mexique mises à part, le Mexique méridional est de très loin la partie la moins connue du Mexique et, à l'heure actuelle, de larges secteurs demeurent encore totalement inexplorés. Différentes raisons expliquent le nombre restreint de travaux le concernant, parmi lesquelles on peut citer : la rareté des voies de communication, bien que récemment un important effort ait été entrepris pour relier par des pistes carrossables les villages les plus importants aux grands axes routiers ; le très petit nombre des feuilles topographiques éditées à ce jour par la DETENAL (Direction de Estudios del Territorio Nacional), organisme créé en 1968 qui a d'abord établi les cartes des régions nord du Mexique ; également, sans doute, l'éloignement des Etats-Unis. A ceci s'ajoute l'opinion répandue que le Sud du Mexique est le domaine de la "Selva" tropicale où l'observation est malaisée. Si, en effet, les conditions d'affleurement ne sont guère comparables à celles des régions arides du Nord, au-dessus des "tierras calientes" d'altitude inférieure à 600m et en arrière des façades maritimes du

Golfe du Mexique et de l'Océan Pacifique abondamment arrosées, l'altitude atténuée le caractère tropical du climat et le couvert végétal est relativement peu dense.

Nous ne mentionnerons ici que les travaux qui ont constitué des étapes importantes dans la connaissance des différents domaines du Mexique méridional et du Nord de l'Amérique centrale. Par la suite ceux qui se rapportent directement aux régions décrites au cours de ce travail seront repris plus en détail.

A. LES TRAVAUX CONCERNANT L'AVANT-PAYS MAYA.

La première description géographique et géologique de la péninsule du Yucatan remonte à la fin du siècle dernier. Elle est due à *K. Sapper* (1896). Mais ce n'est qu'à partir de 1945 que la géologie du domaine Maya va être précisée peu à peu grâce, en particulier, aux recherches des géologues de PEMEX. La prospection géophysique débute en 1947, et, en 1953, est réalisé le premier forage pétrolier. Parallèlement, l'âge des faciès et la distribution des formations cénozoïques affleurantes font l'objet de divers travaux dont les plus importants sont ceux de *J. Butterlin* et *F. Bonet* (1958-1966) au Mexique, de *G. Flores* (1952) au Honduras britannique, et de la *New Orleans Geological Society* (1962) dans l'ensemble du domaine.

L'information apportée par les sondages effectués au Mexique, au Guatemala et au Honduras britannique, a été publiée en 1975 par *E. López-Ramos* qui, l'année suivante, établit la carte géologique de la péninsule du Yucatan-Campeche.

B. LES TRAVAUX CONCERNANT LE DOMAINE OLMEQUE-CHIAPANEQUE ET QUICHÉ.

C'est en 1844 que don *Andrès Manuel del Rio* publie les premières observations géologiques concernant ce domaine, dans un rapport sur les conditions de percement d'un canal au niveau de l'isthme de Tehuantepec.

- En 1868, les géologues français *A. Dollfus* et *E. Mont-Serrat*, participant d'une expédition scientifique envoyée par Napoléon III au Mexique et en Amérique centrale, publient, après un an passé au Guatemala et au Salvador, un ouvrage accompagné d'une carte, qui donnent des indications physiographiques ainsi qu'une première idée des séquences stratigraphiques et de la distribution du volcanisme.

- On s'accorde toutefois pour reconnaître en *K. Sapper* (1894-1937) le grand précurseur de la géologie des régions situées à l'Est de l'isthme de Tehuantepec, au Mexique et en Amérique centrale septentrionale. C'est à lui que l'on doit notamment la découverte des failles Polochic et Motagua, d'un

bâti ancien au Chiapas et au Guatemala et les premières études sur le volcanisme centro-américain. En hommage à cet auteur *M. Stille* (1940) proposa d'appeler "Sapperland" les régions montagneuses du Chiapas, Guatemala, Honduras, Salvador et d'une grande partie du Nicaragua.

- Le terme de "Sapperland", repris parfois dans des publications récentes, n'a cependant pas réussi à supplanter celui d'"Amérique centrale nucléaire" utilisé dans un sens équivalent, par *C. Schuchert* (1935) dans son oeuvre magistrale sur l'histoire géologique de la région des Caraïbes où se trouve résumé l'ensemble des connaissances acquises à cette époque en Amérique centrale et aux Antilles.

- *R.W. Imlay* (1938-1953) est, avec *C. Burckhardt* dont les travaux sont plus anciens et concernent surtout le Nord du Mexique, l'auteur des grandes subdivisions stratigraphiques du Mexique. Ses recherches effectuées d'abord dans la Sierra Madre Orientale, se sont étendues au Mexique méridional, à l'Amérique Centrale et aux grandes Antilles. En 1944 il réalise la synthèse stratigraphique du Crétacé de ces régions.

A partir des années 50, les travaux, dûs pour une bonne part au développement de la recherche pétrolière, deviennent plus nombreux :

- *F.K.G. Mulleried* (1939-1957) apporte une contribution importante à la connaissance géographique et stratigraphique du Guatemala et du Chiapas où il individualise différentes formations.

- L'oeuvre de *G. Dengo* qui s'étend sur l'ensemble de l'Amérique centrale est capitale. La "*Estructura geológica, historia tectónica y morfología de America Central*" (1968) où sont résumés et discutés les acquis antérieurs et soulignés les problèmes non résolus, représente une synthèse remarquable et le document de base pour les recherches futures. Les travaux contemporains de *O.H. Bohnenberger* et *S. Bonis* portant sur le socle et la couverture du domaine quiché sont également d'un grand intérêt.

- Plus récemment les géologues de PEMEX et de l'I.M.P. entreprennent la prospection systématique du Chiapas où sont exécutés plusieurs forages. *J.T. Castro-Mora*, *C. Schlaepfer* et *E. Martinez* (1972) effectuent 30 coupes détaillées du Mésozoïque de la bordure orientale du massif, de l'isthme de Tehuantepec à la frontière guatémaltèque. *G.R. Hernandez* (1973) précise la stratigraphie et la paléogéographie du Paléozoïque supérieur.

- *S.E. Kesler* (1969-1973) publie divers articles concernant la pétrographie et les caractéristiques structurales des formations métamorphiques pré-Paléozoïque supérieur du Guatemala et montre que, contrairement à l'opinion admise, elles n'affleurent pas dans les Monts Maya.

- Enfin, *H.H. Wilson* (1974) découvre, au Sud de la faille Motagua, des fragments de rudistes dans des calcaires métamorphiques inclus dans une série volcano-sédimentaire à ophiolites considérée jusqu'alors d'âge paléozoïque. Il met en évidence par ailleurs l'allochtonie d'un des amas serpentiniteux les plus importants, celui de la Sierra de Santa Cruz, qui repose sur le Crétacé supérieur, à caractère flyschoidé. Ceci le conduit à proposer une interprétation totalement nouvelle de l'histoire sédimentaire et tectonique du Mésozoïque de l'Amérique centrale septentrionale.

C. LES TRAVAUX CONCERNANT LA SIERRA DE JUAREZ.

La Sierra de Juarez, dans son ensemble, n'a été que très peu étudiée et seul le domaine externe a fait l'objet de travaux assez détaillés, motivés, là encore, par la recherche pétrolière.

- Le premier auteur qui se soit intéressé à ces régions est E. Böse. En 1899 il reconnaît le front de la Sierra dans la région d'Orizaba et définit un certain nombre de formations crétacées, dont les célèbres calcaires d'Orizaba et de Maltrata qui affleurent le long de la route de Mexico à Vera Cruz. En 1906, ce même auteur, à l'occasion du Xème Congrès Géologique International, tenu à Mexico, décrit la coupe qu'offre la voie de chemin de fer transisthmique, notant la grande différence entre la partie nord de l'isthme de Tehuantepec, où l'on observe des roches sédimentaires marines essentiellement cénozoïques, et la partie sud, constituée surtout de calcaires métamorphiques mésozoïques et de roches intrusives.

- A la suite de E. Böse, C. Burckhardt (1930) et F.K.G. Mulleried (1933) étudient plus en détail le contenu faunistique des calcaires de la région d'Orizaba et de Tehuacán.

- A partir des années 50, mais toujours dans le domaine externe, les données fournies par les forages et la prospection de surface permettent aux géologues de PEMEX et en particulier à E. Mena (1960) et F. Viniëgra (1965) de découvrir de nouvelles formations jurassiques et crétacées. Les relations qu'elles ont entre elles, voire parfois leurs âges, ne sont à l'heure actuelle pas encore très clairement établis : il est vraisemblable que leur superposition apparente est en partie d'origine tectonique et que d'importants chevauchements ont rapproché des régions paléogéographiques différentes ; R.W. Mossman et F. Viniëgra (1976) ont d'ailleurs montré que le versant nord-est de la sierra est constitué d'écailles empilées et que ce dispositif structural se prolonge bien en avant du front topographique actuel, sous les molasses cénozoïques de la plaine côtière.

D. LES TRAVAUX CONCERNANT LE DOMAINE OAXAQUENIEN.

L'existence près de Taxco, dans l'état de Guerrero, de riches gisements d'argent, exploités dès avant la conquête espagnole par les Aztèques et devenus célèbres en Europe à la suite de la parution de l'"*Essai politique sur le Royaume de Nouvelle Espagne*" du baron von Humboldt (1808), a attiré très tôt explorateurs et géologues miniers qui devaient découvrir en outre, dans cette même région, des gîtes de charbon et de fer (Manross, 1865), de cinabre (Valten et Lehman, 1867) et de cuivre (Franco, 1888), et effectuer les premières observations géologiques.

Mais c'est à partir de la fin du XIXème siècle et au début du XXème que les bases de la géologie régionale de l'immense domaine oaxaquénien allaient être établies par G. Aguilera, E. Böse et E. Ordonñez (c'est à ce dernier auteur que l'on doit la découverte du premier gisement pétrolier mexicain d'importance économique).

- Les recherches de *G. Aguilera* (1896-1906) ont porté plus particulièrement sur la région orientale du massif. On lui doit notamment la découverte des flores liasiques qui seront par la suite réétudiées par de nombreux auteurs. Il reconnaît également la présence d'épaisses séries crétacées qu'il subdivise en formations. Les noms qu'il leur a donnés sont encore utilisés actuellement. *E. Böse* et *E. Ordoñez* (1889-1906) s'intéressent à la région de Chilpancingo, la capitale de l'Etat de Guerrero, où la présence de terrains métamorphiques anciens affleurant sur de larges espaces est reconnue.

Les recherches de *G. Aguilera*, *E. Böse* et *E. Ordoñez* leur permettent, en 1903, de décrire conjointement une coupe allant d'Acapulco à Vera-Cruz.

- Par la suite et durant une assez longue période, à l'exception des études paléontologiques de *C. Burckhardt* (1919-1930), les travaux concerneront presque exclusivement la recherche minière.

- En 1949 *G.P. Salas* publie une étude régionale de la partie centrale et méridionale du domaine oaxaquénien. Cette date correspond, ainsi que dans les autres domaines, au début de l'époque "moderne" où les travaux deviennent plus nombreux.

Deux études régionales sont à mentionner : celle de *J. Guzman* (1950) portant sur la région NE de l'état de Guerrero et celle de *C. Fries Jr* (1960) portant sur l'état de Morelos et les régions voisines des Etats de Mexico et de Guerrero.

Ce dernier auteur entreprend ensuite l'étude du socle métamorphique et s'appuyant sur des données pétrographiques et radiochronologiques, montre (1965) qu'il est constitué de deux ensembles, l'un précambrien, comparable au géosynclinal grenvillien, l'autre paléozoïque inférieur. Parallèlement *Z. de Cserna* (1965) définit le complexe Xolapa. Les caractéristiques pétrographiques du socle métamorphique seront ultérieurement précisées par *R. Rodríguez* (1970), *G. Sanchez-Rubio* (1973) et surtout *F. Ortega* (1974-1979). En 1967 *J. Pantoja* et *A. Robison* décrivent des lambeaux sédimentaires renfermant des trilobites d'âge trémadocien reposant sur les gneiss précambriens et recouverts en discordance par le Paléozoïque supérieur, découverte capitale pour tenter de retracer l'histoire structurale du socle paléozoïque.

Parallèlement aux travaux sur le socle, diverses recherches ont trait à la couverture mésozoïque.

- *E.K. Erben* (1956) découvre près de Tlaxiaco des assises marines d'âge Jurassique moyen et supérieur intercalées ou reposant sur des terrains sédimentaires continentaux.

- *G. Alencáster* (1956-1965), *A. Calderon* (1956), *B.E. Buitron* (1965-1970), *G. Ontiveros* (1973) réalisent l'étude stratigraphique et paléontologique détaillée des formations marines jurassiques et crétacées reconnues auparavant, en particulier par *G. Aguilera*.

- A. *Silva-Pineda* (1970) réétudie les flores et montre que dans la région de Tehuacán des couches rouges attribuées au Lias sont d'âge carbonifère.

- I. *Ferrusquia* (1970-1976) décrit un large secteur de la région mixtèque et effectue une étude paléontologique du Crétacé de cette région.

E. LES TRAVAUX CONCERNANT LE DOMAINE CORDILLERAIN OCCIDENTAL.

Jusqu'à la fin des années 50 les régions les plus occidentales du Mexique méridional, d'accès très difficile, n'ont fait l'objet que d'études ponctuelles, réalisées par des géologues miniers. On considèrait alors qu'elles étaient constituées d'un socle métamorphique ancien, comparable à celui d'Oaxaca, sur lequel reposaient des calcaires mésozoïques de plate-forme, affleurant sporadiquement ; l'ensemble étant largement recouvert par des sédiments continentaux cénozoïques et les produits volcaniques à dominante ignimbrétique du prolongement méridional de la Sierra Madre Occidentale.

En 1959, J. *Pantoja* décrit, près de Huetamo dans l'état de Michoacan, une formation volcano-sédimentaire renfermant des lamellibranches d'âge kimméridgien.

La même année, Z. *de Cserna*, se basant sur les observations qu'il a réalisées dans la région orientale de l'état de Guerrero, et, en particulier, près de Zihuatanejo, sur la côte pacifique, propose d'opposer la partie occidentale du Mexique, à tendance "eugéosynclinale", aux régions centrales et orientales, "miogéosynclinales".

En 1965, M. *Alvarez Jr* auteur de la première carte tectonique du Mexique (1949) configure à grands traits les limites des faciès "eu" et "mio" du géosynclinal mexicain supposé.

- M. *Bonneau* (1971-1976) découvre, près de la côte pacifique, dans la région de Cuicatlán, au pied de la Sierra Madre Occidentale, et dans la région de Zihuatanejo, des calcaires recristallisés renfermant des rudistes d'âge albo-cénomaniens, associés à des roches méta-volcaniques de nature andésitique et à des roches méta-volcanosédimentaires.

- M.F. *Campa* (1974-1980) réalise un travail essentiel : à la suite de la découverte d'ammonites puis de rudistes d'âge kimméridgien-portlandien et aptien-albien, en divers points des états de Mexico, Guerrero et Michoacan, dans des formations épimétamorphiques comparables à celles décrites par M. *Bonneau*, elle attribue au Jurassique terminal - Crétacé inférieur l'ensemble des roches à faciès schistes verts de ces régions, et considère qu'elles représentent le prolongement de l'arc Alisitos de Basse Californie. Elle montre en outre que cet ensemble "interne" chevauche la bordure occidentale du domaine oaxaquénien puis propose un modèle de son évolution paléogéographique et tectonique.

Cet exposé de l'évolution des recherches dans les régions méridionales du Mexique et au Nord de l'Amérique centrale n'est pas, bien entendu, exhaustif. Il nous a permis cependant de citer la majeure partie des travaux publiés le concernant. Si l'on considère qu'ils portent sur un territoire dont l'étendue dépasse largement celle de la France, leur nombre apparaît très limité. Comme nous l'avons déjà signalé, les régions inexplorées sont encore nombreuses, et peut être aussi vastes que celles reconnues et étudiées plus ou moins en détail. Par ailleurs la plupart des travaux traitent de la stratigraphie des terrains sédimentaires, et surtout des formations mésozoïques. Enfin, ce n'est que récemment que l'existence d'un domaine occidental à cachet interne a été établie par des découvertes faunistiques et pétrographiques.

*
* CHAPITRE V *
*

PRESENTATION DE L'ETUDE

A. LES PROBLEMES POSES. DEROULEMENT DES RECHERCHES.

La distribution des grands ensembles géologiques du Mexique méridional, selon le schéma que nous avons proposé (fig. f) et qui nous a servi pour regrouper par régions les données bibliographiques, anticipe sur les résultats de cette étude. La répartition des provinces géologiques telle qu'on l'admet généralement est en effet très différente (fig. c). Cependant il nous a paru nécessaire d'établir cette nouvelle distinction dès l'introduction à ce travail afin d'en clarifier l'exposé.

Le Mexique méridional et le Nord de l'Amérique centrale, dont la complexité paraît évidente à l'examen de la carte géologique du Mexique et de celle du Guatemala, ont été interprétés de façon relativement simple : on admettait que ces régions étaient constituées d'un socle ancien, essentiellement métamorphique, recouvert durant le mésozoïque par des sédiments de plate-forme, principalement des carbonates, à caractère plus ou moins profond selon les secteurs. Ces sédiments, à l'exception de ceux de la plate-forme du Yucatan-Campeche restée non déformée, ont été plissés durant la phase laramienne. A la suite de cette phase la mer n'occupe plus que les régions voisines du Golfe du Mexique d'où elle s'est retirée progressivement jusqu'à sa position actuelle. Cette évolution est, en résumé très schématique, celle de la Sierra Madre Orientale. Aussi l'ensemble des chaînes plissées du Mexique méridional et du Nord de l'Amérique centrale était-il regardé comme son prolongement. Cette opinion prévaut encore.

La découverte, dans les régions occidentales du Mexique méridional et au Guatemala, entre les failles des systèmes Polochic et Motagua, de faunes mésozoïques dans des terrains épimétamorphiques considérés d'âge paléozoïque, voire précambrien, remet totalement en cause l'interprétation paléogéographique et structurale admise jusqu'alors.

Par ailleurs, les formations mésozoïques métamorphiques de l'Ouest du Mexique et du Guatemala présentent des caractères distincts : il s'agit, au Mexique, de séries paléo-volcaniques andésitiques où s'intercalent des calcaires de plate-forme ; au Guatemala, de séries de bassin renfermant de puissants corps ophiolitiques. Les premières représentent logiquement l'extrémité méridionale des ceintures calco-alcalines de la marge pacifique de l'Amérique du Nord ; les secondes peuvent être considérées comme le prolongement occidental du domaine eugéosynclinal téthysien. Le

domaine marginal pacifique mésozoïque se rattache structurellement au domaine cordilléraire occidental qui apparaît tronqué à la hauteur de la fosse d'Acapulco. Le prolongement occidental du domaine eugéosynclinal téthysien se trouve compris entre la terminaison sud du continent nord-américain et le bloc du Honduras-Nicaragua.

Le problème des relations entre ces deux domaines est l'une des questions essentielles que nous avons tenté de résoudre. Il nous a conduit à rechercher au Sud du Mexique le prolongement éventuel de formations comparables à celles du domaine interne du Guatemala et de proche en proche à nous intéresser à diverses régions. Ceci nous a permis d'établir que le vaste domaine compris entre l'avant-pays maya et la terminaison méridionale du système cordilléraire occidental nord-américain ne représente pas simplement le prolongement de la Sierra Madre Orientale. Il est au contraire constitué d'édifices distincts par leur position, les faciès de leurs formations et leur histoire structurale.

Notre travail a débuté par l'extrémité sud-est du Chiapas. Ceci pour deux raisons : reconnaître si le système Polochic-Motagua se prolongeait au Mexique et, le cas échéant, voir s'il mettait au contact, comme au Guatemala, des formations appartenant à des domaines tout à fait différents. Ce travail a été réalisé en grande partie conjointement avec des ingénieurs du C.R.M. (Consejo de Recursos Minerales) et en particulier avec *E. Montesinos* qui dirige au Chiapas la dépendance régionale de cet organisme, dont l'intérêt pour cette zone s'explique par la présence d'un gisement, modeste, de cuivre porphyrique.

Puis, nous nous sommes intéressés aux régions méridionales de l'isthme de Tehuantepec qui apparaissait comme un deuxième secteur clef pour la compréhension du Sud du Mexique et de ses relations avec l'Amérique centrale. Le trajet de Mexico au Sud du Chiapas nous avait déjà permis à plusieurs reprises de reconnaître le caractère, bien différent de celui du Chiapas, de cette région, et en particulier de découvrir des schistes à lentilles de serpentinites rappelant les formations du bassin guatémaltèque. Ces recherches ont été entreprises avec *R. de la Llata*, alors chercheur à l'Institut de Géologie de l'U.N.A.M. et qui devait par la suite être promu à d'importantes fonctions administratives.

En 1978, l'Institut de Géologie de l'U.N.A.M. créait à Tuxtla Gutierrez, au Chiapas, une dépendance régionale, la dépendance régionale du Sud-Est, dirigée par *R. Gutierrez*. Simultanément étaient publiées par la DETENAL 16 cartes topographiques provisoires au 1/50.000ème couvrant une grande partie du secteur nord-occidental du Chiapas. D'importants ouvrages hydroélectriques, dont le barrage de Chicoasen qui sera l'un des plus hauts du monde, se trouvaient alors en cours de réalisation ou en projet, justement dans ces régions. Leur géologie n'étant connue qu'à grands traits, la C.F.E. (Comisión Federal de Electricidad) chargea l'Institut de Géologie de l'U.N.A.M. de préciser les conditions géologiques des sites. Ceci nous a conduit à délaisser temporairement nos recherches dans l'isthme pour réaliser d'abord la cartographie des zones intéressantes plus particulièrement la C.F.E., puis celle de l'ensemble des régions nord-occidentales du Chiapas, mettant à profit les premiers documents topographiques publiés. Ce travail a été réalisé en étroite coopération avec les géologues mexicains rattachés à la dépendance régionale du Sud-Est, *R. de la Llata*, *R. Gutierrez*, *M. Moreno* et *G. Buchelli* coopérant V.S.N.A. Après

le retour en France de ce dernier, *J.F. Pecheux*, également coopérant V.S.N. A. affecté à la dépendance de Tuxtla-Gutierrez, a réalisé une étude micro-faunistique des formations du Crétacé supérieur et du Tertiaire de ces mêmes régions.

L'étude et la cartographie des régions nord-occidentales du Chiapas, puis celles des régions méridionales de l'isthme de Tehuantepec terminées, nous avons recherché le prolongement vers le Nord des formations identifiées dans l'isthme, en particulier dans la région du Rio Grande d'Oaxaca.

Enfin, nous avons réalisé quelques coupes et levés cartographiques de la bordure orientale et de la région centrale du domaine oaxaquénien afin de pouvoir le comparer aux régions centrales du Honduras.

Par ailleurs, ce travail s'inscrit dans le cadre des recherches effectuées au Mexique par les géologues français dirigés par le Professeur *J. Aubouin*. Il fait suite au mémoire de thèse de Doctorat d'Etat de *M. Tardy* qui s'est attaché à reconstituer l'histoire paléogéographique et structurale de la Sierra Madre Orientale et à celui de *C. Rangin* qui a étudié l'évolution de la marge pacifique en Basse Californie et en Sonora. *B. Colletta* a entrepris l'étude néotectonique de la périphérie du Golfe de Californie.

B. LE PLAN ADOPTE POUR L'EXPOSE.

Il découle de la position relative des différents édifices et de leur polarité structurale. Nous examinerons successivement :

1°/- Les régions plissées les plus externes, c'est-à-dire celles appartenant au domaine olmèque, chiapanèque et quiché.

Elles possèdent un socle affleurant dont les caractéristiques seront décrites à partir de nos observations et des données bibliographiques qui concernent surtout le Guatemala.

L'évolution paléogéographique et structurale de la couverture mésozoïque et cénozoïque sera reconstituée en nous appuyant sur l'étude des régions nord-occidentales du Chiapas, les travaux réalisés par les géologues de PEMEX et de l'I.M.P. et les données des forages pétroliers.

2°/- Les régions centrales et méridionales de l'isthme de Tehuantepec.

Les formations de la région isthmique appartiennent à trois domaines différents : le socle et la couverture méridionale du domaine olmèque et chiapanèque ; l'extrémité sud-est de la Sierra de Juarez ; la terminaison orientale de la Sierra Madre du Sud que nous rattachons au domaine

cordillérain occidental. Ces deux derniers domaines se situent en position interne par rapport aux précédents.

3°/- Le prolongement occidental du système Polochic-Motagua.

Bien que les failles du système Polochic-Motagua aient certainement joué un rôle déterminant lors de la structuration du domaine olmèque, chiapanèque et quiché, nous ne traiterons de leur prolongement direct au Mexique qu'en troisième lieu. En effet, à l'extrême Sud-Est du Chiapas, ces failles mettent au contact du domaine plissé le plus externe, des formations volcanogènes épimétamorphiques, comparables à celles que nous aurons rencontrées au niveau de l'isthme de Tehuantepec, et qui peuvent être rattachées au domaine cordillérain occidental.

4°/- La région de Rio Grande d'Oaxaca.

La région de Rio Grande d'Oaxaca est située au coeur de la Sierra de Juarez. Dans cette région, les formations qui la constituent, présentent dans leur ensemble un degré de métamorphisme moins élevé qu'à la hauteur de l'isthme de Tehuantepec. Ainsi, renferment-elles encore des faunes déterminables. Ceci nous permettra, notamment, de préciser la stratigraphie du bassin cuicatèque.

5°/- Les régions orientales et centro-méridionales du domaine oaxaquénien.

Le socle du domaine oaxaquénien supporte une couverture mésozoïque différente de celle du domaine externe olmèque, chiapanèque et quiché, et différente, surtout dans ces régions centrales, de celle de la Sierra de Juarez. Nous examinerons ses caractéristiques sur la bordure orientale du domaine oaxaquénien, dans la région nord-ouest d'Oaxaca, et dans sa partie centro-méridionale, au Sud d'Oaxaca.

6°/- Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque.

L'organisation et l'évolution des différents domaines du Mexique méridional et du Nord de l'Amérique centrale dégagées, nous les comparerons aux domaines voisins, et en particulier aux régions de l'Amérique centrale situées au Sud du système Polochic-Motagua. Ces données jointes à celles relatives à l'ouverture du Golfe du Mexique, au rôle des décrochements transcontinentaux, à la distribution du volcanisme cénozoïque et aux résultats des études géophysiques et océanographiques, nous conduirons à proposer un modèle d'évolution géodynamique concernant l'ensemble de ces régions. Nous l'intégrerons dans le cadre plus large de l'évolution de l'extrémité méridionale du continent nord-américain et de l'ensemble du domaine caraïbe.

1ère PARTIE

STRATIGRAPHIE, EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DU SECTEUR NORD-OCCIDENTAL DU CHIAPAS. ORGANISATION DE L'ENSEMBLE DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE.

*
* *

Le domaine olmèque, chiapanèque et quiché comprend une couverture plissée secondaire et tertiaire reposant sur un bâti ancien. Une discordance angulaire sépare ces deux ensembles.

Dans la Sierra Madre Orientale, les premiers dépôts marins mésozoïques sont discordants sur des formations continentales rouges permotriasiques, déformées lors de la phase cimérienne (Tardy, 1980). Cette phase est également connue dans les régions Sud-Ouest des Etats-Unis. Pour cette raison la limite socle-couverture dans la Sierra Madre Orientale et dans les régions Sud-Ouest des Etats-Unis est placée au sommet des formations continentales permotriasiques. Au Chiapas, comme au Guatemala, il n'existe aucune discordance entre ces mêmes couches rouges et les formations marines qui les transgressent. Nous les incluerons donc dans la couverture ; le socle étant représenté par l'ensemble des terrains anciens, cristallins ou sédimentaires, recouverts en discordance par les séries rouges permotriasiques, à caractère molassique continental.

CHAPITRE I : LE SOCLE CHIAPANEQUE.

Au Chiapas le socle affleure très largement en arrière de la chaîne, par rapport au sens de déversement général des structures, c'est-à-dire du côté du Pacifique.

Il comprend des termes magmatiques, métamorphiques et sédimentaires.

A. LES FORMATIONS METAMORPHIQUES (fig. I.1).

I. LOCALISATION ET DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS CHIAPANEQUES.

Les affleurements de roches métamorphiques n'occupent qu'une superficie relativement limitée, à l'extrémité sud de la Sierra du Chiapas. Elles ont été reconnues en bordure de la plaine côtière dans la région de Pijijiapan et de Mapastepec, par Waibel (1933), Sapper (1937) et Kesler

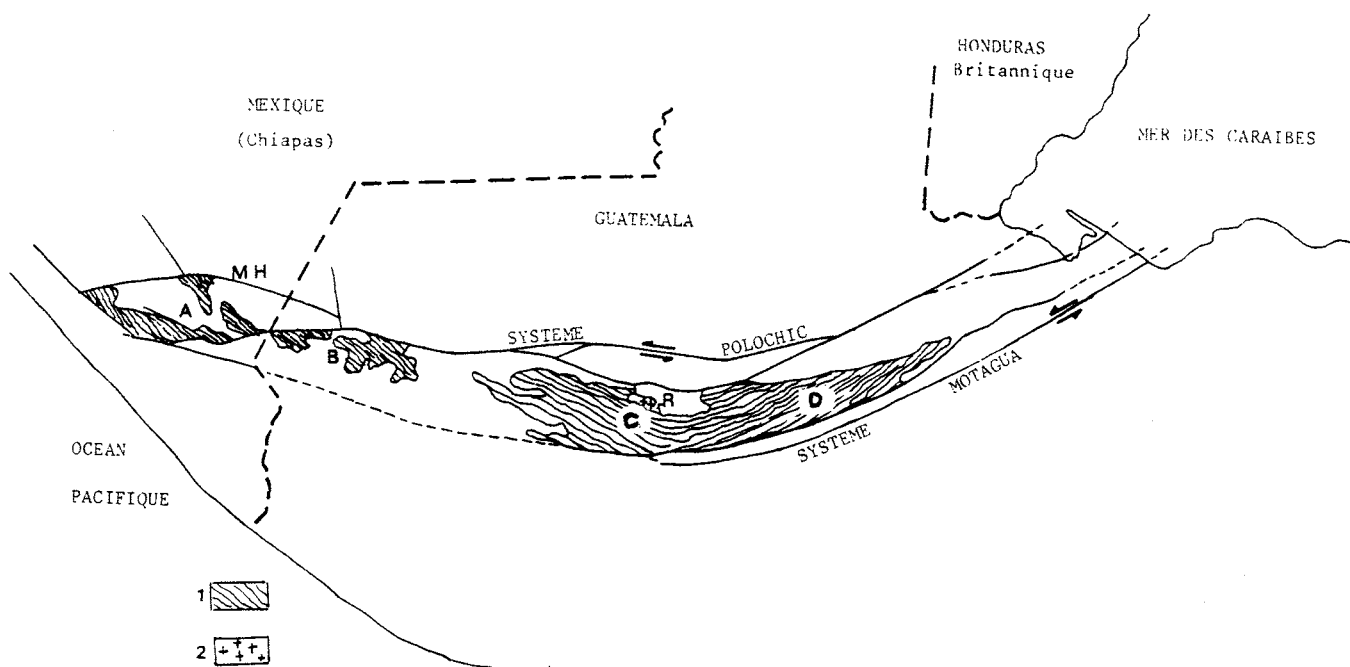


Fig. I.1 : Carte d'affleurement des terrains métamorphiques et des intrusifs pré-carbonifère du domaine quiché et du Sud du domaine chiapanèque.

1: affleurements métamorphiques et direction de la foliation (A: Affleurements de la Sierra du Chiapas ; B: Secteur occidental Guatémaltèque ; C: Sierra de Chuacús ; D: Sierra de las Minas) ; 2: Granite folié de Rabinal (R) ; M.H. Faille Mapastepec-Huehuetenango.

(1971). Nous les avons rencontrées plus à l'Est, dans la Sierra elle-même, où elles sont limitées, au Sud, par le prolongement occidental de la faille Polochic, et, au Nord, par un deuxième accident régional qui recoupe la totalité de la Sierra, du Nord de Mapastepec aux environs de Huehuetenango au Guatemala où il rejoint la faille Polochic (Faille Mapastepec-Huehuetenango).

Dans la région de Pijijiapan et de Mapastepec il s'agit de gneiss à biotite plus ou moins bien lités et de gneiss ocellés qui, selon Kesler, seraient d'origine méta-ignée et correspondraient à d'anciennes diorites et granodiorites.

Dans la Sierra les roches sont plus variées : on y rencontre outre des gneiss ocellés, des gneiss à biotite, des amphibolites et des micaschistes.

Les gneiss ocellés affleurent dans la partie amont des rios Yayahuite et Barranca Honda où ils sont associés à des amphibolites.

Dans la région située au Nord-Ouest d'Ixtepec affleurent principalement des amphibolites, à quartz, hornblende, oligoclase et sphène, chlorite, épidote, calcite comme minéraux secondaires. Aux amphibolites sont associés des gneiss fins à biotite dans lesquels s'intercalent de petits niveaux de quartzite.

Au Nord-Est d'Ixtepec, les amphibolites et les gneiss font place à des micaschistes à biotite et muscovite, qui forment une bande allongée, allant du Rio de Motozintla, au Sud, aux affluents amont du Rio Santo Domingo, au Nord.

La foliation des amphibolites, des gneiss et des micaschistes est dirigée Nord-Ouest - Sud-Est et présente un pendage vers le Nord-Est ou le Sud-Ouest, généralement supérieur à 40°.

Aussi bien près de la plaine côtière du Pacifique que dans les régions élevées de la Sierra, de nombreux plutons non foliés traversent ces formations (cf. infra).

II. COMPARAISON AVEC LES FORMATIONS METAMORPHIQUES ANCIENNES DU GUATEMALA.

Le socle métamorphique ancien du Guatemala est mieux connu. Ses caractéristiques pétrographiques et structurales ont été étudiées, localement en détail, par Mc Birney (1963), Kesler (1969 et 1971), Kesler et al. (1970) et Van den Boom (1972).

Il affleure dans trois secteurs, compris entre les systèmes failés Polochic et Motagua, et en particulier dans la Sierra de Chuacús où il a été tout d'abord décrit sous le nom de *Série Chuacús* (Mc Birney, 1963). Postérieurement Kesler et al. (1970) utiliseront le terme de *Groupe Chuacús* pour désigner l'ensemble des terrains cristallophylliens anciens du Guatemala.

- *Le secteur oriental* est le moins connu. Le *Groupe Chuacús* constitue l'ossature de la longue *Sierra de las Minas*. Il est représenté par des gneiss et des micaschistes dont la foliation est dirigée N 65°E (Termer, 1933).

- *Le secteur central* est celui de la *Sierra de Chuacús*. Celle-ci est constituée de micaschistes, souvent riches en grenats, de gneiss, d'amphibolites et de marbres subordonnés. Des plutons granodioritiques ou granitiques, foliés ou non, dont le granite folié de Rabinal, sont associés à ces formations.

Les paragenèses minérales correspondent aux sub-faciès élevés des schistes verts et aux sub-faciès bas des amphibolites. Une mobilisation partielle apparaît à partir de la zone à biotite et se traduit, notamment, par des intercalations de pegmatoïdes.

La série originelle, sédimentaire, paraît avoir été constituée surtout d'argiles et de grauwackes et, en moindre part, de calcaires.

Dans la partie est de ce secteur, la foliation, de direction générale sub-équatoriale, est parfois reprise par des plis verticaux d'axe Nord-Sud à Nord-Ouest - Sud-Est (Mc Birney, 1963). Dans sa partie ouest, la foliation prend peu à peu une direction Nord - Nord-Ouest - Est - Sud-Est.

- *Le secteur occidental* est séparé du secteur central par un graben, en partie comblé par des matériaux volcaniques récents. A l'Ouest, il est limité par des intrusifs post-métamorphiques.

Les roches qui le constituent sont identiques à celles de la Sierra de Chuacús et on y retrouve, en particulier, des marbres intercalés dans les gneiss.

La foliation est orientée Nord-Ouest - Sud-Est et, comme dans la Sierra de Chuacús, localement reprise par des plis sensiblement Nord-Sud.

Bien qu'aucune étude pétrographique détaillée n'ait été réalisée sur les roches métamorphiques des régions élevées de la Sierra du Chiapas qui jusqu'à présent n'avaient pas été signalées, il nous paraît logique de considérer qu'elles représentent le prolongement occidental du Groupe Chuacús jusqu'à la côte pacifique. En effet nous avons vu qu'on y rencontre, outre les gneiss connus de la région de Mapastepec, des amphibolites et des micaschistes dont la direction de foliation est analogue à celle des formations similaires du secteur occidental du Guatemala.

III. LE PROBLEME DE L'AGE DES FORMATIONS METAMORPHIQUES.

A la suite de Mulleried (1957) les roches les plus anciennes du socle du Chiapas ont généralement été considérées d'âge précambrien par les géologues mexicains. Ceci par comparaison avec les formations grenvilliennes bien datées, stratigraphiquement et radiochronologiquement, du socle oaxaquénien. Cependant, le faciès métamorphique du Précambrien d'Oaxaca est celui des granulites. La présence, au Chiapas, de micaschistes associés aux gneiss est bien évidemment incompatible avec un climat métamorphique de degré aussi élevé. Pour la même raison le Groupe Chuacús ne peut être parallélisé avec le Précambrien d'Oaxaca.

Le Groupe Chuacús est pauvrement daté. Des zircons extraits d'un gneiss de la Sierra de Chuacús ont fourni un âge U-Pb de $1,075 \pm 25$ m.a. (Gomberg et al., 1968). Il ne traduit sans doute pas l'âge du métamorphisme, les zircons étant vraisemblablement détritiques. Un gneiss de provenance voisine a fourni un âge Rb-Sr maximum de 400 m.a., silurien supérieur (Pushkar, 1968).

Dans la même région, le granite folié de Rabinal a donné un âge U-Pb de 345 ± 20 m.a., limite Dévonien-Carbonifère (Gomberg et al., 1968) et celui de Matanzas, situé un peu plus à l'Est, un âge maximum Rb-Sr de 275 m.a. permien supérieur (Mc Birney et al., 1969).

Par ailleurs, les formations sédimentaires les plus anciennes qui reposent sur le Groupe Chuacús sont d'âge paléozoïque supérieur.

Au total, dans l'état actuel des connaissances, il n'existe aucune évidence de l'existence d'un socle précambrien au Chiapas et au Guatemala, au Nord du système Motagua. Les roches métamorphiques les plus anciennes sont essentiellement métasédimentaires et peuvent être rattachées au cycle calédonien.

B. LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES D'AGE PALEOZOIQUE SUPERIEUR.

I. HISTORIQUE.

Les géologues français Dollfus et Montserrat (1868) proposèrent le nom de "système Santa Rosa" pour la séquence de roches sédimentaires la plus ancienne du centre du Guatemala. Ils mentionnent quatre localités où ces roches affleurent, et notamment celle de Santa Rosa entre Salamá et Tactic, dans l'état de Baja Verapaz. Ils incluent dans le système Santa Rosa des couches rouges et, n'ayant pas trouvé de fossiles, supposent que l'ensemble pourrait représenter un équivalent américain du Trias germanique.

K. Sapper (1899) individualisa, dans un premier temps, au sein de cette séquence, des calcaires et des dolomies sombres, surmontant des sédiments clastiques, qu'il attribua au Carbonifère. Par la suite, ayant observé une discordance angulaire entre les "calcaires carbonifères" et les couches rouges, il exclut également ces dernières du Groupe Santa Rosa, les corrélant avec celles qu'il avait reconnues dès 1894 dans la région de Huehuetenango. Ainsi, le Groupe Santa Rosa se trouvait-il réduit aux sédiments clastiques situés sous les calcaires.

Robert et Irving (1957) découvrirent dans les calcaires des fusulines d'âge permien et proposèrent de remplacer le terme de "calcaires carbonifères" par celui de Formation Chochál, la localité type se trouvant près de Huehuetenango.

Walper (1960), observant que dans la région de Santa Rosa seules les couches rouges affleuraient, proposa d'éliminer le terme de Groupe ou de Formation Santa Rosa de Sapper, et de le remplacer par celui de Formation Tactic. Ce terme se réfère à des pélites sombres présentes sous les calcaires Chochál dans la vallée de Tactic, considérées d'âge carbonifère.

Vinson (1962) fit remarquer que la coupe de la vallée de Tactic était incomplète, les sédiments détritiques plus grossiers observés ailleurs sous les pélites n'affleurant pas. Il suggéra de réutiliser le terme de Formation Santa Rosa, définissant une nouvelle localité type, située à l'Ouest de Huehuetenango près d'un village qui, coïncidence heureuse, s'appelle Santa Rosa !

Par la suite ces problèmes de nomenclatures ont été largement discutés par Mc Birney, Bohnenberger (1966), Clemons et al. (1971) et Anderson et al. (1973), au fur et à mesure que des découvertes faunistiques permettaient de mieux dater les formations. Aujourd'hui, le terme de "Groupe Santa Rosa" paraît définitivement adopté. Il s'applique, au Guatemala, à toutes les formations sédimentaires sous-jacentes aux calcaires Chochál dont l'âge léonardien a pu être précisé (Clemons et al., 1971). Au Chiapas, les formations équivalentes à celles du Groupe Santa Rosa du Guatemala, reposent en discordance (Hernandez, 1973) sur des sédiments très faiblement métamorphiques. Cette unité stratigraphique basale est nommée Formation Santa Rosa inférieure ; celle qui la surmonte, sous-jacente aux calcaires léonardiens (appelés au Chiapas Formation Paso-Hondo) porte le nom de Formation Santa Rosa supérieure.

II. SITUATION DES AFFLEUREMENTS DU CHIAPAS ET DU GUATEMALA
(Fig. I-2).

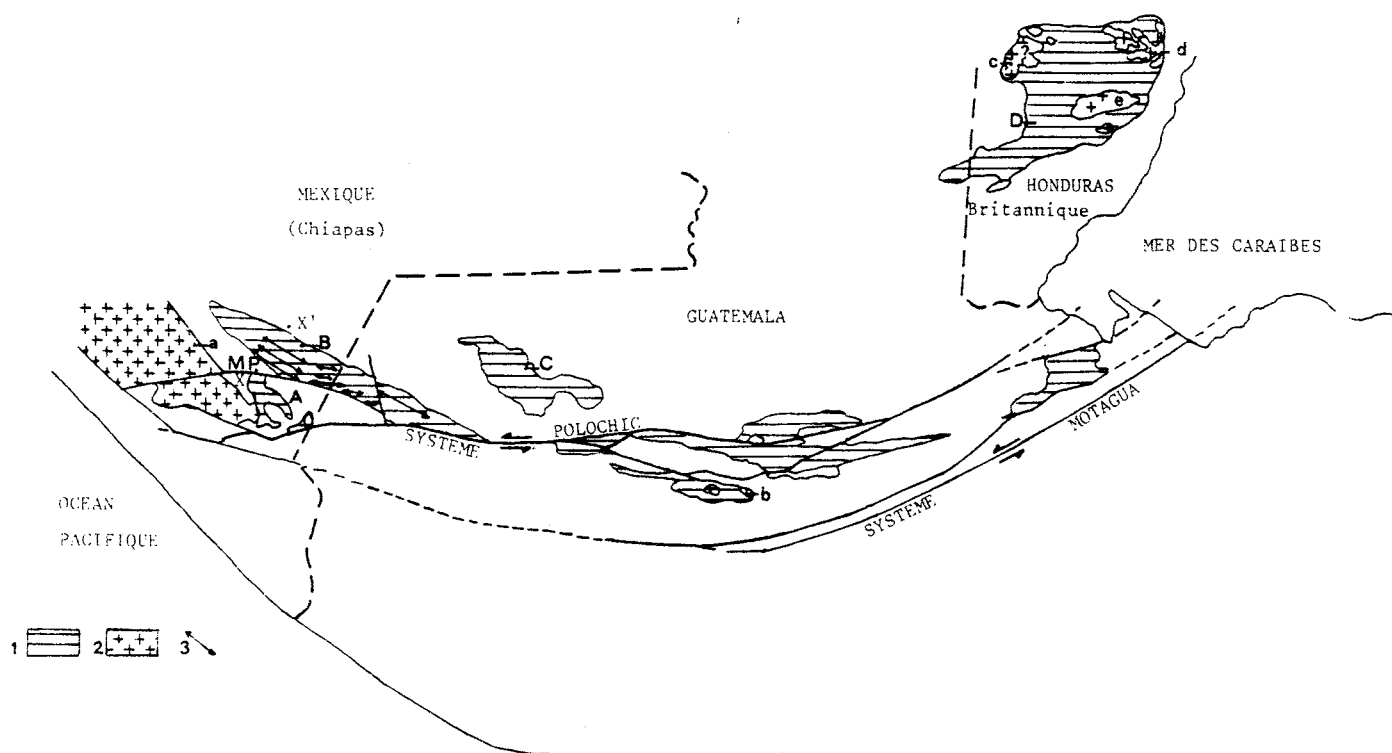


Fig. I-2 : Carte des affleurements des formations sédimentaires carbonifères et permienes et des intrusifs permo-triasiques du domaine quiché et du Sud du domaine chiapanèque.

1: formations carbonifères et permienes ; 2: granites permo-triasiques ; 3: axes anticlinaux ; A: Sierra du Chiapas ; B: anticlinal de Chicomuselo ; C: Altos Cuchumatanes ; D: Monts Mayas ; a: batholite du Chiapas ; b: granite de Matanzas ; c: granite de Mountain Pine ; d: granite de Humming bird - Mullins river ; e: granite Cockscomb-Sapote. M.P. Faille Mapastepec-Huehuetenango. X-X': emplacement de la coupe de la figure I-3.

Au Chiapas, les formations paléozoïques sédimentaires affleurent principalement dans la région de Chicomuselo, dans le coeur d'un anticlinal miocène, orienté N125°E. Cet anticlinal se prolonge au Guatemala jusque dans la région de Huehuetenango. Il est limité, au Sud, par la faille Polochic et, au Sud-Ouest, par la faille Mapastepec-Huehuetenango dont nous avons fait état antérieurement. Nous avons également reconnu l'existence de Paléozoïque sédimentaire entre le prolongement au Chiapas des failles du système Polochic et la faille Mapastepec-Huehuetenango, dans les régions élevées de la Sierra.

Au Guatemala, outre la région correspondant au prolongement de l'anticlinal de Chicomuselo, le Paléozoïque sédimentaire affleure en laminières étirées Ouest-Est entre les diverses failles du système Polochic. D'autre part, dans les Altos Cuchumatanes, et peut être situés comme au Chiapas - au coeur d'un plis tardif, mais plus probablement à la faveur

d'un horst récent, affleurent des schistes parfois chloriteux attribués au Groupe Santa Rosa (Anderson et al., 1973).

Enfin les formations qui constituent l'ossature des Monts Mayas du Honduras britannique, sont également rapportées au Groupe Santa Rosa.

III. STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DU PALEOZOIQUE SUPERIEUR DE LA REGION DE CHICOMUSELO (Fig. I-3).

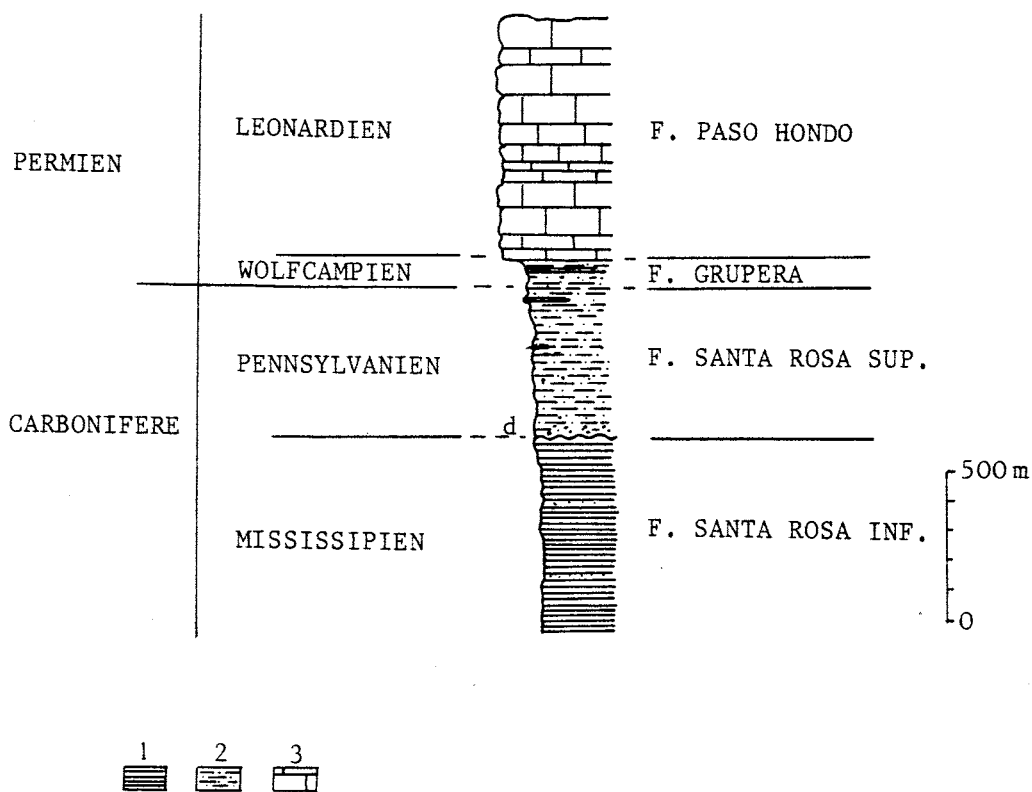


Fig. I-3 : Colonne stratigraphique du Paléozoïque supérieur de la région de Chicomuselo.

1: schistes ; 2: pélites et grès ; 3: calcaires.

Les formations permienne Grupera et Paso Hondo ont pour équivalents respectifs, au Guatemala, les Formations Esperanza et Chochál. Le groupe Santa Rosa du Guatemala correspond aux Formations Santa Rosa inférieure, Santa Rosa supérieure et Grupera du Chiapas.

a- Stratigraphie :

La région la mieux connue est celle de Chicomuselo. Sapper (1899-1927) en fait déjà mention. Thomson et Miller (1944) sont les premiers à décrire une puissante série carbonatée qu'ils subdivisent en formations, très riches en fusulines d'âge permien. Mais c'est aux géologues de PEMEX, Gutierrez Gil (1956), Hijonosa, 1965 (cité par López-Ramos 1979) et

surtout *Hernandez* (1973) que l'on doit l'étude stratigraphique de l'ensemble des affleurements.

Afin d'éviter les querelles de nomenclatures évoquées plus haut et de faciliter les corrélations, nous adopterons comme divisions les étages ou groupes d'étages américains et non les habituelles distinctions en unités ou formations.

1. Mississipien (Formation Santa Rosa inférieure).

Au Nord de l'anticlinal de Chicomuselo, et en particulier dans le rio Aguacate, affleure une puissante série de schistes sombres, parfois légèrement sériciteux, où s'intercalent des niveaux quartziteux centimétriques et de rares passées conglomératiques à galets de quartz.

Hernandez (1973) y a découvert un horizon fossilifère renfermant des crinoïdes et plusieurs exemplaires d'*Aviculo-pecten* sp. (Mississipien inférieur - Permien moyen).

Ces schistes étant surmontés en discordance par le Pennsylvanien, sont donc, en totalité ou en partie, d'âge mississipien et éventuellement plus anciens pour leurs niveaux inférieurs.

2. Pennsylvanien (Formation Santa Rosa supérieure).

Sur la série schisteuse s'est déposé en discordance angulaire un ensemble à dominante détritique, puissant de 1000m environ. Il est constitué de grès, parfois conglomératiques, et surtout de pélites argileuses ou argilo-calcaires, noirâtres, café, voire parfois plus ou moins rougeâtres. Vers le sommet s'intercalent des niveaux calcaires discontinus.

Dans les niveaux calcaires sommitaux ont été récoltés des brachiopodes et des algues dont *Kimia* sp. (Pennsylvanien moyen et supérieur).

Au Guatemala (Kling, 1960), la partie supérieure du Groupe Santa Rosa a pu être datée également du Pennsylvanien par des fusulines (*Eoverbeekina americana*).

3. Permien inférieur (Wolfcampien).

Le Pennsylvanien passe de manière continue à 100 mètres environ, de grès, de pélites jaunâtres et de calcaires noirs en bancs décimétriques, associés en niveaux atteignant 20 mètres d'épaisseur.

Aussi bien les grès et les pélites que les calcaires sont extrêmement riches en bryozoaires, fusulines, échinodermes et brachiopodes. C'est pourquoi cette série, bien datée du Wolfcampien, a été individualisée en formation. C'est la Formation Grupera du Chiapas, indépendante du Groupe Santa Rosa, qui correspond à la Formation Esperanza du Guatemala, qui, elle, demeure incluse dans le Groupe Santa Rosa.

4. Permien moyen (Léonardien).

La série paléozoïque est couronnée par des calcaires massifs ou lités, sombres, dont la puissance, bien qu'ils aient été érodés, dépasse parfois 800 mètres. Ils reposent en concordance sur le Permien inférieur. Comme dans les niveaux précédents, la faune est extrêmement abondante et renferme, en particulier, de nombreuses espèces de fusulines d'âge léonardien (Thomson et Miller, 1944).

Ces calcaires correspondent aux Formations Paso Hondo du Chiapas et Chochál du Guatemala.

b- Tectonique (Fig. I-4).

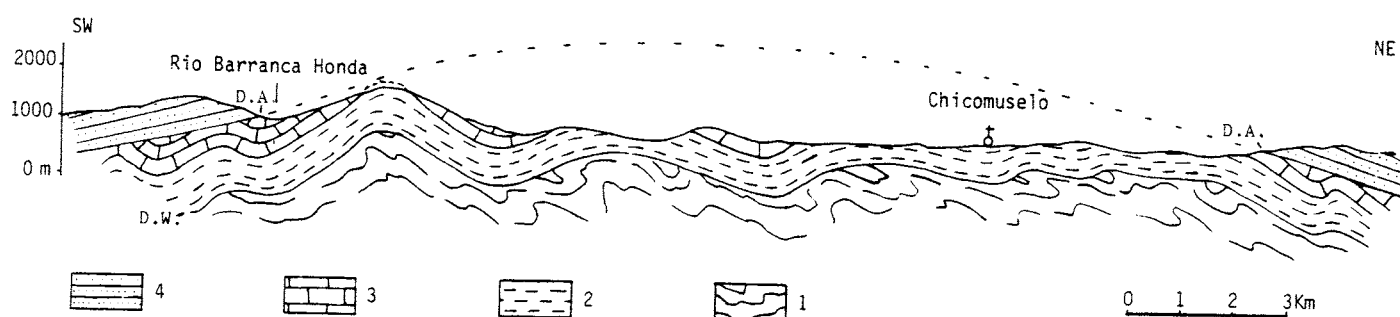


Fig. I-4 : Coupe de l'anticlinal de Chicomuselo.

1: Mississippien : schistes noirs ; 2: Pennsylvanien et Permien inf. : grès et pélites ; 3: Permien moyen : calcaires à fusulines ; 4: Molasse continentale post-appalachienne (Formation Todos Santos).
D.A.: discordance appalachienne ; D.W.: discordance Wichita. Voir localisation de cette coupe sur la fig. I-2.

Les formations du Paléozoïque supérieur ont été plissées avant le dépôt de sédiments molassiques continentaux. La discordance angulaire entre ces deux ensembles peut être commodément observée près de Ciudad Cuauhtemoc, peu avant la frontière mexicano-guatémaltèque.

Le style tectonique est simple : il s'agit d'anticlinaux droits ou déjetés vers le Sud-Ouest séparés par des vallées synclinales assez étroites.

Au Nord du secteur ces plis sont orientés N120°E. Vers le Sud ils sont affectés par des failles annexes des accidents Polochic et Mapastepec-Huehuetenango, et prennent peu à peu direction équatoriale. Cette torsion n'est certainement pas originelle car elle affecte aussi les structures tardives miocènes au voisinage des grands accidents. La direction N120°E par contre, paraît représentative de la direction initiale des plis.

L'absence de dépôts d'âge permien supérieur et, en d'autres ré-

gions, l'existence, comme on le verra, de plutons permo-triasiques recoupant les structures, montrent que le plissement s'est effectué durant le Permien supérieur. Il est donc synchrone de la phase compressive terminale de l'orogène appalachien.

La discordance observée entre le Mississippien et le Pennsylvanien et le caractère légèrement métamorphique de la Formation Santa Rosa inférieure indiquent que la phase appalachienne a été précédée par un épisode compressif contemporain de la phase de Wichita reconnue dans les zones externes des Appalaches. Ses caractéristiques restent à définir mais son importance semble assez limitée.

IV. COMPARAISON AVEC LES AUTRES AFFLEUREMENTS DU CHIAPAS, DU GUATEMALA ET DU HONDURAS BRITANNIQUE.

a- Les affleurements de la Sierra du Chiapas :

Dans les régions élevées de la Sierra du Chiapas, entre la faille Mapastepec-Huehuetenango et les failles du système Polochic, affleure une série détritique d'extension plus limitée que les affleurements de Chicomuselo. Elle comprend : à sa base des niveaux conglomératiques à éléments de gneiss, de micaschistes et de quartz, associés à des grès jaunâtres qui affleurent dans le rio de Barranca Honda peu en amont de la localité de Honduras où la faille Mapastepec-Huehuetenango les met en contact avec les sédiments molassiques continentaux post-appalachiens. Ces niveaux passent en continuité à une épaisse série de pélites charbonneuses noirâtres parfois grises ou rougeâtres. Elles forment l'essentiel des affleurements en particulier dans la région du Paisthal, sommet qui culmine à plus de 3200 mètres. Dans les pélites s'intercalent des niveaux centimétriques de grès très fins et des lentilles de calcaires gris, surtout développées près d'El Cipresal.

Cette série est plissée à l'égal de celle de Chicomuselo selon une direction Ouest - Nord-Ouest à Nord-Ouest - Sud-Est.

Nous n'avons pas rencontré dans cette région les puissantes assises de calcaires permien.

Par analogie lithologique avec les affleurements de Chicomuselo, cette série peut être attribuée au Carbonifère.

b- Les affleurements du Guatemala et du Honduras Britannique :

Les séries pennsylvaniennes et permien décrites au Guatemala (Formation Tactic, Esperanza et Chochál) et au Honduras Britannique (Formation Macal), présentent des faciès analogues à ceux de Chicomuselo. Par contre, les niveaux inférieurs paraissent différents : dans les Altos Cuchumatanes (Formation Chichol, Anderson, 1973) et à l'Ouest de Cobán (Formation Sacapulas, Clemons et al., 1974), ils sont représentés par un ensemble faiblement métamorphique, épais d'environ 1000 mètres, de phylli-

tes et de conglomérats où s'intercalent des laves acides et des produits pyroclastiques.

Dans les Monts Mayas (Formation Maya, Dixon, 1956) la série est comparable. Il s'agit de phyllites de quartzites et de métagrauwackes où, au Sud, s'intercalent des rhyolites et des produits pyroclastiques constituant le *Bladen volcanic member* d'âge radiométrique 300 m.a. (Bateson et Hall, 1971).

Les relations entre ces séries épimétamorphiques et les termes sédimentaires sus-jacents sont controversées : Dixon (1956) admet que dans les Monts Mayas une discordance angulaire sépare la Formation Maya de la Formation Macal. Cependant Kesler et al. (1971) ne l'ont pas retrouvée ; si bien que par la suite ces deux formations ont été regroupées et corrélées au Groupe Santa Rosa du Guatemala (Bateson et Hall, 1971). Il en est de même dans les Altos Cuchumatanes (Anderson, 1973). Dans les deux cas, la série du Paléozoïque supérieur serait continue, affectée par une seule phase de déformation, les niveaux structuraux les plus bas ayant subi un début de métamorphisme.

Plusieurs plutons granitiques affleurent dans les Monts Mayas. Certains recoupent toute la série, et deux d'entre eux, le granite de *Cockscomb-Sapote* et le granite de *Hummingbird-Mullins river*, ont donné des âges K-Ar de 206 et 213 m.a. A l'Ouest des Monts Mays, le granite de *Mountain Pine* semble n'être intrusif que dans les niveaux épimétamorphiques. Un échantillon a fourni des âges K-Ar de 280-300 m.a., un autre de 390 m.a. Ce dernier, correspondant au Dévonien inférieur, est en désaccord avec l'âge supposé mississipien de la base de la série.

Si les roches volcaniques n'ont pas été reconnues au Chiapas dans la région de Chicomuselo, c'est peut être qu'elles se situent sous les schistes mississipiens dont la base n'affleure pas. La présence d'une discordance entre le Mississipien et le Pennsylvanien au Guatemala et au Honduras Britannique ne semble pas non plus pouvoir être écartée : dans ces régions le Mississipien n'a jamais été daté. Sa limite supérieure pourrait donc se situer, non comme on le suppose au sommet des formations volcano-sédimentaires, mais au sein des formations sus-jacentes, attribuées en totalité au Pennsylvanien, mais dont seule la partie sommitale est fossilifère !

C. LES ROCHES MAGMATIQUES DU CHIAPAS.

I. SITUATION - PETROGRAPHIE.

La Sierra Madre du Chiapas est armée de roches granitiques qui occupent la majeure partie de sa superficie. Sapper (1896, 1937) qui le premier réalisa deux traversées du massif, et Weber (1933), ne rencontrèrent que de très rares affleurements de roches métamorphiques. Dès lors, l'ensemble de la Sierra Madre du Chiapas, de l'Isthme de Tehuantepec jusqu'au Guatemala, fut considéré comme un gigantesque pluton long de 320 km et large de 40 à 70 km : le batholithe du Chiapas ou le massif granitique du Chiapas. Nous avons précédemment signalé l'existence d'affleurements paléozoïques plus étendus qu'on ne le supposait. Si la Sierra Madre du Chia-

pas au relief escarpé, en très grande partie inhabitée et au couvert végétal dense, est loin d'être entièrement explorée, il n'en reste pas moins que les roches magmatiques y occupent certainement une place prépondérante. C'est ce qu'indique l'examen des photographies aériennes et que confirment les observations réalisées récemment par les géologues du C.R.M. (Consejo de Recursos Minerales) qui ont entrepris la prospection minière de ce massif.

Les roches granitiques sont en général de couleur claire, rosée ou jaunâtre, parfois bleutée, profondément altérées et recoupées de nombreux dykes aplitiques, pegmatitiques ou de composition intermédiaire. Elles sont constituées de quartz, orthose, oligoclase, biotite, hornblende et, pour les minéraux accessoires, de sphène, apatite et zircon. L'analyse chimique d'échantillons provenant de la partie centrale du massif (Pantoja, 1974) permet de les classer dans la famille des granodiorites.

II. LE PROBLEME DE L'AGE DES INTRUSIFS.

a- Relations avec les formations voisines :

A la suite de Sapper, on a considéré que la mise en place du batholite du Chiapas s'était effectuée durant le Précambrien ou le Paléozoïque inférieur et qu'il constituait le soubassement des formations du Paléozoïque supérieur de Chicomuselo. Or, on a vu que la base de ces dernières n'affleure pas. Par contre, elles sont recoupées de filonnets de quartz et d'aplite et, au cerro de la Garrapata, à une dizaine de kilomètres au Nord-Ouest de Chicomuselo, par un dyke de fluorine.

Dans la région du Paisthal, le granite est nettement intrusif dans les formations que nous avons attribuées au Carbonifère, où se développent en particulier des skarns à grenats.

Le long de la route panaméricaine, au pied de la Sierra, le granite recoupe des conglomérats à éléments gneissiques et des grès totalement silicifiés. Ils peuvent également appartenir au Carbonifère (cet affleurement se situe à l'extrémité sud d'une vaste région boisée, dépourvue d'accès, qui, en photographie aérienne, paraît constituée de roches sédimentaires).

Nous avons vainement recherché des éléments granitiques dans les conglomérats carbonifères, en particulier dans les affleurements du río Barranca Honda, proches du batholite.

Enfin, seule la molasse continentale post-appalachienne repose clairement sur le batholite.

b- Données radiochronologiques :

Des zircons provenant d'échantillons de roches métamorphiques et magmatiques de la région d'Arriaga et de Villa Flores datés par la

méthode Pb- α - dont on sait la grande marge d'incertitude - ont fourni deux âges précambrien supérieur (zircons détritiques ?), un âge fini-ordovicien, un âge dévonien moyen et un âge oligocène (Pantoja et al., 1974).

Douze datations par la méthode K-Ar ont été réalisées sur des échantillons granitiques prélevés en divers points du massif, et dont certains sont de provenance voisine des précédents (Damon in Salas, 1975). Les âges sont compris entre 173 et 246 m.a. et neuf d'entre eux dans l'intervalle 220-240 m.a., c'est-à-dire Permien supérieur - Trias inférieur.

Les âges obtenus par la méthode K-Ar sont donc en accord avec les données de l'observation, c'est-à-dire que les intrusions magmatiques paraissent pour l'essentiel postérieures au plissement appalachien. Il est possible cependant qu'elles se superposent en partie à des granites plus anciens, comparables au granite Rabinal du Guatemala.

D. DONNEES DES FORAGES PETROLIERS AYANT ATTEINT LE SOCLE.

L'information apportée par les forages profonds est assez limitée. En effet à l'Est de l'isthme de Tehuantepec seulement six d'entre eux ont atteint le socle (Lopez Ramos, 1975).

Au Nord-Est de la péninsule du Yucatan, le forage Yucatan 4 a traversé quelques mètres de métaquartzites. Le forage Yucatan 1 situé dans la région centrale Nord de la péninsule, a rencontré des rhyolites incluses dans des schistes sériciteux. Elles ont fourni deux âges Rb-Sr, l'un de 410 m.a., l'autre de 330 m.a., ce dernier traduisant probablement l'âge du métamorphisme de la série. Au Chiapas, près de Tuxtla-Gutierrez, le forage Villa Allende a atteint des schistes sériciteux. Au Peten, le forage San Francisco et, au Honduras britannique, le forage Basil Jones, en bordure de la mer des Caraïbes, ont également rencontré des schistes épimétamorphiques. Enfin, le forage Tower Hill, au pied des Monts Mayas, a touché un socle granitique.

E. CONCLUSIONS CONCERNANT L'ENSEMBLE DU SOCLE DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANÈQUE ET QUICHE ET DE L'AVANT-PAYS MAYA.

I. RESUME ET INTERPRETATION DES DONNEES.

Bien que les données sur le socle restent fragmentaires il apparaît clairement cependant que le bâti paléozoïque résulte de la superposition d'édifices appartenant à deux cycles orogéniques distincts, l'un calédonien, l'autre hercynien.

Au cycle calédonien se rattachent les formations du Groupe Chucuc. Originellement sédimentaires et à dominante argileuse, elles se sont déposées durant le Paléozoïque inférieur dans un bassin dont on ne connaît ni l'extension ni la direction. Elles ont été intensément plissées et métamorphosées avant le Paléozoïque supérieur. Les âges radiométriques laissent

supposer qu'une phase paroxysmale s'est produite aux environs de 400 m.a. Les affleurements et les directions de foliation dessinent un arc ouest-est à convexité dirigée vers le Sud. Cette disposition apparente de l'édifice calédonien ne reflète sans doute pas sa direction originelle : les affleurements sont en effet compris entre les failles des systèmes Polochic et Motagua et, comme nous l'avons signalé à propos des plis appalachiens, le jeu de ces failles induit une torsion générale vers l'Est, aussi bien du socle que des plis de la couverture.

Au Chiapas et au Guatemala, comme d'ailleurs dans l'ensemble du Mexique méridional et de l'Amérique Centrale, on ne connaît pas de formations sédimentaires d'âge dévonien. Durant cette époque se mettent en place des intrusifs recoupant les formations métamorphiques du Groupe Chuacús, le granite de Rabinal au Guatemala et peut être également certains granites de la Sierra du Chiapas.

A la suite de l'orogénèse calédonienne, durant le Carbonifère se dépose en discordance sur la chaîne érodée une série marine détritique peu profonde. A la fin du Pennsylvanien apparaissent des niveaux carbonatés annonçant la puissante série calcaire du Permien inférieur et moyen.

Au cours du Permien supérieur, les formations hercyniennes et leur soubassement calédonien seront déformés par une importante phase compressive synchrone de la phase appalachienne. La région émerge alors dans sa totalité.

Le cycle hercynien se termine par l'intrusion de granites post-tectoniques permo-triasiques, dans les Monts Mayas, au Guatemala et surtout dans la Sierra du Chiapas.

II. CORRELATION DU SOCLE PALEOZOIQUE SUPERIEUR DU SUD-EST DU MEXIQUE AVEC LES FORMATIONS HERCYNIENNES DU NORD-EST DU MEXIQUE (Fig. I-5).

Les formations épimétamorphiques sous-jacentes à la molasse continentale post-appalachienne rencontrées en forage au Nord du Chiapas et au Yucatan, ne s'apparentent, ni au Groupe Chuacús, ni aux formations sédimentaires du Paléozoïque supérieur affleurant au Sud du Chiapas et au Nord de l'Amérique Centrale. Par ailleurs, le métamorphisme paraît bien dater du Paléozoïque supérieur : c'est ce qu'indiquent les données radiométriques et l'absence des épaisses séries sédimentaires carbonifères et permienes rencontrées au Sud-Ouest à l'affleurement. Il semble donc que les formations épicontinentales hercyniennes s'appuyant sur l'édifice calédonien, passent en direction du Golfe du Mexique à des séries à caractère plus profond et légèrement métamorphiques.

Cette disposition est comparable, mais symétrique de celle recon- nue au Nord-Est du Mexique : dans ces régions bien que les affleurements paléozoïques soient limités et les corrélations difficiles à établir, M. Alvarez Jr (1962) proposa de les regrouper en deux grandes provinces, l'une externe, sédimentaire littorale, l'autre interne, métasédimentaire, située plus à l'Est ; une province intermédiaire à caractère plus profond

que la province externe formant la transition entre ces deux ensembles. Les similitudes faunistiques et lithologiques permettaient ainsi de prolonger l'orogène Appalaches-Ouachita jusque dans la région de Tampico. La découverte d'affleurements paléozoïque supérieur sédimentaires en Oaxaca et de formations métamorphiques dans les nombreux forages ayant atteint le socle dans la région de Veracruz, conduisirent de Cserna (1976) à étendre davantage vers le Sud l'orogène appalachien qu'il appela ceinture huastèque pour sa partie mexicaine. M. Tardy (1980) a montré que l'important décalage vers le Sud-Est de la ceinture huastèque par rapport au segment Marathon des Appalaches, s'explique par le jeu sénestre d'un décrochement transcontinental, le linéament Caltam, parallèle aux accidents qui décalent vers le Nord-Ouest les segments Marathon et Ouachita.

Les formations des zones internes de la ceinture huastèque rencontrées, soit à l'affleurement, soit dans les forages de la région Tampico-Veracruz, sont comparables, d'une part, à celles des zones internes du système Ouachita (P.T. Flawn, 1961) et, d'autre part, à celles atteintes par les forages au Sud-Est du Mexique et au Nord de l'Amérique Centrale. Il s'agit toujours de phyllites, de quartzites, plus rarement de marbres, traversés de plutons granitiques. Les âges radiométriques (P.T. Flawn et R.A. Maxwell, 1958 ; R.E. Denison et al., 1969 ; E. Lopez Ramos 1972 et 1973), bien qu'ils soient quelque peu dispersés, remontent partout au Paléozoïque supérieur.

Par rapport à ces zones internes, les formations sédimentaires d'âge paléozoïque supérieur du Chiapas et du Nord de l'Amérique Centrale se situent au Sud, c'est-à-dire dans une position symétrique à la ceinture externe appalachienne, et ne peuvent donc en constituer le prolongement direct.

La ceinture externe hercynienne du Chiapas et du Guatemala se trouve brusquement interrompue à la hauteur du système Polochic-Motagua : au Sud de ces failles on ne connaît en effet dans le reste de l'Amérique Centrale aucune formation d'âge paléozoïque supérieur. La différence de nature entre les socles de part et d'autre de cette limite a été relevée par plusieurs auteurs, et en particulier par A.R. Mc Birney et M.N. Bass (1969), G. Dengo (1969), M. Williams et A.R. Mc Birney (1969). A l'Est du Honduras ainsi qu'au Nord du Nicaragua, affleurent sur de vastes étendues des roches faiblement métamorphiques, essentiellement des schistes micacés. On a longtemps cru qu'elles étaient les seules roches anciennes présentes. Des études récentes (S. Horne et al., 1976) ont montré qu'il existait aussi, en particulier dans la Sierra de Omoa et la région centrale du Honduras, des gneiss et des amphibolites, considérés d'âge paléozoïque inférieur ou précambrien. Les schistes micacés sont considérés d'âge pré-jurassique, encore que dans la Sierra Omoa leurs relations avec les séries sédimentaires mésozoïques ne paraissent pas clairement établies.

Le système Polochic-Motagua juxtapose donc deux blocs d'histoire paléozoïque distincte. Nous relèverons plus loin les grandes différences qui existent aussi au niveau de la couverture mésozoïque et du volcanisme cénozoïque et qui conduisent à admettre que le rapprochement de ces deux blocs s'est effectué relativement récemment.

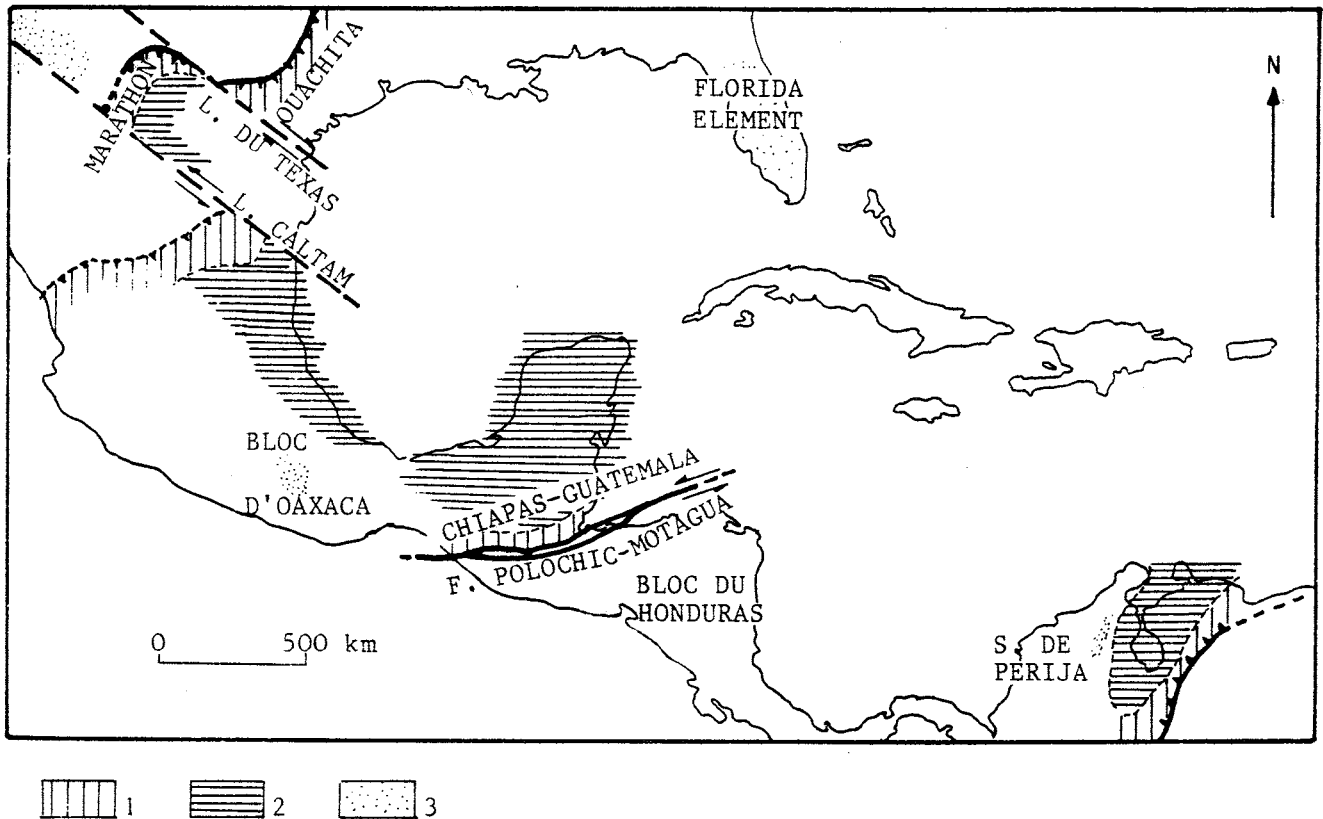


Fig. I-5 : Disposition actuelle, schématique, des édifices hercyniens du Sud-Ouest de l'Amérique du Nord et du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud.

- 1: Formations sédimentaires épicontinentales plissées d'âge paléozoïque supérieur ; 2: Formations épimétamorphiques d'âge paléozoïque supérieur ; 3: Formations épicontinentales peu déformées.

La distribution des faciès des formations d'âge paléozoïque supérieur montre une tendance à l'approfondissement en direction des domaines marins du Golfe du Mexique pour les séries nord-américaines, et de la mer des Caraïbes pour les séries sud-américaines, mais il n'existe aucun indice de la présence d'un bassin à fond océanique à cette époque.

Le prolongement de la ceinture appalachienne, représentée au Sud-Est des Etats-Unis par les segments Ouachita et Marathon du Texas, se retrouve au Mexique septentrional décalé en sens sénestre d'environ 800 km par le linéament Caltam, et peut être suivi jusqu'à la côte pacifique où il apparaît tronqué.

Les formations épicontinentales plissées du Mexique septentrional et du Chiapas-Guatemala occupent une position symétrique par rapport aux séries épimétamorphiques de la périphérie du Golfe du Mexique. Le système décrochant sénestre Polochic-Motagua place les séries épicontinentales chiapaneco-guatémaltèques au contact du bloc du Honduras où l'on ne connaît pas de formations d'âge paléozoïque supérieur. Des séries en tous points semblables à celles du Chiapas et du Guatemala se retrouvent au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud où elles sont déversées en direction du craton guyannais. Les formations plissées d'âge paléozoïque supérieur du Chiapas et de l'Amérique Centrale septentrionale peuvent donc être rattachées à la ceinture hercynienne du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud. Elles en ont été séparées

par l'ouverture téthysienne mésozoïque à la hauteur de la plaque caraïbe actuelle. Le bloc du Honduras, entraîné par la dérive de la plaque caraïbe durant le Cénozoïque, est venu par la suite s'accoler au Chiapas et au Guatemala. Il ne représente donc pas l'avant-pays hercynien de l'édifice chiapaneco-guatémaltèque.

Des formations épicontinentales d'âge paléozoïque supérieur, peu déformées, affleurent en avant du front appalachien du segment Marathon et du Mexique septentrional (Etats de Chichuahua et Sonora). Des formations peu déformées sont connues à l'affleurement dans le bloc d'Oaxaca (5ème partie) et la Sierra de Perija au Vénézuéla, et par sondage au niveau du "Florida Element" (King, 1975). Elles appartiennent à l'arrière-pays intermédiaire des ceintures hercyniennes nord et sud-américaines.

La disposition des ceintures calédonienne et hercynienne dans la partie orientale de la Pangée permo-triasique sera rétablie et discutée dans la sixième partie.

III. CORRELATIONS DU SOCLE PALEOZOIQUE SUPERIEUR DU SUD-EST DU MEXIQUE AVEC LES FORMATIONS HERCYNIENNES DU NORD-OUEST DE L'AMERIQUE DU SUD (Fig. I-5).

Les formations du Paléozoïque supérieur affleurent largement au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, en particulier dans les Andes de Mérida et la Sierra de Perija, au Vénézuéla, dans la Cordillère Orientale de Colombie, et jusqu'en Equateur. De nombreuses coupes y ont été décrites. J. M. Thery (1982) les a reprises dans un important ouvrage de synthèse où se trouve regroupé l'ensemble des données publiées auparavant, complétées de ses observations et du résultat des forages pétroliers.

Les analogies entre les séries d'âge paléozoïque supérieur du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, du Chiapas et du Guatemala sont tout à fait remarquables : dans la Sierra de Perija et le Nord de la Cordillère Orientale de Colombie par exemple, la succession lithologique est la même qu'au Chiapas et au Guatemala : le Carbonifère est représenté par un ensemble détritique (Formation Sabaneta). Il est surmonté par des calcaires d'âge permien inférieur (Formation Palmarito). Les faunes sont identiques à celles du Chiapas et du Guatemala et ont pu également être corrélées avec celles du Sud des Etats-Unis (H.C. Arnold, 1966 ; G. Benedetto et O.E. Odreman, 1977). Vers l'Ouest et vers le Sud, la succession lithologique s'apparente moins à celle du Chiapas et du Guatemala, mais il s'agit toujours de formations à caractère littoral, voire continental. Vers le Nord-Est, par contre, dans les Andes de Mérida, affleurent des schistes sériciteux et chloriteux et des quartzites (Formation Macuchuachi) qui ont été retrouvés en forage dans le lac de Maracaibo. Ils ont pu être datés du Carbonifère par des découvertes faunistiques (R. Shagam, 1972 et 1977). Cet ensemble épimétamorphique peut représenter le paléo-prolongement, par la suite séparé, des zones internes hercyniennes du Sud-Est du Mexique.

L'orogénèse hercynienne est caractérisée dans les Andes de Mérida par des plis serrés et des chevauchements en direction du craton guyanais. La phase principale est post-Permien moyen mais une discordance angulaire anté-permienne (H.C. Arnold, 1966) montre, comme au Chiapas, l'existence de mouvements précoces.

En Colombie et en Equateur le plissement a été moins intense et seule la phase post-Permien moyen a été reconnue (F. Cediél, 1968 ; G. Renzoni, 1968).

Au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, comme au Chiapas et au Nord de l'Amérique Centrale, la phase de plissement appalachienne a été suivie de la mise en place de plutons granitiques. Ils constituent notamment l'ossature de la Cordillère Centrale de Colombie et de ses prolongements septentrionaux, l'arc de Guajira et la Sierra Nevada de Santa Marta. Ils ont été également datés du Permo-Trias (G. Perez, 1967 ; E.M. Irving, 1975, J. F. Toussaint et al., 1978). Des intrusifs de même âge sont connus aussi dans la Sierra de Perija et le Nord-Est des Andes de Mérida (M.A. Olmeta, 1968).

Enfin, les structures hercyniennes se trouvent scellées, comme au Chiapas et au Guatemala, par d'épais dépôts molassiques continentaux : Groupe la Quinta au Vénézuéla et Groupe Gijón en Colombie.

En résumé les formations du Paléozoïque supérieur plissées, dans le Sud-Est du Mexique et dans le Nord de l'Amérique Centrale, représentent l'homologue, déversé vers le Sud-Ouest et le Sud, de l'édifice hercynien appalachien. Elles sont tronquées par le système Polochic-Motagua, si bien que le Honduras et le Nicaragua ne constituent pas leur avant-pays. La partie manquante de cette chaîne méridionale se retrouve au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud où le craton guyanais forme son avant-pays.

Nous reviendrons (5ème et 6ème parties), sur un certain nombre de données concernant les édifices calédoniens et hercyniens, les problèmes qu'ils posent et leur disposition avant l'ouverture téthysienne mésozoïque.

CHAPITRE II : STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE DES FORMATIONS DE COUVERTURE DU SECTEUR NORD-OCCIDENTAL DU CHIAPAS. CORRELATIONS AVEC L'ENSEMBLE DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE ET L'AVANT-PAYS MAYA.

A. GENERALITES.

Dans l'ensemble des sierras mexicaines les chaînons sédimentaires plissés de la couverture chiapanèque occupent la position la plus externe. Celle-ci se traduit par divers traits stratigraphiques et structuraux, et notamment par l'existence d'une phase compressive majeure d'âge miocène supérieur. L'édifice chiapanèque a donc été structuré beaucoup plus tard que la Sierra Madre Orientale dont l'orogénèse s'est produite durant la phase laramienne. Ainsi, tandis que dans la Sierra Madre Orientale l'évolution cénozoïque se fait en milieu continental, on rencontre, au Chiapas, comme dans les plaines côtières du Golfe du Mexique, des séries marines d'âge tertiaire. Ces différences essentielles font que le domaine chiapanèque ne représente, ni spatialement, ni géologiquement, le prolongement méridional de la Sierra Madre Orientale, comme on l'admet généralement.

Les formations de couverture du Chiapas sont considérées comme appartenant au cycle orogénique mexicain. Si l'on garde cette terminologie, le cycle mexicain, souvent restreint au seul cycle laramien, en s'appliquant aux séries pré et post laramiennes discordantes sur les molasses post-hercyniennes, doit être entendu ici dans son sens le plus large. Ceci en raison de la structuration tardive de l'édifice et de l'absence, déjà signalée, de discordance entre les sédiments continentaux post-appalachiens et les dépôts marins mésozoïques. Il correspond donc à la totalité des formations discordantes sur le bâti hercynien, allant du Permien supérieur au Miocène moyen. Ces formations comprennent trois grands ensembles sédimentaires :

a- Des molasses continentales résultant de l'érosion de l'édifice hercynien.

b- Des formations principalement marines jurassiques et crétacées où les carbonates sont prépondérants.

c- Des formations marines ou continentales tertiaires essentiellement détritiques.

Elles sont recouvertes en discordance par des dépôts deltaïques ou lacustres et des épanchements volcaniques plio-quadernaires, et sont localement recoupées par des plutons associés au volcanisme.

B. LA MOLASSE CONTINENTALE POST-APPALACHIENNE.

Au Mexique méridional et en Amérique Centrale, les séquences détritiques continentales discordantes sur le socle hercynien portent le nom de Formation Todos Santos. Il est dû à Sapper (1894) : c'est celui d'une localité située au Guatemala, à environ 25 km au Nord-Ouest de Huehuetenango, où ces couches atteignent 1100m de puissance (Fig. I-6).

Au Chiapas, la Formation Todos Santos affleure sur la bordure est du massif granitique, généralement sur plusieurs kilomètres de largeur, les couches étant très faiblement inclinées vers le Nord-Est, de l'isthme de Tehuantepec à la frontière guatémaltèque. On la rencontre également de part et d'autre de l'anticlinal à coeur paléozoïque de Chicomuselo. Les nombreux cours d'eau qui descendent de la Sierra et le trajet de la route panaméricaine dans la région de Cintalapa en offrent d'excellentes coupes.

I. CARACTERES LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

La Formation Todos Santos est constituée de conglomérats, de grès et d'argilites, présentant une vive coloration, rouge en général, parfois violacée ou verte, selon le degré d'oxydation du fer. Les éléments des conglomérats sont toujours de provenance locale : galets granitiques et de quartz filonien au pied de la Sierra, fragments de calcaires permien, plus rarement de quartzites ou de schistes carbonifères, près de Chicomuselo. Les stratifications entrecroisées sont communes. Lorsque la formation

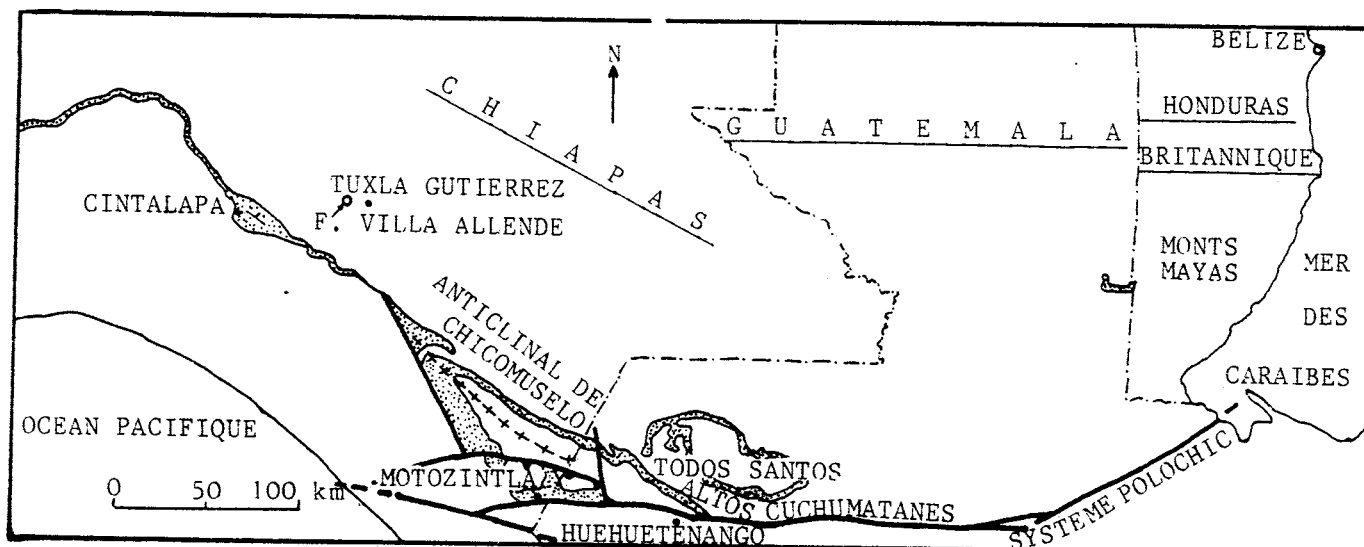


Fig. I-6 : Carte des affleurements de la molasse post-appalachienne (Formation Todos Santos) dans les domaines chiapanèque et quiché. Les affleurements de la Formation Todos Santos sont représentés en pointillés. Commentaires dans le texte.

est suffisamment développée, par exemple sur le flanc ouest de l'anticlinal de Chicomuselo ou au Nord de Motozintla, on peut observer une nette polarité verticale. Aux conglomérats et grès grossiers succède une alternance de grès plus fins et d'argilites avec des récurrences conglomératiques ; puis les argilites prennent une place prépondérante au sommet de la série.

Des roches volcaniques, trachytes, dacites et andésites, et des niveaux tufacés s'intercalent en plusieurs points. Elles sont présentes dans le rio Uzpanapa, le rio Pueblo Viejo, le long de la route panaméricaine à 3 kilomètres à l'Est de Cintalapa, sur la piste Ocozocuatla - Villa Flores, dans le rio Barranca Honda, et existent sans doute ailleurs.

Ces dépôts molassiques rouges correspondent à de vastes champs d'épandage fluvial, formés sous climat chaud, rubéfiant, à saisons alternées humides et sèches et couverts d'une végétation probablement chétive.

Les intercalations de roches volcaniques témoignent d'une distension crustale durant la sédimentation. La présence de horsts et de grabens contemporains des dépôts a été déduite des variations d'épaisseur des sédiments au Guatemala et au Nord de l'Amérique du Sud. Au Guatemala, le horst de Poxlac (Anderson et al., 1973) paraît dirigé Nord-Ouest - Sud-Est. En Colombie et au Venezuela les grabens seraient orientés Nord-Est - Sud-Ouest (Bartok et al., 1981).

Au Chiapas, à l'affleurement, on note seulement un épaissement de la série du Nord-Ouest, où près de Cintalapa elle ne dépasse pas 300 mètres, vers le Sud-Est, où elle atteint plus de 1000 mètres au Nord de Motozintla. Ces différences d'épaisseur peuvent s'expliquer par l'existence, dès cette époque, comme actuellement, de reliefs beaucoup plus accentués vers le Sud du massif, et, partant, d'une érosion plus intense. Pour la même

raison le régime continental s'est aussi poursuivi plus longtemps dans ces régions qui n'ont été atteintes que tardivement par les transgressions mésozoïques. Cependant la présence de paléo-horsts et de paléo-grabens cachetés par les séries marines mésozoïques est très probable : le forage Villa Allende, relativement proche des affleurements de la Formation Todos Santos du pied de la Sierra, a atteint le socle paléozoïque sans avoir rencontré les couches rouges. La Formation Todos Santos n'existe pas non plus dans la quasi totalité des Monts Mayas du Honduras britannique, où les calcaires crétacés reposent directement sur le Permien (Bateson, 1972).

II. AGE DE LA MOLASSE CONTINENTALE.

a- Données stratigraphiques :

Au Chiapas, bien que l'on rencontre parfois de petites lentilles charbonneuses dans les couches rouges, en particulier près de la Concordia, la Formation Todos Santos n'a pu être datée paléontologiquement. Il en est de même au Guatemala. Les sédiments molassiques continentaux se trouvent compris entre les calcaires léonardiens, sur lesquels ils reposent en discordance, et les premiers dépôts marins mésozoïques qui les recouvrent en concordance. L'âge de ces derniers diffère suivant que l'on se situe au Nord-Ouest ou au Sud-Est du massif : au niveau de l'isthme de Tehuantepec et jusqu'à la latitude de Tuxtla Gutierrez, ils remontent au Jurassique supérieur. Plus au Sud, la transgression ne débute qu'à l'Albien. La Formation Todos Santos peut donc représenter les étages du Permien supérieur, du Trias et du Jurassique inférieur et moyen au Nord du massif, ces mêmes étages plus la majeure partie du Crétacé inférieur au Sud.

b- Données radiochronologiques :

Les andésites du rio Pueblo Viejo ont fourni un âge K-Ar de 148 ± 6 m.a. (Castro-Mora et al., 1976), oxfordien. Des échantillons de roches volcaniques, provenant également de la région de Cintalapa et collectés à environ 5 kilomètres au Nord de cette ville, ont été datés à l'I.M.P. par C. Schlaepfer, également par la méthode K-Ar. Les mesures ont été réalisées sur roche totale. Les âges suivants ont été obtenus : 153 ± 4 m.a. pour un trachyte, 165 ± 3 m.a. pour une dacite, 166 ± 3 m.a. et 169 ± 3 m.a. pour deux échantillons différents d'andésite. Ces âges sont voisins de celui cité précédemment mais quelque peu plus anciens. Il apparaît donc que les épanchements volcaniques, vraisemblablement dûs à une distension crustale liée à l'ouverture du Golfe du Mexique, sont apparus au Chiapas dès le Jurassique moyen.

c- Corrélations avec les formations équivalentes du Mexique et du Nord de l'Amérique du Sud :

La Formation Todos Santos se rattache à l'ensemble des "Nouveaux Grès Rouges" qui au Mexique, en Amérique Centrale et en Amérique du

Sud ont reçu des noms divers : Formations Huizachal et Nazas au Nord du Mexique, série Metapán - ce terme tendant à être abandonné - au Salvador, Groupe Gijón en Colombie, Groupe la Quinta au Vénézuéla et Formation Chapi-za en Equateur.

Dans le domaine oaxaquénien, la Formation Todos Santos, plus communément appelée "couches rouges", et qui porte différents noms locaux, renferme, dans la région de Tezoatlán - El Consuelo, située à 20 kilomètres au Sud de Huajuapán de León, plusieurs niveaux charbonneux très riches en flore de *Ptilophyllum*, *Otozamites*, *Stangerites*, *Anomozamites*, *Cycadolepis* pour les genres principaux. Découverte dès la fin du siècle dernier, elle a été décrite par de nombreux auteurs qui lui attribuèrent d'abord un âge rhético-liasique inférieur (Aguilera, 1896 ; Wieland, 1914 ; Burckhard, 1930 ; Maldonado, 1948). Les révisions effectuées par H.K. Erben (1956) puis A. Silva Pineda (1969) conduisirent à lui donner un âge plus récent, Lias supérieur - Jurassique moyen.

La Formation Huizachal renferme près de Ciudad Victoria une flore du Trias supérieur (Mixon et al., 1959).

Au Honduras, près de Tegucigalpa, affleure une série marine attribuée au Trias supérieur - Jurassique moyen, la Formation El Plan, que l'on parallélise souvent avec la formation Todos Santos. Toutefois le passage vertical ou latéral de l'une à l'autre de ces séries est loin d'être établi. Par ailleurs la Formation El Plan est intensément plissée, contrairement à la Formation Todos Santos. Il est donc probable qu'il s'agisse de deux séries tout à fait distinctes : la Formation El Plan, plutôt que de représenter un épisode marin d'origine téthysienne au sein de la Formation Todos Santos, correspond plus vraisemblablement à des dépôts transgressifs d'origine pacifique. Le plissement qui l'affecte, sans rapport avec les faibles déformations du Chiapas et du Guatemala, doit être lié à l'évolution de cette marge.

Le Groupe Gijón de Colombie qui, comme au Chiapas, est compris entre les calcaires léonardiens et des formations littorales du Jurassique terminal - Néocomien, a fourni une flore importante, dont certaines espèces vont du Permien au Crétacé et d'autres sont caractéristiques du Jurassique (Rabe, 1977). Des niveaux saumâtres ont livré une faune d'ostracodes et d'estheries du Trias supérieur - Jurassique inférieur (Geyer, 1973).

Au Vénézuéla, le Groupe la Quinta, dont l'épaisseur peut atteindre 3500m, renferme également des poissons d'eau douce (*Lepidotus* sp.) des ostracodes et des estheries du Trias supérieur - Jurassique inférieur (Kündig, 1938). Près de la localité type et dans la Sierra de Perija ont été trouvées des flores datées du Trias supérieur - Crétacé inférieur (Benedetto et Odreman, 1977). Comme en Oaxaca, on y rencontre en particulier de nombreux exemplaires de *Ptilophyllum* associés à *Otozamites*. Des laves andésitiques et des produits pyroclastiques s'intercalent aussi dans la série.

L'ensemble de ces données permet donc d'attribuer raisonnablement à la Formation Todos Santos, qui présente les mêmes caractères que les formations citées précédemment, à l'exception de la Formation El Plan qui jusqu'à présent a servi de référence pour la dater!, un âge allant du Permien supérieur au Jurassique moyen au Nord-Ouest du Chiapas, et du Permien supérieur à l'Aptien au Sud-Est du massif.

III. CONCLUSIONS.

A la suite de l'orogénèse appalachienne le domaine chiapanèque et quiché ainsi que l'avant-pays maya se trouvent émergés. Dès le Permien supérieur le démantèlement de la chaîne hercynienne alimente une épaisse série molassique continentale rouge qui ennoie peu à peu les reliefs. L'érosion va être entretenue par la surrection à l'Ouest du domaine, durant le Permo-Trias, d'un gigantesque batholite, le massif granitique du Chiapas, qui par la suite jouera un rôle de barrière pour les transgressions mésozoïques. Au cours du dépôt de la molasse continentale, une distension crustale, qui se manifeste par des épanchements volcaniques d'âge jurassique moyen et supérieur, induit la formation de horsts et de grabens. Elle traduit, selon toute vraisemblance, la progression vers l'Ouest de la Téthys et l'ouverture du Golfe du Mexique. La sédimentation acquiert progressivement un caractère plus fin, et le régime continental se poursuit jusqu'au Jurassique supérieur au Nord-Ouest du massif, et jusqu'à l'Albien au Sud-Est du Chiapas.

C. LES FORMATIONS MESOZOIQUES ESSENTIELLEMENT MARINES.

I. GENERALITES (Fig. I-7).

La dépression centrale du Chiapas, à valeur de graben dans sa partie sud, correspond, au Nord, au coeur d'un vaste synclinorium dont l'axe est parallèle au massif granitique du Chiapas. Sur son flanc sud, incliné de 5 à 10°, sont exposées la totalité des formations mésozoïques qui surmontent la molasse continentale Todos Santos. Elles passent dans le coeur du synclinorium à des séries concordantes du Tertiaire inférieur. Les différences lithologiques déterminent sur le flanc sud un relief de cuestas à regard Pacifique. Deux sont particulièrement marquées : la plus basse correspond aux calcaires de la Formation "Sierra Madre", la plus élevée aux formations campano-maestrichtiennes. Le raccord entre la Formation Todos Santos et les calcaires "Sierra Madre" se fait par un talus accidenté de cuestas secondaires soulignant la présence de niveaux calcaires du Jurassique supérieur. Le flanc sud du synclinorium, très redressé, passe par une flexure prononcée prolongeant une importante faille, à l'anticlinal coffré du Sumidero. Cette dernière structure ne montre pas de terrains antérieurs à la Formation "Sierra Madre", même dans la profonde entaille du cañon du Sumidero.

Passé l'anticlinal du Sumidero et la faille de Malpaso qui le limite au Nord, les formations les plus anciennes qui affleurent dans le reste de la région nord occidentale du Chiapas appartiennent au Campano-Maestrichtien.

Les seules coupes complètes du mésozoïque se trouvent donc sur le flanc sud du synclinorium central du Chiapas qui, dans le secteur cartographié, correspond au synclinal de Copoya. Dans cette région, au-dessus des couches rouges de la Formation Todos Santos, les assises mésozoïques constituent trois grands ensembles lithologiquement et morphologiquement bien individualisés. Le premier, sous-jacent aux calcaires "Sierra Madre", est constitué de formations littorales, voire continentales, anté-albiennes. Le

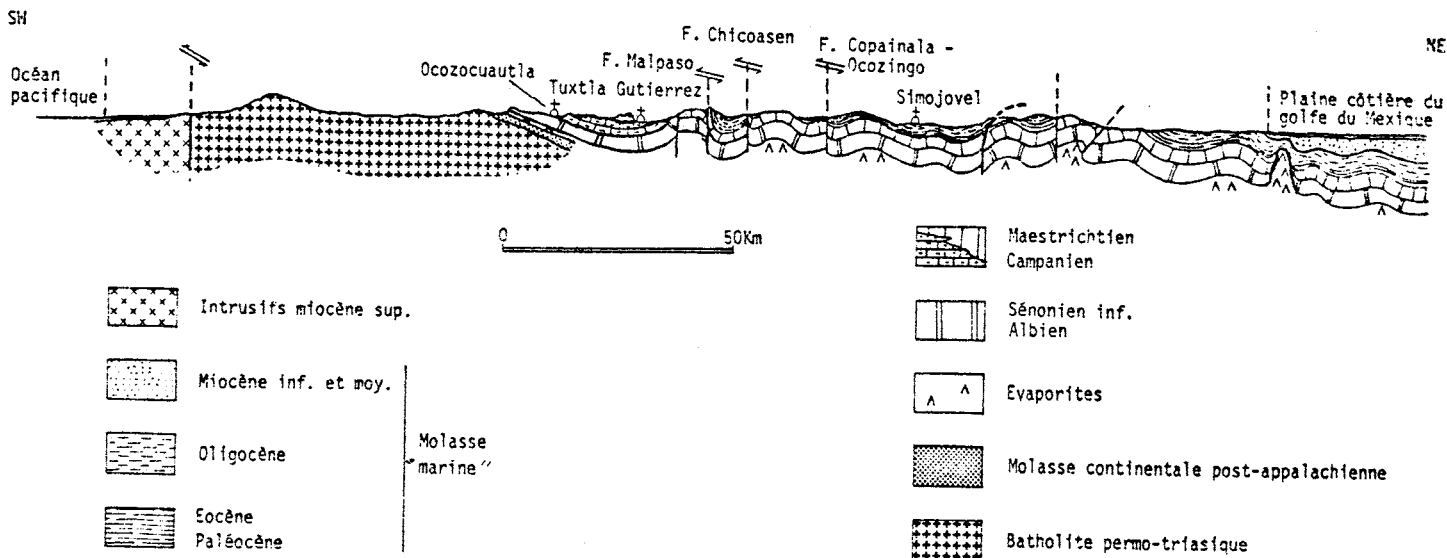


Fig. I-7 : Coupe générale du Chiapas passant par Tuxtla-Gutierrez.

Les épaisseurs ont été légèrement exagérées. Sur cette coupe simplifiée les formations d'âge kimméridgien à aptien situées au-dessus du niveau évaporitique, peu épaisses à cette hauteur, n'ont pas été représentées. La molasse "marine" tertiaire englobe des sédiments continentaux d'âge éocène inférieur.

La dépression centrale du Chiapas correspond au synclinal au coeur duquel est logé Tuxtla-Gutierrez.

second est représenté par les calcaires de la Formation Sierra Madre ; le troisième par les terrains campano-maestrichtiens.

II. LES FORMATIONS ANTE-ALBIENNES.

a- Dans le secteur cartographié (Pl. I).

Elles affleurent dans l'entaille du rio de la Flores et le long de la route panaméricaine.

1. Description (Fig. I-8).

Le long de la route panaméricaine, au niveau du pont de las Flores, 25 kilomètres à l'Est de Cintalapa, affleurent des grès à stratification entrecroisée appartenant à la Formation Todos Santos. Ils sont surmontés en concordance par :

1. 100m environ de dolomies et de calcaires dolomitiques à lamellibranches, surmontés par une alternance d'argilites vertes et rouges où s'intercalent des passées gypseuses qui ont été exploitées en carrière en rive droite du rio de las Flores ;
2. 60m environ de calcaires bicolores bleus et jaunes, fréquemment détritiques, en bancs décimétriques ;
3. 90m environ de microconglomérats et de grès quartzeux plus ou moins arkosiques, mal cimentés, à intercalations argileuses jaunes et vertes.

2. Age.

A 5 kilomètres au Sud-Est du Pont de las Flores, près du ranch la Gachupina, les calcaires bicolores renferment une abondante macrofaune. 18 espèces de lamelibranches et de gastéropodes ont été déterminées (Alencaster, 1977) dont certaines se rattachent à 4 genres, *Ceratemya*, *Eocallista*, *Cresseya* et *Tancredia* exclusifs du Kimméridgien-Portlandien de la Téthys. Il s'y ajoute le brachiopode *Sellithyris subsella*, également caractéristique du Jurassique supérieur de la Téthys.

Les grès sont azoïques, et peut être continentaux. Compris entre le Jurassique supérieur et l'Albien datés et concordants aussi bien à leur base qu'au sommet, ils peuvent représenter tout ou partie des étages anté-Albien du Crétacé inférieur.

Le niveau évaporitique est compris entre les andésites de Cintalapa, datées de 148 ± 6 m.a. à 169 ± 3 m.a., et le Kimméridgien-Portlandien. Il est donc ici vraisemblablement oxfordien.

b- Dans l'ensemble du domaine chiapanèque :

1. Les formations affleurantes.

Les assises décrites précédemment s'amenuisent vers le Sud-Est jusqu'à disparaître avant le rio Suchiapa situé à une trentaine de kilomètres du rio de las Flores. Au-delà, et jusqu'aux failles du système Polochic, les calcaires de la formation Sierra Madre sont directement transgressifs sur les couches rouges.

Vers le Nord-Ouest, dès la rive droite du rio de las Flores, les calcaires du Jurassique supérieur dessinent une falaise de plus en plus marquée. La série anté-albienne s'épaissit et pourrait, selon les géologues de PEMEX, atteindre ou dépasser 1000 mètres dans le rio Uzpanapa. Elle affleure jusqu'au niveau de l'isthme de Tehuantepec. Elle a été subdivisée en une quinzaine d'unités stratigraphiques (Castro-Mora et al., 1976), individualisées par leur contenu microfaunistique et leurs microfaciès. Pour la plupart elles n'offrent qu'un intérêt local. Leur nombre élevé s'explique par de rapides changements de faciès, liés aux conditions de dépôts, littorales ou continentales.

On reconnaît cependant une succession assez analogue à celle du rio de las Flores, et les unités peuvent être regroupées en trois ensembles :

- A la base, des grès et des argilites, souvent rouges, où s'intercalent des horizons évaporitiques et des calcaires argileux à *Chofatella* sp. et *Raxhella sorbyiana*.

- Des calcaires et des calcaires dolomitiques à algues, bryozoaires et tintinnidés : *Crassicollaria intermedia*, *Calpionella alpina* et *Calpionella elliptica*.

- Des grès, le plus souvent azoïques, passant au Nord-Ouest de

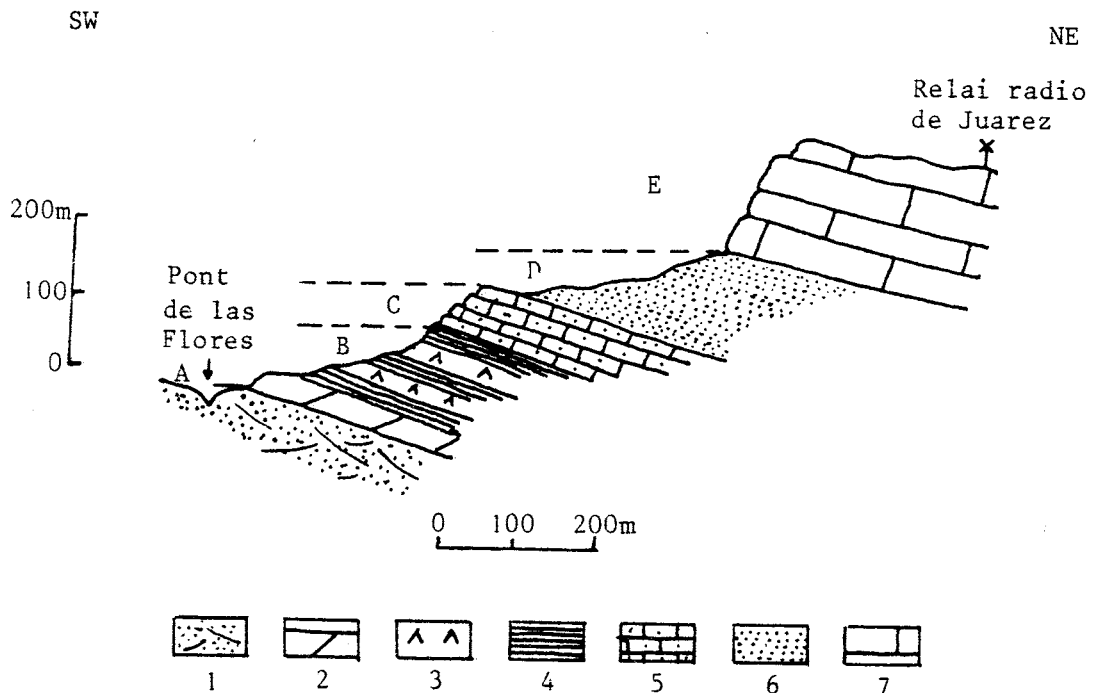


Fig. I-8 : Coupe des assises du Jurassique et du Crétacé inférieur du flanc Sud-Ouest du synclinal de Copoya.
 1: grès rouges à stratification entrecroisée ; 2: dolomies ; 3: gypse et anhydrite ; 4: argilites vertes et rouges ; 5: calcaires détritiques ; 6: grès et microconglomérats ; 7: calcaires dolomitiques. A: Formation Todos Santos ; B: niveau évaporitique ; C: Kimméridgien-Portlandien ; D: grès azoïques ; E: Formation Sierra Madre.

la retenue Netzahualcoyotl à des calcaires à Tintinnidés et Nannoconidés.

En raison des relations stratigraphiques et du contenu faunistique le premier ensemble peut être attribué à l'Oxfordien-Kimméridgien, le second au Portlandien, et le troisième au Berriasien - Hauterivien. La présence de Barrémien et d'Aptien marins n'a pas été reconnue.

En dehors de cette région, les formations anté-albiennes affleurent au Nord de l'isthme de Tehuantepec à Chinameca, près de Coatzacoalcos et au Cerro Pelón, à 90 kilomètres au Sud-Est de Chinameca, au sein des molasses marines tertiaires, à la faveur d'intrusions salifères. A Chinameca il s'agit de calcaires sombres à ammonites du Kimméridgien - Barrémien reposant sur des couches rouges (Imlay, 1953 ; Benavides, 1956), au Cerro Pelón de schistes calcaires et de grès probablement de même âge.

2. Les formations rencontrées dans les forages (Fig. I-9).

A l'exception du forage Villa Allende qui a atteint le socle, les forages les plus profonds du domaine chiapanèque se sont arrêtés à la rencontre de niveaux salifères. Ces formations sont immédiatement

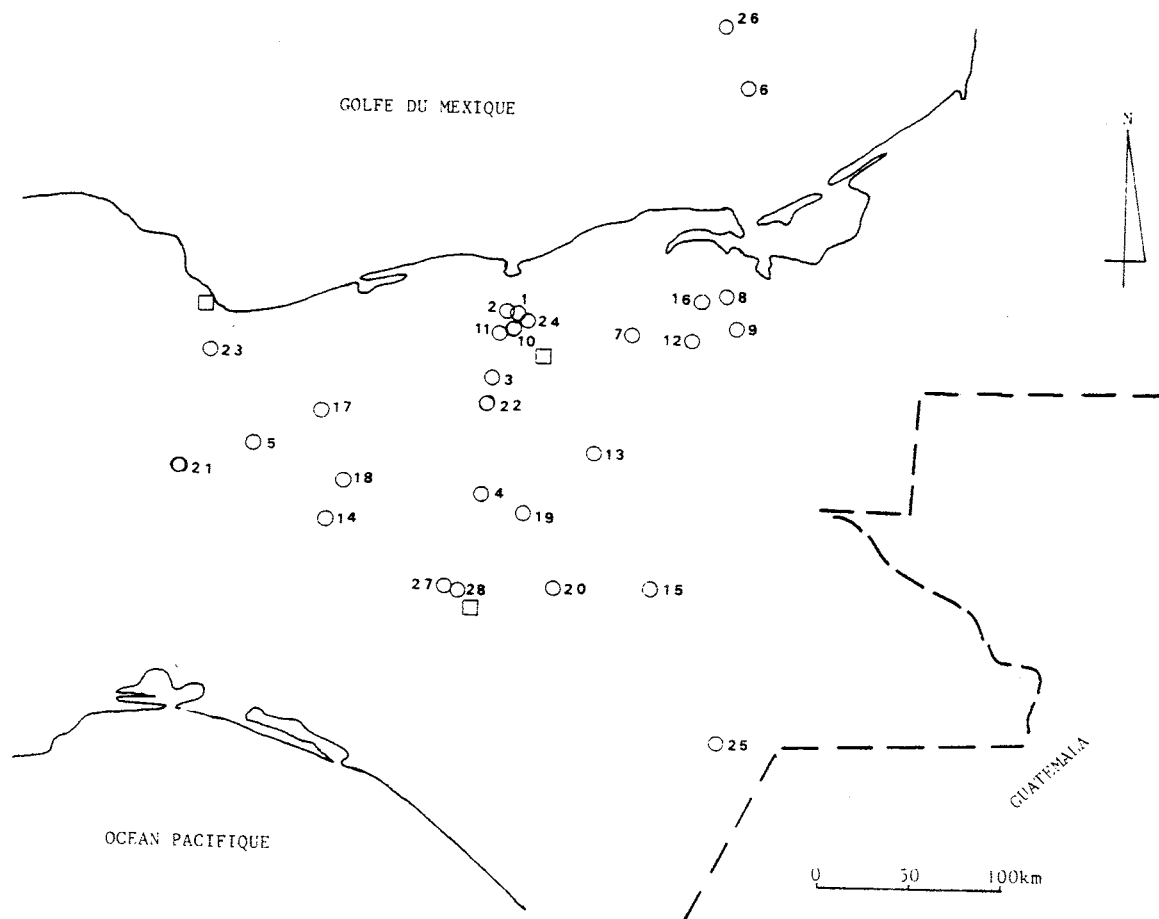


Fig. I-9 : Carte de localisation des forages pétroliers profonds dans le domaine chiapanèque.

1: forage Atitlán ; 2: Ayapa ; 3: Cactus ; 4: Caimba ; 5: Cerro Nanchital ; 6: Chác ; 7: Cobo ; 8: Corcho ; 9: Corinto ; 10: Girasol ; 11: Iride ; 12: Jonuta ; 13: Lomas tristes ; 14: Malpaso ; 15: Oxchuc ; 16: Palizada ; 17: Pedregal ; 18: Rio Playas ; 19: Rosarito ; 20: San Cristobal ; 21: Sauzal ; 22: Sitio Grande ; 23: Tonalapa ; 24: Tres Pueblos ; 25: Trinitaria ; 26: Tunich ; 27: Turipache ; 28: Villa Allende.

sous jacentes aux assises marines jurassiques ou crétacées. Un forage fait cependant exception, le puits Trinitaria n° 2 au SE du massif : sous les calcaires crétacés ont été rencontrés environ 1150m de couches rouges puis 350m de pélites sombres avant d'atteindre le sel (Sanchez Montes de Oca, 1978).

Les niveaux marins les plus anciens sont d'âge jurassique moyen. Ils n'ont été reconnus que dans un seul puits, celui de Tres Pueblo, situé au Nord-Ouest de Villa Hermosa.

Le Jurassique supérieur est largement distribué et a été rencontré à terre dans quinze puits et dans les forages offshore Chac et Tunich au large du Yucatan. L'épaisseur des couches croît vers le Nord et atteint ou dépasse 1000m au puits Pedregal et dans la région de Villa Hermosa (forages Cactus et Sitio Grande). Il s'agit le plus souvent de calcai-

res, parfois oolithiques, et de dolomies. Vers le Nord, la série devient plus argileuse tandis qu'elle s'épaissit, montrant ainsi un caractère plus profond.

Le Crétacé inférieur anté-Albien n'existe, ou n'a été individualisé, que dans la région de Villa Hermosa et le puits Pedregal. Il ne dépasse pas 350 mètres. La majeure partie de la formation est constituée de dolomies et de calcaires dolomitiques. Ils sont surmontés par des niveaux argileux verdâtres. Dans le puits Pedregal, un niveau bréchiq ue est présent à la base (Lopez Vega, 1980). Seul le Néocomien, identifié par *Colomiella recta*, *Colomiella mexicana*, *Microcalamoïdes diversus* et différentes espèces de *Nannoconus* a été reconnu (Lopez Ramos, 1979).

c- Conclusions :

1. Le problème de l'âge des évaporites.

Les évaporites, discrètes et discontinues à l'affleurement, ont été reconnues dans tous les forages suffisamment profonds. Elles jouent un rôle économique important, particulièrement au Nord de l'isthme de Tehuantepec où le pétrole est piégé au niveau de diapirs qui, de plus, renferment à leur toit des gisements de soufre formés à partir de l'anhydrite par action bactérienne (Hungsberg, 1960). On leur a attribué les âges les plus divers : oxfordien basal pour Imlay (1953), pour des raisons stratigraphiques et paléoclimatiques, jurassique - crétacé inférieur et albo-cénomani en selon Contreras et Castillon (1968), d'après des études palynologiques, crétacé pour Weidie (1969), par comparaison avec les séries du domaine maya. Vini egra (1971) suppose l'existence de deux bassins, l'un oxfordien au niveau de l'isthme, l'autre fini-jurassique à l'Est de Tuxtla Gutierrez. Sanchez Montes de Oca (1978) considère que les formations salifères du Chiapas sont triasiques. Enfin, pour Lopez-Ramos (1979, p. 206) les formations salifères de l'isthme de Tehuantepec seraient, au moins en partie, d'âge crétacé supérieur.

Les âges post-aptiens sont les plus discutables : la série chiapanèque ne peut être directement comparée à celle de l'avant-pays maya où le régime évaporitique s'est poursuivi jusqu'à la base du Tertiaire. Par ailleurs, il est extrêmement vraisemblable que les faunes rencontrées dans les dômes salifères (Globotruncanas) proviennent d'échardes de Crétacé supérieur arrachées par le sel lors de son ascension.

Les affleurements de la bordure est de la Sierra du Chiapas montrent que les évaporites apparaissent à la base de la transgression mésozoïque qu'elles annoncent. Elles ne sont donc pas synchrones mais de plus en plus récentes vers le Sud-Est. Ceci explique en grande partie, mais non totalement, la disparité des âges qu'ont leur a donnés. Il reste, en effet, qu'à Chinameca et au forage Trinitaria 2, elles se trouvent sous, ou intercalées dans les couches rouges. D'autre part, au Guatemala, où elles ne sont pas présentes à l'affleurement, des sources salines ont été signalées dans les couches rouges près de Todos-Santos par Sapper (1894) et Vinson (1962). On doit donc admettre qu'il existe au moins localement deux, sinon plusieurs niveaux évaporitiques. Le plus important, visible à l'affleurement et retrouvé dans les forages est hétérochrone et se situe à la base des formations marines mésozoïques. Le ou les autres se trouvent

inclus dans la molasse Todos-Santos ou pourraient se situer à sa base mais n'affleurent pas.

On rencontre ici les mêmes problèmes que pour l'ensemble des formations évaporitiques des régions avoisinant le Golfe du Mexique : la formation Louann Salt de la Gulf Coast des Etats-Unis, les dépôts de base de la série des Bahamas et la formation Punta Alegre de Cuba. Toutes ces formations sont post-Permien moyen et antérieures à la transgression mésozoïque mais ne paraissent pas exclusivement cantonnées à sa base. Quoiqu'il en soit les âges fournis jusqu'à présent par les pollens sont toujours jurassiques (Jux, 1961 ; Vachrameev, 1966 ; Kirkland et Gerhard, 1971).

2. Les conditions de la transgression pré-albienne (fig. I-10, I-11 et I-12).

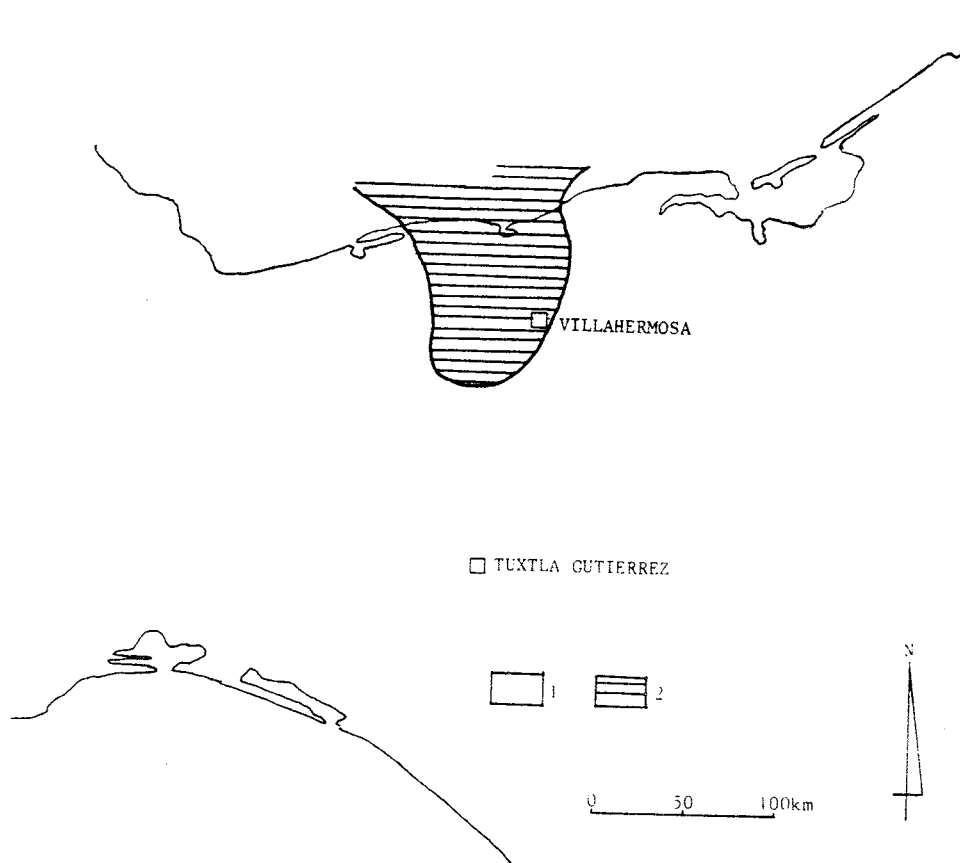


Fig. I-10 : Schéma paléogéographique au Jurassique moyen.
1: Régions émergées ; 2: Domaine marin.

La distribution des faciès et les faunes récoltées montrent à l'évidence que la transgression mésozoïque est d'obédience téthysienne.

A la périphérie du Golfe du Mexique les premières incursions marines apparaissent dès le Sinémurien. Elles ne sont connues que dans un secteur limité situé au Nord-Est de Veracruz, la "baie de Huayacocotla". Dans le domaine chiapanèque, la transgression mésozoïque débute

plus tardivement, au Jurassique moyen, au Nord, dans la région de Villa Hermosa. Durant le Jurassique supérieur la transgression s'étend beaucoup plus largement, atteignant un maximum d'extension au Kimméridgien-Portlandien. Vers le Sud-Ouest elle parvient jusqu'au pied du massif granitique du Chiapas qui devait constituer un élément positif formant barrière. A l'Est et au Nord-Est le régime continental se poursuit dans une grande partie du domaine chiapanèque, le domaine quiché et l'avant-pays maya.

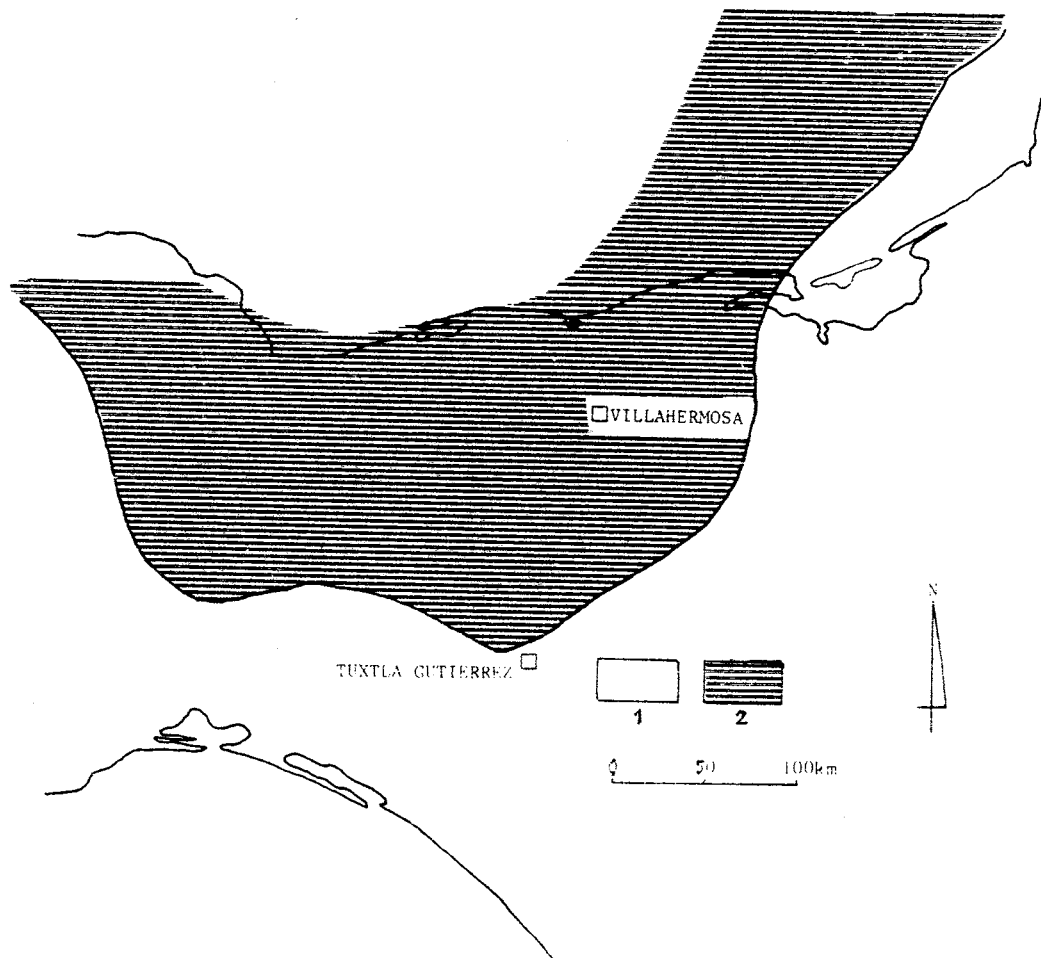


Fig. I-11 : Schéma paléogéographique au Kimméridgien-Portlandien.
1: Régions émergées ; 2: Domaine marin (formations à dominante carbonatée calcaire et dolomitique).

Pendant le Néocomien une sensible régression caractérise le domaine chiapanèque. A la même époque un régime à dominante évaporitique avec des épisodes calcaires marins s'établit dans l'avant-pays maya.

Au cours du Barrémien et de l'Aptien la régression semble se poursuivre au Chiapas et il n'est même pas exclu que la totalité du domaine ait été émergée. Dans l'avant-pays maya la sédimentation reste du même type et le demeurera jusqu'à l'Eocène.

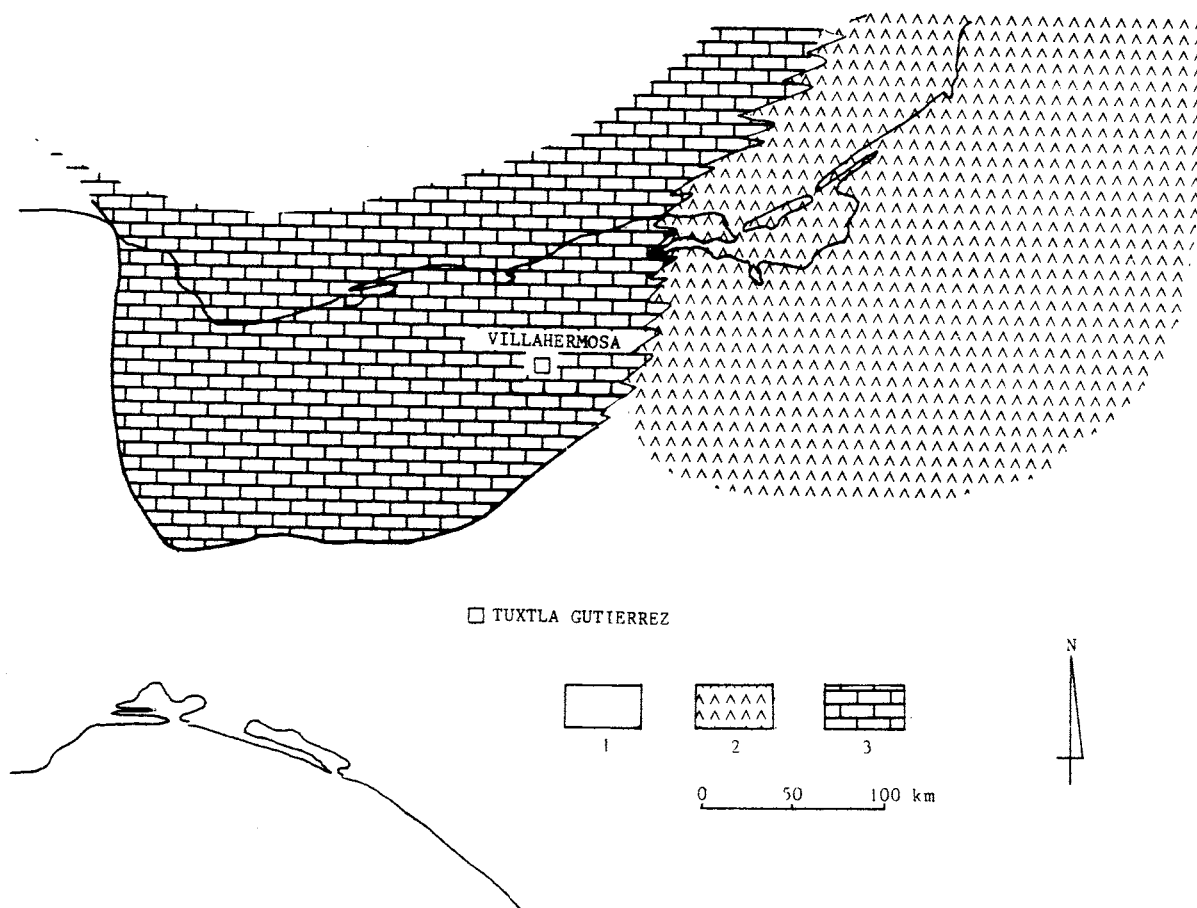


Fig. I-12 : Schéma paléogéographique et distribution des faciès au Néocomien.
 1: Régions continentales ; 2: Evaporites du Yucatan ; 3: Dolomies et calcaires dolomitiques.

Si la transgression jurassique est manifestement liée directement à l'histoire du Golfe du Mexique, la régression au Chiapas, durant le Crétacé inférieur et la transgression concomitante de l'avant-pays maya paraissent obéir à une logique différente. Elles font suite à la phase névadienne s.l. qui a affecté le domaine caraïbe au moins à Cuba (Palmer, 1945 ; Khudoley, 1967, etc...) et mis fin à la distension crustale au niveau du Golfe. Postérieurement à cette phase la séparation des continents nord et sud américains a dû se réaliser suivant une direction plus méridionale, le rift étant alors situé à l'Est du Yucatan. L'abandon de l'ouverture au niveau du Golfe et la progression plus au Sud du rift au Néocomien pourraient expliquer la régression constatée au Chiapas et la transgression contemporaine de l'avant-pays maya et, peut être, d'une partie du domaine quiché (la base de la formation Cobán du Guatemala pourrait être néocomienne. Walper, 1960 ; Vinson, 1962).

III. LA FORMATION SIERRA MADRE.

L'ensemble des calcaires du Chiapas, longtemps indifférenciés, a reçu divers noms : calcaires crétacés, calcaires à rudistes (Böse, 1905), calcaires de la Sierra Madre. Le terme Formation Sierra Madre (Gutierrez Gil, 1956) s'applique aux seules assises carbonatées crétacées pré-campariennes. Sur le flanc sud du synclinorium central, elles se distinguent aisément du Campano-Maestrichtien, en partie détritique. Ailleurs, le sommet du Crétacé est également calcaire et seul le contenu faunistique est déterminant.

a- Caractères généraux :

Dans le secteur cartographié, la Formation Sierra Madre affleure sur le flanc est du synclinal de Copoya, où elle détermine une cuesta prolongée par un plateau à topographie karstique mûre, dans le coeur de l'anticlinal Villa Allende et de l'anticlinal du Sumidero où le rio Grijalva l'entaille profondément. Elle n'est complète que dans la première région citée.

Son épaisseur est de l'ordre de 1500 mètres. Elle est constituée de calcaires, de calcaires dolomitiques de teinte claire, et de dolomies parfois saccharoïdes. Les bancs ont une épaisseur de 0,8 à 1,8m, parfois plus. On y rencontre quelques silex. La dolomitisation paraît secondaire et affecte principalement la base de la série. Certains niveaux sont très riches en rudistes, en particulier au sommet de la série dans l'anticlinal Villa Allende.

b- Stratigraphie :

Sauf dans les niveaux inférieurs, en raison de la dolomitisation, la microfaune est assez abondante. Elle a été décrite en détail ainsi que les microfaciès par J.J. Castro Mora et al., 1972.

Les dolomies et les calcaires dolomitiques de la base de la Formation Sierra Madre ont été considérés soit de l'Aptien supérieur soit de l'Albien inférieur. Leur âge albien inférieur a pu être précisé grâce à la découverte, près d'El Parral sur la piste Villa-Flores-Copoya, à 30 mètres de leur base, d'*Orbitolina minuta* (détermination J.F. Pécheux).

La partie supérieure de l'Albien est constituée de dolomies et de calcaires à milioles caractérisés par la présence quasi exclusive de *Nummuloculina heimi* (Bonet).

Au-dessus des dolomies et des calcaires à milioles, la série, où les dolomies et les calcaires dolomitiques prédominent toujours, se différencie quelque peu par la présence de silex. Ces niveaux renferment *Planomalina bustorfi* (Gandolfi) à leur base, et les formes pélagiques *Rotalipora appennica* (Renz) et *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) à leur sommet. Ils correspondent donc au Cénomaniens.

Le Turonien est également formé d'assises dolomitiques, cal-

caréo-dolomitiques et calcaires. Il a été daté par *Globotruncana sigali* (Reichel) associée à *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) dans sa partie inférieure et *Globotruncana angusticarinata* (Gandolfi) dans sa partie supérieure.

L'Albien et le Cénomaniens sont présents dans toutes les coupes réalisées par PEMEX sur la bordure ouest du Chiapas, de l'isthme de Tehuantepec aux environs de Chicomuselo. Le Turonien, par contre, n'a été reconnu que dans la région située au Sud-Est de la route Panaméricaine.

Dans cette même région, la Formation Sierra Madre se termine par des niveaux calcaires peu ou pas dolomitiques. Ils renferment les formes benthiques *Dicyclina schlumbergeri* (Munier-Chalmas), *Pseudolituonella reicheli* (Marie), *Valvulamina picardi* (Menson), *Spiroloculina* sp. et pélagiques *Calcisphaerula* sp. et *Pithonella* sp.

En raison de leur position stratigraphique et des associations faunistiques ces niveaux ont été attribués au Coniacien-Santonien.

c- Les données des forages :

Dans la quasi totalité des forages réalisés dans le domaine chiapanèque, la Formation Sierra Madre présente les mêmes caractères. Comme à l'affleurement elle est constituée de calcaires en grande partie dolomitisés et de dolomies dont l'épaisseur peut atteindre ou dépasser 2000 mètres. Dans la région de Villa Hermosa (Champs de Reforma - Cactus et Sitio Grande) la production d'hydrocarbures provient, pour beaucoup, de ces niveaux. Localement, les faciès peuvent être un peu plus profonds : ainsi le puits Rosarito et le puits Trinidad, dans la région de Simojovel, ont traversé des calcaires argileux à microfaune pélagique du Cénomaniens (Lopez-Vega, 1980). Au Sud-Est, au contraire, le puits Trinitaria a recoupé des horizons de gypse intercalés dans les calcaires dolomitiques. Ces faciès rappellent ceux de la Formation Cobán du Guatemala. Ils indiquent un passage progressif vers l'Est aux formations plus franchement évaporitiques de l'avant-pays maya.

d- Conclusions - Paléogéographie (Fig. I-13) :

A la suite de la régression du Crétacé inférieur la mer revient durant l'Albien. Cette transgression n'est pas spécifique au Chiapas mais correspond à l'extension générale du domaine marin de la Téthys à la fin du Crétacé inférieur.

L'ancien domaine continental, et, en particulier, la barrière formée par les intrusions permo-triasiques, a dû être immergée totalement. En effet dans la partie la plus élevée de la Sierra, au Nord de Motozintla, la formation Todos-Santos recouvrant le granite est surmontée par des calcaires à rudistes qui culminent à près de 3000 mètres au Cerro Male (à leur base un conglomérat à éléments calcaires et dolomitiques épais de 30 mètres marque le début de la transgression).

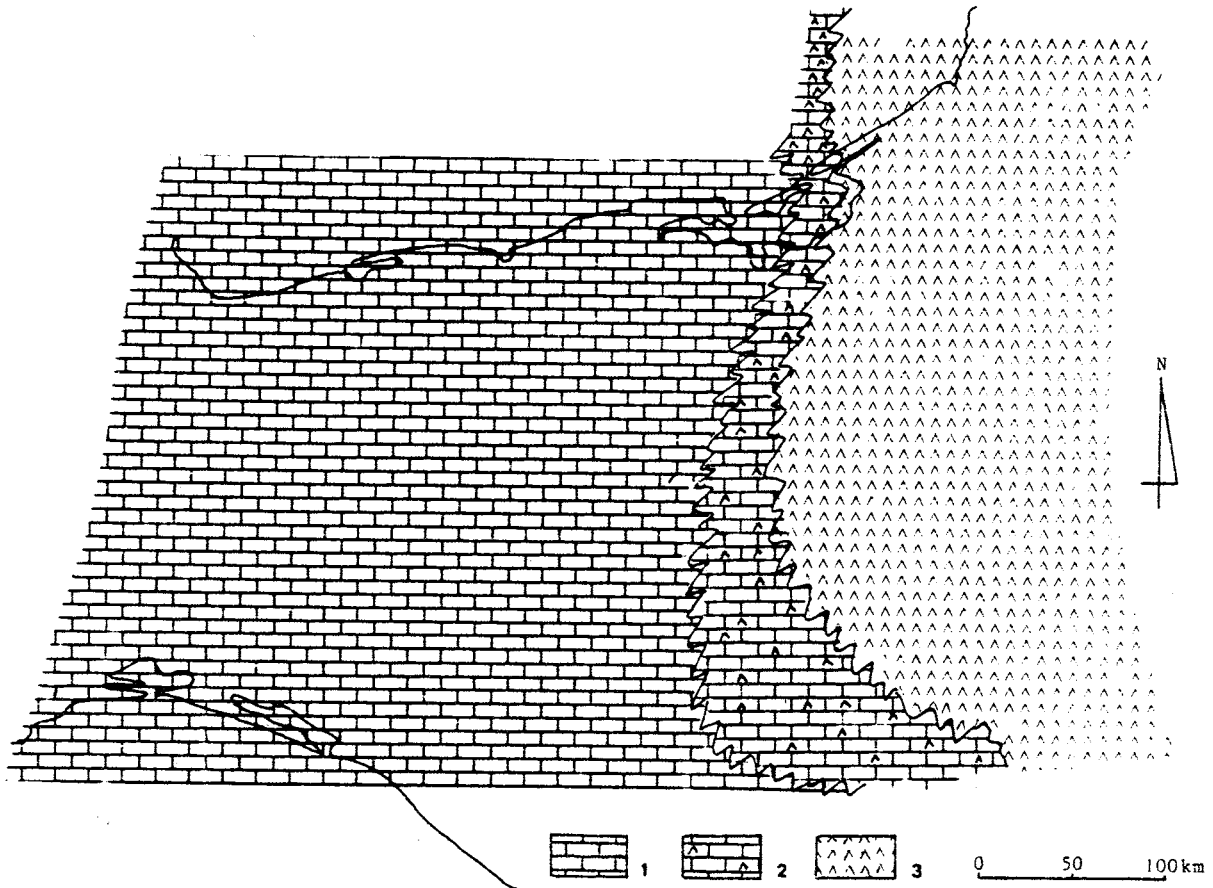


Fig. I-13 : Carte de la répartition des faciès de l'Albien au Sénonien inférieur.

- 1: Calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies (Formation Sierra Madre) ;
- 2: Calcaires dolomitiques à intercalations évaporitiques (Formation Cobán) ;
- 3: Faciès évaporitiques du Yucatan.

De l'Albien jusqu'au Sénonien inférieur, dans une mer peu profonde se déposent des calcaires dolomitiques et des dolomies. Leur monotonie et leur puissance supposent que durant cette époque le domaine chiapanèque a été le siège d'une subsidence importante mais régulière.

Les données des forages ne montrent pas une tendance nette à l'approfondissement en direction du Golfe.

La Formation Sierra Madre du Chiapas se prolonge au Guatemala où elle présente les mêmes caractères, au Sud du domaine quiché (Formation Ixcoy, Anderson et al., 1973 ; Clemons et al., 1974). Dans les régions nord de ce domaine (Formation Cobán du Guatemala et forages de la région de la Trinitaria au Chiapas) s'intercalent des niveaux évaporitiques. Ces derniers prennent de plus en plus d'importance en se rapprochant du domaine maya. La Formation Sierra Madre passe ainsi latéralement aux "Evaporites du Yucatan" représentées principalement par de l'anhydrite. Des horizons de calcaires à rudistes et de calcaires à miliolites ont permis de les dater (Lopez-Ramos, 1975). L'épaisseur des niveaux correspondant à l'Albien, au Cénomaniens et au Turonien est également de l'ordre de 1500 à

2000 mètres. L'avant-pays a donc connu une subsidence comparable à celle du domaine chiapanèque et quiché.

IV LES FORMATIONS CAMPANO-MAESTRICHTIENNE.

a- Le Campano-Maestrichtien de la région d'Ocozocoautla :

Sur le flanc sud du synclinal de Copoya, le large plateau calcaire correspondant à la Formation Sierra Madre est surmonté par un talus irrégulier. Il est particulièrement bien marqué près d'Ocozocoautla où il traduit un brusque changement lithologique : aux calcaires dolomitiques de la Formation Sierra Madre succède une série détritique, affleurant notamment le long de la route panaméricaine, depuis Ocozocoautla jusqu'à l'entrée de Tuxtla-Gutierrez.

Son âge a longtemps été controversé, principalement en raison de la teinte rouge des niveaux inférieurs qui rappellent la Formation Todos-Santos (Schuchert, 1935 ; Mülleried, 1942 ; Imlay, 1944). En 1949, Gutierrez-Gil y a découvert une microfaune du Crétacé supérieur et proposa d'individualiser cet ensemble sous le nom de Formation Ocozocoautla. Ce terme a été repris par Chubb (1959). Cet auteur a identifié plusieurs espèces de foraminifères confirmant l'âge crétacé supérieur de la formation, qu'il subdivise en cinq unités lithologiques.

Caractères lithologique et relations stratigraphiques.

Il n'existe pas de discordance angulaire entre la formation carbonatée "Sierra Madre" et la série détritique qui la surmonte.

Les différentes unités lithologiques reconnues par L.J. Chubb près d'Ocozocoautla subissent de rapides variations de faciès et ne peuvent être suivies, même à l'échelle locale. On peut cependant distinguer deux grands ensembles lithologiques.

1°/- *La partie inférieure* de la Formation Ocozocoautla est constituée de conglomérats, de grès et de marnes interdigités.

Les conglomérats sont surtout développés près du ranch San Luis, à environ 3 kilomètres au Nord-Ouest d'Ocozocoautla, où leur épaisseur est de l'ordre de 50 mètres. Ils sont constitués de galets de quartz arrondis de taille moyenne et parfois de fragments de rudistes pris dans une matrice gréseuse rouge ou rouille.

Les grès sont plus ou moins grossiers, argileux ou marneux, et présentent également des teintes vives allant du rouge brique au jaune. Il en est de même des niveaux marneux. Dans les grès et les marnes s'intercalent des passées de calcaires détritiques.

Les conglomérats, grès et marnes ne se superposent dans cet ordre que localement, près du ranch San Luis par exemple. Le plus généralement la série ne présente pas de polarité verticale : une dizaine de ki-

lomètres au Nord-Ouest du ranch San Luis les marnes se situent à sa base et sont surmontées par des grès.

L'ensemble est d'épaisseur très variable et peut atteindre 350 mètres.

2°/- La partie supérieure de la formation présente une stratification beaucoup plus régulière. Elle est surtout constituée de marnes et de grès argilo-calcaires jaunâtres, quelquefois encore rougeâtres. Ils forment des assises plurimétriques séparées par des niveaux calcaires décimétriques. Son épaisseur est de l'ordre de 300 mètres.

Age.

Les conglomérats et les grès du niveau inférieur paraissent azoïques. Par contre les calcaires détritiques intercalés sont riches en fragments de rudistes et d'échinodermes et en Pseudoorbitoïdés. Des échantillons provenant de la région d'Ocuilapa, à 13 kilomètres au Nord-Ouest d'Ocozocoautla et au ranch San Luis ont fourni *Pseudoorbitoides israelskyi* (Vaughan et Cole).

Les calcaires du niveau supérieur renferment une microfaune abondante d'Orbitoïdes et d'Alvéolinidés. Dans des échantillons collectés dans la région d'Ocuilapa et le long de la route panaméricaine, les formes suivantes ont été déterminées en lame mince : *Orbitoides media* (d'Orbigny), *Orbitoides apiculata* (Schlumberger), *Vaughanina cubensis* (Palmer), *Chubbina cardenasensis* (Barker et Grinsdale), *Asterorbis rooki* et *Sulcoperaulina* sp. *Chubbina cardenasensis* est particulièrement abondante dans les niveaux élevés où elle peut être le seul organisme présent. On rencontre également quelques Globotruncanes dont *Globotruncana stuarti* (de Lapparent) associés aux Orbitoïdes et aux Alvéolinidés.

Le contenu microfaunistique permet donc de dater du Campano-Maestrichtien les formations détritiques reposant sur les calcaires Sierra Madre. Les conglomérats et les grès du niveau inférieur, différenciés cartographiquement, ont été attribués au Campanien.

b- Le Campano-Maestrichtien dans le reste du secteur cartographié (Fig. I-14) :

Les assises campano-maestrichtiennes de la région de Malpaso, dans le synclinal d'Apicpac, présentent un faciès analogue à celui de la région d'Ocozocoautla.

Sur le flanc nord du synclinal de Copoya la série est moins terrigène mais se distingue toujours aisément des calcaires de la Formation Sierra Madre. Elle est constituée de calcaires gris clair ou crème, sableux et argileux, en bancs de 20 à 30 centimètres, intercalés de niveaux marneux. Les conglomérats et grès rouges ne sont pas présents à la base de la série. Les espèces microfaunistiques rencontrées le long de la route du Sumidero sont identiques à celles citées précédemment.

REGIONS SITUEES AU NORD
DE LA FAILLE DE MALPASO

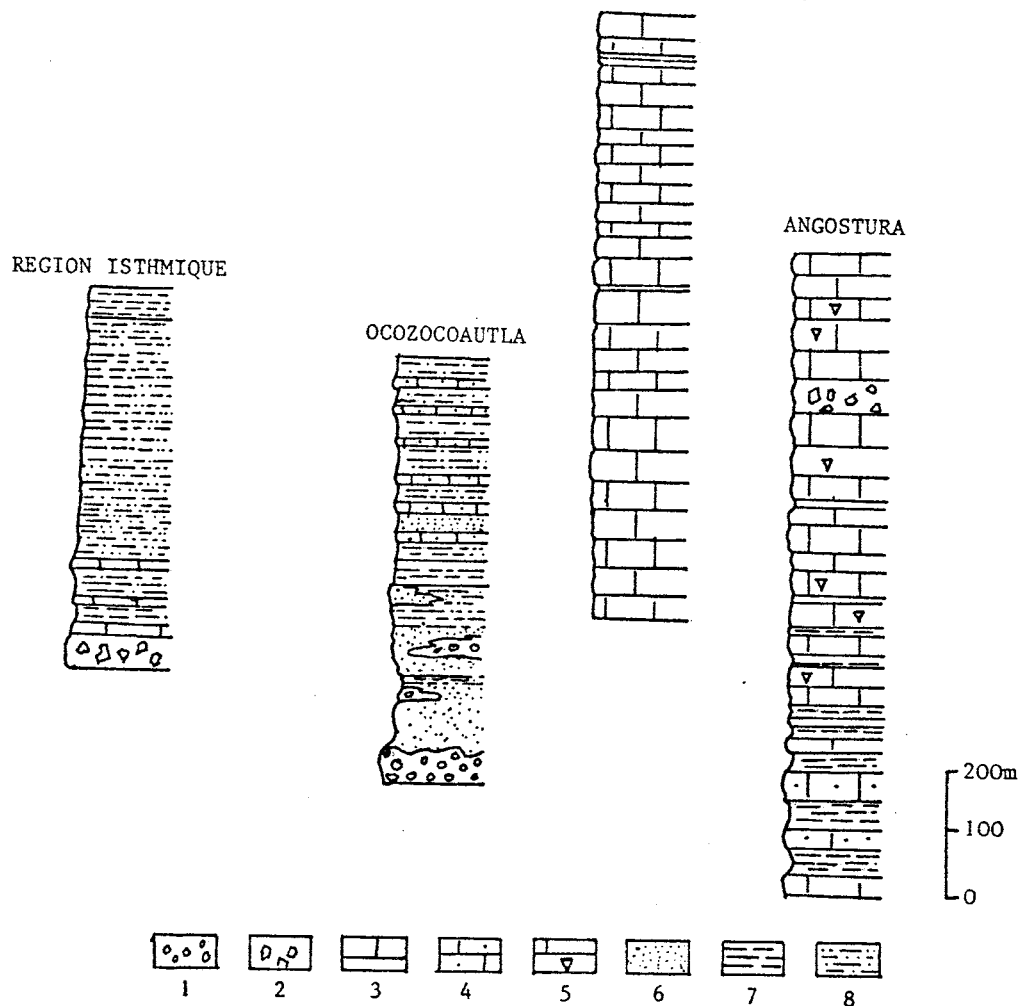


Fig. I-14 : Colonnes stratigraphiques du Campano-Maestrichtien du Chiapas. 1: Conglomérats ; 2: Brèches ; 3: Calcaires ; 4: Calcaires détritiques ; 5: Calcaires à rudistes ; 6: grès ; 7: marnes ; 8: grès et marnes.

Au Sud-Est d'Ocozocoautla les conglomérats et grès rouges disparaissent aussi peu à peu. A la hauteur de la route Villa-Flores - Copoya, les calcaires de la Formation Sierra Madre sont surmontés par une alternance de calcaires sableux et de marnes. Les niveaux calcaires deviennent plus épais et les marnes se réduisent à des interlits vers le sommet de la série. Des brèches intraformationnelles et des horizons riches en rudistes caractérisent la partie supérieure. C'est sur cette formation, dont l'épaisseur dépasse 1000 mètres, que s'appuie le barrage de la Angostura.

Au Nord de la faille de Malpaso, les formations tertiaires reposent sur des calcaires à aspect très voisin de ceux de la Formation Sierra Madre et qui, pour cette raison, ont été attribués en grande partie au Crétacé moyen. Lithologiquement ils ne s'en différencient que par l'épaisseur en général moindre des bancs et la plus grande rareté des niveaux dolomitiques.

Ces calcaires sont riches en microfaune, en macroforaminifères en particulier. Sur la route de Tuxtla Gutierrez à Villa-Hermosa, les calcaires du coeur de l'anticlinal de Soyalo renferment *Chubbina* sp., *Pseudorbitoides* sp., *Sulcoperculina vermunti* (Thiadens) et des Mélobésiées. Sur cette même route, plus au Nord, les calcaires exploités en carrière passé Bochil, contiennent *Sulcoperculina* sp., *Vaughanina* sp., *Orbitoides* sp., *Orbitocyclina* sp., auxquels sont associés des Globotruncanas et Hétérohélix. Les calcaires situés à l'Est d'Oxchuc renferment *Chubbina* sp., *Vaughanina* sp. et *Pseudorhapydiomina cubana* et ceux du coeur de l'anticlinal de Chicoasen, le long de la route allant au barrage, *Orbitoides* sp., *Amphistegina* sp., *Rotalia* sp., *Chubbina* sp.

Le contenu microfaunistique des calcaires situés au Nord de la faille de Malpaso est donc comparable à celui de la série détritique d'Ocozococautla et permet de les dater également du Campano-Maestrichtien.

c- Les données des forages :

Les formations détritiques campano-maestrichtiennes affleurent vers le Nord-Ouest au-delà de la retenue Netzahualcōyotl jusqu'au rio Chalchijapa où, par comparaison avec les formations détritiques de même âge de la Sierra Madre Orientale, elles sont appelées "Formation Mendez". Elles ont été rencontrées dans les forages de la région nord de l'isthme de Tehuantepec. Elles renferment à leur base un niveau conglomératique à éléments calcaires. Leur épaisseur est de l'ordre de 600m et la microfaune est principalement représentée par des organismes pélagiques. Le contact avec les calcaires sous-jacents est souligné par un paléosol latéritique (Alvarez, 1951).

L'épaisseur du Campano-Maestrichtien à faciès calcaire rencontré dans les forages de la région centrale du Chiapas paraît assez constante, de l'ordre de 1000 mètres.

Les niveaux les plus élevés traversés jusqu'à présent par les forages de la région est du Chiapas, bien que mal datés, sont sans doute pré-campaniens. Il est possible que dans cette région les calcaires du Sénonien supérieur, comme ceux de la Sierra Madre, passent progressivement aux "évaporites du Yucatan".

d- Conclusions - Paléogéographie (Fig. I-15) :

Le Campano-Maestrichtien du Chiapas est caractérisé par une brusque modification des conditions de sédimentation et d'importantes variations de faciès. La présence de couches rouges à galets de quartz à la base de la formation à caractère deltaïque d'Ocozococautla et d'un paléosol latéritique au Nord de l'isthme de Tehuantepec, indique que la partie interne du Chiapas était émergée. L'érosion a atteint, au moins localement, la molasse post-appalachienne et sans doute le socle granitique. Les formations détritiques sont surtout développées au Nord-Ouest du massif. Elles passent de manière continue vers le Nord et l'Est à des calcaires de faciès peu profond, analogues à ceux de la Sierra Madre. Aucune modification notable des conditions de sédimentation ne se manifeste dans l'avant-pays maya où se poursuit le dépôt d'évaporites, intercalées de calcaires récifaux.

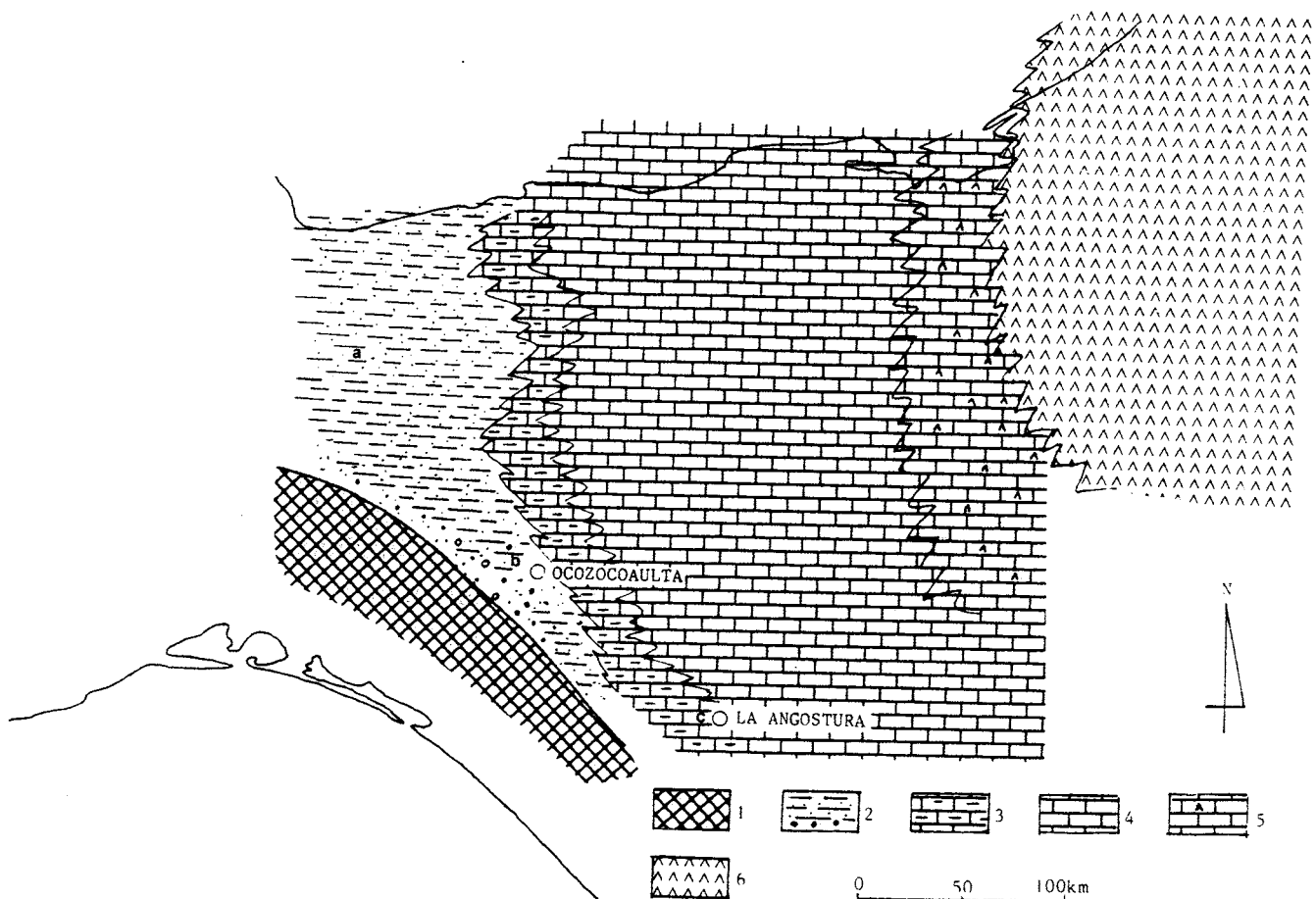


Fig. I-15 : Schéma paléogéographique et répartition des faciès au Campano-Maestrichtien.

1: Régions émergées ; 2: Conglomérats, grès et marnes de : a: Formation Mendez ; b: Formation Ocozocoautla ; 3: Calcaires et marnes de la Formation Angostura (c) ; 4: Calcaires ; 5: Calcaires à intercalations évaporitiques ; 6: Faciès évaporitiques du Yucatan.

La figure I-16 résume sous forme de colonnes stratigraphiques les principales variations de faciès de l'ensemble des formations mésozoïques de la ceinture plissée externe chiapanéco-guatémaltèque et de son avant-pays.

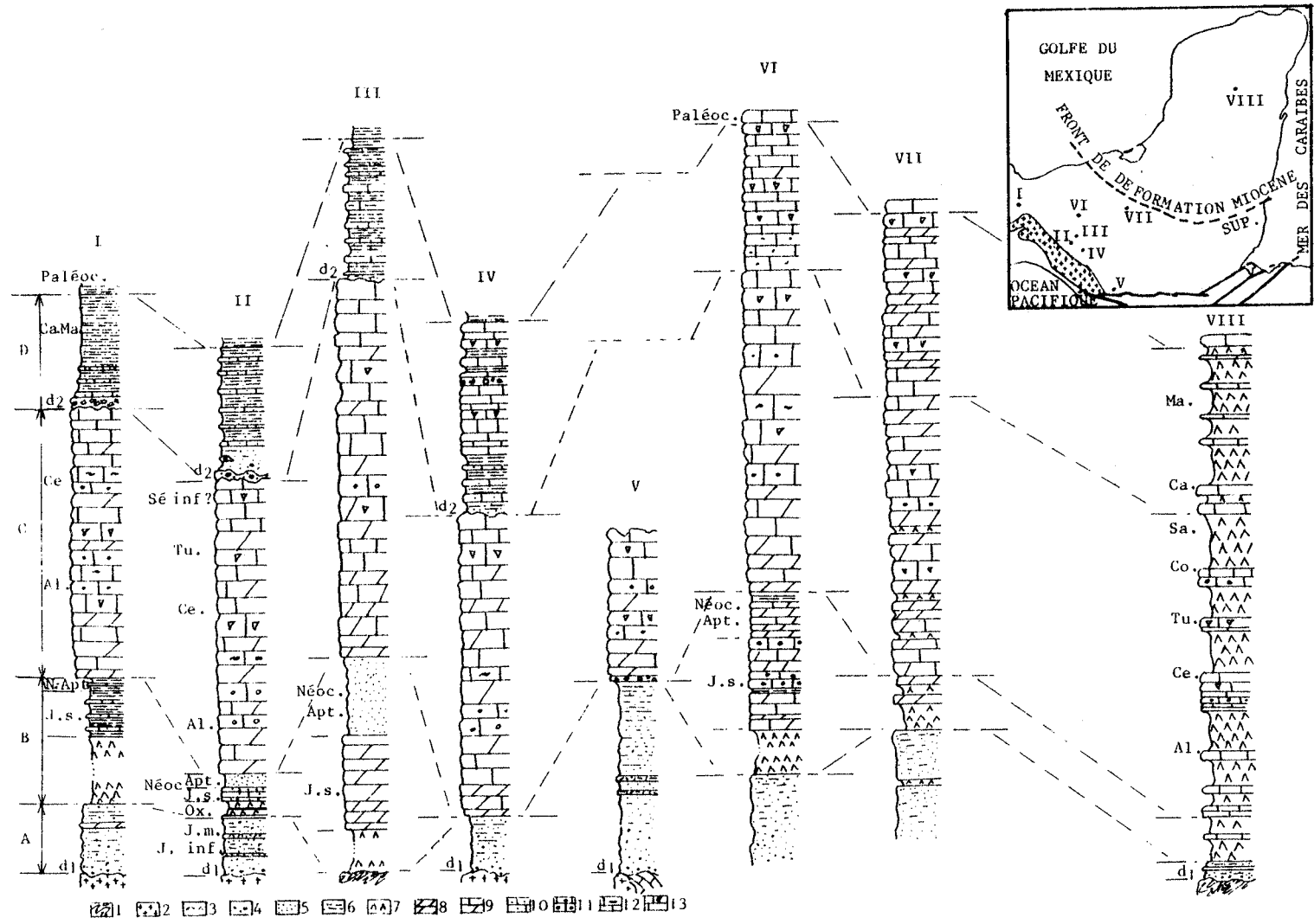


Fig. I-16 : Colonnes stratigraphiques du domaine externe plissé et de son avant-pays montrant les principales variations de faciès du Mésozoïque.

D. LES FORMATIONS CENOZOIQUES.

I. GENERALITES.

La limite Mésozoïque-Cénozoïque correspond à un important changement du caractère de la sédimentation : d'une façon générale aux séries essentiellement calcaires du Crétacé succèdent des dépôts détritiques. Toutefois la rupture n'est pas aussi brutale que dans la Sierra Madre Orientale et les régions plus internes du Mexique méridional où le Tertiaire, exclusivement continental et peu déformé, repose en discordance angulaire sur le Mésozoïque plissé. Au Chiapas, les calcaires crétacés et les formations cénozoïques, lorsqu'ils ne sont pas en contact par des failles qui ont joué un rôle actif dès la fin du Mésozoïque, sont concordants. De plus la sédimentation carbonatée se poursuit durant le Paléocène et l'Eocène moyen et supérieur dans une grande partie du secteur oriental.

Dans la région cartographiée, les formations tertiaires sont presque totalement d'origine marine. Plus à l'Est, au contraire (cf. carte structurale du Chiapas, planche III) elles sont surtout d'origine continentale.

Fig. I-16 : Colonnes stratigraphiques du domaine externe plissé et de son avant-pays montrant les principales variations de faciès du Mésozoïque.

1: micaschistes ; 2: granites ; 3: laves ; 4: conglomérats ; 5: grès ; 6: argilites, marnes ; 7: gypse et anhydrite ; 8: dolomies ; 9: calcaires dolomitiques ; 10: calcaires détritiques ; 11: calcaires oolithiques ; 12: calcaires à silex ; 13: calcaires à rudistes ; d1: discordance hercynienne ; d2: discordance pré-campanienne.

I: Région nord-isthmique (domaine olmèque) ; II: Flanc sud du synclorium de la dépression centrale dans sa partie septentrionale (Cintalapa, Ocozocoautla) ; III: Axe et flanc nord du synclorium de la dépression centrale dans sa partie septentrionale (Forage Villa Allende, Sumidero) ; IV: Flanc sud du synclorium de la dépression centrale dans sa partie moyenne (Angostura) ; V: Flanc sud du synclorium de la dépression centrale dans sa partie méridionale (Motozintla) ; VI: Région nord-occidentale du Chiapas (Forages au Nord de la faille Malpaso) ; VII: Région orientale du Chiapas (Arc de la Libertad, Forages de la Trinitaria) ; VIII: Avant-pays maya (Forage Yucatan I).

A: Molasse continentale post-appalachienne (Formation Todos-Santos) ; B: Evaporites et séries marines et continentales d'âge jurassique supérieur à aptien ; C: Séries carbonatées d'âge albien à sénonien inférieur (Formation Sierra Madre) renfermant des niveaux évaporitiques à l'Est du Chiapas et au Guatemala (Formation Cobán) annonçant les puissants dépôts évaporitiques de l'avant-pays maya ; D: Séries campano-maestrichtiennes. Les dépôts détritiques grossiers des régions internes du domaine olmèque, chiapanèque (Formation Ocozocoautla) et quiché (Formation Sepur) discordants sur la Formation Sierra Madre passent à des séries détritiques plus fines puis à des séries carbonatées concordantes. La sédimentation de l'avant-pays est essentiellement évaporitique.

Les épaisses séries marines tertiaires de la région nord-occidentale du Chiapas affleurent dans de larges synclinaux, souvent compris entre des failles verticales limitant des anticlinaux crétacés. Nous décrivons les formations de trois de ces synclinaux puis examinerons leurs caractéristiques dans l'étendue du terrain cartographié. Enfin nous les comparerons aux formations de même âge reconnues dans l'ensemble du domaine chiapanèque et de l'avant-pays maya.

Postérieurement au plissement s'est manifesté un volcanisme andésitique, toujours actif. Des dépôts fluviolacustres contemporains des émissions, localement assez épais, cachètent parfois les structures. Ces formations post-tectoniques seront brièvement décrites en fin de ce chapitre.

II. LES FORMATIONS TERTIAIRES ANTERIEURES AU PLISSEMENT DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE.

a- Les formations tertiaires des synclinaux de Copoya, Ixtapa et Simojovel :

1. Les formations tertiaires du synclinal de Copoya (Fig. I-17).

Dans le coeur du synclinal de Copoya dont le flanc sud-est offre une coupe complète des terrains mésozoïques, des formations tertiaires sont conservées. Elles constituent la *mesa* de Copoya qui domine au Sud Tuxtla Gutierrez.

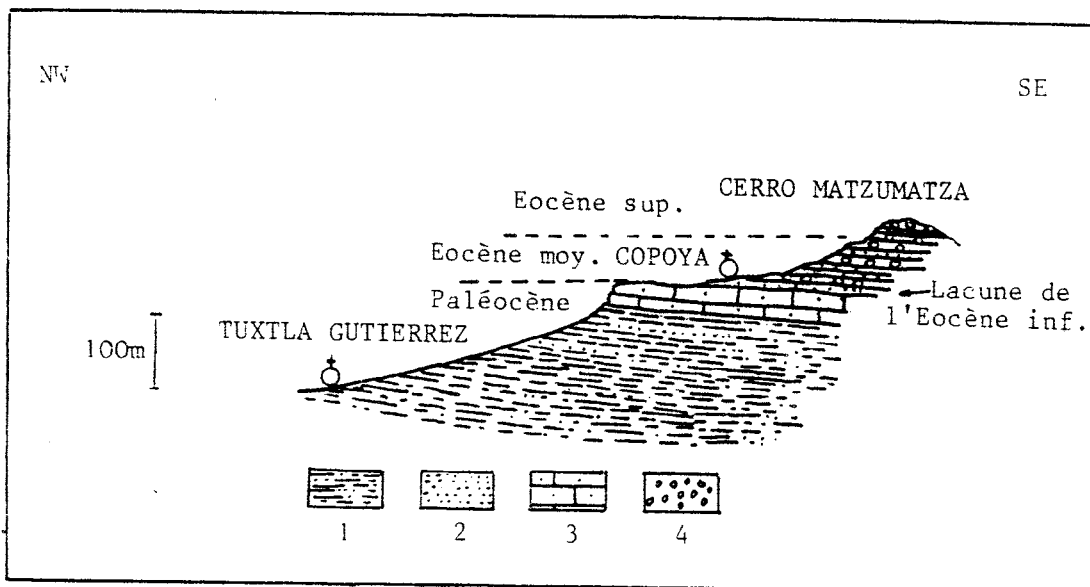


Fig. I-17 : Coupe des formations tertiaires du synclinal de Copoya au Sud de Tuxtla-Gutierrez.

1: Marnes à intercalations gréseuses ; 2: Grès ; 3: Calcaires gréseux ; 4: Conglomérats polygéniques. Commentaire dans le texte.

1.1. Paléocène.

Le long de la route panaméricaine, à l'entrée de Tuxtla-Gutierrez, le passage du Maestrichtien au Paléocène s'effectue progressivement, par disparition des bancs calcaires intercalés dans les marnes et les grès du sommet de la Formation Ocozocoautla.

Le Paléocène est épais d'environ 250 mètres. Les 200 premiers mètres sont constitués de marnes grises alternant avec des lits de 5 à 10 centimètres de grès fins, jaunâtres, micacés. Les 50 derniers mètres sont constitués de calcaires détritiques formant corniche.

Les niveaux marneux renferment des ostracodes, des organismes planctoniques et les foraminifères suivants : *Globorotalia pseudomenardi* et *Discocyclina cristensis*.

Les niveaux calcaires renferment les formes endémiques *Pseudorhapydionina limbata* et *Raadshoovenia guatemalensis* également attribuées au Paléocène.

1.2. Eocène moyen et supérieur.

Les calcaires détritiques sont surmontés par environ 150 mètres de grès et de conglomérats à éléments arrondis, de taille moyenne, provenant des calcaires mésozoïques et du socle cristallin. Il s'y intercale des niveaux centimétriques de calcaires ocre, très riches en macroforaminifères. Les 120 premiers mètres ont fourni, soit en lames minces soit en formes dégagées, les espèces suivantes : *Pseudophragmina flintensis* (Cushman), *Pseudophragmina tobleri*, *Nummulites floritensis* (Heilprin), *Nummulites willcoxi* (Heilprin) et *Lepidocyclina antillea* (Cushman) caractérisant l'Eocène moyen. L'Eocène inférieur n'est pas représenté : son absence est vraisemblablement due à une émergence qui, ailleurs, au Chiapas, se traduit par des dépôts continentaux.

Les 30 derniers mètres sont essentiellement conglomératiques avec des intercalations de grès calcaires. Ils ont fourni *Fabiana cassis* (Oppenheim), *Helicolepidina nortoni* (Vaughan), *Lepidocyclina pustulosa* (Douvillé) et *Lepidocyclina macdonaldi* (Cushman) caractérisant l'Eocène supérieur.

2. Les formations tertiaires du synclinal d'Ixtapa (Fig. I-18 et I-19).

Le synclinal d'Ixtapa est compris entre deux accidents majeurs, la faille de Malpaso et la faille de Chicoasen. Il est fortement dissymétrique, à flanc sud redressé, et présente un fort plongement axial vers le Sud-Est. La série tertiaire dont la puissance est de l'ordre de 6000 mètres, va du Paléocène au Miocène moyen. Elle repose au Nord-Ouest sur les calcaires campano-maestrichtiens contre lesquels s'appuie le barrage de Chicoasen. Vers le Sud-Est elle disparaît sous d'épais sédiments fluvio-lacustres discordants.

2.1. Paléocène.

En amont du barrage de Chicoasen le contact entre les calcaires campano-maestrichtiens et le paléocène est particulièrement bien exposé à l'entrée du tunnel Tajo (Fig. I-18).

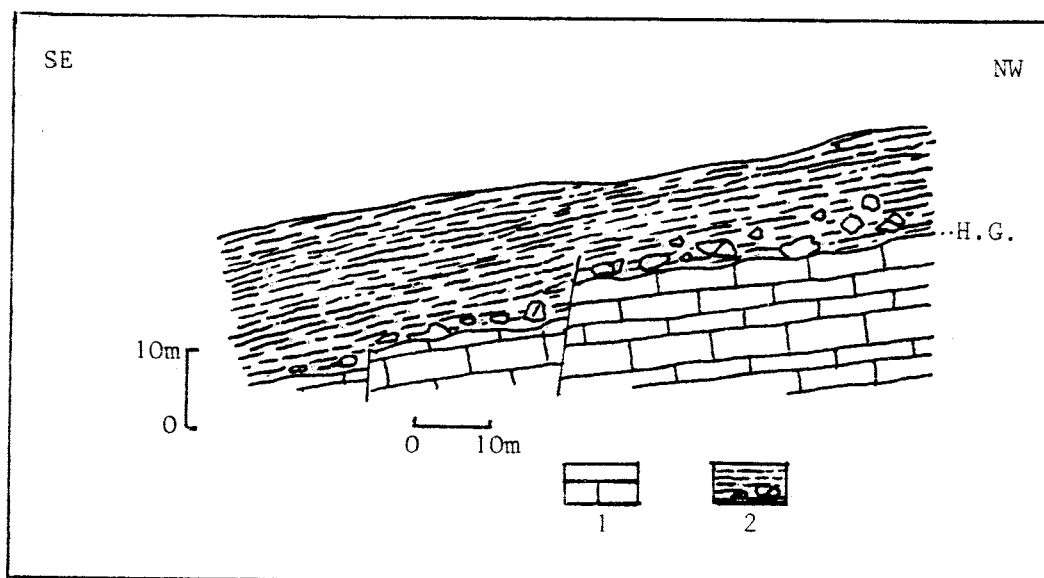


Fig. I-18 : Coupe du contact Crétacé supérieur-Paléocène observable à l'entrée du tunnel Tajo (aménagement hydroélectrique de Chicoasen).

1: Calcaires maestrichtiens ; 2: Marnes paléocènes à blocs calcaires maestrichtiens ; H.G.: hard ground. Commentaire dans le texte.

Le Crétacé supérieur est découpé par des failles de direction N 30°E qui n'affectent que partiellement les sédiments paléocènes sus-jacents. Un hard-ground marque le sommet des calcaires. Des blocs anguleux, parfois plurimétriques, de calcaires maestrichtiens, se trouvent inclus à la base de la série paléocène. Celle-ci est représentée par 300 mètres de marnes grises intercalées de niveaux gréseux à Globorotalidés et discocyclines surmontées, comme à Copoya, par 50 mètres de calcaires gréseux à *Pseudorhapydionia limbata*.

2.2. Eocène (Fig. I-19).

2.2.1. Eocène inférieur.

Les couches attribuées à l'Eocène inférieur affleurent, en particulier, immédiatement au Nord de la faille Malpaso, le long des routes de San Cristobal et de Villa Hermosa, près de leur croisement. Il s'agit d'une formation continentale azoïque de couleur rouge ou ocre, constituée de conglomérats à éléments de quartz, plus rarement de calcaires, arrondis, de grès et de pélites, à stratification entrecroisée. Dans le rio Hondo elle atteint 350 mètres d'épaisseur.

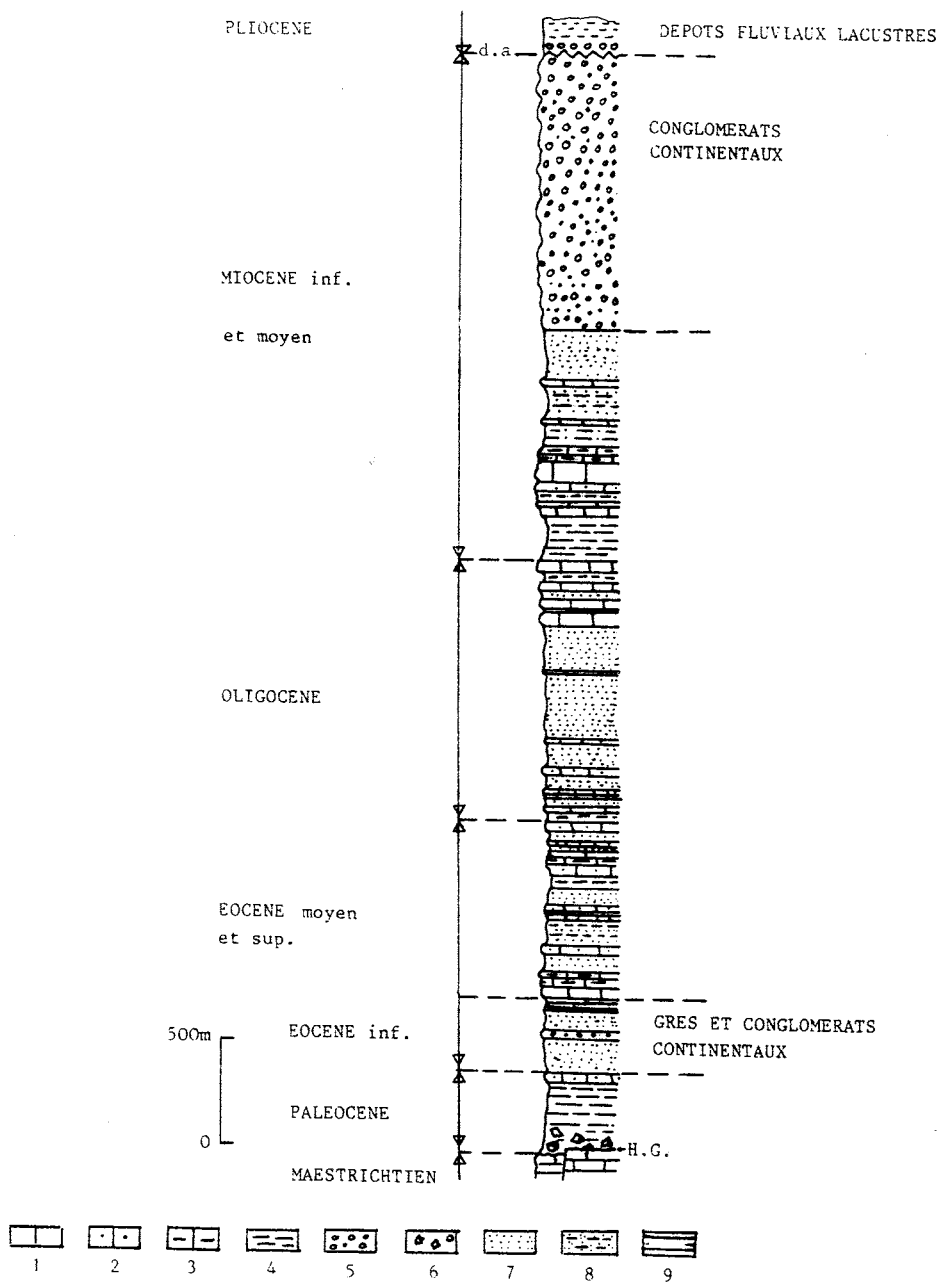


Fig. I-19 : Colonne stratigraphique du Tertiaire du synclinal d'Ixtapa.

1: calcaires ; 2: calcaires détritiques ; 3: calcaires argileux ; 4: marnes ; 5: conglomérats polygéniques ; 6: brèche à éléments calcaires campano-maestrichtiens ; 7: grès ; 8: grès et argilites ; 9: pélites ; H.G.: hard-ground ; d.a.: discordance angulaire.

Commentaire dans le texte.

2.2.2. Eocène moyen et supérieur.

Au-dessus des couches rouges vient une alternance de calcaires détritiques, de calcaires argileux, de marnes et de grès. De nombreux bancs sont riches en huîtres et gastéropodes. Les niveaux inférieurs contiennent d'abondants exemplaires de *Nummulites striatoreticulatus* et de *Lepidocyclina antillea*. Les niveaux supérieurs également riches en macroforaminifères renferment *Amphistegina* sp. cf. *A. parvula* (Cushman), *Helicostegina polygyralis* (Barker) *Fabiana cassis* et *Lepidocyclina macdonaldi*.

L'épaisseur de l'Eocène marin est de l'ordre de 800 mètres.

2.3. Oligocène.

Les niveaux inférieurs de l'Oligocène sont lithologiquement voisins de ceux de l'Eocène marin. Ils sont constitués par 200 mètres de grès et de marnes de couleur gris-vert, alternant avec des calcaires détritiques en petits bancs. Les calcaires renferment des Dasycladacées, des fragments de coraux et d'abondantes miliolles. Les macroforaminifères sont représentés essentiellement par *Lepidocyclina undosa* (Cushman) et plus rarement *Lepidocyclina canellei*.

Ces niveaux sont surmontés par 600 mètres de grès azoïques à rares intercalations de calcaires algaires à *Lepidocyclina undosa*. Les 300 mètres supérieurs de cette formation sont à nouveau plus calcaires. Ils contiennent *Heterostegina antillea*.

2.4. Miocène inférieur et moyen (Fig. I-19).

Le Miocène du synclinal d'Ixtapa comprend deux grands ensembles : à la base, des formations marines où dominent des marnes et des calcaires récifaux ; au sommet, des formations fluviatiles principalement conglomératiques.

2.4.1. Les formations marines basales.

La base du Miocène est représentée par environ 250 mètres de marnes grises à horizons gréseux et petits bancs de calcaires détritiques. Ils renferment des *Pectens* et des *Ostreas* et les macroforaminifères suivants : *Miogypsina antillea*, *Archaias angulatus*, *Sorites* et *Heterostegina* sp.

Les niveaux marneux sont surmontés par 300 mètres environ d'assises calcaires. Elles constituent notamment le Cerro Concepción à 5 kilomètres à l'Ouest d'Ixtapa.

Dans leur partie inférieure, les calcaires se présentent en bancs métriques, réguliers, séparés par des interlits marneux. Ils s'enrichissent progressivement en éléments détritiques.

Dans la partie supérieure, les calcaires, de couleur gris clair, sont d'abord massifs, puis alternent des calcaires argileux et des marnes.

Ces niveaux renferment une faune abondante d'échinodermes, de coraux, d'algues, de lamellibranches et de gastéropodes, ainsi que les macroforaminifères suivants : *Sorites marginalis*, *Archaias angulatus* et quelques *Miogypsina antillea*.

Les niveaux calcaires formant relief passent progressivement à une série détritique épaisse de 600 mètres environ. Elle débute par des marnes sableuses et de petits bancs calcaires riches en coraux. Ils sont surmontés de grès verdâtres alternant avec des niveaux argileux peu épais. Les grès deviennent de plus en plus grossiers vers le sommet de la série.

Ces niveaux, que recoupe la route Tuxtla-Gutierrez - Villa Hermosa, renferment : *Sorites* sp., *Miogypsina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Archaias angulatus*, *Amphistegina* cf. *angulata*.

2.4.2. Les formations fluviatiles.

Les grès grossiers du toit de la série marine sont surmontés en concordance par une formation à caractère deltaïque constituée principalement de conglomérats. Ils renferment des éléments arrondis de calcaires et de grès provenant des assises secondaires et tertiaires et une forte proportion d'éléments provenant du socle, dans une matrice gréseuse. Il s'y intercale des grès grossiers plus ou moins argileux. Cette formation marque le retrait de la mer consécutif aux premiers mouvements de la phase orogénique principale du Chiapas. Elle est largement cachetée par des dépôts continentaux discordants. Son épaisseur paraît cependant considérable, sans doute supérieure à 2500 mètres.

Dans le rio de la Salina à environ 1,2 kilomètre au Nord-Ouest d'Ixtapa ont été récoltés une molaire d'*Hipparion* et des charophytes dont deux espèces comparables aux charophytes miocènes d'Europe (Daily et Durham, 1966).

3. Les formations tertiaires du synclinorium de Simojovel (Fig. I-20).

Le synclinorium de Simojovel est également compris entre deux grands accidents : la faille Copainala-Ocosingo au Sud et le chevauchement d'Itzantun, au Nord. La piste conduisant à Simojovel puis à l'emplacement du futur ouvrage hydroélectrique d'Itzantun offre une bonne coupe des assises allant de l'Eocène au Miocène moyen.

3.1. Eocène.

3.1.1. Eocène inférieur.

Près du village d'El Bosque affleurent, au coeur d'un anticlinal, des grès de couleur rouge à ocre, parfois à stratification entrecroisée ; leur sont associés des conglomérats polygéniques, à galets de quartz roulés principalement, et des pélites de couleur vive rouge, violette ou verte. C'est la localité type de la Formation El Bosque (Lopez-Vega, 1964) dont l'épaisseur est ici de l'ordre de 700 mètres. Au Chiapas,

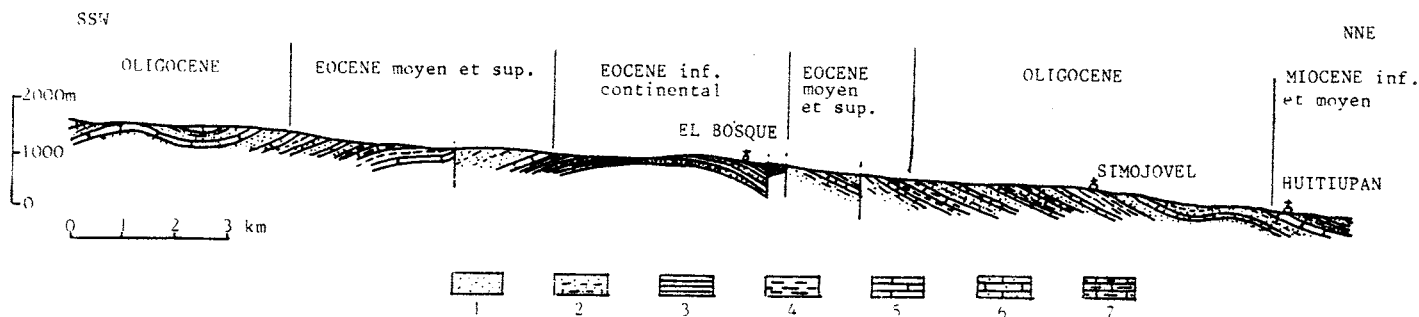


Fig. I-20 : Coupe du flanc sud du synclinerium de Simojovel.

1: grès ; 2: grès argileux ; 3: pélites ; 4: marnes ; 5: calcaires ; 6: calcaires gréseux ; 7: calcaires argileux. Commentaire dans le texte.

voire parfois au Sud d'Oaxaca, ce terme est utilisé pour désigner toutes les formations tertiaires continentales. Près d'El Bosque elles ont été attribuées à l'Eocène inférieur ou à l'Eocène inférieur et moyen et par extension les couches de même faciès du Sud-Est du Mexique sont également considérées de cet âge. Elles ne sont cependant certainement pas toutes synchrones : en Oaxaca les couches rouges apparaissent dès le Crétacé supérieur (5ème partie). A l'Est du Chiapas la sédimentation continentale se poursuit durant l'Oligocène et durant le reste du Cénozoïque dans les régions épargnées par la transgression miocène.

3.1.2. Eocène moyen et supérieur.

Les couches rouges sont surmontées par environ 1000 mètres de grès et de marnes micacées en petits bancs généralement de couleur brune et jaunâtre. Certains niveaux à la base de la série, présentent encore des teintes rougeâtres ou verdâtres. Il s'y intercale des passées microconglomériques et de petits bancs calcaires lumachelliques à *Ostrea*, en particulier immédiatement au-dessus des couches rouges et au sommet de la série. Les bancs gréseux renferment d'abondants exemplaires de *Nummulites striatoreticulatus* et de *Lepidocyclus antillea*, cette dernière espèce caractérisant l'Eocène moyen.

Aux niveaux gréseux fait suite une alternance de calcaires argileux gris bleu en bancs décimétriques et de marnes sombres avec des intercalations gréseuses.

Leur puissance est également de l'ordre de 1000 mètres. Les niveaux calcaires sont riches en coraux et Dasycladacées. La microfaune est abondante et contient les macroforaminifères suivants : *Nummulites striatoreticulatus*, *Nummulites Willcoxi*, *Lepidocyclus macdonaldi*, *Lepidocyclus pustulosa*, *Amphistegina parvula* et *Sphaerogypsina* sp. La présence de *Nummulites willcoxi* et de *Lepidocyclus macdonaldi* caractérise l'Eocène supérieur.

3.2. Oligocène.

Sur le flanc sud de l'anticlinal d'El Bosque un banc calcai-

re lumachellique à *Ostrea* termine la séquence calcaréo-argileuse de l'Eocène supérieur. Il est surmonté par 250 mètres de grès et de pélites jaunâtres à leur base, de couleur rouge et verte à leur partie supérieure. Ces niveaux sont azoïques et probablement continentaux.

Au-dessus vient une alternance de grès, de calcaires et de marnes en bancs généralement décimétriques rarement métriques. Les grès sont à grain moyen ou grossier, de couleur verdâtre, à ciment calcaire ou argilo-calcaire. Les bancs calcaires sont moins fréquents, le plus souvent détritiques ou argileux, gris bleu à beige. Les niveaux marneux sont surtout développés vers le sommet de la série. Son épaisseur est de l'ordre de 1700 mètres.

Les grès et les calcaires sont très fossilifères. La macrofaune est représentée par des échinodermes, des gastéropodes, des pectens et des *Ostrea*s, constituant parfois des lumachelles. Les microforaminifères abondent également. Les espèces suivantes ont été déterminées en lames minces et en formes dégagées : *Lepidocyclina undosa*, *Lepidocyclina canellei*, *Nummulites panamensis* et *Peneroplis* sp. dans la partie inférieure et moyenne de la série. La partie supérieure renferme *Lepidocyclina miraflorensis*, *Heterostegina antillea*, *Nummulites* sp. cf. *dia*, *Archaias angulatus* et *Amphistegina* sp.

Elle peut inclure tout ou partie de l'Aquitanién.

3.3. Miocène inférieur et moyen.

Le passage au Miocène se fait de façon progressive :

- La base de la série miocène est encore constituée d'une alternance de grès, de marnes et de calcaires détritiques. Toutefois ces derniers prennent un plus grand développement. Ces niveaux sont épais de 550 mètres. Ils renferment une macrofaune de coraux, pectens, turitelles et quelques dents de requins.

Les microforaminifères rencontrés sont les suivants : *Miogypsina antillea*, *Archaias angulatus*, *Sorites marginalis*, *Amphistegina* sp.

- Les niveaux grésocalcaires sont surmontés dans le cœur du synclinal de Simojovel par environ 350 mètres d'argile feuilletée gris sombre. Elle renferme de rares exemplaires de *Miogypsina* sp. cf. *antillea* (Frost et Langenheim, 1976).

- La série sédimentaire tertiaire se termine par quelque 700 mètres de grès à intercalations argileuses. Ils renferment à leur base des échinodermes et des turitelles. La partie supérieure est azoïque et représente probablement l'équivalent latéral des conglomérats d'Ixtapa.

b- Les formations tertiaires dans le reste du secteur cartographié.

1. Paléocène.

Dans la région cartographiée le Paléocène présente deux faciès différents, l'un à dominante marneuse, l'autre carbonatée.

1.1. Paléocène marneux.

La majeure partie des affleurements paléocènes est constituée de marnes renfermant quelques horizons gréseux, microconglomératiques et calcaires détritiques. C'est, avec les couches rouges de l'Eocène inférieur, l'ensemble le plus facilement identifiable lithologiquement. Son épaisseur est extrêmement variable : elle est nulle sur le flanc nord de l'anticlinal Villa Allende et atteint 1500 mètres dans le synclinal de la Venta.

La présence de hard-grounds à la limite Crétacé supérieur - Paléocène est commune, et peut être observée le long des routes de Villa Hermosa et de Chicoasen, sur le flanc sud des synclinaux de Soyalo et de Chicoasen.

Les brèches grossières, signalées à la base de la formation dans le synclinal d'Ixtapa, sont également présentes le long de la route de Villa Hermosa, entre Soyalo et Bochil, passé la faille limitant au Nord l'anticlinal de Soyalo. Les éléments, souvent de grande taille, sont constitués de calcaires à miliolidés, algues et rudistes, datés exclusivement du Campano-Maestrichtien par *Chubbina* sp., *Sulcoperculina globosa* (de Cizancourt) et *Sulcoperculina vermunti* (Thiadens). Les assises marneuses qui les englobent montrent fréquemment des déformations synsédimentaires. Des niveaux slumpés existent aussi dans le Paléocène du synclinal de la Venta, le long de la piste d'Apicpac.

1.2. Paléocène carbonaté.

Dans la région d'Oxchuc, les calcaires campano-maestrichtiens riches en *Chubbina* sp. et *Subalveolina* sp., sont surmontés en concordance par des calcaires dolomitiques gris clair ou beiges, en bancs décimétriques ou métriques, lithologiquement peu différents des calcaires crétacés sous-jacents. A leur partie supérieure, quelques bancs de calcaires argileux et de marnes passent, également en concordance, à des grès rouges continentaux. Cette série carbonatée comprise entre le Crétacé et les couches rouges, est épaisse d'environ 400 mètres.

Elle renferme les macroforaminifères suivants : *Pseudorhapydionina limbata*, *Roadshoovenia guatemalensis*, *Praerhapydionina* sp. et *Rotalia* sp. Cette microfaune est identique à celle des calcaires détritiques qui surmontent les marnes à *Globorotalia* et *Discocyclina* du synclinal de Copoya et, de la même façon, peut être rapportée au Paléocène.

A l'extrémité orientale du synclinal de Simojovel, les couches rouges reposent aussi sur des calcaires, probablement paléocènes, mais que nous n'avons pas individualisés cartographiquement du Sénonien.

2. Eocène inférieur.

Les conglomérats, grès et pélites rouges de l'Eocène inférieur, caractérisent les régions situées à l'Est d'une ligne approximative Ixtacomitan-Tecpatan. D'une façon générale, leur épaisseur augmente dans cette direction mais peut être réduite, voire nulle localement (région de Chicoasen, extrémité ouest du synclinal d'Ixtapa, synclinal de Copoya).

Dans la région d'Ixtacomitan, les marnes paléocènes sont surmontées par des grès fins micacés de couleur claire, régulièrement stratifiés, et à interlits argileux sombres. Cette formation, sans doute d'origine lagunaire, marque la transition entre le domaine continental et le domaine marin.

Les formations marines contemporaines ne sont connues que dans un forage réalisé dans le coeur de l'anticlinal de la Union. Ce forage a rencontré, sous l'Eocène moyen, 950 mètres de grès et de marnes, datées de l'Eocène inférieur par des Globigérinidés et des Globorotalidés (Reyes Piceno, 1980). Ils reposent sur 250 mètres de marnes paléocènes, surmontant les calcaires du Crétacé supérieur.

3. Eocène moyen et supérieur.

L'Eocène moyen et supérieur est représenté par une alternance de grès, de marnes sableuses, de microconglomérats et de petits bancs calcaires. Ceux-ci sont le plus généralement biogéniques, souvent riches en coraux et en huîtres.

Sur le flanc nord de l'anticlinal de Villa Allende, l'Eocène moyen repose directement sur les calcaires à rudistes de la Formation Sierra Madre. Il est constitué de marnes, de calcaires jaunâtres, parfois lumachelles, et de grès passant à des niveaux conglomératiques. Ils ont fourni les macroforaminifères suivants : *Nummulites Willcoxi*, *Nummulites striatoreticulatus*, *Lepidocyclina antillea*, *Amphistegina parvula*, *Asterocyclina habanensis*, *Helicostegina polygyralis*, *Discocyclina* sp. cf. *schlumbergeri*, *Sphaerogypsina* sp. et *Pseudophragmina* sp.

Le futur barrage d'Itzantun prendra appui sur un bioherme long de 3 kilomètres et haut de 400 mètres, traversé en gorge étroite par le rio Tacotalpa. Le ciment de la partie inférieure de ce bioherme contient d'abondants macroforaminifères : *Nummulites willcoxi*, *Nummulites striatoreticulatus*, *Nummulites floridensis*, *Lepidocyclina macdonaldi*, *Amphistegina parvula*, *Sphaerogypsina* sp., *Pseudophragmina* sp. cf. *flintensis* et *Asterocyclina* sp.

4. Oligocène.

En dehors des synclinaux d'Ixtapa et de Simojovel, l'Oligocène affleure au Nord de la faille d'Itzantun et dans la partie Nord-Ouest du secteur cartographié. Dans cette région, il présente un faciès grés-argileux analogue à celui décrit dans le synclinal de Simojovel. Son épaisseur est de l'ordre de 1800 mètres.

La partie supérieure du bioherme d'Itzantun est d'âge oligocène. Elle renferme les espèces suivantes : *Lepidocyclina undosa*, *Amphistegina* sp. cf. *angulata*, *Archaias angulata* et *Miosorites americanus*.

5. Miocène inférieur et moyen.

Les formations miocènes sont largement représentées dans les

plis de la région nord-occidentale, en particulier sur les flancs de l'anticlinal de Mono Pelado et dans le coeur du synclinal de Maspac.

Sur le flanc sud de l'anticlinal de Mono Pelado, la série miocène est constituée à sa base par environ 600 mètres de marnes gris-vert, alternant avec de petits bancs de grès argileux à grain fin ou moyen.

Ils sont surmontés par un conglomérat, à éléments arrondis de socle et de couverture, de dimensions variables, parfois métriques, et à matrice grés-argileuse. Le barrage de Malpaso est assis sur ces conglomérats. Ils culminent au Mono Pelado, où leur puissance dépasse 350 mètres. Leur épaisseur, ainsi que la taille des éléments, décroissent vers le Nord : sur le flanc sud du synclinal de Maspac, des grès s'intercalent entre les bancs conglomératiques et l'épaisseur de ce niveau n'est plus que de quelques dizaines de mètres.

Dans le coeur du synclinal de Maspac, au-dessus des assises conglomératiques, vient une alternance de marnes grises et de grès glauconieux en petits bancs. Cette série disparaît vers le Nord-Ouest sous les sédiments récents de la plaine côtière du Golfe du Mexique. Son épaisseur peut être estimée à 2000 mètres.

Les formations miocènes de l'anticlinal de Mono Pelado et du synclinal de Maspac renferment des foraminifères benthiques et une forte proportion d'organismes planctoniques. De nombreuses espèces de Globigerinidés et de Globorotalidés ont permis de reconnaître plusieurs biozones du Miocène inférieur et moyen (Gomez Ponce, 1973). Les marnes et les grès situés sous les conglomérats correspondent à l'Aquitaniens, au Burdigalien et au Langhien ; les conglomérats et les niveaux sus-jacents au Serravallien. Comme dans la région d'Ixtapa et de Simojovel, il n'existe pas de dépôts marins du Miocène supérieur.

c- Les formations tertiaires dans l'ensemble du domaine chiapanèque :

1. La région occidentale de l'arc de la Libertad.

A l'Est du secteur cartographié, les formations tertiaires ont été étudiées par les géologues de PEMEX essentiellement dans la région Ocosingo-Palenque (Bortolotti C., 1978 ; Angeles F., 1978 ; Espinosa L., 1978). Cette région est constituée de plis étroits et allongés qui prolongent au Chiapas les structures de l'arc guatémaltèque de la Libertad. L'arc de la Libertad (Vinson et Brineman, 1963), à convexité dirigé vers le Sud, va des Monts Mayas jusqu'à la région de Palenque. Il correspond aux premiers chaînons plissés situés au Sud de l'avant-pays maya. Ces chaînons disparaissent, à l'Ouest de Palenque, en raison d'un plongement axial vers le Nord-Ouest, sous les sédiments récents de la plaine côtière du Golfe du Mexique.

1.1. Paléocène.

Les formations tertiaires les plus anciennes qui affleurent dans la partie occidentale de l'arc de la Libertad, sont des dolomies claires

à rares horizons argileux, présents surtout dans les niveaux supérieurs. Elles constituent l'ossature des anticlinaux frontaux. Leur épaisseur est de l'ordre de 1000 mètres. Ces dolomies sont généralement azoïques. Les rares macroforaminifères rencontrés appartiennent aux mêmes espèces endémiques caractérisant les calcaires gréseux et les calcaires dolomitiques du synclinal de Copoya et de la région d'Oxchuc, que nous rapportons au Paléocène. Dans la région de Palenque-Ocosingo, cette formation est attribuée soit au Paléocène (Espinosa, 1978), soit au Paléocène-Eocène inférieur (Angelès, 1978), soit au Paléocène-Eocène inférieur et moyen (Bortolotti, 1977).

1.2. Eocène inférieur.

Les dolomies sont surmontées par des dépôts continentaux rouges semblables à ceux décrits dans la région nord-occidentale du Chiapas. Selon l'âge attribué aux dolomies sous-jacentes, ils sont considérés soit Eocène inférieur soit Eocène moyen.

1.3. Eocène moyen et supérieur.

Les assises Eocène moyen et supérieur sont d'épaisseur plus réduite que dans la région de Simojovel. Elles sont aussi, dans leur ensemble, plus carbonatées. Entre Palenque et Ocosingo, l'Eocène moyen est représenté par 220 mètres de marnes, surmontées de dolomies puis de calcaires.

L'Eocène supérieur est constitué de calcaires, parfois gréseux ou argileux, pouvant atteindre 800 mètres d'épaisseur dans les plis proches de la plaine côtière.

Au Sud-Ouest d'Ocosingo, l'Eocène supérieur, à faciès grésocarbonaté est directement transgressif sur les couches rouges (Espinosa, 1978) qui peuvent donc représenter l'Eocène inférieur et moyen dans ce secteur.

1.4. Oligocène.

L'Oligocène, dont la puissance est de l'ordre de 1100 mètres dans le synclinal d'Ixtapa et avoisine 2000 mètres dans le synclinal de Simojovel, est absent des plis de l'arc de la Libertad.

1.5. Miocène inférieur et moyen.

Le Miocène est discordant stratigraphiquement sur l'Eocène inférieur, moyen ou supérieur. Il occupe le cœur des synclinaux, en particulier celui drainé par le rio Tulija qui a donné son nom aux formations miocènes de cette région. Elles consistent principalement en marnes sableuses où s'intercalent des niveaux calcaires et des grès argileux. La macrofaune à ostréas, pectens, gastéropodes, est abondante, ainsi que la microfaune où se retrouvent les mêmes espèces de macroforaminifères caractérisant le Miocène inférieur et moyen des régions nord-occidentales.

2. Les régions orientales du Chiapas.

Les régions orientales du Chiapas, en grande partie couvertes

d'une végétation forestière dense sont très mal connues. L'examen des photos orbitales montre une succession d'anticlinaux allongés Nord-Ouest - Sud-Est, dissymétriques, fréquemment chevauchant vers le Nord-Est, séparés par d'étroites vallées synclinales.

Les anticlinaux sont édifiés de calcaires ou de calcaires dolomitiques, considérés d'âge crétacé. Dans le coeur des synclinaux n'affleurent, semble-t-il, que des formations détritiques continentales rouges, attribuées à l'Eocène inférieur et moyen.

Au Guatemala, au Sud de l'arc de la Libertad, dans le prolongement de cette région, l'existence de Paléocène marin a cependant été reconnue (Van den Bold, 1963). Il est donc possible qu'il soit aussi présent dans les régions orientales du Chiapas, sous un faciès carbonaté analogue à celui de la région d'Oxchuc et de l'extrémité occidentale de l'arc de la Libertad, lithologiquement peu différent du Crétacé supérieur.

L'absence de sédiments marins au-dessus des couches rouges, et la réduction d'épaisseur de l'Eocène et du Miocène marins vers le Sud-Est du Chiapas laissent supposer que les transgressions post-Eocène inférieur ne se sont pas étendues jusqu'aux régions les plus orientales. Les sédiments continentaux plissés attribués à l'Eocène inférieur et moyen peuvent donc représenter l'ensemble des étages allant de l'Eocène inférieur au Miocène moyen.

3. La plaine côtière du Golfe du Mexique.

Dans la plaine côtière du Golfe du Mexique, les formations tertiaires plissées affleurent assez largement, en particulier dans la région de Villahermosa et le Nord de l'isthme de Tehuantepec. Elles ont été traversées, parfois dans leur totalité, par de nombreux forages pétroliers.

D'une façon générale, l'épaisseur des sédiments augmente en direction du Golfe. Parallèlement, les séries à dominante gréseuse ou grésocarbonatée de la Sierra du Chiapas font place rapidement à des formations à dominante argileuse. Elles sont dépourvues d'intercalations continentales, et il semble qu'il n'y ait pas de hiatus sédimentaire du Paléocène au Miocène moyen.

3.1. Paléocène.

Le Paléocène présente un faciès argileux à passées de grès fins, comparable à celui des régions occidentales de la Sierra du Chiapas. Il affleure près de Macuspana, localité située à 40 kilomètres au Sud-Est de Villahermosa, où il constitue les séries *candelaria* (Gibson, 1936). Il a été reconnu également dans les forages des champs pétroliers de Reforma et Sitio Grande, près de Villahermosa, où son épaisseur est de l'ordre de 650 mètres.

3.2. Eocène.

Au sommet des argiles paléocènes, on rencontre parfois des niveaux conglomératiques, conglomérats *puente de piedra* près de Macuspana,

conglomérat *Uzpanapa* dans la région isthmique, attribués soit au Paléocène soit à l'Eocène. Ils sont discontinus, et paraissent localisés au voisinage de la Sierra. Ils représentent vraisemblablement un équivalent latéral de la série des grès rouges de l'Eocène inférieur.

En dehors de ces conglomérats locaux, l'Eocène est constitué d'une épaisse série d'argiles grises, renfermant quelques intercalations gréseuses ou microconglomératiques. Ce sont les lutites *Chinal* dans la région de Tabasco-Campeche, les lutites *Nanchital* dans la région isthmique, dont les faciès sont identiques. Leur épaisseur atteint 2000m dans l'isthme (Benavides, 1956), 2400m dans la région de Macuspana (Salas et Lopez-Ramos, 1951). Dans cette dernière région, proche du pied de la Sierra, la série argileuse est surmontée par des calcaires, les calcaires *Chinal*, épais de 250m, d'âge éocène supérieur.

3.3. Oligocène.

Les formations oligocènes, quoique toujours très argileuses, renferment davantage de niveaux gréseux, voire conglomératiques. Elles se différencient également de l'Eocène par leur richesse faunistique et en particulier par l'apparition d'abondantes Lépidocyclines.

Dans la région nord de l'isthme de Tehuantepec, les formations oligocènes constituent la *Série la Laja* et la *Formation Deposito* qui la surmonte. Toutes deux présentent le même faciès essentiellement argilo-gréseux, l'individualité de la *Formation Deposito*, d'âge oligocène supérieur, vient de ce qu'elle renferme des niveaux de cendres volcaniques (Benavides, 1956). Des conglomérats lenticulaires (conglomérat *Nanchital*) s'intercalent parfois à la base de la série. Près de Sayula, à 60 kilomètres au Sud-Ouest de Coatzacoalcos, l'épaisseur de l'Oligocène dépasse 3000 mètres (Cabrera, 1963).

Dans les régions de Tabasco, Campeche, et l'extrémité nord de l'état du Chiapas, l'Oligocène est représenté par les lutites *Misopa* ou *Macuspana*. Gréseuses-argileuses dans leur partie inférieure, elles deviennent marneuses dans leur partie supérieure. Vers l'Est, s'intercalent des assises calcaires, rencontrées en forage près de Palizada à la limite des états de Tabasco et de Campeche, au Nord de la plaine côtière. Elles correspondent sans nul doute à la zone de transition entre les formations détritiques de la plaine côtière et les formations carbonatées néritiques de la bordure nord-occidentale du Yucatan.

Le forage Tamulté, situé à 24 kilomètres au Nord-Est de Villahermosa, a traversé 3094 mètres d'argiles et de grès oligocènes sans atteindre l'Eocène (Lopez-Ramos, 1977).

3.4. Miocène inférieur et moyen.

Les assises miocènes sont, du point de vue économique, les plus importantes. Ce sont elles en effet qui renferment les principaux gisements d'hydrocarbures, aussi bien à la hauteur de l'isthme que dans la région de Villahermosa.

Dans l'isthme de Tehuantepec, le Miocène inférieur et moyen est représenté par la *Formation Encanto*. D'autres formations, jusqu'à une date récente, ont été considérées également d'âge miocène. Nous verrons plus loin qu'elles appartiennent pour la plupart au Pliocène. La *Formation Encanto* consiste en une alternance d'argilites et de grès plus ou moins bien cimentés, avec occasionnellement quelques niveaux conglomératiques. La partie basale est surtout argileuse. La partie sommitale est principalement arénacée et contient des horizons sableux, parfois épais (*Sables Yuca-tecal*), où se trouve emmagasiné le pétrole.

Dans la région de Tabasco-Campeche, le Miocène inférieur et moyen correspond au groupe *Amate*. On le divise en un ensemble inférieur et un ensemble supérieur. Les couches *Amate* inférieures, d'âge miocène inférieur, sont essentiellement des argiles alternant avec de petits bancs de grès. Les couches *Amate* supérieures, d'âge miocène inférieur à leur base, miocène moyen à leur sommet, contiennent une proportion plus forte de niveaux gréseux. Ils prennent de plus en plus d'importance vers le haut de la série où, comme dans la région isthmique, se trouvent localisés les principaux horizons producteurs d'hydrocarbures.

L'épaisseur du Miocène inférieur et moyen atteint près de 3000 mètres au forage Tres Palmas réalisé en bordure du Golfe, au Nord de Villahermosa (Lopez-Ramos, 1969). Des épaisseurs maximum du même ordre ont été rencontrées dans les forages des champs pétroliers de la région de Villahermosa.

d- Conclusions - Paléogéographie :

Le Tertiaire apparaît donc, dans son ensemble, caractérisé par une épaisse sédimentation à dominante détritique, contrastant avec les séries carbonatées mésozoïques. Elle traduit l'importance des processus d'érosion consécutifs à l'émersion d'une grande partie du domaine à la fin du Paléocène. Hormis les plaines côtières, où les dépôts sont exclusivement marins et présentent en général un faciès un peu plus profond que ceux de la Sierra, la sédimentation est soit continentale, soit marine littorale. L'épaisseur considérable de ces séries témoigne d'une subsidence rapide. Celle-ci ne s'est pas effectuée de façon régulière : plusieurs épisodes régressifs et transgressifs se sont succédés. Ils sont liés à des mouvements épirogéniques, accompagnés ou non d'une fracturation qui a affecté plus particulièrement les régions occidentales du domaine chiapanèque.

1. Paléocène (Fig. I-21).

La limite Crétacé supérieur - Paléocène correspond à un important changement des conditions de sédimentation dans les régions occidentales du domaine chiapanèque. C'est aussi dans ces régions que se situe le réseau de failles verticales le plus développé. Le Paléocène se trouve soit en contact par failles avec les calcaires crétacés, soit concordant sur ces mêmes calcaires dont la partie sommitale présente fréquemment des hard-grounds. Il est constitué de dépôts à dominante argileuse. L'existence de failles synsédimentaires, de brèches à éléments calcaires du Crétacé su-

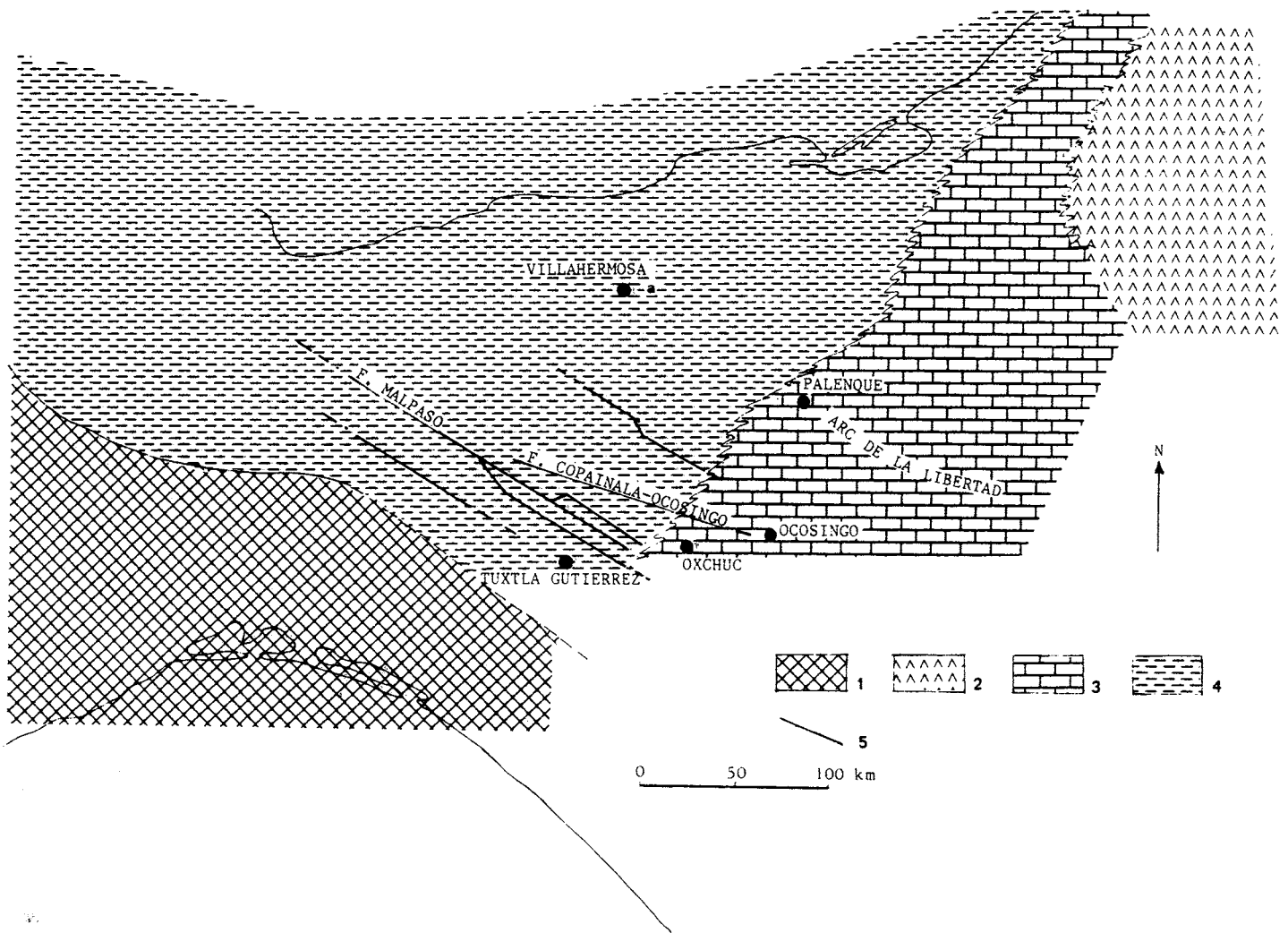


Fig. I-21 : Schéma paléogéographique au Paléocène.

1: Régions émergées ; 2: Faciès évaporitiques du Yucatan ; 3: Faciès calcaires et dolomitiques ; 4: Faciès argileux (a: Séries Candalaria des plaines côtières) ; 5: Failles ayant joué un rôle actif durant la sédimentation.

périeur et de niveaux slumpés, montrent l'instabilité de cette région dès la fin du Crétacé et durant le Paléocène.

Les faciès argileux des régions occidentales du Chiapas passent vers l'Est à des faciès carbonatés, principalement dolomitiques. Ils ont été reconnus dans la région d'Oxchuc et dans les plis frontaux de la Sierra prolongeant au Chiapas l'arc guatémaltèque de la Libertad. Il est probable que le Paléocène carbonaté est également présent dans le reste des régions orientales.

Au niveau des plaines côtières du Golfe du Mexique, au moins jusqu'à l'Est de Macuspana, le Paléocène, comme dans le secteur occidental du Chiapas, est à faciès argileux et d'épaisseur comparable.

Dans l'avant-pays maya, le Paléocène affleure dans les régions centro-méridionales (Formation Icaiché de Sapper, 1896) où son faciès, dolomies, calcaires dolomitiques et évaporites, est analogue à celui des assises crétacées. Toutefois les forages pétroliers réalisés au Yucatan ont montré (Lopez-Ramos, 1975) des conditions de dépôt un peu plus profondes au Nord-Ouest de la péninsule où les évaporites sont absentes.

La limite d'extension des mers paléocènes, à l'Ouest de l'isthme de Tehuantepec, était sans doute proche de la limite actuelle de la Sierra de Juarez. Nous verrons en effet que celle-ci était émergée à la fin du Crétacé, et que les formations cénozoïques de ce domaine sont continentales. A l'Est de l'isthme de Tehuantepec, il est probable qu'une grande partie des régions voisines du Pacifique, déjà émergées au Campanien, le soit restée par la suite. Cependant les preuves font défaut : les formations paléocènes conservées dans les synclinaux les moins éloignés du batholite du Chiapas ne montrent pas de termes pouvant indiquer un passage latéral du domaine marin au domaine continental.

2. Eocène inférieur (Fig. I-22).

Les mouvements épirogéniques, accompagnés de faille dans la région occidentale du domaine chiapanèque, prennent un caractère positif marqué à la fin du Paléocène. Aux marnes font place des calcaires détritiques puis, durant l'Eocène inférieur, des dépôts continentaux. Cette régression affecte la quasi totalité du domaine chiapanèque, les régions côtières du Golfe mises à part.

Dans ces régions, l'Eocène inférieur est représenté par des sédiments marins argileux. Des conglomérats, sans doute d'origine deltaïque, localisés au Sud de la plaine côtière, indiquent le passage entre le domaine continental et le domaine marin.

Dans l'avant-pays maya, l'Eocène inférieur correspond à la partie supérieure de la Formation Icaiché où les niveaux évaporitiques ont une importance, semble-t-il, plus limitée.

3. Eocène moyen et supérieur (Fig. I-23).

Les régions émergées durant l'Eocène inférieur ont été soumises à une vive érosion. Elle est particulièrement manifeste au Sud de San Fernando où l'Eocène moyen est directement transgressif sur les calcaires Sierra Madre. Dans cette région, près de Chicoasen, et dans le synclinal de Copoya, les formations marines éocènes sont riches en niveaux conglomératiques à éléments de nature diverse et notamment de socle. Ils indiquent la proximité du continent émergé.

La limite atteinte par la transgression de l'Eocène moyen ne paraît pas avoir évolué de façon très sensible jusqu'à la fin de l'Eocène supérieur. Dans le synclinal de Copoya, l'Eocène moyen et supérieur présente le même faciès conglomératique ; ailleurs, pour une même région, les faciès de l'Eocène moyen et de l'Eocène supérieur sont généralement très voisins.

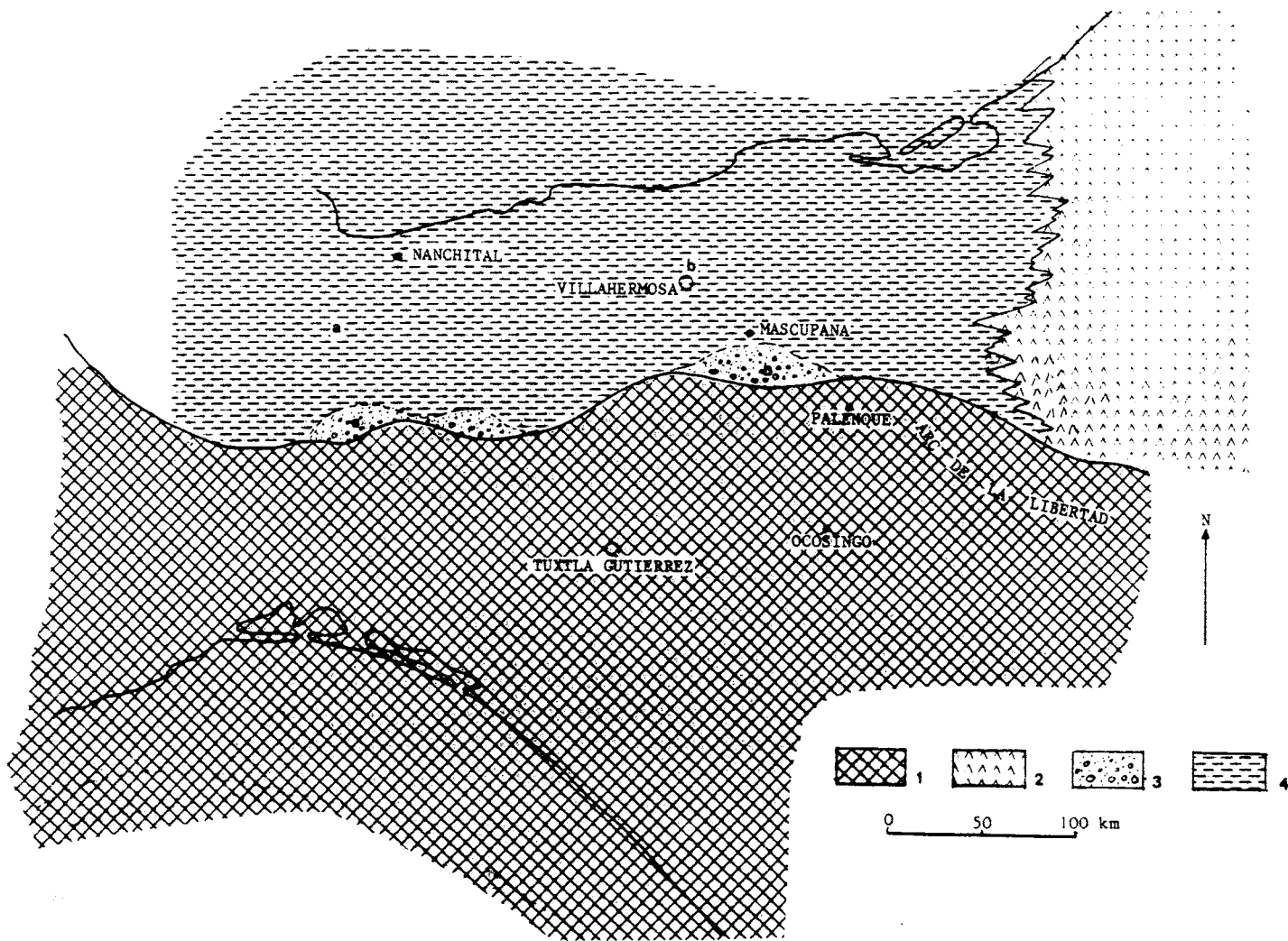


Fig. I-22 : Schéma paléogéographique à l'Eocène inférieur.

1: Régions émergées (dépôts de la Formation El Bosque) ; 2: Faciès évaporitiques du Yucatan ; 3: Conglomérats et grès deltaïques dont a: Conglomérat Uzpanapa ; b: Conglomérat Puente de Piedra ; 4: Faciès argileux dont a: Lutites Nanchital ; b: Lutites Chinal (La localité type est proche de Mascupana).

Localement cependant (région d'Ocosingo), l'extension de l'Eocène supérieur peut être un peu plus large que celle de l'Eocène moyen.

Les conglomérats de la partie méridionale du secteur nord occidental du Chiapas passent latéralement vers le Nord à des sédiments détritiques plus fins : grès et argilites, intercalés de niveaux calcaires le plus souvent sableux. Au niveau de la plaine côtière du Golfe, les passées gréseuses ne sont plus que subordonnées aux argiles et les horizons calcaires exceptionnels.

Dans les régions nord-occidentales, près d'Ocosingo et dans les plis de l'arc de la Libertad, les formations détritiques s'amenuisent

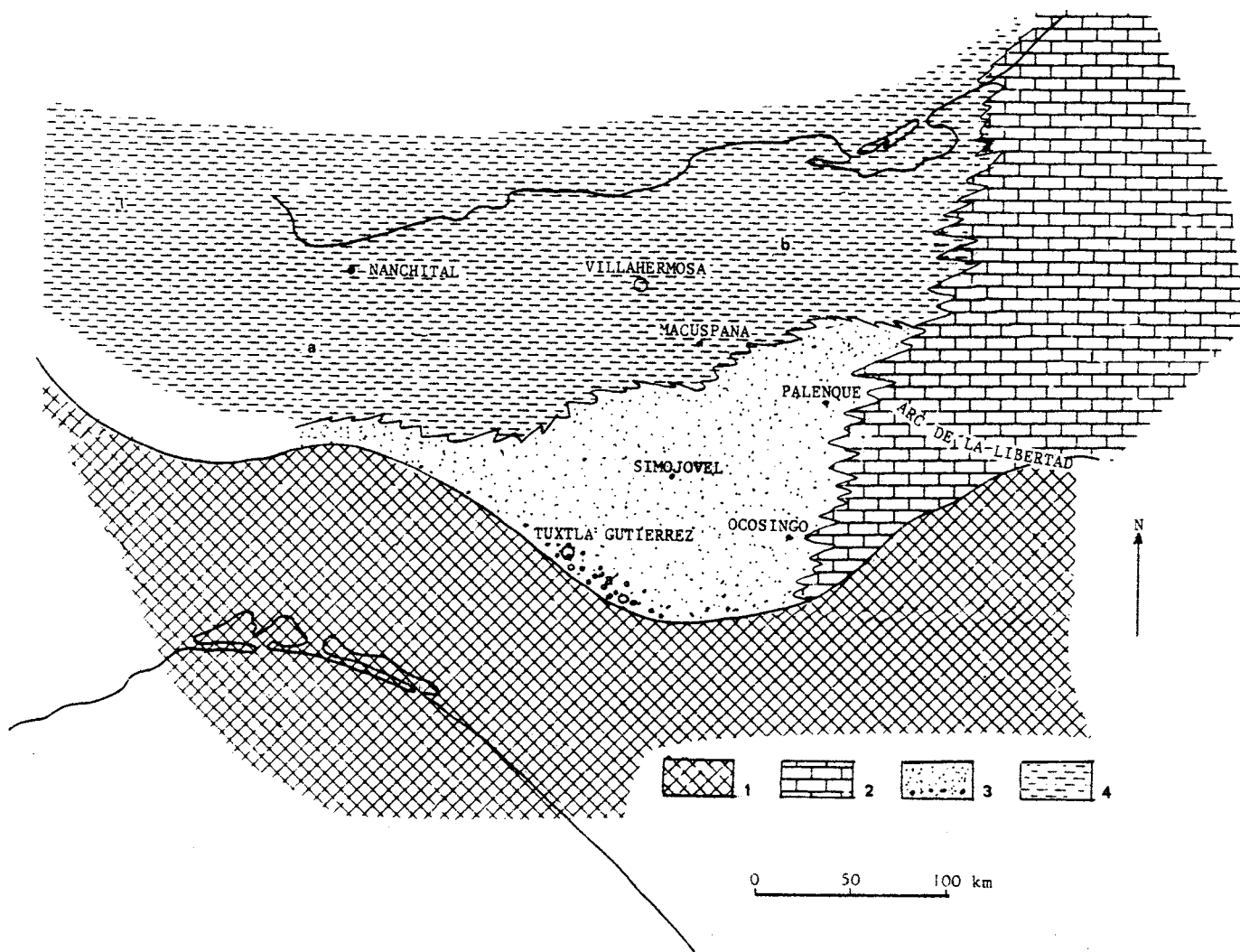


Fig. I-23 : Schéma paléogéographique à l'Eocène moyen et supérieur.

1: Régions émergées ; 2: Calcaires du Yucatan ; 3: Grès argilites, calcaires détritiques et conglomérats dont a: Conglomérats de Copoya ; 4: Faciès argileux dont a: Lutites Nanchital ; b: Lutites Chinal.

alors que se développent les assises carbonatées, dolomies et calcaires, annonçant les faciès de l'avant-pays maya.

Dans l'avant-pays maya en effet la sédimentation, caractérisée depuis le Crétacé inférieur par la présence d'anhydrite, de gypse et d'halite en proportion au moins aussi importante que les carbonates, est représentée par un ensemble essentiellement calcaire, dépourvu d'évaporites. Il s'agit des dépôts littoraux de la Formation Chichen Itza (Butterlin et Bonet, 1963) dont l'épaisseur croît de l'Est vers l'Ouest, où elle atteint environ 800 mètres, et dont les affleurements couvrent une large superficie de la péninsule de Yucatan.

4. Oligocène (Fig. I-24).

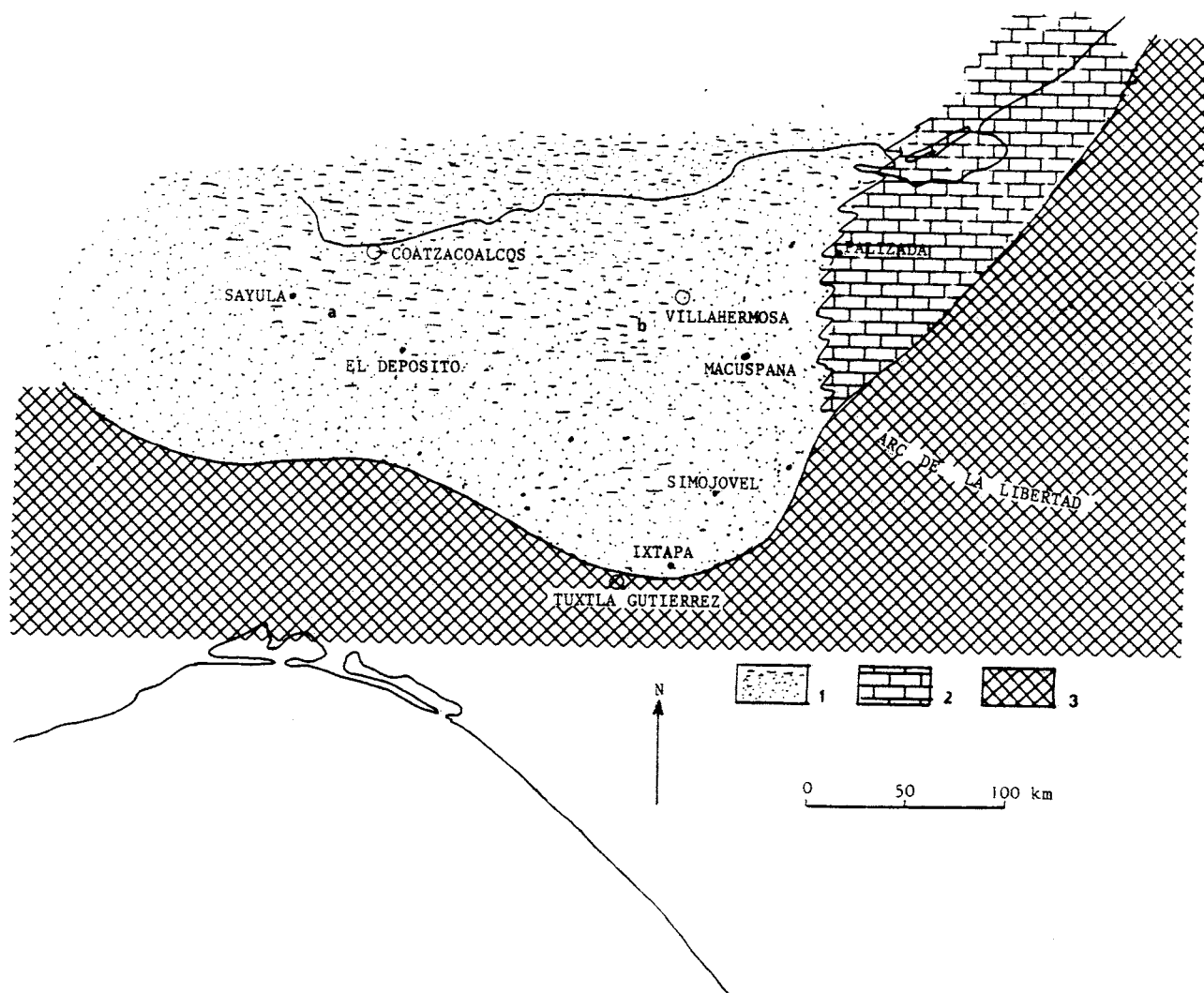


Fig. I-24 : Schéma paléogéographique à l'Oligocène.

1: Régions émergées ; 2: Calcaires de la bordure occidentale du Yucatan ; 3: Formations grés-argileuses dont a: Série *La Laja* et *Formation Deposito* ; b: Lutites *Misopa* ou *Macuspana*.

La limite Eocène - Oligocène correspond à un nouvel épisode régressif. Toutefois, dans le domaine chiapanèque la régression oligocène sera beaucoup plus limitée que celle de l'Eocène inférieur.

Dans le secteur nord-occidental du domaine chiapanèque, le recul du rivage se manifeste par la présence de grès et de pélites bigarrées azoïques, dans le flanc sud du synclinorium de Simojovel, et de conglomérats polygéniques reposant sur les argiles éocènes à l'extrémité ouest de la Sierra. En dehors de ces niveaux, l'Oligocène présente un faciès marin molassique, grés-argileux, à intercalations carbonatées, peu différent de celui de l'Eocène. Les épaisseurs croissent vers le Nord : de l'ordre de

1000 mètres dans le synclinal d'Ixtapa, elles atteignent près de 2000 mètres dans le synclinal de Simojovel.

Dans les plaines côtières du Golfe, les sédiments oligocènes, grés-argileux, sont analogues à ceux des formations marines du secteur nord-occidental. Leur lithologie et leur richesse en organismes benthiques, contrastent avec les sédiments argileux de l'Eocène à caractère un peu plus profond. Ils dépassent 3000 mètres d'épaisseur en bordure du Golfe.

Les niveaux tufacés, présents au sommet de la série dans la région nord de l'isthme de Tehuantepec, portent témoignage d'une activité éruptive dès la fin de l'Oligocène. Elle ne peut être mise au compte des volcans proches de los Tuxtlas ou du Chiapas, nés beaucoup plus récemment, comme on le verra. Par contre, c'est à cette époque que se construit l'édifice volcanique de la Sierra Madre Occidentale. Il se prolonge au Sud de l'axe transmexicain dans les régions occidentales du Mexique méridional et en Amérique Centrale. L'origine des cendres volcaniques intercalées dans les sédiments marins oligocènes au Nord de l'isthme paraît donc liée à l'activité d'appareils relativement éloignés, probablement situés au Sud de l'axe, soit au Mexique, soit en Amérique centrale, celle-ci, à cette époque, devant occuper une position plus occidentale (3ème partie).

Les formations détritiques des plaines du Golfe passent vers l'Est à des sédiments carbonatés, rencontrés à l'affleurement et en forage sur la bordure ouest de la péninsule du Yucatan. Le reste de l'avant-pays maya était émergé, le Miocène supérieur reposant directement sur l'Eocène et peut être même sur le Paléocène dans les régions méridionales de la péninsule.

5. Miocène inférieur et moyen (Fig. I-25).

Durant le Miocène inférieur, la mer s'avance à nouveau sur une partie des terres exondées. Cette dernière transgression est surtout sensible dans la partie nord-orientale du domaine chiapanèque.

Dans le secteur nord-occidental, le Miocène inférieur, bien que toujours largement détritique, se différencie par le plus grand développement des niveaux argileux et, surtout, par la présence de calcaires récifaux particulièrement épais dans le synclinal d'Ixtapa. Les assises carbonatées perdent de leur puissance vers le Nord, et, au niveau des plaines côtières la sédimentation est essentiellement argileuse. Comme c'était le cas pour les formations éocènes et oligocènes, l'épaisseur des dépôts, de l'ordre de 1100 mètres dans les synclinaux d'Ixtapa et de Simojovel, augmente en direction du Golfe où elle dépasse 2000 mètres.

Dans les régions orientales, près d'Ocosingo et à l'extrémité ouest des plis de l'arc de la Libertad, le Miocène inférieur, à faciès également grés-argileux, est transgressif sur les carbonates de l'Eocène moyen ou supérieur, et jusque sur les couches rouges de l'Eocène inférieur.

Au cours du Miocène moyen, la sédimentation devient de plus en plus détritique, aussi bien dans la sierra que dans les plaines côtières. Elle se termine dans les régions éloignées du Golfe, par le dépôt des puissants conglomérats du Mono Pelado, de Malpaso et surtout d'Ixtapa. Ils

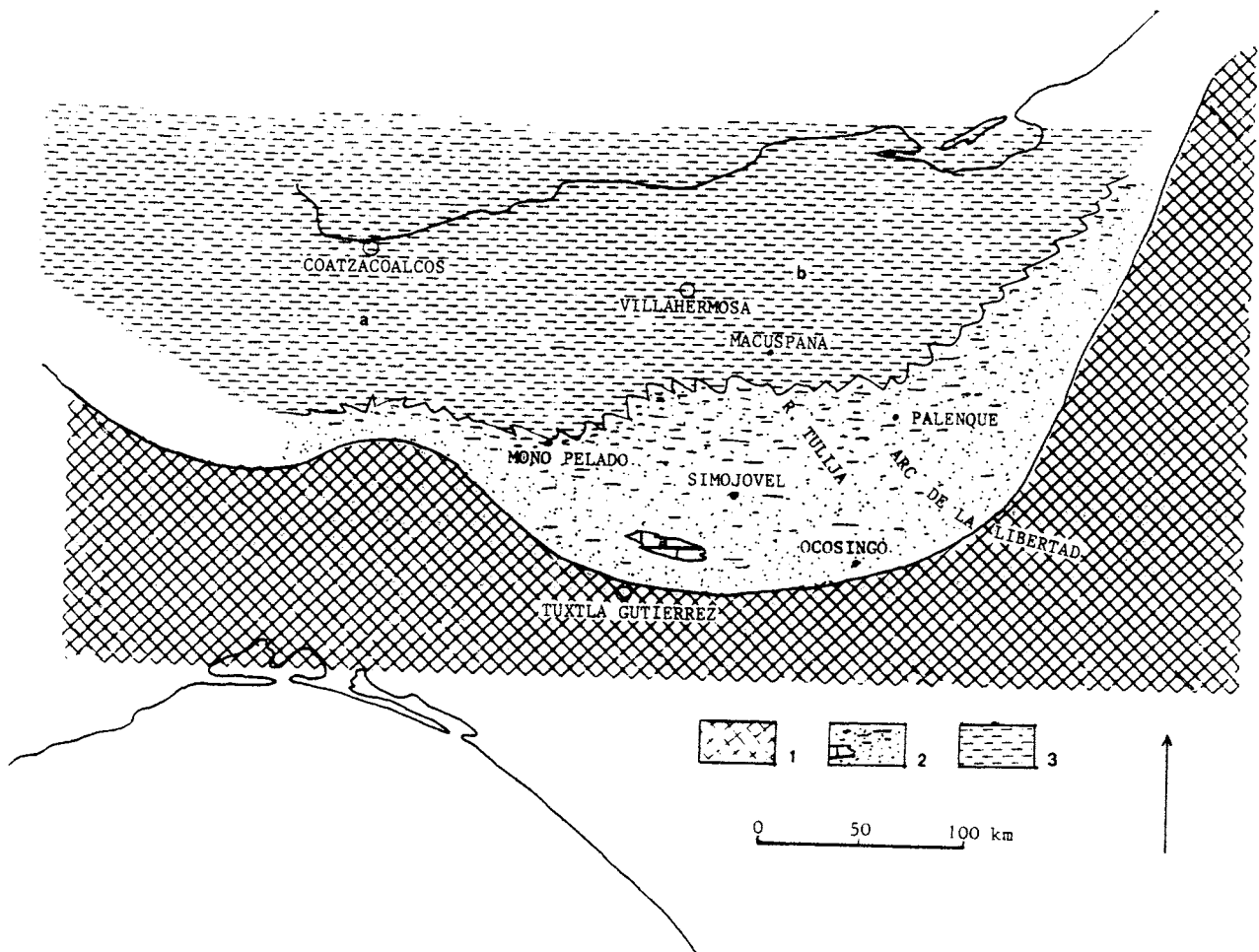


Fig. I-25 : Schéma paléogéographique au Miocène inférieur.

1: Régions émergées ; 2: Sables, argiles, calcaires récifaux dont a: calcaires récifaux d'Ixtapa ; 3: Formations argileuses dont a: *Formation Encanto* ; b: Groupe *Amate*.

peuvent être considérés comme synorogéniques, reflétant la surrection rapides des régions sud-ouest du Chiapas qui sera bientôt suivie du début du plissement de la couverture de l'ensemble du domaine, et de son émergence.

Ces conglomérats continentaux passent latéralement, vers le Nord, à des formations gréseuses, probablement continentales également dans la région de Simojovel, puis gréso-conglomératiques ou gréseuses marines dans les plaines côtières du Golfe.

Durant le Miocène inférieur et moyen, l'avant-pays maya demeure émergé. Il ne sera à nouveau transgressé qu'au Miocène supérieur, alors que se réalise la structuration du domaine olmèque, chiapanèque et quiché. Cette ultime transgression, particulière à l'avant-pays (mise à part une zone côtière peu étendue au fond du Golfe du Honduras), paraît l'avoir submergé en totalité. Elle donnera lieu au dépôt des calcaires de la Formation Bacalar (Butterlin et Bonet, 1958) ou Carrillo Puerto. Ces calcaires, d'âge miocène supérieur, sont surmontés de calcaires pliocènes,

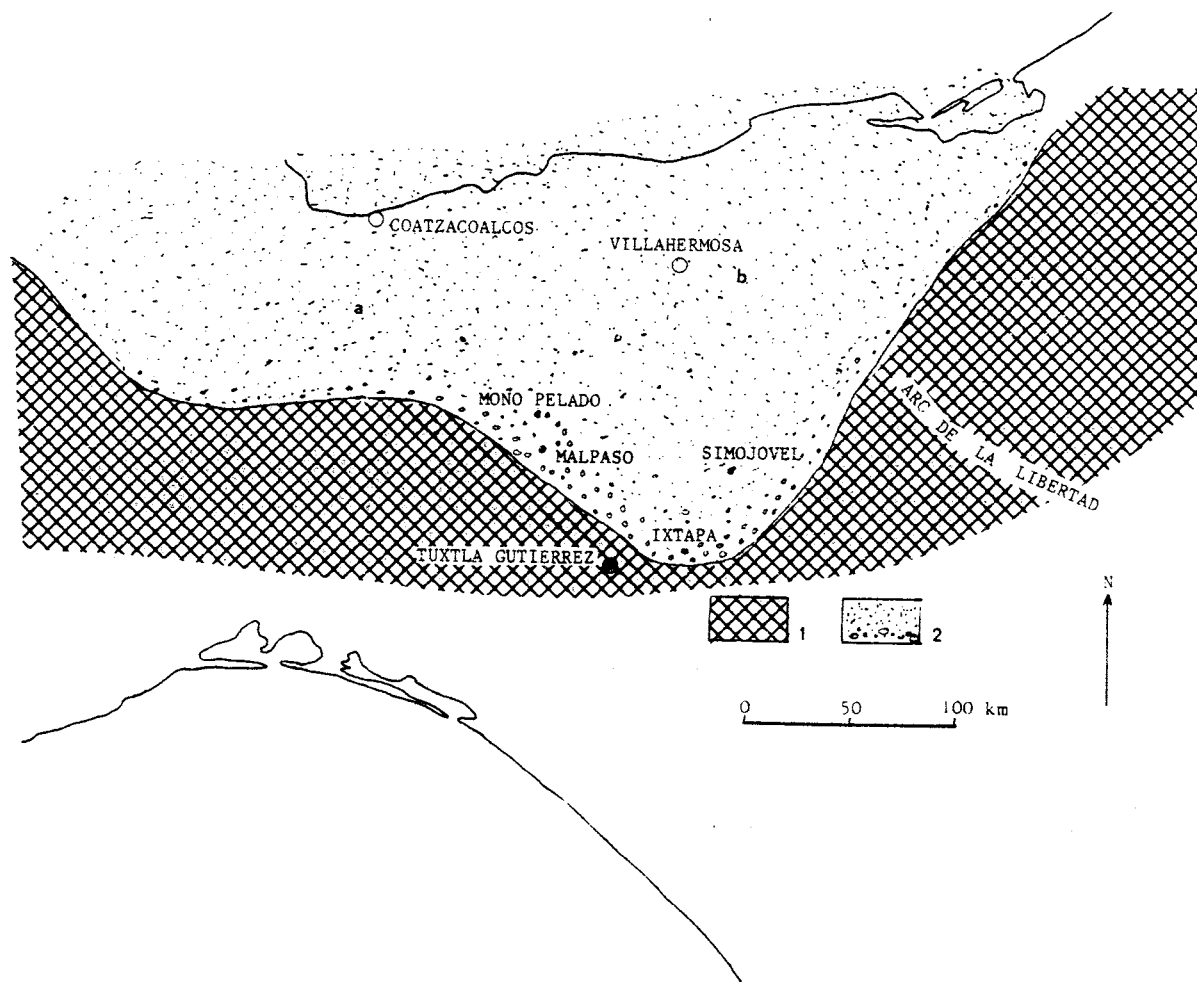


Fig. I-26 : Schéma paléogéographique à la fin du Miocène moyen.

1: Régions émergées ; 2: Grès et conglomérats dont a: Partie sommitale de la Formation *Encanto*. Sables *Yucatecal* ; b: Partie sommitale du Groupe *Amate*.

difficilement différenciables et dont on ne connaît pas l'extension. Quoi qu'il en soit, l'émergence de l'avant-pays s'est effectuée plus tardivement que celle du domaine plissé, peut être seulement à partir de la fin du Néogène, et il n'est pas exclu qu'elle se poursuive actuellement.

III. LES FORMATIONS CENOZOIQUES POSTERIEURES AU PLISSEMENT DU DOMAINE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE.

En dehors des sédiments côtiers quaternaires, qui occupent la majeure partie de la plaine du Golfe du Mexique, et des alluvions récentes, localisées dans les grandes vallées, les formations cénozoïques postérieures au plissement du domaine olmèque, chiapanèque et quiché peuvent être groupées en trois ensembles :

- des formations volcaniques et intrusives ;
- des formations fluvio-lacustres anciennes ;
- des formations à caractère deltaïque ou franchement marin, connues seulement dans la région nord de l'isthme de Tehuantepec.

a- Les formations volcaniques et intrusives :

1. Les formations volcaniques et intrusives du domaine chiapanèque (Fig. I-27).

Une activité magmatique, essentiellement volcanique, qui se poursuit actuellement, s'est manifestée au Chiapas postérieurement à l'édification de la chaîne. Ce volcanisme, méconnu ou ignoré, est d'extension beaucoup plus large qu'on ne le suppose généralement. Il est présent dans trois secteurs. Ce sont, du Nord-Ouest au Sud-Est : la région du Chichonal, la région de San Cristobal de las Casas, et la région du synclinorium central. La quasi totalité des formations magmatiques des deux premiers secteurs affleure dans la région que nous avons cartographiée.

1.1. Les roches intrusives.

Les roches intrusives n'existent que dans la région du Chichonal. Elles constituent un massif grossièrement elliptique, long d'environ 20 kilomètres, dont l'extrémité nord est traversée par la route Tuxtla-Gutierrez-Villahermosa, entre Ixhuitán et Solosuchiapa. Il s'agit de diorite sombre, à hornblende, et de granodiorite, en moindre part. Dans l'auréole de contact, les vapeurs minéralisatrices ont donné naissance, près de Santa Fe, à un petit gisement aurifère, jadis exploité en galeries.

Deux âges K-Ar de $2,99 \pm 0,07$ m.a. et $2,29 \pm 0,10$ m.a. ont été obtenus sur deux échantillons dioritiques. Un échantillon de granodiorite a fourni un âge K-Ar de 2,28 m.a. (Damon, 1975).

Cette manifestation plutonique, d'âge pliocène, est liée spatialement aux laves andésitiques de cette région. Il est vraisemblable qu'elle est aussi cogénétique du volcanisme.

1.2. Les formations volcaniques.

1.2.1. Région du Chichonal.

Le volcan du Chichonal, encore appelé el Chichón ou volcan de la Union, a été découvert en 1928 par F.K. Mulleried. C'est un édifice assez aplati, dont les bords du cratère culminent à un peu plus de 1000 mètres. Depuis de nombreuses années il manifestait une activité fumerollienne intermittente.

En mars et avril 1982, il a connu une phase éruptive brutale, causant plusieurs centaines de victimes et entraînant des destructions dans un rayon de 10 kilomètres. Les bombes et les ponces émises lors de cette

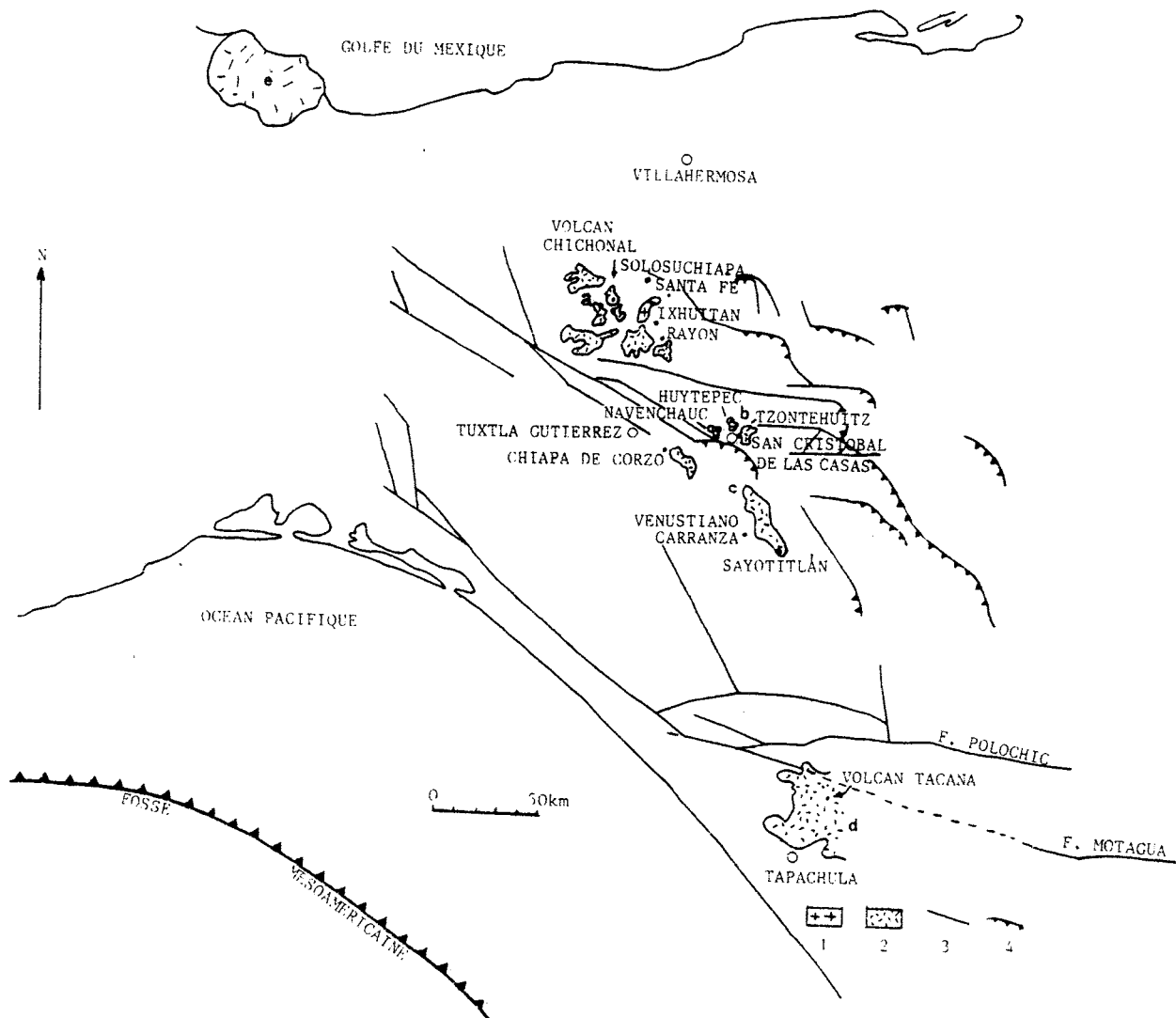


Fig. I-27 : Schéma situant les formations intrusives et volcaniques plio-quaternaires et les accidents tectoniques majeurs du domaine chiapanèque.

1: Intrusif dioritique et granodioritique ; 2: Formations volcaniques dans a: Région du Chichonal ; b: Région de San Cristobal de las Casas ; c: Région de la dépression centrale ; d: Extrémité nord de la cordillère volcanique côtière centro-américaine ; e: Los Tuxtlas ; 3: Failles ; 4: Chevauchements.

On notera : - le parallélisme de l'alignement volcanique du Chiapas et de la fosse mésoaméricaine ;
 - l'indépendance du volcanisme des accidents tectoniques majeurs du Chiapas ;
 - l'interruption de la cordillère volcanique côtière centro-américaine à la hauteur du système décrochant Polochic-Motagua ;
 - le décalage vers l'Est d'environ 80 kilomètres de l'alignement volcanique du Chiapas par rapport à la cordillère volcanique côtière centro-américaine.

éruption ont donné lieu aux seules analyses géochimiques jamais réalisées sur les roches volcaniques du Chiapas (Cochemé et al., 1982). Les bombes, constituées de laves porphyriques, et les ponces, présentent une composition homogène. Elles renferment 25,6% de plagioclases, 11,7% d'amphiboles, 2,4% de clinopyroxène, 1,6% de biotite, et, comme minéraux accessoires, de la magnétite, 0,9%, de l'apatite et du sphène. Il s'y ajoute 1,1% d'anhydrite, provenant très certainement du niveau évaporitique situé à la base de la série transgressive mésozoïque. La composition chimique est celle d'andésites potassiques à tendance shoshonitique.

L'édifice du Chichonal comprend également, à côté des andésites, des dacites gris clair à biotite. Elles ont fourni deux âges K-Ar de $0,213 \pm 0,019$ m.a. et $0,120 \pm 0,038$ m.a. (Damon, 1975). Des bois carbonisés, pris entre les coulées, ont donné un âge radiocarbone de $0,125 \pm 0,07$ m.a. (Cochemé et al., 1982). Le volcanisme du Chichonal paraît donc exclusivement quaternaire.

Les autres affleurements de roches volcaniques et volcanoclastiques de cette région ne présentent pas de centres d'émission qui aient été conservés. Comme pour le Chichonal, les matériaux sont de nature andésitique et dacitique. Deux échantillons provenant de la région de Rayon ont fourni des âges K-Ar plus anciens que les laves du Chichonal : $2,17 \pm 0,04$ pour une andésite et $2,78 \pm 0,08$ pour un basalte andésitique (Damon, 1975).

1.2.2. Région de San Cristobal de las Casas.

Dans les environs de San Cristobal de las Casas, les formations volcaniques constituent trois appareils distincts, les cerros de Huytepec, Navenchauc et Tzontehuitz. Le sommet de ce dernier, qui se trouve à près de 3000 mètres, est le point le plus élevé de cette région.

Ces trois appareils, comme le Chichonal et les formations volcaniques voisines, renferment une forte proportion de roches pyroclastiques, brèches et tufs. Les roches volcaniques sont des andésites gris sombre à hornblende et des dacites, auxquelles s'ajoutent des obsidiennes au cerro Tzontehuitz.

Quatre âges radiométriques ont été obtenus par la méthode K-Ar sur les dacites et andésites de la région de San Cristobal de las Casas (Damon, 1975) : $2,132 \pm 0,045$ m.a. ; $1,947 \pm 0,042$ m.a. ; $0,850 \pm 0,030$ m.a et $0,431 \pm 0,029$ m.a.

1.2.3. Région de la dépression centrale.

Les affleurements volcaniques de la dépression centrale du Chiapas sont localisés à sa bordure nord, entre Chiapa de Corzo et Sayotitlán. Il s'agit principalement de produits pyroclastiques, et surtout de tufs. Des coulées andésitiques sont présentes cependant, particulièrement au Nord de Venustiano Carranza. Elles n'ont pas été datées radiochronologiquement.

2. Les formations volcaniques de los Tuxtlas.

Le massif volcanique de los Tuxtlas est situé en bordure du Golfe du Mexique, au Nord-Ouest de l'isthme de Tehuantepec. Il est édifié de produits pyroclastiques, de basaltes alcalins et de trachybasaltes (Robin, 1976) d'âge plio-quadernaire (Cantagrel et al., 1976). Les manifestations alcalines de los Tuxtlas constituent les affleurements les plus méridionaux d'un alignement volcanique à caractère alcalin et hyperalcalin, dirigé Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, qui se prolonge dans les plaines côtières du Golfe du Mexique jusqu'au Texas. Par son chimisme et sa direction, cette province alcaline revêt une signification tout à fait différente de celle de l'axe néovolcanique transmexicain dont elle recoupe l'extrémité orientale dans la région de Veracruz : elle témoigne d'une importante distension récente de la marge du Golfe du Mexique, qui se traduit par ailleurs par la présence de failles normales reconnues sur la bordure est de la Sierra Madre Orientale (Robin, 1976).

3. L'extrémité septentrionale de la cordillère volcanique centro-américaine.

La cordillère volcanique centro-américaine qui borde la plaine côtière du Pacifique, se prolonge à l'extrémité sud-est du Chiapas où elle se trouve brutalement interrompue par les failles qui prolongent au Mexique le système Polochic-Motagua. Au Chiapas, elle est représentée par quatre édifices volcaniques ansésitiques récents : le Tacaná, à cheval sur la frontière mexicano-guatémaltèque et qui domine de plus de 4000 mètres la plaine côtière, et, au Nord-Ouest, les cerros Rancho Quemado, San Luis Chiquinchaque et Boquerón.

Le volcanisme plio-quadernaire de la cordillère volcanique centro-américaine est de nature calco-alcaline, plus riche en potassium que celui des Antilles (Weyl, 1967). Il est localisé à la marge pacifique. Comme le volcanisme de l'axe transmexicain on le relie classiquement à la subduction de la plaque de Cocos.

Ce volcanisme plio-quadernaire se superpose à un volcanisme tertiaire beaucoup plus étendu. Il a débuté dès l'Oligocène par des émissions d'andésites et de basaltes. Un changement drastique dans le caractère du volcanisme est intervenu durant le Miocène inférieur. A cette époque a été émis un volume considérable d'ignimbrites rhyolitiques et rhyodacitiques, plus rarement dacitiques et andésitiques, estimé à plus de 5000 kilomètres cubes (Williams et Mc Birney, 1969).

4. Conclusions.

Le volcanisme du Chiapas n'est pas seulement limité au Chichonal, dont la situation proche de l'isthme de Tehuantepec laissait supposer qu'il se trouvait en relation avec la ride de Tehuantepec (Cochemé et al., 1982) : ce volcan fait partie d'un alignement andésitique qui s'allonge sur 200 kilomètres selon une direction Nord-Ouest - Sud-Est. Le caractère potassique des andésites émises lors de l'éruption de 1982 les rapproche des laves de la cordillère centro-américaine, leur tendance shoshonitique s'expli-

que peut être par leur plus grand éloignement de la fosse. D'autre part, les centres d'émission ne présentent aucun lien apparent avec les accidents tectoniques majeurs du Chiapas mais sont alignés parallèlement à la fosse méso-américaine, à une distance moyenne de 300 kilomètres. Au total, le volcanisme du Chiapas, comme le volcanisme plio-quadernaire centro-américain et celui de l'axe transmexicain, peut témoigner de la subduction de la plaque de Cocos qui se manifeste, par ailleurs, par la présence d'une fosse continue et par la distribution des séismes selon un plan de Benioff également continu.

Il n'en va pas de même du volcanisme de los Tuxtlas qui, bien que paraissant prolonger spatialement celui du Chiapas, est lié à la distension de la marge du Golfe du Mexique.

Le système Polochic-Motagua introduit une très importante discontinuité quant à l'âge et à la situation du magmatisme cénozoïque (Fig. I-28). En premier lieu, le volcanisme du Chiapas est exclusivement plio-quadernaire alors qu'au Sud du système Polochic-Motagua il s'est manifesté dès l'Oligocène. Les énormes quantités d'ignimbrites de l'Amérique Centrale ne trouvent leur équivalent au Mexique que dans la Sierra Madre Occidentale. Bien que les âges radiométriques obtenus à ce jour sur les ignimbrites du Mexique et de l'Amérique Centrale soient sensiblement hétérochrones, essentiellement oligocènes pour la Sierra Madre Occidentale, miocène inférieur pour l'Amérique Centrale, les similitudes entre ces deux ensembles sont tout à fait remarquables : dans les deux cas les émissions ignimbritiques ont été précédées par des épanchements basaltiques et andésitiques ; la puissance et l'étendue de ces formations sont du même ordre. L'édifice de la Sierra Madre Occidentale est tronqué à la hauteur des côtes méridionales du Mexique et sa direction, Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, est très différente de celle, Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est de la fosse d'Acapulco. Le volcanisme oligocène et miocène inférieur de l'Amérique Centrale apparaît ainsi comme le prolongement logique de celui de la Sierra Madre Occidentale, décalé vers l'Est de quelques 1000 kilomètres, mais on verra que la totalité de ce décalage ne s'est pas réalisée nécessairement après le miocène moyen.

Si des formations volcaniques plio-quadernaires liées à la subduction de la plaque de Cocos existent au Chiapas et en Amérique Centrale de part et d'autre du système Polochic-Motagua, elles présentent une solution de continuité : un hiatus de 200 kilomètres les sépare. De plus, l'alignement du Chiapas et le volcanisme plio-quadernaire de la cordillère centro-américaine se trouvent décalés de plus de 100 kilomètres, les volcans centro-américains n'étant distants de la fosse que de 200 kilomètres en moyenne. Néanmoins, le volcanisme du Chiapas constitue un important jalon entre l'axe transmexicain et les édifices centro-américains.

Le décalage spatial considérable du volcanisme Oligocène - Miocène inférieur du Mexique et de l'Amérique Centrale, son absence au Chiapas et l'obliquité de la Sierra Madre Occidentale par rapport à l'axe néo-volcanique transmexicain, montrent, à l'évidence, que les conditions de la subduction du Pacifique ont subi une modification radicale avant le Pliocène. La fosse méso-américaine dans sa forme actuelle ne peut être que d'origine relativement récente. La distribution des édifices calco-alcalins plio-quadernaires traduit l'adaptation du volcanisme à ces nouvelles conditions de convergence. L'obliquité de l'axe transmexicain par rapport à la fosse d'Acapulco et les discontinuités introduites par la ride de Tehuantepec et le système Polochic-Motagua paraissent en très grande partie liées à l'héritage

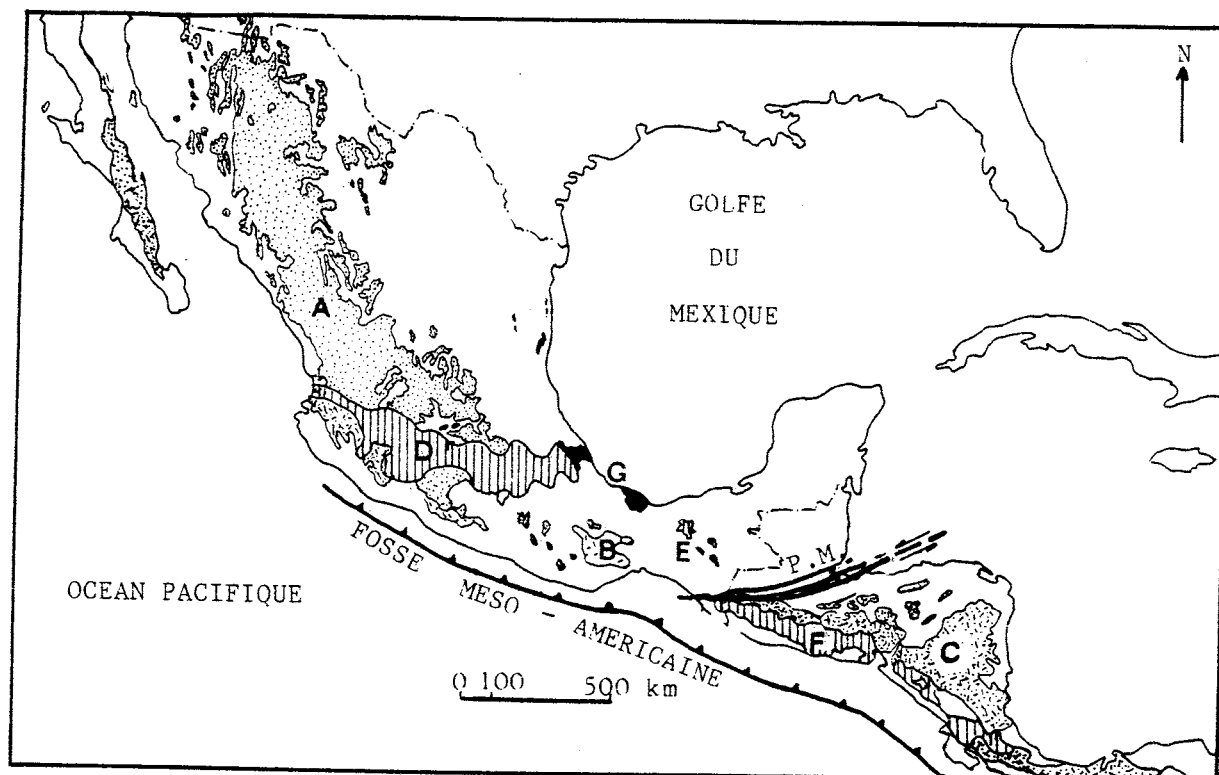


Fig. I-28 : Schéma de la distribution du volcanisme cénozoïque au Mexique et en Amérique Centrale.

1: Volcanisme essentiellement oligocène ; 2: Volcanisme miocène ; 3: volcanisme calco-alcalin plio-quadernaire ; 4: volcanisme alcalin plio-quadernaire.

A: Sierra Madre Occidentale ; B: Sud-Est de l'état d'Oaxaca ; C: Amérique Centrale ; D: Axe néovolcanique transmexicain ; E: Chiapas ; F: Cordillère côtière centro-américaine ; G: marge occidentale du Golfe du Mexique. P.M. système Polochic-Motagua.

Les roches volcaniques cénozoïques datées les plus anciennes de la Sierra Madre Occidentale sont d'âge éocène. Le volcanisme des régions Sud-Est d'Oaxaca est d'âge miocène moyen et supérieur.

Au Nord du système Polochic-Motagua les ceintures calco-alcalines oligocènes, miocènes et plio-quadernaire sont disposées obliquement, alors qu'au Sud du système elles se superposent. La solution de continuité du volcanisme de part et d'autre du système Polochic-Motagua et l'obliquité des ceintures mexicaines impliquent des modifications des conditions de convergence entre le domaine océanique pacifique et les domaines continentaux mexicain et centro-américain.

tectonique anté-pliocène : failles miocènes qui ont facilité la montée des magmas au niveau de l'axe (Demant, 1978) ; ride de Tehuantepec, ancienne faille transformante de part et d'autre de laquelle les âges du fond océanique sont très différents (fig. a) ; troncature et coulissage de l'extrémité sud du continent Nord-américain le long du système Polochic-Motagua s. l. Nous reviendrons sur l'évolution cénozoïque de la marge pacifique dans le chapitre consacré à la géodynamique.

b- Les formations fluvio-lacustres anciennes :

Les formations plissées mésozoïques et tertiaires sont parfois cachetées par des dépôts fluvio-lacustres anciens, discordants. Dans le secteur cartographié, ils affleurent près de Tuxtla-Gutierrez, dans la région de Tecpatan-Copainala, et dans le synclinal d'Ixtapa. On les rencontre par ailleurs, au Chiapas, essentiellement dans la dépression centrale, au Sud de Comitán. Autrement dit, ils ont comblé des cuvettes synclinales nées de la tectonique post-miocène moyen.

C'est dans le synclinal d'Ixtapa, et particulièrement à l'Est de cette localité, qu'ils sont le plus développés. Les dépôts sont horizontaux et reposent avec une discordance angulaire pouvant atteindre 60° (Fig. I-29) sur des assises sédimentaires allant de l'Eocène au Miocène moyen. Les cours d'eau d'Ixtapa, de la Salina, et leurs affluents, dissèquent profondément cette région, et une grande partie de leur cours actuel se trouve très en dessous du contact discordant.

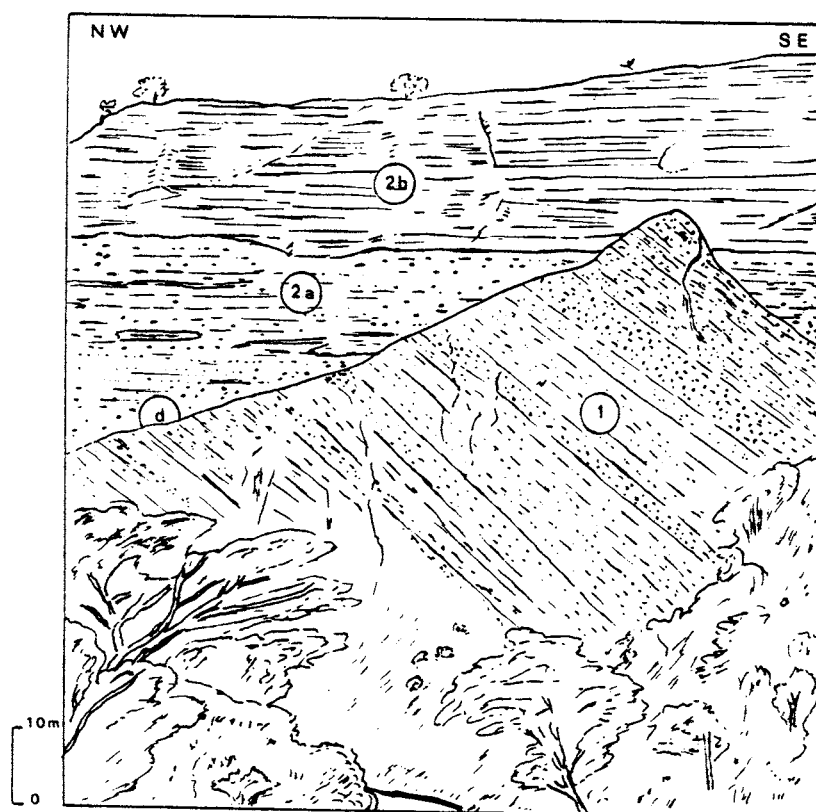


Fig. I-29 : La discordance angulaire entre les formations tertiaires plissées et le Pliocène du synclinal d'Ixtapa. Dessin d'après une photographie de la rive gauche du rio de la Salina 2 kilomètres à l'aval d'Ixtapa.

1: Conglomérats et grès du Miocène moyen ; 2: Formations pliocènes dont 2a: Conglomérats et sables fluviaux ; 2b: Niveaux tuffacés et sableux lacustres ; d: discordance angulaire.

La série débute par des conglomérats et des sables mal lités. Les conglomérats sont constitués d'éléments arrondis volcaniques et hypovolcaniques et de calcaires crétacés, en moindre part, pris dans une matrice sableuse. Ces niveaux sont surmontés par des lits bien stratifiés de tufs clairs, plus ou moins argileux, alternant avec des lits plus sableux. Ils renferment quelques lentilles ligniteuses. L'ensemble atteint 40 mètres de puissance.

Ces dépôts proviennent très vraisemblablement du remaniement par les eaux courantes des roches magmatiques de la région de San Cristobal de las Casas, et plus particulièrement du volcan Tzontehuitz qui domine l'extrémité est du synclinal d'Ixtapa. Les conglomérats ont été apportés par des cours d'eau descendant vers le Grijalva ; les niveaux tufacés correspondent à des dépôts lacustres.

Les niveaux tufacés ont livré une molaire de *Gomphoterium*, indicative d'un âge *hemphillien*, c'est-à-dire miocène supérieur à pliocène moyen (Daily, et Durham, 1966). En tenant compte des âges radiométriques obtenus sur les roches magmatiques de la région de San Cristobal de las Casas et de l'ensemble du Chiapas, cités précédemment, l'âge des formations fluvio-lacustres anciennes discordantes d'Ixtapa et des formations du même type du Chiapas peut être considéré pliocène moyen.

c- Les formations discordantes de la région nord de l'isthme de Tehuantepec :

Dans la région nord de l'isthme de Tehuantepec, la présence d'une importante discordance angulaire entre des formations tertiaires marines plissées et des formations tertiaires également marines mais à caractère moins profond, ou deltaïques, non déformées, a été relevée par M. Alvarez Jr (1950). Elle est visible à l'affleurement, notamment près de Filisola, localité située à 40 kilomètres au Sud de Coatzacoalcos, et dans le rio Nanchital, affluent du rio Coatzacoalcos.

L'existence de cette discordance est naturellement essentielle pour corréliser les déformations des régions côtières du Golfe et celles du Chiapas et permettre, éventuellement, de préciser l'âge de la phase tectonique majeure. M. Alvarez Jr considérait que le plissement accompagné de diapirisme des régions nord de l'isthme de Tehuantepec s'était effectué postérieurement à celui du Chiapas, supposé laramien, à la fin du Miocène inférieur. Par la suite, cette discordance n'a pas retenu l'attention. Les études réalisées par les géologues pétroliers ont en effet porté essentiellement sur les caractères sédimentologiques et le contenu faunistique des formations tertiaires sans prendre en compte le fait qu'elles aient été plissées ou non.

Cinq formations, qui par leur position stratigraphique sont plus récentes que la Formation *Encanto*, d'âge miocène inférieur et moyen, dont nous avons fait état antérieurement, ont été reconnues dans l'isthme de Tehuantepec. Ce sont les Formations *Concepción*, *Filisola*, *Paraje Solo*, *Agueguexquite* et *Cedral* qui, au niveau des localités types, présentent des faciès sensiblement différents : la Formation *Concepción*, marine, est constituée d'argiles et de sables. La Formation *Filisola* est caractérisée par

de grands corps sableux très pauvres en faune. Elle présente à sa base un faciès marin peu profond puis tend à prendre un faciès estuarien. La Formation *Paraje Solo* est faite de sables interstratifiés avec des argiles à débris charbonneux, des horizons de lignite et des cendres volcaniques. Elle correspond à des dépôts de plaines deltaïques marécageuses. La Formation *Agueguexquite* dont les affleurements sont localisés aux environs de Coatzacoalcos est marine. Il s'agit de sables fossilifères surmontés de niveaux plus argileux où s'intercalent des horizons tufacés. Enfin la Formation *Cedral*, localisée également près de Coatzacoalcos où elle surmonte la Formation *Agueguexquite*, est constituée de sables bigarrés à stratifications entrecroisées, de conglomérats, et d'argiles à restes de plantes.

		N. de l'ISTHME DE TEHUANTEPEC	TABASCO-CAMPECHE
PLIOCENE	sup.	Cedral	Tres puentes
	moyen	<u>Agueguexquite</u>	<u>G. Belem</u>
		<u>Paraje Solo</u>	Zargazal
		<u>Concepcion sup.</u> / <u>Filisola</u>	Encajonado
inf.			
MIOCENE	sup.		
	moyen	<u>Concepcion inf.</u> / <u>Encanto</u>	<u>Amate sup.</u>
	inf.		<u>Amate inf.</u>

Fig. I-30 : Relations entre les formations néogènes dans les régions nord de l'isthme de Tehuantepec et de Tabasco - Campeche.

Les formations à faciès marin franc sont soulignées. La situation relative des formations néogènes est interprétée d'après les données paléontologiques récentes (commentaire dans le texte).

Toutes ces formations, soit sont superposées, soit passent latéralement de l'une à l'autre (Fig. I-30). La plus ancienne, la Formation *Concepción* est aussi concordante avec la Formation *Encanto*. L'utilisation de cette terminologie masque en effet le fait qu'elles se rattachent à deux ensembles discordants. La discordance angulaire signalée par M. Alvarez Jr ne se place pas à la limite de deux de ces formations mais entre la partie inférieure de la Formation *Concepción* et sa partie supérieure. C'est en raison de similitudes lithologiques, et parce que l'on considérait qu'elles étaient de même âge, que les formations "*Concepción inférieure*" et "*Concepción supérieure*", déjà différenciées par J. Gibson (1936) et clairement in-

dividualisées par M. Alvarez Jr, ont été rapprochées. Cependant, la Formation *Concepción* supérieure est non seulement discordante sur la Formation *Concepción* inférieure mais encore sur l'Oligocène, l'Eocène et même les calcaires crétacés, dans le rio Jaltepec, à l'Ouest de Jesus Carranza (Lopez-Ramos, 1979).

Les cinq formations citées précédemment ont été attribuées au Miocène jusqu'à une date récente. Les Formations *Concepción* inférieure et *Concepción* supérieure étaient considérées toutes deux d'âge miocène inférieur et moyen. Cependant l'étude des foraminifères planctoniques montre que la Formation *Concepción* supérieure est d'âge pliocène moyen (Akers, 1979).

La Formation *Filisola*, considérée d'âge miocène moyen, (Sansores et Covarrubias, 1972) est en fait contemporaine de la Formation *Concepción* supérieure (Akers, 1979), dont elle représente un équivalent latéral moins profond.

La Formation *Paraje Solo* repose, soit sur la Formation *Concepción* supérieure, soit sur la Formation *Filisola*. Considérée d'âge miocène moyen (Castillo-Tejero, 1955), elle peut être attribuée, par sa position stratigraphique, au Pliocène moyen. Les études palynologiques (Graham, 1977) concluent également à un âge relativement récent. Elles ont montré, en outre, que la température était alors légèrement inférieure à l'actuelle, et que les pluies étaient réparties plus uniformément au long de l'année. Cette différence climatique peut expliquer l'étendue assez importante des formations fluviolacustres contemporaines du Chiapas, et, pour ce qui concerne sa dépression centrale, leur présence dans une région aujourd'hui semi-aride.

La Formation *Agueguexquite* repose sur la Formation *Paraje Solo*. Elle a d'abord été attribuée au Miocène inférieur et moyen (Thalamann, 1935) puis au Miocène supérieur (Contreras-Velasquez, 1956). Les foraminifères planctoniques et la nannofaune indiquent, comme pour les formations précédentes, un âge pliocène moyen (Akers, 1979 ; Herrera, 1983).

La Formation *Cedral* n'a pas été datée. Elle est probablement pliocène supérieur et peut être, en partie, pleistocène.

En résumé, les formations mésozoïques et tertiaires de la région nord de l'isthme de Tehuantepec, comme celles du Chiapas, ont été plissées après le Miocène moyen. Au cours de cette phase les évaporites situées à la base des couches transgressives mésozoïques se sont accumulées au coeur des anticlinaux qu'elles ont disloqués pour parvenir localement jusqu'à la surface.

Durant le Miocène supérieur et la base du Pliocène, la région est émergée et l'on ne connaît pas de dépôts rigoureusement datés de cette époque.

La mer revient au Pliocène moyen, en deux étapes séparées par un épisode régressif.

La première incursion marine paraît localisée à la région nord-ouest de l'isthme de Tehuantepec. En effet, dans la région de Tabasco et de Campeche, comme dans la partie orientale de l'isthme, les formations sus-jacentes au Miocène inférieur et moyen, non datées (séries *Encajonado*,

Salas et Lopez-Ramos, 1951), présentent un faciès deltaïque analogue à celui de la Formation *Filisola*, datée.

Au niveau de l'isthme, aussi bien qu'en Tabasco et Campeche, (Formation *Zargazal*, Salas et Lopez-Ramos, 1951) les formations précédentes sont surmontées d'argiles et de sables à débris charbonneux (Fig. I-30). La présence de cendres volcaniques montre que ces niveaux continentaux doivent être contemporains des premières manifestations volcaniques du Chiapas ou de los Tuxtlas, et dateraient donc d'environ 3 m.a.

La dernière avancée marine semble avoir été plus étendue : à la Formation *Agueguexquite* de l'isthme correspond très vraisemblablement le Groupe *Belem* (Lesser, J., M., 1951) de Tabasco et de Campeche également marin, attribué au Miocène supérieur ? Pliocène. Cette formation, qui affleure près de Macuspana et a été reconnue dans divers forages de la région de Villahermosa, est sans doute présente sous les sédiments quaternaires de la plaine du Golfe jusqu'aux confins du Yucatan.

Enfin, durant le Pliocène supérieur, la mer se retire peu à peu pour occuper sa position actuelle. Les sédiments marins font place à des dépôts marécageux de sables rougeâtres et d'argiles grises ou vertes, tourbeuses. Ce sont les Formations *Cedral* de l'isthme de Tehuantepec et *Tres puentes* de Tabasco, dont la partie sommitale a pu être datée du Pleistocène par la découverte d'ossements de *Mastodon oligobunis* (Lopez-Ramos, 1979).

CHAPITRE III : TECTONIQUE MESOZOÏQUE ET CENOZOÏQUE DU SECTEUR NORD-OCCIDENTAL DU CHIAPAS. CORRELATIONS AVEC LES DOMAINES VOISINS.

A. GENERALITES.

Nous avons déjà souligné que le domaine olmèque, chiapanèque et quiché, situé immédiatement en arrière de l'avant-pays maya, était le système plissé le plus externe de l'ensemble du Mexique et de l'Amérique Centrale septentrionale. En particulier, il ne représente ni spatialement ni structuralement, le prolongement méridional de la Sierra Madre Orientale à laquelle on le rattache classiquement, y compris dans les publications les plus récentes (Dengo, 1983) : le front de la Sierra Madre Orientale prolongée au Sud de l'axe néovolcanique transmexicain par la Sierra de Juarez, borde les plaines côtières du Golfe du Mexique jusqu'à l'Ouest de l'isthme de Tehuantepec, mais, au niveau de l'isthme, passe en arrière du socle du Chiapas, pour s'échapper vers le Sud en direction du Pacifique. Le front du domaine olmèque, chiapanèque et quiché quant à lui, borde la péninsule du Yucatan et se prolonge, comme on le verra, dans le Golfe du Mexique où il correspond à la limite des déformations signalées en mer sur sa marge ouest (Mexican Ridges).

L'analogie supposée entre la Sierra Madre Orientale et les chaînes du Chiapas et du Guatemala a conduit à attribuer la structuration de ces ensembles à la même orogénèse laramienne s.l. du Crétacé supérieur - Eocène.

En fait ils ont été édifiés indépendamment et successivement, au cours de phases de déformations distinctes : la phase pllicative majeure de la Sierra Madre Orientale accompagnée d'importants charriages à vergence est (Tardy, 1980) est paléocène (phase laramienne s.s.). Les structures plissées et les chevauchements, à portée limitée, des chaînes du Chiapas et du Guatemala, résultent d'une compression tardive, post-Miocène moyen.

Nous appellerons phase chiapanèque la phase compressive majeure, responsable pour l'essentiel de la structuration du domaine olmèque, chiapanèque et quiché. Cette phase, qui au Chiapas et au Guatemala se traduit notamment par des plis allongés à morphologie jurassienne, est la plus évidente. Cependant, elle n'est pas seule à répondre de la structure actuelle. Celle-ci est l'aboutissement d'épisodes tectoniques successifs qui peuvent être identifiés, soit directement, à la lecture des structures qui en découlent, soit indirectement, par leurs conséquences sédimentaires et paléogéographiques.

Ainsi, nous distinguerons au cours de l'histoire mésozoïque et cénozoïque cinq étapes de signification très inégale quant à leur rôle dans l'architecture du domaine.

- Un épisode distensif précoce lié à l'extension générale triasico-jurassique du Golfe du Mexique et de ses régions marginales ;

- une phase orogénique pré-campano-maestrichtienne, essentielle dans les régions plus internes, déduite ici indirectement ;

- une phase orogénique fini-crétacé - paléocène (laramienne s.s.) accompagnée d'un failage, rarement observable directement mais aux conséquences paléogéographiques importantes ;

- une phase compressive majeure, chiapanèque ;

- enfin, les manifestations distensives récentes qui témoignent d'un changement radical du régime tectonique depuis le Pliocène.

Ces tectoniques superposées seront examinées dans leur ordre chronologique, de la plus ancienne à la plus récente, conformément à la succession établie précédemment.

B. LES MANIFESTATIONS DISTENSIVES PRECOCES AU CHIAPAS ET EN AMERIQUE CENTRALE SEPTENTRIONALE. CORRELATIONS AVEC L'OUVERTURE DU GOLFE DU MEXIQUE ET L'EXTENSION TRIASICO-JURASSIQUE DE SES REGIONS MARGINALES.

Nous avons eu l'occasion, en décrivant les caractères de la molasse continentale post-appalachienne, de faire état des données qui étayent, au Chiapas, l'existence d'une phase distensive précoce. Elle se déduit de la présence, au sein de la Formation Todos Santos, d'épanchements volcaniques d'âge jurassique moyen et supérieur. En outre, la présence de paléo-horsts et de paléo-grabens, liés à cette phase et cachetés sous les sédiments marins mésozoïques, est suggérée par la rencontre du socle, en forage, directement sous les évaporites, non loin d'affleurements où la Formation Todos Santos est épaisse de plusieurs centaines de mètres. Toutefois, si la puissance de cette dernière augmente du Nord-Ouest vers le Sud-Est, l'épaississement de

la série paraît s'effectuer de façon régulière et, au moins à partir des données dont on dispose actuellement, il n'est pas possible de préciser l'orientation du système de failles à l'origine du volcanisme et des paléo-reliefs.

Au Guatemala, dans les Altos Cuchumatanes, un paléo-horst, celui de Poxlac, a été déduit des variations brutales de l'épaisseur de la Formation Todos Santos (Anderson et al., 1973). Il paraît orienté Nord-Ouest - Sud-Est.

Au Honduras britannique, dans les Monts maya, les calcaires crétacés, sauf exception locale, reposent directement sur le socle, alors que tous les forages profonds de la péninsule du Yucatan ont rencontré la Formation Todos Santos avant d'atteindre le socle. Les Monts maya correspondent donc à un paléo-horst situé à la limite de l'avant-pays. Il se prolonge peut-être plus à l'Ouest, toujours à la limite de l'avant-pays, au niveau de l'arc de la Libertad. La présence de paléo-reliefs d'origine tectonique entre l'avant-pays maya et le domaine chiapanèque et quiché fournit une explication au caractère très différent de la sédimentation mésozoïque de ces deux domaines.

Les grabens semblent avoir été en grande partie comblés par les dépôts détritiques continentaux de la Formation Todos Santos, puis par les évaporites, avant la transgression mésozoïque. Toutefois, durant le Jurassique supérieur, aussi bien que pendant le dépôt des évaporites, le Chiapas et le domaine quiché apparaissent, dans leur ensemble, comme une région relativement déprimée mais dépourvue de bassins profonds, comprise entre l'avant-pays maya, qui ne sera transgressé qu'à partir du Néocomien, et l'élément positif que représente le batholite permo-triasique du Chiapas qui, lui, ne sera transgressé qu'à partir de l'Albien.

Les manifestations distensives du domaine chiapanèque et quiché prennent place dans le cadre de l'extension générale du Golfe du Mexique et de sa marge, liée à la progression vers l'Ouest de la Tethys (Fig. I-31). Ses effets ont été reconnus sur la *Gulf Coast* des Etats-Unis, où les couches rouges de la Formation *Eagle Mills*, équivalente de la Formation *Todos Santos*, se sont déposées dans de larges grabens, en particulier ceux du Rio Grande et du Mississipi (Burke et Dewey, 1973). Les données sismiques (Buffer et al., 1980), indiquent également la présence d'anciens grabens dans le domaine marin du Golfe, au niveau de la croûte intermédiaire, en particulier au Nord de l'escarpement de Campeche. La "baie de Huayacocotla" au Nord-Ouest de Veracruz a été interprétée comme un véritable aulacogène orienté Nord-Ouest - Sud-Est (Schmiat-Effing, 1980). C'est le seul graben précoce connu de la périphérie du Golfe où se soient déposés des sédiments marins au Lias. Ils ont été datés du Sinémurien par des ammonites (Burckhardt, 1930 ; Erben, 1956) et sont compris entre des dépôts détritiques continentaux.

Enfin, nous verrons dans la seconde partie les arguments en faveur de la présence d'un paléo-graben au niveau de l'isthme de Tehuantepec, dans le prolongement de la croûte océanique du Golfe.

A l'échelle du Golfe du Mexique (Fig. I-31), les premières manifestations distensives sont donc antérieures au Sinémurien. Elles remontent au Trias, ainsi que le confirment les âges radiométriques de coulée basaltiques

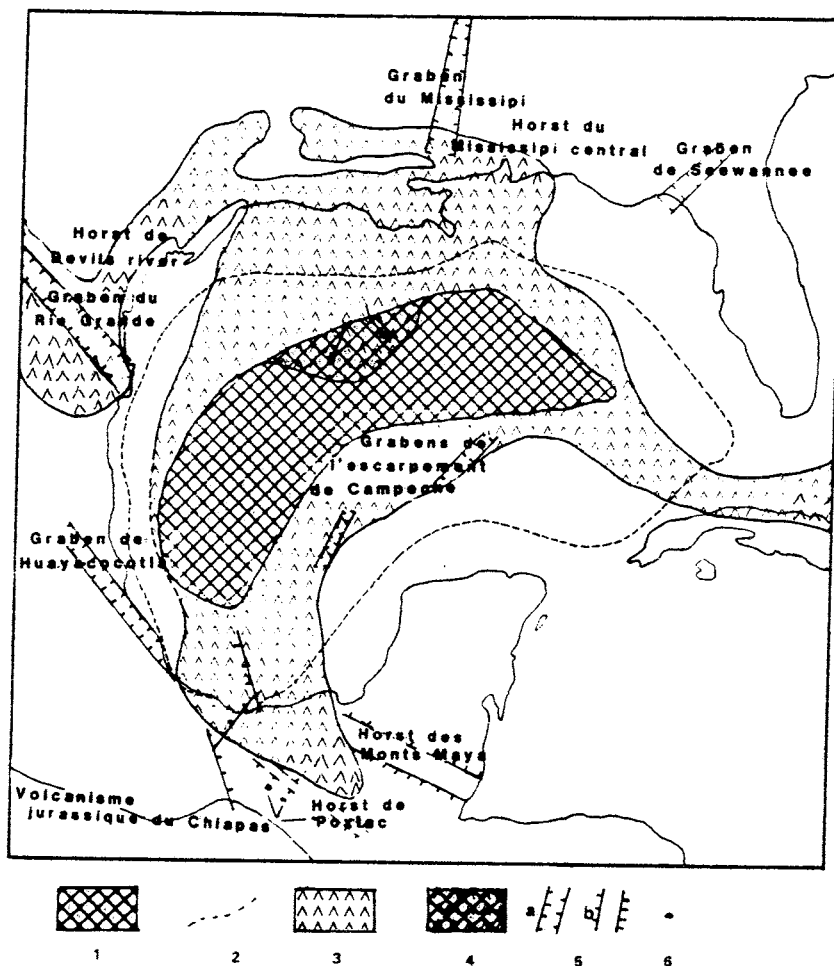


Fig. I-31 : Les principales manifestations liées à la distension triasico-jurassique dans le domaine marin du Golfe du Mexique et à sa périphérie.

1: Croûte océanique ; 2: Limite de la croûte intermédiaire ; 3: Séries salifères d'âge essentiellement jurassique moyen, localement jurassique inférieur : *Louann salt* de la *Gulf Coast*, *Formation Salinas* de la région nord de l'isthme de Tehuantepec, *Formation Punta Alegre* de la bordure nord de Cuba, série inférieure des Bahamas et formations équivalentes ; 4: Région correspondant à l'escarpement de Sigsbee où le sel, glissé sous l'action de la gravité, repose sur la croûte océanique ; 5: Principaux paléo-grabens (a) et paléo-horsts (b) ; 6: Affleurements volcaniques d'âge jurassique moyen et supérieur du Chiapas. Ces différents éléments sont représentés dans leur situation actuelle.

associées à la Formation *Eagle Mills* (Walper, 1980). Au Sinémurien, un bras de mer téthysien, sans doute assez étroit, empruntait les fossés d'effondrement créés dans le Golfe et pénétrait par le graben de Huayacocotla jusque dans le futur domaine de la Sierra Madre Orientale. L'expansion s'est poursuivie durant le Jurassique moyen et le Jurassique supérieur ainsi qu'en témoignent, par exemple, les épanchements volcaniques du Chiapas. A la transgression sinémurienne fait suite le dépôt des puissantes séries salifères (dont l'épaisseur peut atteindre 3000 mètres) du Golfe et de sa pé-

riphérie, essentiellement au Jurassique moyen et peut être, pour partie, au Lias supérieur (Jux, 1961 ; Vachrameev, 1966 ; Kirkland et Gerhard, 1971). Elles résultent très probablement de l'évaporation de la mer liasique puis de la mer jurassique moyen, plus étendue, la distension permettant peu-à-peu au domaine marin épicontinental de s'accroître. Ceci suppose que le bassin, encore très peu profond, ne communiquait que difficilement avec l'océan téthysien, le Yucatan et le Sud-Est des Etats-Unis étant toujours très proches. La distribution des dépôts salifères reconnue sismiquement dans le domaine marin du Golfe (Moore et Castillo, 1974) montre en effet qu'au Jurassique moyen sa largeur était moitié moindre de ce qu'elle est actuellement.

A la fin du Jurassique moyen, la croûte se trouve amincie mais il n'y a pas encore eu création d'un fond océanique. En effet, les évaporites reposent de façon presque générale, soit sur la croûte continentale, soit sur la croûte intermédiaire, mais non sur la croûte océanique de la partie centrale du Golfe (Bufler et al., 1980). L'escarpement de Sigsbee constitue cependant une exception ; mais la présence dans cette région de dépôts salifères sur la croûte océanique semble bien résulter de glissements gravitaires, le sel se trouvant mêlé à des sédiments plus récents (Bufler et al. 1978 ; Humphris, 1978).

L'océanisation ne s'est donc produite qu'à partir du Jurassique supérieur. L'écartement des marges nord et sud du Golfe met un terme au régime évaporitique et coïncide avec la première grande transgression mésozoïque qui, dans les régions avoisinant le Golfe, débute à l'Oxfordien (calcaires Smackover de la Gulf Coast des Etats-Unis et formations de même âge aux noms divers de la Sierra Madre Orientale et du Mexique méridional). L'expansion océanique va se poursuivre jusqu'à la fin du Jurassique. Le domaine océanique aura alors atteint ses dimensions actuelles.

Ainsi, l'évolution du Golfe du Mexique et de sa marge durant le Trias et le Jurassique paraît conforme à celle reconnue dans les premiers stades de la rupture d'un domaine continental et la naissance d'un océan, tels qu'ils sont illustrés actuellement par les fossés africains et la Mer Rouge : la distension accompagnée de volcanisme a d'abord créé des grabens à sédimentation épaisse, continentale détritique puis évaporitique. Un fond océanique étroit, sa largeur est d'environ 350 kilomètres, est apparu ensuite. Ce stade n'a pas été dépassé. La séparation de l'Amérique du Nord de l'Amérique du Sud implique que l'ouverture du domaine caraïbe se soit effectuée, postérieurement au Jurassique, selon une direction différente. Le domaine du Golfe, quant à lui, va évoluer, durant le Crétacé et jusqu'à l'actuel, en bassin hypersubside.

La présence de ce bassin profond, à fond océanique né de la distension triasico-jurassique, à l'avant de la plus grande partie des chaînes mexicaines est, par sa position, tout à fait singulière. A l'exception de sa bordure occidentale qui, on le verra, correspond au prolongement du domaine plissé chiapanèque, il représente cependant, à l'égal de la plate-forme du Yucatan, l'avant-pays non plissé des orogènes mexicains.

C. LA PHASE CRÉTACÉE PRÉ-CAMPANO-MAESTRICHTIENNE.

L'existence d'une phase crétacée pré-campano-maestrichtienne se déduit de ses conséquences sédimentaires.

Dans le secteur nord-occidental du Chiapas, un brusque changement dans le caractère de la sédimentation intervient au Campanien. Aux dépôts carbonatés de la Formation Sierra Madre succède la formation terrigène concordante d'Ocozocuatla. Ses éléments détritiques sont de provenance proche : calcaires crétacés et jurassiques des formations sous-jacentes, granites et quartz roulés appartenant au batholite du Chiapas. Ils sont souvent pris dans un matériel argileux rouge emprunté à la Formation Todos Santos. Les éléments de socle peuvent provenir en totalité des conglomérats et des grès de la Formation Todos Santos ou pour partie directement du socle. Quoi qu'il en soit, durant le Campanien un important secteur du Chiapas était émergé et l'érosion a atteint au moins les couches rouges de la Formation Todos Santos. La phase orogénique pré-campano-maestrichtienne a donc affecté directement le Chiapas dont la partie interne s'est trouvée soulevée et soumise à l'érosion.

Contrairement à la Sierra Madre Orientale où la sédimentation détritique succédant à la sédimentation carbonatée, s'étend à l'ensemble de la chaîne, au Chiapas elle est limitée aux régions proches des affleurements de socle, c'est-à-dire les plus internes. Ailleurs, elle demeure carbonatée et de type plate-forme. D'autre part, les formations terrigènes de la Sierra Madre Orientale apparaissent dès le Cénomanién dans ses régions internes (ensemble Haute-chaîne - Haut plateau central) puis sont de plus en plus récentes vers ses régions externes (plate-forme de Coahuila) (Tardy, 1980). Cette migration dans le temps et dans l'espace des formations terrigènes, qui comblent d'abord le bassin de la Haute-chaîne - Haut plateau central puis s'étendent sur la plate-forme de Coahuila, leurs caractéristiques sédimentologiques, et leur antériorité par rapport à la phase tectonique majeure, laramienne, permet de les considérer comme de véritables flyschs, dont elles présentent toutes les propriétés (Tardy, 1980). Rien de tel ne s'observe au Chiapas. La Formation Ocozocuatla n'est, ni un faciès de comblement de bassin, ni un faciès anté-tectonique, la phase chiapanèque lui étant largement postérieure. Le Chiapas est donc une chaîne sans flysch, et manifeste, par là encore, son individualité vis-à-vis de la Sierra Madre Orientale.

Dans la région nord de l'isthme de Tehuantepec, qui correspond au prolongement des plis internes du Chiapas, la sédimentation carbonatée est également brusquement remplacée par des dépôts grés-argileux d'âge campano-maestrichtien. Ils reposent en concordance sur une superficie érodée. Le contact peut être observé en trois endroits (Alvarez Jr., 1951) : au Cerro Pelón, les assises détritiques surmontent directement les calcaires du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, et débutent par un conglomérat à éléments calcaires. A Chinameca et Almagres, l'émergence de la région avant le Campanien est attestée par l'altération des calcaires crétacés et jurassiques en latérite.

A l'Est du Guatemala et au Sud du Honduras britannique, le Campano-Maestrichtien est aussi détritique. Ce sont en termes généraux les Formations *Sepur* (Sapper, 1937), au Guatemala, et *Toledo* (Ower, 1928), au Honduras britannique, qui portent parfois d'autres noms locaux. Elles sont con-

cordantes sur les calcaires et, jusqu'à présent, il n'a pas été signalé d'indice permettant de supposer que ces régions aient été émergées avant le Campanien. Comme la Formation Ocozocuautla, les Formations Sepur et Toledo, bien que leur extension soit un peu plus large, sont localisées aux régions internes.

S. Bonis (1967) a signalé la présence, dans les conglomérats de la Formation Sepur, d'éléments de serpentine. La Formation Santa Rosa et la Formation Todos Santos en sont dépourvues. On peut déjà supposer :

1. Que les ophiolites du Guatemala, dont les affleurements principaux se situent entre les failles du système Polochic-Motagua, sont mésozoïques et qu'en arrière de la plate-forme carbonatée existait un bassin comportant un fond océanique ;

2. que les ophiolites ont été portées à la surface lors de la fermeture du bassin, et que celle-ci est intervenue avant le Campano-Maestrichtien.

Nous reviendrons sur les données concernant ce bassin à propos de la phase laramienne.

Les importants coulissages sénestres introduits par le système Polochic-Motagua ont démantelé les anciennes zones isopiques. De ce fait il paraît très difficile de préciser, au Guatemala, la situation initiale du bassin. Par contre, nous verrons que dans les régions sud de l'isthme de Tehuantepec il est possible de rétablir la logique paléogéographique : en arrière des affleurements du socle du Chiapas on retrouve une plate-forme carbonatée étroite passant par l'intermédiaire d'une zone à cachet plus profond, à un bassin à sédimentation en grande partie détritique et à éléments ophiolitiques. Nous considérons qu'il représente le prolongement du bassin guatémaltèque. Les sédiments de ce bassin, ainsi d'ailleurs que ceux de la zone intermédiaire et même d'une partie de la plate-forme, ont été métamorphisés au cours d'une phase compressive majeure. Les arguments paléontologiques permettent d'établir qu'elle est post-cénomaniennne, et le métamorphisme est daté du campanien inférieur. L'apparition des faciès détritiques au Chiapas et au Guatemala, dans des zones proches de l'ancien bassin, seulement à partir du Campanien est un argument supplémentaire en faveur de l'âge crétacé supérieur de cette phase. Elle est donc subhercynienne.

En ceci, le Mexique méridional et l'Amérique Centrale septentrionale s'apparentent davantage au domaine caraïbe qu'au système cordillérain nord-américain : il est devenu classique en effet, en particulier à la suite des travaux de Khudoley et Meyerhoff sur Cuba, de reconnaître dans les Grandes Antilles un cycle subhercynien se terminant par une importante phase compressive pré-campano-maestrichtienne, affectant principalement les zones internes où elle est accompagnée de métamorphisme général. Dans le prolongement au Mexique septentrional du système cordillérain nord-américain, la phase responsable du métamorphisme et de l'émergence des zones internes, datée par l'âge des premiers flyschs de la Sierra Madre Orientale et des intrusifs méso-crétacés, est plus précoce. Elle remonte à la limite Albien-Cénomaniennne (phase orégonienne). L'existence de mouvements subhercyniens n'est cependant pas tout à fait exclue : en bordure du Pacifique les formations campano-maestrichtiennes sont partout discordantes.

D. LA PHASE LARAMIENNE.

I. LES MANIFESTATIONS DE LA TECTONIQUE LARAMIENNE DANS LA REGION NORD-OCCIDENTALE DU CHIAPAS.

Dans la plus grande partie du secteur cartographié, la limite Crétacé-Paléocène correspond à un brusque changement du type de sédimentation. Font exception, la région interne où le passage de la Formation Ocozocuatla aux marnes et aux grès paléocènes se fait de façon progressive, et les régions orientales où la sédimentation demeure carbonatée. Ailleurs, les calcaires campano-maestrichtiens sont surmontés en concordance par une série en général finement détritique. Cette limite est fréquemment soulignée par un hard-ground traduisant un arrêt de la sédimentation, mais sans qu'il y ait eu émergence. Par ailleurs, nous avons signalé la présence en divers points au sein du Paléocène, de brèches à éléments calcaires campano-maestrichtiens, parfois de grande taille, et de niveaux slumpés. Enfin l'existence de paléo-failles actives durant la sédimentation a pu être directement observée près de Chicoasen.

A l'échelle du Chiapas, il est tout à fait remarquable que le Paléocène argilo-gréseux et à brèches se rencontre exclusivement dans la région nord-occidentale, là où se situent de très grandes failles, verticales sur la majeure partie de leur longueur, d'orientation générale N 120°E, au Nord-Ouest, puis sub-équatoriale, vers le Sud-Est, qui débitent le massif en blocs allongés. Ce sont du Sud au Nord :

a- La faille de la Venta, que l'on suit sur plus de 90 kilomètres, de la retenue Netzahualcoyotl au Nord de Tuxtla Gutierrez, et qui passe ensuite à une flexure ;

b- la faille de Malpaso, longue de 180 kilomètres, qui va du rio Coatzacoalcos, au Nord de l'isthme de Tehuantepec, à l'Ouest de San Cristobal de las Casas ;

c- la faille de Chicoasen, longue de 150 kilomètres, qui se joint à la faille de Malpaso à l'extrémité est de la retenue Netzahualcoyotl, passe au niveau du barrage de Chicoasen, et se prolonge à l'Est de San Cristobal de las Casas ;

d- la faille de Copainala-Ocosingo, longue de 130 kilomètres, allant du Sud de Copainala au Nord d'Ocosingo ;

e- la faille d'Itzantun, longue de 130 kilomètres, passant au niveau du futur barrage d'Itzantun. Elle n'apparaît verticale que lorsque l'érosion permet de l'observer à un niveau suffisamment bas. Vers le haut elle s'incurve progressivement et devient largement chevauchante.

Ces cinq accidents majeurs limitent du Sud au Nord les blocs de Tuxtla Gutierrez, du Sumidero, d'Ixtapa, de Bochil, de Simojovel et d'Amatan (localité située au Nord d'Itzantun, en dehors du secteur cartographié).

Trois de ces blocs, ceux d'Ixtapa, de Simojovel et d'Amatan sont caractérisés par une sédimentation tertiaire d'épaisseur considérable. Elle

ne peut être mise au compte simplement d'une subsidence régulière générale de la région : en effet les failles citées ont joué durant la phase chiapanèque en décrochements sénestres. Elles ne limitent donc pas des horsts et des grabens récents où, dans ces derniers, les sédiments tertiaires seraient conservés en raison du retard de l'érosion. Par ailleurs, dans les autres blocs, les formations tertiaires, représentées uniquement par le Paléocène et l'Eocène, sauf l'exception du synclinal de Bombana limité par des failles annexes de la faille de Chicoasen, et où l'Oligocène est présent, sont d'épaisseur sensiblement plus réduite. Ceci est particulièrement net dans la région de Soyalo et de Copoya, où l'Eocène marin n'est épais que de 180 mètres alors que, non loin de là, il atteint 800 mètres dans le bloc d'Ixtapa. On doit donc admettre que dans la région nord-occidentale du Chiapas, la sédimentation tertiaire a été largement conditionnée par la présence de zones plus ou moins affaissées, où la subsidence a été plus ou moins rapide, et qui correspondent aux blocs actuels. Les failles qui les limitent ne sont donc pas des accidents récents.

SW

NE

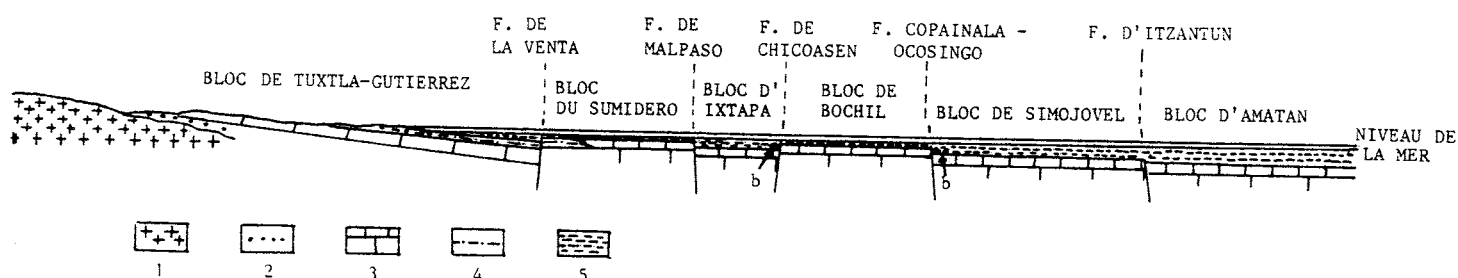


Fig. I-32 : Coupe paléogéographique du secteur nord-occidental du Chiapas avant l'émersion fini-paléocène.

1: Batholite permo-triasique ; 2: Molasse continentale post-appalachienne ; 3: Carbonates de plate-forme du Jurassique supérieur et du Crétacé ; 4: Formation détritico-campano-maestrichtienne ; 5: Marnes paléocènes ; b: brèches sismo-tectoniques.

Cette coupe montre la situation des accidents majeurs laramiens et la situation des différents blocs à disposition générale en gradins descendant vers le Golfe du Mexique. La région occidentale émergée, l'était déjà avant le Campanien (phase subhercynienne).

Echelle approximative: 1/1.000.000ème. Les hauteurs sont exagérées.

Ainsi, à la limite Crétacé- Paléocène, le secteur nord-occidental du Chiapas a été découpé par des accidents de grandes dimensions. L'écroulement des abrupts de failles a fourni des brèches, probablement, en partie au moins, d'origine sismique, que l'on trouve dans leur voisinage, incluses dans les sédiments paléocènes. Cette phase cassante s'est réalisée en milieu marin. La direction originelle des accidents principaux était sans doute assez peu différente de ce qu'elle est actuellement dans le secteur occidental, c'est-à-dire N 120°E. La direction équatoriale qu'ils prennent peu à peu est certainement d'origine récente : elle est conforme à la torsion générale du massif que nous avons déjà évoquée à propos du changement de direction des structures paléozoïques. Des failles obliques, secondaires leurs étaient vraisemblablement associées, mais, s'il existe de nombreuses failles trans-

verses il est difficile de faire la part de celles clairement imputables à la phase laramienne. C'est peut être le cas des failles de la région de San Fernando où de part et d'autre l'épaisseur du Paléocène change brusquement ; mais ceci peut être uniquement dû à l'érosion fini-Paléocène. De toutes façons cette deuxième famille était certainement peu développée et le paléo-réseau de failles du Chiapas n'est pas, déjà en ceci, directement comparable à celui du Jura français par exemple.

Etant donné leurs dimensions, ces failles affectent certainement le socle. Nous avons vu que celui-ci a été préalablement fracturé et que les paléo-accidents majeurs triasico-jurassiques étaient orientés Nord-Ouest - Sud-Est. Le découpage, lors de la tectonique laramienne, de la couverture en blocs dont la direction paraît voisine de celle des paléo-horsts et des paléo-grabens, est vraisemblablement lié à la réactivation du réseau distensif.

Les grandes failles du Chiapas peuvent être considérées comme appartenant au système Polochic-Motagua au sens large. La mise en évidence de leur activité dès la fin du Crétacé est un point qui nous paraît important, car il peut éclairer les controverses concernant l'âge des failles coulissantes de la frontière nord de la plaque caraïbe.

Un deuxième point est celui de leur jeu, normal, ou décrochant dès l'origine :

- Sur les miroirs des accidents majeurs cités, ainsi d'ailleurs que sur ceux des failles conjuguées, nous n'avons observé que des stries horizontales ou subhorizontales, indiquant toujours un sens de coulissage sénestre.

- La morphotectonique qui résulte du plissement de la couverture faillée ne présente pas les caractères qui permettent - comme cela a été fait pour le Jura - de démontrer la nature extensive du réseau préalable :

- . Les accidents verticaux sub-perpendiculaires à la direction de progression de la couverture passent à des chevauchements. Mais ceux-ci n'apparaissent, et de façon systématique, qu'à la terminaison orientale des failles et non sur toute leur longueur. Nous les interprétons comme le résultat d'un coulissage rotationnel, et non comme le cisaillement de failles normales pré-existantes, en raison de l'avancée de la couverture. Il ne s'agit donc pas de "failles-plis," au sens jurassien.

- . Il n'existe pas au Chiapas de "pincées" étroites et allongées parallèles aux plis et pouvant être interprétées comme de petits bassins d'effondrement ultérieurement écrasés.

Nous admettrons donc que :

- La tectonique cassante laramienne du secteur nord-occidental du Chiapas est d'origine compressive ;

- les failles découpant la couverture se situaient pour les principales à l'aplomb des failles de socle limitant les grabens et les horsts triasico-jurassiques, et ont joué dès le laramien en coulissages sénestres.

- Le réseau du Chiapas est manifestement lié au système Polochic-Motagua qui a du naître à la même époque. Nous verrons d'ailleurs que le jeu coulissant sénestre des failles de la limite nord de la plaque caraïbe, explique l'ouverture dès la fin du Crétacé du bassin du Yucatan, qui sera ensuite relayée par celle de la fosse Caïman.

Si les différents blocs ayant coulissé apparaissent, relativement, légèrement plus élevés ou plus affaissés les uns par rapport aux autres, il n'en demeure pas moins que durant le Paléocène, et par la suite, le secteur nord-occidental du Chiapas se présente comme une région plus basse dans son ensemble. C'est ce que traduit l'extension aux diverses époques des sédiments marins tertiaires. On en retire l'image de gradins successifs descendant en règle générale vers le Golfe du Mexique (Fig. I-32). Ceci ne nous paraît pas incompatible avec un jeu décrochant des failles limitant les divers blocs : cette disposition globale ne résulte pas de la tectonique laramienne mais est héritée du basculement vers le Golfe, de l'ensemble du massif avant le Campanien, basculement que traduit déjà la répartition des faciès campano-maestrichtiens (cf. supra).

Outre les brèches, la présence de slumps témoigne de l'instabilité de la région nord-occidentale du Chiapas durant le Paléocène, en raison du jeu des décrochements. A la fin du Paléocène, le dépôt de calcaires détritiques littoraux annonce l'émersion, à la limite Paléocène-Eocène, de la presque totalité du domaine, les régions voisines du Golfe mises à part. Durant l'Eocène inférieur, se déposeront des séries continentales détritiques rouges.

La phase laramienne s'étend donc, au Nord-Ouest du Chiapas, de la limite Crétacé-Paléocène à la base de l'Eocène. Il lui correspond un failage initial, le coulissage des blocs isolés, puis un soulèvement rapide n'intervenant qu'à la fin du Paléocène. Il prélude à une assez large période d'accalmie tectonique, avant que la couverture ne se plisse.

La fourchette de temps pendant laquelle se déroulent ces événements est comparable :

- d'une part à celles obtenues dans les domaines de la Cordillère Ouest des Etats-Unis et de la Sierra Madre Orientale du Mexique affectés au laramien par une tectonique plicative et cisailante : au front des Montagnes Rocheuses le plissement laramien est accompagné d'un léger métamorphisme dont l'âge va de 72 m.a. (Sénonien supérieur) à 56 m.a. (Thanétien) (Hoffman et al., 1976). Dans la Sierra Madre Orientale, à la hauteur du secteur transverse de Parras, M. Tardy (1980) a pu montrer que la phase laramienne était comprise entre le Danien, daté par des microfaunes, et l'Yprésien moyen, âge des premières coulées andésitiques (52 m.a., Mc Dowell et Keiser, 1977) de la Sierra Madre Occidentale ;

- d'autre part à celle fournie par les anomalies magnétiques montrant que le bassin du Yucatan s'est ouvert du Crétacé terminal à l'Eocène moyen (Gealey, 1980).

Bien que selon les régions les manifestations de la phase laramienne soient différentes, plis et chevauchements, décrochements et ouverture de bassins, sa généralité et son synchronisme requièrent une explica-

tion commune, au moins à l'échelle du Sud du continent nord-américain et de la frontière nord-caraïbe. Nous y reviendrons.

II. L'ETAPE LARAMIENNE DANS LE RESTE DU CHIAPAS.

Dans les secteurs du Chiapas restés à l'écart de la fracturation, c'est-à-dire essentiellement ses régions orientales, le régime carbonaté crétacé se poursuit sans interruption durant le Paléocène. La phase laramienne n'est marquée que par leur émergence à la fin du Paléocène et le dépôt de sédiments continentaux rouges concordants. Les régions de transition (extrémité ouest de l'arc de la Libertad et région d'Ocosingo) seront transgressées à l'Eocène moyen puis, à la suite d'une régression à la fin de l'Eocène et d'une émergence durant l'Oligocène, de nouveau au Miocène inférieur. Les régions plus orientales et méridionales demeureront émergées.

Les dépôts à dominante détritique post-paléocènes, résultant de l'érosion des régions émergées, peuvent être considérés comme des molasses, si l'on veut bien admettre ce terme dans un sens suffisamment large. Au Chiapas (Planche III), ils peuvent être groupés en deux ensembles. L'un principalement marin, représenté dans le secteur faillé nord-occidental et les régions côtières du Golfe, l'autre, continental, dans le secteur oriental.

III. LA TECTONIQUE LARAMIENNE DANS LE DOMAINE QUICHE GUATEMALTEQUE (Fig. I-33 et I-34).

Comme les régions orientales du Chiapas, le domaine quiché guatémaltèque est demeuré émergé après le Paléocène. Les molasses continentales n'occupent qu'une superficie réduite. Il n'existe en effet d'affleurements de quelque importance qu'au Sud-Ouest de l'arc de la Libertad, près de la frontière mexicaine, et, au Nord de la faille Polochic, dans la région du lac d'Izabal. Elles sont absentes dans les régions les mieux étudiées, celles d'Alta Verapaz et de los Cuchumatanes. Par ailleurs, au Guatemala, au Sud du système Polochic, le Tertiaire, également continental (Formation Subinal), est faiblement plissé et repose en discordance angulaire sur des séries mésozoïques épimétamorphiques (Formation El Tambor et calcaires marmorisés Sanarate). Au Sud du système Jocotán-Chamelecon, au Honduras et au Salvador, le Tertiaire continental, peu déformé, est discordant sur le Mésozoïque plissé. Si l'on néglige l'importance de la frontière tectonique Polochic-Motagua et que l'on considère les séries épimétamorphiques mésozoïques - ce qui était le cas jusqu'à une date récente - comme appartenant au socle paléozoïque, le bloc du Honduras, en raison de sa sédimentation mésozoïque carbonatée rappelant celle du Chiapas et du Guatemala, peut être regardé comme le prolongement de ces chaînes. Encore que l'épaisseur des assises mésozoïques des deux régions soit très différente, que le Sénonien présente des faciès distincts et qu'il paraît extrêmement difficile de raccorder les structures. C'est probablement l'existence d'un plissement laramien dans les régions situées au Sud du système Polochic et le défaut des séries tertiaires au Sud du domaine quiché qui expliquent que l'on attribue à la phase laramienne le train de plis guatémaltèque prolongeant celui du Chiapas et qui, comme lui, est

certainement beaucoup plus récent. A ceci s'ajoute que l'ensemble était supposé prolonger la Sierra Madre Orientale ...

La présence de vastes corps serpentineux compris entre les failles du système Polochic, dans une région où celui-ci débite en lanières le socle et une série mésozoïque identique à celle que l'on rencontre plus au Nord, et même franchement au Nord du système Polochic - la Sierra de Santa Cruz -, n'est pas sans poser un important problème.

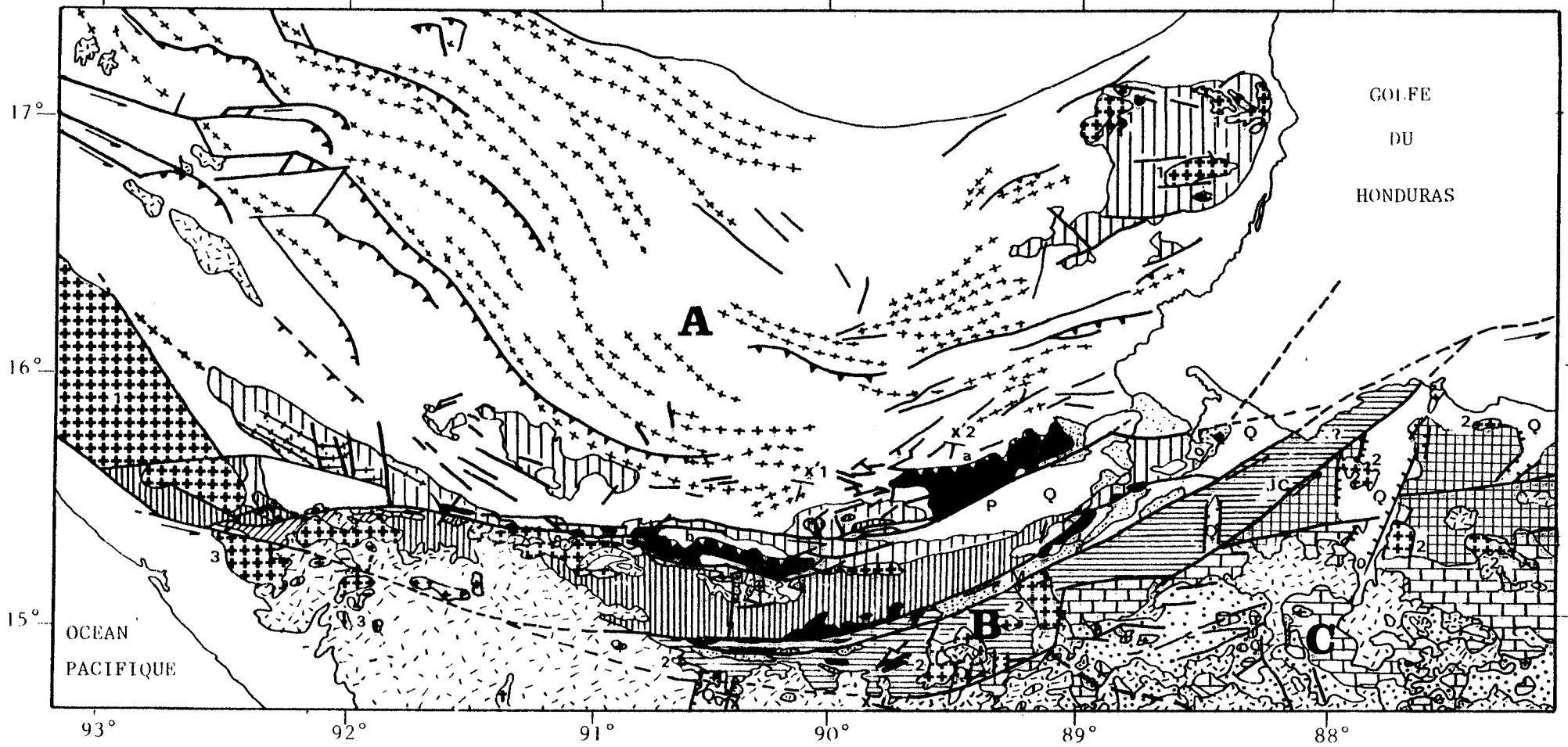
L'âge et le mécanisme de mise en place des ophiolites guatémaltèques ont été discutés par plusieurs auteurs, et en particulier par Mc Birney (1963) et G. Dengo (1969). Ces derniers, relevant que les amas principaux paraissent jalonner les failles du système Polochic et du système Motagua, en ont déduit que les serpentines étaient liées génétiquement à ces failles : un bombement fini-paléozoïque aurait rapproché le manteau de la surface. Il aurait été immédiatement suivi d'un faillage normal permettant l'ascension du matériel sous-cortical. Le jeu des failles durant la phase laramienne et postérieurement, aurait mobilisé les serpentinites à diverses reprises pour les amener à l'affleurement. Cette interprétation rappelle celle donnée pour la mise en place des lherzolites pyrénéennes ...

Elle a été remise en cause par H.H. Wilson (1974), à la suite de sa découverte au Sud du système Motagua de séries mésozoïques métamorphiques où se trouvent associés aux ophiolites, des pillows-lavas basaltiques, des cherts et des calcaires à radiolaires. Les analyses chimiques réalisées sur les roches mafiques (Lawrence, 1976 ; Muller, 1981) ont confirmé la nature océanique de cette série, à laquelle ont été attribués divers noms locaux, mais qui, d'une façon générale, correspond à la Formation El Tambor, définie par Mc Birney et Bass (1967) et que ces auteurs considéraient d'âge paléozoïque. Par ailleurs, l'isochrone de onze mesures K-A effectuées sur les basaltes et les amphibolites associées, a fourni un âge de 58,5 m.a. (Bertrand et al., 1978).

La mise en évidence d'un bassin mésozoïque guatémaltèque à fond océanique et les âges laramiens des roches mafiques, peuvent logiquement laisser supposer que les amas serpentineux reposant sur la plate-forme se sont mis en place par obduction, durant le Paléocène. Le modèle "pyrénéen" paraissait ainsi devoir être abandonné pour faire place, en quelque sorte, à un modèle "alpin". Dans cette optique le rôle éventuel des failles devient secondaire. Mais en est-il vraiment ainsi ?

Le massif serpentineux de la Sierra de Santa Cruz, comme l'a montré H.H. Wilson, est charrié, au moins à son front nord-ouest, sur la Formation Sepur, campano-maestrichtienne. Il en est de même de l'important amas serpentineux situé au Nord de Salamá, également charrié sur le campano-maestrichtien détritique. Ceci peut être observé, par exemple, sur le chemin de l'hacienda Santa Rosa, à l'Ouest de la route de Cobán. Toutefois l'examen de la carte géologique du Guatemala (S. Bonis, O. Bohnenberger, G. Dengo, 2ème édition 1975, éch. 1/500.000) indique que d'autres corps reposeraient sur les calcaires anté-sénoniens, voire directement sur le socle sédimentaire paléozoïque supérieur, ou même sur le socle métamorphique, en particulier au Sud des Altos Cuchumatanes.

- Il existe une relation manifeste entre la distribution des affleurements ophiolitiques et les failles des systèmes Polochic et Motagua qui,



GOLFE
DU
HONDURAS

OCEAN
PACIFIQUE

A

B

C

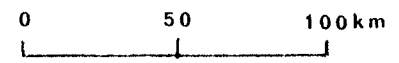
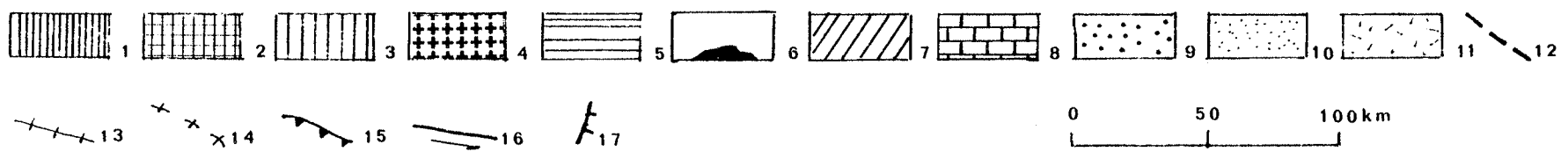
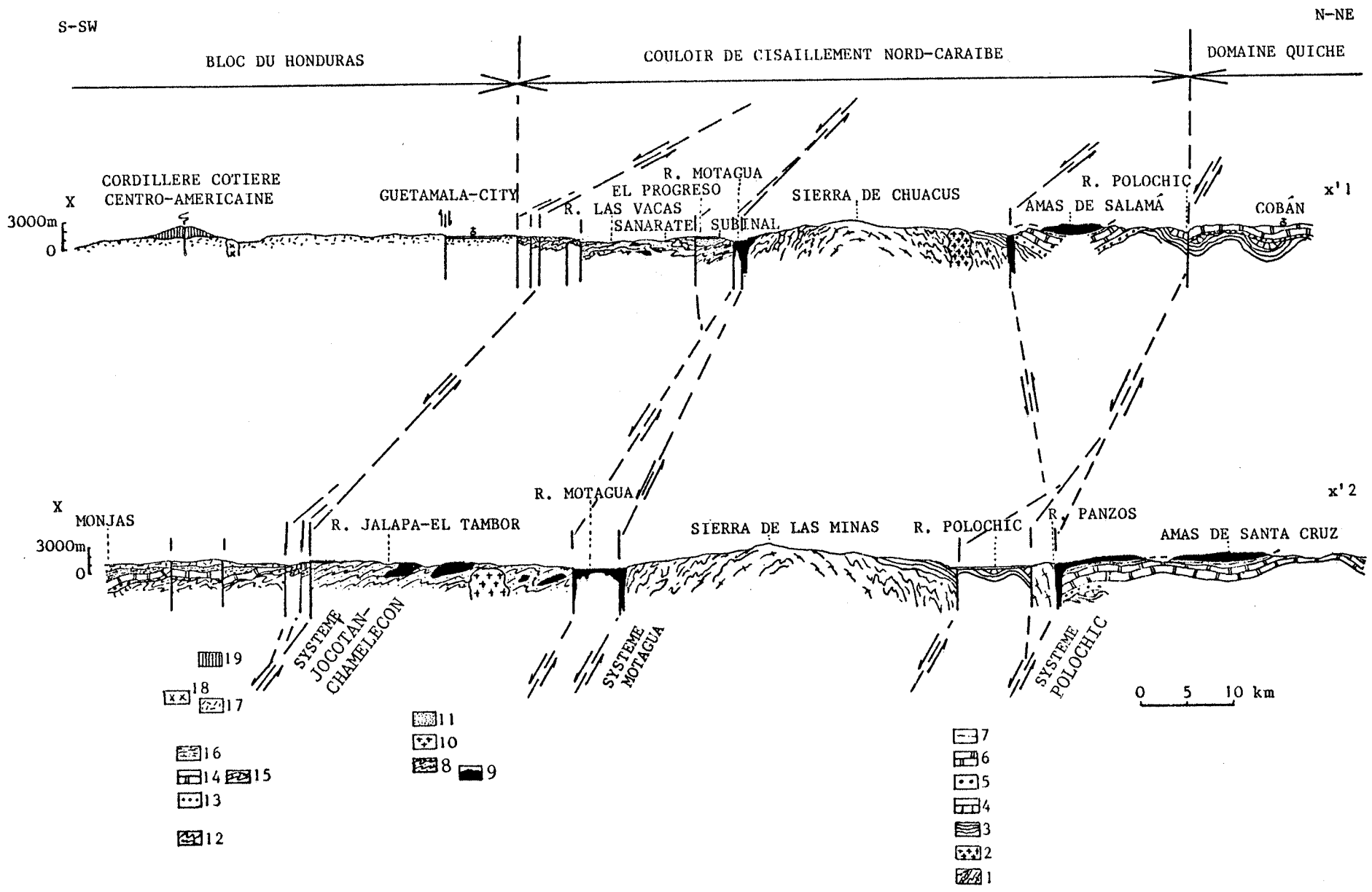


Fig. I-33 : Carte structurale des régions orientales du Chiapas et de l'Amérique Centrale septentrionale (Guatemala, Honduras britannique, Nord du Honduras).

1: socle métamorphique calédonien des domaines chiapanèque et quiché ; 2: socle métamorphique paléozoïque et précambrien ? (Sud de la Sierra de Omoa) du Bloc du Honduras ; 3: socle sédimentaire hercynien des domaines chiapanèque et quiché ; 4: Intrusifs granitiques d'âge : 1. paléozoïque ; 2. mésozoïque ; 3. tertiaire ; 5: formations mésozoïques épimétamorphiques du bassin guatémaltèque ; 6: péridotites serpentinisées (a: Amas de Santa Cruz ; b: Amas de Salamá) ; 7: ensemble volcano-plutonique épimétamorphique de Motozintla (Sud-Est du Chiapas) ; 8: calcaires crétacés et molasse continentale post-appalachienne du Honduras ; 9: Crétacé supérieur continental du Honduras (Groupe Valle de Angeles) ; 10: sédiments tertiaires principalement continentaux (marins à l'extrémité orientale du système Polochic) discordants sur les formations mésozoïques du bassin guatémaltèque et du bloc du Honduras ; 11: Volcanisme cénozoïque - Oligocène - Quaternaire au Sud du système Polochic-Motagua - Plio-Quaternaire au Nord du système Polochic ; 12: Limite des séries mésozoïques de plate-forme peu déformées et des séries volcano-sédimentaires et calcaires pélagiques fortement plissées du bloc du Honduras ; 13: Axes anticlinaux appalachiens ; 14: Axes anticlinaux chiapanèques ; 15: Chevauchements ; 16: Décrochements sénestres ; 17: Failles normales : XX'1 et XX'2: emplacement des coupes de la figure I-34 : A: Domaine chiapanèque et quiché limité au Sud par le système Polochic-Motagua ; B: Bassin guatémaltèque limité au Sud par le système Jocotán-Chamelecón ; C: Bloc du Honduras ; P: Système Polochic ; M: Système Motagua ; J.C.: Système Jocotán-Chamelecón ; q: Dépôts alluviaux quaternaires. On notera plus particulièrement : 1. La torsion vers l'Est puis vers le Nord-Est des structures chiapanèques pouvant être interprétée comme un méga-crochon dû au jeu sénestre des décrochements Polochic-Motagua; en raison de cette torsion, les plis méridionaux du domaine quiché méridional correspondent aux régions internes du Chiapas; 2. Le passage des décrochements sénestres du Chiapas à des chevauchements; 3. La situation des ophiolites guatémaltèques et leur liaison spatiale avec les décrochements - Le front des massifs péridotitiques serpentinisés de Santa Cruz et de Salamá chevauche le Campano-Maestrichtien détritique (Formation Sepur) du domaine quiché. La Formation Sepur se trouve dans le prolongement du Campano-Maestrichtien détritique du Chiapas (Formation Ocozocoautla). Le mécanisme de mise en place de ces massifs est en étroite relation avec l'activité des failles du système Polochic, les chevauchements pouvant être, au moins en partie, post-laramiens ("chiapanèques") - La patrie originelle des ophiolites est le bassin guatémaltèque où les péridotites sont associés à des pillows-lavas basaltiques tholeitiques et des sédiments pélagiques (Formation El Tambor) ; 4. Les différences essentielles entre le domaine chiapanèque et quiché et le bloc du Honduras ; notamment : - l'existence possible d'un socle précambrien au Honduras (Sierra de Omoa) ; - l'absence au Honduras des épaisses séries détritiques puis carbonatées paléozoïque supérieur du domaine chiapanèque et quiché ; - l'épaisseur réduite (700m environ) des assises carbonatées mésozoïques du Honduras par rapport à celle (atteignant 3000m) du domaine chiapanèque et quiché ; - la présence au Honduras de séries continentales crétacé supérieur (Groupe Valle de Angeles) ; - l'existence au Honduras d'intrusifs laramiens (les intrusifs au niveau du bassin guatémaltèque, plutons de Chinautla et de Chiquimula sont "subhercyniens" ; - la présence au Honduras et également à la hauteur du bassin guatémaltèque (Formation Subinal) de sédiments continentaux tertiaires discordants et faiblement déformés ; - le développement considérable du volcanisme cénozoïque d'âge oligocène à quaternaire du Honduras ; le plutonisme et le volcanisme du Chiapas beaucoup plus limités sont d'âge plio-quaternaire.



S-SW

N-NE

BLOC DU HONDURAS

COULOIR DE CISAILLEMENT NORD-CARAIBE

DOMAINE QUICHE

CORDILLERE COTIERE
CENTRO-AMERICAINE

GUETAMALA-CITY

R. MOTAGUA
EL PROGRESO
R. LAS VACAS
SANARATE
SUBINAL

SIERRA DE CHUACUS

R. POLOCHIC
AMAS DE SALAMA

COBAN

x'1

3000m
0

MONJAS

R. JALAPA-EL TAMBOR

R. MOTAGUA

SIERRA DE LAS MINAS

R. POLOCHIC

R. PANZOS

AMAS DE SANTA CRUZ

x'2

3000m
0

- 19
- 18
- 17

- 16
- 14 15
- 13
- 12

- 11
- 10
- 8 9

- 7
- 6
- 5
- 4
- 3
- 2
- 1

0 5 10 km

Fig. I-34 : Coupes de la frontière nord-caraïbe au Guatemala.

1 à 7: socle paléozoïque et couverture mésozoïque du domaine quiché avec : 1: gneiss, amphibolites, micaschistes, marbres du Paléozoïque inférieur (Groupe Chuacús) ; 2: intrusifs paléozoïques (granite de Rabinal et de Matanzas) ; 3: séries détritiques du Carbonifère et du Permien inférieur (Groupe Santa Rosa) ; 4: calcaires léonardiens (calcaires Chochál) ; 5: molasse continentale post-appalachienne (Formation Todos Santos) ; 6: séries carbonatées crétacées (Formation Cobán et Campur) ; 7: série détritique campano-maestrichtienne (Formation Sepur) ; 8 à 11: Formations mésozoïques du bassin Guatémalo-cuicatèque; intrusifs et couverture tertiaire discordante avec, 8: série détritique crétacée épimétamorphique à diabases - radiolarites (Formation El Tambor s.l.) et intercalations de marbres (Formation Sanarate) ; 9: serpentinites ; 10: intrusifs d'âge crétacé supérieur (granites de Chiquimula et Chinautla) ; 11: molasse continentale tertiaire (Formation Subinal) ; 12 à 16: socle et couverture mésozoïque du bloc du Honduras avec : 12: schistes paléozoïques (Formation Petén) ; 13: molasse continentale post-appalachienne (Formation Todos Santos - Metapán) ; 14: séries carbonatées de plate-forme d'âge néocomien à cénomaniens (Groupe Yojoa) ; 15: séries carbonatées pélagiques à intercalations volcaniques et volcano-sédimentaires (Formation Los Planes, Lajas et rio las Vacas, cf. Formation Talanga) ; 16: formations du Crétacé supérieur essentiellement continentales (Groupe Valle de Angeles) ; 17 à 19: formations volcaniques et intrusifs cénozoïques avec, 17: formations volcaniques oligo-miocènes à dominante andésitique (Formation Metagalpa) puis ignimbritique (Groupe Padre Miguel) ; 18: intrusifs miocènes (granites du lac Atitlán) ; 19: volcanisme plio-quadernaire.

Emplacement des coupes cf. Fig. I-33.

Les données concernant le couloir de cisaillement nord-caraïbe et le bloc du Honduras seront exposées dans la 3ème partie.

si elle n'est pas génétique, n'est vraisemblablement pas fortuite.

- Nous avons vu qu'en raison de la présence de décrochements laramiens au Chiapas et de l'ouverture contemporaine du bassin du Yutacan, le système Polochic-Motagua, dont le dessin était déjà probablement proche de l'actuel, a dû jouer en décrochement sénestre durant le Paléocène.

- Par ailleurs, nous verrons qu'à hauteur du prolongement direct au Chiapas du système Polochic, existent, à son voisinage immédiat, des chevauchements plats dont nous serons amenés à considérer qu'ils sont liés à l'activité décrochante et relativement d'âge récent.

- Enfin (chapitre suivant), le jeu en décrochement sénestre des failles du Chiapas après le Miocène moyen, a été accompagné de chevauchements, naissant généralement à leur extrémité orientale.

Au total, cette partie de la frontière nord-caraïbe n'a pas joué en décrochement simple parallèle mais en décrochement convergent, selon la terminologie de Wilcox et al. (1972), au moins depuis le Miocène moyen. On peut raisonnablement supposer qu'il en était de même au laramien. Ainsi la mise en place des ophiolites sur la plate-forme n'apparaît pas comme une obduction simple, résultant d'une collision frontale, mais son mécanisme est étroitement associé au jeu sénestre des plaques caraïbe et nord-américaine.

J.F. Stephan (1982) a montré qu'un mécanisme transpressif, analogue, mais dextre, rend compte des déformations de la chaîne caraïbe vénézuélienne. Ce modèle "caraïbe" est donc applicable aux deux frontières et, probablement, peut être étendu à d'autres régions où les coulissages juxtaposent des domaines distincts.

Nous avons admis que le chevauchement des ophiolites sur la plate-forme s'est effectué durant la phase laramienne. Ceci, parce que là où nous avons pu observer leur contact, elles reposent sur les séries détritiques campano-maestrichtiennes et que, d'autre part, les amas de Santa Cruz et de Salamá paraissent logés au coeur de synclinaux formés ultérieurement (Van den Boom et al., 1977), c'est-à-dire durant la phase chiapanèque. Cependant, si, jusqu'à présent, les massifs ophiolitiques n'ont pas été rencontrés sur des sédiments plus récents que le Maestrichtien, il n'est pas établi, non plus, que les chevauchements soient cachetés par le Paléogène.

Par ailleurs, la situation des amas moins importants que ceux-ci, figurés sur la carte géologique du Guatemala, soit sur les calcaires mésozoïques, soit sur le socle, est des plus énigmatique. Si cette disposition est bien réelle, elle implique que les charriages se sont effectués sur une superficie préalablement largement érodée. Un problème analogue se pose au Sud-Est du Chiapas où la série chevauchante, volcano-plutonique épimétamorphique, repose, au voisinage du système Polochic, sur la molasse post-appalachienne (3ème partie). Il est donc possible que la mise en place des ophiolites sur la plate-forme quiché, réalisée par transpression sénestre et facilitée par la plasticité des serpentinites, se soit produite ;

-ou, durant la phase laramienne, et que les serpentinites aient été mobilisées par la suite au voisinage des failles, en raison de leur plasticité.

-ou bien, tardivement, durant la phase chiapanèque. Auquel cas

l'activité du système Polochic-Motagua lors de l'ouverture du bassin du Yucatan aurait été purement décrochante.

Nos observations à la hauteur du prolongement du système Polochic-Motagua au Chiapas (3ème partie) nous inclinent plutôt vers cette seconde hypothèse.

La tectonique laramienne du domaine quiché est donc comparable à celle du domaine chiapanèque : la naissance du système Polochic-Motagua s.s. l'affecte directement. Il émerge à la fin du Paléocène sans être plissé. Le chevauchement des ophiolites sur la plate-forme est lié à l'activité décrochante des failles du système Polochic-Motagua mais a pu se réaliser plus tard.

En résumé, le domaine olmèque, chiapanèque et quiché représentait, durant la tectonique laramienne, l'avant-pays des zones plissées et cisailées au cours de cette phase : la Sierra Madre Orientale, son prolongement méridional la Sierra de Juarez et l'édifice guatémaltèque débité en lanières dans le couloir de cisaillement nord-caraïbe. Dès la fin du Crétacé, il a subi une importante fracturation qui, au Chiapas, a affecté particulièrement ses régions nord-occidentales, découpées en blocs allongés limités par des failles décrochantes, dirigées N 120°E.

Ce réseau est lié au système Polochic-Motagua, qui prend naissance à la même époque, et dont l'activité provoque l'ouverture du bassin du Yucatan. Les failles du Chiapas se superposent probablement au réseau extensif triasico-jurassique de la périphérie du Golfe du Mexique ; le système Polochic-Motagua, quant à lui, est situé à la limite entre la plate-forme continentale et un bassin à fond océanique mésozoïque, et se superpose probablement à un réseau extensif éocrétaqué. L'activité décrochante se poursuit pendant le Paléocène. Le matériel péridotitique serpentinisé du bassin guatémaltèque, refermé au cours de la phase subhercynienne, est remobilisé le long des grands accidents. Une composante rotationnelle anti-horaire du mouvement explique le chevauchement des massifs serpentineux sur la plate-forme, immédiatement au Nord du système Polochic. Il a pu s'effectuer au cours de la phase laramienne, mais il n'est pas exclu qu'il soit plus récent (chiapanèque).

La phase laramienne se termine à l'Eocène basal, avec l'émergence du domaine quiché et de la quasi totalité du domaine chiapanèque. La plus grande partie de ces régions demeurera émergée par la suite, et leur érosion, ainsi que celle des chaînes plissées situées à l'arrière, fournira, de l'Eocène au Miocène moyen, des molasses concordantes, continentales ou marines.

E. LA PHASE CHIAPANEQUE.

I. GENERALITES.

La structuration et l'émergence définitive du Chiapas et du domaine quiché se déroulent postérieurement au Miocène moyen. Cette phase majeure

affecte non seulement le Chiapas et son prolongement en Amérique Centrale au Nord du système Polochic, mais aussi, comme on le verra, les plaines côtières du Golfe du Mexique et une partie du domaine marin du Golfe, en avant du front laramien de la Sierra Madre Orientale. Elle donne naissance à un édifice plissé dont les dimensions sont comparables à cette dernière. La phase chiapanèque est spécifique de ces régions. En effet, la Sierra Madre Orientale et la Sierra Madre Occidentale ont été déformées au Tertiaire par des plis à grand rayon de courbure (Tardy, 1980) mais ceux-ci sont antérieurs à la phase chiapanèque : leur âge est compris entre celui des dernières émissions volcaniques de la Sierra Madre Orientale et la tectonique "Basins and Ranges". Il doit donc être Miocène inférieur. Ainsi, la phase chiapanèque ne présente pas le caractère généralisé de la phase laramienne. Ceci suppose une cause plus "locale", toutes proportions gardées, propre à l'extrémité méridionale de la plaque nord-américaine.

Nous n'examinerons pas en détail toutes les structures apparaissant dans les documents joints en annexe, et que nous avons pour la plupart précédemment décrites (R. de la Lata-Romero et al., 1979). Nous relèverons seulement leurs caractéristiques essentielles, d'abord dans le secteur cartographié, puis en dehors, et en tirerons les conclusions, quant au mécanisme des déformations, à l'ampleur de la zone qu'elles affectent, à leur âge et à leur origine.

II. LES STRUCTURES CHIAPANEQUES DANS LE SECTEUR CARTOGRAPHIE.

Les régions nord-occidentales du Chiapas sont caractérisées par une succession d'anticlinaux et de synclinaux conformes, sauf exception, de style déjectif, et par l'importance des accidents cassants. Chacun des accidents majeurs cités précédemment constitue une limite de part et d'autre de laquelle le nombre et le style des plis sont différents. Ceci est une preuve supplémentaire de l'antériorité des failles par rapport au plissement. De plus, leur passage à des chevauchements, la géométrie du réseau, le fait qu'elles soient scellées par des dépôts pliocènes, et l'analyse microtectonique, montrent qu'elles ont joué un rôle actif au cours du plissement. En raison du synchronisme de la tectonique cassante et de la tectonique plicative, nous grouperons dans le même chapitre l'examen des failles et des plis.

a- Les failles et les chevauchements :

1. Caractéristiques géométriques. (Pl. III et Fig. I.40).

Rappelons l'existence de cinq accidents longs de plusieurs dizaines de kilomètres, les failles de la Venta, Malpaso, Chicoasen, Copaxala-Ocosingo et Itzantun. Globalement, ils décrivent un arc de cercle à convexité dirigée vers le Sud, qui n'est pas sans rappeler le dessin du système Polochic-Motagua. Le tracé des failles n'est cependant pas courbe : chacun des accidents majeurs est constitué par un système de failles rectilignes dont le changement d'orientation détermine la torsion d'ensemble (nos observations à l'extrême Sud-Est au Chiapas et au Guatemala permettent

de supposer qu'il en est ainsi des failles du système Polochic-Motagua s.s., bien que cela n'apparaîsse pas clairement à l'examen des cartes à petites échelles).

1.1. Les accidents majeurs.

En excluant le système faillé qui borde le socle le long de la plaine côtière du Pacifique, - situé en totalité en dehors du secteur cartographié, on rencontre du Sud au Nord :

1.1.1. Le système de la Venta.

Il rejoint à l'Ouest le système suivant, celui de Malpaso, à la hauteur de la retenue Netzahualcoyotl. De ce point, et sur une distance de 25 kilomètres, il s'agit d'une faille unique orientée N 145°E. Elle est prolongée par un système d'orientation générale N 115°E, accidenté de relais mineurs Nord-Ouest - Sud-Est et Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est, jusqu'à l'Est de l'entrée du cañon du Sumidero, soit sur 70 kilomètres. A l'Est du cañon du Sumidero (Fig. I-35), la cassure est prolongée par une flexure. Elle

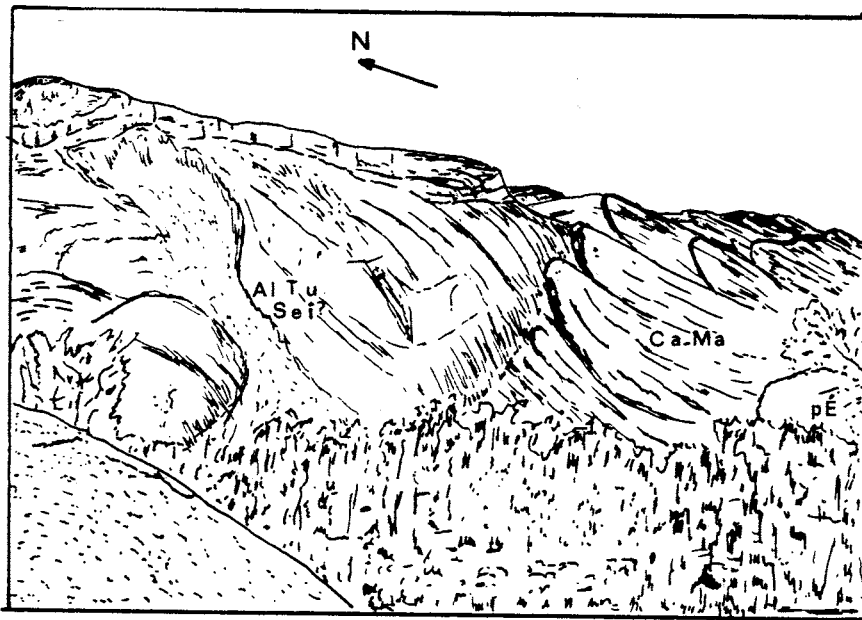


Fig. I-35 : Dessin de la bordure nord de la dépression centrale du Chiapas à l'entrée du cañon du Sumidero, en rive droite du rio Grijalva.

Al-Tu-Sei? : calcaires et calcaires dolomitiques de la Formation Sierra Madre ; Ca-Ma : grès, marnes et calcaires détritiques campano-maestrichtiens ; pE : Paléocène marneux.

Le flanc nord-est du synclinorium de la dépression centrale à cœur paléocène et éocène, penté 50° et dessinant des chevrons spectaculaires, se raccorde à l'anticlinal coffré du Sumidero par une flexure.

Le dénivelé introduit par la flexure est ici de l'ordre de 1000 mètres ; il peut atteindre près de 1500 mètres.

détermine une dénivellation de l'ordre de 1000 mètres, formant la limite nord de la dépression centrale, marquée sur plus de 150 kilomètres. Cette limite est prolongée au Guatemala par le bord sud-ouest des Altos Cuchumatanes qui, selon la carte géologique du Guatemala, paraît correspondre à un champ de failles, de même orientation que la flexure du Chiapas, rejoignant le système Polochic.

Au total, la longueur de ce premier système, parallèle à la côte pacifique, est de l'ordre de 350 kilomètres (la longueur du système Polochic, au Guatemala, est d'environ 400 kilomètres).

1.1.2. Le système de Malpaso.

La direction générale, N 120°E, du système de Malpaso, est parallèle à la précédente. Ses accidents sont orientés N 125°E, N 115°E et N 145°E ; les plus importants étant N 125°E. Il se poursuit vers le Nord-Ouest, largement au-delà du secteur cartographié : au niveau de la retenue Netzahualcoyotl, la faille de Malpaso passe par la digue n° 2, puis se poursuit jusqu'au Nord de l'isthme de Tehuantepec, au moins jusqu'au rio Coatzacoalcos. Il est probable qu'elle se prolonge au-delà, cachetée par les sédiments récents de la plaine côtière.

Ce système, comme d'ailleurs les autres, met le plus souvent au contact les calcaires crétacés et les molasses tertiaires. De ce fait, les failles sont morphologiquement bien exprimées, en particulier à l'Ouest du débouché du cañon du Sumidero (cañada Muñiz), et à l'Est, à la limite du flanc sud du synclinal d'Ixtapa (Fig. I-36).

La longueur du système vertical est d'au moins 180 kilomètres. Il passe au Sud-Est à un chevauchement.

1.1.3. Le système de Chicoasen.

Du rio Grijalva, où il conflue avec le système de Malpaso, au Nord-Ouest de San Cristobal de las Casas, le système de Chicoasen est formé de failles dirigées N 110°E et N 115°E pour les principales, c'est-à-dire de direction un peu plus équatoriale que les précédentes. Du Nord-Ouest de San Cristobal (Zinacantán), et jusqu'à sa terminaison orientale, 25 kilomètres au Sud d'Ocosingo, la direction est équatoriale : les failles sont dirigées N 80°E et N 105°E, ces dernières étant les plus longues. La longueur de l'ensemble est de 150 kilomètres.

1.1.4. Le système Copainala-Ocosingo.

Situé dans la région centrale du massif, le système Copainala-Ocosingo est de direction générale équatoriale. Dans sa partie ouest, la direction N 120°E est encore présente. Au centre et à l'Est, les failles principales sont N 90°-N 95°E, avec des relais N 80°E et N 105°E. Sa longueur est de 130 kilomètres.

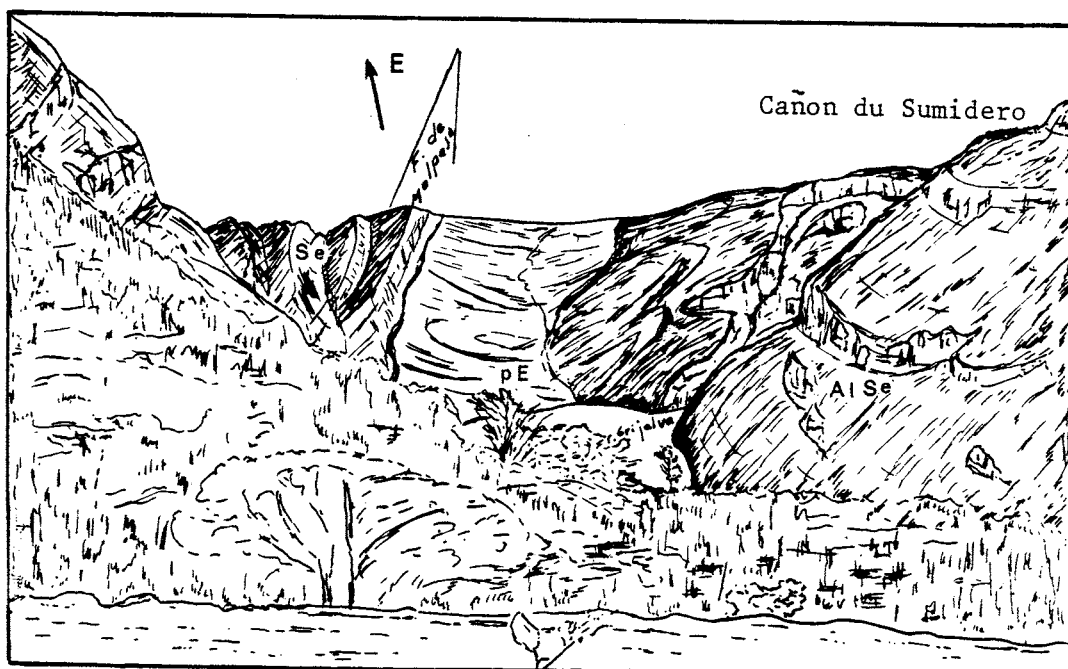


Fig. I-36 : Dessin de la vallée du Grijalva au débouché nord du cañon du Sumidero.

Al-Se: calcaires albiens-sénoniens de l'anticlinal du Sumidero ; pE: marnes paléocènes ; Se: calcaires sénoniens du flanc sud du synclinal d'Ixtapa.

Le rio Grijalva entaille une gorge profonde de 1000 mètres et longue de 12 kilomètres, le cañon du Sumidero, dans les calcaires crétacés de cet anticlinal. A son débouché nord, la vallée s'élargit dans les marnes paléocènes. Le décrochement sénestre de Malpaso les met au contact des calcaires sénoniens très redressés du flanc sud du synclinal d'Ixtapa. Le Grijalva s'encaisse à nouveau à la traversée de ces calcaires.

1.1.5. Le système d'Itzantun.

Il est plus complexe que les précédents, en raison de son caractère chevauchant sur une bonne partie de sa longueur.

Au Sud-Ouest de Pichucalco à l'Ouest d'Itzantun, il est constitué de failles orientées, comme celles du système de Malpaso, N 120°E et N 145°E. Dans la région d'Itzantun, il devient équatorial, et passe rapidement à un chevauchement (cf. infra). L'extrémité orientale du chevauchement est reliée par une faille N 145°E à un accident Ouest-Est associé au système Copainala-Ocosingo. La longueur du système d'Itzantun est comparable à celle des systèmes précédents, 130 kilomètres.

1.2. Le réseau conjugué.

De multiples accidents sont branchés directement sur les failles Nord-Ouest - Sud-Est à Ouest-Est précédentes ou parfois ne les rejoignent pas. Les failles de ce réseau conjugué sont beaucoup moins longues.

A de rares exceptions près, elles n'atteignent pas 15 kilomètres. Leurs directions sont aussi plus diverses. Cependant elles se trouvent presque toujours comprises dans le quadrant nord-est. Trois directions dominent, N 20 - N 30°E, N 50 - N 60°E et N 75 - N 80°E. Ce réseau tend à prendre une direction plus méridienne, au fur et à mesure que les accidents majeurs deviennent équatoriaux. (Fig. I.40).

Les failles conjuguées introduisent un décalage des axes de plis, souvent accompagné d'un changement d'orientation plus ou moins important. Parfois, comme les accidents majeurs, elle limitent des blocs secondaires, plissés différemment.

Les accidents majeurs - hormis là où ils se prolongent par des chevauchements - et les failles conjuguées, présentent un pendage généralement vertical à sub-vertical, toujours supérieur à 75°.

2. Le passage des accidents majeurs à des chevauchements.

Deux des accidents majeurs, celui d'Itzantun et celui de Malpaso, passent à des chevauchements dans la région cartographiée.

2.1. L'exemple d'Itzantun (Fig. I-37 - I-38 et I-39).

La région d'Itzantun fournit le meilleur exemple. Le passage de la faille verticale d'Itzantun à un chevauchement peut être observé directement dans un plan perpendiculaire à l'accident, grâce à la profonde entaille du rio Tacotalpa. A la hauteur du futur barrage d'Itzantun, la faille met au contact les assises détritiques de l'Oligocène du flanc nord du synclinal de Simojovel et les calcaires d'âge éocène supérieur du flanc nord de l'anticlinal d'Itzantun. C'est sur ces calcaires, traversés en gorge étroite par le rio Tacotalpa, que le barrage d'Itzantun prendra appui. Au fond de la gorge, et sur toute la hauteur des calcaires éocènes, la faille est orientée Ouest-Est et à pendage 80°N à vertical. Au sommet de la falaise calcaire, le contact s'incurve vers le Nord, et, très rapidement, devient subhorizontal. Il amène l'Oligocène supérieur du flanc nord du synclinal de Simojovel à reposer sur l'Oligocène inférieur du flanc nord de l'anticlinal d'Itzantun, à la hauteur d'el Azufre. Le front chevauchant se poursuit vers l'Est, sur environ 16 kilomètres, et amène successivement, l'Eocène moyen et supérieur, l'Eocène inférieur continental et les calcaires sénoniens-paléocènes du flanc nord du synclinal de Simojovel, à chevaucher l'Oligocène de quatre structures synclinales et anticlinales situées à l'Ouest de Petalsingo. Les structures chevauchées présentent une orientation, N 130 - N 140°E, différente de celle du synclinal chevauchant de Simojovel, dirigé N 120°E. A la hauteur de Yajalon, le chevauchement est relayé à son extrémité orientale par un accident vertical, N 150°E. Un petit accident, de même direction, décale le front de chevauchement dans sa partie centrale.

Ces données apportent les enseignements suivants :

- l'accident vertical majeur ne recoupe pas le chevauchement, mais celui-ci le prolonge ;

- en raison de sa liaison avec l'accident vertical majeur et

de l'obliquité des structures chevauchantes et chevauchées, le contact tectonique plat ne peut correspondre à l'exagération d'un pli-faille ;

- le chevauchement s'apparente à une faille-*pli* ;
- en supposant qu'en profondeur la faille d'Itzantun garde la même direction qu'au niveau de la gorge, la flèche du chevauchement est d'au moins 6 kilomètres.

2.2. L'exemple de l'extrémité orientale de la faille de Malpaso.

Venant de Tuxtla-Gutierrez, la route de San Cristobal de las Casas, passé l'embranchement vers Ixtapa, suit d'assez près l'extrémité orientale de la faille de Malpaso.

De l'embranchement d'Ixtapa, et sur 3 kilomètres environ en direction de San Cristobal, la faille est verticale et orientée N 125°E. Elle met au contact les calcaires sénoniens du coeur de l'anticlinal coffré du Sumidero et l'Eocène inférieur continental puis l'Eocène moyen et supérieur du flanc sud du synclinal d'Ixtapa. Elle disparaît alors sous des sédiments lacustres pliocènes. Passé cet affleurement on perd le contact tectonique entre l'anticlinal du Sumidero et le flanc sud du synclinal d'Ixtapa. Vers le Sud-Est, affleurent les calcaires crétacés. Aucune faille ne les affecte dans le prolongement N 125°E de la faille de Malpaso, non plus que selon les directions Nord-Ouest - Sud-Est, habituelles des grands accidents. Il est cependant exclu, étant donné l'ampleur du décalage, que le système de Malpaso se termine aussi brutalement.

Par ailleurs, disparaît le synclinal à coeur miocène d'Ixtapa. Dans son prolongement sud, et à une altitude beaucoup plus élevée, seul affleure le Mésozoïque. La série se complète progressivement par ses niveaux inférieurs. Apparaissent d'abord, sous les calcaires sénoniens, les calcaires dolomitiques de la Formation Sierra Madre, puis, à l'Ouest de Zinacantan, les évaporites, gypse et anhydrite, de la base de la séquence transgressive.

Le contact entre le Miocène du synclinal d'Ixtapa et le Mésozoïque est donc nécessairement tectonique. Il est malheureusement cacheté par le Pliocène. Un relai vertical dirigé Nord-Est - Sud-Ouest, entre la faille de Malpaso et le système de Chicoasen, pourrait éventuellement expliquer cette disposition. Cependant :

- d'une part, cette direction ne correspond pas habituellement à des failles à rejet aussi important ;
- d'autre part, le dessin de l'accident, tel qu'on peut le déduire de la brusque rupture morphologique entre les calcaires crétacés et le Tertiaire, est sinueux.

Pour ces raisons, et grâce à l'éclairage qu'apporte la région d'Itzantun, nous concluons qu'à son extrémité orientale, la faille de Malpaso passe rapidement à un chevauchement plat. Il conduit les calcaires et les évaporites mésozoïques, d'abord du flanc nord de l'anticlinal du Sumidero, puis du repli anticlinal assez peu marqué de Zinacantan, à venir reposer sur le Miocène du synclinal d'Ixtapa (Pl. II).

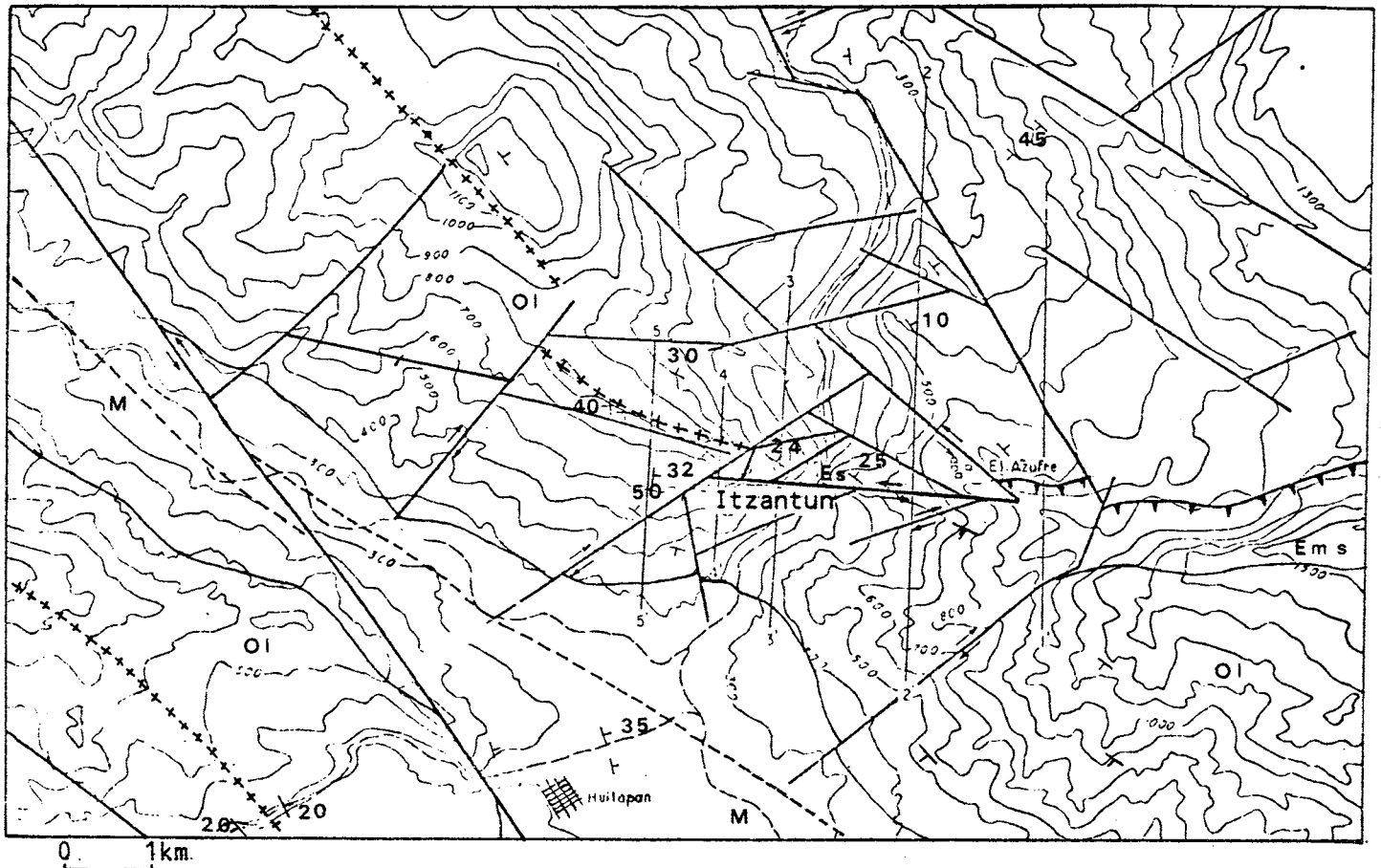


Fig. I-37 : Carte géologique de la région d'Itzantun.

(Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la carte géologique, hors texte, de la région nord-occidentale du Chiapas).

1-1' à 5-5' : emplacement des coupes. On notera : - le passage de la faille d'Itzantun à un chevauchement. Sa flèche s'accroît progressivement vers l'Est, où le flanc nord du synclinal de Simojovel recouvre les structures anticlinales et synclinales situées à l'Ouest de Petalsingo ; - la torsion équatoriale de l'extrémité méridionale de l'anticlinal N 140°E d'Itzantun à l'approche de la faille d'Itzantun. La torsion ne s'effectue pas seulement, mais à la faveur d'un décrochement secondaire. Cette disposition est générale au voisinage de tous les grands accidents du Chiapas. Le jeu décrochant du système Polochic-Motagua provoque une déformation analogue de l'ensemble du massif à l'échelle du Chiapas et du Nord du Guatemala (cf. Fig. I-33).

La flèche de ce chevauchement, déduite d'un raisonnement analogue à celui utilisé pour la faille d'Itzantun, paraît d'au moins 11 kilomètres.

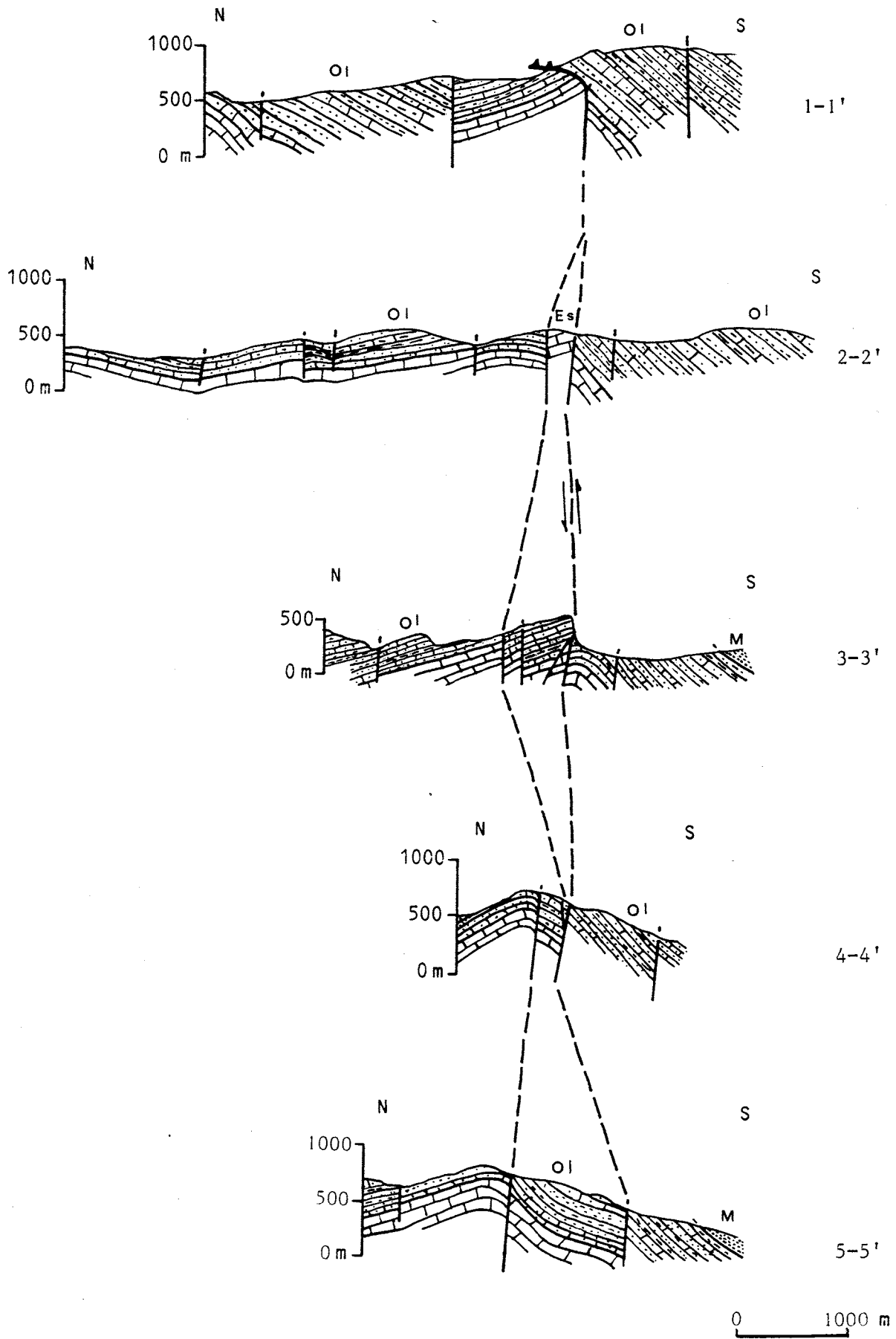


Fig. I-38 : Coupes s riees de la région d'Itzantun. Localisation des coupes sur Fig. I-37.

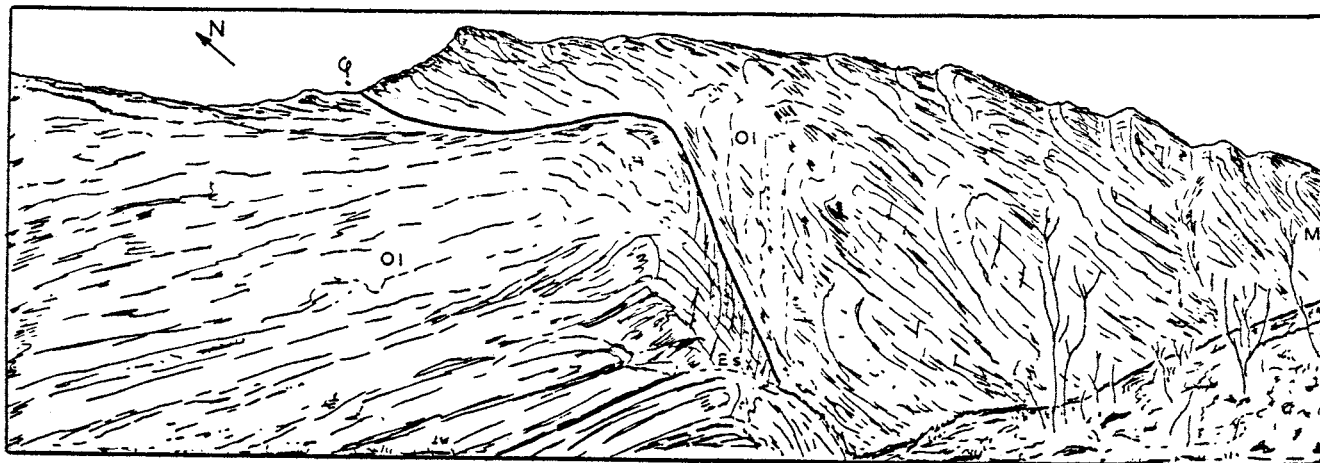


Fig. I-39 : Dessin de la rive droite du rio Tacotalpa à la hauteur du futur barrage d'Itzantun.

On notera le passage rapide du décrochement vertical sénestre d'Itzantun à une faille plate amenant le flanc nord du synclinorium de Simojovel à chevaucher obliquement les plis de la région occidentale de Petalsingo.

Es: calcaires de l'Eocène supérieur ; O1: Oligocène détritique marin ; M: Miocène inférieur et moyen marin.

La hauteur de la falaise calcaire éocène supérieur, déterminée par le plan de faille, est d'environ 300 mètres.

3. Le jeu des accidents majeurs durant la phase chiapanèque.

Le jeu des accidents majeurs durant la phase chiapanèque peut être établi à partir des données à l'échelle de la carte, de l'observation des tectoglyphes, et précisé par l'analyse microtectonique de la fracturation.

Les données à l'échelle de la carte et les tectoglyphes.

Il s'agit de l'information apportée par la géométrie d'ensemble du réseau de failles, les déformations à leur voisinage, et les stries portées par les miroirs.

La distribution du réseau de failles du Chiapas (Fig. I-40) est comparable à la fracturation qui se développe au cours des expériences réalisées sur un matériau argileux homogène soumis à une contrainte horizontale induisant un décrochement sénestre principal et des failles associées (Riedel, 1929 ; Moody et Mill, 1956 ; Tchalenko, 1970 ; Wilcox et al., 1973).

En utilisant la terminologie de C.M. Tchalenko, l'allure du réseau du Chiapas correspond de très près au stade expérimental "résiduel", c'est-à-dire à la géométrie observée lorsque la contrainte a été appliquée pendant une durée suffisamment longue :

- dans la région occidentale du secteur cartographié :

- * les directions majeures, N 110 à N 125°E, sont celles des décrochements principaux D. (Bien entendu ces failles D peuvent être considérées comme des failles de Riedel d'une zone de cisaillement d'ordre supérieur, celle du système Polochic-Motagua).
- * les directions N 80 - N 100°E, celles des Riedel R.
- * les directions N 15 - N 30°E, peu développées, celles des Riedel R'.
- * les directions N 140 - N 150°E, celles des failles P, symétriques de R.
- * les directions N 50 - N 60°E fréquentes, celles des failles normales T. Cependant il n'est pas rare (en particulier dans la région de Malpaso) que ces failles décalent les axes de plis, et les plans de fractures de même direction, près de Chicoasen, présentent des stries horizontales. Il pourrait donc s'agir soit de décrochements de deuxième ordre, soit d'anciennes fractures normales ayant joué par la suite en décrochements, la direction du champ de contraintes ayant été modifiée.

La bissectrice de l'angle formé par les Riedel R et R' correspond à l'orientation de l'axe de raccourcissement maximal, qui apparaît dirigé N 50 - N 60°E.

- dans la région orientale du secteur cartographié :

- * D correspond aux accidents majeurs N 90 - N 95°E.
- * R aux failles N 60 - N 70°E.
- * R' aux failles N 160 - N 170°E.
- * P aux failles N 120 - N 130°E.

Le raccourcissement maximal apparaît dirigé N 20 - N 30°E.

- au voisinage des grands accidents, les assises sédimentaires lorsqu'elles sont suffisamment plastiques, se trouvent déformées, et les axes de plis présentent une torsion vers l'Est. Ainsi :

. Au Sud de la retenue Netzahualcoyotl, les assises marneuses paléocènes du flanc nord du synclinal de la Venta décrivent de larges crochons tout le long de la faille de Malpaso. Le dessin des limites d'horizons repères fait apparaître leur allure sur la carte géologique jointe (Pl. I). La largeur de la zone déformée est de l'ordre d'un kilomètre. La forme des crochons indique très clairement un jeu sénestre de la faille de Malpaso. Les axes sont fortement inclinés vers l'Est mais ne sont jamais cependant franchement verticaux.

. A l'approche des accidents majeurs, les axes de plis tendent à prendre une direction équatoriale. Ceci est surtout net au Nord des failles. C'est le cas de l'anticlinal de Santa Cruz et du synclinal de Jitotol à l'approche de la faille Copainala-Ocosingo (Fig. I-40) et de l'anticlinal d'Itzantun à l'approche de la faille d'Itzantun (Fig. I-37). Les exemples pourraient être multipliés.

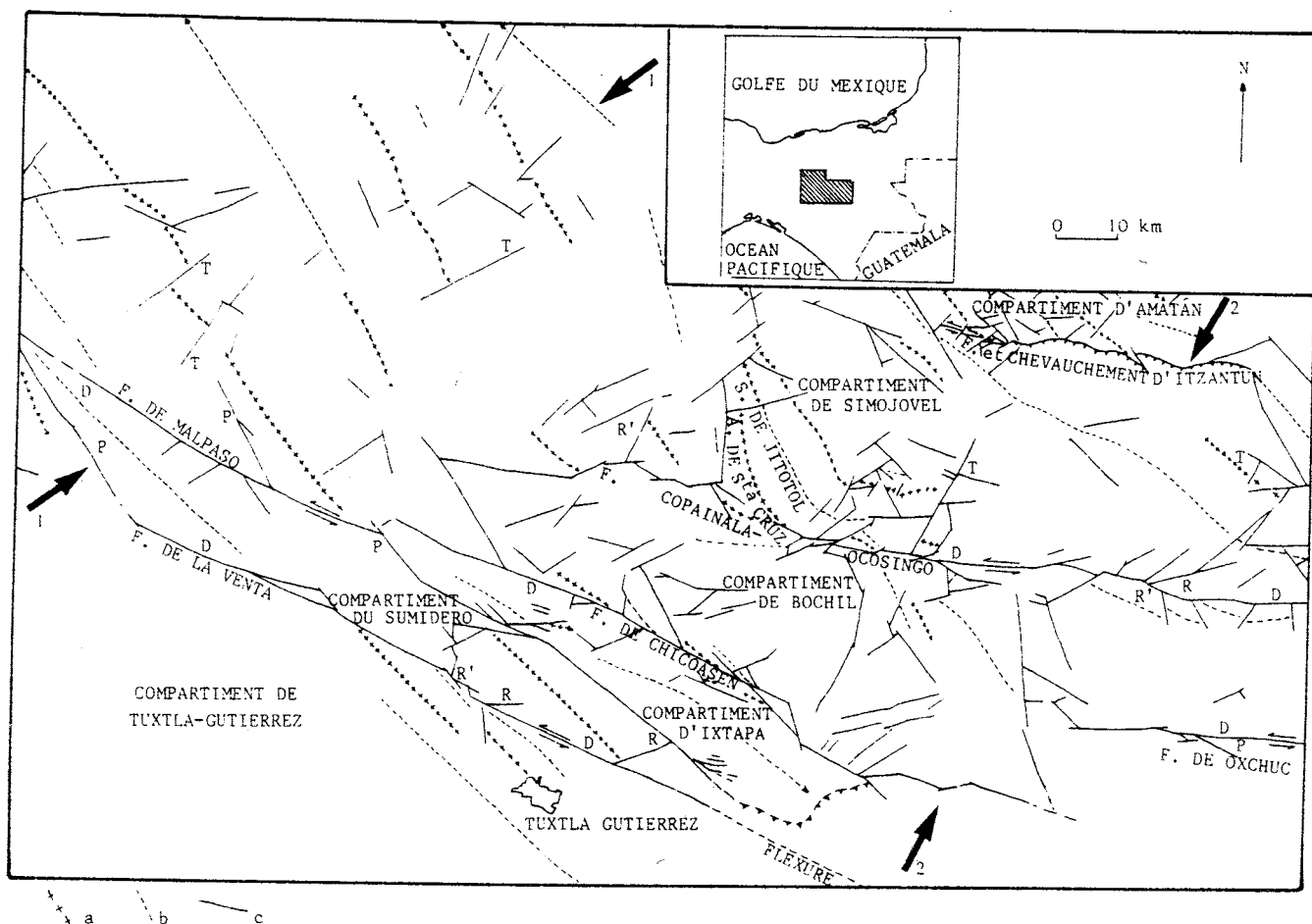


Fig. I-40 : Schéma structural de la région nord-occidentale du Chiapas.

a: axe anticlinal ; b: axe synclinal ; c: faille ; D, R, R', P et T: décrochements principaux, failles de Riedel et failles normales ; 1-1: axe de raccourcissement maximal du secteur occidental ; 2-2: axe de raccourcissement maximal du secteur oriental. Commentaire dans le texte.

Le changement de direction des axes de plis s'amorce à une distance de l'ordre de 4 kilomètres au Nord des accidents.

Dans certains cas, la torsion des axes de plis s'effectue supplément (anticlinal de Santa Cruz par exemple). Mais, en règle générale, interviennent les failles du réseau conjugué encadrant des blocs rotés.

Ici encore, la déformation des terminaisons d'axes des plis près des failles majeures, montre, à l'évidence, que la totalité des grands accidents ont joué en coulissages sénestres.

. Les miroirs de failles, et notamment ceux des grands accidents, sont très riches en stries permettant de déduire le mouvement relatif des compartiments. Elles sont particulièrement abondantes sur les roches compétentes, essentiellement les calcaires crétacés, mais aussi les calcaires tertiaires.

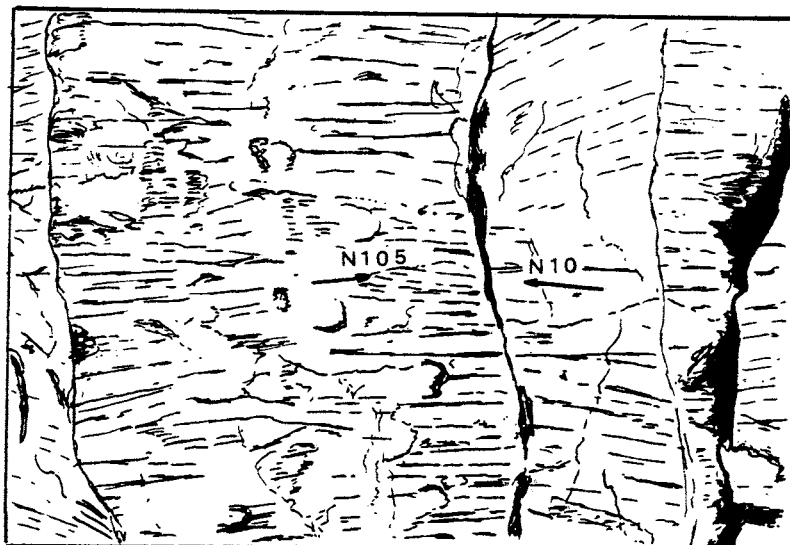


Fig. I-41 : Miroirs des Riedel associés au décrochement de Malpaso. Dessin d'après une photographie prise dans la cañada Muñiz à l'Est du tunnel routier de Chicoasen.

Dans cette région, la faille de Malpaso, verticale, est orientée N 115°E et place vis-à-vis les calcaires sénoniens et l'Eocène détritique. Les calcaires présentent des fractures de Riedel R et R', d'inclinaison supérieure à 75° orientées N 105°E et N 10°E. Les plans de faille portent des stries de pitch inférieur à 8°. Les figures de blocage sont rares, laissant supposer un déplacement latéral important. Le plan bissecteur des dièdres indique une direction de la contrainte maximum N 57,5°. Cette direction est proche de la direction perpendiculaire aux axes des plis de cette région, orientés N 130°E à N 150°E.

La route de Tuxtla-Gutierrez à Villahermosa et les nouvelles voies d'accès aux ouvrages hydroélectriques recoupent les accidents majeurs, et permettent, en ces points, une observation aisée des miroirs et des stries qu'ils portent (les sites des barrages de Malpaso, Chicoasen et Itzantun sont étroitement liés à la présence de ces failles, en raison de leur rôle morphologique).

La faille de Malpaso peut être observée, par exemple, à l'entrée du tunnel routier de Chicoasen (Fig. I-41); la faille de Chicoasen à la hauteur du barrage et au Nord de la route de Villahermosa, avant Soyalo; celle de Copainala-Ocosingo sur cette même route, passé Bochil, et celle d'Itzantun à la hauteur du futur barrage.

Les miroirs que l'on observe, présentent tous des stries qui, dans leur très grande majorité, sont, ou rigoureusement horizontales ou à pitch faible. Les figures de blocage et les cristallisations de calcite permettent de conclure au jeu sénestre des grands accidents. Les directions des Riedel associés montrent, dans tous les cas, une orientation Nord-Ouest - Sud-Est de la contrainte maximum.

b. Les plis :

Comme les décrochements majeurs, le train de plis présente globalement une disposition arquée. Cet arc est oblique par rapport à celui dessiné par les failles, selon un angle assez constant de 20 à 30°. De ce fait, alors que la convexité de l'arc de failles est dirigée vers le Sud, celle de l'arc de plis est dirigée vers le Sud-Ouest.

Ainsi que nous l'avons déjà signalé, les structures plissées sont, en nombre et en style, totalement indépendantes de part et d'autre des accidents majeurs. Nous les examinerons donc en les groupant par compartiments, correspondant aux blocs définis antérieurement. A cette occasion, nous verrons également les enseignements à caractère plus général qu'apportent les données (Pl. I, Pl. III et Fig. I-40).

1. Le compartiment de Tuxtla-Gutierrez.

C'est dans ce compartiment, compris entre la faille bordière du Pacifique et le système de la Venta, qu'affleure le socle.

1.1. Le socle et les plis de la couverture.

Le batholite granitique présente une inclinaison vers le Nord-Ouest de l'ordre de 1%, suffisante cependant pour le porter de l'altitude 250 mètres, au niveau de l'isthme de Tehuantepec, à plus de 3000 mètres à son extrémité sud. Nous avons vu que cette disposition est ancienne, et qu'au moins la molasse post-appalachienne, et vraisemblablement le batholite, affleuraient déjà avant le Campanien. Il est hâché d'une multitude de fractures, en particulier dans sa partie sud où dominent les directions équatoriales. Dans cette région, en dehors du secteur cartographié, deux accidents dépassant 100 kilomètres introduisent des décalages importants : le décrochement sénestre de Mapastepec-Huehuetenango, de direction sub-équatoriale, affectant le socle et la couverture, reconnu localement sur le terrain, et qui appartient au système Polochic ; celui de la Concordia, dirigé N 155°E, reconnu sur photographies orbitales, qui affaisse le compartiment est, et sur lequel nous reviendrons.

Au Nord-Est du socle, la couverture est ployée en un vaste synclinorium de direction N 130°E, long de 180 kilomètres et large de 40 kilomètres, dont le coeur correspond à la dépression centrale du Chiapas. Il est fortement dissymétrique, mais à plan axial vertical, à flanc sud incliné de moins de 10°, à flanc nord très redressé au niveau de la flexure prolongeant la faille de la Venta. Des plis droits, obtus, l'accidentent, dont l'anticlinal Villa Allende dans le secteur cartographié et l'anticlinal de Chicomuselo qui porte à l'affleurement le Paléozoïque supérieur sédimentaire. Les axes sont subhorizontaux, à faible plongement est, au Nord, à faible plongement ouest, au Sud.

1.2. Tectonique de socle et tectonique de couverture.

Bien que ceci intéresse l'ensemble de la chaîne, les relations socle-couverture sont traitées ici en raison des observations que l'on peut effectuer dans le compartiment de Tuxtla-Gutierrez.

Entre le socle et la couverture, ou plus exactement entre le tégument molassique post-appalachien solidaire du socle et la série transgressive mésozoïque, existe un niveau plastique représenté par les évaporites jurassiques. Relativement discret à l'affleurement, il a néanmoins joué un rôle essentiel au cours du plissement. C'est lui qui a permis le décollement de la couverture et facilité son plissement. Ceci est manifeste, en raison de la présence d'énormes accumulations de sel dans les coeurs anticlinaux. Tous les forages profonds du Chiapas les ont rencontrées. L'exemple de l'anticlinal Villa Allende est particulièrement démonstratif : alors que le niveau évaporitique à l'affleurement proche du pont de las Flores est de quelques dizaines de mètres, plus de 1000 mètres de sel ont été traversés par un forage pétrolier (improductif comme tous ceux réalisés jusqu'à présent dans la Sierra) avant d'atteindre le socle. Les profils sismiques réalisés par la SNEA(P) au Guatemala au Nord des Altos Cuchumatanes, ont montré également le bourrage par des évaporites des coeurs anticlinaux de cette région, et leur forte réduction d'épaisseur, voire leur absence, au niveau des synclinaux.

La présence d'un socle affleurant à l'arrière de la chaîne, d'altitude en règle générale plus élevée que la couverture, et l'existence d'un niveau de décollement à la base de cette dernière, pourraient laisser supposer que la couverture est non seulement décollée, mais aussi qu'elle a glissé gravitairement. La tectonique gravitaire est a priori plus facile à invoquer ici que dans d'autres chaînes de couverture où le socle n'affleure pas, voire se trouve à contre-pente, le Jura par exemple. Si tel était le cas, une bonne partie du socle aurait été dénudée tectoniquement, et on s'attendrait à un plongement plus ou moins marqué, mais général, des plans axiaux vers le Sud-Ouest. Il n'en est rien :

- la dénudation, purement érosionnelle, d'une large partie du socle, dont les éléments se retrouvent dans les sédiments campaniens et les molasses tertiaires, est intervenue avant le plissement ;

- les évaporites, à l'affleurement sur le flanc sud du synclinorium, présentent le même pendage que la molasse post-appalachienne et les assises crétacées. Elles ne sont même pas froissées, non plus que les passées péliques qui s'y intercalent ;

- du batholite à la plaine côtière du Golfe du Mexique, dans la région nord occidentale du Chiapas, les plis droits sont la règle, la dissymétrie l'exception. Pour ce qui concerne le synclinorium central, elle est même de sens opposé à celle que ferait naître un glissement vers le Nord-Ouest ;

- enfin, rien n'indique un débordement du front sur l'avant-pays : la limite des reliefs du Chiapas n'est pas celle du front, masqué sous les sédiments côtiers. Les cartes et les photographies orbitales du Guatemala et du Honduras britannique montrent une atténuation progressive vers le Nord des ondulations jusqu'à l'horizontalité de la plate-forme du Petén et du Yucatan.

La tectonique gravitaire nous paraît donc exclue ou à tout le moins, secondaire. Le plissement de la couverture implique alors un raccourcissement nord-ouest - sud-est du socle. Il ne semble pas qu'il ait excédé 15%, valeur très approximative obtenue en déplissant les structures.

Le raccourcissement a pu être réalisé, pour partie, par plissement des séries sédimentaires ou épimétamorphiques du Paléozoïque supérieur et du tégument. C'est ce que montre la structure anticlinale de Chicomuselo. Toutefois ceci ne fait que reporter le problème au niveau du socle gneissique et granitique. A ce niveau, aussi bien que pour les formations sus-jacentes, les décrochements ont du jouer un rôle essentiel. Le raccourcissement a pu être obtenu :

- par étirement nord-ouest - sud-est et est-ouest des blocs ;
- sans doute, également, par leur chevauchement vers le Nord, à l'aplomb des chevauchements observés dans la couverture.

2. Le compartiment du Sumidero.

Les systèmes de la Venta et de Malpaso encadrent deux grands plis, le synclinal de la Venta et l'anticlinal du Sumidero. Tous deux sont des plis droits, dirigés N 130°E, à axes horizontaux.

Le synclinal de la Venta, à courbure peu prononcée, est long d'une soixantaine de kilomètres, et large de dix. Il est caractérisé par l'épaisseur des assises marneuses paléocènes, qui constituent l'essentiel des affleurements, et, comme on l'a vu, par leur torsion au voisinage de la faille de Malpaso.

L'anticlinal du Sumidero relaie au Nord le synclinal de la Venta. Il est plus complexe. Dans sa partie occidentale, c'est un pli en genou retombant vers le Nord, et limité au Sud par la faille de la Venta. Dans sa partie orientale, le genou se trouve au Sud de la faille de la Venta qui passe à une flexure. Au Nord, il vient chevaucher le synclinal d'Ixtapa. Effacées les anomalies dues aux failles, l'allure générale est coffrée et traduit certainement un bourrage des évaporites (Fig. I-35 et I-36).

3. Le compartiment d'Ixtapa.

Les deux structures principales sont les synclinaux de Chicoasen et d'Ixtapa (Fig. I-42), de direction N 120 - N 125°E. Ils sont caractérisés par une inversion du relief, un fort plongement axial vers l'Est (30°) et une inclinaison des plans axiaux vers le Sud, surtout pour le synclinal d'Ixtapa, incliné à 65°. A l'échelle de la chaîne, ce sont les seuls synclinaux perchés. En raison du plongement axial, ils perdent progressivement ce caractère vers l'Est : à la hauteur d'Ixtapa le synclinal correspond à une vallée.

L'allure inhabituelle de ces plis et leur relative étroitesse témoignent d'un serrage important de ce compartiment de longueur réduite, qui disparaît à l'Est sous le chevauchement du compartiment précédent.

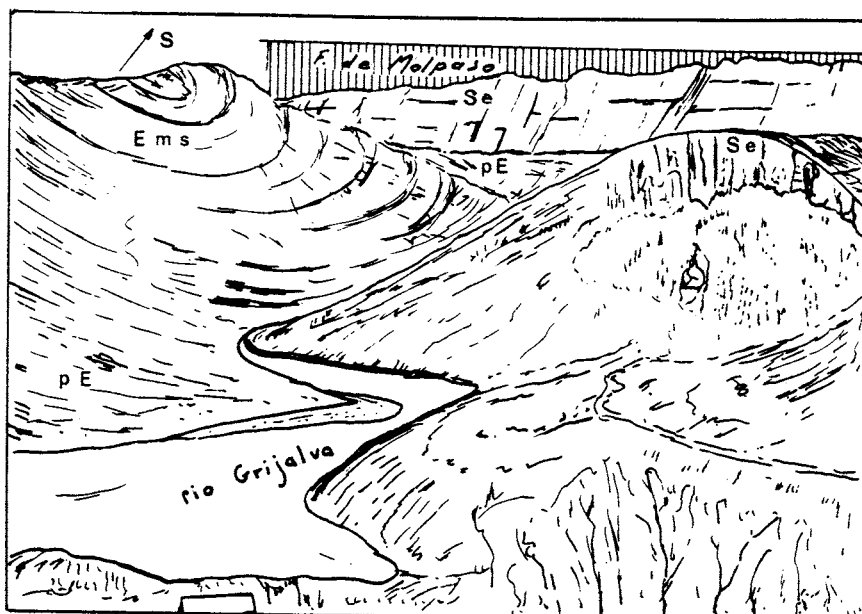


Fig. I-42 : La vallée du Grijalva à l'amont de Chicoasen.

Se: Calcaires sénoniens ; pE: Marnes paléocènes ; Ems: Eocène moyen et supérieur détritique marin. Les couches rouges de l'Eocène inférieur sont absentes dans cette région. On remarque :

- Au premier plan la terminaison périclinale de l'anticlinal de Chicoasen ;
- Au second plan, le synclinal perché d'Ixtapa, de direction N 125°E, au plan axial incliné de 65° vers le Sud, et dont l'axe d'allongement plonge de 30° vers l'Est. En raison de ce plongement, plus au Sud, dans la région d'Ixtapa, le relief devient conforme.
- Les calcaires sénoniens très redressés du dernier plan correspondent au flanc sud du synclinal d'Ixtapa. Un étroit couloir, déterminé par les marnes paléocènes les sépare des reliefs éocènes.
- La faille de Malpaso, limitant au Sud ces structures, passe immédiatement en arrière de la ligne de crête du dernier plan.

4. Le compartiment de Bochil.

Sa largeur, de 20 kilomètres, est double de celle des deux précédents. Les structures sont aussi plus nombreuses. Les plis sont droits et assez peu prononcés. Les anticlinaux dessinés par les calcaires sénoniens, celui de Soyalo par exemple, ont une tendance coffrée en général, avec de larges coeurs subhorizontaux et des flancs dont l'inclinaison ne dépasse pas cependant 45°. Les synclinaux, à coeur tertiaire, sont des plis obtus, réguliers, et ne présentent pas cette tendance. Les complications essentielles viennent des failles, de part et d'autre desquelles il n'est parfois pas possible, comme pour les systèmes majeurs, de retrouver le prolongement logique des plis.

Les directions axiales vont de N 150°E à Est-Ouest. Cette variation, comme la non-continuité des structures de part et d'autre des accidents secondaires, est sans doute liée à l'activité du réseau conjugué durant le plissement. Ainsi, la région de Larrainzar apparaît comme un bloc secondaire encadré de failles d'orientation générale méridienne.

A l'Est de ce bloc, alors que le système de Copainala-Ocosingo devient franchement ouest-est, l'important synclinal de Chenalo est dirigé N 115°E.

Dans sa partie orientale, le bloc de Bochil est à son tour subdivisé en deux sous-blocs, limités par un nouvel accident ouest-est, la faille de Oxchuc, qui se prolonge sur environ 50 kilomètres à l'Est du secteur cartographié.

5. Le compartiment de Simojovel.

Nous incluerons dans le compartiment de Simojovel les plis compris entre les systèmes Copainala-Ocosingo et Itzantun, et ceux de la région nord-occidentale, compris entre les systèmes de Malpaso et d'Itzantun.

Le compartiment de Simojovel, entendu dans ce sens très large, est en premier lieu caractérisé par l'absence, ou presque, des calcaires crétacés à l'affleurement, et par l'ampleur des structures.

Entre les systèmes de Copainala-Ocosingo et d'Itzantun, la faille N 25°E passant à l'Est d'el Bosque a un rôle comparable à celui des failles limitant le bloc secondaire de Larrainzar : à l'Est, une seule vaste structure, le synclinorium de Simojovel ; à l'Ouest, plusieurs plis.

Le synclinorium de Simojovel est un pli droit, non coffré, comme tous les synclinaux du Chiapas, de direction N 140°E à l'Ouest d'une faille N 145°E dépendant du système d'Itzantun, N 120°E à l'Est, c'est-à-dire sur sa plus grande longueur. Celle-ci est d'environ 60 kilomètres pour une largeur de 25 kilomètres. Le plongement axial est de 10° vers le Nord-Ouest. Le coeur miocène sera sans doute totalement noyé par la retenue d'Itzantun. Les calcaires sénoniens affleurent de part et d'autre du synclinorium, accidenté de quelques replis. Le trait essentiel, est le débordement oblique du flanc nord sur les structures du bloc suivant, en raison du passage du décrochement sénestre d'Itzantun à un chevauchement. On peut remarquer, en outre, que l'amorce du chevauchement s'effectue dans le prolongement exact de la faille d'el Bosque. Entre ce point et la faille, l'axe du synclinal montre une nette torsion. Il est probable que la faille d'el Bosque correspond à un important accident de socle. A ce niveau, la combinaison du jeu sénestre du système d'Itzantun et de l'avancée vers le Nord du bloc est de la faille d'el Bosque a pu provoquer un faillage inverse, comme supposé précédemment. Au niveau de la couverture, il se traduit par le passage du système décrochant à une faille plate, passé la limite ouest du bloc avancé.

A l'Ouest de la faille d'el Bosque, l'anticlinal de Santa Cruz, le synclinal de Jitotol et l'anticlinal d'el Bosque sont de dimensions plus modestes : 15 à 20 kilomètres de long, 4 à 6 kilomètres de large. Ce sont également des plis droits, obtus. Ils fournissent l'un des meilleurs exemples de la torsion spectaculaire des axes de plis à l'approche des décrochements. Orientés N 155°E, ils commencent à s'infléchir vers l'Est à environ 4 à 5 kilomètres du système Copainala-Ocosingo. De multiples accidents secondaires, en général Nord-Est - Sud-Ouest, amènent progressivement les axes à prendre une direction ouest-est et même, localement, pour l'anticlinal d'el Bosque, ouest - sud-ouest - est - nord-est.

Dans la vaste région nord occidentale où le volcanisme est particulièrement développé, la tectonique cassante est paradoxalement beaucoup moins importante.

De ce fait, hormis les décalages d'axes dûs à quelques accidents nord-est - sud-ouest, le train de plis est très régulier. Du Sud-Ouest vers le Nord-Est se succèdent sept grandes structures de dimensions voisines : le synclinal de Malpaso, l'anticlinal du Mono pelado, le synclinal de Maspac, l'anticlinal de la Union, le synclinal du Chichonal, l'anticlinal de Chapultenango et le synclinal d'Ixtacomitan. A ces sept plis apparaissant sur la carte (Pl. I) s'ajoute un huitième, l'anticlinal de Malpaso, lequel, en dehors et au Sud-Ouest du secteur cartographié, complète l'ensemble de structures plissées entre les systèmes de failles Malpaso et Itzantun.

Là encore, tous ces plis sont droits, avec des flancs inclinés à 40° au maximum. Leur longueur est supérieure à 60 kilomètres et leur largeur comprise entre 10 et 15 kilomètres. Les directions axiales sont comprises entre N 145° E et N 155° E.

A l'exception de l'anticlinal de Chapultenango, dont l'axe est courbe et plonge vers le Nord-Ouest et le Sud-Est, tous ces plis présentent un plongement axial vers le Nord-Ouest. Ainsi, affleurent des assises de plus en plus anciennes en direction des systèmes de Malpaso et de Copainala-Ocosingo, allant jusqu'aux calcaires crétacés pour ce qui concerne l'anticlinal du Mono pelado.

La valeur des plongements axiaux que nous avons mesurée directement sur le terrain et, pour certains plis, confirmée par construction géométrique sur diagrammes (de la Llata et al., 1979) est remarquablement constante : 8 à 10° .

En raison de la forme bombée de l'axe, le Sénonien affleure non au Sud-Est mais dans la partie centrale de l'anticlinal de Chapultenango. Son coeur a été foré - sans résultat économique - jusqu'à atteindre, sous des grès et dolomies attribués au Crétacé inférieur, et traverser, sur plus de 700 mètres sans les quitter, d'abord de l'anhydrite et des passées de calcaires noirs du Jurassique supérieur, puis de l'halite très pure. Des fragments d'évaporites ont été projetés par le volcan Chichonal voisin lors de sa récente éruption, laissant supposer qu'elles sont présentes aussi sous les synclinaux septentrionaux du Chiapas proches du Golfe, où leur épaisseur originelle devait être forte. La tendance "brachyanticlinale" du pli de Chapultenango annonce les diapirs du Nord de l'isthme de Tehuantepec.

La caractéristique la plus importante des plis de cette région est leur plongement axial vers le Nord-Ouest. Ceci nous conduit à une digression touchant à la situation du front du domaine plissé et à son extension : c'est en raison du plongement axial des plis que l'on passe progressivement à la plaine côtière (la limite de celle-ci correspond à peu près à la limite nord-ouest de la Planche I ; de telle sorte, la moitié ouest de la carte couvre l'ensemble des structures de ce secteur du Chiapas, depuis le tégument molassique post-appalachien jusqu'au pied des reliefs). Il est donc tout à fait clair que la limite des reliefs ne correspond en rien à un front de chevauchement. Bien que ceci n'ait jamais été très nettement exprimé, l'analogie supposée entre la ceinture chiapano-

guatémaltèque et la Sierra Madre Orientale pouvait le laisser croire. Ou encore, en admettant que le plissement est post-laramien, on pouvait regarder la plaine côtière comme une partie de l'avant-pays non déformé, si ce n'est par des dômes salifères : une sorte de Bresse en avant du Jura.

De même, la totalité des plis orientaux jusqu'à l'Est du rio Usumacintá disparaissent successivement par plongement axial sous les sédiments côtiers récents. Ces plis présentent une direction N 110 - N 130°E. La limite de la plaine côtière est approximativement Ouest-Est. Dans la plaine, des affleurements de Tertiaire plissé peuvent être observés jusqu'au Nord de Villahermosa et au voisinage de la côte du Golfe dans la région de Coatzacoalcos.

Le front des déformations chiapanèques doit donc être recherché, non pas au pied de la Sierra du Chiapas, mais dans le prolongement des plis les plus septentrionaux du Guatemala, ceux de l'arc de la Libertad.

Si l'on prolonge ce train de plis vers le Nord-Ouest, selon sa direction, la limite du front paraît située à l'Ouest de celle des premiers affleurements calcaires tabulaires du Yucatan et des dépôts détritiques plio-quadernaires côtiers. Elle suit approximativement le cours aval du rio Usumacintá pour passer peu à l'Ouest de la lagune de Términos. En mer, il correspond vraisemblablement à la limite ouest de la zone déformée par des dômes salifères de la Sonda de Campeche, productrice de pétrole (où se situe le puits Ixtoc dont la rupture a provoqué une marée noire catastrophique).

Plus au Nord (Fig. I-43), une large ceinture plissée, les "Mexican Ridges" a été reconnue en mer de Veracruz à l'embouchure du rio Grande (Bryant et al., 1968 ; Antoine et al., 1969 ; 1970 ; 1974). Le train de plis, apparemment très régulier, est constitué par une douzaine d'anticlinaux (nombre comparable à celui des structures du Chiapas du socle au front réel, 16) d'abord dirigés Nord-Ouest - Sud-Est, puis Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest, au Nord du parallèle de Tampico. A terre, le train de plis est constitué par les structures plissées tardives, de même direction, affectant le Tertiaire détritique marin des plaines côtières en avant de la Sierra Madre Orientale et de la Sierra de Juarez. A. Heim (1940) a été le premier à remarquer l'absence dans ces régions d'une discordance angulaire entre le Crétacé supérieur - Paléocène et l'Eocène, et concluait que le plissement était post-Eocène et antérieur aux manifestations volcaniques récentes. Depuis, l'âge du plissement, considéré "tardi-laramien", n'a guère retenu l'attention. Seul M. Tardy (1980) s'est penché sur ce problème. Il note, d'une part, que l'intensité de la déformation va en s'accroissant vers le Sud-Est à partir de Tampico, et, d'autre part, en raison de nos premières observations au Chiapas (Cordoba et al., 1980), l'attribue au Miocène.

Le front des Mexican Ridges se trouve dans l'exact prolongement du front cacheté du Chiapas, tel qu'il peut être tracé en fonction des données précédentes.

Le changement de direction des Mexican Ridges à la hauteur du parallèle de Tampico et du parallèle 24°N s'effectue brutalement. Il doit correspondre au passage d'importants accidents de socle. A la hauteur du premier, à terre, on passe, dans la plaine côtière, de rides peu marquées à un train de plis beaucoup plus serré. Le prolongement est de l'accident supposé correspond à la limite méridionale, d'orientation nord-ouest - sud-est de la

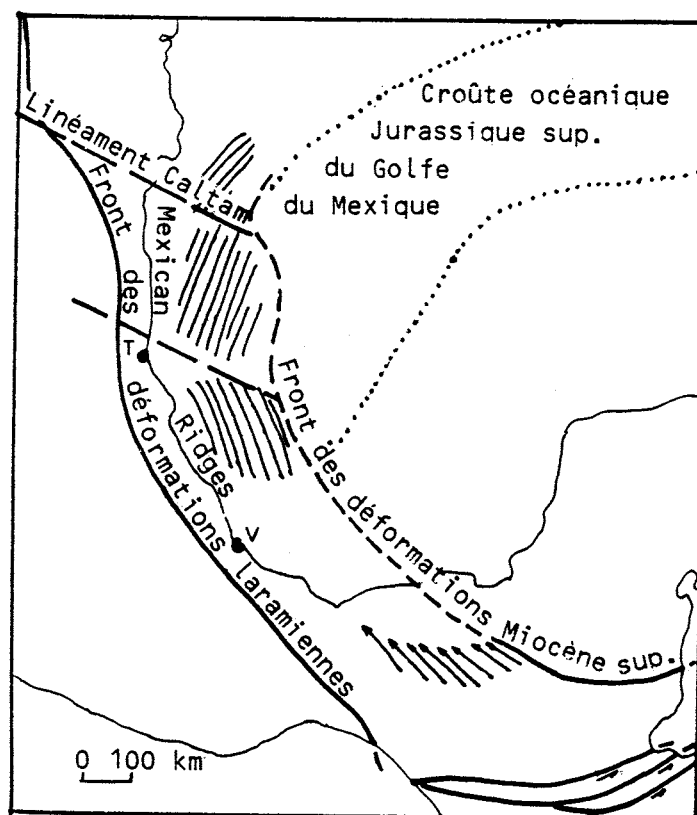


Fig. I-43 : Extension de la ceinture plissée mexicano-guatémaltèque du Miocène supérieur.

Les plis d'âge miocène supérieur des régions septentrionales du Chiapas disparaissent, en raison d'un plongement axial de l'ordre de 10° vers le Nord-Ouest, sous les sédiments plio-quadernaires des plaines du Golfe du Mexique. Ils se prolongent en mer dans la partie occidentale du Golfe par le train structural des "Mexican Ridges" reconnu du Nord-Est de Veracruz à l'embouchure du rio Grande. Les Mexican Ridges changent brutalement d'orientation à la hauteur du parallèle de Tampico et du parallèle 24° lat. N. Ces deux torsions sont localisées à l'arrivée de linéaments actifs en tant que méga-décrochements durant le Jurassique supérieur (commentaire dans le texte).

croûte océanique du Golfe. Pour le second il s'agit très vraisemblablement du prolongement direct en mer du linéament Caltam, structure transcontinentale méga-décrochante sénestre durant le Jurassique supérieur (Tardy, 1978, 1980 ; Anderson et al., 1981). Une faille cachetée, peut être proche du front de la Sierra Madre Orientale entre Monterrey et Ciudad Victoria, relie sans doute les deux accidents. Quoi qu'il en soit, et à l'échelle considérée, ces deux accidents doivent appartenir, comme le linéament Boquillas-Salina un peu plus au Nord, au même système. Le prolongement du linéament Caltam jusqu'à la côte pacifique (Silver et al., 1979) et jusqu'à la croûte océanique du Golfe, que sa dépendance méridionale limite, montre qu'il a eu valeur de faille-transformante rift-fosse. Son rôle quant aux coulissages du socle précambrien et paléozoïque et de sa couverture triasico-jurassique, quant à la paléogéographie mésozoïque quant aux déformations laramiennes (Tardy, 1980) et Miocène supérieur, puisque nous admettons que les Mexican Ridges pro-

longent le train de plis du Chiapas, montre l'importance de cette frontière. Elle conditionne la distribution des terrains pré-crétacés et l'histoire non seulement mésozoïque mais aussi tertiaire du Mexique septentrional et du Sud-Ouest des Etats-Unis.

Au total, les Mexican Ridges, les plaines côtières du Golfe du Mexique, de Tampico au rio Usumacintá, la Sierra du Chiapas et les sierras du Guatemala et du Honduras britannique au Nord du système Polochic, constituent, du point de vue structural, un seul ensemble, situé en avant du front laramien et plissé tardivement. Ses dimensions sont des plus respectables : 1200 kilomètres de long, 300 kilomètres de large en moyenne. Pour ce qui concerne le Mexique, et en incluant le domaine immergé, l'extension de la ceinture du Miocène supérieur est comparable à celle de la ceinture laramienne.

6. Le compartiment d'Amatán.

Au Nord du système d'Itzantun, il n'existe pas d'autre système décrochant visible à l'affleurement. Les plis du bloc d'Amatán présentent des caractères analogues aux précédents : direction N 130 - N 145°E, plan axial vertical, axe à plongement nord-ouest et torsion vers l'Est des structures (anticlinal d'Itzantun), en s'approchant du système décrochant d'Izantun.

Les champs pétroliers de la région de Villahermosa, dans la plaine côtière, se trouvent dans le prolongement du train de plis du compartiment d'Amatán. Les données géophysiques (Lopez-Ramos, 1977) montrent que les structures plissées sont régulières, allongées selon la même direction que celles du bloc d'Amatán, et en nombre voisin. On ne peut cependant conclure qu'elles représentent le prolongement direct des structures affleurantes. Elles pourraient appartenir à un autre bloc, limité par un système décrochant cacheté. Comme pour les plis plus occidentaux de la plaine côtière et de son voisinage, la tectonique salifère est ici plus accentuée que dans les régions élevées de la chaîne, en raison de l'épaisseur originelle des évaporites. Celles-ci forment le noyau de plis diapirs droits pouvant percer les calcaires crétacés et le Tertiaire détritique. Dans certains forages, elles ont été rencontrées directement sous des sédiments miocènes.

De nombreuses failles d'orientation Nord-Ouest - Sud-Est et Nord-Est - Sud-Ouest ont été mise en évidence par la prospection sismique. La plus importante est un accident N 140°E, long de 80 kilomètres, passant entre les champs de Cactus et de Sitio Grande (région de Reforma) qu'elle limite. Elle est interprétée comme un décrochement sénestre. Il est possible qu'elle appartienne à un dernier système décrochant, avant la limite du Golfe. Auquel cas, la largeur du compartiment d'Amatán (30 kilomètres environ) serait comparable à celle des autres blocs précédemment décrits.

III. LES STRUCTURES CHIAPANEQUES A L'EST DU CHIAPAS ET AU GUATEMALA.

Des reconnaissances effectuées à l'Est du Chiapas, le long de la

piste Ocosingo-Palenque et au Nord-Est de Comitán, ainsi que l'examen des photographies orbitales Landsat, nous ont permis de compléter les données structurales (Pl. III et Fig. I-33).

En premier lieu, les principaux systèmes décrochants paraissent tous localisés à la moitié ouest du Chiapas et, en dehors de ceux définis plus haut, il ne semble pas exister d'autres coulissages de dimension comparable. Leur présence conditionne clairement l'extension des molasses marines tertiaires.

Comme les systèmes de Malpaso et l'Itzantun, les autres systèmes décrochants, excepté le système de la Venta, passent à des chevauchements en dehors du secteur cartographié :

- le système de Chicoasen se termine, au Sud de San Cristobal de las Casas, par un chevauchement vers le Nord-Est des calcaires crétacés horizontaux du coffre succédant, au Nord, au synclinorium central, sur le flanc sud d'un anticlinal allant de San Cristobal à Comitán ;

- le système de Copainala-Ocosingo se termine immédiatement à l'Ouest d'Ocosingo par un chevauchement spectaculaire des calcaires crétacé-paléocènes du flanc nord du synclinal de Chenalo sur les molasses continentales et le miocène marin du flanc sud et du coeur du synclinal d'Ocosingo.

A l'Est de la terminaison des systèmes décrochants, les accidents principaux sont longitudinaux, suivent la torsion d'ensemble des plis, et correspondent généralement à des failles inverses. Le plus important naît à une vingtaine de kilomètres au Sud-Est d'Ocosingo. Il s'agit du front d'un anticlinal Nord-Ouest - Sud-Est, chevauchant vers le Nord-Est. Il est long de plus de 200 kilomètres et se termine au Guatemala, où il prend une orientation Ouest - Est, à 25 kilomètres au Nord du système Polochic. Son expression physiographique est particulièrement marquée dans ce pays : il forme la limite nord des Altos Cuchumatanes, bloc à coeur paléozoïque limité au Sud par le prolongement de la flexure du système de la Venta. Il est probable que le chevauchement vers le Nord-Est des Altos Cuchumatanes, manifeste en raison du dessin de l'accident, soit d'assez grande portée. Il est également probable qu'il se superpose à un accident de socle triasico-jurassique, originellement extensif : c'est dans cette région que, sur la base d'arguments stratigraphiques, a été supposée l'existence du paléo-horst de Poxlac.

L'une des caractéristiques du train de plis des régions orientales du Chiapas et du Guatemala, est son allure beaucoup plus serrée que dans les régions occidentales, au Nord-Est de l'accident précédent. D'autre part, la dissymétrie devient la règle. C'est le cas par exemple des structures de l'arc de la Libertad : d'Ocosingo à Palenque, la piste recoupe huit anticlinaux allongés N 120°E, de largeur comprise entre 5 et 15 kilomètres. Deux de ces plis sont simplement déjetés vers le Nord. Tous les autres sont déversés vers le Nord et anisopaques, à flanc sud incliné d'une trentaine de degrés, à flanc nord laminé. Les synclinaux intermédiaires sont encore plus étroits. Fréquemment le laminage des flancs nord anticlinaux va jusqu'à la rupture. Les anticlinaux deviennent chevauchants sur une longueur de plusieurs kilomètres et la portée est parfois suffisante pour faire disparaître totalement les synclinaux intermédiaires. Cette différence de style peut s'expliquer par l'absence dans les régions orientales de grands systèmes décrochants et l'épaisseur beaucoup plus réduite du Tertiaire détritique.

Un deuxième trait essentiel du train structural oriental est son changement progressif de direction en allant vers l'Est. Passé la frontière mexicano-guatémaltèque, au Petén, les directions passent de N 120°E à Ouest-Est. A l'Est du Guatemala et au Honduras britannique, les axes de plis continuent de s'incurver, parallèlement au dessin du système Polochic-Motagua, jusqu'à prendre une direction N 70°E. Comme nous l'avons déjà souligné antérieurement, la torsion générale de la partie méridionale de la ceinture miocène supérieur mexicano-guatémaltèque peut être regardée comme un méga-crochon dû au jeu sénestre du système Polochic-Motagua. De la même façon que dans les régions occidentales du Chiapas, le plissement et le jeu décrochant responsables des torsions ne constituent pas deux épisodes tectoniques distincts. Ils se sont produits durant la même étape.

IV. L'AGE DE LA PHASE CHIAPANEQUE.

La fourchette de temps pendant laquelle s'est déroulée la phase chiapanèque peut, a priori, être légèrement différente selon les secteurs considérés de l'ensemble de la chaîne. Nous admettons en effet que le plissement et l'activité des failles du système Polochic-Motagua, au sens large, sont contemporains. Or ces failles sont toujours actives à la hauteur du Guatemala, comme le démontrent les foyers sismiques qui les jalonnent. Par contre, au Chiapas, les systèmes décrochants, comme les plis, sont cachetés par des dépôts relativement anciens.

a- Régions nord-occidentales du Chiapas :

Dans les régions nord-occidentales du Chiapas, la phase chiapanèque est postérieure aux formations les plus récentes qu'elle affecte et en particulier au Miocène (grès et puissants conglomérats) des synclinaux d'Ixtapa et des plis de la région de Malpaso. Les conglomérats fluviatiles plissés d'Ixtapa sont mal datés mais peuvent être attribués au Miocène moyen, en raison de l'âge des assises marines sous-jacentes et de leur passage, vers le Nord-Ouest, aux dépôts marins conglomératiques et gréseux de la région de Malpaso, où les niveaux les plus récents sont serravalliens.

La phase chiapanèque est antérieure :

1. aux formations fluvio-lacustres anciennes discordantes, et en particulier aux dépôts conglomératiques et sableux qui cachètent le synclinal d'Ixtapa et le système de Malpaso, d'âge paléontologique hemphyllien ;
2. à l'intrusif d'Ixhuitan-Solosuchiapa, recoupant les structures, et aux coulées volcaniques les plus anciennes, datés respectivement 3 m.a. et 2,8 m.a.

b- Région nord de l'isthme de Tehuantepec :

A la hauteur du Nord de l'isthme de Tehuantepec la phase chiapanèque est postérieure aux niveaux les plus récents de la Formation Concepción inférieure, et antérieure aux dépôts des formations discordantes Concepción supérieure et Filisola, selon la définition que nous avons cherché à préciser. Elle est donc comprise entre le Miocène moyen et le Pliocène moyen.

En conclusion, pour ce qui concerne les régions occidentales du Chiapas et les plaines côtières du Golfe du Mexique, la phase chiapanèque peut être calée de façon précise, paléontologiquement et radiochronologiquement. La fourchette de temps va du Serravallien au Plaisancien, et plus précisément, les limites de ce dernier étage fluctuant selon les échelles, de 11 m.a. à 3 m.a.

c- Régions sud-orientales de l'édifice :

Les dépôts tertiaires plissés les plus récents du Guatemala sont ceux de la bordure de la baie d'Amatique où débouche le rio Polochic. Il s'agit des calcaires marins de la Formation Rio Dulce, du Miocène supérieur (Dengo, 1968 ; Butterlin, 1977), transgressive sur le Tertiaire continental. Cette transgression est localisée au fond de la baie du Honduras. Comme on l'a vu, elle est contemporaine de celle de l'avant-pays maya, à la suite de son émergence de l'Oligocène au Miocène moyen.

Par ailleurs, toujours au voisinage du Golfe du Honduras, au pied des Monts mayas, les sédiments côtiers plio-quatérnaires seraient déformés (Case et Holcombe, 1980).

Sur la base de ces données il semble que :

- durant le Miocène supérieur l'extrémité sud orientale du domaine n'ait été encore que peu surélevée par rapport au niveau marin, pour permettre sa transgression ;

- dans ces régions l'essentiel du plissement soit post-miocène, de telle manière qu'elles n'aient été exondées que tardivement ;

- le plissement se poursuive encore à l'heure actuelle tandis que l'avant-pays continue de se soulever.

Au total, on retire l'impression d'une migration de la tectogenèse dans le temps et dans l'espace, accompagnée d'une modification du champ de contraintes : la déformation débute à l'Ouest du Chiapas et dans les plaines côtières du Golfe du Mexique il y a environ 10 m.a. La direction de la contrainte maximum, donnée par la direction de l'axe régional des plis, est alors N 50°E. Le plissement gagne peu-à-peu les secteurs plus orientaux, les régions voisines de la mer des Caraïbes n'étant affectées de façon sensible que depuis 5 m.a. Simultanément, la contrainte maximum prend une direction de plus en plus méridienne se traduisant par l'orientation progressivement ouest-est du train de plis. La partie occidentale de l'édifice est structurée depuis au moins 3 m.a. ; la partie orientale est peut-être encore, à l'heure actuelle, sujette à des déformations compressives.

Ainsi, la phase chiapanèque n'apparaît pas comme un événement partout synchrone. Elle s'est déroulée pendant une durée assez longue au cours de laquelle la direction de la compression maximum a tourné en sens anti-horaire. Il reste à en rechercher la cause.

V. LES CAUSES DE LA PHASE CHIAPANÈQUE.

L'édifice chiapano-guatémaltèque a pour limites internes deux

frontières actives majeures : la fosse méso-américaine, en arrière du Chiapas, et le système Polochic-Motagua, limite nord de la plaque caraïbe. L'une ou l'autre a dû jouer un rôle déterminant.

En arrière du Chiapas, au niveau de la fosse méso-américaine, débute la subduction actuelle de la plaque de Cocos, clairement démontrée par la distribution des séismes et l'activité volcanique du Chiapas. Contrairement à l'Amérique Centrale et aux régions plus occidentales du Mexique, l'activité magmatique n'est apparue au Chiapas que tardivement, postérieurement à la phase plicative chiapanèque. On peut donc admettre que la subduction de la plaque de Cocos au niveau du Chiapas est récente. Partant, elle ne peut être responsable de la structuration de la chaîne. Par ailleurs, le régime convergent actuel Plaque de Cocos-Amérique Centrale est de type "convergence-extension" (Aubouin et al., 1982). Nous verrons qu'il en est très probablement ainsi au droit du Chiapas.

L'activité en décrochement sénestre de la frontière nord-caraïbe et sa plus grande ancienneté, sont amplement démontrées par la géométrie du système Polochic-Motagua, le jeu des systèmes associés du Chiapas, les mécanismes aux foyers des séismes, et la juxtaposition d'édifice d'histoire paléozoïque et mésozoïque différente de part et d'autre de cette frontière (3ème partie).

En admettant que le taux d'expansion de la ride médio-caïman traduit la valeur du déplacement relatif vers l'Est de la plaque caraïbe, et en particulier du bloc du Honduras, par rapport à la plaque nord-américaine, il est possible de localiser de façon précise la position de ce bloc par rapport au Chiapas au cours des 11 derniers millions d'années. Ceci en le faisant coulisser vers l'Ouest le long du système Polochic-Motagua, prolongé par la fosse d'Acapulco (Fig. I-44).

A la fin du Serravallien le bloc du Honduras se trouve décalé vers l'Ouest d'environ 400 kilomètres. De telle sorte, il n'est plus au Sud mais en grande partie à l'Ouest du batholite permo-triasique du Chiapas. La zone de subduction n'est donc pas directement en arrière du Chiapas. Le dessin de la fosse suit celui de la fosse actuelle d'Acapulco jusqu'à l'Ouest de l'isthme de Tehuantepec. Elle se prolonge ensuite à l'arrière du bloc du Honduras. Cette disposition permet d'expliquer l'absence de volcanisme miocène au Chiapas.

La migration du bloc du Honduras depuis sa position à la fin du Miocène moyen, déduite des données géophysiques, jusqu'à sa position actuelle, rend compte parfaitement des données géologiques du Chiapas et du Guatemala. Elle correspond à une rotation anti-horaire que confirment les données paléomagnétiques du Honduras (Gose et Schwartz, 1977) et qui explique :

- le jeu coulissant sénestre des systèmes de failles du Chiapas réactivant d'anciens accidents ;
- le raccourcissement du socle et sa torsion vers l'Est au Sud du Chiapas et au Guatemala, au voisinage du système Polochic-Motagua ;
- le décollement et le plissement de la couverture selon des modalités dépendantes de l'histoire sédimentaire et tectonique antérieure ;
- le dessin arqué de la chaîne, conforme à la rotation ;

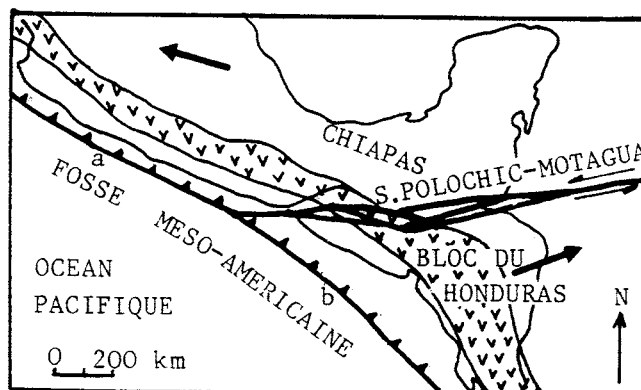


Fig. I-44 : Position du bloc du Honduras par rapport au Mexique méridional à la limite du Miocène moyen et du Miocène supérieur.

1: Volcanisme andésitique et ignimbritique engendré par la subduction de la plaque océanique du Pacifique oriental (Paléo-plaque de Cocos) ; a et b: segments de la fosse méso-américaine limités par le point triple plaque nord-américaine, plaque caraïbe, paléo-plaque de Cocos ; a: fosse d'Acapulco ; b: fosse centro-américaine. Les flèches indiquent le sens du mouvement des plaques nord-américaine et caraïbe (6ème partie).

Le bloc du Honduras est décalé vers l'Ouest d'environ 400 kilomètres par rapport à la terminaison méridionale de la plaque nord-américaine. La fosse centro-américaine est décalée d'autant. Son éloignement explique l'absence de magmatisme miocène au Chiapas, au Guatemala, au Nord du système Polochic-Motagua, et au Honduras britannique. Le volcanisme miocène centro-américain associé à la subduction de la paléo-plaque océanique de Cocos trouve son prolongement au Mexique méridional à l'arrière du domaine olmèque et chiapanèque, en particulier dans les régions méridionales de l'isthme de Tehuantepec (2ème partie). Le déplacement vers l'Est du bloc du Honduras par rapport à la plaque nord-américaine, à un taux de 4 cm/an durant le Miocène supérieur et le Pliocène, va entraîner la déformation progressive du domaine olmèque, chiapanèque et quiché, et l'allongement et le rapprochement de la fosse méso-américaine du Chiapas où les manifestations magmatiques calco-alcalines apparaissent au Pliocène supérieur. Autres commentaires dans le texte.

- le calendrier tectonique, plus récent vers l'Est ;
- l'âge et la distribution du volcanisme.

Au fur et à mesure que la limite nord-ouest du Honduras migre vers le Sud-Est, la croûte océanique se rapproche du Chiapas. L'ancienne limite coulissante fait place à une néo-fosse qui allonge la fosse méso-américaine. Le régime est radicalement modifié. A la convergence décrochante de deux blocs continentaux, succède la convergence frontale d'une plaque océanique et d'une plaque continentale. La compression cesse. Les manifestations magmatiques liées à la subduction apparaissent, après un délai semble-t-il assez court (les premiers dépôts fluviolacustres discordants présentent des galets volcaniques). Elles sont, logiquement, plus développées au Nord-Ouest du massif, réduites dans sa partie centrale, encore inexistantes au Sud-Est.

Les données plus précises ou complémentaires concernant la fosse

Caïman et le domaine océanique pacifique seront exposées dans le chapitre sur l'évolution géodynamique. Nous signalons toutefois :

- que le début de la phase chiapanèque coïncide avec une réorganisation du domaine pacifique ;

- que depuis 2 m.a. la vitesse de déplacement de la plaque caraïbe par rapport à la plaque nord-américaine s'est ralentie, passant de 4 cm/an à 2 cm/an, diminuant probablement l'intensité des contraintes dans le domaine caraïbe, et en particulier sur sa frontière nord. Cependant des indices d'une compression très récente ont été relevés au niveau de la fosse Caïman.

En résumé, la phase chiapanèque n'est liée ni à la subduction du Pacifique ni à une collision frontale de masses continentales. Elle a pour origine la compression exercée à son passage par le bloc continental d'Amérique centrale, solidaire de la plaque caraïbe et se déplaçant avec elle rapidement vers l'Est relativement à la plaque nord-américaine. Fondamentalement, les structures résultent de méga-couliissages de socle. A la limite, les plis et chevauchements, pour spectaculaires qu'ils soient, ne sont que des épiphénomènes. L'étendue du domaine concerné par la déformation traduit la durée et la valeur importantes des contraintes à la frontière nord-caraïbe. Par son importance et la diversité des structures mises en place, l'édifice mexicano-guatémaltèque mio-pliocène est sans doute l'un des meilleurs exemples de tectonique transpressive.

VI. LA TECTONIQUE POST-CHIAPANEQUE.

Les systèmes décrochants sénestres principaux du Nord-Ouest du Chiapas et, en particulier, le système de Malpaso, dans la région d'Ixtapa, ainsi que le système Copainala-Ocosingo, près de Copainala, sont parfois cachetés par le Pliocène fluvio-lacustre. La faille de Malpaso, par exemple, disparaît sous ces sédiments sur une distance de 2 km, peu au Nord de la bifurcation des routes de San Cristobal et de Villahermosa. Le matériel, meuble, est constitué de galets volcaniques et hypovolcaniques, de sables, d'argiles, et de lits de cendres. Il ne présente aucune déformation plicative et aucun déplacement sensible horizontal ou vertical. Toutefois, il est affecté par un réseau de diaclases assez serré. Celles-ci se répartissent en trois familles : N 120-N 125°E, N 80-N 95°E et N 10-N 30°E. C'est-à-dire selon les directions de la faille principale et des Riedel associés. Les plans de fractures ne montrent pas de stries, le matériel n'étant pas propice à leur enregistrement.

La distribution géométrique des diaclases est compatible avec un jeu sénestre de la faille de Malpaso postérieurement à la phase chiapanèque ; mais il est certain, pour le moins, qu'il a été très limité et de toutes façons sans commune mesure avec l'importance des déplacements durant le Miocène supérieur.

Par ailleurs, on n'observe aucune déviation notable des cours d'eaux au passage des grands accidents. C'est le cas, en particulier, de l'axe de drainage principal, le rio Grijalva, qui recoupe successivement

les systèmes de la Venta, de Malpaso et de Chicoasen presque perpendiculairement. Son cours, très encaissé dans cette région, ne dessine pas de "baïonnettes".

La même remarque peut être faite pour le rio Tocotalpa, au passage des systèmes de Copainala-Ocosingo et d'Itzantun.

Nous en concluons que l'activité décrochante a dû cesser progressivement au Chiapas, au fur et à mesure que s'établissait la zone de subduction à l'arrière de la chaîne et que naissait le volcanisme associé. Nous avons souligné que la localisation de celui-ci est indépendante des systèmes coulissants. Toutefois ces derniers ne présentent pas de tectoglyphes démontrant un jeu récent en failles normales.

L'établissement de la zone de subduction coïncide cependant avec une tectonique distensive, dont les indices se situent en dehors du secteur cartographié (Fig. I-45).:

-L'existence d'une néotectonique distensive est évidente en Amérique centrale. C'est encore à K. Sapper que l'on doit la découverte de grabens récents, en particulier au Honduras. Plusieurs fossés tectoniques, d'orientation générale nord-sud, s'allongent en effet dans ce pays de la mer caraïbe au Pacifique. Originellement, K. Sapper supposa qu'il s'agissait d'un seul graben, appelé dépression de Comayagua, allant du rio Ulúa qui débouche dans la mer des Caraïbes, au Nord, au Golfe de Fonseca qui s'ouvre sur le Pacifique. Postérieurement, bien d'autres grabens ont été découverts en Amérique centrale, dont G. Dengo (1968) a précisé le dessin et l'extension. Ils se répartissent en deux familles : la première, à laquelle appartiennent les grabens d'Ulúa et de Comayagua, qui sont en fait distincts, est limitée par des failles d'orientation N 20-N 30°E et N 30-N 40°E, plus rarement Nord-Sud. La seconde correspond à des grabens parallèles à la côte Pacifique, proches de cette dernière, et allant du système Polochic-Motagua à l'isthme de Panamá. Ils sont limités par des failles d'orientation N 110-N 140°E, qui conditionnent la localisation des appareils volcaniques récents.

La première famille correspond vraisemblablement à la direction de la contrainte maximum appliquée au système Polochic-Motagua. A l'heure actuelle celle-ci doit être sensiblement Nord-Sud, conforme à la direction du rift médio-caïman. Les directions variables des failles normales, donnant aux grabens une allure en ziz-zag, doivent être en rapport avec la modification du champ de contrainte consécutive à la rotation anti-horaire du bloc d'Amérique Centrale.

La deuxième famille de failles normales est sans doute liée au régime "convergence-extension" de la marge centro-américaine, mis en évidence par les données des legs 67 et 84 (Aubouin et al., 1982).

Cette néotectonique distensive n'est clairement exprimée qu'au Sud du système Polochic-Motagua. Au Nord, le seul élément physiographique que l'on puisse comparer aux grabens centro-américains est la dépression centrale du Chiapas. Comme on l'a vu, elle est encadrée, au Nord, par la flexure prolongeant le décrochement de la Venta et, au Sud, par la faille de la Concordia.

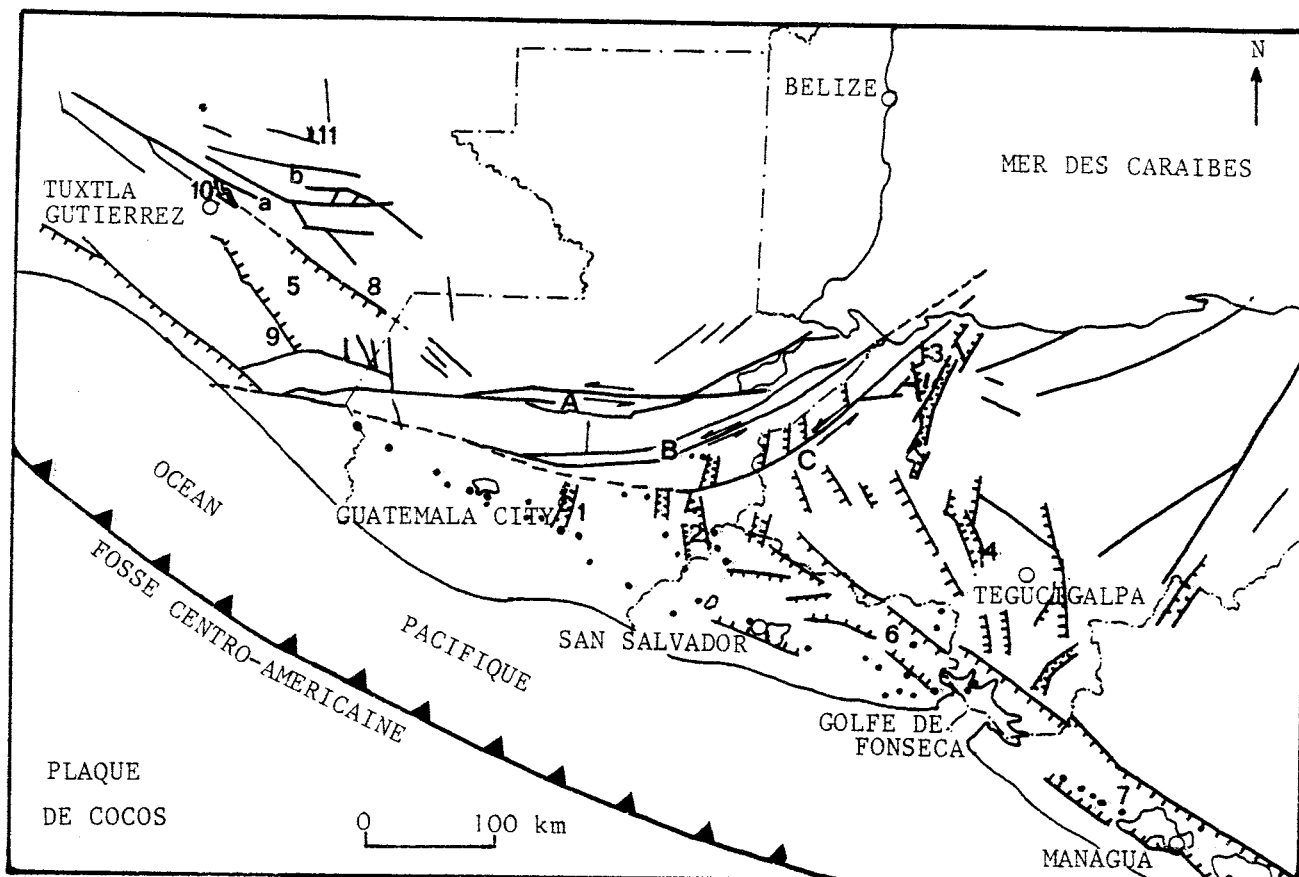


Fig. I-45 : Carte des failles principales du Chiapas et de l'Amérique centrale nucléaire montrant les deux familles de grabens récents.

A, B et C: décrochements sénestres actifs de la frontière nord-caraïbe ; A: système Polochic ; B: système Motagua ; C: système Jocotán-Chamelecon ; a et b: décrochements sénestres du Chiapas fossilisés cités dans le texte ; a: faille de Malpaso ; b: faille Copainala-Ocosingo ; 1 à 7: principaux grabens ; 1 à 4: grabens "nord-sud" liés à l'activité décrochante du système Polochic-Motagua ; 5 à 7: grabens ouest-nord-ouest - est-sud-est liés à la subduction de la plaque océanique de Cocos ; 1: graben de Guatemala-City ; 2: graben d'Ipala ; 3: graben d'Ulúa ; 4: graben de Comayagua ; 5: dépression centrale du Chiapas ; 6: fosse centrale du Salvador ; 7: dépression du Nicaragua ; 8 et 9: failles normales du Chiapas citées dans le texte ; 8: faille de Venustiano Carranza ; 9: faille de La Concordia ; 10 et 11: éléments physiographiques du Chiapas cités dans le texte ; 10: cañon du Sumidero ; 11: gorge d'Itzantun.

Les points correspondent aux principaux volcans actifs. Commentaire dans le texte.

Le passage de la faille de la Venta à une flexure, s'effectue à la hauteur de la route panaméricaine, au Nord de Chiapa de Corzo. La faille peut encore être observée peu à l'Ouest de la route, au Choreadero. A cet endroit, elle met au contact les marnes paléocènes du flanc nord du synclinal de Copoya et les calcaires crétacés horizontaux du coffre anticlinal du Sumidero. La zone tectonisée est large d'environ 100 mètres ; les stries portées par les miroirs de failles sont subhorizontales.

J.F. Pécheux a suivi la flexure vers le Sud-Est en direction de la Trinitaria (renseignement écrit). A la hauteur de Venustiano Carranza, dans la partie moyenne de la dépression, la retombée des calcaires crétacés ne s'effectue plus de façon souple. De longues failles normales, parallèles à la dépression, portant des stries verticales, déterminent des grands descendant vers le rio Grijalva. Dans cette région le volcanisme récent est particulièrement développé. Des failles normales situées dans le prolongement de celles reconnues près de Venustiano Carranza peuvent aussi être observées plus au Sud, entre la Trinitaria et El Jocote, où elles présentent une direction N 140°E et un pendage 75°W.

La faille de la Concordia est dirigée globalement N 155°E. Cette direction est obtenue par le relai, sur environ 100 kilomètres, d'accidents N 140°E, pour les plus longs, N 120°, et N 170°E. Elles affaissent le compartiment est, plaçant au contact du socle granitique la Formation Todos Santos du flanc ouest de l'anticlinal de Chicomuselo.

La dépression centrale du Chiapas peut donc être considérée comme un graben récent, parallèle à la fosse centro-américaine, équivalent par exemple du graben du Nicaragua. L'affaissement de cette région par rapport aux régions voisines, là où se situe le cours amont du rio Grijalva, permet d'expliquer l'encaissement du fleuve entre Chiapa de Corzo et Chicoasen, en particulier le cañon du Simudero : il s'agit d'une cluse indépendante de la tectonique chiapanèque, résultant de l'enfoncement sur place d'un cours antécédent. Ceci suppose un soulèvement d'ensemble du massif qui, dans la région du Sumidero, peut être estimé à environ 1000 mètres.

La dépression centrale du Chiapas n'est donc pas un fossé d'effondrement dans une région demeurée stable. Au contraire, l'altitude de son fond a dû rester sensiblement la même, alors que se soulevaient les régions voisines.

La présence d'une plaine côtière, large de 15 kilomètres en moyenne, le long du Pacifique, apparaissant à l'Est de l'isthme de Tehuantepec et qui se prolonge jusqu'au Nicaragua, peut également témoigner du soulèvement d'ensemble. Dans la région isthmique, une terrasse marine à l'altitude 50 mètres s'appuie sur le Cerro Zapote, entre la Ventosa et la Venta. Nous n'en avons pas reconnues plus au Sud. La limite de la plaine côtière, rectiligne, correspond à la faille N 130°E bordant le socle sur toute sa longueur. L'opposition de part et d'autre de l'isthme de Tehuantepec entre une côte à falaises plongeant directement dans l'océan, et une côte plate, laisse supposer que l'extension des dépôts marins quaternaires n'est pas simplement liée à des oscillations du niveau marin. Ceci, joint à la présence de failles bordières, montre que la forme du littoral pacifique résulte d'une tectonique active récente. La côte du Chiapas est une côte d'émergence et ses terrasses sont d'origine tectonique.

En résumé, à la suite de la phase chiapanèque, due au passage à l'arrière du Chiapas du bloc du Honduras, la néo-fosse mésoaméricaine située à l'emplacement de l'ancienne rupture entre les blocs continentaux s'est allongée jusqu'à acquérir sa forme actuelle. Le Pacifique affronte alors directement le domaine plissé le plus externe du Mexique, sous lequel la croûte océanique est subductée. Il en résulte :

- des manifestations magmatiques intrusives et extrusives ali-

gnées parallèlement à la fosse et distantes de 300 kilomètres. Leur localisation est indépendante des systèmes décrochants antérieurs, sauf à l'extrémité sud de l'alignement où le volcanisme se superpose au système de la Venta, jouant maintenant en distension dans cette région. Il est probable qu'ailleurs la montée des magmas est également favorisée par un failage normal du socle, n'apparaissant pas clairement dans la couverture, correspondant peut être à d'anciens accidents distensifs triasico-jurassiques, peut être entièrement d'origine néotectonique ;

- une modification du tout au tout du régime tectonique : un soulèvement généralisé du domaine plissé et de l'avant-pays, conduit à un rajeunissement du relief, dont les exemples les plus spectaculaires sont le cañon du Sumidero et les gorges d'Itzantun. Selon les secteurs, le soulèvement est inégal. Deux horsts, bordés de failles normales, reprises d'anciens accidents décrochants, encadrent un vaste fossé, la dépression centrale du Chiapas. Le plus méridional correspond essentiellement au batholite permo-triasique. Il est limité au Sud-Ouest par un accident longeant la côte pacifique, dépendant directement du système Polochic-Motagua, et qui joue à l'heure actuelle en faille normale. A la faveur de cet accident, et peut être d'accidents analogues à la hauteur de la plate-forme continentale, et en raison du soulèvement d'ensemble, la côte pacifique du Chiapas est une côte tectonique active d'émergence.

La tectonique cassante accompagnant le soulèvement est extensive, et la dépression centrale du Chiapas peut être considérée comme le prolongement des grabens côtiers centro-américains. Ainsi, le Chiapas, comme la marge active centro-américaine, actuellement, et pour ce qui concerne le Chiapas depuis l'instauration au Pliocène d'une zone de subduction à l'arrière de la chaîne, est une marge active de type "convergence-extension".

L'absence au Nord du système Polochic-Motagua de la famille de grabens approximativement méridiens que l'on peut rattacher à l'activité coulissante de ce système, demande une explication. Les contraintes subies par le bloc du Honduras, et qu'il continue de subir, se sont exercées pendant toute la durée de sa dérive par rapport à l'Amérique du Nord, dérive qui s'initie au Laramien. Par contre, au Chiapas et dans le domaine quiché, la compression apparaît tardivement, au passage du bloc du Honduras, pour disparaître avec son éloignement. On peut donc concevoir, facilement, que le socle du Honduras est davantage fracturé que celui de la terminaison de la plaque nord-américaine. C'est d'ailleurs ce qui apparaît à la lecture des cartes, qui montrent que l'Amérique centrale, en plus de ses grabens récents, est affectée par un foisonnement de failles d'orientation très diverse. Cette intense dislocation, acquise progressivement, a dû favoriser l'ouverture de grabens dirigés selon la compression maximum. Ces derniers se sont élargis en raison du déplacement rapide de la plaque caraïbe. Toutefois leur largeur cumulée n'exprime certainement pas la valeur du taux de déplacement. Celui-ci est compensé essentiellement, d'une part par l'expansion au niveau de la ride caïman, dont le taux, comme on l'a vu, en raison de l'accord des données géologiques, est sans doute très proche du taux de déplacement de la plaque caraïbe, et, d'autre part, par la subduction de la croûte atlantique au front de la plaque.

F. CONCLUSION. CHIAPAS ET SIERRA MADRE ORIENTALE - CHIAPAS ET JURA.

Nous avons, à plusieurs reprises, soit pour noter des différences, soit pour relever des similitudes, évoqué la Sierra Madre Orientale et le Jura. En guise de conclusion nous reprendrons quelques unes des remarques antérieures en les complétant au besoin, d'une part pour souligner les différences essentielles entre l'édifice du Chiapas et la Sierra Madre Orientale, d'autre part pour comparer la chaîne du Chiapas au modèle jurassien.

I. CHIAPAS ET SIERRA MADRE ORIENTALE.

a- Principaux traits stratigraphiques et paléogéographiques :

1. Trias - Jurassique.

- Dans les deux chaînes, postérieurement à l'ultime phase plicative appalachienne de la fin du Permien moyen qui entraîne une émergence générale, se dépose une molasse rouge continentale. Dès le Trias, et durant le Jurassique inférieur et moyen, une fracturation liée à la progression vers l'Ouest de la Téthys se développe. Elle est accompagnée d'épisodes transgressifs à la périphérie du Golfe du Mexique en voie d'ouverture, au Sinémurien à hauteur de la Sierra Madre Orientale (région de Veracruz), au Jurassique moyen à hauteur du Chiapas (région de Villahermosa).

- Durant le Jurassique supérieur, l'océanisation du Golfe se réalise. La fracturation du continent nord-américain est alors marquée principalement dans la Sierra Madre Orientale par le jeu de décrochements sénés-tes transcontinentaux, le linéament Caltam, et le linéament du Texas. Elle est accompagnée d'une transgression d'obédience téthysienne beaucoup plus large, au Chiapas comme dans la Sierra Madre Orientale, qui débute à l'Oxfordien et atteint un maximum d'extension à la fin du Jurassique.

2. Crétacé inférieur.

- Durant le Crétacé inférieur, les différences deviennent sensibles. La Sierra Madre Orientale est caractérisée par des zones de profondeurs inégales, allongées selon la direction Nord-Ouest - Sud-Est, transgressées plus ou moins tardivement. Le trait essentiel est l'individualisation d'un bassin à sédimentation pélagique à l'emplacement de la Haute-chaîne et du Haut-plateau central.

Au Chiapas, une régression néocomo-aptienne succède à la transgression jurassique supérieur. A partir de l'Albien se déposent exclusivement des calcaires de plate-forme récifaux.

3. Crétacé supérieur - Paléocène.

- Durant le Crétacé supérieur - Paléocène, la sédimentation de

la Sierra Madre Orientale est caractérisée par des dépôts terrigènes. Ils apparaissent dès le Cénomano-Turonien dans le bassin de la Haute-chaîne - Haut-plateau central et envahissent progressivement l'ensemble du domaine, y compris ses régions les plus externes.

Au Chiapas, la sédimentation carbonatée de plate-forme se poursuit jusqu'à la fin du Crétacé ou du Paléocène, dans la majeure partie du domaine. Des dépôts détritiques, consécutifs à l'émergence des régions internes, n'apparaissent qu'au Campano-Maestrichtien et restent localisés. Le Paléocène n'est détritique que dans le secteur nord-ouest, déjà en partie émergé avant le Campanien, et affecté par une tectonique cassante fini-crétacée.

4. Cénozoïque.

- Les formations cénozoïques de la Sierra Madre Orientale sont discordantes et continentales. L'existence d'une discordance miocène permet de distinguer :

. des molasses rouges fluvio-lacustres de l'Eocène - Miocène inférieur, peu déformées, auxquelles s'ajoutent les épanchements volcaniques de la bordure de la Sierra Madre Occidentale ;

. des dépôts lacustres mio-plio-quadernaires, horizontaux, auxquels s'ajoutent des épanchements basaltiques alcalins liés à une distension récente.

- Au Chiapas, les formations éocènes à miocène moyen sont discordantes. Elles peuvent être groupées en deux ensembles. A l'Ouest du domaine, de puissantes séries molassiques principalement marines ; à l'Est, des molasses continentales, moins épaisses. Elles sont surmontées par des dépôts discordants fluvio-lacustres pliocène moyen - quadernaires, continentaux dans les parties hautes de la chaîne, et marins au voisinage du Golfe. Il s'ajoute un volcanisme calco-alcalin lié à la subduction de la plaque de Cocos.

b- Principaux traits structuraux :

Les différences stratigraphiques reflètent pour beaucoup un calendrier et des modalités tectoniques différents.

1. Distension précoce.

1.1. Distension triasico-jurassique.

La distension intracratonique triasico-jurassique est manifeste dans les deux chaînes. Toutefois, au Chiapas, contrairement à la Sierra Madre Orientale (phase "cimmérienne" supposée), elle ne va pas jusqu'à provoquer une discordance angulaire entre la molasse post-appalachienne et les formations transgressives mésozoïques. Cela, au moins où le contact affleure. Mais elle n'a pas non plus été signalée dans les forages profonds.

Le jeu des accidents crustaux transcontinentaux au Jurassique supérieur est essentiel dans la paléogéographie de la Sierra Madre Orientale. C'est lui qui détermine, par exemple, l'ouverture des bassins jurassiques de Chihuahua et de Sabinas.

1.2. Distension néocomienne.

L'approfondissement du bassin de la Haute-chaîne - Haut plateau central durant le Néocomien se réalise postérieurement à l'ouverture du Golfe et du jeu méga-décrochant des linéaments. La distension a dû se poursuivre au néocomien, sans être liée alors directement à l'ouverture du Golfe. Elle peut encore être mise en rapport avec l'ouverture téthysienne, mais selon une voie différente. Nous verrons que la distension néocomienne, qui n'a pas touchée le Chiapas, affecte le Mexique méridional dans le prolongement direct du bassin Haute-chaîne - Haut plateau central.

2. Manifestations tectoniques Crétacé supérieur pré-laramiennes s.s.

Les dépôts détritiques du Crétacé supérieur de la Sierra Madre Orientale et du Chiapas, témoignent tous deux d'évènements tectoniques mais leur signification est différente : ceux de la Sierra Madre Orientale proviennent d'un arc volcanique établi directement en arrière, sur la marge pacifique, et tectonisé à partir du Cénomaniens. Ceux du Chiapas proviennent de l'érosion de son socle émergé avant le campano-maestrichtien. La phase subhercynienne touche directement le Chiapas et non la Sierra Madre Orientale.

3. Tectonique laramienne.

L'une des différences fondamentales entre la Sierra Madre Orientale et le Chiapas est l'âge et l'intensité de la tectonique plicative paroxysmale. Elle se réalise durant le Paléocène dans la Sierra Madre Orientale. Il s'agit d'une véritable révolution, tant par l'importance de la déformation que par ses conséquences paléogéographiques. En particulier, des cisaillements au niveau du socle du bassin de la Haute-chaîne - Haut plateau central provoquent un charriage à grande portée de ses sédiments. La chaîne émerge définitivement.

La tectonique laramienne du Chiapas se traduit beaucoup plus modestement par une fracturation du massif fini-Crétacé - Paléocène, suivie d'un soulèvement à l'Eocène inférieur, non accompagné de plissement. Il entraîne l'émersion, définitive, du secteur oriental, temporaire, du secteur occidental.

4. Tectonique compressive miocène.

Au Miocène inférieur, la Sierra Madre Orientale est déformée par des plis de fonds contemporains de la collision d'une partie du rift pacifique avec la marge continentale nord-américaine. Cette phase n'affecte pas le Chiapas, en raison vraisemblablement de sa position plus externe que la Sierra Madre Orientale, et très éloignée alors de la bordure pacifique.

La tectonique plicative du Chiapas est d'âge miocène supérieur. Ses effets sont différents d'une région à l'autre, selon la présence ou non d'un failage antérieur. Un jeu décrochant sénestre des accidents pré-existants et des chevauchements, soit passage d'un décrochement à un chevauchement, soit plis-failles, accompagnent le plissement. Leur portée

est beaucoup plus faible que celle des charriages laramiens de la Sierra Madre Orientale. Cette phase est spécifique des régions situées directement à l'arrière de l'avant-pays du Yucatan et du Golfe du Mexique, liée à la rotation de l'Amérique centrale le long du système Polochic-Motagua, et n'affecte pas la Sierra Madre Orientale.

5. Tectonique distensive mio-plio-quadernaire.

La déformation en plis de fond miocène inférieur de la Sierra Madre Orientale, et la phase tectonique majeure miocène supérieur du Chiapas ont été suivies d'une néotectonique distensive. Dans la Sierra Madre Orientale, elle apparaît au Miocène, immédiatement après la déformation en plis de fond. Elle développe de vastes structures en horsts et grabens, qui appartiennent à l'ensemble des "Basins and Ranges" du Mexique septentrional et de l'Ouest des Etats-Unis. Leur origine est liée à une réorganisation du Pacifique à la suite de la collision du rift, l'ouverture du proto-golfe puis du Golfe de Californie (6ème partie).

Au Chiapas, la néotectonique distensive est plio-quadernaire. La morphologie "Basins and Ranges" fait défaut. Il n'existe qu'un seul large graben, probablement toujours en cours de formation. Il prolonge les grabens centro-américains parallèles à la côte du Pacifique. L'origine de la néotectonique distensive du Chiapas est liée à l'installation récente d'une zone de subduction à l'arrière de la chaîne.

Ainsi, la Sierra Madre Orientale et la chaîne du Chiapas, et par voie de conséquences les prolongements de cette dernière dans le Golfe du Mexique et en Amérique centrale, constituent deux édifices d'histoires paléogéographique et, d'avantage encore, structurale, bien différentes. Il n'est donc pas possible d'admettre qu'il s'agit d'un même ensemble "laramien" éventuellement repris au Sud par un événement "tardi-laramien", et décalé par une hypothétique transversale au Nord de l'isthme de Tehuantepec.

II. CHIAPAS ET JURA.

Toutes proportions gardées, car le batholite permo-triasique du Chiapas à lui seul a des dimensions "pyrénaïques", et en faisant abstraction des calendriers tectoniques, le Chiapas et le Jura présentent une certaine parenté mais aussi des différences sensibles.

a- Similitudes :

Tout d'abord, le Chiapas, bien qu'il se trouve à l'heure actuelle bordé par le Pacifique, est aussi une chaîne mésogéenne, en ce sens que sa sédimentation marine est au départ d'origine téthysienne. Comme le Jura, c'est une chaîne de couverture située immédiatement à l'arrière d'un avant-pays peu déformé.

1. Similitudes stratigraphiques.

Du point de vue stratigraphique, on rencontre dans les deux chaînes, en gros, une succession de terrains de faciès semblables et superposés dans le même ordre.

- Sur un socle métamorphique, granitique et sédimentaire calédonien et hercynien pénéplané, reposent en discordance des Nouveaux Grès Rouges.

- Des dépôts évaporitiques préludent à l'invasion marine téthysienne. La sédimentation est d'abord argilo-détritique. Elle devient rapidement presque exclusivement carbonatée, de type plate-forme, avec de nombreux niveaux à rudistes, jusqu'à la fin du Crétacé. La limite jurassique-crétacé est marquée par un épisode régressif.

- Des faciès d'émersion caractérisent l'Eocène.

- Par la suite, une grande partie des domaines restera émergée. Ailleurs se déposeront de puissantes séries marines à dominante détritique, souvent des molasses glauconieuses. La sédimentation molassique se termine par des assises conglomératiques qui annoncent le plissement et l'émersion définitive.

2. Similitudes structurales.

Du point de vue structural, les analogies sont nombreuses également.

- La couverture des deux chaînes s'est décollée au niveau des évaporites situées à la base des séries transgressives mésozoïques, et les Nouveaux Grès Rouges constituent un tégument resté solidaire du socle.

- Elle dessine des plis conformes, sauf l'exemple, exceptionnel, au Chiapas, de deux synclinaux perchés.

- Les évaporites se sont accumulées dans les coeurs anticlinaux.

- Les chevauchements restent de faible portée et la couverture, bien que désolidarisée, est toujours en rapport avec son socle.

- Le style tectonique résulte de la succession d'une phase cassante et d'une phase plicative.

- Les structures se sont formées alors que la région était déjà émergée en très grande partie.

b- Différences :

L'une des différences fondamentales entre le Chiapas et le Jura, est la présence, au Chiapas, du socle, à l'affleurement. De plus, il se situe à l'arrière de la chaîne, dans une position qui semble favoriser la tectonique gravitaire, alors que dans le Jura il se trouve à contre-pente par rapport à la vergence des structures. En outre :

1. Différences stratigraphiques.

La différence essentielle est l'âge de la transgression mésozoïque téthysienne. Comme partout à la périphérie du Golfe du Mexique, elle ne débute qu'au Jurassique supérieur, précédée par un régime évaporitique (si l'histoire des connaissances géologiques avait d'abord été "caraïbe" c'est probablement à la base de l'Oxfordien que se situerait la limite stratigraphique Paléozoïque - Mésozoïque. Ceci explique les erreurs des premiers géologues européens, Dollfuss et Montserrat, qui, retrouvant dans le domaine quiché une succession de faciès analogue aux faciès mésogéens européens, supposèrent qu'ils étaient contemporains).

Du fait de la transgression tardive, le Jurassique du Chiapas est d'épaisseur réduite, s'amenuise vers le Sud-Est où il disparaît, la submersion totale n'intervenant qu'à l'Albien.

Naturellement d'autres différences traduisent l'éloignement des deux chaînes, par exemple un Paléocène marin du Chiapas, et l'âge des molasses glauconieuses. A cela s'ajoute le volcanisme lié à la subduction récente du fond océanique pacifique.

2. Différences structurales.

Le calendrier des épisodes tectoniques est différent ; en particulier celui des phases tertiaires cassantes puis du décollement de la couverture, oligo-miocène puis fini-miocène pour le Jura, laramienne puis miocène supérieur pour le Chiapas.

Mais, surtout, la tectonique cassante qui a précédé le plissement et conditionné ses modalités est de nature et de signification radicalement différente : le réseau de failles oligo-miocène du Jura se rattache au champ de failles extensif péri-alpin ; le réseau du Chiapas se rattache aux coulissements sénestres de la frontière nord-caraïbe.

De ce fait, la morphotectonique des deux chaînes est bien distincte : failles-plis au niveau des accidents sub-perpendiculaires au déplacement de la couverture, pseudo-décrochements à la hauteur des accidents sub-parallèles, "pincées" de paléo-grabens, chevauchement général de la chaîne sur son avant-pays préalablement effondré, pour le Jura, comme on le sait ; absence de ces éléments tectoniques au Chiapas et reprise en décrochement des décrochements antérieurs, passage des décrochements à des chevauchements en général à leur extrémité (pseudo-failles-plis), coulissage sénestre important de compartiments sub-parallèles à la chaîne, accompagné de torsions axiales systématiques, passage progressif du domaine plissé à l'avant-pays.

C. MODELE JURASSIEN ET MODELE CHIAPANEQUE.

Au total, la parenté jurassienne que l'on découvre immédiatement au Chiapas est due essentiellement à une succession lithologique rappelant celle du Jura, à l'intensité assez comparable de la déformation, et à un relief conforme.

Le modèle jurassien - tentant a priori - n'est cependant pas directement applicable :

- Le jura doit son originalité à la superposition du plissement achevant la structuration du domaine alpin au découpage distensif oligo-miocène péri-alpin.

- Le Chiapas doit son originalité à sa position à la terminaison méridionale de la plaque nord-américaine. Son failage au laramien résulte de la naissance de la frontière décrochante nord-caraïbe Polochic-Motagua. La réactivation des failles et le décollement de la couverture après le Miocène moyen sont liés au coulissage de l'Amérique centrale le long de cette frontière. Le modèle chiapanèque est transpressif.

2ème PARTIE

LES REGIONS CENTRALES ET MERIDIONALES DE L'ISTHME DE TEHUANTEPEC

*

* *

CHAPITRE I : GENERALITES - DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES.

Trois des édifices majeurs du Mexique méridional, tels que nous les avons définis dans l'introduction, se rencontrent au niveau de l'isthme de Tehuantepec, à l'une de leurs extrémités géographiques.

Ce sont, du Nord au Sud :

- le massif du Chiapas, d'orientation nord-ouest - sud-est, à son extrémité septentrionale ;

- la Sierra de Juarez, d'orientation nord - nord-ouest - sud - sud-est, à son extrémité méridionale ;

- la Sierra Madre du Sud, d'orientation ouest - nord-ouest - est - sud-est, à son extrémité orientale.

Une inflexion des socles et des couvertures, vers le Nord-Ouest pour le Chiapas, comme on l'a vu, vers le Sud - Sud-Est pour la Sierra de Juarez, et vers l'Est - Sud-Est pour la Sierra Madre du Sud, détermine la zone déprimée isthmique, d'altitude moyenne de l'ordre de 250 mètres dans son couloir central, orienté Nord-Sud.

Les premières observations géographiques et géologiques de la région isthmique (Don Manuel del Rio, 1844) ont été motivées par le projet d'un canal inter-océanique, réduisant le trajet de la route maritime de l'Atlantique au Pacifique. Il devait être réalisé au Panama, comme on le sait, mais le projet transmexicain resurgit encore de l'oubli, périodiquement. Dans l'isthme de Tehuantepec on ne construisit finalement qu'une voie de chemin de fer, terminée en 1894, reliant les ports atlantiques de Veracruz et de Coatzacoalcos au port pacifique de Salina Cruz.

Au cours de ces travaux furent découvertes des "Chapopoteras" (venues d'huile) dans la région nord de l'isthme. Très peu de temps après (1902), en raison de ces indices superficiels, étaient effectués les premiers forages pétroliers. L'importance des gisements de pétrole, et accessoirement de soufre, de la région nord isthmique, allait vite être reconnue. Depuis, la recherche pétrolière a suscité de nombreux travaux. Toutefois ceux dont les résultats ont été publiés sont en nombre restreint. Nous les avons cités à propos du Chiapas ; nous n'y reviendrons pas.

Pour ce qui concerne les régions centrales et méridionales de l'isthme, le moins que l'on puisse dire est que la bibliographie est des plus réduite. Ceci en raison du désintérêt des géologues pétroliers dû, au départ, à l'absence de "chapopoteras" servant de guide à la prospection, et à l'importance des terrains magmatiques et métamorphiques, relevée dès la construction de la voie de chemin de fer.

- En 1906, E. Böse décrit la coupe de la voie de chemin de fer. Son travail concerne essentiellement les formations détritiques fossilifères tertiaires du Nord de l'isthme. Dans les régions centrales, il reconnaît des couches rouges et des schistes noirs, près de Mogoñe, qu'il attribue au Crétacé inférieur. Les régions méridionales sont interprétées comme un vaste anticlinorium de terrains archaïques, granites, gneiss, micaschistes, surmontés de marbres, attribués au Crétacé. Il note la présence de brèches quartzifères près de Huilotepec (non loin de Salina Cruz) et l'absence de Tertiaire marin.

- En 1930, C.L. Baker reprend cette même coupe, qu'il réinterprète en fonction du progrès des connaissances à cette époque.

+ Les couches rouges sont comparées à la Formation Todos Santos du Guatemala et du Chiapas, et aux couches rouges du Nouveau Mexique et du Texas, considérées alors d'âge keuper.

+ Les schistes et les calcaires de Mogoñe sont attribués au Kim-méridgien - Crétacé inférieur, en raison de la découverte de faunes dans des assises de faciès analogue au Nord de l'isthme (Chinameca).

+ Les marbres sont attribués, pour partie au moins, au Paléozoïque supérieur, en raison de la présence de fusulines probables en deux points.

+ C.L. Baker considère en outre que la tectonique, sur l'âge de laquelle il ne se prononce pas, a été vigoureuse, développant des plis isoclinaux et des chevauchements.

- En 1950, N. Tijerina, toujours sur la base d'observations le long de la voie de chemin de fer, attribue les formations métamorphiques et magmatiques au socle pré-triasique d'Oaxaca et du Chiapas, plutôt au socle paléozoïque que précambrien, les couches rouges au Trias - Jurassique et la série de Mogoñe au Jurassique - Crétacé inférieur. L'ensemble des calcaires, métamorphiques ou non, est attribué à la Formation Sierra Madre du Chiapas. Le métamorphisme des calcaires est supposé d'origine dynamique et dû à des contraintes plus intenses vers le Sud-Ouest.

- Dans son ouvrage sur la Géologie du Mexique, E. López-Ramos (1979) fait part d'un certain nombre d'observations effectuées par les géologues de PEMEX, en 1965, au cours d'une excursion dans la partie méridionale de l'isthme, organisée en raison notamment des problèmes soulevés par la réalisation de la carte géologique de la République mexicaine. Il s'agit de l'extension des schistes de Mogoñe, de celle des calcaires et marbres, supposés crétacés, de la présence d'intrusifs mésozoïques et, de la présence, d'autres associées aux marbres, formations métamorphiques qui pourraient être également mésozoïques (conglomérats de Huilotepec par exemple).

La tectonique est envisagée de façon simple : la partie méridionale de l'isthme correspondrait essentiellement, comme le supposait E. Böse, à un géanticlinal, à flanc sud affecté de failles verticales.

- A ces travaux s'ajoutent les âges radiométriques fournis par des plutons granitiques (Fries, 1962), des plutons et des roches volcaniques (Williams et Mc Birney, 1969) et des séricito-schistes (Vila-Gómez, 1973).

- La carte géologique de la République mexicaine au 1/2.000.000^{ème} (4^{ème} édition, 1976) de E. López-Ramos, traduit cette façon de voir : sur un socle métamorphique et plutonique précambrien ou paléozoïque, reposent la Formation Todos Santos, le jurassique marin et les calcaires crétacés, dans la partie centrale isthmique. Dans la partie méridionale, le socle est directement surmonté par le crétacé, non différencié, qu'il soit métamorphique ou non. Affleurent également d'importants plutons mésozoïques. L'ensemble est recouvert, en discordance, par des formations continentales cénozoïques.

- La carte géologique des Etats-Unis mexicains au 1/1.000.000^{ème} (1^{ère} édition, 1980, S.P.P. éditeur), reprend en grande partie nos levés dans la région isthmique. Malheureusement, les contacts tectoniques effacés et certains regroupement la rendent peu intelligible.

- Nous examinerons les formations des régions centrales et méridionales de l'isthme de Tehuantepec par édifices structuraux : Chiapas, Sierra de Juarez et Sierra Madre du Sud. Les deux derniers édifices seront à leur tour subdivisés en unités tectoniques, limitées par d'importants contacts chevauchants.

CHAPITRE II : L'EXTREMITE SEPTENTRIONALE DU CHIAPAS.

A. LE SOCLE ET LA COUVERTURE MESOZOIQUE.

L'extrémité septentrionale du Chiapas, dans les limites cartographiées, est représentée par :

- le batholite permo-triasique ;
- la molasse continentale post-appalachienne "Todos Santos" ;
- la couverture marine jurassique et crétacée correspondant aux régions axiales et méridionales du batholite.

I. LE BATHOLITE PERMO-TRIASIQUE.

a- Les affleurements. Le batholite de la Mixtequita :

Le batholite du Chiapas, au sens strict, disparaît à une douzaine de kilomètres à l'Est de l'axe de la dépression isthmique, sous son

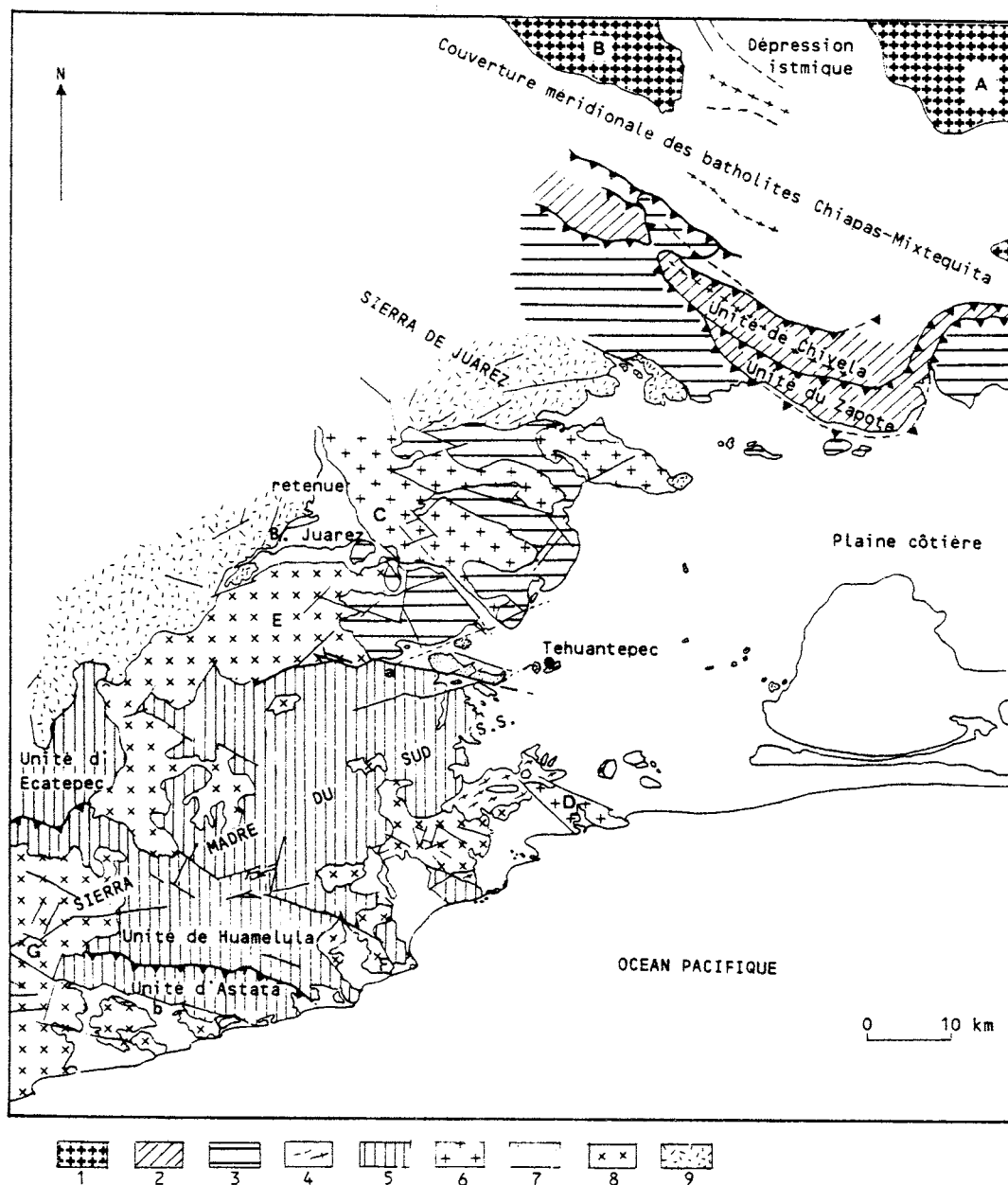


Fig. II-1 : Schéma structural des régions centrales et méridionales de l'isthme de Tehuantepec.

1: batholites permo-triasiques du socle chiapaneco-olmèque, avec A: batholite du Chiapas ; B: batholite de la Mixtequita ; 2: unités frontales épimétamorphiques de la Sierra de Juarez ; 3: formations épimétamorphiques à ophiolites du bassin cuicatèque et molasses continentales campano-maestrichtiennes ; 4: migmatites (complexe Xolapa) ; 5: formations épimétamorphiques de l'arc Chontál et molasses marines sénoniennes ; 6: batholites crétacé supérieur dont C: batholite de Jalapa del Marqués et D: batholite de Salina Cruz ; 7: molasses continentales éocènes et oligocènes ; 8: batholites miocènes dont E: batholite de Tequisistlán ; F: batholite de Santa Gertrudis et G: batholite d'Astata ; 9: formations volcaniques andésitiques et ignimbrtiques miocènes ; a et b: systèmes décrochants sénestres fossilisés cités dans le texte ; a: système du rio de Las Tejas ; b: système d'Astata.

enveloppe sédimentaire (Fig. II-1). A 8 kilomètres environ à l'Ouest de l'axe de la dépression, réapparaît un socle granitique (Fig. II-1 et Pl. III). Il se situe dans le prolongement nord-ouest du batholite du Chiapas, et sans décalage latéral appréciable (Pl. VIII). On le connaît sous le nom de batholite de la Mixtequita, nom d'un village situé sur la route de Tuxtepec à Palomares.

La région du batholite de la Mixtequita correspond à des collines empâtées par une arête granitique jaunâtre, dont l'épaisseur dépasse fréquemment 10 mètres. Les affleurements sains sont localisés essentiellement dans l'entaille du rio Jaltepec, affluent rive gauche du rio de Coatzacoalcos, où l'on observe un granite à grain moyen à biotite et amphibole.

Le batholite de la Mixtequita, comme le batholite du Chiapas, renfermerait localement des enclaves gneissiques de taille importante (renseignement oral E. Montesinos).

Elles correspondent vraisemblablement aux affleurements "précambriens" portés sur la carte géologique au 1/2.000.000ème. Ils ne figurent pas sur la carte plus récente au 1/1.000.000ème qui, par ailleurs, attribue - par erreur d'impression sans doute - le batholite de la Mixtequita au Mésozoïque.

b- L'âge du batholite de la Mixtequita :

Comme le batholite du Chiapas, le batholite de la Mixtequita est enveloppé par la formation continentale détritique Todos Santos. Le contact peut être observé, par exemple, en rive droite du rio Jaltepec le long de la route Tuxtepec-Palomares, où les couches rouges débutent par des conglomérats et grès à éléments granitiques.

Des hornblendes extraites d'un échantillon granitique prélevé à 5 kilomètres au Nord de la Mixtequita ont fourni un âge K-Ar de 216 ± 6 m.a. (datation C. Schlaepfer I.M.P.). Cet âge (Trias moyen) entre dans la "fourchette" des âges K-Ar obtenus pour le batholite du Chiapas (12 âges compris entre 173 et 246 m.a. dont 9 entre 220 et 240 m.a.).

c- Le prolongement nord-occidental des intrusifs permo-triasiques :

Le batholite de la Mixtequita disparaît de la même façon que le batholite du Chiapas, à la hauteur du rio Jaltepec. Dans son prolongement vers le Nord-Ouest, la couverture sédimentaire dessine, en première approximation, un géanticlinal, qui correspond au domaine externe de la Sierra de Juarez. Dans son coeur, la Formation Todos Santos affleure jusqu'à Usila sur le rio Santo Domingo (4ème partie). Elle présente toujours les mêmes caractères pétrographiques, en particulier des conglomérats à éléments granitiques et grosses dragées de quartz filonien, comme on peut l'observer sur la route de Tuxtepec à Oaxaca.

Sur un total de 130 forages pétroliers ayant atteint le so-

cle dans la plaine côtière du Golfe du Mexique, dans les régions de Veracruz et de Tampico, plus de 70% ont rencontré des roches plutoniques acides, granites, granodiorites, tonalites, diorites (López-Ramos, 1972), les autres des roches métamorphiques, et jamais de roches sédimentaires du Paléozoïque supérieur.

Il est donc tout à fait possible que le socle granitique permo-triasique s'étende vers le Nord-Ouest, bien au-delà de la limite des affleurements actuels. Il pourrait se prolonger jusqu'au Nord de Tampico, en arrière des "Mexican Ridges", c'est-à-dire dans une situation analogue à celle qu'il occupe au Chiapas, à l'affleurement.

II. LA MOLASSE CONTINENTALE POST-APPALACHIENNE "TODOS SANTOS".

La molasse rouge continentale post-appalachienne occupe une large superficie des régions nord et centrales isthmiques (Pl. V). Elle affleure de part et d'autre des batholites du Chiapas et de la Mixtequita, et entre ces batholites, au coeur de la dépression isthmique. La voie de chemin de fer et la route transisthmiques, qui suivent l'axe de la dépression, la traversent sur une distance de 40 kilomètres.

Ses caractères pétrographiques sont analogues à ceux qu'elle présente au Chiapas. Nous avons auparavant discuté ses conditions de dépôt et son âge. Pour ce qui concerne l'isthme nous nous bornerons à quelques remarques :

- Entre le batholite de la Mixtequita et les affleurements sédimentaires marins mésozoïques, l'épaisseur de la Formation Todos Santos est de l'ordre de 500 mètres. Elle pourrait être beaucoup plus importante au coeur de la dépression isthmique.

- Les sédiments détritiques grossiers ou moyens prédominent largement sur les pélites. Les conglomérats à éléments de granite et dragées de quartz représentent une bonne partie de l'épaisseur totale. La formation est surtout gréseuse et arkosique. Elle ne montre pas une nette polarité verticale.

Nous n'avons pas rencontré de coulées volcaniques mais il existe des passées de tuffites claires, en particulier dans le rio Tolosa, au Nord de Matias Romero, et sur la route de Las lagunas.

- Au niveau de la route Tuxtepec-Palomares, entre le pont sur le rio Jaltepec et le contact avec le batholite de la Mixtequita, s'intercalent à mi-hauteur de la Formation Todos Santos, sur quelques mètres, de gros bancs de dolomies azoïques. Ils pourraient être contemporains de la transgression du Jurassique moyen de la périphérie du Golfe.

- Les affleurements de la Formation Todos Santos du coeur de la dépression correspondent à l'enveloppe axiale et méridionale des batholites. Contrairement au secteur nord-occidental du Chiapas où il s'agit de l'enveloppe septentrionale :

. il n'existe pas de termes de passage évaporitiques au sommet des couches rouges sous les formations marines mésozoïques ;

. la Formation Todos Santos est plissée.

III. LES FORMATIONS MARINES DU JURASSIQUE SUPERIEUR ET DU CRETACE (Fig. II-2).

a- Le Jurassique supérieur :

Dans le secteur cartographié, le Jurassique supérieur affleure au coeur de la dépression isthmique, entre le batholite du Chiapas et de la Mixtequita, en particulier à Mogoñe, localité située sur la voie de chemin de fer à 5 kilomètres à l'Est de la route transisthmique. Le passage des couches rouges aux assises marines peut être observé sur la piste reliant Mogoñe à Guichicovi, et, moins clairement, au niveau de la route transisthmique. Il se fait progressivement, par intercalation de niveaux argilo-calcaires noirs dans les grès arkosiques du sommet de la Formation Todos Santos. La série est formée d'une alternance d'argilites litées noires plus ou moins sableuses, de grès fins argileux et de calcaires et calcaires argileux noirs, en bancs décimétriques.

L'épaisseur originelle est ici difficile à préciser : la formation n'est pas complète, les calcaires crétacés et le sommet de la formation ayant été érodés. De plus elle est fortement replissée. En dehors du secteur cartographié, dans le rio Jaltepec au Nord du batholite de la Mixtequita, des assises de même faciès, comprises entre les couches rouges et le Néocomien et non replissées, sont épaisses de 275 mètres.

L'examen en lame mince de calcaires collectés à 1 kilomètre à l'Ouest de Mogoñe révèle la présence de *Rhacella sorbyana*, *Pseudocyclamina* cf. *lituus*, d'ophtalmidiums, et de débris d'échinodermes.

L'ouverture d'une piste devant relier l'isthme à Cintapala, au Chiapas, a permis de découvrir d'autres affleurements du Jurassique supérieur dans la jungle à l'Est immédiat de la route transisthmique. Les faciès sont en grande partie semblables, mais plus variés. Il s'ajoute, en effet, des récurrences gréseuses rouges, probablement continentales, et des conglomérats calcaires à éléments de socle. Dans un rapport inédit cité par E. López Ramos (1979) le géologue de PEMEX, J.M. Quezada, signale la découverte dans ces niveaux, près de la Zacatera, 20 kilomètres au Nord-Est de Mogoñe, d'ammonites appartenant à deux genres, *Salinites* sp. et *Perisphinctes* cf. *micracanthoceras*.

La Formation Mogoñe est donc jurassique supérieur, peut être oxfordienne pour ses niveaux inférieurs, peut-être exclusivement d'âge Kiméridgien-Portlandien, comme les affleurements jurassiques des régions nord-occidentales du Chiapas.

Il s'agit d'une formation littorale, riche en matières organiques et en apports terrigènes argilo-détritiques.

On peut raisonnablement considérer ce faciès du Jurassique supérieur comme la roche-mère du pétrole du Sud-Est du Mexique, et son extension doit conditionner très largement celle des champs pétroliers.

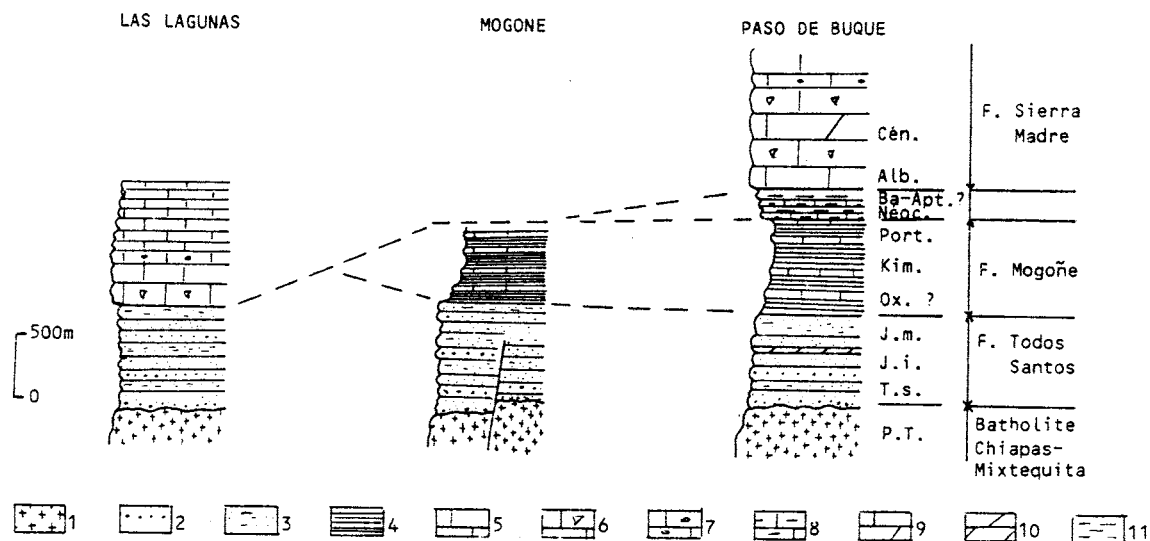


Fig. II-2 : Colonnes stratigraphiques du Mésozoïque de l'extrémité septentrionale du Chiapas.

1: granite ; 2: conglomérats ; 3: grès et pélites rouges ; 4: ampélites ; 5: calcaires ; 6: calcaires à rudistes ; 7: calcaires à miliolites ; 8: calcaires argileux ; 9: calcaires dolomitiques ; 10: dolomies ; 11: marnes. Commentaire dans le texte.

b- Les formations crétacées :

Le crétacé affleure symétriquement de part et d'autre du socle permo-triasique Chiapas-Mixtequita, selon un pendage général vers le Golfe, au Nord, vers le Pacifique, au Sud.

- Au Nord du batholite de la Mixtequita, les affleurements crétacés sont localisés au voisinage du rio Jaltepec, près de Paso de Buque. Ils forment une série de collines escarpées que l'on aperçoit à l'Ouest de la route transisthmique et que recoupe la voie de chemin de fer. La série crétacée repose en concordance sur le Jurassique supérieur. Elle débute par quelques dizaines de mètres de marnes et de petits bancs de calcaires argileux du Néocomien (J.M. Quezada, 1978). Ils sont surmontés par des calcaires gris bleu, en gros bancs, à nérinées, rudistes, coraux, et radioles d'oursins.

Les affleurements de la région du rio Jaltepec se trouvent dans le prolongement direct des affleurements jurassiques et crétacés de la bordure nord du batholite du Chiapas, occupent la même situation par rapport au socle, et présentent la même inclinaison vers le Nord-Est. Les calcaires à rudistes appartiennent donc à la *Formation Sierra Madre* du Chiapas, d'âge albien-turonien. La continuité est masquée à la hauteur de la dépression isthmique par les dépôts discordants conglomératiques et gréseux horizontaux du Pliocène moyen (1ère partie).

- Au Sud du batholite de la Mixtequita, dans le secteur cartographié, les calcaires crétacés constituent une énorme dalle à pendage vers le Sud-Ouest chevauchée par le front de la Sierra de Juarez à l'Ouest de la route transisthmique. A l'Est, les affleurements, érodés, sont spora-

diques jusqu'à San Miguel de Chimalapa. Passé cette localité, au pied du flanc sud du batholite du Chiapas, ils se développent à nouveau jusqu'à Zanatepec, où l'on retrouve une puissante dalle inclinée également vers le Pacifique, entaillée par une gorge profonde. Zanatepec marque la limite méridionale des affleurements calcaires crétacés non métamorphiques du versant pacifique du socle du Chiapas.

- A l'Ouest de la route transisthmique, les calcaires crétacés sont activement exploités pour la fabrication de ciment près de Las Lagunas. Leur base est bien exposée dans une ancienne carrière à l'entrée de cette localité (Fig. II-3).

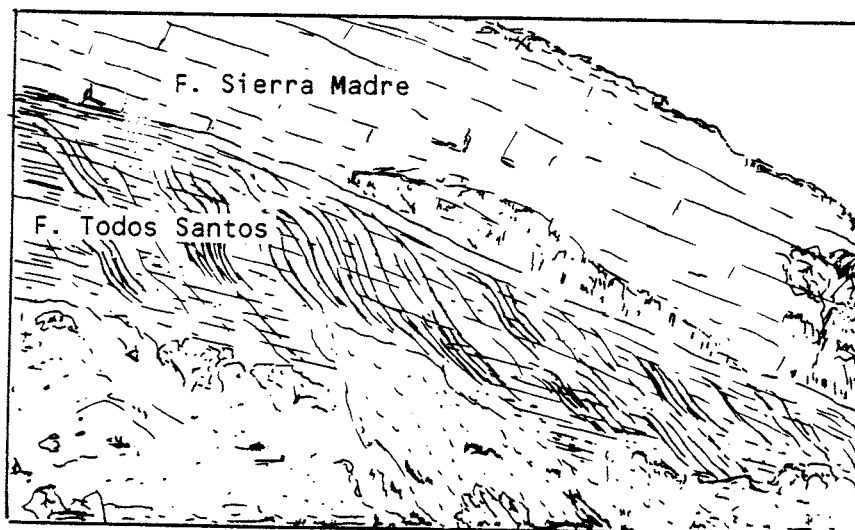


Fig. II-3 : Contact stratigraphique entre la Formation Todos Santos et la Formation Sierra Madre dans la carrière de Las Lagunas.

Les calcaires fortement recristallisés de la Formation Sierra Madre, d'âge albien - turonien, de la couverture méridionale du Chiapas, inclinés vers le Pacifique, reposent en concordance sur les grès et pélites rouges de la Formation Todos Santos. Celle-ci présente un clivage de fracture, fortement incliné vers le Pacifique et plissé, plus apparent que la stratification.

Ces calcaires reposent en concordance sur les grès et les pélites rouges de la Formation Todos Santos, l'ensemble présentant une direction N 125°E et un pendage de 25° vers le Sud. Une intense schistosité de fracture affecte plus particulièrement les couches rouges. Sa direction est la même que celle des couches. Son pendage moyen est de 60° vers le Sud, mais elle dessine des Z allongés indiquant une déformation ultérieure de la fracturation.

Les évaporites, les séries argilo-détritiques noires du Jurassique supérieur et les marnes néocomiennes font défaut. C'est la règle générale pour la couverture méridionale du socle Chiapas - Mixtequita.

La série transgressive débute directement par des calcaires gris beige et gris-bleu en bancs métriques. Ils renferment des nodules de silice et quelques rares rudistes, déjà signalés par E. Böse.

L'épaisseur des strates diminue notablement vers le sommet

de la série, constituée de laminites blanches, renfermant quelques nodules phosphatés. La puissance de ces calcaires est de l'ordre de 1000 mètres.

Des échantillons collectés dans l'ancienne carrière et la carrière actuellement en exploitation montrent, en lame mince, une recristallisation très avancée, et nous n'y avons pas reconnu de microfaune préservée.

A l'Est de l'isthme, au Nord-Est de Zanatepec, à l'entrée de la gorge, les calcaires, lithographiquement identiques, renferment de nombreux rudistes et des bancs à milioles, *Quinqueloculina* sp. et *Nummuloculina heimi*. Leur contenu faunistique a été étudié en détail par M. López-Ticha (rapport inédit cité in López-Ramos, 1979) qui conclue à un âge crétacé moyen des calcaires et les corrèle à la Formation Sierra Madre.

Le versant pacifique de l'extrémité septentrionale du Chiapas est donc caractérisé par une transgression tardive par rapport au versant atlantique. Les dépôts crétacés, comme ceux du versant atlantique, jusqu'au Sénonien sont ceux d'une plate-forme stable. Les assises sont moins bien datées qu'au Chiapas, mais la parenté des faciès et les données paléontologiques sont suffisantes pour établir un parallèle avec la Formation Sierra Madre, datée Albien à Turonien. L'apparition de textures laminées et la présence de phosphates indiquent un approfondissement de la plate-forme en direction du Pacifique.

IV. LES FORMATIONS TERTIAIRES DISCORDANTES.

Les calcaires albo-turonien sont les assises plissées les plus récentes. Entre le socle du Chiapas et le front de la Sierra de Juarez, il n'existe aucune formation pouvant être attribuée au Sénonien ou au Paléogène.

Les sédiments discordants les plus anciens sont des galets mal cimentés, des sables et des argiles jaunâtres, renfermant des débris de plantes. Ils sont assez largement représentés, en particulier dans les petites plaines situées aux alentours de Matias-Romero et de Chivela. Ce sont des dépôts alluvionnaires d'origine fluvio-lacustre, apportés par d'anciens cours d'eau qui devaient descendre de la Sierra de Juarez, ou déposés dans des lacs au niveau des plaines. Ils renferment, en particulier, des galets de laves, provenant vraisemblablement des émissions miocènes de la Sierra de Juarez. Parfois éloignés des modestes cours d'eau actuels, ils dénotent un réseau hydrographique et, sans doute, des conditions climatiques différentes. On peut les considérer synchrones des dépôts de même type, datés du Pliocène moyen à supérieur, du Chiapas.

B. CARACTERES STRUCTURAUX.

La structure d'ensemble est celle d'un géanticlinal nord-ouest - sud-est dont l'axe est le batholite permo-triasique. Deux traits majeurs le caractérisent :

- l'ensellement de son axe faisant disparaître le socle à l'affleurement et déterminant la dépression isthmique ;
- la tectonique beaucoup plus vigoureuse de son flanc sud.

I. ORIGINE DE LA DEPRESSION ISTHMIQUE "LA FAILLE ISTHMIQUE".

L'isthme de Tehuantepec est généralement considéré d'origine néo-tectonique, lié à l'existence d'un failage nord-sud dans le prolongement de la ride océanique de Tehuantepec. Pour O. Viniegra (1971), il s'agit d'un décrochement sénestre allant de Salina Cruz à Coatzacoalcos, qu'il appelle faille de Salina Cruz. W. Dillon et J. Vedder (1973), par la suite, ont supposé que la faille de Salina Cruz était un accident ancien, ayant permis la rotation du bloc du Yucatan, lié à Cuba, au moment de l'ouverture du Golfe du Mexique. Uchupi (1973) et T. H. Anderson et V.A. Schmidt (1983) admettent que le bloc Yucatan-Cuba se trouvait isolé du Mexique et de l'Amérique centrale au Jurassique moyen, au niveau de l'isthme et du système Polochic-Motagua. Pour ces derniers auteurs le jeu sénestre du système Polochic-Motagua, au Sud, et du Mojave-Sonora "Megashear", au Nord du Mexique, aurait entraîné le chevauchement, durant le Jurassique supérieur, des régions situées à l'Ouest de l'isthme sur le Chiapas. La faille de Salina Cruz aurait donc été primitivement un front de chevauchement nord-sud arqué, à convexité vers l'Ouest, ayant rejoué par la suite. Ces hypothèses ne s'appuient sur aucune donnée de terrain.

a- Les données :

1. Sismicité.

Les cartes de la sismicité (en particulier : Seismicity of Middle America, U.S. Department of Commerce, National Earthquake Information Center) montrent un alignement de foyers selon une direction générale méridienne, partant du Golfe de Tehuantepec, empruntant l'axe de la dépression, passant par Coatzacoalcos, sur la côte du Golfe du Mexique, et se prolongeant dans le Golfe jusqu'à une centaine de kilomètres plus au Nord. Dans le détail (Fig. II-4), l'alignement paraît Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, du Golfe de Tehuantepec au Nord de l'axe géantoclinal, ensuite Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest, jusqu'à Coatzacoalcos, puis Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, en mer.

2. Autres données.

- Au niveau de la couverture il n'existe pas de très longs accidents clairement individualisés, provoquant d'importants décalages.

- Dans toute l'étendue de la dépression, les formations mésozoïques et surtout la Formation Todos Santos, sont intensément fracturées. Les directions relevées dans le río Tolosa, au Nord de Matias Romero, le long de la route transisthmique, et à l'Est. de Matias Romero, à Chivela, sont comprises entre Nord-Sud et N 145°E. Les plans sont verticaux ou, plus souvent inclinés vers l'Ouest, jusqu'à 55°.

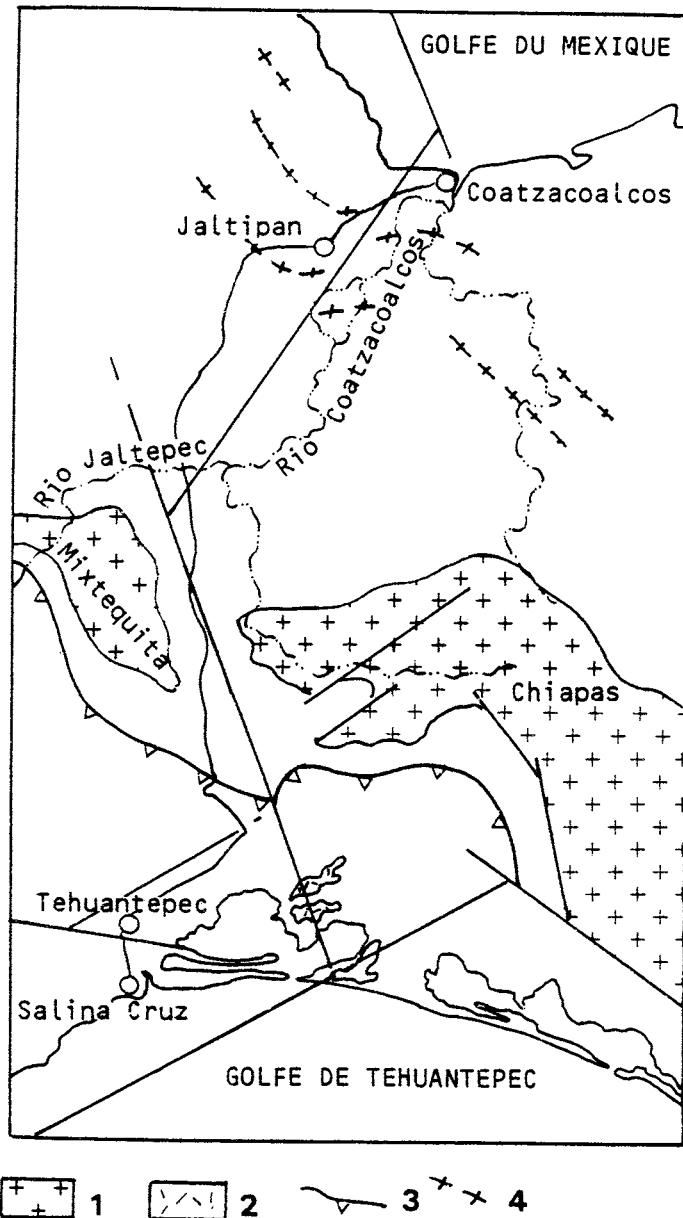


Fig. II-4 : Tracé probable des paléo-failles isthmiques actuellement réacti-
vées.

1: batholite permo-triasique Chiapas-Mixtequita ; 2: jalons magmatiques mio-
cène supérieur ; 3: front de chevauchement de la Sierra de Juarez ; 4: axes
de plis chiapanèques.

Les arguments permettant de situer les paléo-failles triasico-jurassiques
isthmiques sont exposés dans le texte. A leur extrémité méridionale, les
failles isthmiques rejoignent probablement le système cénozoïque parallèle
aux côtes méridionales du Mexique et responsable de leur troncature.

- Le front et les premières unités de la Sierra de Juarez,
non décalés à la hauteur de la voie de chemin de fer et de la route transis-
thmiques décrivent une torsion très importante 12 kilomètres à l'Est de la
route.

- Dans le prolongement de cette torsion, vers le Sud, la plaine côtière du Pacifique est accidentée de collines formées d'intrusifs et de roches volcaniques miocènes.

- La partie Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest de l'alignement sismique dans la plaine du Golfe du Mexique correspond approximativement au cours moyen et inférieur du rio de Coatzacoalcos (l'un de ces séismes a totalement détruit la ville de Jaltipán, 40 kilomètres au Sud-Ouest de Coatzacoalcos, en 1955).

- Les données géophysiques et géologiques de sub-surface de PEMEX (Viniegra, 1971) montrent un brusque changement de l'orientation du train de plis chiapanèque au Nord de l'isthme, dans la région du rio Coatzacoalcos.

- Enfin nous avons vu que la disposition inclinée vers le Nord-Ouest du socle du Chiapas est ancienne.

b- Interprétation :

- La dépression isthmique est due à l'existence de failles de socle, dirigées Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est et Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest, actuellement actives, traversant la totalité de l'isthme, et se prolongeant dans le Golfe du Mexique.

- Les jalons constitués du Sud au Nord par : le magmatisme miocène de la plaine côtière pacifique, la torsion des unités frontales de la Sierra de Juarez, la fracturation de la Formation Todos Santos, la torsion des plis miocènes, et la distribution des foyers sismiques, permettent de localiser approximativement leur tracé. Dans le Golfe du Mexique il est possible qu'elles se prolongent au-delà de la limite de la sismicité actuelle, jusqu'à la croûte océanique du Jurassique supérieur. Au niveau du Golfe de Tehuantepec il est difficile de faire la part des séismes liés directement à ces failles et de ceux correspondant à la zone de Benioff. Vraisemblablement elles rejoignent - peut être pas très loin de la côte - l'extension du système Polochic-Motagua parallèle à la côte Pacifique d'Oaxaca. On constate, par ailleurs, que cette jonction se trouve à la limite entre le vaste plateau continental du Chiapas et celui, très réduit, des côtes méridionales plus occidentales du Mexique.

- Les failles sont nées peu de temps après l'emplacement des intrusifs post-appalachiens, au cours de la distension triasico-jurassique. Leur jeu en extension a dû se poursuivre jusqu'à la fin du Jurassique quand se termine l'ouverture océanique du Golfe. La présence d'un paléo-graben ou d'un paléo-demi-graben à compartiment nord occidental affaissé, dans le prolongement du fossé océanique, explique :

- . l'interruption des affleurements de socle ;
- . l'épaisseur considérable des dépôts évaporitiques dans la région nord de l'isthme ;
- . la présence de Jurassique marin entre les batholites du Chiapas et de la Mixtequita ;
- . la fracturation intense de la Formation Todos Santos.

- Ces paléo-failles ont probablement joué un rôle important

au cours du Crétacé et du Cénozoïque et ont été réactivées, au moins récemment :

- . la torsion du front de la Sierra de Juarez peut être due, soit réellement à un coulissage sénestre du socle au cours de phases postérieures, mais plus au Nord le batholite post-appalachien ne paraît pas déplacé latéralement de façon sensible, soit, plus probablement, à une avancée plus grande du front sur la couverture du compartiment oriental (pseudo-décrochement) ;
- . la torsion du train de plis chiapanèque peut s'expliquer de la même manière ;
- . la montée des magmas miocènes au Sud de l'isthme a été facilitée à leur emplacement ;
- . la sismicité actuelle s'explique par leur réactivation depuis l'installation de la subduction de la plaque de Cocos en arrière du Chiapas.

Nous reviendrons au chapitre traitant de la géodynamique sur "la faille de l'Isthme" et verrons en particulier ses relations avec la ride océanique de Tehuantepec. On notera, pour l'instant, que cette dernière est asismique, qu'il s'agit sans doute d'une paléo-faille transformante du rift Farallon née au tertiaire, et donc très postérieurement au faillage de la région isthmique.

II. LES STRUCTURES PLISSEES DE LA COUVERTURE MERIDIONALE DU SOCLE CHIAPAS-MIXTEQUITA.

Un contraste tectonique marqué différencie la couverture méridionale du socle Chiapas-Mixtequita de sa couverture septentrionale plissée au Miocène supérieur. Il se traduit par une forte dissymétrie des plis, l'apparition d'une schistosité de fracture et même un début de métamorphisme.

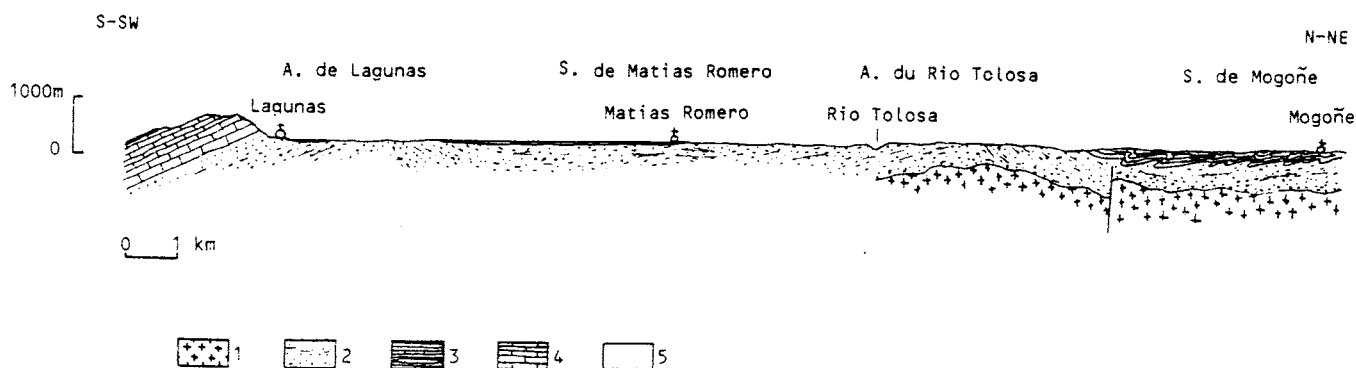


Fig. II-5 : Coupe du versant pacifique chiapanèque à hauteur de l'isthme de Tehuantepec.

1: batholite permo-triasique Chiapas-Mixtequita ; 2: molasse continentale post-appalachienne ; 3: Jurassique supérieur - Pélites et calcaires noirs ; 4: Albien-Turonien - Calcaires clairs.

Du socle au front de la Sierra de Juarez, la couverture dessine 4 plis (Fig. II-5). Ce sont du Nord au Sud :

- le synclinal de Mogoñe, à coeur jurassique supérieur ;
- l'anticlinal du rio Tolosa ;
- le synclinal de Matias Romero, dont le coeur se situe à 2 kilomètres au Nord de cette localité. Dans ces deux derniers plis seule affleure la Formation Todos Santos ;
- l'anticlinal de Las Lagunas, sur le flanc sud duquel sont conservés les calcaires crétacés.

a- Caractères géométriques :

Ces quatre plis sont déjetés, à flanc sud incliné de 25 à 30° vers le Pacifique, à flanc nord court, penté de 80° vers le Golfe du Mexique, à vertical.

D'une façon générale les directions axiales, Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est sont nettement obliques par rapport à celles des plis chiapanèques de la région située immédiatement au Nord du socle (N 155°E). Par ailleurs elles n'ont pas la même régularité :

- l'axe du synclinal de Mogoñe a une direction N 150°E au Nord-Ouest du rio Tolosa puis N 125°E au Sud-Est. Le Jurassique supérieur du coeur est extrêmement plissé. Les microplis sont orientés Ouest-Est à N 110°E, déversés et renversés vers le Nord, et affectés de cisaillements pentés de 45° vers le Sud. Le comportement disharmonique des Formations Mogoñe et Todos Santos s'explique par la compétence très différente des pelites argileuses de la première et des grès armés de bancs conglomératiques de la seconde ;

- l'anticlinal du rio Tolosa est orienté N 115°E. Le synclinal de Matias Romero présente une direction allant de N 110°E à Est-Ouest ;

- l'anticlinal de Las Lagunas, large de 10 kilomètres, est orienté N 110°E au Nord-Ouest, puis N 135°E, et à nouveau N 110°E au Sud-Est. Comme on l'a vu, un clivage de fracture parallèle à la direction des couches, incliné vers le Pacifique et plissé, affecte son flanc sud. Un début de métamorphisme l'accompagne. Il se traduit par :

- . une disparition progressive, vers le Sud, de la teinte rouge, et une induration plus marquée de la Formation Todos Santos. Au niveau de la route transisthmique par exemple, passé la déviation de Las Lagunas, le faciès se rapproche déjà de celui des assises détritiques épimétamorphiques de la base de la première unité de la Sierra de Juarez ;
- . les calcaires de Las Lagunas sont fortement recristallisés.

b- Age et conséquences des déformations :

Rappelons que le premier épisode tectonique correspond à la distension triasico-jurassique ayant induit le graben ou le demi-graben isthmique. Pour ce qui concerne les déformations plicatives, l'âge des séries plissées et des sédiments horizontaux discordants n'autorisent à affir-

mer seulement qu'elles sont post-turonniennes et anté-pliocène moyen. Ce n'est donc que par des arguments indirects qu'on peut chercher plus de précisions.

Nous avons reconnu au Chiapas trois phases crétacées et tertiaires : subhercynienne, laramienne et miocène supérieur. Nous verrons que la structuration de la Sierra de Juarez s'est réalisée au cours des deux premières.

Le chevauchement de la Sierra de Juarez sur la couverture méridionale du socle du Chiapas, l'intensité de la déformation, son orientation, sa polarité, et le début du métamorphisme qui l'accompagne au Sud, montrent qu'elle est liée avant tout à l'histoire tectonique de la Sierra de Juarez. Le métamorphisme et la phase tectonique majeure de cet édifice sont subhercyniens. Postérieurement à cette phase, le socle du Chiapas était partiellement émergé. Nous en concluons que le plissement de sa couverture méridionale s'est réalisé d'abord durant la phase subhercynienne.

Les directions ouest-est à N 110°E, qui sont, en particulier, celles des microplis du Jurassique supérieur, doivent correspondre à cette première phase plicative.

La phase subhercynienne est essentielle. Elle a pour conséquence l'émergence, non seulement de la couverture méridionale, mais aussi d'une partie des socles. Ces régions, ainsi qu'à l'arrière la Sierra de Juarez, demeureront émergées pendant le Sénonien supérieur et jusqu'à l'actuel. L'érosion de ces domaines est à l'origine des dépôts détritiques marins concordants campano-maestrichtiens et tertiaires, du Chiapas et des plaines côtières du Golfe du Mexique.

La déformation de la schistosité de fracture et la sinuosité des plis témoignent d'une reprise ultérieure. Elle est imputable, au moins en très grande partie, à la phase laramienne. On peut attribuer à cette phase une accentuation des structures et les directions N 125 - N 130°E que nous retrouverons dans les unités frontales de la Sierra de Juarez.

Une dernière reprise durant la phase chiapanèque est vraisemblable : le synclinal de Mogoñe, pli le plus proche de ceux de la couverture septentrionale, présente au Nord-Ouest une direction N 150°E voisine de celle de ces derniers (N 155°E). Dans le rio Tolosa, la Formation Todos Santos de l'anticlinal du rio Tolosa et du synclinal de Matias Romero présente de très nombreuses directions N 140°E à N 160°E et, principalement, selon la valeur moyenne, N 150°E.

En résumé, l'extension crustale triasico-jurassique du domaine du Golfe du Mexique provoque, au niveau de l'isthme de Tehuantepec, un failage normal qui se situe dans le prolongement du rift océanique, naissant à l'Oxfordien et élargissant le domaine océanique jusqu'à la fin du Jurassique. La croûte de l'isthme est alors probablement amincie mais il n'y a pas séparation du bloc Chiapas-Yucatan du reste du Mexique. Dans la dépression ainsi formée s'accumulent, exclusivement au Nord des affleurements actuels de socle, des évaporites, durant le Jurassique moyen et peut-être plus tôt. La transgression du Jurassique supérieur emprunte cette dépression qui isole déjà les batholites du Chiapas et de la Mixtequita et s'insinue entre eux mais sans dépasser leur limite sud. Elle ne s'étend pas

d'avantage jusqu'à l'Albien, et une régression est même probable du Berriasien à l'Aptien, comme au Chiapas. La transgression générale de l'Albien submerge totalement les régions épargnées jusqu'alors. De l'Albien au Turonien se déposent des carbonates. Les faciès montrent un approfondissement vers le Sud-Ouest.

Durant le Sénonien inférieur, la couverture méridionale du socle, la molasse post-appalachienne comprise, est affectée par un plissement à vergence nord, nord - nord-est. La phase subhercynienne aboutit à l'émersion définitive de la couverture méridionale et d'une partie du socle. La phase laramienne du Crétacé terminal - Paléocène, accentue et déforme les plis selon une direction N 125 - N130°E, la phase chiapanèque du Miocène supérieur a pu jouer un rôle semblable, reprenant les plis selon une direction N 150°E.

Au cours de ces phases, les failles de socle réactivées induisent des torsions dans la couverture.

Au Pliocène moyen - supérieur, des épandages alluviaux et des formations lacustres cachètent partiellement les structures.

A l'heure actuelle, la subduction de la plaque de Cocos provoque une importante sismicité jalonnant les paléo-failles.

CHAPITRE III : L'EXTREMITÉ MÉRIDIIONALE DE LA SIERRA DE JUAREZ.

A son extrémité méridionale, la Sierra de Juarez est large de 60 à 80 kilomètres. Elle est limitée :

- au Nord-Est, par un front chevauchant, l'amenant à reposer sur la couverture méridionale du Chiapas ;

- au Sud-Ouest, par des failles verticales, la plaçant au contact de la Sierra Madre du Sud s.s.

Nous distinguerons deux grands ensembles structuraux, à faciès mésozoïques distincts : au front les unités de la Porte du Pacifique, en arrière, et constituant l'essentiel de l'édifice, le bassin cuicatèque, défini dans l'introduction. Nous décrirons tout d'abord ces deux ensembles en englobant, à la suite de l'examen des formations du bassin cuicatèque, celui des intrusifs tardifs et des séries continentales discordantes. Partant de ces données, nous en tirerons les conséquences quant à l'histoire paléogéographique et structurale.

A. DESCRIPTION DES ENSEMBLES STRUCTURAUX.

I. LES UNITÉS DE LA PORTE DU PACIFIQUE.

A la traversée des unités frontales de la Sierra de Juarez, les al-

titudes croissent brusquement. La route transisthmique décrit un parcours sinueux dans une région pittoresque, au Sud de laquelle on découvre, de façon soudaine, la plaine côtière du Pacifique, accidentée de collines, et l'Océan. Le passage étroit emprunté par la route est appelé "Puerta del Pacifico".

Cette région correspond à deux unités structurales de largeur sensiblement égale, l'Unité de Chivela et l'Unité du Zapote, toutes deux édifiées de terrains épimétamorphiques (Fig. II-6 et II-7).

a- L'Unité de Chivela :

Le relai hertzien de Chivela est installé au point culminant de cette unité, le village se trouvant à son pied, encore sur la couverture méridionale du Chiapas.

1. Les ensembles lithologiques.

L'Unité de Chivela comporte des assises détritiques métamorphiques, surmontées de marbres.

Les assises détritiques métamorphiques, dont la puissance dépasse 300 mètres, constituent l'essentiel de l'unité. Les meilleurs affleurements sont ceux de la route transisthmique, de la piste du relai hertzien et du rio de Chimalapa. Il s'agit surtout de grès arkosiques jaunâtres, à

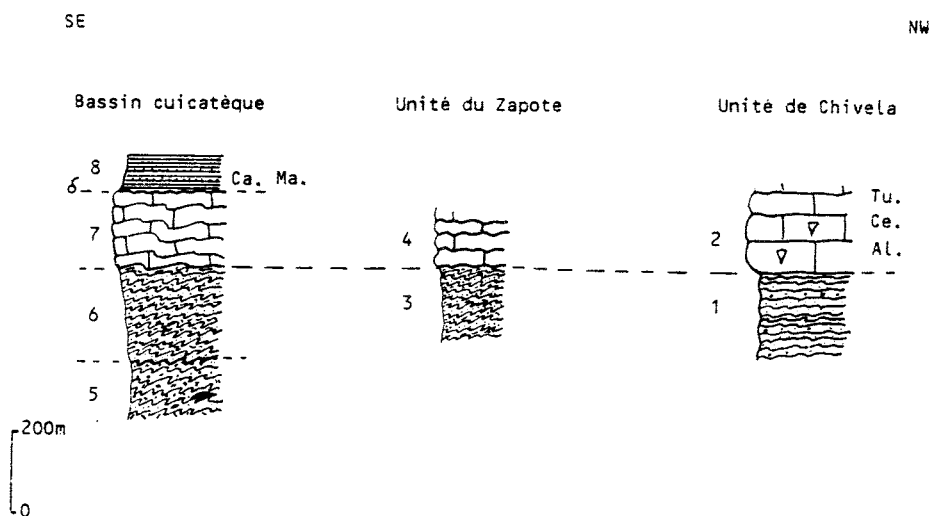


Fig. II-6 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des formations mésozoïques de la Sierra de Juarez, à hauteur de l'isthme de Tehuantepec.

1: métagrès et métapélites. Molasse continentale post-appalachienne (Formation Todos Santos) métamorphique ; 2: marbres à Rudistes et coraux. Formation Sierra Madre métamorphique ; 3: métagrès et méta-argilites ; 4: marbres avec lits siliceux à radiolaires ; 5: métagrauwackes, métatufs, diabases et lentilles de serpentinites ; 6: métagrès et méta-argilites ; 7: marbres ; 8: pélites et grès rouges.

matrice argileuse séricitisée, en bancs d'épaisseur variable, généralement pluridécimétriques. Il s'y ajoute des quartzites blancs, quelques passées conglomératiques siliceuses à galets de quartz, et des schistes sériciteux. Ces derniers, le long de la piste du relai hertzien, sont parfois rougeâtres.

La séquence métagréseuse est surmontée en concordance de marbres massifs gris bleu, intensément fracturés, au point de prendre souvent un aspect bréchiq.ue.

2. L'âge des séries. L'âge du métamorphisme. Corrélations.

Nous avons récolté dans les marbres, au niveau de la tranchee du nouvel oléoduc Minatitlán - Salina Cruz, de nombreux exemplaires de Rudistes et de coraux.

La structure interne des Rudistes est trop déformée pour permettre une détermination générique précise. G. Alencaster (communication écrite, 26/09/1979) a pu cependant reconnaître qu'ils appartiennent aux familles des Monopleuridés et des Caprotinidés. De plus, il est probable que se trouvent représentés les genres *Sellaea* sp. et *Pachytraga* sp., appartenant à cette dernière famille. Il est possible également que soient représentés des Caprinidés, et l'Ostreidé aberrant *Chondrodonta*.

Le genre *Sellaea* se rencontre dans les "Calcaires Edwards" (Albien moyen) du Texas, et le Cénomaniens de Sicile. Le genre *Pachytraga* se rencontre dans les "Calcaires Edwards", les calcaires de l'Albien moyen de la Jamaïque, et l'Urgonien des massifs subalpins.

L'affleurement fossilifère de l'oléoduc se trouve dans la même unité et 3 kilomètres au Sud-Est de l'affleurement de la voie de chemin de fer où C.L. Baker pensait avoir reconnu des fusulines. Rappelons que c'est pour cette raison, ajoutée au métamorphisme général, que les formations épimétamorphiques de l'isthme de Tehuantepec, et par extension de la Sierra de Juarez et la Sierra Madre du Sud s.s., ont été attribuées, soit en totalité, soit exception faite des marbres, au Paléozoïque.

Dans l'entaille de la voie ferrée, les calcaires renferment quelques spicules d'éponges et des bryozoaires probables. Ce sont sans doute des sections obliques de spicules, de forme elliptique, qui ont prêté à confusion.

La présence de Rudistes dans les marbres lève donc toute équivoque quant à leur âge, crétacé. Par ailleurs, au métamorphisme près naturellement, le faciès est semblable à celui des calcaires de la Formation Sierra Madre. En conséquence :

- les marbres de l'Unité de Chivela représentent l'équivalent métamorphique des calcaires albiens-turonien de la couverture méridionale du Chiapas ;

- la série méta-arénacée et méta-argileuse sous-jacente est l'équivalent métamorphique de la molasse continentale post-appalachienne, dont elle présente tous les caractères, y compris encore, localement, la teinte rouge ;

- le métamorphisme général est post-Turonien ce qui sera confirmé par les âges radiométriques obtenus dans les unités suivantes.

b- L'Unité du Zapote :

Le Cerro du Zapote domine la plaine côtière du Pacifique à l'Est de la route transisthmique, de la Ventosa à Santo Domingo. Les meilleures coupes sont celles de la route, de la tranchée de l'oléoduc, et de la piste d'El Porvenir à San Miguel Chimalapa.

1. Les ensembles lithologiques.

L'unité du Zapote est aussi constituée par une série métadétritique surmontée de méta-carbonates, mais dont les faciès sont différents de ceux de l'unité précédente.

1.1. La série détritique métamorphique.

A la base de l'unité, et sur une épaisseur d'environ 300 mètres, affleurent des schistes sériciteux calcifères, gris-jaunâtre à gris argenté. Ils dessinent des plis isoclinaux serrés, d'axe N 110°E à N 135°E, le plus souvent N 130°E, pentés de 30° vers le Sud. La stratification originelle est bien conservée et l'on observe une alternance régulière de lits

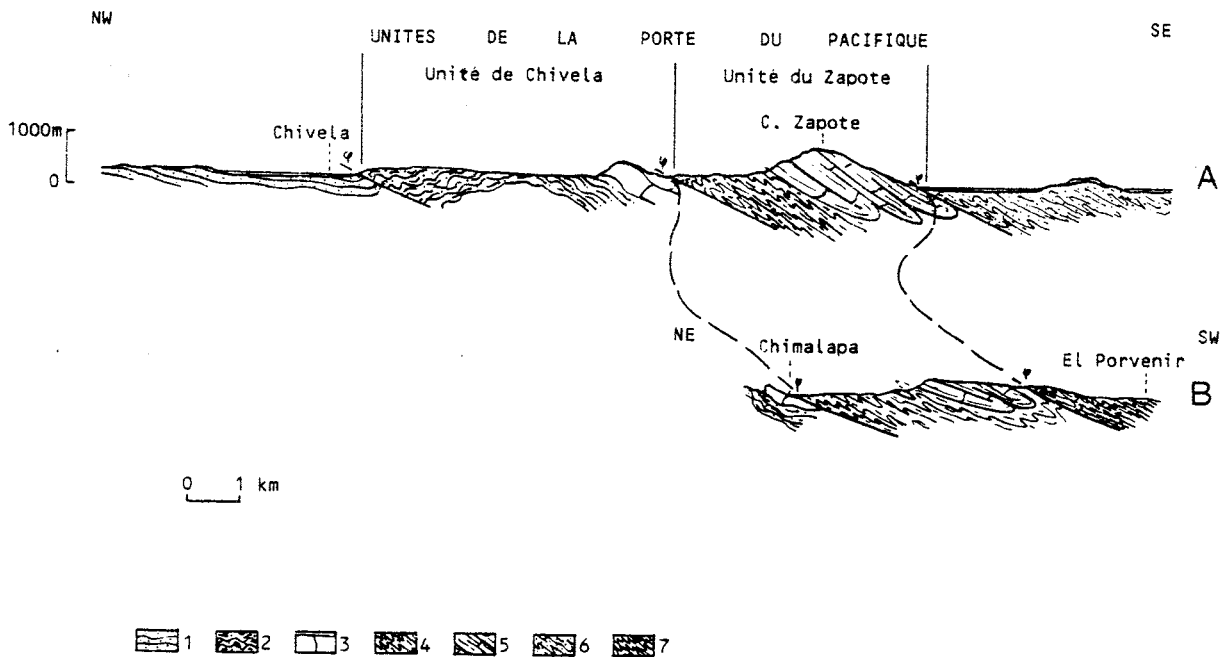


Fig. II-7 : Coupes des unités frontales de la Sierra de Juarez, au niveau de l'isthme de Tehuantepec.

A: Coupe de la route transisthmique ; B: Coupe de la piste El Porvenir-Chimalapa ; 1: grès et pélites rouges. Formation Todos Santos de la couverture méridionale du Chiapas ; 2 et 3: Unité de Chivela avec : 2: métagrès ; 3: marbres massifs ; 4 et 5: Unité du Zapote avec : 4: métagrès et métapélites ; 5: marbres à lits siliceux ; 6 et 7: bassin cuicatèque avec : 6: schistes et quartzites sériciteux et chloriteux ; 7: schistes à hornblende.

centimétriques à petits quartz détritiques et d'anciens niveaux argilo-calcaires séricitisés et calcitisés. Ces schistes ne présentent qu'une seule phase de déformations isoclinales, accompagnée de schistosité de flux parallèle aux plans axiaux et du développement de séricite selon les plans de schistosité. L'examen attentif montre cependant un très fin clivage postérieur en plis-fractures, légèrement oblique à la direction des plis, penté également vers le Sud et recoupant la schistosité à 45°. Il n'est très apparent qu'à l'échelle de la lame mince.

1.2. La série carbonatée métamorphique.

Le passage à la série carbonatée se fait progressivement, par intercalation, dans les trente derniers mètres de la série détritique, de niveaux de marbres détritiques d'épaisseur décimétrique.

Cette zone de transition, bien exposée dans la tranchée de l'oléoduc, est surmontée de marbres gris bleu à blanc, également en plis renversés vers le Nord-Ouest, et de même direction que les schistes sériciteux. Ils se différencient des marbres de l'unité précédente par une stratification beaucoup plus régulière, des bancs d'épaisseur moindre (50 à 70 centimètres) et surtout par la présence de lits siliceux.

2. L'âge des séries. L'âge du métamorphisme. Interprétations.

- Nous n'avons rencontré dans cette unité aucun macrofossile préservé.
- En lame mince les seuls éléments encore identifiables sont:
 - . des spicules de spongiaires et des débris d'échinodermes probables, dans des échantillons de marbres prélevés près du ranch de la Cueva, sur la piste de la route transisthmique à La Mata ;
 - . des radiolaires dans les lits siliceux des marbres.
- Les phyllites de la série détritique, provenant d'échantillons collectés le long de la route transisthmique ont été datés radiométriquement à l'I.M.P. (Vila-Gómez, 1977). Elles ont fourni un âge K-A de 82,5 m.a., soit Campanien inférieur.

C'est dans l'Unité du Chivela que l'on rencontre pour la première fois, en arrière du Chiapas, des calcaires à faciès pélagiques, caractérisés par des lits et des organismes siliceux, très différents des calcaires et calcaires dolomitiques massifs à rudistes et miliolles de la couverture du Chiapas. Précédemment, nous avons noté la présence de nodules de phosphates dans les calcaires de Las Lagunas, indiquant un approfondissement vers le Sud-Ouest.

La série détritique sous-jacente, bien litée et carbonatée, est aussi différente de la Formation Todos Santos et elle est très probablement d'origine marine.

Cette même superposition de faciès se retrouve dans la région d'Oaxaca, sur la bordure orientale du massif, et dans la Sierra de Juarez, à la hauteur du rio Grande où le degré de métamorphisme moindre nous a permis de les dater (4ème partie).

Pour ces raisons, et étant donné que la première phase du plissement principal accompagné de métamorphisme est crétacée et que l'évolution des faciès des assises carbonatées s'inscrit dans une suite logique, nous attribuons aux calcaires marmorisés du Zapote un âge albo-cénomaniens et à la série détritique carbonatée sous-jacente un âge néocomien-aptien.

Les transgressions anté-albiennes n'ont pas franchi les batholites du Chiapas et de la Mixtequita ni, au niveau du couloir isthmique séparant ces deux massifs, dépassé leur limite sud. La présence très probable du Néocomien marin dans l'Unité de Chivela suppose, comme nous l'avons admis à propos de la distribution de faciès néocomiens du Chiapas et du Yucatan, que contrairement aux transgressions du Jurassique supérieur, la transgression néocomienne n'est plus directement dépendante du Golfe du Mexique.

c- Prolongement des unités de la Porte du Pacifique :

Vers le Nord-Ouest, la logique des deux unités frontales de la Sierra de Juarez superposées à la couverture Chiapas-Mixtequita est interrompue par le débordement en lobe, au-delà de ces unités, de formations plus internes appartenant au bassin cuicatèque (Pl. V). De cette façon, ces dernières viennent directement reposer sur les calcaires de Las Lagunas. Passé ce lobe, on retrouve les marbres massifs, surmontant la Formation Todos Santos métamorphique, de l'Unité de Chivela. Nous l'avons suivie jusqu'à la Guevea de Humbolt, en dehors du secteur cartographié, à une soixantaine de kilomètres au Nord-Ouest d'Ixtepec. Dans cette région, ses relations avec les unités plus internes sont masquées par des formations tertiaires volcanogènes, qui prolongent les affleurements portés sur la carte au Nord-Ouest d'Ixtepec et occupent une vaste superficie. Au-delà, la Sierra est inexplorée. L'examen des photographies orbitales laisse supposer qu'environ 30 kilomètres au Nord-Ouest de la Guevea de Humbolt, la couverture méridionale du batholite de la Mixtequita est chevauchée par des mica-schistes, selon le dispositif de la région du rio Grande d'Oaxaca qui sera décrit plus loin.

Vers le Sud-Ouest, les deux unités se prolongent, en chevauchant toujours la couverture méridionale du Chiapas, jusqu'à trente kilomètres à l'Est de Chimalapa où elles disparaissent, également sous le tertiaire volcanogène. L'anomalie la plus remarquable est leur torsion et la direction Nord-Sud qu'elles prennent d'El Porvenir au Nord-Ouest de Santo Domingo, à l'Ouest de San Miguel Chimalapa, que nous avons attribuée au passage de la paléo-faille isthmique.

Dans la plaine côtière du Chiapas, au pied du batholite, au Sud-Ouest de la faille qui le borde, nous avons reconnu trois petits affleurements de marbres. Les deux premiers se situent près d'Arriaga, au cerro de la Cal, deux kilomètres à l'Est, et au cerro Colorado, six kilomètres au Nord de cette ville. Il s'agit, dans les deux cas, de marbres gris plissés à lits siliceux, inclinés de 40° vers le Pacifique. A leur base, au cerro de la Cal, affleurent, sur quelques mètres, des schistes gréseux. Ces lambeaux sont supportés et traversés par un pluton granodioritique et monzolitique daté du miocène supérieur (12 et 13 m.a. méthode K-A, Damon *in* Salas, 1975). Au contact, la roche est transformée en skarn à magnétite et grenats. Ces deux affleurements, relativement proches (70 kilomètres !) des derniers affleurements des Unités de la Porte du Pacifique pourraient se rattacher à l'Unité du Zapote.

Un dernier affleurement détermine une petite colline à environ 80 kilomètres plus au Sud, près de la station de chemin de Fer de Los Patos. Il s'agit de marbres sombres, sub-verticaux, bien lités. Si l'on considère que la faille bordière du Chiapas constitue une des extensions du système Polochic-Motagua il est possible que ces marbres appartiennent à un tout autre domaine, par exemple aux formations mésozoïques métamorphiques de la marge Pacifique de l'Amérique centrale ou, à l'image du Guatemala, à une lanière paléozoïque comprise entre les décrochements.

II. LE BASSIN CUICATEQUE.

En arrière des unités frontales, la succession lithologique des assises que nous rapportons au bassin cuicatèque proprement dit est en gros la même que celle décrite précédemment. C'est à dire que l'on reconnaît deux grands ensembles épimétamorphiques, l'un détritique à la base, l'autre carbonaté. La différence essentielle est la présence de roches basiques et ultrabasiques à la base de la série.

Ces formations sont traversées de plutons granitiques crétacés et tertiaires et recouvertes par des couches rouges plissées ou non, surmontées d'un puissant ensemble volcanogène. Une inclinaison générale vers le Pacifique, comme pour les unités frontales, amène à l'affleurement des terrains de plus en plus récents vers le Sud-Ouest (Pl. V). Nous examinerons ici les divers ensembles mésozoïques et tertiaires.

a- La série détritique métamorphique :

Les unités frontales, ou même directement la couverture méridionale non métamorphique du Chiapas, sont chevauchées par des schistes épimétamorphiques, affleurant principalement au Nord d'Ixtepec et dans la région de Santo Domingo - San Miguel Chimalapa.

On peut y reconnaître deux formations, l'une renfermant des roches basiques et ultra-basiques, l'autre en étant dépourvue.

1. La formation à ophiolites.

1.1. Les serpentinites et les gabbros et leur environnement.

Dans l'isthme de Tehuantepec, ainsi qu'ailleurs dans la Sierra de Juarez, le volume des serpentinites et gabbros est très limité à l'affleurement, sans commune mesure avec la place qu'ils occupent au Guatemala.

L'affleurement de serpentinites le plus important se situe sur la piste d'El Barrio à Almoloya, dans le lobe débordant les unités frontales. Une excavation effectuée afin d'utiliser ce matériau pour l'empierrement l'a mis au jour. L'amas occupe une superficie de l'ordre de 1000 m².

L'examen en lame mince montre presque exclusivement de l'antigorite, quelques chlorites et épidotes et des spinelles.

L'analyse de ces dernières à la microsonde révèle qu'il s'agit

de magnétite pratiquement pure, ne renfermant malheureusement pas de traces de chrome permettant de définir la nature de la péridotite originelle.

Cet amas serpentiniteux se trouve dans un contexte de schistes quartziques sériciteux et chloriteux verdâtres, à altération jaunâtre, à petits niveaux quartzitiques verts ou blancs. Le contact ne se voit pas.

D'autres petites lentilles serpentineuses, incartographiables, sont présentes dans la série, en particulier dans deux affleurements recoupés par la route côtière, quelques kilomètres au Nord-Ouest de Niltepec. La serpentine se présente en amygdales décimétriques dans des schistes d'aspect différents des précédents : ils sont de couleur vert brunâtre pour un matériau qui à l'origine paraît avoir été assez grossier, ou jaunes pour un matériau originellement plus fin.

En lame mince la composition des niveaux bruns et jaunes est la même : il s'agit de schistes à quartz et albite, chlorite, calcite et épidote. La roche originelle était vraisemblablement une grauwacke pour les niveaux plus grossiers, un tuf pour les niveaux plus fins.

Deux des collines de la plaine côtière que l'on aperçoit à l'Ouest de la Ventosa sont édifiées de gabbros. Ils sont isolés de leur contexte et environnés de pointements granitiques. La roche est mélanocrate et à grain moyen. En lame mince on observe des plagioclases calcitisés, de l'augite ouralitisée et des spinelles.

1.2. Les diabases et les roches associées.

Dans le rio Espiritu Santo, à l'aval d'El Porvenir, sur la piste d'Ixtepec au ranch Zapote, et près de la station ferroviaire de La Mata, s'intercalent dans des schistes analogues aux précédents, sur des épaisseurs métriques à décamétriques, des bancs massifs vert foncé. La plupart montrent en lames minces des lits de hornblende, d'épidote et de plagioclases avec quelques rares quartz. Les plus sombres présentent une structure intersertale, des plagioclases saussuritisés et de l'augite ouralitisée. Ils correspondent, soit à d'anciens sills de dolérites, soit à des basaltes doléritiques. Nous verrons que l'analyse chimique de pyroxènes moins transformés d'échantillons doléritiques collectés dans le prolongement nord de cette zone permet de les classer dans le type "Tholeites des zones en extension".

Une dernière catégorie de roches occupe de vastes superficies dans la région d'El Porvenir-Chimalapa. Il s'agit de schistes à hornblende. L'examen en lame mince montre, pour la très grande majorité des échantillons, des cristaux de très petite taille de hornblende verte, d'épidote et de quartz, intimement mêlés. Quelques uns montrent en outre des phénocristaux de plagioclases saussuritisés. Le matériel métamorphique était probablement à l'origine un sable fin, résultant de l'altération de roches magmatiques basiques. Quinze analyse des amphiboles à la microsonde montrent qu'elles sont toutes de type hornblende, très peu potassiques. Il n'y a aucun indice chimique de présence d'amphiboles bleues de type haute pression.

Nous n'avons pas reconnu au niveau de l'isthme de basaltes à débit en oreillers, non plus que des radiolarites.

Signalons enfin qu'au coeur de la plaine isthmique du Pacifique existe une anomalie gravimétrique positive marquée, centrée sur Juchitan

(Woolard et Monges Caldera, 1956). Il est probable qu'elle reflète la présence cachée de corps basiques et ultrabasiques plus développés.

2. Les schistes et grès sériciteux et chloriteux.

Les séries à matériel basique et ultrabasique se situent au Nord de la région, immédiatement en arrière des unités frontales qu'elles viennent chevaucher. Dans cette même région, affleurent également des schistes épimétamorphiques à matériel siliceux, aux alentours d'El Barrio-Almolo ya par exemple, et formant les collines à relief assez mou au Sud-Ouest d'Ixtepec.

On les rencontre aussi au Sud de la région, dans quelques rares affleurements à la base des marbres, au Nord de Tehuantepec.

Enfin, ce sont probablement eux qui constituent la plus grande partie du substratum de la plaine côtière. Ils affleurent en effet sous les sables et galets quaternaires à coquilles de mollusques marins, dans le canal parallèle à la route transisthmique, au Nord de la Ventosa, et le canal principal, à l'Ouest de la Mixtequilla.

L'aspect de ces schistes est voisin de ceux de l'unité de Chivela et le degré de métamorphisme est le même. On y rencontre, dans l'ordre d'importance, des schistes chloriteux et sériciteux verdâtres, jaunâtres à l'altération, des schistes sériciteux gris, et de petites passées quartzitiques pures, l'ensemble présentant un éclat lustré. En lame mince les cristaux sont de petite taille. Au quartz et aux minéraux phylliteux s'ajoute parfois un peu de calcite. Rien ne permet de supposer la présence d'édifices volcaniques proches ayant contribué à la sédimentation.

3. Interprétations.

Les roches magmatiques basiques et ultrabasiques de l'isthme se situent dans un contexte détritique basique. Les lentilles de serpentine, et peut être aussi les gabbros, peuvent provenir de l'érosion d'un fond océanique en cours de formation. Dans la série s'intercalent des épanchements hypovolcaniques ou volcaniques basiques. Le volume des roches magmatiques est peu important. Bien des éléments des cortèges ophiolitiques complets, et en particulier l'association "pillow-lavas basaltiques-radiolarites", font défaut. On ne peut donc parler véritablement de "complexe ophiolitique". La série a été métamorphisée dans le faciès amphibolites-épidote. Il n'existe aucun indice de rétro-morphose et de métamorphisme haute pression.

Par ailleurs, les structures sont à vergence NE. La formation à ophiolitiques de l'isthme de Tehuantepec n'est donc pas directement comparable aux formations ophiolitiques de la marge pacifique de Basse Californie et du Costa Roca, qui, de plus, présentent une vergence contraire, "pacifique". Elle peut par contre être rapprochée de celle du Guatemala qui occupe une position similaire et à vergence également vers la plate-forme du Chiapas, mais en soulignant encore que dans la Sierra de Juarez le cachet océanique est beaucoup moins marqué.

Les schistes et grès sériciteux et chloriteux constituent la partie supérieure de la série détritique, comme le montre leur présence directement sous la série carbonatée. Leur composition traduit un changement de la nature des sédiments du bassin. Ils dérivent de grès fins et d'argi-

les pouvant provenir de l'érosion des socles paléozoïques et précambriens du Chiapas et d'Oaxaca.

On peut donc admettre qu'en arrière du socle du Chiapas une forte distension crustale a conduit à l'individualisation d'un bassin possédant en son fond des produits océaniques remaniés. L'océanisation n'a pas été suffisante pour permettre le développement d'un véritable complexe ophiolitique. Elle a dû cesser alors que les socles du Chiapas et d'Oaxaca étaient encore partiellement émergés.

b- La série carbonatée métamorphique.

La série carbonatée métamorphique surmontant les schistes sériciteux et chloriteux du bassin cuicatèque affleure largement. D'Ixtepec à Tehuantepec, les marbres constituent, presque à eux seuls, les montagnes qui dominent à l'Ouest la plaine côtière.

Les relations entre les schistes sériciteux et les marbres sont le plus souvent masquées par des intrusifs granitiques ou des formations tertiaires continentales. Le contact peut cependant être très clairement observé dans la région de la Mixtequilla, moins de 10 kilomètres au



Fig. II-8 : Contact entre le sommet de la série métadétritique et les marbres du bassin cuicatèque au cerro de la Mixtequilla.

Dessin d'après la photographie d'une ancienne carrière 2 kilomètres à l'Ouest de la Mixtequilla. Les schistes sériciteux et chloriteux et les quartzites (s) de la partie supérieure de la série métadétritique du bassin cuicatèque sont surmontés en concordance par des marbres bleutés ou blancs (m). Ces assises de marbres, dont la puissance apparente peut atteindre 1.000 mètres, dominent la plaine côtière pacifique d'Ixtepec à Tehuantepec.

Nord-Ouest de Tehuantepec, dans une carrière où les marbres ont été exploités pour la construction du canal principal de l'isthme, dérivant l'eau du rio de Tehuantepec pour l'irrigation, et, dans ce même canal, près de la prise sur le rio (Fig. II-8).

Dans l'un et l'autre des affleurements, la série détritique s'enrichit au sommet en petites passées de cipolins détritiques. Elle passe en concordance à des marbres dont l'épaisseur apparente dépasse 1000 mètres au cerro de los Carcos, au Sud-Ouest d'Ixtepec, et dans les montagnes longées par la route panaméricaine au Nord-Ouest de Tehuantepec. Ils ont servi à l'édification du barrage-poids Benito Juarez sur le rio de Tehuantepec.

Il s'agit de marbres gris bleu ou blancs très purs, formés de cristaux de calcite de grandes dimensions.

La différence de compétence entre les deux séries a déterminé un style plicatif disharmonique : au-dessus des sérécito-schistes microplissés, les marbres dessinent de vastes plis déversés vers le Nord-Ouest ou couchés que l'on peut observer, par exemple, au niveau de l'appui rive droite du barrage de Benito Juarez. Leurs axes sont dirigés N 135 à N 145°E, comme ceux des microplis de la série détritique sous-jacente. De multiples microplis d'entraînement déversés vers le Nord-Ouest accompagnent les mégastuctures (Fig. II-9).

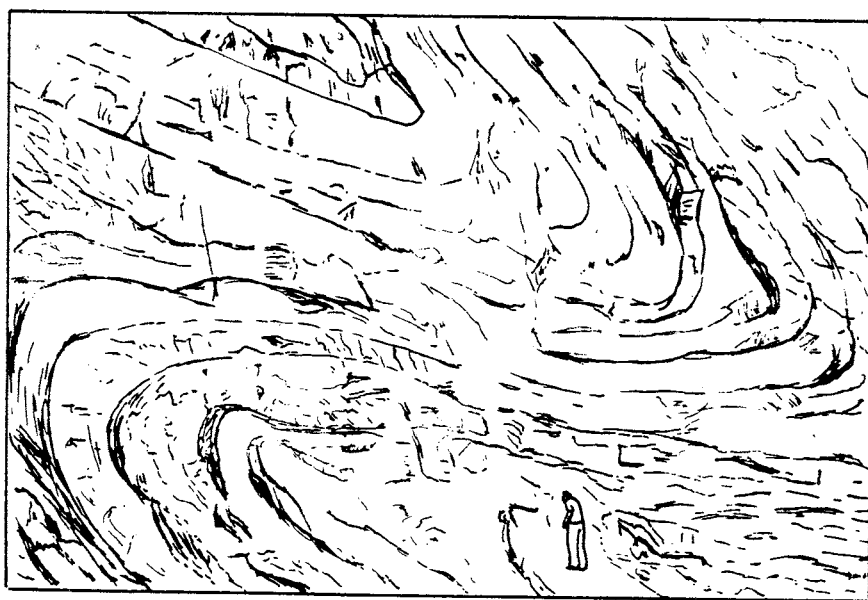


Fig. II-9 : Plis d'entraînement dans les marbres du bassin cuicatèque.

Dessin d'après une photographie de la falaise rive droite du rio de Tehuantepec à l'aval du barrage Benito Juarez.

Les flancs de la synforme et de l'antiforme couchées qui déterminent les 1000 mètres de falaise de marbre à l'Ouest - Nord-Ouest de Tehuantepec sont déformés par des plis d'entraînement décamétriques d'axe N 135°E - N 145°E déversés vers le Nord-Ouest.

L'épaisseur des marbres est bien moindre que ne le laisse supposer leur puissance apparente. Elle est de l'ordre de 250 à 300 mètres : ainsi,

c'est la superposition d'une antiforme et d'une synforme, dont les charnières sont visibles de la route panaméricaine, qui détermine les 1100 mètres de la montagne de marbres au Nord-Ouest de Tehuantepec.

E. Böse a signalé la présence dans ces marbres de rares fragments de rudistes dans le rio de Tehuantepec. Nous n'en avons pas rencontrés. Bien entendu les microorganismes que pouvaient contenir les calcaires avant leur marmorisation ont disparu.

c- La formation rouge plissée.

1. Description.

Les affleurements de cette formation sont limités à la région située à l'Ouest des montagnes de marbres de Tehuantepec. On la rencontre aux alentours de Jalapa del Marqués où elle paraît s'appuyer sur les marbres en rive droite de la retenue, et à l'Ouest de la route panaméricaine qui la longe avant d'atteindre la plaine côtière.

Cette formation détritique rouge dépourvue de métamorphisme général, rappelle la Formation Todos Santos au Nord des unités frontales. Elle s'en différencie cependant par la présence de carbonate, tous les niveaux faisant effervescence à l'acide.

Nous n'avons pu observer nulle part un contact stratigraphique clair avec les marbres : à l'Est de la route panaméricaine les couches rouges butent contre ceux-ci, à la faveur d'une faille Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est que suit un affluent rive droite du rio de Tehuantepec. Au Nord de Jalapa del Marqués, les couches sont inclinées de la même façon que les marbres et paraissent les surmonter, mais le contact est cacheté par des éboulis de marbres cimentés et de la caliche.

Les sédiments, grès fins et pélites calcaires, sont de couleurs vives : rouge, lie de vin, verdâtre. En lame mince les grès montrent une composition arkosique. Ils sont constitués de quartz anguleux, de plagioclases et de quelques biotites, pris dans un ciment calcaréo-argileux. Selon toute vraisemblance ces éléments dérivent des granites crétacés (cf. infra) traversant les marbres, et de la dissolution de ces derniers.

Cette série, dont l'épaisseur est de l'ordre de 300 mètres, est déformée en plis assez larges de direction N 120 - N 130°E, déjetés vers le Nord-Est.

2. Age.

La série rouge plissée est azoïque, et vraisemblablement d'origine continentale. Elle est postérieure au métamorphisme et aux intrusions crétacés de la Sierra de Juarez, et antérieure aux formations continentales tertiaires non plissées et au pluton de Tequitistlan qui les recoupe. On peut donc lui attribuer un âge campano-maestrichtien.

d- Les intrusifs crétacés et miocènes.

Les formations métamorphiques du bassin cuicatèque ont été traversées par des plutons granitiques dont, on vient de le voir, on retrouve des éléments dans la série rouge plissée. Cette dernière est également traversée et métamorphisée au contact d'un pluton granitique. Il y a donc lieu de distinguer deux épisodes magmatiques plutoniques, l'un, crétacé, antérieur à la série rouge plissée, l'autre tertiaire.

1. Plutonisme crétacé.

1.1. Description des plutons.

D'Ixtepec à Tehuantepec, les plutons granitiques occupent une superficie sensiblement égale à celle des marbres qui les surmontent en apparence. La relation granites-marbres, parfois indiquée par des filonnets d'aplite recoupant les marbres en divers points (Nord-Ouest de Mixtequilla par exemple), est illustrée de façon spectaculaire en rive gauche du rio de Tehuantepec, au droit du barrage Benito Juarez (Fig. II-10). Le granite qui, en rive droite, ne paraît pas clairement intrusif, pénètre les marbres en apophyses verticales pluridécamétriques recoupant perpendiculairement la stratification. Partant de ces apophyses, le matériel granitique s'insinue en sills métriques ou décimétriques, soit parallèlement aux bancs, soit légèrement obliquement, dans des fractures sub-horizontales.

Les massifs granitiques, aux contours irréguliers, présentent une orientation fruste des minéraux, dirigée N 120°E et pentée 10°S en rive droite du rio de Tehuantepec, au pied du cerro de Los Carcos. C'est également la direction d'allongement du massif d'Ixtepec. Hormis les environs immédiats du barrage, où les travaux ont rafraîchi les affleurements, généralement plusieurs mètres d'arène recouvrent ces granites situés à basse altitude.

En lame mince, il s'agit de granodiorites et de tonalites riches en biotites, avec quelques hornblendes vertes, à minéraux accessoires habituels des granites : zircons, sphène, apatite et oxydes de fer.

1.2. Age des plutons.

Ces plutons sont postérieurs au métamorphisme et antérieurs à la phase laramienne. On peut donc les considérer comme des granites orogéniques subhercyniens, mis en place au cours ou immédiatement à la suite du relâchement des contraintes.

Les zircons provenant de la granodiorite de Jalapa del Marqués ont fourni un âge $Pb\alpha$ de 108 ± 10 m.a., albien (Fries, 1962). C'est l'âge le plus ancien obtenu sur les granites crétacés d'Oaxaca et de Guerrero. On dispose en effet actuellement de onze datations radiométriques réalisées sur divers plutons, dont le célèbre granite à structure rapakivique d'Acapulco, par les méthodes $Pb\alpha$, K-A et Rb-Sr (Fries, 1962 ; Salas, 1972 ; Rincón Orta, 1974). Les âges obtenus sont tous du Crétacé supérieur, compris entre 79 et 97 m.a. ; ceux obtenus par la méthode $Pb\alpha$ cénomaniens à campaniens (80 à 97 m.a.), ceux obtenus par les méthodes K-A et Rb-Sr campaniens (79 et 80 m.a.). Ces derniers, étant donné l'imprécision de la méthode $Pb\alpha$, sont beaucoup plus fiables. En outre ils s'accordent parfaitement avec les données géologiques et l'âge légèrement antérieur du métamorphisme dans l'isthme.

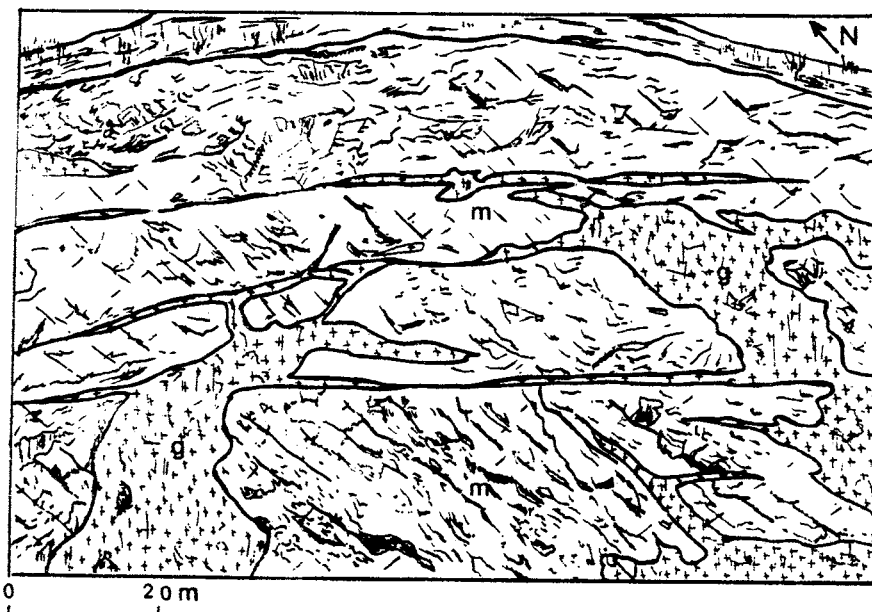


Fig. II-10 : Intrusion des granites du Crétacé supérieur dans les marbres du bassin cuicatèque.

Dessin d'après une photographie de l'appui rive gauche du barrage Benito Juarez.

En rive gauche du rio de Tehuantepec des apophyses (g) du batholite granodioritique de Jalapa del Marques daté de la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur par la méthode $Pb\alpha$, recoupent presque perpendiculairement les bancs de marbres (m). Une partie du matériel granitique s'est insinuée en sills en suivant des plans de fractures sub-horizontaux.

2. Plutonisme miocène supérieur.

2.1. Description des plutons.

Un batholite granodioritique clair, à biotite, dont la superficie à l'affleurement est de l'ordre de 350 kilomètres carrés, s'étend en rive droite du rio de Tequisistlán, de la retenue Benito Juarez au Sud d'Ecatepec. Nous l'appellerons batholite de Tequisistlán. Il est allongé N 70°E, parallèlement à la direction de la côte Pacifique actuelle de Puerto Angel à Salina Cruz. Il culmine à des altitudes beaucoup plus élevées que les précédents, déterminant une ligne de crête où les sommets dépassent 1700 mètres, séparant les eaux des affluents rive droite du rio de Tequisistlán des cours d'eau de la Sierra Madre du Sud s.s. descendant directement vers le Pacifique. Ce batholite est situé à la limite de la Sierra de Juarez et de la Sierra Madre du Sud et recoupe les formations mésozoïques de ces deux ensembles.

En lame mince, la composition est celle de granodiorites ou de diorites quartziques, à biotite et hornblende verte, sphène et tourmaline.

A son extrémité orientale, le batholite de Tequisistlán traverse la série rouge plissée. Une auréole de métamorphisme, dont la largeur atteint 4 kilomètres en rive gauche du rio de Las Tejas, est développée au

contact des couches rouges et du batholite. Le passage des grès et des pélites calcaréo-argileuses, à l'auréole, puis au batholite, peut être observé sur la piste de Buenos Aires qui suit le cours du rio de Las Tejas. Les grès et pélites rouge brique prennent progressivement une teinte vert foncé. Rapidement la roche devient très dure et présente un aspect corné. En lame mince on observe des quartz engrenés, quelques plagioclases, des hornblendes vertes et des épidotes enchevêtrées. La série détritique calcaréo-argileuse est donc transformée en une variété de tactite.

2.2. Age des plutons.

Trois échantillons collectés par J.F. Evernden à 5 kilomètres au Sud de Tequisistlán et le long de la route panaméricaine, datés à l'Université de Berkeley par la méthode K-A, ont fourni des âges radiométriques de 12, 10,5 et 12,3 m.a. (Williams et Mc Birney, 1969). Ces âges sont à rapprocher des âges radiométriques, également miocène supérieur, obtenus sur le pluton granodioritique et monzonitique traversant les unités frontales, près d'Arriaga.

e- Les formations continentales tertiaires.

Le tertiaire continental affleure dans les bassins hydrographiques du rio de los Perros, au Nord-Ouest d'Ixtepec, et du rio de Tequisistlán. Ces derniers affleurements appartiennent à un vaste ensemble couvrant une superficie de l'ordre de 10.000 kilomètres carrés et qui, au Sud-Est de l'Etat d'Oaxaca, cache largement les contacts entre Sierra de Juarez, Sierra Madre du Sud, massif d'Oaxaca. On peut y reconnaître deux types de formations, sédimentaires à la base, volcanogènes ensuite, concordantes entre elles, non plissées et discordantes sur les séries antérieures.

1. Les formations sédimentaires détritiques.

Les formations sédimentaires de base existent dans le bassin de los Perros, à l'Ouest de Chihuitán, mais sont surtout développées à l'Ouest de Tehuantepec, où leur épaisseur dépasse 500 mètres au Sud de la route panaméricaine. Dans cette région, la série, de couleur rouge, est essentiellement conglomératique. On y retrouve en éléments les ensembles précédents, sérécito-schistes, grès rouges, granites et, surtout, des fragments de marbres peu roulés pris dans un ciment gréseux rougeâtre. Les dépôts sont plus fins et en bancs moins épais vers le sommet de la série, par exemple au Nord de la route panaméricaine, où les collines au pied des falaises de marbre sont édifiées de grès et de pélites rouges en petits bancs.

Cette formation, à valeur de molasse continentale post-laramienne, a son équivalent dans de nombreuses régions du Mexique et en Amérique centrale. Elle correspond, par exemple, à la Formation Ahuichila de la Sierra Madre Orientale ou à la Formation Subinal du Guatemala, du Honduras et du Nicaragua. Toutes ces formations, fluviatiles ou lacustres, se sont déposées dans des bassins intramontagneux, le plus souvent endoreïques, durant une longue période d'érosion, avant que n'apparaissent les premières manifestations volcaniques tertiaires.

2. Les formations volcanogènes.

Les couches rouges, dépourvues d'éléments volcaniques contemporains du dépôt, sont surmontées par un ensemble volcanique et volcano-détritique acide à intermédiaire. La route panaméricaine le traverse, entre Mitlá et la retenue Benito Juarez, sur plus de 100 kilomètres. Son épaisseur est de l'ordre de 1000 mètres. Il comprend principalement des ignimbrites rhyolitiques et rhyodacitiques et des dépôts fluvio-lacustres bigarrés.

Les ignimbrites sont assez mal consolidées, de couleur gris clair à verdâtre. L'épaisseur des niveaux est très irrégulière, généralement de 10 à 30 mètres, pouvant dépasser 100 mètres dans la vallée du rio de Tequisistlán. Elles renferment du quartz en abondance, de la sanidine, des paillettes de biotite et, plus rarement, de la hornblende verte. Nous n'avons pas reconnu de grandes caldeiras, habituelles dans ce type de formation, comme il en existe dans la Sierra Madre Occidentale par exemple.

Les autres roches volcaniques sont beaucoup moins bien représentées. Dans la plaine alluviale, des dômes de rhyolite blanche, exploitée pour la construction, déterminent deux collines au Sud-Est d'Ixtepec et immédiatement à l'Ouest de Tehuantepec. Des coulées de dacite gris clair, à andésine, petits quartz et biotite, sont présentes à l'aval du rio de Tequisistlán, près de la route panaméricaine, et sur la piste de la Guevea de Humbolt, près de Laollaga. Les andésites, également gris clair et à biotites, présentes au Nord de Santo Domingo dans la plaine alluviale, sont encore plus rares.

Aux roches volcaniques sont associés des dépôts fluviaux ou lacustres. Ils sont bien stratifiés, peu indurés, de couleur rouge, verte ou blanche. Les grès fins, tuffites et argilites dominent, les conglomérats sont peu représentés. Les éléments dérivent des ignimbrites ; les fragments de roches plus anciennes, marbres et granites, sont rares.

En dehors des torsions au voisinage des failles principales, les formations tertiaires continentales ne sont pas plissées. Par contre elles sont inclinées et parfois fortement. Ainsi, les formations détritiques de base à l'Ouest de Tehuantepec sont basculées par faille jusqu'à 40° vers l'Ouest - Sud-Ouest. Dans la région de Llaolaga où les pendages sont en règle générale vers le Nord-Ouest, l'inclinaison des formations volcanogènes atteint également cette valeur.

3. Age des formations continentales tertiaires. Comparaisons.

- Au Mexique et en Amérique Centrale les Formations tertiaires continentales antérieures à l'apparition du volcanisme, n'ont été datées directement que dans la région de Guanajuato, au Nord de l'axe néovolcanique (Fries et al., 1955) : près de cette ville, des conglomérats rouges discordants ont livré des restes de vertébrés de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur.

- Dans l'isthme de Tehuantepec, les ignimbrites rhyolitiques de Tequisistlán ont fourni un âge K-A de 16,1 m.a., limite Miocène moyen - Miocène supérieur (Williams et Mc Birney, 1969).

- Près d'Oaxaca, entre Huitzo et Etlá, les ignimbrites ont fourni un âge K-A sur biotites de 16,8 m.a. (Rincón-Orta, 1974).

- Au voisinage de la route panaméricaine, entre Oaxaca et Tehuantepec, à 122 kilomètres d'Oaxaca, 150 mètres au Nord-Ouest du ranch d'El Gramal, les formations fluvio-lacustres associées aux ignimbrites ont livré des restes de Merichypus et de Camelidés miocènes (Olivas, 1956 ; Wilson, 1967).

En admettant que les batholites de l'isthme, datés du Miocène supérieur, et plus particulièrement celui de Tequisistlán, au contact des ignimbrites, sont génétiquement associés aux laves, les formations volcanogènes du Sud-Est d'Oaxaca peuvent être considérées d'âge miocène moyen et supérieur. Partant, la série sédimentaire rouge sous-jacente peut être attribuée à l'Eocène-Oligocène.

Les âges obtenus pour la formation ignimbristique du Sud-Est d'Oaxaca sont à comparer, d'une part, à ceux des ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale et, d'autre part, à ceux des ignimbrites d'Amérique centrale.

Les nombreuses datations effectuées sur les ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale sont comprises dans une fourchette 46-23 m.a., c'est-à-dire allant du Lutétien supérieur à la fin de l'Oligocène, avec, semble-t-il, un maximum du volume des émissions dans l'intervalle 34-27 m. a. Au Sud de l'axe transmexicain, à l'Ouest d'Oaxaca les formations volcaniques situées dans le prolongement de la Sierra Madre Occidentale ont fourni 8 âges également lutétien à oligocène supérieur, compris entre 49 ± 8 et 26 m.a. (Fries, 1962 ; Rincón-Orta, 1974).

Les ignimbrites du Honduras ont donné des âges K-A compris entre 19 et 15 m.a. On sait qu'elles se superposent à des andésites attribuées à l'Oligocène. Au Guatemala, près du lac Atitlán, des plutons de diorites quartziques et de Monzonites à hornblende et biotite associés aux laves ont fourni trois âges miocène moyen-supérieur, 13,8 ; 9 et 8,5 m.a. (Evernden *in* Williams et Mc Birney, 1969).

Nous déduisons de ces données que :

- les formations ignimbristiques de la Sierra Madre Occidentale et du Sud-Est d'Oaxaca, distinctes spatialement, sont aussi hétérochrones, essentiellement oligocènes pour les premières, miocène moyen et miocène supérieur pour les secondes ;

- le volcanisme tertiaire a débuté à la fin de l'Eocène moyen dans la Sierra Madre Occidentale et sans doute aussi en Amérique centrale mais les émissions ignimbristiques ont cessé à la fin de l'Oligocène dans la Sierra Madre Occidentale alors qu'elles se sont développées durant le Miocène en Amérique centrale.

Nous verrons que ces modifications spatiales et chronologiques du volcanisme tertiaire, puis quaternaire, s'intègrent parfaitement dans le calendrier de la dérive de l'Amérique Centrale et de l'évolution conjointe de la zone de subduction pacifique déduit par d'autres voies : le taux d'expansion de la ride Caïman, l'histoire du rift est-pacifique et l'âge de la tectonisation du Chiapas.

- l'hétérochronie des formations volcanogènes entraîne celle des couches rouges sous-jacentes. Comme celles de l'isthme, les formations sédimentaires rouges de la Sierra de Juarez et de la bordure orientale du massif d'Oaxaca, particulièrement puissantes (Formation Tehuacán que l'on verra plus loin), peuvent être rapportées à l'Eocène et à l'Oligocène. Par contre, toujours au Sud de l'axe transmexicain, à l'Ouest d'Oaxaca, en Guerrero et Michoacan, la Formation Huajuapán et la partie sédimentaire du Groupe Balsas sont à rapporter à l'Eocène et, en certains points, uniquement à l'Eocène inférieur et moyen, ainsi que la Formation Subinal d'Amérique centrale. Au Nord de l'axe transmexicain, la Formation Ahuichila, au sens large (elle porte divers noms locaux), à éléments purement sédimentaires à l'Est de la Sierra Madre Orientale et qui s'intrique progressivement vers l'Ouest avec les formations volcaniques de la Sierra Madre Occidentale, déformée en plis de fond au Miocène inférieur (Tardy, 1980), est synchrone des formations tertiaires sédimentaires de l'isthme et de la Formation Tehuacán de l'Eocène-Oligocène.

B. HISTOIRE TECTONIQUE.

L'examen des unités structurales nous a permis de décrire leur style tectonique et les relations des diverses formations. Nous fournirons ici un certain nombre d'observations complémentaires permettant d'établir le rôle des différentes phases tectoniques, et leur calendrier.

I. LES CONTACTS CHEVAUCHANTS.

Les contacts chevauchants sont postérieurs au métamorphisme. Le meilleur exemple en est donné par le chevauchement de l'unité du Zapote sur l'unité de Chivela.

Au niveau de la route transisthmique le passage de l'accident est marqué par plusieurs mètres de brèche tectonique constituée de fragments de marbre cimentés par de la calcite. Le contact est mieux exposé dans les tranchées de l'oléoduc et de la voie de chemin de fer. A cet endroit le plan de chevauchement des séricito-schistes sur les marbres est dirigé N 125°E et plonge de 25° vers le Sud. Les séricito-schistes sont intensément froissés, et débités en petites écailles par de multiples micro-fractures. Dans les marbres on observe deux familles de plans, l'une parallèle au contact, l'autre serrée, dirigée N 120 - N 135°E et plongeant fortement vers le Nord. De leur intersection résulte la bréchification. On retrouve ces deux familles jusqu'à la limite nord des affleurements de marbre.

Le contact entre l'unité de Chivela et les schistes du bassin cuicatèque est du même type, visible par exemple dans la tranchée du chemin de fer et sur la piste de Chimalapa.

II. LES FAILLES VERTICALES.

L'une des caractéristiques fondamentales du réseau de failles ver-

ticales est de présenter deux directions majeures parallèles à la côte pacifique actuelle, en moyenne, N 105°E, celle de la côte du Pacifique entre le Golfe de Californie et Puerto Angel, et N 70°E, celle de la côte entre Puerto Angel et Salina Cruz (Pl. V). Ces failles se relaient, les failles N 105°E étant plus longues, de telle sorte que les grands accidents, celui suivi par le rio de Las Tejas par exemple, reproduisent le dessin de la côte.

La plupart des autres failles, moins longues, se situent dans le cadran nord-est. Les directions N 15 - N 25°E prédominent, ce qui est encore plus apparent au Sud-Ouest de l'isthme dans la Sierra Madre du Sud s.s.

Quelques failles, la plus développée étant celle du rio de Tehuantepec, présentent une direction N 140°E. Elles peuvent dépendre d'un autre système, celui qui, plus au Nord-Ouest, place au contact la Sierra de Juarez et le massif d'Oaxaca.

Ces failles ont joué en décrochement :

- Les miroirs de failles des marbres du bassin cuicatèque et des conglomérats de l'Eocène-Oligocène, par exemple dans le rio de Tehuantepec ou dans le rio de Las Pilas, portent des stries horizontales.

- L'extrémité sud-est des affleurements conglomératiques à l'Ouest de Tehuantepec est tordue vers l'Est de façon spectaculaire (torsion visible de la route Tehuantepec-Salina Cruz) sur 1,5 kilomètre à l'approche des failles du système limitant la Sierra de Juarez et la Sierra Madre du Sud (Fig. II-11).

Cette torsion indique un jeu sénestre et rappelle les nombreux exemples du Chiapas.

Plusieurs accidents de même direction, et montrant par le décalage des affleurements un jeu sénestre, découpent les conglomérats. On les retrouve dans des rhyolites voisines de Tehuantepec et les marbres dominant la plaine côtière aux cerros de la Mixtequilla et de las Garzas. C'est cette famille de faille qui détermine la limite de la plaine côtière de Tehuantepec à Ixtepec. En aucun endroit nous ne les avons vu recouper le Quaternaire.

En utilisant le même raisonnement que pour les décrochements du Chiapas, la contrainte maximale paraît avoir été dirigée sensiblement N 45°E. C'est à quelques degrés près la valeur que nous avons obtenue pour les systèmes décrochants du secteur nord-occidental du Chiapas.

III. LES PHASES TECTONIQUES ET LEURS CONSEQUENCES.

a- La distension précoce :

Une première phase distensive conduit à l'individualisation du bassin cuicatèque. Elle se traduit par la présence d'éléments appartenant au cortège ophiolitique dans ses sédiments inférieurs. Ce bassin, dépourvu de radiolarites, ne paraît jamais avoir été très profond. Les venues basiques et

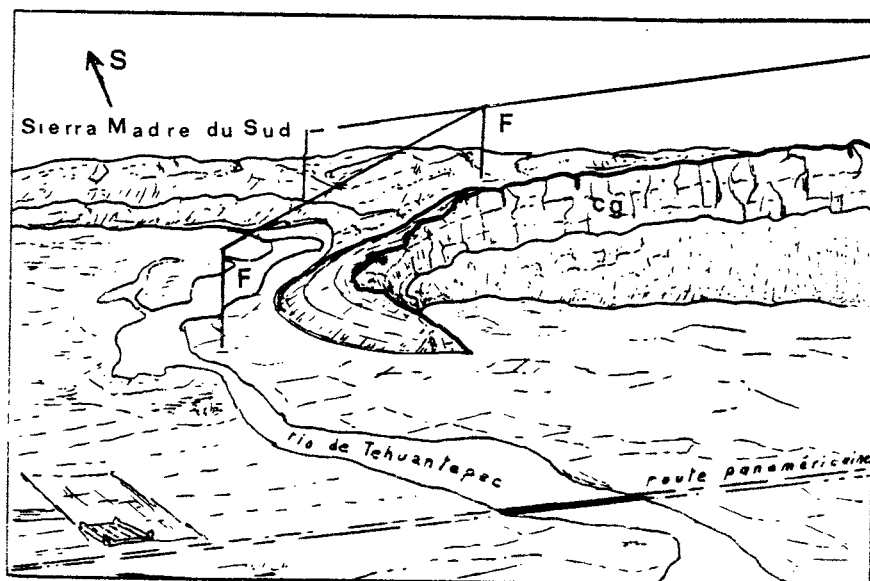


Fig. II-11 : Torsion des assises tertiaires au voisinage des failles limitant la Sierra Madre du Sud.

Dessin d'après une photographie prise d'avion. Les conglomérats rouges (Cg) de l'Eocène-Oligocène, décrivent à l'Ouest de Tehuantepec une torsion indiquant un jeu sénestre des failles N 105°E et N 70°E (F) limitant la Sierra Madre du Sud.

La hauteur de la falaise conglomératique et de l'ordre de 300 mètres. Le crochon est long d'environ 1,5 kilomètres.

ultrabasiqes et le volcanisme ou l'hypovolcanisme liés à l'extension, cessent avant que la transgression albiennne dépose des carbonates. Le bassin reçoit alors des apports détritiques en provenance de domaines continentaux encore émergés, ceux du Chiapas et d'Oaxaca.

Durant l'Albien et le Cénomanienn le bassin cuicatèque est toujours une zone déprimée par rapport à la plate-forme du Chiapas. Il s'y dépose des calcaires pélagiques beaucoup moins épais que la Formation Sierra Madre. Il est possible qu'ils renferment localement, comme l'a signalé E. Böse, des fragments de rudistes provenant des plate-formes voisines et, pour ce qui concerne les découvertes de E. Böse, probablement d'Oaxaca : on en rencontre dans les calcaires Sanarate de la Formation équivalente El Tambor à diabases-radiolarites (Wilson, 1974) du Guatemala et, ailleurs, dans la Sierra de Juarez (4ème partie).

Les assises du Turonien-Sénonien inférieur calcaréo-détritiques que nous rencontrerons plus au Nord, paraissent avoir été totalement érodées au niveau de l'isthme dès avant le Tertiaire.

b- La phase compressive subhercynienne.

Le bassin cuicatèque va se refermer et se structurer en deux étapes.

La première, aux conséquences paléogéographiques déterminantes, se déroule au cours du Crétacé supérieur. Les sédiments se déforment

jusqu'à acquérir un style isoclinal à vergence nord - nord-est. Elle affecte non seulement le bassin proprement dit mais aussi la zone de transition à la plate-forme du Chiapas. Les formations du bassin (lobe de Las Lagunas) et de la zone de transition, viennent chevaucher la plate-forme. En l'absence de fenêtres, il n'est pas possible d'évaluer la valeur des débordements. Le brutal changement de style tectonique, le saut de l'intensité du métamorphisme et la présence des serpentines du fond du bassin immédiatement à l'arrière des calcaires de plate-forme, permettent de supposer qu'il est très important.

Avec le plissement isoclinal se développe une schistosité de flux accompagnée de la croissance de minéraux métamorphiques dans les plans de clivage des assises détritiques. Les assises carbonatées sont transformées en cipolins. L'âge du métamorphisme, campanien inférieur, correspond au paroxysme du plissement. Le métamorphisme, généralement dans le faciès des schistes verts, atteint le faciès amphibolite-épidote. Nous pensons que ce dernier s'est développé en raison, d'une part, de la profondeur originellement plus grande de la série qu'il affecte, et, d'autre part, de sa composition magmato-volcano-détritique basique. Rappelons que le métamorphisme se fait sentir jusque dans les formations de plate-forme, en avant du front laramien.

Après la phase subhercynienne, la Sierra de Juarez au niveau de l'isthme et les régions correspondant à la couverture méridionale du Chiapas jusqu'à l'axe batholique permo-triasique, sont définitivement émergées et soumises à une vive érosion. Il est probable que, déjà, la base de la série du bassin et ses éléments ophiolitiques étaient portés à l'affleurement comme ce fut manifestement le cas pour les serpentinites de la Formation El Tambor. L'absence de constituants de cette série dans le Campano-Maestrichtien détritique du Chiapas peut s'expliquer par l'importance du relief positif au niveau des affleurements actuels du socle du Chiapas déterminant, comme à présent, la ligne de partage des eaux des bassins versants pacifique et atlantique.

Immédiatement à la suite de la phase plicative subhercynienne le relâchement des contraintes permet l'ascension de matériel granitique qui semble bien avoir soulevé quelque peu les marbres en les pénétrant à la faveur des premières diaclases.

c- La phase compressive laramienne.

Durant le Campano-Maestrichtien l'érosion de la chaîne subhercynienne donne lieu au dépôt, sur l'édifice tectonisé, de molasses rouges continentales discordantes et, en avant de son front, de sédiments détritiques marins concordants, présentant aussi une couleur rouge à proximité des reliefs émergés (Formation Ocozocuatla). (La convergence des faciès continentaux rouges très répandus au Sud du Mexique, Formation Todos Santos, Crétacé supérieur et Tertiaire, peut prêter à bien des confusions. Ainsi au Nord-Est d'Oaxaca J. Castro Mora nous a montré de vastes affleurements attribués à la Formation Todos Santos, où il a découvert des rudistes, et bien des affleurements plus ou moins plissés de ce massif, attribués au Tertiaire, - toujours par comparaison avec la Sierra Madre Orientale - pourraient appartenir au Crétacé supérieur).

La phase laramienne, dont nous avons discuté l'âge antérieurement a pour résultats à la hauteur de la Sierra Juarez :

- le plissement des dépôts rouges campano-maestrichtiens ;

- la reprise de l'édifice subhercynien. Elle est particulièrement nette dans les unités frontales individualisées par des cisaillements dirigés N 125 - N 135°E à faible pendage vers le Pacifique. Ils sont contemporains ou légèrement postérieurs à des plis de même direction, par exemple la déformation anticlinale de l'unité de Chivela, et à l'apparition d'une schistosité de fracture oblique à la schistosité de flux.

La phase laramienne n'a été accompagnée ou suivie ni de métamorphisme ni de magmatisme, au moins dans cette région. Elle s'est effectuée "à sec", l'érosion durant le campano-maestrichtien pouvant expliquer le caractère sporadique des affleurements des calcaires de plate-forme à l'Est de la route transisthmique, où la Formation Todos Santos métamorphique repose tectoniquement, très souvent directement, sur ces mêmes niveaux non métamorphisés.

Le raccourcissement total engendré par la phase subhercynienne et la phase laramienne est difficile à évaluer. Nous proposons un facteur de l'ordre de 4 à 5, conscients du caractère très hypothétique de ce type d'estimation. Ainsi, la largeur du bassin à éléments ophiolitiques était peut être de l'ordre de 300 kilomètres, comparable à celle du Golfe de Californie actuellement. C'est cette valeur que nous adopterons dans nos reconstitutions au chapitre de l'évolution géodynamique.

Les trois phases plicatives et cisaillantes majeures du Mexique méridional sont à vergence atlantique. On notera cependant que la direction de la contrainte maximal a globalement évolué en sens horaire. Elle est en moyenne de N 10°E pour la phase subhercynienne, N 40°E pour la phase laramienne, N 60° pour la phase chiapanèque au Nord-Ouest de Chiapas.

d- La tectonique post-laramienne.

Si l'on excepte les sédiments marins récents du littoral pacifique, les dépôts sont demeurés continentaux jusqu'à l'actuel. Leur caractéristique essentielle est la présence de formations volcaniques acides à intermédiaires et de plutons granitiques du Miocène supérieur. Ce magmatisme est apparu postérieurement à celui de la Sierra Madre Occidentale et de l'Amérique centrale, et antérieurement à celui de l'axe néovolcanique transmexicain et du Chiapas.

La phase plicative miocène inférieur, induisant de larges structures au Nord de l'axe transmexicain, et également au Sud, où elle déforme notamment la Formation Tehuacán, n'est pas aussi claire au niveau de l'isthme où nous n'avons pas observé de discordance entre les séries sédimentaires continentales et volcanogènes. Les déformations post-laramiennes, comme on l'a vu, peuvent être rapportées à la phase chiapanèque et au jeu des accidents coulissants.

La tectonique post-laramienne de l'isthme est avant tout une tectonique cassante. Les failles appartiennent à un réseau décrochant sénestre parallèle aux côtes du pacifique. C'est à la suite des données concernant

la Sierra Madre du Sud s.s. et ses relations avec la Sierra de Juarez que nous essaierons de préciser son âge et son rôle.

Rappelons qu'à l'Ouest de l'isthme de Tehuantepec, contrairement au Chiapas, les manifestations néotectoniques distensives font défaut.

CHAPITRE IV : L'EXTREMITE ORIENTALE DE LA SIERRA MADRE DU SUD S.S.

Comme la Sierra de Juarez, l'édifice physiographique de la Sierra Madre du Sud, large en moyenne de 100 kilomètres, mais qui, lui, est parallèle à la côte pacifique, se termine à la hauteur et au Sud-Ouest de l'isthme de Tehuantepec. A ce niveau, il se trouve donc directement au contact de la Sierra de Juarez alors que plus à l'Ouest il s'en trouve séparé par le bloc d'Oaxaca.

C'est la région Chontál, pauvre, presque inhabitée, et de ce fait restée à l'écart de l'empire aztèque. Une seule piste, impraticable aux véhicules tous terrains, la traverse du Nord au Sud, allant d'Ecatepec au Nord, à Santiago Astata près de la côte pacifique, à 60 kilomètres à l'Ouest de l'isthme. Depuis peu, une route, en partie goudronnée, longe le pied de la Sierra, au bord de la côte, pour rejoindre Acapulco.

Dans la région Chontál, la Sierra Madre du Sud montre à l'affleurement :

- un socle ancien migmatitique ;
- des formations essentiellement volcaniques, mésozoïques, épimétamorphiques, que nous appellerons "arc Chontál" ;
- une couverture sédimentaire détritique marine ou lagunaire, discordante, du Sénonien supérieur ;
- de nombreux et vastes plutons recoupant le Mésozoïque ;
- enfin des formations sédimentaires et volcanogènes continentales tertiaires, localisées au contact de la Sierra Madre du Sud et de la Sierra de Juarez.

D'Ecatepec à Astata, l'édifice est constitué de trois unités tectoniques superposées, à vergence nord - nord-est. Nous les appellerons du Nord au Sud, unités d'Ecatepec, de Huamelula et d'Astata. Elles ne diffèrent que par les caractères sédimentologiques du matériel détritique du Sénonien supérieur. De ce fait les formations anté-campaniennes seront examinées conjointement. Nous ne reviendrons pas sur le Tertiaire continental.

A. LES FORMATIONS PALEOZOIQUES ET MESOZOIQUES ET LES PLUTONS GRANITIKES.

I. LE SOCLE PALEOZOIQUE. LE COMPLEXE XOLAPA.

a- Les affleurements. Caractéristiques pétrographiques du socle.

Le socle affleure principalement à l'Est, dans la région de Tehuantepec - Salina Cruz, et au Sud d'Astata. Il est formé d'amphibolites, de gneiss et de micaschistes migmatitiques.

La ville de Tehuantepec est construite sur un pointement de ce socle dans la plaine alluviale. Il s'agit de diadysites, où l'on reconnaît une alternance d'amphibolites à hornblende et de gneiss quartzo-feldspathiques à biotite, recoupés en tous sens par un chevelu aplitique.

Des diadysites, surtout amphibolitiques, affleurent également à la base du cerro de San Jose de las Palmas, près de Huilotepec, au Nord-Ouest de Salina Cruz, le long de la route côtière, passé l'intrusif de Salina Cruz, et forment de petites collines accidentant les plages à l'Ouest de cette ville. Au Sud-Ouest du cerro San Jose de las Palmas, les diadysites font place à un granite tectonisé à bords diffus, semblable au granite de Salina Cruz. Au Nord-Ouest de Salina Cruz, près de Rincon Moreno et au Sud d'Astata, le mobilisat granitique est interstratifié dans des micaschistes à biotite.

Le paléosome de ces migmatites hétérogènes peut correspondre à une ancienne série sédimentaire marneuse et argilo-détritique, métamorphisée dans le faciès des amphibolites. La migmatisation paraît cogénétique des intrusifs tectonisés, et en particulier de celui de Salina Cruz dont on verra qu'il est d'âge crétacé supérieur.

b- Corrélations.

A partir de la limite ouest du secteur cartographié et jusqu'à Zihuatanejo, soit sur 700 kilomètres, n'affleurent le long du pacifique que des migmatites analogues, associées ou recoupées de nombreux plutons granitiques, ainsi que la nouvelle route côtière permet de le constater. Leur orientation, ouest - nord-ouest - est - sud-est à est-ouest, est remarquablement constante. La présence, fréquente, de micaschistes permet de les différencier du Précambrien d'Oaxaca, à faciès granulitique, et par ailleurs à orientation très différente, nord - nord-ouest - sud - sud-est. Contrairement à ce qui figure sur la carte géologique du Mexique, nulle part les granulites précambriennes ne parviennent à la côte.

Ces roches n'ont été que très peu étudiées. Elles affleurent en particulier dans la région d'Acapulco, le long de la route Mexico-Acapulco, depuis la côte jusqu'aux environs d'El Ocotito où a été défini le complexe Xolapa (de Cserna, 1965). Selon cet auteur, au niveau de la localité type, la série est constituée surtout de gneiss à biotite, d'amphibolites et de micaschistes à biotite avec quelques horizons de quartzites et de cipolins. Elle est en contact avec un métagranite métamorphisé en même temps que la série, l'ensemble ayant été postérieurement granitisé. De Cserna lui attribue un âge paléozoïque inférieur.

G. Sanchez-Rubio (1972) a reconnu près de Puerto Escondido, 350 kilomètres au Sud - Sud-Est d'Acapulco, plusieurs variétés de migmatites hétérogènes, associées à des granites divers considérés contemporains de la migmatisation.

Enfin S.E. Kesler (1973) et F. Ortega (1976) ont signalé les directions fortement obliques du complexe Xolapa et du socle d'Oaxaca.

Les datations radiométriques effectuées sur les roches du complexe Xolapa sont peu nombreuses et parfois criticables (méthode $Pb\alpha$). Elles ont fourni des âges dispersés :

- Le méta-granite de la route d'Acapulco a donné un âge $Pb\alpha$ de 345 ± 35 m.a., limite Dévonien-Carbonifère (de Cserna et al., 1974), un âge U.Pb sur zircons de 165 ± 3 m.a., Jurassique moyen, un âge Rb-Sr sur roche totale de 180 ± 84 m.a., Jurassique inférieur, et un âge Rb-Sr sur biotites de 32 m.a., Oligocène inférieur (Guerrero et al., 1979).

- Les méta-amphibolites de cette même région ont fourni un âge Rb-Sr de 240 ± 50 m.a., Permien supérieur (Halpern et al., 1974).

- Dans la région Puerto Escondido - Puerto Angel un orthogneiss a fourni un âge $Pb\alpha$ de 530 ± 50 m.a., Cambrien moyen, et un dyke monzonitique recoupant les gneiss un âge $Pb\alpha$ de 296 ± 29 m.a. (de Cserna, 1974).

Un échantillon d'amphibolite à hornblende provenant de la carrière du cerro de la raffinerie de Huilotepec a été daté par A. Bellon à l'Université de Bretagne Occidentale. Il a fourni un âge K-Ar sur roche totale $34,6 \pm 1,7$ m.a., Oligocène inférieur.

- Rappelons que les plutons côtiers ont fourni des âges crétacé supérieur et miocène supérieur.

Un premier point paraît acquis : les migmatites du complexe Xolapa ne sont pas localisées au voisinage de la localité type, mais constituent l'ossature de la Sierra Madre du Sud jusqu'à l'isthme de Tehuantepec. C'est sur ce substratum que s'installera le volcanisme mésozoïque de l'arc Chontál.

Les caractères pétrographiques de la série et leur faciès métamorphique permettent de la comparer, d'une part, au groupe Chuacús du Guatemala et à ses prolongements au Chiapas et, d'autre part, aux formations métasédimentaires du "complexe Acatlán" d'Oaxaca, tous deux d'âge paléozoïque inférieur. C'est également l'opinion de J. Butterlin (1977).

La dispersion des âges radiométriques pourrait s'expliquer par la superposition de multiples événements thermiques qui, pour les plus récents sont directement liés à l'évolution de la marge pacifique. En tenant compte du contexte général ils suggèrent l'histoire suivante :

Un premier épisode accompagné de plutonisme, probablement d'âge taconique, métamorphise dans le faciès des amphibolites une série carbonatée argileuse et argilo-gréseuse cambro-ordovicienne. Elle subit un premier réchauffement à la fin du Paléozoïque, consécutif à la mise en place des plutons post-appalachiens. L'établissement sur cette série d'un arc volcani-

que jurassico-crétacé entraîne de nouveaux réchauffements. Cet arc, on le verra, va être métamorphisé dans le faciès des schistes verts durant la phase méso-crétacée. Durant cette phase, le substratum réactivé est soumis à une migmatisation préservant la foliation dans les niveaux supérieurs, apparemment les seuls qui affleurent. Dans les niveaux inférieurs la fusion anatexique donne naissance à des granites extravasés, ceux de Salina Cruz et d'Acapulco par exemple, qui recourent les structures.

A partir de l'Oligocène, la naissance et le développement de la subduction de la plaque Farallon puis de la plaque de Cocos face aux côtes méridionales du Mexique, provoque une dernière mobilisation du socle. En dehors des phénomènes magmatiques, elle peut expliquer l'âge oligocène des biotites de l'orthogneiss de Xolapa et des amphibolites de Huilotepec.

II. LES FORMATIONS MESOZOÏQUES EPIMETAMORPHIQUES. L'ARC CHONTÁL.

Nous avons distingué cartographiquement deux types de formations épimétamorphiques : un ensemble détritique basal à éléments de socle et les formations volcanogènes qui le surmontent.

a- L'ensemble détritique basal.

Les migmatites, généralement à fort pendage nord ou sud, sont surmontées en discordance angulaire par un ensemble à dominante conglomératique. Il est présent en de nombreux points dans la région de Salina Cruz où tous les affleurements sont dirigés ouest - nord-ouest - est - sud-est et présente un pendage général de 20 à 40° vers le Sud. Le contact et la série, mal exposés le long de la route côtière, peuvent être observés dans une carrière près de la raffinerie de Huilotepec, et mieux encore, en bordure du pacifique dans les rochers de la "playa escondida" (Fig. II-12).

La série est constituée de bancs conglomératiques massifs, à éléments roulés ou anguleux d'amphibolites, de gneiss et de quartz, de couleur claire, verdâtre, jaunâtre ou blanche, parfois à tâches ou passées lie de vin. Il s'y intercale des niveaux décimétriques quartzitiques vert foncé à blancs, à éclat gras. L'ensemble est totalement silicifié.

Cette série basale atteint 300 mètres d'épaisseur au cerro de Rincon Moreno et dépasse 500 mètres près de Morro de Mazatán.

b- Les formations volcanogènes. L'arc Chontál.

Au-dessus des conglomérats de base et en concordance, vient une puissante série volcanogène. Nous l'appellerons "arc Chontál", le terme d'arc, largement utilisé pour les formations paléo-volcaniques du système cordillérain nord-américain, ne préjugant, ni d'un dessin arqué initial de l'édifice volcanique ni de son caractère insulaire dans le sens où il aurait été séparé du continent par un bassin marginal.

Les roches de l'arc Chontál constituent l'essentiel de la

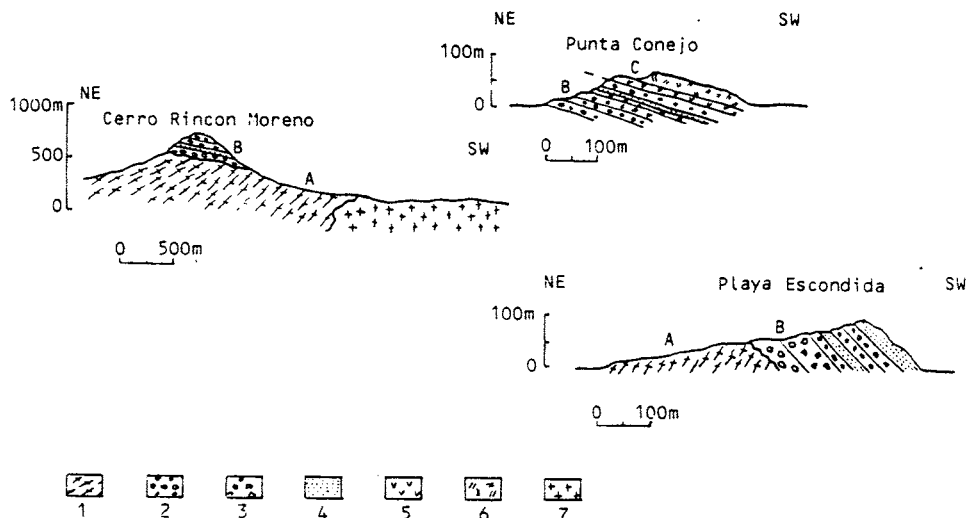


Fig. II-12 : Coupes du socle et des séries mésozoïques épimétamorphiques dans la région de Salina Cruz.

A: Complexe Xolapa ; B: Ensemble détritique basal ; C: Arc Chontál. 1: Diadysites et épibolites ; 2: Conglomérats silicifiés ; 3: Brèches silicifiées ; 4: Quartzites ; 5: Métaandésites ; 6: Métatufs ; 7: Granite (batholite crétacé supérieur de Salina Cruz).

Sierra Madre du Sud au niveau de l'isthme et donnent lieu à un relief tourmenté, contrastant fortement avec celui des séries métasédimentaires ou sédimentaires de la Sierra de Juarez. Il s'agit, en première approximation, d'une "série verte", où alternent des niveaux massifs et des horizons schisteux plus tendres.

La lithologie est extrêmement diverse et les assises ne se suivent que rarement sur plus d'un kilomètre, témoignant ainsi de l'hétérogénéité originelle de la formation. Nous n'avons distingué cartographiquement que les lentilles de marbres les plus développées.

La base de la série peut être observée à la "Punta Conejo", entre les baies Salinas del Marquez et Mazatán, au Sud-Ouest de Salina Cruz (Fig. II-12). Les conglomérats et les quartzites silicifiés (à cet endroit le socle n'affleure pas) sont surmontés en concordance par une coulée andésitique verdâtre d'une dizaine de mètres, à débit en coussins conservé et des produits pyroclastiques intersticiels. Puis viennent 20 mètres de tuffites claires.

- La formation comporte :

1. Des assises méta-sédimentaires. Il s'agit :

- de schistes noirs graphiteux à quartz, chlorite, épidote alternant avec des lits centimétriques de quartzites renfermant quelques plagioclases, et de marbres détritiques. Ils affleurent principalement dans l'unité d'Ecatepec, près de Tlacolulita, dans les rios Tequisistlán, Cajon de Piedra et Tortugas, mais aussi dans l'unité de Huamelula, dans le rio Huamelula et les rios Gertrudis et Espuela. Leur puissance apparente peut dépasser 500 mètres.

- de schistes rouges sériciteux et de méta-arkoses rouges. Nous n'en avons rencontré qu'un seul affleurement surmonté de brèches volcaniques, le long de la piste de Concepción.

Les directions des microplis que nous avons mesurées sont comprises entre N 130 et N 160°E. Ils sont soit couchés soit déversés vers le Nord-Est.

- de lentilles de marbres bleutés ou blancs, en gros bancs, souvent bréchiques et détritiques, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. De très bons affleurements existent le long de la route côtière entre Morro de Mazatan et Garrapatero (Fig. II-13).

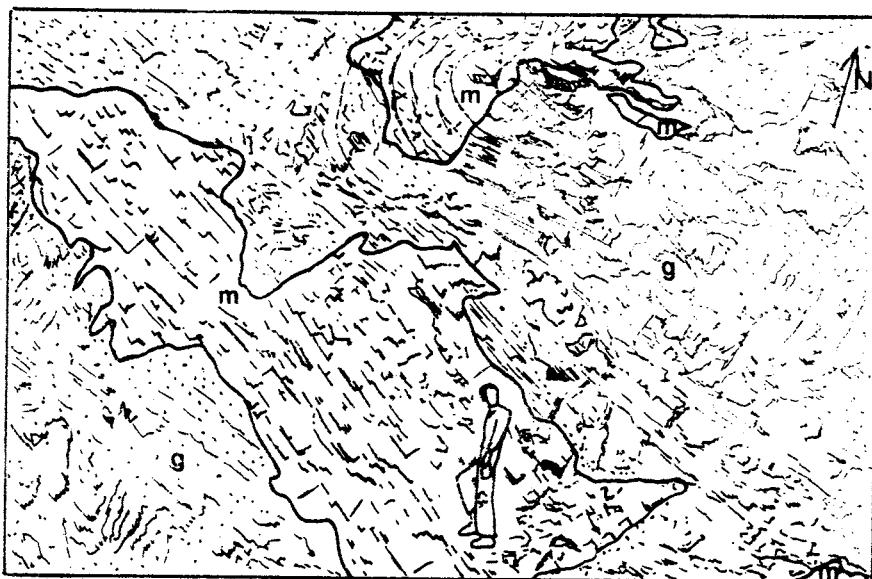


Fig. II-13 : Un aspect des formations épimétamorphiques de l'arc Chontál.

Dessin d'après une photographie du talus de la route côtière du Pacifique, 10 kilomètres à l'Ouest de Morro de Mazatán.

La série plissée et épimétamorphique de l'arc Chontál est ici constituée de métagrauwackes et de métatufs (g), verts, à altération brune, où s'intercalent des lentilles de marbres blancs ou bleutés (m), à contour capricieux. L'ensemble plonge fortement vers le Pacifique.

Cet affleurement correspond à la partie supérieure de l'unité de Huamelula dont les lentilles de marbre ont fourni des rudistes et des milioles.

2. Des roches métavolcano-clastiques, généralement vertes, parfois gris vert clair : brèches, essentiellement à grands débris de quartz et de plagioclases, biotites chloritisés et quelques sphènes, chlorite et épidote ; tuffites massives, également à quartz, plagioclases, chlorite et épidote ; grauwackes à même éléments. Ces roches sont très répandues dans les trois unités, et affleurent, par exemple, le long de la piste de Concepción, de la route côtière, dans les rios Huamelula, Santa Gertrudis, etc ... Il est possible qu'en grande partie elles correspondent à d'anciennes ignimbrites.

3. Des roches méta-volcaniques aphanitiques ou porphyriques : andésites à plagioclases séricitisés ou saussuritisés, biotites chloritisées et hornblende, et pâte chargée d'épidote et de chlorite ; trachyandésites à faciès "orthophyre" ; rhyodacites vert clair à quartz, rares sanidines, fond à chlorite et épidote. Les roches volcaniques affleurent par exemple à la base de l'unité de Huamelula, sur la piste d'Ecatepec, dans le rio Gavilán, les cerros Mogote et Pijutla, etc...

Les roches méta-sédimentaires paraissent plus abondantes dans l'unité d'Ecatepec, les roches méta-volcano-clastiques et méta-volcaniques dans les deux autres unités, c'est-à-dire les plus proches du Pacifique. Parmi ces dernières les formations pyroclastiques dominent très largement. Ainsi la plupart des bancs verts massifs et durs paraissant des laves aphanitiques sont des tuffites. Au total, les caractères de la série originelle évoquent assez bien, en dehors de la présence de niveaux sédimentaires marins, ceux des formations volcanogènes tertiaires voisines.

c- Age des formations volcanogènes.

Deux des lentilles de marbres nous ont fourni des fossiles marins permettant de rapporter les formations volcanogènes au Mésozoïque. Elles se trouvent dans l'unité de Huamelula, assez proche du sommet de la série, approximativement dans le prolongement ouest - nord-ouest des affleurements de marbres de la route côtière près de Garrapatero.

La première est située dans le rio Huamelula, 700 mètres au Nord du ranch Zapote, à la cote 220 mètres. Elle contient des rudistes. Comme pour ceux de la première unité de la Sierra de Juárez, la déformation ne permet pas une détermination générique précise. Il s'agit de *Caprotinidés* appartenant probablement aux genres *Caprotina* (Néocomien-Turonien) et *Pachytraga* (Crétacé inférieur) que l'on rencontre le plus souvent dans les formations albiennes (G. Alencaster, communication écrite du 26.08.1979).

La seconde est située dans le rio Gavilán, 500 mètres au Sud du ranch Gavilán, à la cote 230 mètres. Les marbres montrent en lame mince des miliolites aplaties (*Nummoloculina heimi* ?).

d- Corrélations.

Le contenu faunistique des marbres, la présence de couches rouges et les caractères du volcanisme, montrent que l'arc Chontál correspond à un volcanisme essentiellement explosif aérien ou sous très faible tranche d'eau. Il se trouve actuellement tronqué à la côte et peut ne représenter qu'une faible partie d'un édifice magmatique mésozoïque engendré selon toute vraisemblance, par une paléo-subduction du plancher océanique du pacifique.

La série conglomératique basale peut être considérée comme un équivalent latéral métamorphique de la molasse continentale post-appalachienne. Plus à l'Est, au Sud de l'état de Guerrero, la Formation Chapolapa qui repose en discordance sur le complexe Xolapa (de Cserna, 1965) est probablement son homologue.

Les formations volcanogènes épimétamorphiques de la Sierra Madre du Sud les plus proches de l'arc Chontál que nous ayons rencontrées, se situent sur la piste d'Oaxaca - Puerto Escondido, entre Sola de Vega et la ligne de crête de la Sierra Madre du Sud. Au Nord, elles sont en contact par failles verticales avec le socle et la couverture du massif d'Oaxaca; au Sud, elles chevauchent des conglomérats, eux-mêmes en contact par failles inclinées vers le Nord avec le complexe Xolapa. Les lithofaciès et le degré de métamorphisme sont les mêmes qu'au niveau de l'isthme. Nous n'avons pas trouvé de lentilles de marbres fossilifères permettant de les dater directement. Les conglomérats chevauchés, analogues aux conglomérats campano-maestrichtiens du massif d'Oaxaca (chapitre V), renferment des galets de calcaires à Hedbergelles, algues, débris d'échinodermes et textularidés.

Des formations de même type seraient également présentes au-dessus du complexe Xolapa à l'Est de Puerto Angel (renseignement oral F. Ortega).

Ces formations volcanogènes épimétamorphiques de la Sierra Madre du Sud s.s., sont à rapprocher des formations mésozoïques volcanogènes du système cordilléraire occidental nord-américain. Nous nous bornerons aux données concernant le Sud du Mexique (Fig. II-14).

Si des séries volcanogènes mésozoïques ont été reconnues dès la fin du siècle dernier en Basse Californie (Lindgren, 1888), et par la suite étudiées en détail (cf. C. Rangin, 1982), leur découverte au Sud de l'axe transmexicain est récente. Elle est due principalement à M. Bonneau (1971, 1972, 1976) et M.F. Campa (1974-1980). A l'occasion de diverses tournées en compagnie de M.F. Campa, nous avons pu constater leur très grande parenté avec celles de l'arc Chontál.

En bordure du Pacifique, à l'Ouest de l'arc Chontál, les premiers affleurements méta-volcanogènes ne se rencontrent qu'au delà d'Acapulco, près de Zihuatanejo. La séquence est constituée d'andésites, ignimbrites, tufs, grès, argilites et lentilles de marbres. Ces dernières renferment des rudistes (Caprinuloïdés) et des gastéropodes, dont *Acteonella* sp. (M. Bonneau, 1972). Cet auteur a découvert une série analogue immédiatement au Nord de l'axe néovolcanique, en Sinaloa, près de la côte pacifique, renfermant des rudistes, coraux et nérinées d'âge albo-cénomaniens. Pantoja et al. (1978) ont décrit une séquence semblable à Pilhuamo, Jalisco. Près de Coalcoman, Michoacan, P. Rodriguez (1978) a signalé la présence de *Coalcomana ramosi* (Albien) dans une brèche andésitique. Toujours dans l'ensemble de Zihuatanejo, sur la route Playa-Azul-Caletas Ocampo, des couches rouges, considérées jusqu'alors d'âge tertiaire et que l'on peut comparer à celles rencontrées à la hauteur de l'isthme le long de la piste de Concepción, présentent des empreintes de pas de dinosaures d'âge jurassique moyen - crétacé inférieur (Ferrusquia Villafranca et al., 1978). Sur cette même route, des intercalations calcaires associées aux couches rouges et à des roches pyroclastiques ont livré de nombreux exemplaires de *Coalcomana ramosi* (Campa et al., 1979).

L'ensemble de Zihuatanejo borde toute la côte pacifique du Michoacan et une grande partie de celle de Guerrero. Au Nord il est en contact tectonique (chevauchement repris par des failles parallèles à la côte pacifique ?) avec l'ensemble volcano-sédimentaire mésozoïque de Huetamo-Cutzamala et la formation métamorphique de Murga Camabotito et Arteaga d'â-

ge indéterminé (Campa et al., 1980). Il est traversé de nombreux batholites. Ses relations avec le complexe Xolapa ne sont pas connues.

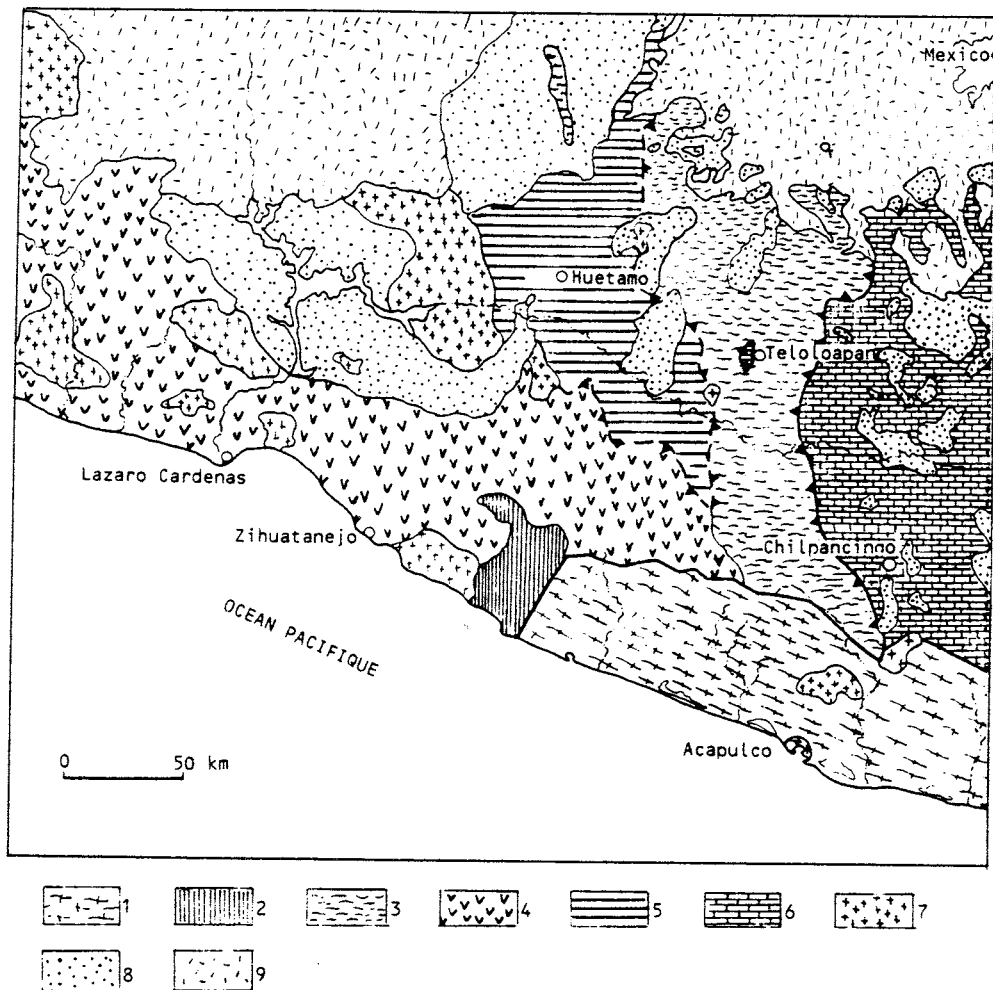


Fig. II-14 : Schéma structural des régions occidentales du Mexique méridional.

1: Migmatites Xolapa (Paléozoïque inférieur) ; 2: Ophiolites de Papanoa (paléozoïques ?) ; 3: Ensemble méta-volcano-sédimentaire et méta-volcanique mésozoïque de Teloloapan-Ixtapan (Portlandien-Albien) ; 4: Ensemble méta-volcanique mésozoïque de Zihuatanejo ; 5: Ensemble volcano-sédimentaire et sédimentaire de Huetamo-Cutzamala (Portlandien-Albien) ; 6: Couverture sédimentaire occidentale du massif d'Oaxaca : calcaires Morelos (Albien, Cénomannien) et Formation Mexcala, détritique (Turonien supérieur, Coniacien-Santonien ? Campanien ? Maestrichtien ?) plus, localement, Formation Cuautla calcaréo-détritique (Turonien supérieur) ; 7: Principales intrusions granitiques du Crétacé supérieur et du Tertiaire ; 8: Formations continentales rouges discordantes et volcanisme de la Sierra Madre Orientale. Groupe Balsas, Ensemble Tzitzio, Ensemble Tilzapotla. Il est probable qu'une partie de ces formations, en particulier l'ensemble Tzitzio, est d'âge crétacé supérieur ; 9: Formations volcaniques plio-quaternaires de l'arc transmexicain.

Limites des grands ensembles d'après Campa et al., 1981.

Au Nord des failles limitant la Sierra Madre du Sud, la bordure occidentale du massif d'Oaxaca est chevauchée par l'ensemble de Teloloapan-Ixtapan (Campa et al., 1976). Sa lithologie est assez différente de celle de l'ensemble de Zihuatanejo. Il semble, en effet, que l'on ait une évolution des faciès d'Est en Ouest, la série étant d'abord volcano-sédimentaire puis plus franchement volcanique en direction du Pacifique. Ceci peut être observé, par exemple, dans la région de Valle de Bravo. Les formations volcano-sédimentaires ont livré des ammonites d'âge portlandien et aptien-albien (Burckardt, 1952 ; Campa et al., 1974).

Le front chevauchant de l'ensemble Teloloapan-Ixtapan, sensiblement nord-sud, passe à l'Est d'une ligne Taxco-Iguala-Chilpancingo. Au Nord, ces formations disparaissent sous l'arc néovolcanique. Au Sud, elles sont en contact par failles verticales parallèles à la côte, avec le complexe Xolapa (Klesse, 1968). A l'Ouest, elles sont également en contact tectonique avec des couches rouges attribuées à la Formation tertiaire Balsas (Campa, 1980). Le socle n'est pas connu. L'épaisseur de cette série serait de l'ordre de 2000 mètres.

Le chevauchement de la série Teloloapan-Ixtapan sur la couverture du massif d'Oaxaca s'est effectuée en deux étapes (Tardy, 1980). Elle repose tectoniquement, le plus souvent, sur les calcaires albo-cénomaniens de la Formation Morelos. En plusieurs points (de Cserna, 1978, Tardy, 1980) la série épimétamorphique est surmontée en discordance par une séquence gréso-pélitique marine rapportée à la Formation Mexcala. Cette dernière surmonte en concordance les calcaires albo-cénomaniens autochtones. La Formation Mexcala - dont la localité type se trouve sur la route d'Acapulco - n'est fossilifère qu'à sa base -. Elle a livré des ammonites d'âge coniacien et une microfaune d'âge turonien supérieur (Fries, 1960).

La série volcano-sédimentaire épimétamorphique, charriée sur les calcaires albo-cénomaniens, et sa couverture discordante, ont été à nouveau intensément plissés et écaillés, ainsi que les séries autochtones, durant la phase laramienne, scellée par les dépôts continentaux tertiaires du groupe Balsas.

Entre les ensembles de Zihuatanejo et de Teloloapan-Ixtapan affleure l'ensemble non métamorphique de Huetamo-Cutzamala, reconnu par Hall (1903), et étudié principalement par J. Pantoja (1958).

La série débute par des coulées volcaniques et des dépôts volcano-clastiques (Formation Angao). Ils passent en concordance à une séquence rythmique pélitico-gréseuse à niveaux tuffacés et horizons calcaires (Formation San Lucas). La partie sommitale, également concordante, est constituée d'une alternance de calcaires, de grès et pérites rouges, et de conglomérats à éléments calcaires et volcaniques. L'épaisseur de l'ensemble est de l'ordre de 2000 mètres. La Formation Angao renferme des ammonites du Jurassique terminal, la base de la Formation San Lucas des ammonites néocommiennes tandis que les calcaires ont été datés de l'Aptien-Albien par des rudistes, des nérinées et des orbitolines.

La séquence volcano-détritique de Huetamo-Cutzamala est ceinturée par des couches rouges, considérées d'âge tertiaire. Certaines au moins sont concordantes et plissées à l'égal du mésozoïque, ce qui a conduit R. Mauvois (1977) à supposer l'existence d'une importante phase plicative et chevauchante miocène dans cette région du Mexique. Etant données

les remarques faites auparavant au sujet des couches rouges du Sud du Mexique, et, dans le cas présent, l'intercalation à leur base de calcaires albiens (Campa, 1977), il est beaucoup plus vraisemblable que les assises rouges déformées, sont d'âge crétacé supérieur et qu'elles ont été plissées, comme les séries sous-jacentes, avant le dépôt du Groupe Balsas.

Compte-tenu de ces données, encore fragmentaires, mais qui éclairent d'un jour nouveau les régions occidentales du Mexique méridional, on peut dresser un premier bilan et avancer un certain nombre d'hypothèses.

1°/- Les formations volcaniques et volcano-sédimentaires mésozoïques du système cordilléraire nord-américain se prolongent au delà de l'axe néovolcanique jusqu'aux côtes sud du Mexique où elles se trouvent tronquées.

2°/- Des lambeaux de ces formations jalonnent la Sierra Madre du Sud jusqu'à l'isthme de Tehuantepec.

3°/- Le volcanisme est de composition intermédiaire ou acide, essentiellement explosif, résédimenté ou non en milieu marin.

4°/- Ces séries ont été métamorphosées dans le faciès des schistes verts, sont traversées par de nombreux plutons du Crétacé supérieur et du Tertiaire et recouvertes par des molasses du Crétacé supérieur.

5°/- Les âges des fossiles rencontrés dans les séries épimétamorphiques vont du portlandien à l'albien, peut être jusqu'au cénomani.

6°/- Au Sud du Mexique il n'a pas été possible jusqu'à présent de définir des arcs mésozoïques d'âges différents, distincts spatialement ou séparés par une discordance névadienne.

7°/- Le socle de ces séries n'est connu que dans la Sierra Madre du Sud, où il est représenté par le complexe Xolapa et les séries détritiques post-appalachiennes. Ailleurs, il est probable qu'il s'agit également du Paléozoïque (Schistes Acatlán notamment) et du Trias-Jurassique continental, comme pour le socle oriental de l'arc Alisitos (Mc Eldowney, 1970 ; Gastil et al., 1975).

8°/- A l'Ouest du front chevauchant de ces séries sur la couverture du massif d'Oaxaca il est possible de distinguer au moins trois grands ensembles mésozoïques :

- a- Une série volcano-sédimentaire épimétamorphique correspondant à la partie orientale de l'ensemble Teloapan-Ixtapan.
- b- Une série volcano-sédimentaire non métamorphique représentée par l'ensemble Huetamo-Cutzamala.
- c- Une série volcanique métamorphique correspondant à la partie occidentale de l'ensemble Teloapan-Ixtapan et à l'ensemble de Zihuatenejo.

Les faciès de ces ensembles et leurs positions relatives permettent de supposer l'organisation paléogéographique et l'évolution structurale suivante :

La couverture carbonatée de plate-forme du massif d'Oaxaca passait vers l'Ouest à un bassin à sédimentation détritique volcanogène, individualisé au Portlandien. La partie orientale, ou externe, de ce bassin, correspond à l'ensemble Huetamo-Cutzamala, la partie occidentale, ou interne, à la série volcano-sédimentaire de Teloloapan-Ixtapan.

A l'Ouest de ce bassin et sur la marge continentale nord-américaine, la subduction du Pacifique engendre un arc volcanique à partir du Portlandien et jusqu'à la fin du Crétacé inférieur. Il correspond à la série volcanique métamorphique de Teloloapan-Ixtapan et à l'ensemble de Zihuatanejo.

Le bassin se trouvait donc en position arrière-arc. Le problème se pose alors de savoir s'il possédait ou non un fond océanique : jusqu'à présent aucun élément ophiolitique n'a été découvert dans la série Teloloapan-Ixtapan. Sur la côte pacifique, entre les derniers affleurements occidentaux des migmatites Xolapa et les premiers affleurements orientaux de l'ensemble de Zihuatanejo, affleurent des gabbros, amphibolites et péridotites serpentinisées, déterminant la pointe de Papanoa entre San Luis, San Pedro et Petatlán. Cette série est apparemment dépourvue de pillow-lavas basaltiques. Les relations avec les ensembles voisins ne sont pas connues. Près de Petatlán, ces roches ont fourni un âge Rb-Sr de 311 ± 30 m.a., Carbonifère moyen (de Cserna et al., 1978). Elles pourraient donc appartenir plutôt au complexe Xolapa qu'au Mésozoïque, ou peut être, à la suture ophiolitique entre les blocs précambriens et paléozoïques d'Oaxaca. Quoi qu'il en soit leur présence pose un problème important qu'étudient actuellement M. Servais et les géologues du Consejo de Recursos Naturales.

Exactement dans le prolongement nord des affleurements de Papanoa, mais à 400 kilomètres, près de Guanajuato, à la limite nord de l'axe transmexicain, affleurent des péridotites, dolérites, gabbros et diorites, débitées en écailles, à vergence est semble-t-il. Leur âge et leurs relations avec une série voisine de métatufs couronnée par une série fly-schoïde non datées ne sont pas établis. M. Servais (1982) a proposé de les rattacher au bassin cuicatèque qui, au Nord du massif d'Oaxaca, se trouverait donc directement en position arrière-arc. Nous n'excluons pas, bien au contraire, cette hypothèse, que d'ailleurs nous avons proposée antérieurement et largement discutée avec M. Servais. Nous admettons en effet (chapitre VII) que le bassin cuicatèque se prolongeait dans cette direction. Toutefois l'existence d'un fond océanique jusque dans cette région nous paraît plus douteuse : l'âge paléozoïque des ophiolites de Petatlán incite à beaucoup de prudence.

9°/- L'arc volcanique et la partie interne du bassin arrière-arc ont été charriés sur la bordure ouest du massif d'Oaxaca, après le dépôt de la Formation Morelos et avant celui de la Formation Mexcala, dont le sommet de la première et la base de la seconde sont bien datés, c'est-à-dire après le Cénomanién et avant le Turonien supérieur. Cette phase, que l'on peut donc situer aux alentours de 90 m.a., ne paraît pas correspondre exactement à la phase orégonienne, classiquement placée à la limite Albien-Cénomanién. Par contre, elle pourrait être contemporaine de la phase "méso-crétacée" de Basse Californie et de Sonora, datée avec précision de la limite Cénomanién-Turonien (Rangin, 1982).

10°/- L'ensemble non métamorphique Huetamo-Cutzamala, ceinturé par les formations méta-volcaniques et méta-volcano-détritiques, est probablement une fenêtre tectonique, dégagée par l'érosion à l'emplacement d'un

bombement anticlinal tardif, miocène inférieur. Si tel est bien le cas, la portée du charriage méso-crétacé, accentuée par la phase laramienne, est considérable, comme l'a déjà supposé M. Tardy (1980). On peut lui assigner une valeur minimale de 200 kilomètres.

III. LES MOLASSES DU CRETACE SUPERIEUR.

Les formations épimétamorphiques de l'arc Chontál sont surmontées en discordance par une puissante série terrigène, présente dans les trois unités (Fig. II-15).

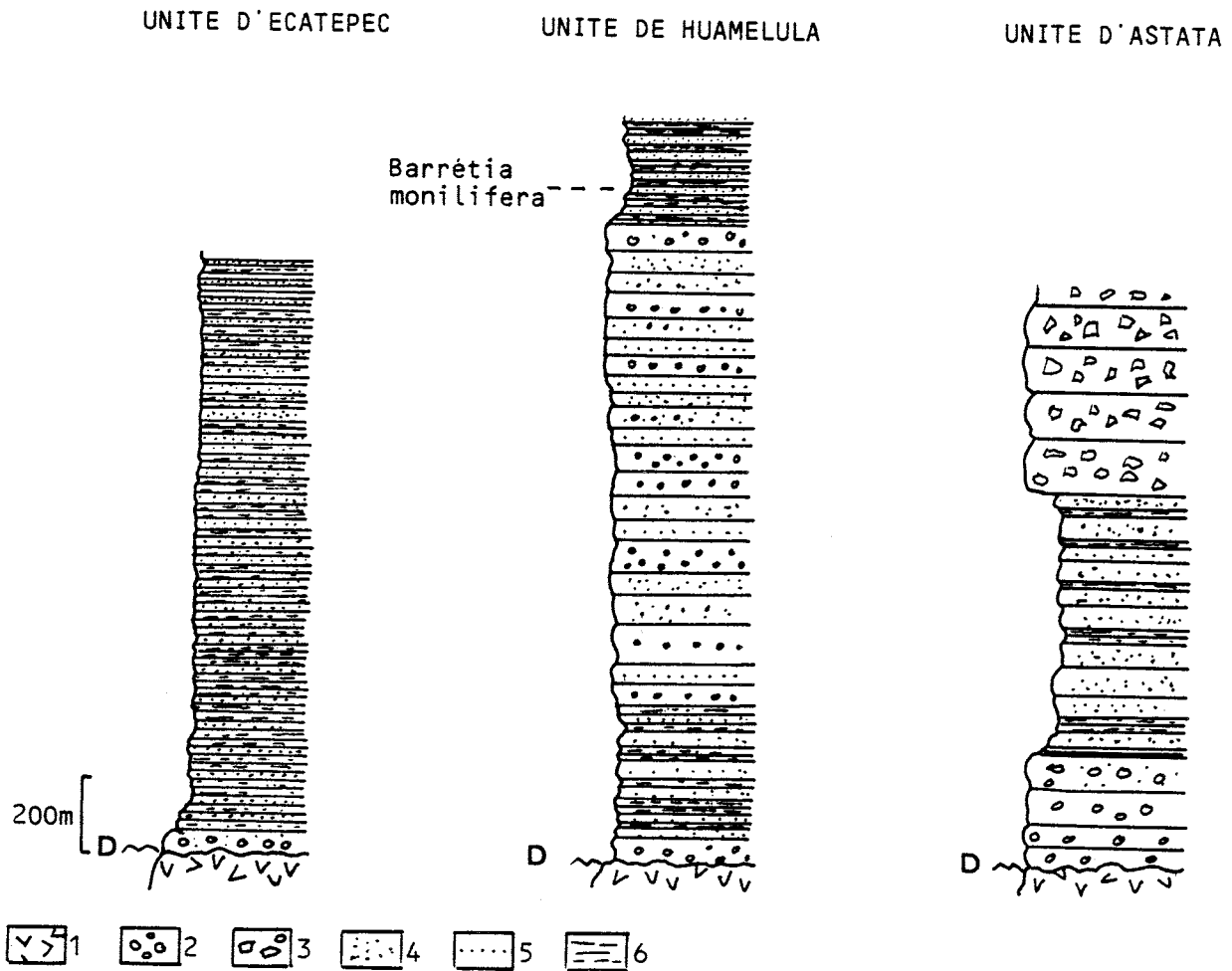


Fig. II-15 : Colonnes stratigraphiques des molasses du Crétacé supérieur dans les trois unités de la Sierra Madre du Sud.

1: Formations mésozoïques épimétamorphiques de l'arc Chontál ; 2: Conglomérats ; 3: Brèches ; 4: Grès ; 5: Quartzite ; 6: Pélites ; D: discordance angulaire.

a- Description - Caractères lithologiques.

Les sédiments terrigènes discordants montrent un très net classement latéral, les dépôts étant dans leur ensemble de plus en plus grossiers de l'Unité d'Ecatepec vers l'Unité d'Astata, c'est-à-dire en se rapprochant du Pacifique :

- Unité d'Ecatepec.

La série affleure sur plus de 1000 mètres de hauteur sur le flanc nord de la Sierra Madre du Sud. Dans la région d'Ecatepec, elle surmonte des métagrauwackes verdâtres et des schistes noirs. Elle est chevauchée par les formations épimétamorphiques de l'Unité de Huamelula qui déterminent la ligne de crête de la Sierra Madre du Sud, jalonnée par les cerros El Mogote et Pijutla.

La série détritique d'Ecatepec est à dominante grésopélique. Elle débute par une trentaine de mètres de bancs conglomératiques à éléments de taille moyenne, issus de la série d'arc sous-jacente et des granites, et à ciment gréseux, intercalés de niveaux gréseux plus ou moins grossiers.

Ce conglomérat basal passe progressivement à une alternance de bancs gréseux centimétriques à décimétriques et de pélites sableuses argilo-calcaires; l'ensemble présentant une teinte gris-verdâtre, jaunâtre à l'altération.

Les grès sont essentiellement constitués de petits quartz anguleux pris dans une matrice argilo-calcaire. Il s'y ajoute quelques plagioclases, des muscovites et de rares biotites.

La formation est très fortement déformée en plis métriques, déjetés à déversés vers le Nord. Les directions axiales mesurées sont orientées N 60°E à N 100°E. Les caractères lithologiques et l'intensité de la déformation rappellent beaucoup la Formation Mexcala. L'épaisseur, difficile à estimer, est peut être supérieure à 1500 mètres.

- Unité de Huamelula.

Dans l'Unité de Huamelula, la molasse du Crétacé supérieur est à dominante grés-conglomératique. Elle est recoupée par la route côtière et le ruisseau de Huamelula, où son épaisseur apparente est de l'ordre de 2000 mètres.

On peut y reconnaître trois ensembles concordants. De bas en haut :

- une série de conglomérats, microconglomérats, grès et pélites analogues à ceux de l'Unité d'Ecatepec mais d'épaisseur plus réduite, 400 mètres environ ;

- un puissant ensemble de gros bancs conglomératiques à éléments de l'arc et ciment siliceux, intercalés de grès et de quartzites, affleurant jusqu'au Nord de Huamelula ;

- des grès jaunâtres, grossiers à fins, intercalés de pélites grises sur une épaisseur d'environ 300 mètres, disparaissant sous le chevauchement de l'Unité d'Astata.

La série de Huamelula est inclinée de 40 à 45° vers le Sud. La direction des bancs conglomératiques et des microplis des grès est comprise entre N 90°E et N 135°E.

- Unité d'Astata.

La série de l'Unité d'Astata est à dominante conglomératique. Elle se différencie également des précédentes par la couleur rouge de certaines assises. Elle est bien exposée le long de la route côtière, et en bordure du pacifique, à la pointe de Zaachila. On peut y reconnaître deux puissantes masses conglomératiques encadrant des niveaux détritiques plus fins. De bas en haut :

- 300 mètres de conglomérats en bancs plurimétriques à éléments provenant de l'arc, de grande taille, et à ciment gréseux jaunâtre ou rouge ;

- 700 mètres de microconglomérats, de grès en bancs décimétriques jaunâtres et de passées pélitiques rouges, violacées et vertes, jaunes à l'altération. Ces niveaux versicolores sont surtout développés à la base et au sommet de la série ;

- 500 mètres de brèches, à ciment calcaréo-détritique. Ce dernier ensemble incliné vers le Pacifique détermine une haute falaise à regard nord. Il est en contact par failles verticales parallèles à la côte, avec les migmatites du complexe Xolapa et des intrusifs granitiques.

Dans ces brèches, comme dans les conglomérats précédents, nous n'avons pas rencontré d'éléments de socle.

La série d'Astata présente la même forte inclinaison vers la Sud que la série de Huamelula. Les bancs conglomératiques sont dirigés ouest - nord-ouest - est - sud-est. Les microplis mesurés dans les niveaux incomplets, déjetés vers le Nord, sont dirigés N 70°E à N 90°E.

Au total, les dépôts détritiques discordants sur l'arc Chontál sont donc caractérisés par leur forte puissance, leur polarité lithologique, sud - sud-ouest - nord - nord-est, et l'importance des niveaux conglomératiques. Ils résultent de la destruction de l'arc Chontál lui-même ou de la partie de l'édifice volcanique disparue en raison de la troncature de la côte pacifique, et n'ont subi qu'un transport limité.

b- Age et corrélations.

Les grès situés au sommet de la série de Huamelula nous ont livré un exemplaire complet de *Barretia monilifera* (Woodward) genre endémique du Maestrichtien des caraïbes et du Sud du Mexique (G. Alencaster, communication écrite du 26.09.1979). Cet organisme de grande taille, qui prouve l'origine marine de la série, a été récolté dans la tranchée de la route côtière, lors des travaux, 300 mètres à l'Est du rio débouchant dans la lagune Patos.

Malgré un échantillonnage serré, les lames minces et les lavages se sont révélés totalement azoïques, aussi bien en débris de macrofaune qu'en microfaune. Ceci s'explique peut être par un milieu de dépôt sur-salé. Les conditions actuelles de sédimentation en bordure du Pacifique pourraient en donner l'image. Au pied des reliefs de la Sierra Madre du Sud fournissant des galets et des sables, des lagunes, parfois totalement asséchées longent l'océan. Leur évaporation laisse place à des dépôts d'halite et même de sylvine rose dans la lagune "Colorada", entre les pointes de San Diego et de Zaachila.

La formation connue la plus proche, à caractères voisins, est la Formation Mexcala. Elle est à la fois transgressive et concordante sur la bordure occidentale du massif d'Oaxaca et discordante sur les formations volcanogènes du système cordilléraire occidental. On pourrait éventuellement la comparer à la molasse du Crétacé supérieur de Basse Californie (Formation Valle), mais cette dernière, en position plus interne, a été beaucoup moins affectée par la phase laramienne.

Comme on l'a vu, seule la partie inférieure de la Formation Mexcala, et là où elle repose en concordance sur le Cénomaniens d'Oaxaca, a pu être datée du Turonien supérieur - Coniacien. Rien ne s'oppose donc :

- d'une part, à ce que la partie supérieure azoïque de la Formation Mexcala soit d'âge sénonien supérieur ;

- d'autre part, à ce que les reliefs nés de la phase mésocrétacée aient été transgressés plus tardivement et que, par conséquent, les formations discordantes sur les séries d'arc et de bassin au Sud de l'arc néovolcanique soient exclusivement campano-maestrichtiennes.

Pour ces raisons, nous considérons que les formations molassiques discordantes sur l'arc Chontál, datées du Maestrichtien à leur sommet, sont campano-maestrichtiennes et comparables à celles qui surmontent les séries volcanogènes plus occidentales au Sud de l'axe transmexicain. Si généralement on les rapporte à la Formation Mexcala, celle-ci, au sens strict, à valeur de flysch, et doit plutôt être rapprochée des formations concordantes analogues de la Sierra Madre Orientale.

IV. LES INTRUSIFS GRANITIQUES.

Comme c'est le cas général sur toute l'étendue de la Sierra Madre du Sud, les intrusions granitiques occupent une large place. Dans la région isthmique ils couvrent près de la moitié de la superficie.

Les données radiochronologiques, leurs relations avec l'encaissant, le degré d'altération et de fracturation, permettent de les attribuer soit au Crétacé, soit au Tertiaire.

a- Les intrusifs du Crétacé supérieur :

Ce sont le granite de Salina Cruz, traversant le complexe Xo-

lapa et encadré de failles importantes, et les intrusifs voisins de la région de Huilotepec et du Morro de Mazatán, recoupant le complexe Xolapa et l'arc Chontál. Ce sont des granites roses, à grain moyen, extrêmement fracturés. A leur périphérie, par exemple sur la bordure ouest du granite de Salina Cruz que recoupe la route côtière, ils prennent une structure à grain très fin presque felsitique. Les lames minces montrent qu'il s'agit de granites subalcalins à microcline, plagioclases séricités, biotites chloritiques abondantes, et zircons et apatites comme minéraux accessoires.

Le granite de Huilotepec a fourni un âge Pbα de 96 ± 10 m.a., cénoomanien (Fries, 1962).

b- Les intrusifs miocènes :

Ce sont le batholite de Tequisistlán, déjà décrit, le batholite d'Astata et les intrusifs situés à l'Ouest du rio Santa Gertrudis. Ils sont d'aspect beaucoup plus "frais" que les précédents, leucocrates, mais, à la différence des granites crétacés, à feldspaths potassiques non colorés. Les lames minces d'échantillon des granites d'Astata et de Santa Gertrudis montrent une composition monzonitique à granodioritique, à orthose, plagioclases abondants, biotite et hornblende, zircons et sphènes.

Le granite d'Astata, comme le granite de Tequisistlán, recoupe l'arc Chontál, les molasses du Crétacé supérieur et les contacts chevauchants. Il développe aussi à son contact une auréole de métamorphisme : par exemple les lentilles de marbres de l'arc Chontál sont transformées en skarns à gros grenats près du ranch Gavilán. Les molasses conglomératiques et gréseuses du Crétacé supérieur sont transformées en cornéennes siliceuses vertes, par exemple dans la localité même d'Astata ou au Sud de la route côtière, entre Astata et la laguna Colorada.

Un échantillon de granodiorite du batholite de Santa Gertrudis, collecté le long de la route côtière, 2 kilomètres à l'Est de Santa Cruz Bamba, a fourni un âge K-Ar sur roche totale de $16,3 \pm 0,8$ m.a., burdigalien supérieur (datation A. Bellon, Université de Bretagne Occidentale).

Cet âge est à rapprocher des âges miocènes obtenus pour les batholites de Tequisistlán et d'Arriaga et les ignimbrites de Tequisistlán.

Tous ces granites qui recoupent la molasse campano-maestrichtienne, proches de la côte du Pacifique, voisins d'aspects et de composition sont donc très largement "post-laramiens" et sans aucune relation avec cette phase tectonique. Comme le volcanisme contemporain des régions méridionales du Mexique, d'Oaxaca à l'isthme de Tehuantepec, ils ont été engendrés vraisemblablement par la subduction de la plaque de Cocos qui, ici, paraît avoir débuté à peu près à la limite miocène inférieur - miocène moyen.

B. TRAITS STRUCTURAUX MAJEURS.

La discordance entre les formations épimétamorphiques de l'arc Chontál et les molasses du Crétacé supérieur manifeste l'existence d'une

phase tectonique majeure, intra-crétacée. Les arguments pour la caler directement avec précision, au niveau de l'isthme, font encore défaut : sur la base de l'âge des faunes rencontrées on ne peut la situer que dans une fourchette très large, entre l'Albien et le Maestrichtien. L'âge de l'intrusif de Huilotepec indique qu'elle serait plutôt méso-crétacée que subhercynienne.

Les arguments que nous avons retenus pour attribuer à la phase subhercynienne le premier plissement et le métamorphisme de la Sierra de Juarez ne peuvent être pris en compte pour ce secteur de la Sierra Madre du Sud que nous rattachons à un domaine beaucoup plus interne : le prolongement direct au Sud de l'axe transmexicain du système cordilléraire occidental nord-américain. Nous avons précédemment présenté les données, âges des séries volcanogènes, âge du flysch Mexcala, qui permettent de situer la phase intra-crétacée entre le Cénomanién et le Turonien supérieur.

Contrairement à la Sierra de Juarez, la Sierra Madre du Sud a connu une transgression marine au Sénonien supérieur. Les molasses qu'elle a déposées ont été fortement plissées lors de la phase laramienne. Celle-ci est responsable de la structuration de la Sierra Madre du Sud en trois unités et de son émergence définitive. La direction générale des unités, Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est à Ouest-Est, la forte inclinaison vers le Sud, 40-45°, des contacts chevauchants et les directions variables des axes de plis des molasses, Nord - Nord-Ouest - Est - Sud-Est à Ouest-Est mais aussi Est - Nord-Est - Ouest - Sud-Ouest, sont sensiblement différentes de l'orientation et de l'inclinaison des structures laramiennes de la Sierra de Juarez. Nous tenterons plus loin d'en fournir l'explication.

Les structures laramiennes arrivent obliquement à la côte pacifique, ici orientée N 70°E. Cette direction, comme on l'a vu, est l'une des deux directions fondamentales des systèmes décrochants de la partie méridionale de l'isthme. Il ne fait donc pas de doute qu'à ce niveau la côte pacifique résulte d'un failage affectant non seulement le socle paléozoïque mais aussi l'édifice laramien.

De la même façon :

- la Sierra de Juarez arrive presque perpendiculairement à la côte, son front s'échappant vers le Pacifique près de Zanatepec pour ne laisser plus au Sud que l'édifice du Chiapas face à l'océan ;

- la direction des formations d'arc crétacées de Zihuatanejo est oblique à la côte, presque rectiligne, N 105°E, de Michoacan et Guerrero.

La totalité des côtes méridionales du Mexique, du Golfe du Californie au système Polochic-Motagua, est donc née d'un failage postérieur aux chevauchements laramiens, qui a débuté sans doute peu de temps après, comme le montre l'activité des failles du Chiapas au Paléocène, entraînant la troncature des édifices mésozoïques, dont la partie absente est à rechercher en Amérique centrale.

C. RELATIONS ENTRE LA SIERRA DE JUAREZ ET LA SIERRA MADRE DU SUD.

Les faciès du Crétacé inférieur des régions méridionales isthmiques selon une transversale nord-est - sud-ouest correspondent successivement à une plate-forme carbonatée puis à un bassin à éléments océaniques et enfin à un ensemble volcanogène (Fig. II-16). Ceci évoque le modèle classique d'une marge active où la subduction engendre un arc volcanique et détermine la formation d'un bassin arrière-arc passant à la plate-forme.

Le passage de la plate-forme du Chiapas au bassin cuicatèque est effectivement progressif, la zone de transition étant représentée par l'Unité du Zapote. Par contre, nous n'avons rencontré aucun indice de la proximité de l'arc Chontál et du bassin cuicatèque au Crétacé. Le modèle suggéré étant a priori séduisant, nous nous sommes efforcé à rechercher, vainement, des éléments de nature volcanique dans les séries détritiques et les marbres de la Sierra de Juarez, particulièrement près de son contact avec la Sierra Madre du Sud.

Inversement, au Sud du contact, qui rappelons-le est un système décrochant et non un plan de chevauchement, il n'existe aucune série rappelant la Sierra de Juarez ou pouvant évoquer une zone transition de l'arc à cette dernière.

Cette opposition des faciès du Crétacé inférieur se retrouve au niveau des assises sédimentaires discordantes du Campano-Maestrichtien, continentales et dépourvues d'éléments volcaniques dans la Sierra de Juarez, marines et à éléments volcaniques dans la Sierra Madre du Sud.

Enfin, nous n'avons pas rencontré d'éléments pouvant appartenir à la Sierra Madre du Sud dans les conglomérats de l'Eocène-Oligocène, à l'Ouest de Tehuantepec, pourtant très proches de cette dernière.

En fait, les seuls terrains pouvant se rapporter indistinctement à la Sierra Madre du Sud ou à la Sierra de Juarez sont, d'une part, l'ensemble ignimbritique miocène moyen à supérieur et, d'autre part, le batholite de Tequisistlán.

On est donc en droit de penser que la position paléogéographique de l'extrémité orientale de la Sierra Madre du Sud, avant le Miocène, était largement distante de celle de l'extrémité méridionale de la Sierra de Juarez. Le système décrochant entre ces deux édifices est donc une limite majeure. En dehors du fait qu'elle sépare deux chaînes constituées de séries de faciès et d'orientation tout à fait différents, l'importante torsion des conglomérats éocènes-oligocènes à son voisinage en témoigne.

Pourtant, à l'heure actuelle son extension au niveau de l'isthme paraît bien modeste : on ne suit le système de failles que sur une quinzaine de kilomètres, de la plaine côtière à l'amont du rio de las Tejas dont il a déterminé le cours. Au delà, il est à peine marqué sur 4 kilomètres, à la limite sud du batholite de Tequisistlán (Fig. II-1).

La même remarque peut être faite pour le système de failles d'As-tata (Fig. II-1) de même direction et dont le jeu a dû être très important. Il met en effet en contact les conglomérats campano-maestrichtiens et les migmatites du complexe Xolapa. Ce système ne s'étend que sur une vingtaine de kilomètres, de la côte pacifique - il se prolonge sans aucun doute en

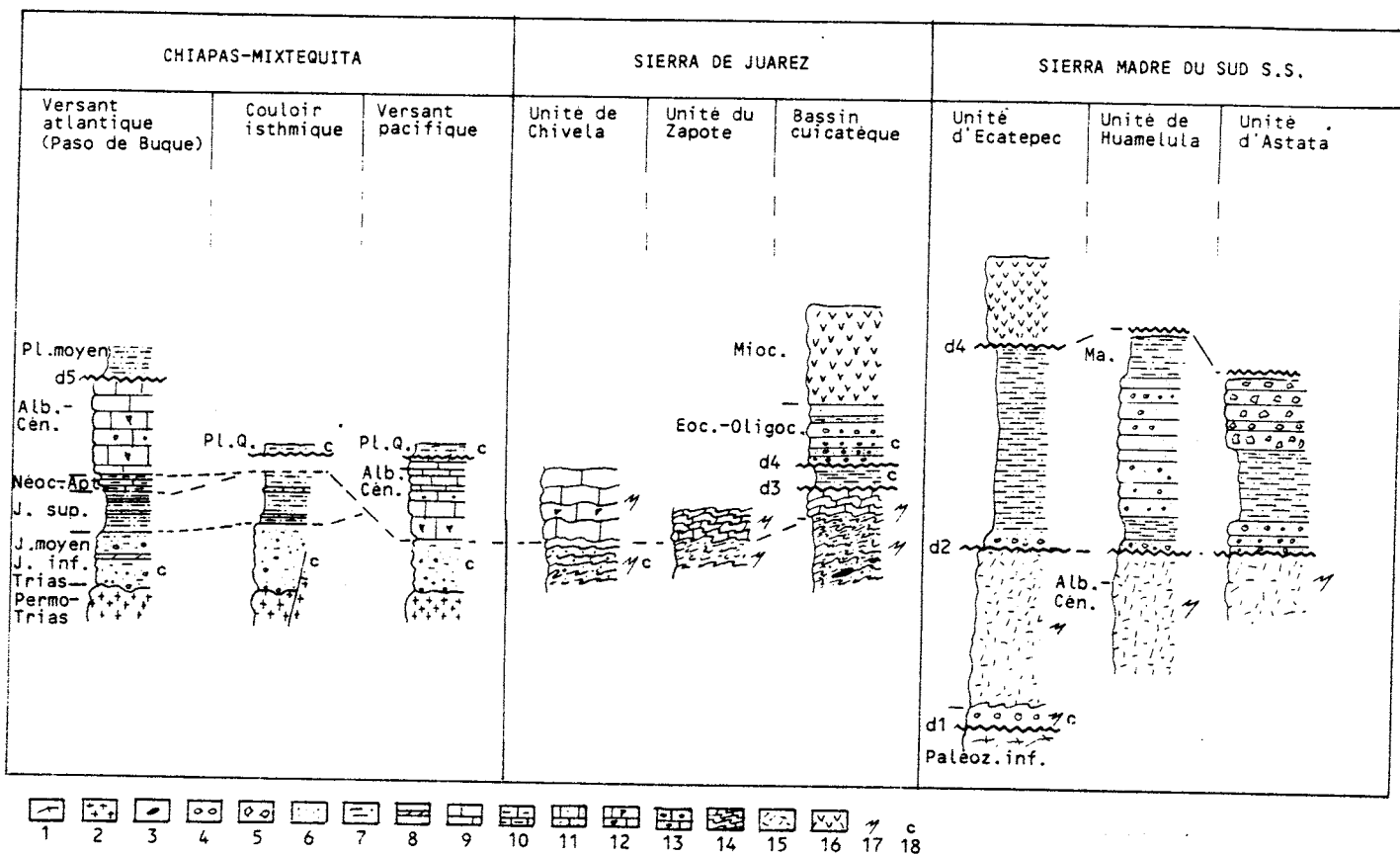


Fig. II-16 : Colonnes lithostratigraphiques synthétiques des régions centrales et méridionales de l'isthme de Tehuantepec.

1: migmatites du Paléozoïque inférieur (complexe Xolapa) ; 2: batholites permo-triasiques du Chiapas et de la Mixtequita ; 3: diabases et serpentinites ; 4: poudingues ; 5: brèches ; 6: grès ; 7: argilites ; 8: dolomies ; 9: calcaires ; 10: calcaires argileux ; 11: calcaires gréseux ; 12: calcaires à rudistes ; 13: calcaires à milioles ; 14: calcaires à lits siliceux ; 15: formations volcanogènes de l'arc Chontál ; 16: formations andésitiques et ignimbrtiques ; 17: formations épimétamorphiques ; 18: formations sédimentaires continentales.

mer-, au Nord-Ouest d'Astata. A son extrémité ouest la fracturation affecte le batholite d'Astata, mais sans provoquer de déplacement très sensible.

Nous en concluons que les systèmes décrochants de l'isthme, parallèles au côtes pacifique, et en particulier la limite Sierra de Juarez - Sierra Madre du Sud, sont des accidents tertiaires anciens dont l'activité en tant que méga-décrochements a cessé avant le Miocène moyen.

On retrouve ici, décalé dans le temps, le même phénomène qu'au Chiapas : l'activité décrochante cesse au moment où s'instaurent le plutonisme et le volcanisme liés à la subduction. Ceci peut s'accorder parfaitement avec une dérive vers l'Ouest de l'Amérique centrale. En d'autres termes, la limite nord de la Sierra Madre du Sud et les failles qui ont tronqué les côtes méridionales du Mexique, par la suite relayées par la fosse d'Acapulco, représentent la paléo-extension du système Polochic-Motagua. La Sierra Madre

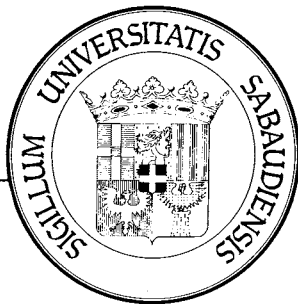
du Sud, dans son ensemble, apparaît ainsi comme une lanière de largeur comparable à celle encadrée par le réseau Polochic-Motagua au Guatemala. On comprend mieux alors les directions nord - nord-ouest - est - sud-est ou équatoriales du socle et des structures mésozoïques. Elles ne reflètent plus la direction originelle des contraintes mais ont été acquises au cours du Tertiaire, alors que ce fragment du système cordilléraire occidental migrait vers l'Est, entraîné par la dérive de l'Amérique centrale.

Les plutons et le volcanisme, miocènes au niveau de l'isthme, oligocènes à l'Ouest d'Oaxaca, ont partiellement effacé et cacheté les failles de la frontière nord de la Sierra Madre du Sud, modifié le relief et le tracé des anciens cours d'eau (on notera cependant que les fleuves principaux, rios Balsas-Mexcala, Atoyac, Verde et Tequisistlán suivent longuement une direction parallèle aux côtes pacifique en empruntant exactement le trajet des failles, lorsqu'elles ne sont pas cachetées, rio Atoyac et Verde, ou en étant proches, rio Balsas-Mexcala et Tequisistlán). Le système de failles est donc moins net qu'au Chiapas, où elles ont joué au Miocène supérieur, et qu'au Guatemala, où elles sont toujours actives. C'est pourquoi elles n'ont été reconnues que localement, en Guerrero (Klesse, 1968) et par nous-mêmes dans l'isthme de Tehuantepec et à la limite bloc d'Oaxaca - Sierra Madre du Sud dans la région de Juchatengo (Oaxaca).

Sur les photographies orbitales, elles se traduisent néanmoins pas un linéament spectaculaire, parallèle à la côte, long de 600 kilomètres, qui oppose de façon évidente les directions structurales du socle et de la couverture d'Oaxaca à celles de la Sierra Madre du Sud. Les études paléo-magnétiques réalisées en Oaxaca peu au Nord de ce linéament (Urrutia, 1981) sur les assises crétacées, ont fourni un pôle voisin de celui de l'Amérique du Nord. Il serait particulièrement intéressant d'avoir aussi des données paléo-magnétiques sur les terrains mésozoïques de la Sierra Madre du Sud proprement dite, pour préciser la valeur du déplacement.

ISSN 0758-749X
ISBN 2-904431-14-4 (édition complète)
ISBN 2-904431-15-2 (volume 1)

N.P.P. Aix-les-Bains



ISSN 0758-749 X

UNIVERSITE DE SAVOIE

TRAVAUX DU DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

n° 7

DU SYSTEME CORDILLERAIN NORD-AMERICAIN AU DOMAINE CARAIBE

ETUDE GEOLOGIQUE DU MEXIQUE MERIDIONAL

VOLUME II

Jean-Charles CARFANTAN
Chambéry 1986

**Mémoire de thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences, présenté le 6 Février 1986
par Monsieur Jean-Charles CARFANTAN, devant le jury composé de :**

Président :

M. Jean AUBOUIN, Membre de l'Institut, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Rapporteurs :

M. Jacques DEBELMAS, Professeur à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
M. Jean-Paul RAMPNOUX, Professeur à l'Université de Savoie, Chambéry.
M. Marc TARDY, Professeur à l'Université de Savoie, Chambéry.

Examineurs :

M. Jacques BUTTERLIN, Professeur à l'Université de Paris VII.
M. Pierre CHAUVÉ, Professeur à l'Université de Franche-Comté à Besançon.
M. José GUERRERO-GARCIA, Directeur de l'Institut de Géologie de l'Université de Mexico
M. Maurice MATTAUER, Professeur à l'Université Scientifique et Technique du Languedoc à Montpellier.
M. Lucien MONTADERT, Directeur d'Exploration à l'Institut Français du Pétrole à Rueil-Malmaison.

Editeur et Imprimeur :

**DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
Université de Savoie
Boîte Postale 1104
73011 CHAMBERY CEDEX**

3ème PARTIE

LE PROLONGEMENT DU SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA DE LA FRONTIERE MEXICANO-GUATEMALTEQUE A L'OCEAN PACIFIQUE.

*

* *

Nous adopterons pour l'exposé de cette troisième partie un plan un peu inhabituel. Le premier chapitre sera consacré aux données concernant l'Amérique centrale et à l'interprétation que nous en donnons, le second, au Sud-Est du Chiapas, puis nous en tirerons les conclusions. Pour l'Amérique centrale comme pour le Chiapas, nous commencerons par décrire le système Polochic-Motagua avant d'examiner les formations qu'il place au contact et de discuter le sens, la valeur et l'âge des déplacements. Les failles du système Polochic-Motagua ont en effet une importance telle, qu'il faut nécessairement en tenir compte pour comprendre la distribution des faciès et la chronologie des phases tectoniques qui concernent des édifices distincts, progressivement juxtaposés (collés).

CHAPITRE I : LE SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA EN AMERIQUE CENTRALE. (Fig. III-1 et III-2).

A. HISTORIQUE. GEOMETRIE DU SYSTEME .

Deux des failles principales appartenant au réseau qui traverse d'Est en Ouest le territoire guatémaltèque, ont été reconnues dès la fin du siècle dernier à la hauteur des cours profondément encaissés des rios Polochic et Motagua. Ces rios allaient donner leur nom à l'ensemble du système. La découverte des failles Polochic et Motagua s.s. est due à K. Sapper (1899).

En 1922, S. Taber montra que ces failles se situaient dans le prolongement de la fosse Caïman, et supposa qu'elles devaient avoir la même origine. Les données océanographiques et géophysiques (Meyerhoff, 1966 ; Holcombe et al., 1973 ; Perfit et Helzen, 1978) ont permis ultérieurement de préciser que le système se raccorde au seul mur sud de la fosse. Le mur nord, quant à lui, se trouve à peu près dans le prolongement du pied sud des Monts mayas. Il se termine à l'extrémité méridionale du bassin océanique du Yucatan, dont la limite ouest est constituée par les failles nord - nord-est - sud - sud-ouest qui bordent la péninsule du Yucatan.

L'extension du système Polochic-Motagua à travers l'ensemble du Guatemala et le Nord du Honduras a été peu à peu établie et le dessin du réseau précisé, grâce, notamment, aux travaux de O. Bohnenberger, S. Bonis, G. Dengo et J.L. Walper, et de divers chercheurs des universités de Louisiane

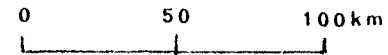
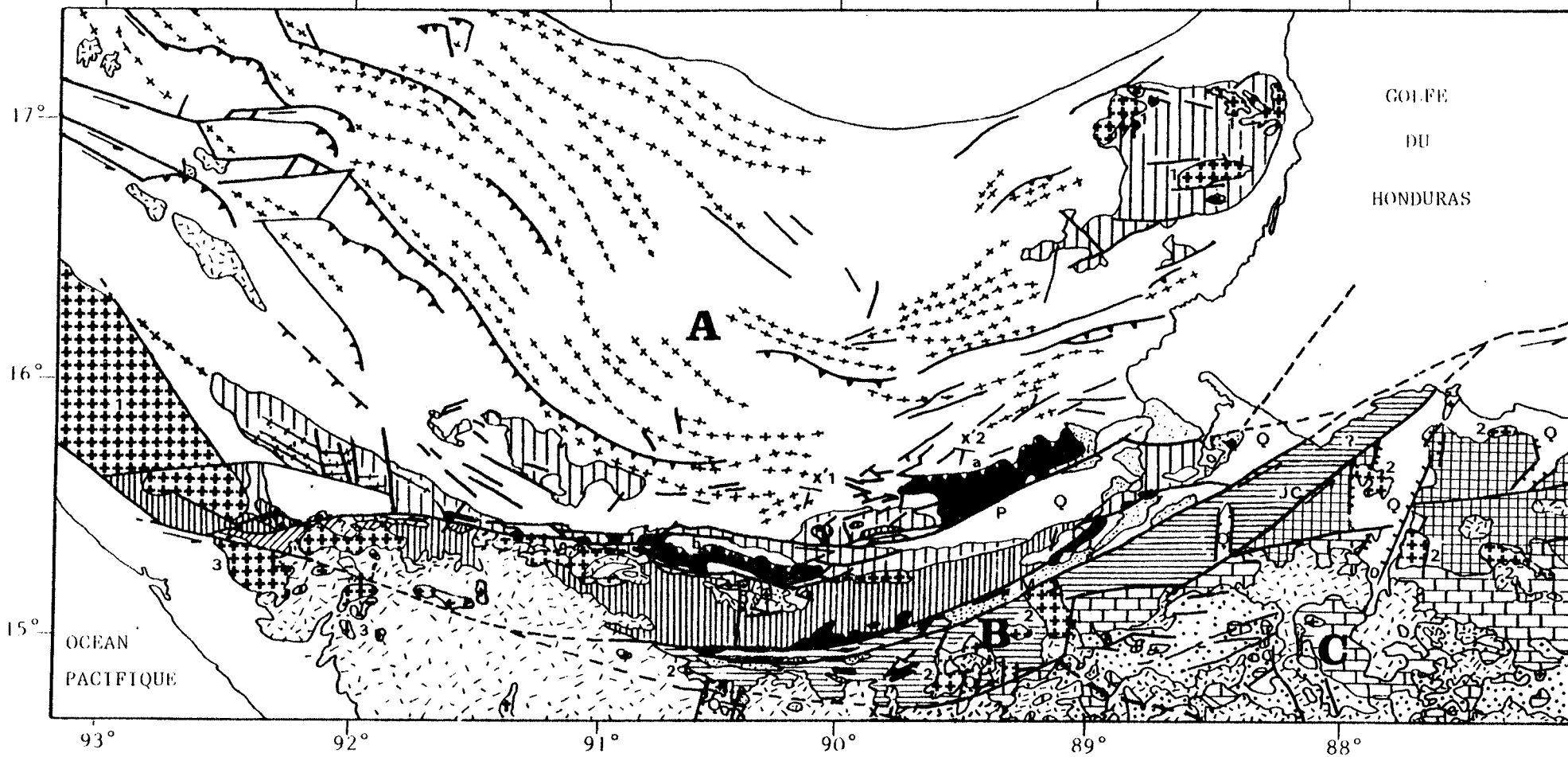


Fig. III-1 : Carte structurale des régions orientales du Chiapas et de l'Amérique centrale septentrionale (Guatemala, Honduras britannique, Nord du Honduras).

1: Socle métamorphique calédonien des domaines chiapanèque et quiché ; 2: Socle métamorphique paléozoïque et précambrien ? (Sud de la Sierra de Omoa) du bloc du Honduras ; 3: Socle sédimentaire hercynien des domaines chiapanèque et quiché ; 4: Intrusifs granitiques d'âge : 1: paléozoïque ; 2: mésozoïque ; 3: tertiaire ; 5: Formations mésozoïques épimétamorphiques du bassin guatémaltèque ; 6: Péridotites serpentinisées (a: amas de Santa Cruz ; b: amas de Salamá) ; 7: Ensemble volcano-plutonique épimétamorphique de Motozintla (Sud-Est du Chiapas) ; 8: Calcaires crétacés et molasse continentale post-appalachienne du Honduras ; 9: Crétacé supérieur continental du Honduras (Groupe Valle de Angeles) ; 10: Sédiments tertiaires principalement continentaux (marins à l'extrémité orientale du système Polochic) discordants sur les formations mésozoïques du bassin guatémaltèque et du bloc du Honduras ; 11: Volcanisme cénozoïque - oligocène-quatenaire au Sud du système Polochic-Motagua ; - plio-quatenaire du Nord du système Polochic ; 12: limite des séries mésozoïques de plate-forme peu déformées et des séries volcano-sédimentaires et calcaires pélagiques fortement plissés du bloc du Honduras ; 13: axes anticlinaux appalachiens ; 14: axes anticlinaux chiapanèques ; 15: chevauchements ; 16: décrochements sénestres ; 17: failles normales : A: Domaine chiapanèque et quiché limité au Sud par le système Polochic-Motagua ; B: Bassin guatémaltèque limité au Sud par le système Jocotán-Chamelecón ; C: Bloc du Honduras ; P: système Polochic ; M: système Motagua ; J.C.: système Jocotán-Chamelecón ; q: dépôts alluviaux quaternaires. On notera plus particulièrement : 1. La torsion vers l'Est puis vers le Nord-Est des structures chiapanèques pouvant être interprétée comme un méga-crochon dû au jeu sénestre des décrochements Polochic-Motagua ; en raison de cette torsion, les plis méridionaux du domaine quiché méridional correspondent aux régions internes du Chiapas ; 2. Le passage des décrochements sénestres du Chiapas à des chevauchements ; 3. La situation des ophiolites guatémaltèques et leur liaison spatiale avec les décrochements - Le front des massifs péridotitiques serpentinisés de Santa Cruz et de Salamá chevauche le Campano-Maestrichtien détritique (Formation Sepur) du domaine quiché. La Formation Sepur se trouve dans le prolongement du Campano-Maestrichtien détritique du Chiapas (Formation Ocozocoautla). Le mécanisme de mise en place de ces massifs est en étroite relation avec l'activité des failles du système Polochic, les chevauchements pouvant être, au moins en partie, post-laramiens ("chiapanèques") - La patrie originelle des ophiolites est le bassin guatémaltèque où les péridotites sont associées à des pillows-lavas basaltiques tholeitiques et des sédiments pélagiques (Formation El Tambor) ; 4. Les différences essentielles entre le domaine chiapanèque et quiché et le bloc du Honduras ; notamment : - l'existence possible d'un socle précambrien au Honduras (Sierra de Omoa) ; - l'absence au Honduras des épaisses séries détritiques puis carbonatées paléozoïque supérieur du domaine chiapanèque et quiché ; - l'épaisseur réduite (700m environ) des assises carbonatées mésozoïques du Honduras par rapport à celle (atteignant 3000m) du domaine chiapanèque et quiché ; - la présence au Honduras de séries continentales crétacé supérieur (Groupe Valle de Angeles) ; - l'existence au Honduras d'intrusifs laramiens (les intrusifs au niveau du bassin guatémaltèque, plutons de Chinautla et de Chiquimula sont "subhercyniens" ; - la présence au Honduras et également à la hauteur du bassin guatémaltèque de sédiments continentaux tertiaires discordants et faiblement déformés (Formation Subinal) ; - le développement considérable du volcanisme cénozoïque d'âge oligocène à quaternaire du bloc du Honduras ; le plutonisme et le volcanisme du Chiapas, beaucoup plus limités, sont d'âge plio-quatenaire.

(Cette figure et la figure III-2 sont identiques aux figures I-33 et I-34 et répétées ici par commodité pour le lecteur).

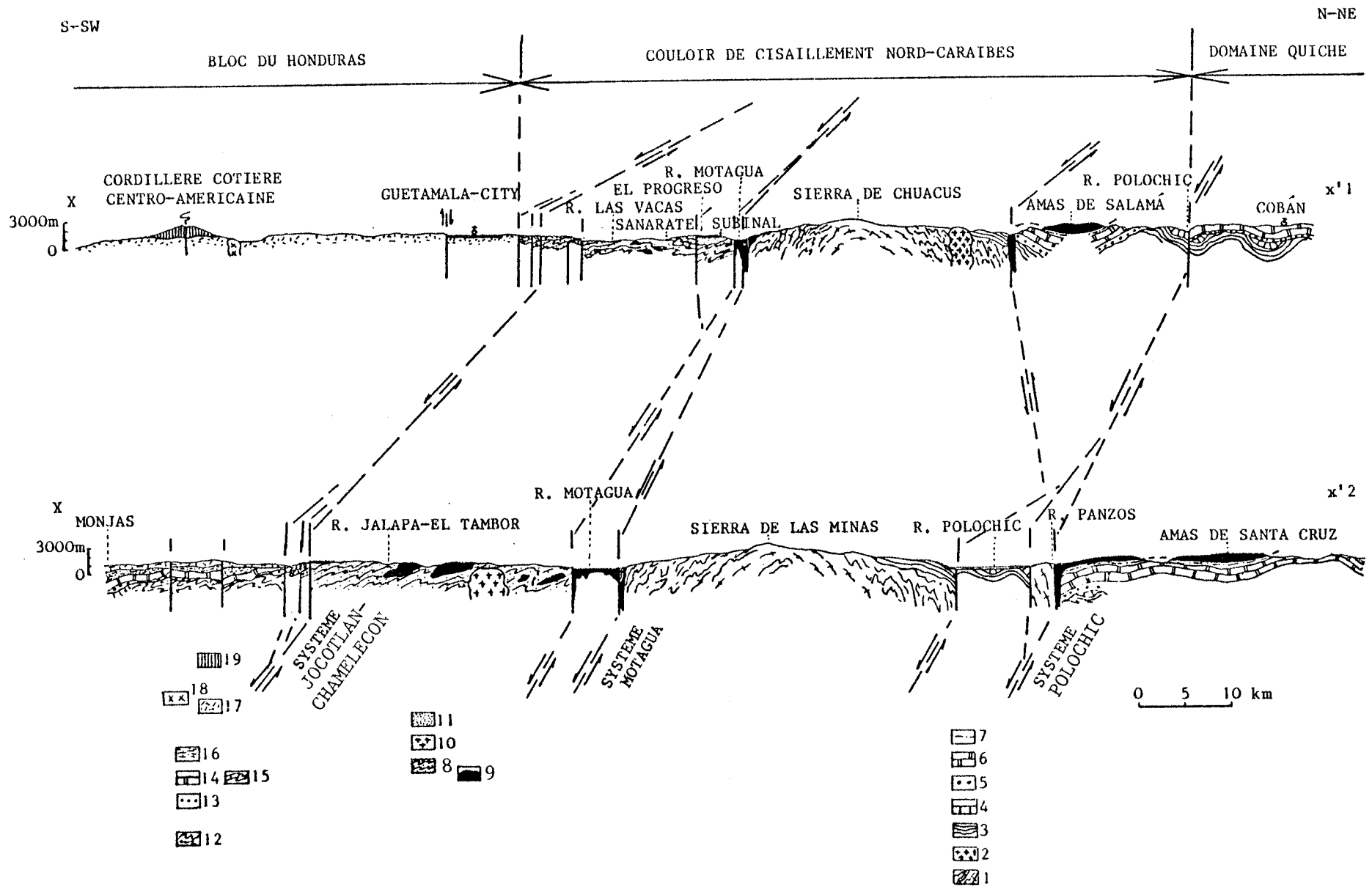


Fig. III-2 : Coupes de la frontière nord-caraïbe au Guatemala.

1 à 7: socle paléozoïque et couverture mésozoïque du domaine quiché avec : 1: gneiss, amphibolites, micaschistes, marbres du Paléozoïque inférieur (Groupe Chuacús) ; 2: intrusifs paléozoïques (granite de Rabinal et de Matanzas) ; 3: séries détritiques du Carbonifère et du Permien inférieur (Groupe Santa Rosa) ; 4: calcaires léonardiens (calcaires Chochál) ; 5: molasse continentale post-appalachienne (Formation Todos Santos) ; 6: séries carbonatées crétaées (Formation Cobán et Campur) ; 7: série détritique campano-maestrichtienne (Formation Sepur) ; 8 à 11: Formations mésozoïques du bassin Guatémalo-cuicatèque, intrusifs et couverture tertiaire discordante avec, 8: série détritique crétaée épimétamorphique à diabases - radiolarites (Formation El Tambor s.l.) et intercalations de marbres (Formation Sanarate) ; 9: serpentinites ; 10: intrusifs d'âge crétaé supérieur (granites de Chiquimula et Chinautla) ; 11: molasse continentale tertiaire (Formation Subinal) ; 12 à 16: socle et couverture mésozoïque du bloc du Honduras avec : 12: schistes paléozoïques (Formation Petén) ; 13: molasse continentale post-appalachienne (Formation Todos Santos - Metapán) ; 14: séries carbonatées de plate-forme d'âge néocomien à cénomanién (Groupe Yojoa) ; 15: séries carbonatées pélagiques à intercalations volcaniques et volcano-sédimentaires (Formation Los Planes, Lajas et rio las Vacas, cf. Formation Talanga) ; 16: formations du Crétaé supérieur essentiellement continentales (Groupe Valle de Angeles) ; 17 à 19: formations volcaniques et intrusifs cénozoïques avec, 17: formations volcaniques oligo-miocènes à dominante andésitique (Formation Metagalpa) puis ignimbrétique (Groupe Padre Miguel) ; 18: intrusifs miocènes (granites du lac Atitlán) ; 19: volcanisme plio-quatérnaire.

Emplacement des coupes cf. fig. III-1.

et du Texas collaborant avec l'Institut Géographique du Guatemala pour le levé des cartes géologiques au 1/50.000ème. Parmi ces derniers, c'est D. Crane (1965) qui a découvert, au Sud des failles Polochic et Motagua, un troisième système parallèle, d'égale importance, passant près de Jocotán, au Guatemala, et se prolongeant jusqu'au Golfe du Honduras en suivant le rio Chamelecón.

Dans le cadre de la tectonique de plaques il est généralement admis, depuis Molnar et Sykes (1969), que le système Polochic-Motagua représente une partie de la frontière transformante entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe (Malfait et Dinkelman, 1972 ; Jordan, 1975 ; Plafker et Bonillas, 1976 ; Burkart, 1978 ; Minster et Jordan, 1978 ; Sykes et al., 1982 ; Aubouin et al., 1982).

Au Guatemala et au Honduras, l'ensemble du système dessine un arc est-ouest à convexité légère vers le Sud. Les failles principales correspondent à des vallées, le plus souvent étroites et profondes. Elles encadrent des sierras allongées, dont non seulement l'expression physiographique mais aussi les directions structurales sont sensiblement équatoriales. Les failles franchement obliques au réseau ouest-est sont peu développées. On les rencontre essentiellement au Sud du système, où elles limitent de petits grabens récents orientés Nord-Sud ou Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest, les grabens de Guatemala city - lac Amatlán et d'Ulúa par exemple, déjà signalés à propos du Chiapas.

La famille de failles Polochic-Motagua au sens large comprend trois systèmes. Ce sont du Nord au Sud :

1. Le système Polochic. C'est le plus spectaculaire par l'importance des dénivellations et la continuité des cours d'eau qui l'empruntent. Il est constitué par un système de fractures continu, reconnu sur 400 kilomètres du Golfe du Honduras à la frontière mexicaine. Il passe au Nord du lac Izabal où sa direction est N 65°E, puis suit les vallées des rios Polochic-Chixoy et Cuilco. Dans sa partie centrale, il est large d'une vingtaine de kilomètres. Sa partie occidentale a fait l'objet d'une étude microtectonique (Erdlac et Anderson, 1982), qui conclut à un jeu sénestre et à un déplacement limité à quelques kilomètres, depuis le dépôt, dans la vallée du rio Cuilco, de formations volcaniques non datées, probablement plio-quadernaires, où l'on observe des fractures en échelon.

2. Le système Motagua, parallèle au système Polochic, est situé 40 à 50 kilomètres plus au Sud. Il est également continu, formé principalement de deux longues failles suivies par le rio Motagua. Elles s'écartent quelque peu vers l'Est où, au Sud au lac Izabal, la largeur du système atteint une douzaine de kilomètres. La partie occidentale du système Motagua est cachée par le volcanisme cénozoïque de la Cordillère centro-américaine. Le cours amont du rio Motagua est établi dans ces formations. Il correspond vraisemblablement au prolongement du système, qui ne semble plus aussi nettement marqué au-delà de Santa Cruz del Quiché. Toutefois, l'examen de photographies orbitales montre une série de failles en échelons affectant la couverture cénozoïque jusqu'au volcan Tacaná, à la frontière mexicano-guatémaltèque (Burkart, 1978).

3. Le système Jocotán-Chamelecón, parallèle aux précédents, se trouve à 30-40 kilomètres au Sud du système Motagua. Il est bien moins régulier en raison de la présence de grabens nord-sud et de relais ouest-est au Honduras, où sa direction générale est N65°E. Selon G. Dengo (1969), à l'Est de la faille unique de Jocotán (en fait, à la faille de Jocotán proprement dite sont associées de nombreuses failles parallèles reconnues par H.H. Wilson, 1974), le système est constitué de deux failles principales situées au Nord-Ouest et au Sud-Est du cours moyen du río Chamelecón. La première, Faille de Chamelecón, est recoupée par cinq vallées déterminées par des failles nord-sud, la seconde, Faille de Pueblo Nuevo, est décalée par trois failles est-ouest. A son extrémité orientale la continuité du système jusqu'à la mer des caraïbes est interrompue par le large graben d'Uluá. G. Dengo considère que les coulissages sénestres le long de ce système ont été de très grande ampleur.

Comme le système Motagua, le système Jocotán-Chamelecón disparaît à l'Ouest sous le volcanisme cénozoïque. De façon analogue à l'extrémité du système Motagua, il est probable que le cours est-ouest du río Jalapa dans ces formations soit dirigé par ce système. La présence à l'Ouest du graben de Guatemala City de jalons calcaires crétacés qui appartiennent sans doute (cf. infra) au bloc du Honduras et de failles situées dans le prolongement du système Jocotán-Chamelecón (carte de la République du Guatemala, échelle 1/500.000ème, S. Bonis et al., 2ème édition, 1975), permet de supposer que les systèmes Jocotán-Chamelecón et Motagua convergent dans la région de Santa Cruz del Quiché.

Les systèmes Polochic et Motagua encadrent les hautes sierras de Chuacús et de Las Minas. La Sierra de Omoa est le trait physiographique le plus important entre les systèmes Motagua et Jocotán-Chamelecón.

B. LES GRANDS TRAITES GEOLOGIQUES DES EDIFICES LIMITES PAR LE SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA.

Les systèmes Polochic, Motagua et Jocotán-Chamelecón juxtaposent des édifices ou des lambeaux d'édifices distincts, tant par l'âge et les faciès des formations qui les constituent que par la chronologie des phases tectoniques majeures. Les travaux qui les concernent ont été en grande partie citées précédemment, afin d'établir des comparaisons avec le Chiapas et la Sierra de Juarez. Nous résumerons brièvement les données qui nous paraissent essentielles, en développant plus particulièrement celles concernant les séries mésozoïques du bloc du Honduras, afin de pouvoir les comparer aux séries de même âge du domaine chiapanéco-quiché et du bloc d'Oaxaca.

- Le compartiment nord du système Polochic appartient au domaine quiché, prolongement de celui du Chiapas. C'est dans cette région qu'affleure le socle sédimentaire carbonifère et permien. Sur la molasse continentale post-appalachienne reposent de puissantes assises calcaires crétacées surmontées par une série détritique campano-maestrichtienne à éléments ophiolitiques. Cette dernière résulte de l'érosion d'un domaine plus interne, plissé métamorphisé et finalement émergé au cours de la phase subhercynienne. Il correspond, au niveau de l'isthme de Tehuantepec, au bassin cuicatèque et au Sud du système Motagua à la Formation El Tambor s.l. La série détriti-

que campano-maestrichtienne est chevauchée par des amas serpentineux de très grandes dimensions, localisés immédiatement au Nord du système Polochic dans sa partie orientale, massif de Santa Cruz, et entre les failles de ce système dans sa partie centrale, massifs de Salamà et de Chilac. La structuration du domaine quiché est intervenue tardivement, après le Miocène moyen et il n'est pas exclu qu'elle se poursuive encore. Le socle paléozoïque comme les plis de couverture présentent une direction parallèle au système Polochic sur une largeur d'au moins 50 kilomètres. De cette façon, la terminaison méridionale de l'édifice le plus externe du Mexique et de l'Amérique centrale dessine un méga-crochon compatible avec un jeu sénestre considérable du système Polochic-Motagua.

- Les hautes sierras comprises entre les systèmes Polochic et Motagua sont édifiées, presque en totalité, de gneiss, amphibolites, micaschistes et marbres subordonnés, appartenant au Groupe Chuacús. Ils ont fourni un âge silurien supérieur et sont recoupés par les granites de Rabinal et de Matanzas, datés de la limite Dévonien-Carbonifère et du Permien supérieur. Ici encore, les directions structurales sont en règle générale alignées avec celles du système Polochic-Motagua. Au Nord du système Polochic, au Chiapas, le batholite permo-triasique est intrusif dans des terrains analogues. Dans la région de Rabinal, le Groupe Chuacús est surmonté par des assises sédimentaires carbonifères et permienes, semblables à celles qui affleurent dans le compartiment nord du système Polochic. Ces mêmes assises, couronnées par les calcaires léonardiens, sont également présentes dans la région du lac Izabal (montagnes d'El Mico). Ces terrains paléozoïques peuvent donc être comparés au socle du domaine externe Chiapaneco-guatémaltèque. Ceci ne veut pas dire que durant le Mésozoïque ils constituaient effectivement le soubassement de ces régions. Cette lanière pouvait se situer en position un peu plus interne, dans le prolongement des affleurements de la côte pacifique du Chiapas, en arrière du batholite. Sur la carte géologique du Guatemala figurent des affleurements carbonatés crétacés surmontant le Paléozoïque à l'extrémité est de la Sierra de las Minas et au Sud-Est du lac Izabal. Selon H.H. Wilson (1974) ils pourraient représenter un faciès de transition entre la plate-forme quiché et les formations à cachet océanique au Sud du système Motagua. On aurait donc un équivalent des séries de passage au bassin cuicatèque dans l'isthme de Tehuantepec.

- Dans le compartiment compris entre les systèmes Motagua et Jocotán-Chamelecón affleure la Formation El Tambor s.l. représentant le bassin mésozoïque guatémaltèque à fond océanique. Cette série de schistes épi-métamorphiques à diabases, radiolarites et ultrabasites serpentinisées a été étudiée surtout par H.H. Wilson, entre Guatemala City et la Sierra de Omoa. Elle a pu être datée paléontologiquement du Néocomien au Cénomanién. La présence de niveaux d'âge turonien est possible.

- La Sierra de Omoa, au Nord de la faille Chamelecón, est constituée de roches méta-sédimentaires et méta-volcaniques à ophiolites (Horne et al., 1976) qui peuvent représenter la suite logique de la Formation El Tambor, interrompue par un intrusif situé au Nord-Est de Jocotán.

Un âge métamorphique de 89 m.a. (limite Turonien-Sénonien) a été obtenu sur les phyllites de la Formation El Tambor (Mc Birney et Bass, 1969). Deux des intrusifs qui la traversent, celui de Chinautla au Nord de Guatemala City et celui de Chiquimula près de Jocotán, ont fourni, pour le premier un âge K-A de 92 m.a. (limite Cénomanién-Turonien, Williams, 1960) et pour

le second un âge K-A de 84 m.a. (Santonien) et un âge Rb-Sr de 95 m.a. (limite Albien-Cénomaniens, Clemons et Long, 1971). Les roches mafiques ont fourni un âge K-A de 58,5 m.a. (Thanétien, Bertrand et al., 1978) laissant supposer un réchauffement au laramien.

La Formation El Tambor est recouverte en discordance par les dépôts continentaux tertiaires de la Formation Subinal, modérément déformés, au moins au niveau de la localité type.

Les parentés de situation (en arrière de la plate-forme chiapanèque-quiché), de faciès (présence d'ophiolites notamment) de degrés de métamorphisme, d'âges faunistiques et métamorphiques, d'âges des intrusions granitiques, et le calendrier tectonique, caractérisé par une importante phase compressive subhercynienne accompagnée de métamorphisme puis une phase laramienne, permettent de paralléliser les formations du bassin océanique guatémaltèque et les formations du bassin cuicatèque.

- Le système Jocotán-Chamelecón est une dernière frontière, tout aussi importante, sinon plus, que les précédentes : c'est la limite nord du bloc du Honduras qui englobe aussi une partie du Guatemala, le Nicaragua et le Salvador, c'est-à-dire l'Amérique centrale nucléaire ou encore le bloc Chortis, à croûte continentale, par opposition avec l'Amérique centrale isthémique, à croûte océanique. Il se différencie radicalement des ensembles précédents, aussi bien par les caractères de son socle que par ceux des formations mésozoïques. La Faille de Chamelecón proprement dite, place au contact des formations attribuables au bassin guatémaltèque, des amphibolites, des gneiss et des schistes à staurotide, surmontés de séricite-schistes (Horne et al., 1976) dans la Sierra de Omoa. La Faille de Pueblo Nuevo, qui passe au sein de ces formations ou les met au contact de la couverture mésozoïque, est de moindre importance.

*En dehors de la Sierra de Omoa, les formations les plus anciennes, amphibolitiques et gneissiques, ont été rencontrées dans la partie centrale du Honduras (Fakundiny, 1970 ; Horne et al., 1976). Elles ont fourni un âge Rb-Sr de 720 ± 260 m.a. Dans la Sierra de Omoa elles sont recoupées par un granite folié daté de 305 ± 12 m.a., limite mississippien-pennsylvanien (Horne et al., 1976). Elles pourraient donc être d'âge soit précambrien supérieur soit paléozoïque inférieur. G. Horne et al. ne prennent pas position, mais n'excluent pas qu'elles puissent correspondre aux gneiss grenvilliens d'Oaxaca.

La série supérieure de schistes sériciteux et graphiteux à passées de quartzites et de marbres, affleure beaucoup plus largement, au Nord et au Nord-Est du Honduras, et au Nord du Nicaragua, où elle occupe de vastes superficies (Roberts et Irving, 1957 ; Mills et al., 1967). Elle a été découverte par S. Powers (1918). Dans la partie centrale du Honduras, près de San Juancito S.M. Carpenter (1954) l'a appelée Formation Petén. Au Nord-Ouest du Nicaragua la série analogue porte le nom de Formation Palacaguina (Zoppis Bracci, 1957 ; del Guidice, 1960). Sur le flanc ouest de la Montagne de Comayagua, au centre du Honduras, la séquence schisteuse qui paraît surmonter des gneiss ocellés, ou se trouve en contact tectonique avec ces derniers, est appelée schistes de Cacaguapa (Fakundiny, 1970), terme qui tend à supplanter les précédents.

Les phyllites de la région de San Juancito ont fourni un âge Rb-Sr de 412 m.a., silurien supérieur (Puskhar et al., 1972). Dans la Sierra de

Omoa la série supérieure est traversée par les plutons de San Isidro et de San Marcos qui ont fourni des âges Rb-Sr de 180 m.a. et 150 m.a., aalénien, limite callovien-oxfordien (Horne et al., 1976).

Les schistes micacés, par ailleurs recouverts par la Formation Todos Santos, sont donc pré-jurassiques et pourraient être d'âge métamorphique taconique. Quoi qu'il en soit le socle du bloc du Honduras paraît bien différent de celui du Chiapas et du Nord du Guatemala. Il est surtout particulièrement frappant de constater que les puissantes séries sédimentaires carbonifères et permienes font défaut. Pour l'instant rien n'exclue, bien au contraire, un parallélisme avec le socle d'Oaxaca (5ème partie).

+Les travaux sur la couverture mésozoïque du bloc du Honduras sont peu nombreux. On les doit principalement à R.A. Mills (1967), Burkart et al. (1973) et H.H. Wilson (1974).

Des observations effectuées au Honduras par J. Azéma, B. Biju-Duval, J.J. Bizon, A. Mascle, M. Tardy et moi-même, nous conduisent à distinguer deux grands ensembles mésozoïques (Fig. III-3).

- L'un, à caractère continental ou marin épicontinental englobe les affleurements situés au Nord-Ouest de la couverture volcanique cénozoïque, l'autre, influencé ou directement dépendant du domaine pacifique est largement cacheté par le plastron volcanique cénozoïque.

. Le premier ensemble débute par la molasse continentale Todos Santos, souvent absente ou d'épaisseur généralement plus réduite qu'au Chiapas et qu'au Nord du Guatemala. Elle est surmontée par le Groupe Yojoa (Mills et al., 1967), surtout étudié dans la région du graben d'Ulúa et au voisinage du lac de Yojoa, dans le prolongement de ce graben. Il débute par quelques dizaines de mètres de grès et calcaires détritiques pauvres en fossiles (rares Foraminifères agglutinants et rares Ostracodes) : au-dessus viennent des calcaires, calcaires dolomitiques, et dolomies, en gros bancs, à rudistes, orbitolines et miliolles, d'âge albien à cénomaniens-turonien inférieur ?, dont l'épaisseur n'est que de 700 mètres environ, à la différence des 2000 mètres et davantage des assises de même âge au Nord du système Polochic.

A la suite d'une importante phase orogénique, au Crétacé supérieur, le bloc du Honduras émerge dans sa presque totalité. Par la suite s'accumulent d'épais sédiments continentaux rouges constituant le Groupe Valle de Angeles, dont la localité type est proche de Tegucigalpa, la capitale du Honduras. Il s'y intercale, au Sud du lac Yojoa et dans la région voisine de Esquias, des dépôts deltaïques, lagunaires, ou marins littoraux (Formation Esquias). On y trouve des huîtres, des oursins, des gastéropodes et des ostracodes. L'âge de l'association faunistique est crétacé-tertiaire inférieur mais n'a pu être précisé (Weaver *in* Schuchert, 1935 ; Mills et al., 1967 ; Horne et al., 1974).

Le Groupe Yojoa ainsi que le Groupe Valle de Angeles ne sont que peu déformés et aucune discordance angulaire entre les deux séries n'a été signalée (Fig. III-3).

. Les terrains les plus anciens du deuxième ensemble appartiennent à la Formation El Plan. Elle n'est connue que près de San Juancito

à une dizaine de kilomètres au Nord de Valle de Angeles, où elle est en contact par faille avec la série supérieure paléozoïque. La Formation El Plan est constituée de grès et de schistes noirs, dessinant des plis isoclinaux. J.S. Newberry (1888) y a découvert des plantes attribuées au Trias supérieur et R.H. Carpenter (1954) de nombreuses petites trigonies (*Trigonia* cf. *quadrangularis*) jurassiques. On a supposé que la Formation El Plan s'était déposée dans un étroit chenal nord-est - sud-ouest, rejoignant la mer des Caraïbes, et qu'elle serait donc un équivalent marin mésogéen de la Formation Todos Santos. Aucun jalon vers le Nord n'en témoigne. Etant donné sa position proche du Pacifique, la Formation El Plan correspond plus vraisemblablement à des dépôts transgressifs dépendant de cet océan.

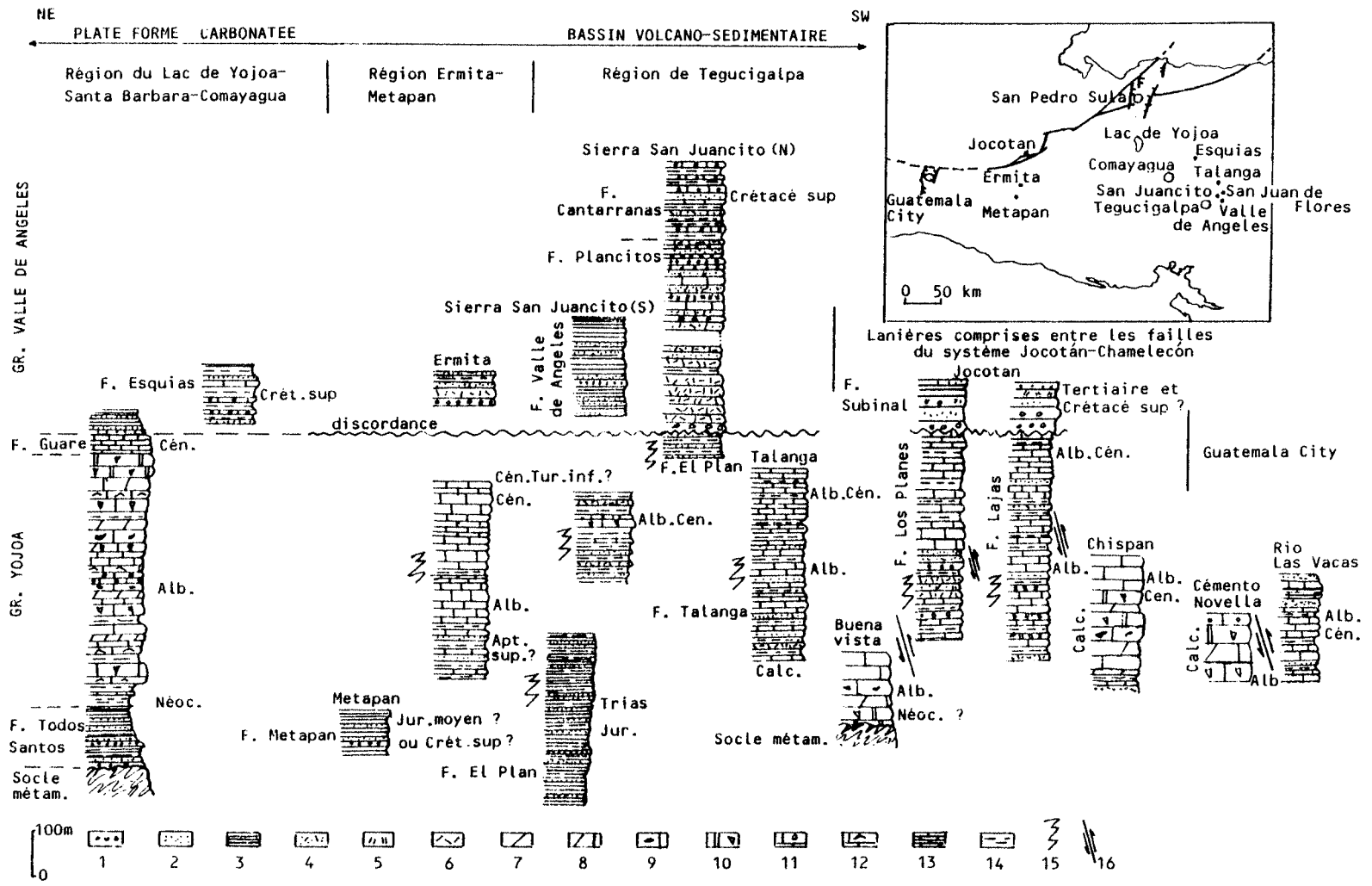
La Formation El Plan est surmontée en discordance par 500 mètres d'andésites, puis par 1000 mètres de brèches volcaniques et de tufs à intercalations de calcaires à gastéropodes d'eau douce, peu déformés (Formation Plancitos). Sur cette série volcanique reposent en concordance 200 mètres de marnes, de calcaires à miliolites, de grès à éléments volcaniques et de pélites rouges (Formation Cantarranas). L'âge de ces formations est discuté. Pour Mills et al. (1967) les miliolidés de la Formation Cantarranas seraient probablement albiens ou peut être crétacé supérieur. Williams et Mc Birney (1969) considèrent au contraire que les roches volcaniques sur lesquelles repose la Formation Cantarranas sont d'âge tertiaire. H.H. Wilson attribue la série volcanique au Cénomaniens moyen et la Formation Cantarranas au Cénomaniens supérieur - Campanien. Des dépôts franchement continentaux rouges, concordant, surmontent cette dernière. Ils sont parallélisés par H.H. Wilson à la Formation Valle de Angeles. Celle-ci serait donc d'âge fini-crétacé ou tertiaire inférieur, et corrélable aux formations détritiques continentales discordantes sur les séries épimétamorphiques mésozoïques du bassin guatémaltèque.

Dans cette même région, en contact par failles avec les séries précédentes ou avec le socle métamorphique, affleure une série plissée isoclinale, d'épaisseur de l'ordre de 500 mètres, constituée de calcaires à radiolaires en petits bancs, de schistes noirs, de marnes et de grès où s'intercale une coulée de lave (Formation Talanga). Elle renferme un horizon à ammonites d'âge albien moyen-supérieur.

- Au Guatemala, au Sud de la faille Jocotán et près de cette localité, on retrouve une série (Formation Lajas) dont les caractères pétrographiques et le style tectonique sont analogues à ceux de la Formation Talanga. Elle présente, en outre, des niveaux tuffacés. La Formation Lajas a fourni une ammonite albienne et une microfaune de foraminifères d'âge cénomaniens inférieur.

Immédiatement plus au Nord, dans un petit compartiment compris entre la faille Jocotán et une faille parallèle, affleure un ensemble aussi fortement plissé, de calcaires, de laves, d'argilites, de marnes, de grauwaokes et de conglomérats à éléments volcaniques (Formation Los Planes). Son âge crétacé est attesté par l'intensité de la déformation et la présence de rudistes remaniés.

Au Sud des affleurements de la Formation Lajas, et à nouveau en contact par faille, affleure une série peu déformée. Elle débute par des grès, des argiles et des petits bancs calcaires. Ils sont surmontés par 300 mètres de calcaires massifs à rudistes (Formation Chispan).



Enfin, un dernier compartiment faillé au Nord de la faille Jocotán est formé de schistes, semblables à ceux de la partie supérieure du socle du Honduras, surmontés par un conglomérat discordant qui a fourni des algues d'âge jurassique terminal - néocomien, supportant 200 mètres de calcaires massifs (Formation Buena Vista). Ces calcaires ont livré des rudistes d'âge albien (Mulleried, 1939).

H.H. Wilson considère que les failles qui limitent ces compartiments sont des failles normales, et que les diverses formations qu'on y rencontre étaient à l'origine superposées. C'est-à-dire que sur le socle métamorphique on rencontrerait dans l'ordre, les calcaires à rudistes Buena Vista et leur conglomérat basal, la série pélagique Lajas, la série volcano-sédimentaire Los Planes, puis les calcaires à rudistes Chispan. Deux séries de calcaires de plate-forme encadreraient donc des formations d'abord carbonatées pélagiques puis volcano-sédimentaires. Ces dernières annonceraient une phase tectonique. La Formation Chispan, peu déformée, serait nécessairement discordante et équivalente en âge à la série Plancitos du Honduras. Le bassin se serait formé à partir de l'Albien moyen.

En admettant cette succession verticale et les corrélations avec les séries de la région de Tegucigalpa, la phase tectonique majeure responsable du plissement isoclinal des séries calcaires pélagiques et volcano-sédimentaires serait très précisément située à la limite Cénomanién inférieur - Cénomanién moyen.

- A environ 30 kilomètres au Sud des affleurements précédents, de part et d'autre de la frontière guatémalo-salvadorienne, apparaissent quelques témoins mésozoïques sous l'épaisse couverture volcanique cénozoïque. Ce sont les séries d'Ermita, au Guatemala, et de Metapán, au Salvador. Avec celles de la région du lac Yojoa ce sont sans doute les mieux connues du bloc du Honduras (Sapper, 1937 ; Mulleried, 1939 ; Dürr et Stoler, 1956 ; Roberts et Irving, 1957 ; Mills et al., 1967 ; Burkhart et al., 1973 ; Wilson, 1974) et néanmoins d'âges controversés. Les niveaux les plus anciens seraient constitués de conglomérats, de grès et de schistes rouges, qui auraient fourni une flore d'âge jurassique moyen (Formation Metapán : Sapper, 1937). Ceci est contesté par H.H. Wilson, qui attribue à des couches un âge cénomanién. Il n'est pas impossible non plus qu'elles soient post-cénomaniennes et se rattachent en fait au Groupe Valle de Angeles. La Formation Metapan se trouve en contact par faille avec une série fortement plissée, surtout constituée de calcaires noirs à radiolaires, en petits bancs, assez argileux à sa

Fig. III-3 : Colonnes stratigraphiques du Mésozoïque du bloc du Honduras.

1: conglomérats ; 2: grès ; 3: argilites ; 4: grauwackes ; 5: tufs ; 6: coulées volcaniques ; 7: dolomies ; 8: calcaires dolomitiques ; 9: calcaires à silex ; 10: calcaires à rudistes ; 11: calcaires à milioles ; 12: calcaires à orbitalines ; 13: calcaires pélagiques ; 14 : marnes ; 15: séries fortement plissées ; 16: décrochements sénestres du système Jocotán-Chamelecón.

Données de Newberry, 1888 ; Schubert, 1939 ; Sapper, 1937 ; Mulleried, 1939 ; Dürr et Stober, 1956 ; Carpenter, 1954 ; Roberts et Irving, 1957 ; Mills et al., 1967 ; Burkart et al., 1973 ; Wilson, 1974 ; Finch, 1981.

Interprétation d'après les observations de J. Azéma, B. Biju-Duval, J.J. Bizon ; J.C. Carfantan, A. Mascle, M. Tardy.

Commentaire dans le texte.

base. Ils ont fourni une ammonite d'âge aptien supérieur probable (Burkart et al., 1973) et des foraminifères du Cénomaniens, Turonien basal ? Il s'y intercale , au Nord d'Ermita, des calcaires noirs massifs à rudistes et foraminifères benthiques d'âge cénomaniens. Près d'Ermita également, des couches rouges à galets volcaniques, tufs et coulées de laves, rapportées à la base de la série, rappellent la Formation Plancitos et pourraient appartenir au Crétacé supérieur (Butterlin, 1977).

Enfin, il existe à quelques kilomètres au Nord de Guatemala City quelques affleurements crétacés, là encore hâchés de failles et cachetés par le volcanisme. Certains (calcaires de Cimento Novella), sont constitués de calcaires et de calcaires dolomitiques à rudistes, coraux, orbitolines et miliolidés albiens. D'autres, fortement plissés, sont constitués de calcaires à radiolaires, de calcaires détritiques et de grauwackes. Ils renferment des foraminifères le plus souvent recristallisés, mais qui néanmoins ont fourni des espèces déterminables, albo-cénomaniennes.

- Interprétations.

La distribution des faciès crétacés du bloc du Honduras montre clairement le passage d'une plate-forme à un bassin ayant reçu des apports détritiques volcaniques dans lesquels s'intercalent localement des coulées de laves (région de Tegucigalpa et de Jocotan). Le passage de la plate-forme au bassin se fait au Nord-Est vers le Sud-Ouest, et non du Sud-Est au Nord-Ouest, c'est-à-dire qu'il n'est pas possible de le regarder comme la bordure méridionale du bassin à fond "océanique" guatémaltèque.

Au voisinage seulement, du système Jocotán ou de son prolongement probable vers l'Ouest (région de Guatemala City), les faciès pélagiques voisinent avec les faciès de plate-forme. Partout, les contacts sont faillés. Les contenus faunistiques indiquent des âges très voisins, et sans doute contemporains. Il n'est donc pas démontré que les séries de bassin sont encadrées stratigraphiquement par des séries de plate-forme, et que le bassin n'ait existé que de l'Albien moyen au Cénomaniens inférieur. Pour la même raison il est loin d'être certain que le plissement des séries pélagiques s'est effectué à la limite Cénomaniens inférieur - Cénomaniens moyen (Wilson, 1974).

Les données peuvent en effet être interprétées différemment (Fig. III-3).

- Les séries de calcaires pélagiques dépourvues d'éléments volcaniques dans lesquelles s'intercalent des calcaires massifs (région d'Ermita-Metapán), représentent les termes de passage de la plate-forme à un bassin occidental situé sur la marge pacifique, et non au bassin ophiolitique guatémaltèque.

- Les séries de calcaires pélagiques associés à des roches détritiques à éléments volcaniques et à des laves (région de Jocotán et de Tegucigalpa), sont plus internes. Elles reposent, au moins près de Tegucigalpa, sur une série détritique marine épicontinentale triasico-jurassique, d'obédience pacifique (Formation El Plan).

- Les affleurements de calcaires à rudistes et miliolites peu plissés, reposant parfois sur des assises détritiques marines (région de Joco-

tán) et jalonnant le système Jocotán-Chamelecón jusqu'à Guatemala City sont à rattacher au Groupe Yojoá. Ils sont coincés en lanières étroites entre les failles de ce système, de la même façon que des fragments du socle et de la couverture du domaine quiché sont débités et pincés entre certaines des failles du système Polochic dans sa partie centrale.

- Les âges fournis par les formations du bassin vont de l'Aptien supérieur au Cénomanién, hypothétiquement jusqu'au Turonien basal. Leur base pourrait être néocomienne.

- Il n'existe qu'une seule discordance crétacée fondamentale : celle qui sépare les dépôts antérieurs des dépôts rouges, continentaux en général, du Groupe Valle de Angeles. Nous incluons dans ce groupe la série volcanique Plancitos et la Formation Esquias. Il s'agit d'une discordance angulaire avec les formations du bassin plissées isoclinalement, et d'une discordance sédimentaire avec les formations de la plate-forme carbonatée. Le Groupe Valle de Angeles, post-Cénomanién, et légèrement déformé par la phase laramienne, peut représenter tout ou partie du Turonien - Sénonien - Paléocène, mais n'est pas daté directement avec plus de précision.

Une phase tectonique majeure crétacée a donc affecté les régions sud-ouest du Honduras. Rien ne s'oppose à ce qu'elle ait été synchrone de la tectonisation, à la limite Cénomanién-Turonien, de l'arc volcanique et du bassin marginal jurassique supérieur-cénomanién situés à l'Ouest du bloc d'Oaxaca (2ème partie).

Il est probable qu'existent des dépôts rouges discordants sur le Groupe Valle de Angeles, antérieurs au volcanisme Oligocène. Ils n'ont pas été vraiment individualisés (les problèmes posés par les couches rouges de l'Amérique centrale - par exemple C. Schuchert (1935), qui a découvert la Formation Esquias, considérait que les couches rouges sous-jacentes appartenaient à la Formation Metapán, Jurassique, alors que depuis, on les rattache au Groupe Valle de Angeles, Crétacé supérieur - ne sont pas sans rappeler ceux rencontrés dans le Sud du Mexique). La discordance des séries terrigènes rouges à tufs et brèches volcaniques (par exemple l'épaisse série formant le Cerro Canta Gallo à l'Est de Tegucigalpa), et des séries volcaniques andésitiques, puis ignimbritiques, Formations Metagalpa et Groupe Padre Miguel (H. Williams et A.R. Mc Birney, 1969), sur le Groupe Valle de Angeles, montre néanmoins qu'une déformation laramienne plicative est intervenue. Les modestes déformations qui lui sont dues sont sans commune mesure avec les plis et les cisaillements provoqués par cette même phase dans la Sierra Madre Orientale et la Sierra de Juarez, au Mexique. Elles évoquent, par contre les larges plis laramiens de la partie centro-méridionale du bloc d'Oaxaca (5ème partie).

Rappelons que les puissantes séries volcaniques andésitiques et ignimbritiques n'ont leur équivalent en volume que dans la Sierra Madre Occidentale du Mexique, mais qu'au Honduras elles sont en partie plus récentes, et que le volcanisme apparaît au Miocène moyen au Sud-Est d'Oaxaca et seulement au Pliocène au Chiapas. Ceci, ajouté à d'autres arguments, nous permettra de dater et de quantifier la migration vers l'Est du bloc du Honduras (6ème partie).

Dans les régions suffisamment éloignées du système Jocotán-Chamelecón, celle de Tegucigalpa par exemple, les directions structurales sont Nord-Ouest - Sud-Est. Elles deviennent parallèles au système Jocotán-Chamelecón à son voisinage.

Enfin, une partie du volcanisme récent n'est pas liée à la subduction de la plaque de Cocos mais à la fracturation distensive qui a donné naissance aux grabens subméridiens. Elle a permis la montée de basaltes et de trachybasaltes (région de Tegucigalpa et du lac Yojoá).

Au total :

- le socle du Honduras n'est pas directement comparable au socle chiapaneco-guatémaltèque et peut correspondre à celui d'Oaxaca ;

- le socle du Honduras a connu dans ses régions occidentales une transgression triasico-jurassique d'obédience pacifique, transgression connue également dans les régions occidentales du Mexique et du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud (6ème partie) ;

- du Néocomien au Cénomanién deux grands types de séries s'opposent. L'un de type plate-forme carbonatée, d'épaisseur beaucoup plus réduite qu'au Nord du système Polochic ; l'autre pélagique, à éléments volcaniques de provenance plus occidentale. Cette deuxième série peut être comparée aux séquences de bassin bordant à l'Ouest le bloc d'Oaxaca (ensemble Huetamo-Cutzamala). L'intense phase plicative crétacée qui l'a affectée et sans doute amenée à chevaucher la plate-forme, est très probablement "orégonienne", contemporaine de celle qui affecte l'Ouest mexicain à la limite Cénomanién-Turonien, donc antérieure à la fermeture sub-hercynienne des bassins à ophiolites guatémaltèque et cuicatèque, et sans aucun rapport avec la structuration tardive du domaine chiapaneco-quiché.

Pour compléter les similitudes avec le bloc d'Oaxaca il reste à comparer les séries de plate-forme du Honduras à celles des régions centrales du bloc d'Oaxaca (5ème partie). Il reste aussi à découvrir les séries d'arc volcanique mésozoïques, présentes sans doute sous le puissant édifice volcanique cénozoïque mais dont on n'a qu'un témoignage indirect.

C. LE SENS, LA VALEUR ET L'AGE DES DEPLACEMENTS.

- Les premiers auteurs qui aient regardé la frontière nord-caraiïbe comme un système coulissant sénestre sont H.H. Hess et J.C. Maxwell (1953), bien avant que la théorie des plaques ne soit formulée. Ils se sont fondés sur le décalage apparent de l'axe de la ceinture métamorphique crétacée des Grandes Antilles. Leur reconstruction implique que la Fosse Caiïman soit limitée par des décrochements, prolongés par le système Polochic-Motagua et que le bloc du Honduras ait subi au cours du Tertiaire un déplacement vers l'Est de 650 kilomètres.

Pour ce qui concerne directement les failles d'Amérique centrale, c'est tout d'abord Mc Birney (1963) puis surtout G. Dengo et O. Bohnenberger (1967, 1969) et G. Dengo (1968) qui ont montré leur caractère décrochant sénestre. Leur argumentation s'appuie sur les caractéristiques géométriques générales du système, le décalage de formations volcaniques cénozoïques et la déformation des assises miocènes à l'extrémité orientale du système Polochic.

Leur point de vue a recueilli une adhésion quasi unanime. Cependant certains auteurs ont exprimé des opinions contraires :

- Pour T.W. Donnelly, D.C. Crane et B. Burkart (1965-1968), la fosse Caïman est un graben se prolongeant par un méga-horst en Amérique centrale. Or on sait, depuis la découverte de la ride d'expansion médio-Caïman (Holcombe et al., 1973), que la fosse s'est élargie progressivement, essentiellement vers l'Est et vers l'Ouest, à partir de ce mini rift, et n'a donc pas une simple valeur de graben. Par ailleurs, les dénivellations introduites par le système Polochic-Motagua seraient, dans l'hypothèse d'une tectonique purement extensive, plutôt en faveur d'un graben que d'un horst dans le prolongement de la fosse en Amérique centrale. T.W. Donnelly et B. Burkart sont d'ailleurs revenus sur cette opinion (cf. infra).

- A la suite d'une étude structurale portant sur la région du rio Motagua, D.P. Schwatz (1972) a d'abord conclu à un jeu vertical des failles de ce système. Une nouvelle étude du failage, dans la même région et dans la partie orientale du système Polochic, effectuée par cet auteur, L.S. Cluff et T.W. Donnelly (1979) les ont conduit à admettre que la composante verticale du mouvement ne représentait que 5% environ de la composante horizontale, sénestre.

- H.H. Wilson qui, soulignons-le encore, est l'auteur de l'importante découverte de faunes crétacées dans les séries épimétamorphiques à ophiolites, nie tout déplacement latéral. Il se fonde sur la correspondance des faciès mésozoïques encadrant le bassin ophiolitique guatémaltèque, et surtout sur la présence de séries pouvant représenter la transition des plate-formes au bassin. Elles n'ont été reconnues qu'au Honduras où leur situation, comme on l'a vu, implique un approfondissement en direction du Pacifique et non vers le bassin guatémaltèque. H.H. Wilson critique vivement les reconstitutions de Malfait et Dinkelman (1972) portant sur l'ensemble du domaine caraïbe, qui supposent d'importants coulissages au niveau du système Polochic-Motagua, et, d'une façon générale, la tectonique de plaques. Il est en effet partisan d'une expansion générale du globe, expliquant la formation des bassins océaniques et même les contraintes compressives, qui résulteraient de glissements gravitaires des couvertures décollées des régions surélevées vers les régions déprimées, comme cela a été proposé par V.V. Belousov (1970). Selon H.H. Wilson, la géologie de l'Amérique centrale peut être interprétée dans le cadre de cette théorie et en fournirait un excellent exemple. Nous verrons, à propos des valeurs assignées aux déplacements latéraux, les arguments présentés par la grande majorité de géologues qui considèrent que les systèmes sont décrochants.

En ce qui concerne les données géophysiques :

- Les études paléomagnétiques effectuées sur les assises crétacées du bloc du Honduras (A. Gose et K. Swartz, 1977) impliquent des déplacements latitudinaux et des rotations de ce bloc par rapport à la plaque nord-américaine, qui, elle, n'a connu depuis le Jurassique supérieur qu'une dérive régulière vers le Nord-Ouest.

- La frontière nord-caraïbe est une zone sismiquement active, où les foyers paraissent se situer à moins de 70 kilomètres de profondeur (Sykes et Ewing, 1965 ; Molnar et Sykes, 1969). L'étude des mécanismes au foyer de trois des séismes intervenus dans la Fosse Caïman a montré qu'ils correspondent à des mouvements sénestres sur des plans parallèles à l'allongement de la fosse (Molnar et Sykes, 1969).

. Le séisme de magnitude 7,5 qui a dévasté le Guatemala le 4 Février 1976, causé 23.000 morts, 74.000 blessés, et laissé plus d'un million de personnes sans abri, a confirmé tragiquement la prépondérance des déplacements horizontaux (Plafker et Bonillas, 1976 ; Plafker, 1976). L'épicentre a été localisé sur la faille bordant au Sud la vallée du rio Motagua, dans sa partie aval, près de los Amates. De part et d'autre de la faille Motagua et sur une distance d'au moins 230 kilomètres, les terrains se sont déplacés en sens sénestre de 108 centimètres en moyenne, le déplacement atteignant localement plus de 2 mètres. Des rejets verticaux affaissant, soit le compartiment nord, soit le compartiment sud, ont été également observés le long de cette faille. La valeur de cette composante est, en général, inférieure à 30% de la composante horizontale. Les failles associées au décrochement, de direction Nord-Sud à Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest qui limitent souvent de petits grabens, ont joué essentiellement en failles normales. L'une des principales est la faille Mixco qui borde à l'Ouest le graben de Guatemala City. Son compartiment est s'est affaissé de 12 centimètres pour un déplacement latéral dextre de 5 centimètres (c'est le jeu de ces dernières failles, lorsqu'elles se situent comme celle de Mixco dans des régions urbanisées, qui explique l'importance des destructions dans des secteurs relativement éloignés de l'épicentre). Le jeu simultané des coulissages et des failles normales est ainsi démontré : les grabens Nord-Sud d'Amérique centrale ne correspondent pas à un néo-épisode distensif mais leur ouverture est associée à l'activité décrochante.

- Le poids des arguments géologiques et géophysiques est donc très largement en faveur d'un régime essentiellement décrochant. A l'heure actuelle il semble que seul H.H. Wilson soit d'avis contraire.

- Les controverses portent surtout sur *l'importance des déplacements* et sur l'âge du système, ces deux problèmes étant liés en très grande partie.

- A.R. Mc Birney (1963) a noté la présence de coulées basaltiques cénozoïques, apparemment semblables, de part et d'autre de la faille nord du système Motagua. En supposant que ces coulées sont de même âge, leur position indiquerait un jeu sénestre de 20 km postérieurement à leur mise en place.

- D.H. Kupfer et J. Godoy (1967) ont observé, le long du système Polochic, des indices physiographiques permettant de déduire un déplacement sénestre de 122 mètres durant l'Holocène.

- G. Dengo (1968) admet que le jeu latéral le long de trois systèmes a été très important, mais ne se prononce pas sur sa valeur.

- Pour S.E. Kesler (1971 ; 1972), l'essentiel de l'activité durant le Cénozoïque aurait été concentré sur le système Polochic. Comme T. H. Anderson (1968 ; 1969) il fait remarquer que de part et d'autre affleure un socle paléozoïque de même nature. En supposant que sa configuration arquée est originelle, selon S.E. Kesler un déplacement latéral sénestre de plus de 150 kilomètres juxtaposerait des structures divergentes. 150 kilomètres de déplacement serait une valeur limite pour l'ensemble du système Polochic-Motagua.

- D.R. Pinet (1972 ; 1973), sur la base de profils sismiques off-shore, a supposé qu'il existait, au large de la côte nord du Honduras,

d'importants diapirs salifères. Il a proposé de les corrélés aux dépôts évaporitiques des plaines côtières du Chiapas et de Tabasco. Leur situation actuelle s'expliquerait par un coulissage sénestre de 1000 kilomètres. G. Plafker (1976) et J. Butterlin (1977) considèrent leur continuité paléogéographique très discutable. Ce dernier auteur fait notamment remarquer que les formations salines du Sud-Est du Mexique sont hétérochrones. Nous proposerons plus loin une autre interprétation de ces diapirs supposés et de leur situation paléogéographique possible.

- B. Burkart (1978), considère que si l'on déplace vers l'Ouest de 132 ± 5 kilomètres le compartiment Sud du système Polochic, on retrouve la continuité logique des structures cénozoïques et plus anciennes. En particulier, l'anticlinorium de Chicomuselo, au Chiapas, se prolongerait par l'anticlinorium de Tactic - Santa Rosa, reconnu par J.L. Walper (1960) dans la partie centrale du Guatemala. Les reconstructions de B. Burkart supposent que le failage est intervenu après le plissement, ouest-est au Guatemala, de la couverture mésozoïque et tertiaire. Sa disposition arquée actuelle résulterait d'une rotation postérieure, anti-horaire, de 25° , du bloc du Honduras.

- D.P. Schwartz et al. (1979), qui ont étudié le failage récent le long du système Motagua, ont estimé que la valeur du taux de déplacement était comprise entre 0,45 et 1,8 centimètres par an pour le Quaternaire. Ils supposent que cette valeur ne représente qu'une partie du coulissage intervenu sur l'ensemble du système Polochic-Motagua, et admettent que le déplacement total au cours du Cénozoïque aurait été compris entre 170 et 685 kilomètres.

Les estimations qui précèdent sont en grande partie fondées sur des observations de terrain.

En raisonnant en termes d'interaction de plaques lithosphériques pour expliquer l'évolution du domaine caraïbe, d'autres valeurs ont été proposées, toutes se référant à un coulissage sénestre.

- B.T. Malfait et M.G. Dinkelman (1972) admettent 800 kilomètres de déplacement le long du système Polochic-Motagua, valeur assez proche de celle supposée par Hess et Maxwell.

- Des valeurs encore plus élevées ont été proposées par J. Pindell et J.F. Dewey (1982), 1.200 kilomètres, Sykes et al. (1982), 1.400 kilomètres et T.H. Anderson et V.A. Schmidt (1983), 1.300 kilomètres.

Si, comme on l'admet depuis les travaux de S. Taber, la Fosse Caïman est le prolongement oriental du système Polochic-Motagua, et que le taux d'expansion au niveau de la ride médio-Caïman traduit le mouvement relatif entre les plaques nord-américaine et caraïbe, la distribution des anomalies magnétiques (Mc Donald et Holcombe, 1978 ; Holcombe et Sharman, 1983) montre que le coulissage a été de 360 kilomètres pour les dix derniers millions d'années.

On arrive à une valeur minimum analogue en utilisant la vitesse relative entre les deux plaques, $3,7 \pm 0,5$ centimètres par an depuis 7 millions d'années (Sykes et al., 1983), obtenue par l'analyse de la subduction sous l'arc des Petites Antilles.

- Les premières suppositions concernant l'âge des failles sont liées aux discussions quant à l'origine de la fosse Caïman.

- S. Taber (1922) considère que les failles qui limitent la fosse, comme celle du système Polochic-Motagua, sont des failles normales, d'âge plio-quadernaire, localisées sur l'axe longitudinal d'un géanticlinal.

- H.H. Hess (1938) et W.R. Woodring (1954) leur attribuent aussi une origine relativement récente, qu'il font cependant remonter au Miocène supérieur.

- A.A. Meyerhoff (1966) est d'opinion toute différente. Pour lui la fosse Caïman et le système Polochic-Motagua sont nés le long d'une zone de faiblesse d'un géosynclinal paléozoïque. Les failles ont été réactivées durant le crétacé et ont acquis leurs caractéristiques actuelles durant le Miocène et le Pliocène.

- G. Dengo (1968) se rattache à cette idée qu'il appuie d'un certain nombre d'arguments : les différences de degré métamorphique des séries situées de part et d'autre du système Motagua (Groupe Chuacús et Formation El Tambor), considérées toutes deux d'âge paléozoïque, indiqueraient une zone de fragilité ancienne. Le système Polochic-Motagua aurait acquis ses principales caractéristiques lors de la naissance de grabens et de horsts terminant l'histoire orogénique fini-paléozoïque. Elles auraient été accentuées durant la phase tectonique laramienne, les sédiments tertiaires venant ensuite combler des fossés compris entre ces failles. G. Dengo étend ces conclusions à la fosse Caïman.

- Pour S. Kesler (1971), l'origine des failles pourrait être encore plus ancienne, anté-carbonifère. Il se fonde sur l'intensité relative des déformations du socle paléozoïque inférieur (Groupe Chuacús) et paléozoïque supérieur (Groupe Santa Rosa), attribuables au jeu des failles du système Polochic.

Les auteurs qui argumentent à partir de l'ensemble des données géophysiques et géologiques du domaine caraïbe (Malfait et Dinkelman, 1972 ; Jordan, 1975 ; Mc Donald et Holcombe, 1978 ; Perfit et Heczen, 1978 ; Pindell et Dewey, 1982 ; Sykes et al., 1982 ; Holcombe et Sharman, 1983) considèrent sa frontière nord d'âge cénozoïque, et active au moins depuis le Miocène moyen. En particulier les données paléomagnétiques (Mc Donald et Holcombe, 1978 ; Holcombe et Sharman, 1983) et stratigraphiques (Perfit et Helzen, 1978) montrent que le plancher océanique de la fosse Caïman est né à partir du rift médio Caïman, actif au moins depuis 15 m.a.

Enfin, récemment, T.H. Anderson et V.A. Schmidt (1983) ont supposé que l'activité du système Polochic-Motagua en tant que méga-décrochement s'était déroulée durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Ils proposent en effet de rapprocher son histoire de celle des linéaments transcontinentaux nord-américains et notamment de celle du "Mojave-Sonora megashear" (linéament Caltam). Dans cette hypothèse, qui conduit, entre autres, à postuler, comme nous l'avons signalé, un chevauchement Nord-Sud du bloc d'Oaxaca sur le Chiapas à la même époque, un déplacement sénestre de 1.300 kilomètres le long d'un "proto-Motagua megashear" aurait amené le bloc du Honduras dans une position voisine de l'actuelle dès le Cénomanién. Par la suite le jeu décrochant aurait été limité à quelques kilomètres.

En résumé il existe un consensus presque général en faveur d'un jeu essentiellement latéral sénestre du système Polochic-Motagua. En raison, notamment, de la tragique démonstration réalisée par le séisme de 1976, il paraît difficile à nier.

Pour ce qui concerne la valeur et l'âge des déplacements, schématiquement, deux grands groupes d'opinions s'affrontent :

- De nombreux auteurs, essentiellement depuis que la tectonique de plaques a été formulée, admettent des déplacements de plusieurs centaines de kilomètres, voire supérieurs à 1000 kilomètres. La plupart considèrent qu'ils se sont effectués durant le Cénozoïque. Leur argumentation est basée surtout sur les décalages des ceintures orogéniques mésozoïques des Grandes Antilles et les données, océanographiques, sismiques, et paléomagnétiques, de la fosse Caïman.

- Un deuxième groupe d'auteurs, minimise considérablement, voire nie, l'importance des mouvements latéraux, que ce soit durant le Cénozoïque ou les époques antérieures. Pour la plupart ce sont des chercheurs qui ont grandement contribué à faire progresser la connaissance géologique de l'Amérique centrale.

Ces deux points de vue sont inconciliables. Ils conduisent, soit à nier, comme le fait H.H. Wilson, la valeur des arguments des partisans de la tectonique de plaques, soit à modifier considérablement l'interprétation des données géologiques concernant l'Amérique centrale, comme nous le proposons.

L'hypothèse de T.H. Anderson et V.A. Schmidt peut paraître une tentative pour échapper à ces contradictions : elle permet, en effet, à la fois un coulisage de 1300 kilomètres du bloc du Honduras, et très peu de déplacement des structures mésozoïques et des formations cénozoïques d'Amérique centrale. En fait, les arguments qui ont conduit certains des auteurs précédents à supposer un déplacement du même ordre, concernent l'histoire post-mésozoïque de la frontière nord-caraïbe, et singulièrement celle de la fosse Caïman, dont T.H. Anderson et V.A. Schmidt admettent pourtant qu'elle prolonge le système Polochic-Motagua. Les preuves directes de l'âge jurassique supérieur - crétacé inférieur du coulisage, font défaut. Les preuves indirectes, chevauchement du bloc d'Oaxaca sur le Chiapas, corrélation des "diapirs" au large de la côte nord du Honduras et du Chiapas par exemple, sont pour le moins discutables.

CHAPITRE II : LE SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA AU CHIAPAS (Pl. VI).

Le tracé des failles du système Polochic-Motagua au Honduras et au Guatemala est établi de façon précise. C'est loin d'être le cas de leur prolongement occidental jusqu'à la côte pacifique. Avant 1976 (Carfantan, 1976), il n'avait pas été reconnu sur le terrain. Ceci peut s'expliquer par les difficultés d'accès aux régions sud-est du Chiapas. A l'heure actuelle cependant, une piste carrossable partant de Huixtla sur la côte pacifique pour rejoindre la route panaméricaine près de la frontière mexicano-guatémaltèque permet de le recouper.

L'examen de photographies orbitales a permis de se rendre compte qu'au moins le système Polochic ne se terminait pas à la frontière du Mexique :

- Dans leur interprétation des photographies Skylab IV, W.R. Muchelberger et A.W. Ritchie (1975) prolongent en direction est-ouest la faille appartenant au système Polochic que suit le rio Cuilco au Guatemala jusqu'à Motozintlá. Elle bifurquerait ensuite. Une branche nord-est - sud-ouest irait jusqu'à la côte pacifique. Une branche ouest - nord-ouest - est - sud-est serait constituée de fractures en échelons rejoignant également la plaine côtière.

- Dans son interprétation des photographies LANDSAT, B. Burkart (1978) prolonge les failles du rio Cuilco jusqu'à la plaine côtière selon une direction générale est-ouest et un dessin plus ou moins sinusoïdal. Le tracé qu'il propose est plus proche que le précédent de celui que nous avons déduit des observations de terrain.

En l'absence de données géologiques concernant ces régions, l'opinion générale est qu'elles correspondent au prolongement méridional du socle du Chiapas, essentiellement au batholite permo-triasique. C'est ce que montrent par exemple la carte tectonique de l'Amérique du Nord (King, 1969), la carte géologique de la République mexicaine (López-Ramos, 1976) et la carte géologique et tectonique de la région caraïbe (Case et Holcombe, 1980). En particulier le batholite permo-triasique constituerait le soubassement de la cordillère volcanique centro-américaine (López-Ramos, 1979).

Cette façon de voir est évidemment en contradiction totale avec un déplacement latéral important le long du système Polochic-Motagua, durant le Mésozoïque ou le Cénozoïque.

A. DESCRIPTION DU RESEAU DE FAILLES.

Comme en territoire guatémaltèque, le prolongement du système Polochic-Motagua au Chiapas est constitué de multiples failles. Les directions ouest - nord-ouest - est - sud-est tendent à prendre davantage d'importance, de telle façon que la disposition apparemment arquée du système se complète symétriquement par rapport à son extrémité orientale où ce sont les failles ouest - sud-ouest - est - nord-est qui dominent.

En fonction de la nature des grands compartiments qu'ils limitent, les accidents continus jusqu'à la plaine pacifique peuvent être groupés en trois ensembles. Ce sont, du Nord au Sud (Pl. VI) :

- la faille de Maspastepec-Huehuetenango, que nous appelons ainsi par commodité, mais qui n'atteint pas cette dernière localité ;

- le système de Motozintlá, localité la plus importante de cette région ;

- la faille de Belisario Domínguez, autre localité du Sud-Est du Chiapas.

I. LA FAILLE MAPASTEPEC-HUEHUETENANGO.

C'est une dépendance du système Polochic. Elle traverse la partie nord du secteur cartographié. Nous l'avons également reconnue plus à l'Est, près de la localité de Honduras, et à sa traversée de la vallée du rio Grijalva où, peu après, elle entre au Guatemala en suivant le cours d'un de ses affluents, le rio Guerrero. La continuité de ce système, du Guatemala à la plaine côtière du Pacifique, soit sur environ 120 kilomètres, apparaît clairement sur les photographies aériennes et orbitales.

L'une des caractéristiques de ce grand accident, est la présence d'importantes failles presque perpendiculaires, affectant son compartiment nord. C'est l'une d'elles, longue de 40 kilomètres, suivie en partie par l'entaille du rio Selegua, qui relie son extrémité orientale au système Polochic proprement dit. Elle l'atteint au niveau du rio Cuilco, à 40 kilomètres environ à l'Ouest de Huehuetenango. C'est également sur l'accident Mapastepec-Huehuetenango qu'est branchée la famille d'accidents normaux N 140°, N 120° et N 170°E qui borde à l'Ouest la dépression du Chiapas (Fig. I-45).

Entre cette famille et la faille du rio Selegua, au moins trois accidents, deux de direction N 170°E et un de direction N 150°E, longs de 15 à 25 kilomètres, recourent les formations du Paléozoïque supérieur apparaissant au coeur de l'anticlinal chiapanèque de Chicomuselo. Ces trois failles ne décalent pas de façon sensible les axes anticlinaux appalachiens (Fig. III-1). La faille du rio Selegua recoupe aussi les formations mésozoïques du flanc nord de l'anticlinal, sans provoquer de déplacement latéral. Par contre, d'un compartiment à l'autre les directions axiales paléozoïques sont modifiées (Fig. III-1). D'Ouest en Est, elles sont d'abord nord-ouest - sud-est, puis ouest-est, et enfin nord-est - sud-ouest. De telle sorte, l'ensemble des structures décrit un crochon dont d'allure est identique à celle des torsions des plis chiapanèques au voisinage des décrochements du secteur nord-occidental du Chiapas et du système Polochic proprement dit.

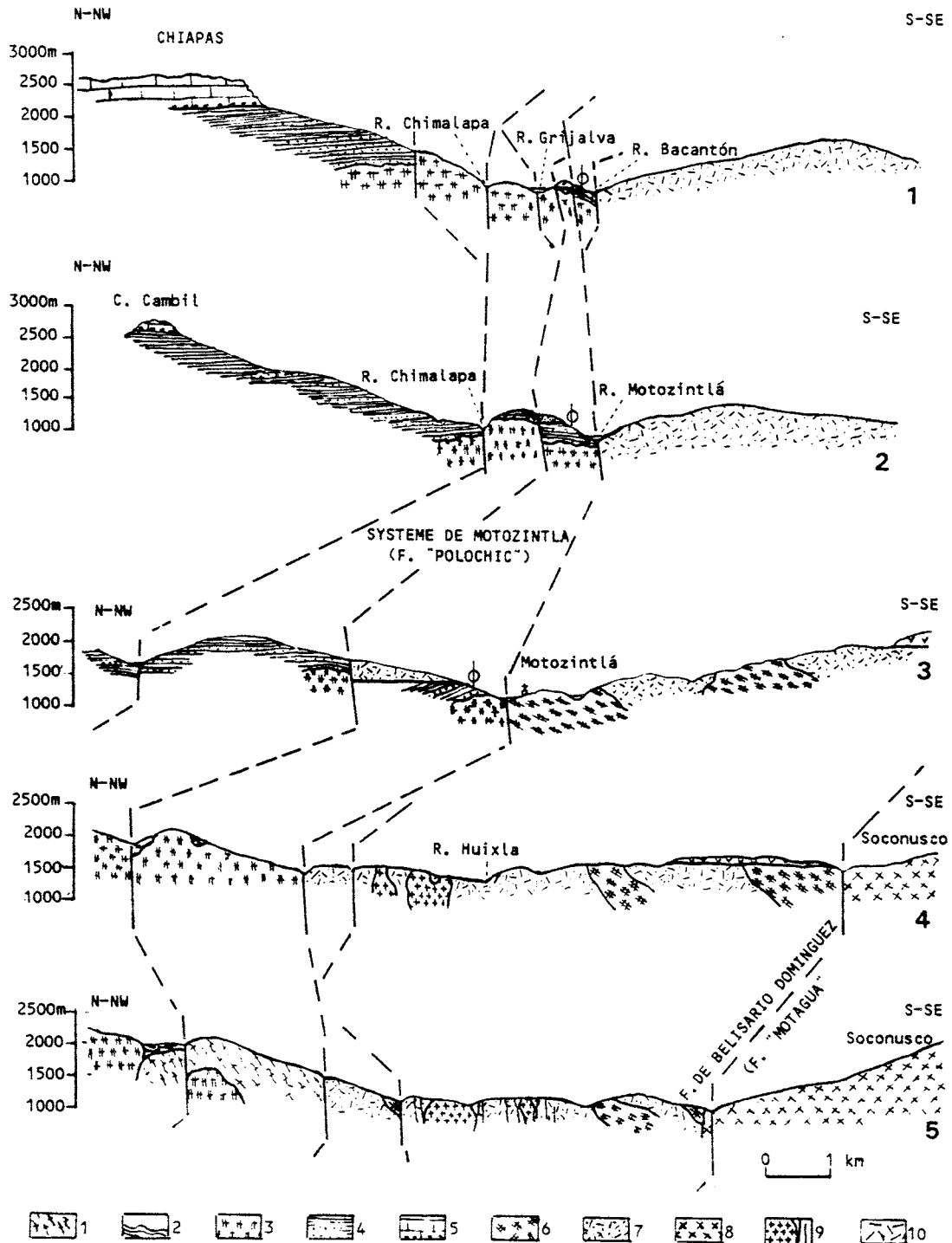
II. LE SYSTEME DE MOTOZINTLÁ.

Ce système est situé à une distance de 20 à 25 kilomètres du précédent, dans le prolongement direct du rio Cuilco, et donc des failles majeures du système Polochic. Son expression physiographique est aussi spectaculaire au Mexique qu'au Guatemala, au moins jusqu'à Motozintlá. En particulier, le compartiment nord domine brutalement de plus de 1500 mètres le fond des vallées étroites dirigées par le système, à la manière dont les Altos Cuchumatanes, au Guatemala, dominent les rios dirigés par le système Polochic. Ce sont, au Mexique, celles du rio Grijalva, à l'amont d'Amatenango de la Frontera, et de ses affluents, rio de Motozintlá et rio de Chimalapa (à l'aval de cette dernière vallée, à environ 3 kilomètres de son confluent avec le rio Grijalva, plusieurs pyramides en ruine sont disposées autour d'une place centrale. Il s'agit probablement d'un ancien centre religieux maya qui ne semble pas avoir été signalé auparavant).

Les vallées correspondant à ces failles sont orientées ouest - sud-ouest - est - nord-est et ouest - nord-ouest - est - sud-est. Si, globalement, elles correspondent à une frontière géologique majeure, le cours des rios ne la suit pas toujours exactement. Ainsi, la profonde incision du rio

Chimalapa, visible sur photographies orbitales, s'effectue au sein de la Formation Todos-Santos, et, de part et d'autre du cours amont du rio Grijalva affleure le batholite sous-jacent.

Jusqu'à Motozintlá, le système juxtapose des terrains essentiellement sédimentaires, au Nord, et des terrains métamorphiques, au Sud. A l'Ouest de Motozintlá se trouvent vis-à-vis des terrains métamorphiques ou magmatiques (Fig. III-4). Le comportement érosionnel des compartiments nord et sud, très différent jusqu'à Motozintlá, voisin au-delà de cette localité, explique qu'on ne retrouve pas jusqu'à la plaine pacifique la continuité des vallées soulignant le tracé du système Polochic-Motagua depuis la mer des caraïbes.



Jusqu'à environ 5 kilomètres à l'Est de la frontière mexicano-guatémaltèque, la faille principale du système Polochic est suivie par le rio Cuilco. Elle s'en éloigne ensuite pour longer la limite nord d'un pluton tonalitique porphyrique, et arrive à la frontière par le rio Aguate, affluent du rio Cuilco (Erdlac et Anderson, 1982). T.H. Anderson (1983) suppose que ce batholite est une manifestation hypovolcanique récente et qu'il a dévié le rio Cuilco. Nous partageons ce point de vue, et il est probable que le rio Cuilco, qui rejoint actuellement le rio Grijalva en suivant une faille ouest - nord-ouest - est - sud-est, était auparavant prolongé par le rio Motozintlá.

Au niveau de la frontière, la faille est masquée par 200 mètres de dépôts volcaniques récents (andésites, cendres et brèches volcaniques) fracturés. De ces dépôts jusqu'au rio Grijalva, la zone faillée est constituée d'accidents de direction N 105°E et N 75°E dont certains, qui ne sont pas les plus importants, suivent le cours du rio Bacantón. Ils encadrent un premier prisme émoussé, dirigé ouest-est.

Il lui succède un deuxième prisme ouest-est, long d'une quinzaine de kilomètres, déterminé également par des failles N 105°E et N 75°E plus ou moins courbes. L'une d'elles correspond au cours du rio Motozintlá.

De Motozintlá jusqu'à la côte pacifique, qui se trouve à une quarantaine de kilomètres, le dispositif reste analogue. Les failles N 105°E et N 75°E, topographiquement très bien marquées, ceinturent des lentilles ouest-est, longue de 15 à 20 kilomètres et quatre fois moins larges.

Ainsi, l'ensemble du système de Motozintlá, de la frontière mexicano-guatémaltèque à l'océan pacifique, est absolument comparable géométriquement au système Polochic. Il présente, comme ce dernier, une allure de tresse plus ou moins large, réduite parfois à quelques fils.

III. LA FAILLE DE BELISARIO-DOMINGUEZ.

A la limite nord-occidentale des derniers affleurements de roches volcaniques récentes de la Cordillère centro-américaine, représentée ici

Fig. III-4 : Coupes sériées des régions situées dans le prolongement du système Polochic-Motagua au Mexique, de la frontière guatémaltèque à la plaine côtière du Pacifique.

1 à 5: Socle et couverture mésozoïque du Chiapas ; 1. Amphibolites, gneiss et micaschistes du Paléozoïque inférieur ; 2. Pélites, grès et calcaires du Paléozoïque supérieur ; 3: Granodiorites et granites permo-triasiques (Batholite du Chiapas) ; 4. Conglomérats, grès et pélites rouges. Molasse post-appalachienne (Formation Todos Santos) ; 5. Conglomérat calcaire basal, calcaire et calcaires dolomitiques albo-turoniens (Formation Sierra Madre) ; 6 et 7: Ensemble volcano-plutonique épimétamorphique de Motozintlá ; 6. Plutons foliés ; 7. Métagrauwackes, métatufs, métaandésites ; 8 à 10: Cordillère côtière centro-américaine ; 8. Batholite miocène inférieur et moyen du Soconusco ; 9. Granodiorites, monzonites, diorites et dykes du Miocène supérieur - Pliocène ; 10. Laves et produits pyroclastiques plio-quatérnaires. ϕ : Chevauchements liés au jeu décrochant sénestre du système "Polochic". Localisation des coupes sur la carte géologique du Sud-Est du Chiapas.

par le volcan Tacaná, peu au Sud de Niquivil, village situé à 4 kilomètres à l'Ouest de la frontière, à 2000 mètres d'altitude, apparaît un dernier accident important, la faille de Belisario-Dominguez. Elle est presque rectiligne et d'orientation N 105°E (Fig. III-5).

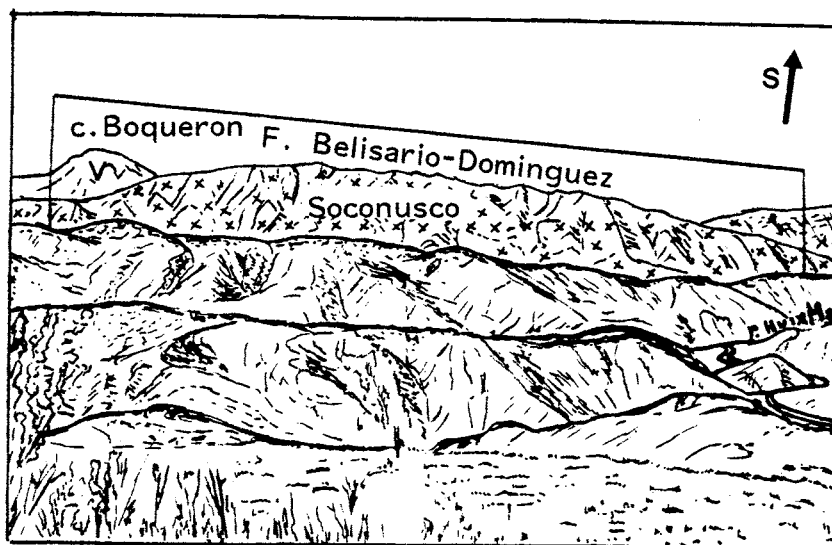


Fig. III-5 : Panorama de la région du Soconusco.

Dessin d'après une photographie prise depuis le col de Buenos-Aires. La faille de Belisario-Dominguez place au contact la série volcano-plutonique épimétamorphique de Motozintla, constituant les montagnes des premiers plans avec le batholite granodioritique miocène du Soconusco. Celui-ci supporte les volcans septentrionaux plio-quadernaires de la Cordillère centro-américaine représentés ici par le cerro Boquerón.

De Niquivil à Belisario-Dominguez, son trajet est suivi par le principal affluent rive gauche du rio de Huixtla. Elle traverse ce dernier au niveau de Belisario-Dominguez, et correspond ensuite au principal affluent rive droite du rio de Huixtla.

Après un parcours d'environ 30 kilomètres, la faille du système Belisario-Dominguez rejoint l'une des failles N 75°E du système précédent à la limite ouest du secteur cartographié, voisine de celle de la plaine côtière. Au-delà, l'accident de Belisario-Dominguez se prolonge encore, selon la même direction, sur une distance de 25 kilomètres, au pied du socle du Chiapas et conflue, près d'Escuintlá, avec la faille N 130°E qui le borde jusqu'à l'isthme de Tehuantepec (Pl. III).

La faille de Belisario-Dominguez se situe dans le prolongement exact des failles apparentes du système Motagua et des fractures en échelon reconnues dans la couverture volcanique, qui témoignent de sa continuité jusqu'à la frontière. Nous considérons donc que la faille de Belisario-Dominguez représente la réapparition de ce système à l'Ouest de la Cordillère centro-américaine ; ou, encore, celle des systèmes Motagua et Jocotán-Chamelecón puisque vraisemblablement ceux-ci se rejoignent près de Santa Cruz del Quiché. Elle conflue à son tour, avant la plaine côtière du pacifique, avec le prolongement direct du système Polochic. C'est de façon analogue sans doute, que les systèmes Polochic-Motagua et Jocotán interfèrent dans la

mer des Caraïbes pour constituer le mur sud de la Fosse Caïman. Les trois systèmes sont donc moins nettement individualisés à leurs extrémités. Ainsi, la terminologie guatémaltèque est beaucoup moins justifiée au Chiapas. Nous l'utiliserons cependant, pour éviter de faux problèmes de corrélations, analogues à ceux que soulève l'habitude de parler en termes de Formations plutôt que d'étages.

Un premier point est donc acquis : les failles de la frontière nord-caraïbe actuelle se prolongent bien au Mexique, au moins jusqu'à la plaine côtière du Pacifique. Ceci selon un dispositif géométrique semblable à celui du système Polochic-Motagua en Amérique Centrale.

Au niveau de la plaine côtière du Pacifique, le système Polochic-Motagua rejoint l'une des failles, celle qui borde le socle du Chiapas, dont nous considérons qu'elle appartenait aussi à cette frontière mais qui, à l'exemple des failles parallèles du Nord-Ouest du Chiapas, doit être actuellement fossilisée en tant que coulissage important (Fig. I-45).

Il se pose alors le problème de la situation possible des décrochements de la frontière nord-caraïbe actuellement actifs, entre l'extrémité occidentale du système au Chiapas et la fosse méso-américaine, et de la localisation du point triple, Plaque nord-américaine, Plaque caraïbe, Plaque de Cocos.

Si l'on prolonge le système, depuis le point où nous avons localisé son extrémité sur la côte pacifique, en direction rigoureusement est-ouest, on parvient exactement au point, peu au Nord-Ouest de la ride de Tehuantepec, où la fosse méso-américaine s'infléchit vers le Sud, permettant de la subdiviser en fosse d'Acapulco et fosse centro-américaine. Nous croyons qu'il s'agit bien là du point triple. Mais, pour l'instant, il n'existe aucun argument démontrant que dans le domaine marin pacifique des failles actives ouest-est le relie directement au système Polochic-Motagua : on ne connaît pas de fosse pouvant représenter le pendant occidental de la fosse Caïman. Le foisonnement des foyers sismiques ne permet pas de reconnaître aisément un alignement préférentiel ouest-est. Par ailleurs, les mécanismes déterminés ont toujours été mis en rapport avec la subduction (Mota, 1979).

En admettant que le point triple se trouve à la jonction fosse d'Acapulco - fosse centro-américaine et qu'il n'existe pas de faille ouest-est dans le domaine marin, ce sont les déplacements cumulés le long des failles tronquant les côtes sud du Mexique, N 70°E de Puerto Angel à l'isthme de Tehuantepec, N 130°E de l'isthme à l'extrémité occidentale du système, à terre et en mer, qui rendraient compte de la totalité du mouvement. Ceci n'est pas impossible. Les failles sont multiples, et les coulissages le long de celles qui sont exposées peuvent, pour chacune, rester très faibles ; d'autant que le taux de déplacement relatif de la plaque caraïbe paraît avoir diminué de moitié depuis 2 m.a. (Jordan, 1975 ; McDonald et Holcombe, 1978 ; Holcombe et Sharman, 1983).

Il demeure que les failles N 70°E et N 130°E peuvent ne représenter que des accidents associés à un système restant fondamentalement ouest-est. Des levés bathymétriques précis et l'étude du mécanisme des foyers proches du prolongement supposé parviendraient peut être à le mettre en évidence.

B. LES FORMATIONS LIMITEES PAR LE SYSTEME POLOCHIC-MOTAGUA AU CHIAPAS (Pl. VI et Fig. III-4).

Les failles prolongeant le système Polochic-Motagua au Chiapas affectent et juxtaposent des terrains divers, que l'on peut grouper en trois grands ensembles. Ce sont du Nord au Sud, le socle et la couverture mésozoïque du Chiapas, une série de roches épimétamorphiques vertes traversées de nombreux plutons et de dykes, foliés ou non, et un puissant batholite tertiaire, le batholite du Soconusco. Schématiquement, le premier et le deuxième ensemble sont limités par la faille "Polochic", le deuxième et le troisième par la faille "Motagua".

I. LE SOCLE ET LA COUVERTURE MESOZOIQUE DU CHIAPAS.

La faille Mapastepec - Huehuetenango affecte uniquement des terrains appartenant au socle et à la couverture mésozoïque du Chiapas. Le système de Motozintlá marque à peu près leur limite méridionale. Toutefois ils affleurent encore dans certaines des lentilles occidentales de ce système et sous la série verte, qui les chevauche dans la région du rio Motozintlá.

Les formations du socle et de la couverture du Chiapas ont été décrites dans la première partie. Nous résumerons les données essentielles concernant cette région.

a- Le socle :

Il comporte des terrains que nous rapportons au cycle calédonien et au cycle hercynien et de puissantes manifestations magmatiques post-hercyniennes.

1. Les formations calédoniennes sont représentées par des amphibolites à hornblende et oligoclase, des gneiss à biotite, des quartzites et des micaschistes à biotite et muscovite. Les micaschistes occupent une position plus orientale que les amphibolites et les gneiss. La direction générale de la foliation est nord-ouest - sud-est, sauf à proximité des failles où elle tend à se paralléliser au système. Les pendages sont fortement inclinés vers le Nord-Ouest ou le Sud-Est.

2. Les formations hercyniennes débutent par des schistes noirs parfois un peu sériciteux, d'âge mississippien. Sur cette série repose en discordance des grès, des pélites sombres à niveaux calcaires ayant fourni des algues et des fusulines d'âge pennsylvanien. Le Permien est concordant. Sa base est encore détritique. Il est surtout caractérisé par de puissantes assises de calcaires très riches en fusulines, d'âge léonardien.

Ces formations affleurent essentiellement dans le coeur de l'anticlinal de Chicomuselo et son prolongement au Guatemala jusqu'au système Polochic. C'est là que se situent les localités ayant donné leur nom aux diverses formations. Un petit secteur du flanc ouest de cet anticlinal apparaît sur la carte, au Nord de la faille Mapastepec-Huehuetenango.

Dans le reste de la région cartographiée, les formations du Paléozoïque supérieur sont surtout représentées par des schistes noirs que nous attribuons au Carbonifère. Ils affleurent principalement dans la région du cerro Paisthal, au Nord du système de Motozintlá, et dans deux des lentilles de ce système. Près d'El Cipresal, des grès et des lentilles de calcaires sombres sont probablement d'âge Pennsylvanien. En dehors de ces affleurements, on rencontre plus à l'Est, sporadiquement, des schistes noirs, au voisinage des contacts tectoniques, sous la Formation Todos Santos en rive gauche du río Chimalapa et au Nord-Est du confluent des rios Motozintlá et Bacantón, et en contact par faille avec cette même formation près d'Amatenango de la frontera.

Les formations du Paléozoïque supérieur ont été fortement plissées selon une direction nord-ouest - sud-est durant le Permien supérieur. Cette direction originelle devient équatoriale au Chiapas, comme au Guatemala, près des failles du système Polochic.

3. Les roches granitiques, certainement permo-triasiques en majeure partie sinon en totalité, constituent le gigantesque batholite qui longe la côte du Chiapas depuis l'isthme de Tehuantepec jusqu'au système Polochic. La faille de Mapastepec-Huehuetenango puis celles du système de Motozintlá le fragmentent en divers blocs, en règle générale déplacés vers l'Est et d'altitudes décroissantes du Nord au Sud.

Entre la faille Mapastepec-Huehuetenango et le système de Motozintlá, et dans les prismes occidentaux de ce système, il traverse les terrains métamorphiques et sédimentaires paléozoïques où il développe une auréole de métamorphisme, reconnue près du cerro Paisthal.

Il affleure aussi, à une altitude relativement basse, sous sa couverture mésozoïque, dans les profondes entailles des rios Chimalapa et Grijalva.

Dans le secteur cartographié, les roches granitiques sont de couleur claire, rosée ou crème, à quartz, orthose, oligoclase et biotite souvent verdie. Le grain est moyen en général. La structure est le plus souvent nettement orientée et parfois porphyroïde. Ces roches sont recoupées de nombreux dykes, intensément fracturées et altérées.

Rappelons que les datations radiométriques ont fourni des âges situés pour la plupart dans une fourchette 220-240 m.a., Permien supérieur - Trias inférieur.

b- La couverture mésozoïque :

Dans la région cartographiée, hormis les formations volcaniques et les dépôts alluviaux récents, la couverture du Chiapas n'est représentée que par la molasse continentale rouge Todos Santos et les calcaires de la Formation Sierra Madre.

1. La Formation Todos Santos.

La molasse continentale post-appalachienne occupe à l'affleurement de vastes superficies au Nord du système de Motozintlá, dans les vallées des rios Grijalva et Chimalapa et la région d'El Porvenir.

Elle repose en discordance sur le socle granitique, dans le fond des vallées, et sur les assises sédimentaires du Paléozoïque supérieur au Nord-Ouest d'El Porvenir.

C'est ici que la Formation Todos Santos atteint sa puissance maximum au Chiapas, un peu plus de 1000 mètres. Au Guatemala, à la hauteur de la localité type, proche de cette région, sur le flanc nord-est de l'anticlinal de Chicomuselo, sa puissance est du même ordre.

Des affleurements de la Formation Todos Santos existent également dans les compartiments orientaux du système de Motozintlá, de part et d'autre de la vallée du rio Motozintlá et de la vallée du rio Bacantón. Nous verrons plus loin qu'ils sont chevauchés par la série verte.

Les couches rouges présentent une polarité verticale, la sédimentation détritique devenant plus fine vers le sommet de la série.

Les assises sont inclinées vers l'Ouest dans le compartiment nord de la faille Matastepec-Huehuetenango où elles appartiennent au flanc ouest de l'anticlinal de Chicomuselo. Entre la faille Mapastepec-Huehuetenango et le système de Motozintlá, les couches sont dans l'ensemble légèrement inclinées vers le Nord-Est. Les directions différentes et les pendages élevés portés sur la carte s'expliquent par de multiples accidents annexes des failles principales et, là encore, par des torsions équatoriales au voisinage des décrochements.

2. La Formation Sierra Madre.

La Formation Sierra Madre affleure exclusivement dans le compartiment compris entre la faille Mapastepec-Huehuetenango et la faille majeure la plus septentrionale du système de Motozintlá.

A sa base, à la différence des régions nord-occidentales du Chiapas on ne rencontre pas de dépôts évaporitiques. On ne rencontre pas non plus les assises détritiques et carbonatées marines du Jurassique supérieur et du Néocomien qui s'amenuisent et finalement disparaissent beaucoup plus au Nord, près du rio Suchiapa.

Les assises carbonatées surmontent en concordance la Formation Todos Santos. Elles présentent le faciès habituel de la formation albertonienne Sierra Madre, c'est-à-dire une alternance de bancs métriques dolomitiques, calcaréo-dolomitiques et calcaires clairs à rudistes et miliolles. Localement, au pied du cerro Male par exemple, un conglomérat basal de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, à éléments de dolomies fétides et de calcaires, et à ciment carbonaté, marque le début de la transgression mésozoïque.

La puissance des affleurements de la Formation Sierra Madre,

bien qu'elle ait été ici. largement érodée (il est possible que seuls l'Albien et le Cénomaniens soient encore présents), atteint encore 800 mètres.

De la faille Mapastepec-Huehuetenango à la rive droite de la vallée du Grijalva, les calcaires de la Formation Sierra Madre déterminent un plateau bordé de hautes falaises, perché entre 2500 et 3000 mètres d'altitude, long d'une trentaine de kilomètres et large de douze en moyenne, à topographie karstique extrêmement tourmentée. Les couches ne sont que très faiblement inclinées vers le Nord-Est, de 5° environ.

Cette épaisse dalle calcaire a son homologue, en puissance et en dimensions horizontales, à l'Est du rio Grijalva, au Guatemala. Comme au Chiapas, cette deuxième dalle est comprise entre la faille Mapastepec-Huehuetenango et la faille "Polochic", suivie ici par le rio Cuilco, et repose à haute altitude sur les couches rouges.

Ces deux dalles ne sont pas décalées de façon sensible au niveau du cours nord-sud du rio Grijalva qui les sépare. Elles occupent, par rapport au socle du Chiapas et à la dépression centrale, une situation comparable à celle du plateau constitué par la Formation Sierra Madre sur le flanc sud du synclinorium de la dépression centrale, du Nord-Ouest du Chiapas à la retenue de la Angostura. Elles présentent la même direction et le même plongement. On peut donc considérer, à l'échelle régionale, que ces deux dalles appartiennent aussi au flanc sud de cette méga-structure et constituent sa terminaison méridionale, compliquée, à partir de la retenue de la Angostura, par la présence de l'anticlinal de Chicomuselo, la faille de la Concordia et la faille Mapastepec-Huehuetenango.

De la frontière guatémaltèque à la côte pacifique c'est donc le socle du Chiapas, débité en prismes allongés, et une partie du flanc sud de la première structure synclinale chiapanèque qui vont se trouver brutalement limités par le "système Polochic-Motagua".

II. LA SERIE EPIMETAMORPHIQUE DU MOTOZINTLÁ ET LES PLUTONS ASSOCIÉS.

Des roches à faciès schistes verts auxquelles sont associés de nombreux plutons foliés ou non, affleurent dans un couloir relativement étroit (sa largeur maximum est d'environ 15 kilomètres), entre le système de Motozintlá et la faille de Belisario-Domínguez.

Cette zone est extrêmement tectonisée et les structures cataclastiques sont habituelles. De plus, les roches ont subi des modifications pneumatolytiques et hydrothermales, liées au voisinage des plutons hypoabyssaux et des volcans de la chaîne côtière centro-américaine. Il s'ajoute enfin une importante altération météoritique (la pluviométrie annuelle est de l'ordre de 3 mètres ou plus).

La foliation des schistes verts, comme c'est le cas pour toutes les séries proches du système Polochic-Motagua, est dans l'ensemble équatoriale. Les pendages, assez élevés en général, sont principalement dirigés vers le Sud.

La série verte comprend des schistes de composition variée, de nature originelle volcano-détritique et volcanique, et des plutons foliés. Elle est traversée par des plutons et des dykes que l'on peut rattacher à la cordillère centro-américaine. A la suite des données concernant la série verte, nous examinerons celles relatives aux intrusions qui lui sont associées spatialement.

a- La série verte et les plutons foliés :

1. Les roches méta-volcano-détritiques, méta-détritiques et les marbres.

Comme pour les formations de l'arc Chontál, dont le faciès est peu différent, ce sont les roches volcano-clastiques les plus importantes en volume. Il s'agit de métagrauwackes à grain plus ou moins grossier et de métatufs. Les premières forment des niveaux massifs verts qui, sur le terrain, se distinguent souvent difficilement des coulées volcaniques. Les métatufs sont, en général, de couleur plus claire, verdâtre, brun jaunâtre à l'altération et finement foliés. Le passage des uns aux autres et leur alternance irrégulière peuvent être observés par exemple sur la piste de Huixtla à Motozintlá, entre Tolimán et Buenos Aires.

En lames minces (les échantillons examinés proviennent de la piste Huixtla-Mototintztlá, du rio descendant de Buenos Aires à Tolimán, des rios Motozintlá, Talcona, Mazapa et Bacantón et de part et d'autre de la vallée du rio Motozintlá à l'aval de cette localité), les métagrauwackes sont constituées d'andésine séricitisée, de chlorite, d'amphiboles chloritisées, de quartz et de calcite. Les fragments de lave sont rares. Le quartz se rencontre en proportions variables. Il peut être absent ou la quantité assez importante, par exemple près de Mazapa.

Les métatufs renferment de l'andésine séricitisée, des biotites séricitisées, de la chlorite, de l'épidote, parfois dominante, de la calcite et du quartz.

A côté de ces roches volcano-détritiques existent, en proportion bien moindre des métagrès arkosiques, dont les éléments proviennent probablement de l'érosion de massifs plutoniques, et de rares lentilles de marbres.

Les méta-arkoses, à quartz abondant, microcline, orthose séricitisée, plagioclases, chlorite et épidote, affleurent sur plusieurs kilomètres dans un affluent du rio Huixtla à peu près parallèle à la piste Tolimán - Buenos-Aires, à environ 1 kilomètre plus au Sud. Elles se trouvent au contact d'un batholite folié qui se développe largement au Sud de cette région, et en dérivent sans doute.

Les affleurements de marbres sont exceptionnels. Il en existe quelques lentilles dans le cours amont du rio Motozintlá, dans les rios Campeche, Bacantón et Mazapa. Leur puissance est de l'ordre du décimètre et leur extension horizontale de quelques mètres. Nous n'avons pas eu la chance, comme pour l'arc Chontál, d'y trouver des fossiles.

2. Les roches méta-volcaniques.

Les coulées volcaniques ne sont pas très puissantes. On les rencontre en divers points, par exemple sur l'ancienne piste de Toliman à Buenos-Aires, en rive gauche du rio Motozintlá à l'aval de Mazapa, au Sud-Est de cette localité, dans le rio à l'aval de Toliman où se situent les méta-arkoses, dans le rio de Campeche, etc...

Les laves les plus acides sont d'anciennes rhyo-dacites vert clair à fond dévitrifié, à sanidine et plagioclases, rencontrées dans le cours aval du rio Campeche.

Les laves les plus basiques sont des diabases vert foncé, à phénocristaux de plagioclases et ferromagnésiens totalement chloritisés, et épidote. On les rencontre dans le cours amont du rio de Campeche et au Nord-Est d'Ixtepec, sur la piste d'Ojo de Agua.

Ailleurs les laves, de couleur verdâtre, sont d'anciennes andésites ou d'anciennes dacites, aphanitiques ou porphyriques, à plagioclases séricitisés ou saussuritisés, amphiboles chloritisées, et fond chargé de chlorite, épidote et calcite.

Au Nord-Est de Mazapa, en rive gauche du rio Motozintlá, des andésites basiques, à olivines chloritisées, s'intercalent dans les méta-grauwackes qui représentent l'essentiel des schistes verts de cette région, ici en contact tectonique avec les pélites rouges de la Formation Todos Santos. A hauteur de la faille "Polochic", l'olivine est transformée en fibres de chrysotile, allongées presque horizontalement, qui tapissent les plans de fracture sur une épaisseur de quelques millimètres.

3. Les plutons foliés.

A la série de schistes verts volcaniques et volcano-détritiques sont associés des plutons foliés. Nous avons distingué cartographiquement deux types d'intrusifs, les uns granitiques ou granodioritiques, les autres dioritiques ou gabbroïques.

3.1. Les intrusifs granitiques et granodioritiques.

Deux plutons acides occupent une superficie importante. Le premier affleure dans les environs de Motozintlá, le second entre la piste Tolimán - Buenos-Aires et la faille "Motagua".

Les meilleurs affleurements, si l'on peut dire, du pluton de Motozintlá, se situent au niveau du talus de la nouvelle piste, entre Buenos-Aires et Motozintlá.

Il s'agit de roches granitiques ou granodioritiques claires, à grain moyen, parfois porphyriques, présentant un aspect plus ou moins gneissique, une fracturation et un degré d'altération considérables.

En lames minces, les échantillons montrent une composition de granite calco-alcalin, à quartz, orthose, grands plagioclases et biotites verdies. Certains présentent un faciès microgranitique porphyrique.

Le deuxième batholite granitique folié est aussi fortement cataclastique et présente des zones totalement mylonitisées.

En lames minces, sa composition est celle d'un granite calco-alcalin, à microcline, andésine-oligoclase, biotite, quelques apatites accessoires, et chlorite, épidote et séricite comme minéraux secondaires.

3.2. Les intrusifs dioritiques et gabbroïques.

Les intrusions dioritiques et gabbroïques sont beaucoup plus modestes. Elles sont présentes essentiellement à l'Ouest de la zone, dans la région d'Ixtepec et du rio Campeche.

Ces petits massifs sont constitués de roches généralement à grain moyen, mésocrates, vert plus ou moins foncé. Leur composition est dioritique à l'exception d'un seul.

En lames minces, on observe des lattes orientées de hornblende chloritisée et des plagioclases saussuritisés. Le quartz est rare ou absent.

Le massif gabbroïque est celui situé le plus à l'aval du rio Campeche. Les éléments sont d'assez grande taille.

En lames minces le pyroxène est de l'augite partiellement ouralitisée. Les plagioclases sont saussuritisés.

Ces intrusifs, essentiellement dioritiques, peuvent représenter un faciès différencié des massifs granitiques qui occupent une place beaucoup plus large. Il est à noter aussi que c'est dans la région où ils affleurent que nous avons rencontré les laves les plus basiques.

4. Le problème des relations entre les plutons foliés et les schistes verts.

Les conditions d'affleurement, le broyage tectonique et l'altération sont tels, que nulle part nous n'avons observé clairement les relations entre les roches volcano-détritiques et volcaniques et les plutons foliés. Toutefois les roches vertes sont traversées de sills ou de dykes anciens, clairs, qui pourraient être des dépendances des massifs granitiques orientés.

Le plus développé se situe au col de Buenos-Aires. Il est dirigé Nord-Est - Sud-Ouest, long de 2 kilomètres et sa puissance atteint 300 mètres. La roche est blanche, piquetée de points verts. Elle est extrêmement altérée. Certaines parties sont totalement kaolinisées et pulvérulentes. Les zones les moins transformées montrent, en lames minces, un assemblage équi-granulaire moyen d'andésine-oligoclase. Les minéraux secondaires sont de la chlorite, de l'épidote, de la séricite, de la tourmaline et quelques sphènes. Ces roches passent à des albitites à épidote, calcite et sphène. On peut supposer qu'il s'agit d'"épisyténites", résultant de l'altération pneumatolytique-hydrothermale d'un ancien sill dioritique ou granodioritique, à quartz originellement absent ou lessivé ultérieurement. Des sills ou des dykes "épisyténitiques", dont la puissance ne dépasse pas quel-

ques décimètres, se rencontrent également au sein de la série verte, dans le cours amont des rios Talcona, Mazapá et Bacantón.

Nous admettons que ces roches transformées sont liées aux plutons foliés et donc que ceux-ci sont péné-contemporains des manifestations volcaniques. Un échantillon de diorite à hornblende foliée, peu altérée, collecté dans la barranca de Agua Fria 3,5 kilomètres à l'Est - Nord-Est de Tolimán, cote \pm 1380 mètres, a été daté par A. Bellon à l'Université de Bretagne Occidentale. Il a fourni un âge K-A sur roche totale de $158 \pm 7,9$ m.a., jurassique supérieur, permettant de corrélérer la série verte de Motozintlá à l'arc Chontál, à faciès analogue, et, partant, à la ceinture volcanique marginale cordilleraie d'âge jurassique supérieur - cénomaniens.

Certains plutons foliés pourraient cependant être plus anciens. Deux datations réalisées sur les plutons de la région de Campeche vont dans ce sens. Ils ont fourni des âges Rb-Sr de 390 ± 240 m.a. et 580 ± 380 m.a. (Damon *in* Salas, 1975). Malheureusement, la marge d'incertitude est telle qu'il n'est pas possible de se prononcer.

Si certains plutons foliés sont réellement paléozoïques, les méta-arkoses qui en dérivent se situeraient à la base de la série volcanogène comme l'ensemble détritique sous-jacent à l'arc Chontál. On pourrait alors les considérer comme l'équivalent des orthogneiss du complexe Xolapa.

Que ces roches granitiques représentent en partie ou non le substratum de la série volcanogène, l'importance des roches plutoniques acides et la composition des laves montrent que le socle était de nature continentale.

b- Les plutons et les dykes non foliés :

Les plutons anciens et la série verte sont recoupés par des intrusifs et une multitude de dykes d'aspect "frais", particulièrement dans la région de Tolimán-Campeche.

Les intrusifs sont de petite taille, longs au maximum de 3 kilomètres. La roche est de teinte claire, à grain moyen à fin ; le minéral ferromagnésien dominant est la hornblende.

En lames minces, les constituants principaux sont le quartz, le microcline, pas toujours présent, l'andésine-oligoclase, la hornblende et la biotite ; les minéraux secondaires, l'ilménite, la magnétite et le sphène.

La composition est celle de granodiorites, monzonites, diorites quartzitiques et diorites.

De ces intrusifs part un chevelu de dykes gris clair à texture porphyrique dirigés N 10° E à N 30° E. Leur puissance va de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, et leur longueur peut dépasser 2 kilomètres. Il en existe peut être une centaine dans la région de Tolimán-Campeche.

Ces dykes ne sont pas confinés à cette seule région. On en

rencontre aussi plusieurs au Nord de la faille "Polochic", recoupant la Formation Todos Santos dans la vallée du rio Grijalva.

En lames minces les constituants sont les mêmes que ceux des intrusifs. Les dykes sont des porphyres dacitiques, principalement, ou des porphyres andésitiques.

Dans la région de Tolimán, les dykes et les schistes verts encaissants sont chargés de sulfures, pyrite, chalcopirite et molybdénite en mouches ou en veinules. L'extension de la zone minéralisée, qui correspond peut être à un gisement exploitable, est de l'ordre de 15 kilomètres carrés.

Deux kilomètres à l'Est de Tolimán, la piste de Buenos-Aires traverse, sur 80 mètres, des brèches à petits éléments métamorphiques et volcaniques recoupant à la verticale les schistes verts. Il s'agit vraisemblablement d'une ancienne cheminée volcanique. Les brèches sont également imprégnées de sulfures disséminés.

Les dykes de la région de Campeche ont fourni trois âges K-A de $5,08 \pm 0,11$ m.a., $5,75 \pm 0,10$ m.a. et $6,18 \pm 0,13$ m.a., limite Miocène supérieur - Pliocène (Damon *in* Salas, 1975).

Les plutons calco-alcalins et les dykes associés peuvent donc être considérés comme des manifestations hypo-volcaniques, relativement récentes et les plus septentrionales de la Cordillère volcanique centro-américaine.

III. LE BATHOLITE MIOCENE DU SOCONUSCO ET LE VOLCANISME PLIO-QUATERNAIRE (Fig. III-5).

Le batholite du Soconusco, tel que nous l'entendons, ce nom s'applique à une région un peu plus étendue, longe la plaine côtière du Pacifique, d'Escuintlá, au Nord, jusqu'aux environs de Tapachulá, ville proche de la frontière guatémaltèque. Sa longueur est d'environ 50 kilomètres et sa largeur maximum d'une vingtaine de kilomètres. C'est lui qui supporte le puissant édifice du Tacaná, dernier grand volcan de la Cordillère centro-américaine.

Le batholite du Soconusco paraît prolonger directement le batholite paléozoïque du Chiapas le long de la côte pacifique. Cette illusion disparaît quand on pénètre dans la Sierra, mais explique que l'on ait admis que les volcans de la Cordillère centro-américaine, au moins dans sa partie septentrionale, reposaient sur le socle granitique paléozoïque du Chiapas.

Même au niveau de la plaine côtière cependant, la distinction de l'un et l'autre des batholites est possible. De l'isthme de Tehuantepec à Escuintlá la limite du batholite paléozoïque est rectiligne, et la plaine côtière large seulement d'une vingtaine de kilomètres. A la hauteur d'Escuintla sa largeur double brusquement. Le pied de la Sierra se trouve décalé vers l'Est par la faille de Belisario-Dominguez, et le granite qui la constitue est celui du Soconusco. D'Escuintlá à Tapachulá, la limite de la plaine alluviale et du batholite du Soconusco est sinueuse et ne correspond plus manifestement à un accident parallèle à la côte. Les roches du batho-

lite du Soconusco sont, le long de la côte, moins fracturées et altérées que celles du batholite du Chiapas. Leur aspect est assez voisin de celui des diorites mio-pliocènes précédentes.

La quasi totalité des roches du batholite du Soconusco sont de teinte claire, crème ou rosée, à grain moyen ou grossier, les feldspaths potassiques développés parfois en porphyroblastes. Elles ont recoupées de nombreux dykes aplitiques de quelques centimètres de puissance, et renferment d'abondantes enclaves mélanocrates.

En lames minces, il s'agit de granodiorites à quartz, microcline, andésine-oligoclase, biotite et hornblende pour constituants principaux, apatite, sphène et zircons comme minéraux accessoires.

Au coeur du massif, entre Huixtla et Belisario-Dominguez, les granodiorites font place à des diorites à hornblende et biotite puis à un gabbro mésocrate à labrador, clinopyroxène et orthopyroxènes. Celui-ci affleure dans le cours du rio Huixtla à environ 12 kilomètres à l'amont de cette localité.

Les granodiorites du Soconusco sont mylonitisées sur tout le trajet de la faille de Belisario-Dominguez. Nous avons rencontré des zones mylonitiques jusqu'à 4 kilomètres au Sud de cette faille, dans le rio d'Escuintlá, en amont de Nueva Francia.

Les roches granitiques du batholite du Soconusco, au cerro Soconusco, dans la région du cerro Boqueron, et au pied du volcan Tacaná, ont fourni quatre âges K-A sur biotite allant du Miocène inférieur à la base du Miocène supérieur : $18,63 \pm 0,41$ m.a. ; $14,87 \pm 0,31$ m.a., $13,42 \pm 0,26$ m.a. et $10,57 \pm 0,24$ m.a. (Damon *in* Salas, 1975).

Rappelons que les diorites quartziques et les monzonites de la Cordillère centro-américaine qui affleurent dans la région du lac Atitlán, située à une centaine de kilomètres dans le prolongement sud du batholite du Soconusco, ont donné des âges de 13, 8,9 et 8,5 m.a. (Evernden *in* Williams et Mc Birney, 1969).

Le batholite du Soconusco admet à peu près pour limite nord la faille de Belisario-Dominguez. Toutefois, on rencontre encore au Nord de cette faille des granodiorites d'aspect semblable, sur une largeur pouvant atteindre 4 kilomètres à l'Ouest de Belisario-Dominguez.

Ce n'est donc pas le batholite paléozoïque du Chiapas, dont il n'existe nulle part un équivalent possible en Amérique centrale, mais un ou des plutons beaucoup plus récents, ou des roches volcaniques tertiaires pour ce qui concerne le Guatemala et le Salvador, qui supportent les édifices côtiers plio-quadernaires.

- Dans le secteur cartographié, les affleurements volcaniques récents se rattachent pour la plupart directement au volcan Tacaná.

Il est édifié d'andésites de couleur gris clair, souvent porphyrique, à phénocristaux de hornblende. Entre les coulées s'intercalent des brèches andésitiques et des tufs clairs, blancs ou jaunâtres. Près de Nueva Alemania on rencontre également des passées conglomératiques torrentielles à éléments de grande taille d'andésites du Tacaná, de granodiorites et de diorites du batholite du Soconusco.

L'affleurement volcanique le plus septentrional que l'on peut encore rattacher à la Cordillère centro-américaine est un dôme rhyolitique de 1,5 kilomètre de diamètre, perçant la Formation Todos Santos au pied du cerro Male.

L'une des coulées andésitiques du Tacaná a fourni un âge K-A sur roche totale de $3,120 \pm 0,068$ m.a., pliocène. Un tuf de la piste de Buenos-Aires à Motozintlá a fourni un âge K-A sur hornblende de $1,62 \pm 0,16$ m.a., quaternaire.

Au total, si l'on ajoute aux âges radiométriques obtenus sur les plutons et laves cénozoïques de l'extrémité méridionale du Chiapas ceux obtenus sur les roches de même type d'Amérique centrale, on s'aperçoit qu'il n'existe aucun hiatus magmatique au Sud du système actuel Polochic-Motagua, au moins depuis la base du Miocène, et peut être depuis l'Eocène supérieur. Contrairement à la marge pacifique mexicaine, la subduction, face au bloc du Honduras, paraît donc un trait permanent, depuis sa reprise au Tertiaire.

C. LES FAILLES ET LES CHEVAUCEMENTS.

I. OBSERVATIONS.

a- Les failles "Polochic" :

Les deux failles qui prolongent immédiatement à l'Ouest de la frontière guatémaltèque le système "Polochic" sont parfaitement exposées près du confluent des rios Bacantón et Motozintlá (Fig. III-6). Le talus de la nouvelle piste d'Huixtla à la route panaméricaine fournit une coupe du faillage récent et des chevauchements à leur voisinage, du plus grand intérêt.

C'est le seul point où l'on puisse véritablement "toucher" le système Polochic-Motagua au Chiapas, et peut être même sur toute son étendue. Ailleurs, il est habituellement masqué par les alluvions des vallées qu'il dirige, et par les dépôts volcaniques.

Les deux failles, qui s'écartent peu à l'Ouest, sont ici distantes de 200 mètres. La plus septentrionale est orientée N 100° E à N 105° E, la plus méridionale N 70° E à N 75° E. La zone totalement mylonitisée marquant leur passage est large de 7 à 10 mètres pour la première, de 5 à 8 mètres pour la seconde.

Les failles ne sont pas verticales, mais présentent un plongement sud, de 65° pour la première, de 70° pour la seconde.

D'innombrables plans de fractures parallèles aux deux directions principales portent des stries. Elles indiquent un mouvement sénestre et ont un pitch de 9 à 15° vers l'Est.

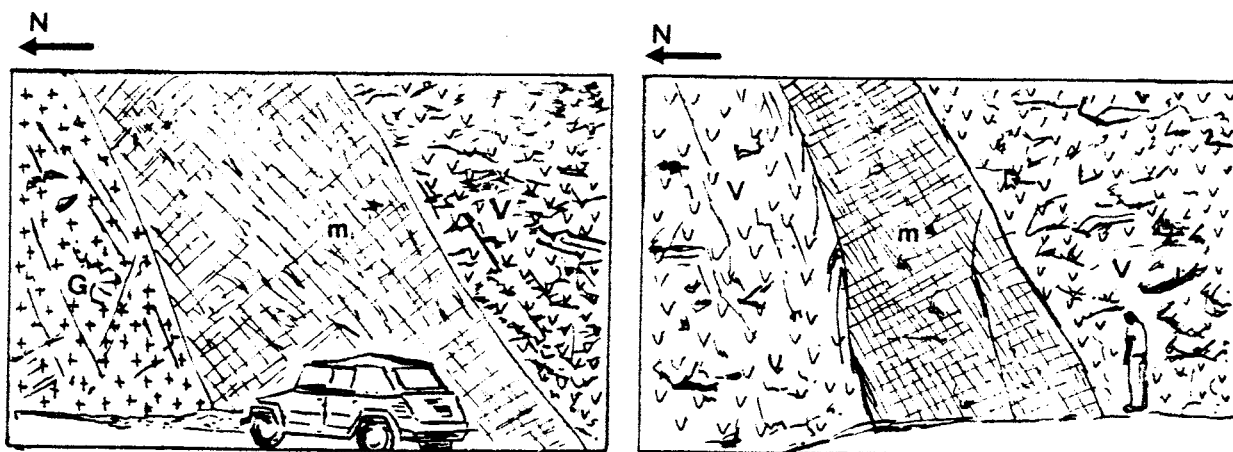


Fig. III-6 : La faille "Polochic" au Chiapas.

(Dessins d'après photographies du talus de la piste Huautla - route panaméricaine à l'Est de Mazapá).

G: batholite paléozoïque du Chiapas ; m: mylonites ; V: ensemble volcano-plutonique de Motozintlá (il s'agit ici de métagrauwackes).

Ces deux failles, distantes de 200 mètres se situent dans le prolongement du rio Cúilco du Guatemala, jusqu'où a été reconnue la faille "Polochic". Les stries des plans parallèles aux failles montrent qu'elles ont joué en décrochements sénestres normaux. La vallée du rio Motozintlá se trouve dans l'alignement de la seconde faille.

On notera l'inclinaison de 65 et 70° vers le Sud des deux failles.

Ces failles ont joué récemment : les laves et les produits pyroclastiques qui les cachètent à l'Est, datés de 1,6 m.a. près de Motozintlá, sont fracturés. L'une des failles recoupant le volcanisme peut être observée à 3 kilomètres à l'Ouest d'Amatenango de la frontera (Fig. III-6).

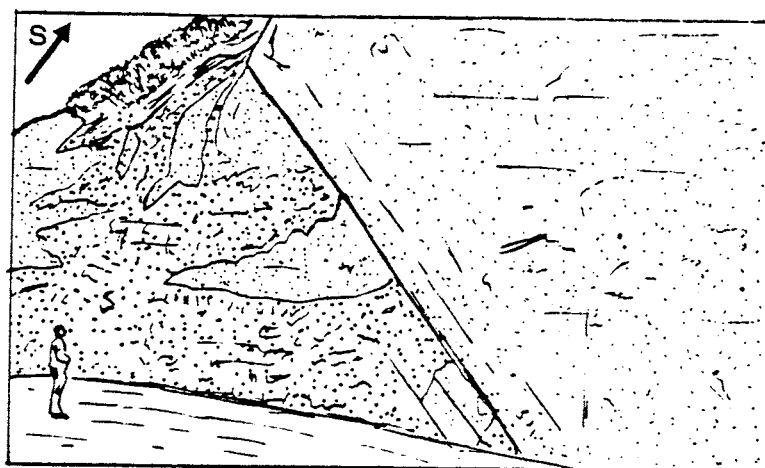


Fig. III-7 : Faille affectant les formations volcaniques récentes.

(Dessin d'après une photographie du talus de la piste Huixtla - route panaméricaine, 3 kilomètres à l'Ouest d'Amatenango de la Frontera).

Cette faille est dirigée N 50°E. Son pendage, modifié par la perspective, est de 30°N. Elle affecte des brèches andésitiques et des tufs gris clair. Très proche des failles majeures "Polochic", c'est l'un des témoins de l'activité récente de ce système.

Ni l'une ni l'autre de ces deux failles récentes du système Polochic n'est la limite rigoureuse du socle du Chiapas et de sa couverture : on retrouve dans le compartiment compris entre les deux failles le batholite paléozoïque supportant quelques mètres de molasse rouge Todos Santos. Cette dernière affleure, au Sud de la faille méridionale, à l'Est de Mazapa et dans la vallée du rio Bacantón.

Dans cette même région, de multiples fissures verticales à remplissage de calcite ou de quartz affectent particulièrement la Formation Todos Santos (Fig. III-8). Elles sont dirigées N 10°E à N 30°E. Certaines présentent une torsion sigmoïde, leurs extrémités étant orientées N 30°E. Cette direction des fissures de tension reste constante dans l'étendue cartographiée. On la retrouve par exemple dans, le batholite paléozoïque à l'aval de Chimalapa, la Formation Todos Santos dans le rio de Chimalapa et le batholite Miocène du Soconusco. C'est aussi la direction des dykes miopliocènes de la région de Tolimán.

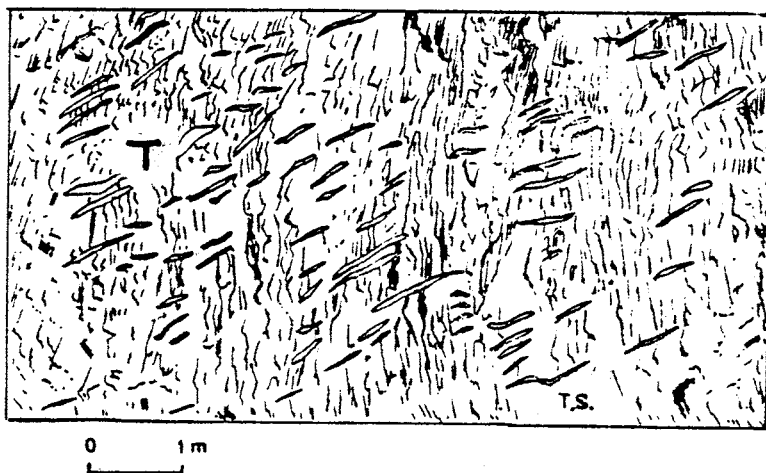


Fig. III-8 : Fissures de tension du système Polochic.

(Dessin d'après une photographie prise en rive droite du rio Talconá près de son confluent avec le rio Motozintlá).

Les pélites rouges et vertes de la Formation Todos Santos (T.S.) sont recoupées par une multitude de fissures de tension (T) dirigées N 10°E à N 30°E. Elles présentent fréquemment une torsion sigmoïde.

b- Les chevauchements :

Dans le compartiment compris entre les deux failles du système "Polochic", la série verte, ici constituée de métagrauwackes, chevauche directement le batholite, au Nord, puis sa couverture molassique, au Sud, selon un plan subhorizontal, très légèrement incliné vers le Sud. La zone mylonitisée totalement est épaisse de quelques décimètres.



Fig. III-9 : Chevauchement de la série verte de Motozintlá sur la molasse continentale post-appalachienne "Todos Santos".

(Dessin d'après une photographie prise en rive droite du rio Bacantón près de son confluent avec le rio Motozintlá).

Les formations volcano-plutoniques (V), ici des métagrauwackes et des méta-andésites, reposent selon un contact tectonique subhorizontal sur les grès fins et les pélites rouges de la Formation Todos Santos. La zone mylonitique (m) est épaisse d'environ 50 centimètres. Quelques failles annexes parallèles aux décrochements "Polochic" et à pendage sud affectent principalement la série verte. Cet affleurement est situé à environ 300 mètres au Sud de la seconde faille de la figure III-6.

La faille méridionale décale le plan de chevauchement de quelques mètres verticalement, le compartiment sud étant affaissé. Ce contact sub-horizontale peut être suivi dans le cours aval du rio Bacantón et à l'Ouest, jusqu'à Mazapa (Fig. III-9 et Fig. III-10).

Le chevauchement de la série verte peut aussi être observé, dans de moins bonnes conditions, tout au long de la rive gauche du rio de Motozintlá. Il s'effectue, là encore, sur la Formation Todos Santos ou, exceptionnellement, sur le batholite sous-jacent (piste de Chimalapa).

Nous n'avons pas reconnu de contacts chevauchants ailleurs qu'au voisinage immédiat du système "Polochic", ni sur des terrains plus récents que la Formation Todos Santos. En l'absence de fenêtres, hormis un affleurement de la molasse rouge à l'amont du rio Bacantón, très peu au Sud des failles majeures, la portée des chevauchements demeure hypothétique. Elle est au minimum d'un kilomètre.

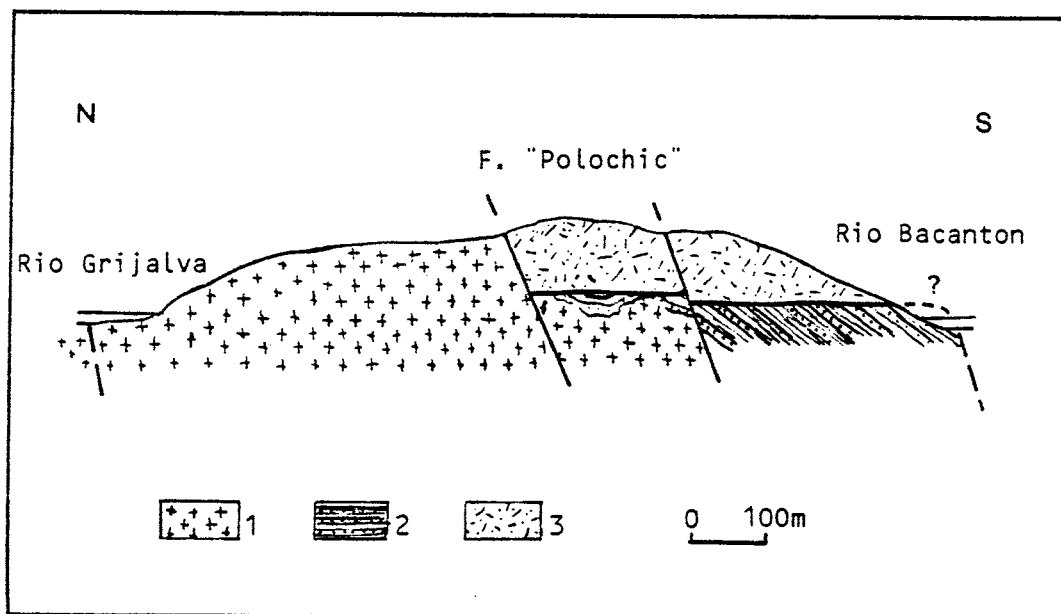


Fig. III-10: Coupe de la région située dans le prolongement du système "Polochic" (faille du rio Cuilco) 5 kilomètres à l'Ouest de la frontière guatémaltèque.

1: batholite paléozoïque du Chiapas ; 2: molasse post-appalachienne (Formation Todos Santos) ; 3: métagrauwackes et méta-andésites (série verte de Motozintlá).

II. INTERPRETATIONS.

La géométrie d'ensemble du système Polochic-Motagua au Chiapas est une illustration presque parfaite des réseaux de failles provoqués sur matériau expérimental dans les expériences de Riedel. Ceci lorsque les contraintes appliquées déterminent une zone de cisaillement en décrochement sénestre et que l'expérience a été poursuivie pendant une durée suffisamment longue. L'aspect actuel du système est l'image, par exemple, du stade pré-résiduel décrit par Tchalenko (1970).

Comme pour les décrochements des régions nord-occidentales du Chiapas, le jeu sénestre des failles majeures, dirigées N 75°E et N 105°E, est amplement démontré par les torsions d'axes de plis et les stries portées par les miroirs de failles. En dehors des exemples cités, des plis à axes verticaux peuvent être observés, notamment le long de la faille du rio Cuilco près d'Amatenango de la frontera (Fig. III-11).

Selon la terminologie déjà utilisée pour les failles du Chiapas, les failles N 105°E peuvent être considérées comme des failles P et les failles N 75°E comme des failles R. La zone de cisaillement n'est plus découpée par ces failles en prismes à arêtes vives. Ceux-ci ont une forme au moins émoussée et parfois, à l'Ouest de Motozintlá par exemple, l'aspect de lentilles limitées en apparence par des failles courbes. Le dessin traduit

donc une évolution avancée, conséquence probable, à la fois, de l'importance et de la durée des contraintes.

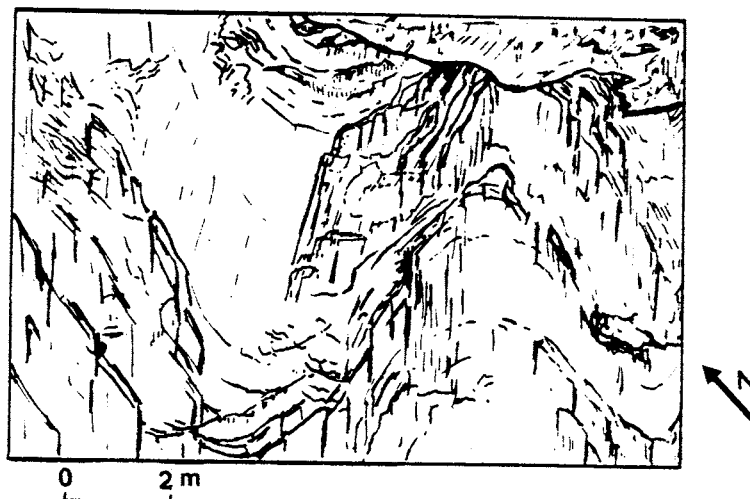


Fig. III-11 : Plis à axes verticaux le long d'une des failles du système "Polochic".

(Dessin d'après une photographie prise en rive droite du rio Cuilco près de son confluent avec le rio Grijalva).

Près d'Amatenango de la frontera, l'une des failles du système Polochic, suivie par le cours aval du rio Cuilco, place au contact les grès et pélites rouges de la Formation Todos Santos et les pélites charbonneuses du Mississipien. Celles-ci dessinent des plis à axes verticaux de largeur plurimétrique.

La direction d'allongement des prismes ou des lentilles montre que le plan de cisaillement fondamental est Ouest-Est. Les failles D, parallèles à la direction du mouvement et qui se forment dans un stade ultime, d'après Tchalenko par l'ouverture progressive jusqu'à 180° de l'angle obtus entre les failles R et P, n'existent pas encore.

Les failles R et P qui forment un angle de 15° avec le plan de cisaillement dominant très largement. Les failles antithétiques, R', qui complètent les modèles théoriques, sont exceptionnelles. Celles qui pourraient jouer ce rôle sont les failles N 20°E à N 25°E. La mieux marquée, longue de 4 kilomètres, limite à l'Ouest le batholite paléozoïque en rive gauche du rio Grijalva. Cette direction est également celle d'une partie du cours du Grijalva à l'aval de Mazapa, du rio Talcona, et de l'une des branches amont du rio Motozintlá. La prédominance des fractures R et P sur R' peut également refléter l'importance du déplacement dans le sens Ouest-Est (système additif).

La direction de l'axe de raccourcissement maximal apparaît ainsi proche de N 50°E. Cette direction est voisine de celle déduite de l'analyse des décrochements du secteur nord-occidental du Chiapas, et de la direction du train de plis chiapanèque de cette région. Elle est aussi perpendiculaire aux structures plissées chiapanèques méridionales les plus internes, l'anticlinal de Chicomuleso et le synclinorium de la dépression centrale.

La direction de raccourcissement Nord-Est - Sud-Ouest n'est cepen-

dant conforme, comme on pourrait s'y attendre, ni à celle des fentes de tension ni à celle des dykes de la région de Tolimán, orientés N 10°E à N 30°E. On est donc conduit à admettre, une fois de plus, qu'une modification du champ de contrainte est intervenue : il y a 10 m.a., âge du début de la phase chiapanèque, le raccourcissement maximal était orienté approximativement N 50°E. Ensuite il a pris, sans doute progressivement, une direction de plus en plus méridienne. Ceci est en accord avec une rotation antihoraire du bloc du Honduras. L'âge des dykes de la région de Tolimán montre que la fissuration parallèle au raccourcissement maximal, qui a dû guider leur mise en place, était déjà dirigée Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest il y a 6 m.a. Dès lors les anciennes failles de Riedel R' sont devenues des fissures de tension.

Ainsi, il est très probable que les grabens en "zig-zag" de l'Amérique centrale, limités par des failles dont les directions vont de N 40°E à Nord-Sud (Fig. I-45), se soit ouverts dès la fin du Miocène.

L'inclinaison vers le Sud des failles "Polochic", le plongement vers l'Est des stries, et l'abaissement relatif des compartiments sud, montrent que le jeu du système, tout au moins pour son activité récente, présente une composante verticale non négligeable. Elle explique le relief élevé du compartiment nord en apparence du à des failles normales. Les dénivelés sont particulièrement impressionnants dans la partie occidentale du système, les Altos Cuchumatanes du Guatemala et la région cartographiée. Ici le jeu vertical est aussi souligné par l'encaissement spectaculaire des affluents nord des rios Grijalva, Chimalapa et Motozintlá dans leurs alluvions anciennes. Rappelons que les observations réalisées lors du séisme de 1976 et les résultats de l'étude de L.S. Cluff et al. (1979) sur la partie orientale du système Polochic-Motagua, ont mis en évidence des rejets verticaux non seulement sur la bordure des grabens méridiens, mais aussi le long des failles sub-équatoriales.

Cette composante verticale est ici vraisemblablement liée au soulèvement général du domaine chiapanèque et quiché, dont nous avons admis qu'il résulte de l'instauration récente de la zone de subduction à l'arrière du Chiapas. A l'extrémité méridionale du Chiapas, le failage, depuis le Pliocène, est donc la résultante du déplacement de la plaque caraïbe, composante essentielle en raison de sa vitesse élevée, et de la subduction de la plaque de Cocos. Les failles N 170°E et N 150°E affectant le compartiment nord de l'accident Mapastepec-Huehuetenango, qui pourraient être considérées comme des Riedel de deuxième ordre mais ne provoquent pas de déplacements latéraux, sont à rattacher, comme celles qui bordent la dépression centrale, à la subduction récente de la plaque de Cocos : elles apparaissent postérieures au méga-crochon du train de plis appalachiens du coeur de l'anticlinal chiapanèque de Chicomuseló (Pl. III).

- Les chevauchements de la série verte sur le socle du Chiapas et sa couverture molassique post-appalachienne posent un problème important : ou ils sont antérieurs au système Polochic-Motagua, et l'ensemble volcano-plutonique se trouvait originellement au Sud du Chiapas, ou ils sont liés à l'activité décrochante, et donc pourraient être relativement récents.

- . Les chevauchements ne s'observent qu'au voisinage immédiat des failles du système Polochic.
- . Les décalages des plans de chevauchements par les failles verticales sont limités à quelques mètres.

- Nous avons vu que les méga-décrochements du Chiapas dépendant du système Polochic-Motagua passent à des chevauchements. Le plissement de la couverture, les coulissages et les chevauchements des compartiments sud se sont effectués de façon contemporaine, durant la phase chiapanèque, au Miocène supérieur.
- Les murs nord et sud de la Fosse Caïman ont été déformés par des épisodes transpressifs au Tortonien, au Pliocène inférieur et depuis 1 m.a (Holcombe et Sharman, 1983).

Nous en concluons que les chevauchements de la région Motozintlá-Mazapa ne sont pas liés à la phase tectonique responsable du plissement et du métamorphisme de la série verte, mais sont postérieurs de beaucoup. Ils sont dûs, comme ceux du Chiapas, au débordement local de certains des compartiments sud du système Polochic-Motagua.

Les modèles théoriques montrent que ce sont les failles P qui, dans une zone de cisaillement sénestre pur, ont tendance à devenir chevauchantes. En raison de la modification du champ de contraintes, celles-ci se trouvent, depuis la fin du Miocène, presque perpendiculaires à la direction de raccourcissement maximal. De ce fait leur tendance chevauchante a dû se trouver encore accentuée.

On constate, en effet, que les failles N 105°E sont probablement celles qui passent à des chevauchements : le chevauchement situé au Nord de Motozintlá peut correspondre à la faille à tracé sinueux suivie par la branche nord du río Motozintla, et ceux de la région de Mazapa à la faille du río Bacantón.

Ces chevauchements se sont effectués sur une superficie inclinée par failles ou plissement et déjà érodée jusqu'au socle, comme le montrent les pendages de la Formation Todos Santos et les affleurements du batholite paléozoïque sous les contacts chevauchants. Ils sont antérieurs aux failles à pendage sud. Il n'est donc pas impossible qu'ils soient contemporains de l'épisode transpressif Pliocène inférieur (compris entre 5 et 3,5 m.a.) mis en évidence dans la Fosse Caïman.

En d'autres termes, la séquence volcano-plutonique s'est d'abord retrouvée au contact du domaine plissé le plus externe du Mexique méridional en raison du coulissage sénestre de la frontière nord-caraïbe. Ensuite seulement, le long des décrochements les plus septentrionaux, les modifications du champ de contraintes consécutives à la rotation du bloc du Honduras ont entraîné de petites avancées de la série verte sur la plate-forme, facilitées par sa fracturation et sa mylonitisation préalable.

D. CORRELATIONS.

Avant que nous ne découvriions la série volcano-plutonique épimétamorphique de Motozintlá, aucun ensemble analogue n'était connu en Amérique centrale. Nous nous attendions d'ailleurs à rencontrer au sud du prolongement du système Polochic, soit les gneiss et les micaschistes du Paléozoïque inférieur du Groupe Chuacús, soit la série épimétamorphique à ophiolite El Tambor.

-Récemment, T.H. Anderson (1983) a retrouvé dans la région du rio Cuilco des roches volcaniques et volcano-clastiques avec quelques rares passées calcaires, dont il considère qu'elles représentent le prolongement à l'Ouest du Guatemala de l'ensemble de Motozintlá. D'après cet auteur, elles chevauchent aussi la plate-forme chiapanéco-guatémaltèque, cette fois sensiblement au Nord des failles du système Polochic (faille du rio Cuilco). Les déplacements latéraux postérieurs aux chevauchements sont apparemment très modestes. Pour T.H. Anderson, les terrains allochtones auraient été situés originellement au Sud de la plate-forme. Leur charriage se serait effectué durant le Crétacé supérieur, par dessus les failles du système Polochic (T.H. Anderson suppose que le système Polochic-Motagua est né et a été actif essentiellement au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. T.H. Anderson et V.A. Schmidt, 1983). Les faibles déplacements latéraux seraient un argument pour limiter à quelques kilomètres le déplacement relatif de la plaque caraïbe durant le Cénozoïque.

-Les relations entre les séries volcaniques andésitiques et le bassin à ophiolites guatémaltèques ne sont pas connues.

-A l'Est du rio Cuilco et jusqu'à la mer des Caraïbes ce sont des amas serpentineux qui viennent chevaucher la plate-forme.

-Au Nord-Est de Guatemala City (kilomètre 33 de la route de Cobán) les premiers affleurements de schistes épimétamorphiques de la Formation El Tambor chevauchent des couches rouges rapportées à la Formation Todos Santos (Fig. III-12).

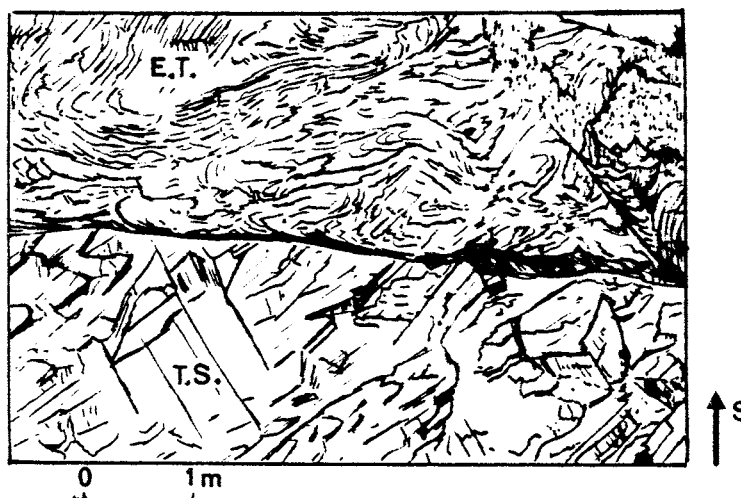


Fig. III-12 : Chevauchement des formations épimétamorphiques du bassin guatémaltèque sur la molasse continentale post-appalachienne "Todos-Santos".

(Dessin d'après une photographie du talus de la route de Guatemala City à Cobán au kilomètre 33).

Les schistes sériciteux et chloriteux de la Formation El Tambor (E.T.) chevauchent des grès et des pélites rouges attribuées à la Formation Todos Santos (T.S.). Sur cette même route (kilomètres 60-61), des marbres fossilifères inclus dans la Formation El Tambor (Formation Sanarate) ont permis de dater du Crétacé (Wilson, 1974).

Ce chevauchement pourrait être lié au jeu transpressif du système Jocotán-Chamelecón.

Elles pourraient cependant appartenir au Crétacé supérieur (Groupe Valle de Angeles) du bloc du Honduras. Quoi qu'il en soit, ce chevauchement qui se trouve à l'arrière des formations du bassin pose un problème analogue à celui posé par les chevauchements observés près du système Polochic au Chiapas : ou il est ancien, laramien, comme l'âge supposé du charriage des ophiolites vers le Nord, et les formations océaniques semblent en klippe ; ou il est lié à l'activité décrochante et sa signification est toute différente. La première hypothèse reviendrait à admettre que le bloc du Honduras et le Chiapas appartiennent au même domaine mésozoïque. Par ailleurs, le chevauchement observé est dans le prolongement exact, cacheté par le volcanisme, du système Jocotán-Chamelecón. Nous admettons donc qu'il s'agit, là aussi, d'un débordement récent d'un des compartiments des failles de ce système (Fig. III-2).

A propos de l'isthme de Tehuantepec, nous avons souligné qu'il n'existait aucun terme de passage entre les séries mésozoïques situées de part et d'autre du système de failles limitant la Sierra de Juarez et la Sierra Madre du Sud : celles du bassin cuicatèque et de l'arc Chontál. La même remarque peut être faite pour les séries rencontrées de part et d'autre du système Polochic au Chiapas et à l'Ouest du Guatemala, la plate-forme carbonatée chiapanéco-guatémaltèque et les formations volcano-plutoniques de Motozintlá. Leur juxtaposition actuelle ne peut s'interpréter qu'en admettant un coulissage sénestre considérable du bloc du Honduras durant le Cénozoïque.

La série verte de Motozintlá peut représenter un lambeau de l'édifice volcanique mésozoïque cacheté sous la Cordillère volcanique cénozoïque centro-américaine, dont on a un témoignage indirect en raison de la présence d'éléments volcaniques dans les séries sédimentaires pélagiques de Jocotán et Tegucigalpa.

Ainsi, les analogies entre le bloc du Honduras et le bloc d'Oaxaca se complètent. Dans les deux cas, aux formations pélagiques à éléments volcaniques succèdent, plus à l'Ouest, des séries volcaniques andésitiques. On retrouve donc, avec un décalage de l'ordre de 1000 kilomètres, la logique du système cordilléraire occidental du Mexique méridional au Nord de la fosse d'Acapulco.

CHAPITRE III : CONCLUSIONS.

Le système Polochic-Motagua se poursuit de la frontière mexicano-guatémaltèque à la plaine côtière du Pacifique, en gardant une direction générale ouest-est. Son prolongement actuel en mer, jusqu'au point triple plaque nord-américaine, plaque Caraïbe, plaque de Cocos, que nous situons à proximité de la terminaison nord de la ride de Tehuantepec, reste hypothétique.

Le système est constitué de multiples failles organisées en un

réseau conforme à ceux des zones de cisaillement sénestres évoluées. Des chevauchements locaux au voisinage des failles sub-équatoriales et, pour ces mêmes failles, un jeu récent présentant une composante normale, montrent que se sont succédés des épisodes transpressifs et transtensifs. On peut les attribuer au mouvement à tendance alternativement convergente et divergente de la plaque Caraïbe par rapport à la plaque nord-américaine depuis au moins 10 m.a., comme le montrent les données paléomagnétiques et physiographiques de la fosse Caïman, et, pour ce qui concerne le Mexique et le Guatemala, au soulèvement du domaine chiapanèque et quiché depuis l'instauration de la subduction de la plaque de Cocos à l'arrière du Chiapas.

La valeur et l'âge des déplacements ne peuvent être estimés qu'en prenant en compte l'ensemble des failles du système et la situation paléogéographique probable des grands édifices juxtaposés. Les déplacements évalués le long de telle ou telle faille, regardée comme l'accident essentiel, souvent pour des raisons de terminologie ou parce que son expression physiographique, due à son activité récente, est plus spectaculaire, ne doivent pas être considérés représentatifs du jeu total. D'autant plus que les arguments présentés paraissent discutables : le déplacement sénestre de 20 kilomètres de coulées andésitiques de part et d'autre de la faille Motagua-nord (Mc Birney, 1963), en admettant que ces coulées soient de même âge, pourrait ne concerner que le Quaternaire. Les corrélations des structures de part et d'autre de la faille "Polochic" sont encore plus hasardeuses. Leur divergence pour un déplacement supérieur à 150 kilomètres (Kestler, 1972) n'est réelle que si l'on suppose que les directions ouest-est sont antérieures aux coulissages. Or, les multiples exemples du Chiapas montrent qu'elles ont été acquises au cours des déplacements. Pour la même raison le raccord proposé entre l'anticlinal de Chicomuselo et celui de Tactic - Santa Rosa à la suite de l'examen des photographies orbitales LANDSAT (Burkart, 1978), est très hypothétique. Ces deux structures ont pu se former indépendamment et ne sont peut être même pas synchrones. Rappelons que les formations Santa Rosa et Tactic ont été déformées au cours de la phase appalachienne et que l'anticlinal de Chicomuselo est un pli chiapanèque.

Pour ce qui concerne le Chiapas, si l'on s'attache plus particulièrement à l'une des failles, on serait tenté également de minimiser la valeur des décrochements : le jeu latéral du long accident Mapastepec-Huehuetenango n'a peut être pas excédé 10 kilomètres. De part et d'autre de certaines des failles du système de Motozintlá, et en particulier des failles récentes qui prolongent directement la faille "Polochic" du rio Cuilco, affleurent le socle et la couverture du Chiapas. A l'Ouest du compartiment nord de la faille de Belisario-Dominguez affleurent des granodiorites qui, bien qu'elles ne soient pas datées, se rattachent probablement au batholite du Soconusco. En admettant que ce dernier se prolonge au moins jusqu'au lac Atitlán son décalage sénestre, depuis le Miocène moyen, serait de l'ordre de 100 kilomètres.

En fait, chacune de ces failles n'est qu'un élément d'un couloir de cisaillement large d'une centaine de kilomètres. A cette échelle, il n'existe aucune suite logique entre les édifices ou les lambeaux d'édifices transversalement au système. Ni le socle, ni la couverture du Chiapas, hormis des lanières étirées entre les failles du système Polochic, ne se retrouvent plus au Sud. Les termes de passage au bassin ophiolitique du Nord vers le Sud n'ont jamais été reconnus. Si des témoins existent encore, peut être à l'extrémité est de la Sierra de la Minas, ils ne forment certainement pas une zone continue venant à l'arrière du domaine quiché.

Le bassin ophiolitique ne passe pas non plus transitionnellement vers le Sud à la plate-forme carbonatée du bloc du Honduras. Celle-ci l'affronte directement au Sud du système Jocotán-Chamelecón. Les trois grandes zones mésozoïques du bloc du Honduras, plate-forme carbonatée, bassin à élément volcanique, arc andésitique, dont la structuration est bien antérieure à celle du domaine chiapanèque et quiché, ont une logique "Pacifique", selon une direction presque perpendiculaire au couloir de cisaillement.

Il n'est donc pas possible de comprendre la distribution des zones paléogéographiques mésozoïques et la disposition actuelle des édifices de l'Amérique centrale septentrionale, autrement qu'en admettant des déplacements latéraux sénestres considérables durant le Cénozoïque et qu'en les comparant aux différents domaines du Mexique méridional au Nord du système "Polochic", c'est-à-dire au Nord de la Sierra Madre du Sud s.s.

En accolant le Nord du bloc du Honduras aux côtes sud du Mexique, l'harmonie est retrouvée.

La plate-forme chiapanéco-quiché passe par une zone de transition au bassin ophiolitique cuicatèque, prolongé par le bassin guatémaltèque. A l'Ouest vient le bloc d'Oaxaca, prolongé par le bloc du Honduras. Nous verrons (5ème partie) qu'au Mexique il existe une zone de transition en arrière du bassin ophiolitique, sur la bordure orientale de ce bloc. La partie centrale du bloc d'Oaxaca transgressée tardivement, et de sédimentation marine crétacée peu épaisse et peu profonde, est l'homologue des régions nord-orientales du bloc du Honduras. La bordure orientale du bloc d'Oaxaca à sédimentation volcano-détritique (ensemble Huetamo-Cutzamala), correspond aux séries honduriennes de même type de Jocotán et Tegucigalpa. L'arc andésitique Alisitos-Teloloapan, cacheté en Amérique centrale par le volcanisme cénozoïque est présent en lambeaux dans le couloir de cisaillement (arc Chontál et ensemble volcano-plutonique de Motozintlá). Enfin les témoins paléo-océaniques de la bordure ouest de la Basse Californie et de la péninsule Santa Elena du Costa Rica se retrouvent alignés (6ème partie).

Dans cette reconstitution, les formes diapiriques off-shore du Nord du Honduras, allongées ouest-est, se situeraient à l'arrière du Chiapas et ne peuvent donc être parallélisées avec les formations salifères de la périphérie du Golfe du Mexique. Selon J.E. Case et T.L. Holcombe (1980), ces "diapirs" pourraient être des amas serpentineux. La présence dans les îles de la Baie, voisines des "diapirs", de roches ophiolitiques (Mc Birney et al., 1969) semble le confirmer. Les îles de la Baie, comme les "diapirs", se trouvent au Sud du couloir décrochant. Elles pourraient être un témoin, non pas du prolongement oriental des ophiolites guatémaltèques mais de la zone comprise entre le bassin cuicatèque et le bassin guatémaltèque, initialement située au Sud-Est de l'isthme de Tehuantepec.

Le volcanisme tertiaire comme le volcanisme récent s'est développé au cours du déplacement du bloc du Honduras. Il peut donc cacheter plus ou moins certaines failles, sans que ceci constitue un argument prouvant que le jeu de l'ensemble du système est antérieur. Du reste, les limites est du volcanisme oligo-miocène du couloir décrochant et du bloc du Honduras sont décalées en sens sénestre d'au moins 300 km (Fig. I-28). Et rappelons qu'il n'existe pas, au Nord du couloir, de plutonisme et de volcanisme cénozoïque antépliocène.

Si les décalages des édifices mésozoïques et du volcanisme ter-

tiaire ajoutés à l'histoire décrochante du domaine chiapanéco-quiché montrent que l'activité coulissante est cénozoïque, le système de failles est vraisemblablement né antérieurement. Le système actuel Polochic-Motagua correspond en effet, à peu près, à la limite des domaines continentaux et océaniques crétacés. Il est donc probable que, comme les décrochements du Chiapas, il se superpose à un système distensif. Les âges les plus anciens des sédiments du bassin guatémaltèque et du bassin cuicatèque et ceux des séries transgressives des plate-formes voisines sont néocomiens. La distension initiale paraît donc postérieure à celle intervenue au Trias-Jurassique à la périphérie du Golfe du Mexique. Elle s'est probablement manifestée après l'ouverture océanique du Golfe, le bassin guatémaltèque prenant en quelque sorte la relève.

Ainsi dans l'histoire du système Polochic-Motagua peut-on distinguer trois grandes étapes :

1. Il naît à la limite Jurassique-Crétacé en raison de la distension crustale qui va permettre la séparation totale de l'Amérique du Nord de l'Amérique du Sud. Le bassin téthysien ainsi formé prend la succession du bassin jurassique avorté du Golfe du Mexique.

2. A la limite Crétacé-Tertiaire débute le jeu coulissant. Le bloc du Honduras amorce sa dérive relative vers l'Est. Les failles du Chiapas, nées de la distension triasico-jurassique à la périphérie du golfe et proches du système Polochic-Motagua, sont réactivées. Le jeu coulissant permet l'ouverture du bassin du Yucatan qui se termine à l'Eocène inférieur.

3. A partir de l'Oligocène le mouvement s'accélère et le dessin du réseau devient proche de l'actuel. Le déplacement du bloc du Honduras provoque la déformation du domaine chiapanèque et quiché, tandis qu'à son arrière les failles cessent peu à peu d'être actives en tant que coulissages. Le calendrier de la dérive est fourni par l'âge de la déformation chiapanèque et celui du plutonisme et du volcanisme du Mexique méridional, une zone de subduction s'installant progressivement face à ses côtes sud tronquées. Pendant cette longue durée, le bloc du Honduras tend alternativement à converger ou à diverger par rapport à la plaque nord-américaine. Ces composantes provoquent des chevauchements dans le couloir de cisaillement ou à son voisinage, et l'ouverture et l'allongement de la Fosse Caïman, "pull-apart" bassin, dans le domaine marin caraïbe.

4ème PARTIE

LA SIERRA MADRE DE JUAREZ DANS LA REGION DU RIO GRANDE D'OAXACA

*
* *

CHAPITRE I : GENERALITES - DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES.

La Sierra de Juarez, dans le sens où nous l'entendons, va de l'axe néo-volcanique transmexicain à l'isthme de Tehuantepec. Elle est longue de 350 kilomètres et large, en moyenne, de 80 kilomètres. Cet édifice est morphologiquement parfaitement individualisé sur presque toute son étendue : il a pour limite orientale la plaine côtière du Golfe du Mexique et pour limite occidentale de larges vallées d'altitude moyenne qui le séparent du haut-plateau d'Oaxaca. Ce sont : la vallée de Tehuacán, de l'axe néo-volcanique à Teotitlán del camino, orientée Nord-Ouest - Sud-Est, la "Cañada oaxaqueña" de Teotitlán del camino à Oaxaca, orientée Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, qu'empruntent le Rio Grande dans son cours moyen et deux de ses principaux affluents, et la Vallée d'Oaxaca-Mitlā, orientée Nord-Ouest - Sud-Est. De cette dernière localité à l'isthme de Tehuantepec, la limite occidentale de l'édifice est moins nette, en raison de la présence d'un épais plastron volcanique miocène, déjà rencontré au niveau de l'isthme.

Ces trois vallées doivent leur existence à un important système de failles longeant leur bordure orientale et qui, bien que particulièrement spectaculaire, n'a jamais été signalé. Nous l'appellerons système cuicatèque.

La Sierra de Juarez, comme nous l'avons déjà fait à propos de sa terminaison méridionale dans l'isthme de Tehuantepec, peut, dans son ensemble, être divisée en deux grands domaines (Pl. VIII) :

- *un domaine externe*, où affleurent essentiellement d'épaisses séries calcaires crétacées de plate-forme ;

- *un domaine interne*, comprenant des terrains précambriens et paléozoïques et où les formations mésozoïques, surtout détritiques, sont en partie épimétamorphiques et comportent des éléments ophiolitiques.

Ces deux grands domaines, à leur tour, peuvent être subdivisés en différentes unités tectoniques limitées par des contacts chevauchants, toutes à vergence orientale.

Les unités de socle précambrien et paléozoïque inférieur occupent la position la plus interne. Les formations métamorphiques qui les consti-

tuent sont analogues à celles du socle du bloc d'Oaxaca. De ce fait, si la limite géographique occidentale de la Sierra de Juarez est, dans le secteur cartographié, le réseau de failles cuicatèque bordant la cañada oaxaqueña, le front chevauchant des unités de socle situées à l'Est du réseau de failles verticales est la limite géologique du bloc d'Oaxaca (Pl. VII et Pl. VIII). Pour cette raison, nous décrivons les formations du Précambrien et du Paléozoïque inférieur et leurs relations avec les séries du bassin cuicatèque à la fin de cette quatrième partie, dans un chapitre qui servira de transition à l'examen des données concernant le bloc d'Oaxaca (5ème partie).

- *Le domaine externe*, particulièrement dans ses régions septentrionales où il est traversé par l'axe routier Mexico-Veracruz, a fait l'objet de travaux assez nombreux.

Dès la fin du siècle dernier, E. Böse (1899) définit, dans la région d'Orizaba et de Cordoba, trois formations crétacées : les Formations Orizaba, Maltrata et Necoxtla. Ces noms sont toujours usités. Les études réalisées depuis les années soixantes par les géologues de PEMEX et de l'I.M.P. ont conduit à modifier sensiblement les limites stratigraphiques de ces formations (F. Viniegra, 1965 ; F. Bonet, 1969 ; G. Tarango, 1971) et à définir de nouveaux ensembles.

A l'heure actuelle, la formation de calcaires néritiques Orizaba, riche en macrofaune et microfaune, est bien datée de l'Albo-Cénomanién. La formation de calcaires pélagiques Maltrata, d'âge discuté, est attribuée au Turonien-Coniacien ? ; la formation argileuse Necoxtla, au Sénonien supérieur. Cette dernière s'enrichit en lits gréseux à sa partie supérieure. Ces niveaux, datés du Maestrichtien, sont parfois individualisés sous le nom de Formation Mendez, formation définie dans la Sierra Madre Orientale. Au Sud de l'axe transmexicain on utilise actuellement plutôt le terme de Formation Mendez-Necoxtla pour les assises d'âge sénonien supérieur.

Egalement dans la région d'Orizaba et de Cordoba, ont été découverts des calcaires à rudistes et miliolites du Turonien-Sénonien inférieur surmontant les calcaires albo-cénomaniens de même faciès de la Formation Orizaba. Ces calcaires, largement répandus, qui seraient donc contemporains de la Formation Maltrata mais dont le faciès est très différent, portent le nom d'unité Gutzmantla (Viniegra, 1965) ou de Formation Gutzmantla (PEMEX, 1978).

Toujours dans cette région, des calcaires récifaux paraissent parfois inclus dans le Sénonien supérieur argilo-gréseux. Il s'agit de la Formation Atoyac, attribuée pour cette raison au Campanien-Maestrichtien inférieur (Mena, 1958 ; Bonet, 1959).

La présence à l'affleurement dans le domaine externe de la Sierra de Juarez de séries marines anté-albiennes a été reconnue par E. Mena et S. V. Flores. Ce sont les Formations Tepexilotla (Mena, 1960-1962), d'âge néocomien, et Capolucan (Viniegra, 1965), d'âge aptien, dont les localités types se trouvent dans la région de Tlacotepec, à une cinquantaine de kilomètres au Sud de la route Mexico-Veracruz.

Les forages effectués par PEMEX au Nord-Est de la Sierra est immédiatement en avant de son front dans la plaine côtière du Golfe - jusqu'à présent comme au Chiapas, les champs producteurs d'huile et de gaz, emmagas-

sinés dans les calcaires crétacés et les molasses tertiaires, se situent exclusivement dans la plaine côtière - ont pour la plupart rencontré des répétitions des séries crétacées. Ceci a permis à R.W. Mossmann et F. Viniegra (1976) de proposer une coupe du front de la Sierra et d'une partie de la plaine côtière où figurent de nombreuses failles inverses. Enfin, J. González (1976), à partir également des résultats des recherches pétrolières, a établi une coupe générale de la partie septentrionale de la Sierra de Juarez qui montre aussi d'importants chevauchements. Deux des accidents principaux portent le nom de faille d'Orizaba et de faille de Coyomeapan.

- *Les données concernant le domaine interne*, hormis la découverte de pillow-lavas crétacé inférieur près de Tehuacán (Carrasco, 1978), ont été recueillies dans le secteur cartographié, dont nous décrirons d'abord succinctement les caractères géographiques.

La région étudiée correspond à la partie centrale de la Sierra de Juarez. Elle englobe aussi une partie de la Cañada oaxaqueña, de la Vallée Oaxaca-Mitla, et de la bordure orientale du massif d'Oaxaca. Celle-ci sera examinée dans la cinquième partie.

L'axe de drainage principal de la Sierra de Juarez est le Rio Grande d'Oaxaca. Il prend naissance dans la partie méridionale du secteur cartographié. Son cours, d'abord Sud - Sud-Ouest - Nord - Nord-Est, traverse la Sierra d'Est en Ouest, une première fois, emprunte la cañada oaxaqueña sur environ 25 kilomètres, puis recoupe à nouveau la Sierra de Juarez d'Ouest en Est pour aller se jeter dans le Golfe du Mexique. A sa dernière traversée de la Sierra de Juarez, il prend le nom de Rio Santo Domingo, puis de Rio Papaloapan dans la plaine côtière du Golfe.

Un deuxième cours d'eau important, le Rio Santa Rosa, encore appelé Rio San Cristobal, apparaît au Nord-Est du secteur. Il conflue avec le Rio Santo Domingo au Sud de la retenue Miguel Alemán, située au Nord-Est de Tuxtepec, localité importante de la plaine côtière au pied des premiers reliefs de la Sierra de Juarez.

La vallée du Rio Grande est encadrée par deux lignes de crête majeures où les sommets dépassent 3.000 mètres. La ligne de crête orientale est reliée à la plaine côtière du Golfe par un versant à forte pente entaillé de nombreux cours d'eau. La ligne de crête occidentale domine la Cañada oaxaqueña où les altitudes sont inférieures à 1.000 mètres.

La Sierra de Juarez, abondamment arrosée, est couverte d'une végétation forestière dense, en dehors des zones défrichées, limitées aux alentours des villages, presque tous localisés à la vallée du Rio Grande. L'agglomération la plus importante est Ixtlán de Juarez, proche de Guelatao village natal de Don Benito Juarez.

Les vallées qui limitent à l'Ouest la Sierra de Juarez, spatieuses, au climat agréable et bien irriguées, sont davantage peuplées et de longue date, comme en témoignent d'importants ensembles archéologiques précolombiens, ceux de Monte-Albán et de Mitlā par exemple. C'est là qu'est bâtie Oaxaca, la capitale de l'état et l'une des plus belles cités coloniales du Mexique. Elle est reliée à Mexico par la route panaméricaine et une route récente passant par Tehuacán, ainsi qu'à la côte pacifique par la route panaméricaine et les pistes de Puerto Angel et de Puerto Escondido. Enfin

elle est reliée à la plaine du Golfe du Mexique par la route de Tuxtepec. Celle-ci traverse la Sierra de Juarez en passant par Guelatao et Ixtlán.

Les données géologiques se résument à très peu de choses, aux observations réalisées le long de la route Oaxaca-Tuxtepec par S. Bonillas et J. Martínez-Bermúdez (1957), et par E. López-Ramos (1979).

Le travail de S. Bonillas et J. Martínez-Bermúdez a été motivé par le Congrès Géologique International tenu à Mexico en 1957, et durant lequel une excursion a été organisée au district minier de Natividad (gisement de sulfures aurifères et argentifères), situé à une dizaine de kilomètres au Sud-Est d'Ixtlán. Il s'appuie sur un rapport antérieur d'un géologue de PEMEX, P. Velarde. Ces auteurs proposent la succession lithologique suivante :

De la vallée de Mitláp à Ixtlán, les terrains les plus anciens que l'on observe sont des schistes noirs. Ils sont surmontés de grès, de conglomérats et de schistes calcaires, affleurant en particulier dans le cours amont du Rio Grande, puis de calcaires à lits siliceux. La seule donnée paléontologique - il n'y en a pas eu d'autre par la suite - et la présence de Cycadales, probablement du genre *Otozamites* (Jurassique - Crétacé inférieur), rencontrées dans des grès, près du ranch du Rio Grande. Les schistes noirs sont attribués au Jurassique, les grès, conglomérats et marnes au Crétacé inférieur et les calcaires au Crétacé moyen.

E. López-Ramos décrit la totalité de l'itinéraire entre Valle Nacional (50 kilomètres au Sud-Ouest de Tuxtepec) et les environs d'Oaxaca. Il fait part d'un certain nombre de remarques de grand intérêt : la partie inférieure du versant de la Sierra est formée par les conglomérats, grès et pélites rouges (Formation Todos Santos, qu'il appelle Formation Huizachal selon la terminologie utilisée pour ces mêmes couches dans la Sierra Madre Orientale) qui, plus à l'Est, sont sous-jacentes aux calcaires à rudistes affleurant entre Tuxtepec et Valle Nacional. Ils sont très légèrement métamorphiques et traversés d'intrusions mafiques. La partie supérieure du versant, jusqu'à la ligne de crête, est constituée de micaschistes également recoupés par des intrusifs et des dykes basiques. Le contact entre ces deux ensembles est parfaitement localisé. E. López-Ramos relève que la direction de foliation des micaschistes et celles des assises rouges plissées sont les mêmes et en déduit que ces deux séries ont subi une déformation synchrone. Passé la ligne de crête orientale, affleure à nouveau la Formation Todos Santos plus ou moins métamorphisée et tendant à perdre sa couleur rouge, puis, jusqu'à Ixtlán, des schistes renfermant des lentilles de calcaires marmorisés. Enfin E. López-Ramos envisage la possibilité de chevauchements mésozoïques.

CHAPITRE II : LE DOMAINE EXTERNE DE LA SIERRA DE JUAREZ (Pl. VII, VIII et IX).

Dans les régions comprises entre le Rio Santo Domingo et le front du domaine interne (secteur de Valle Nacional), le domaine externe est constitué de trois grandes unités plissées. Elles sont limitées par des chevauchements dirigés Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest et leurs altitudes moyen-

nes décroissent assez brusquement de l'une à l'autre vers le Golfe, en particulier pour les deux plus internes.

Nous les avons individualisées essentiellement à partir de l'examen des photographies aériennes et orbitales et reconnues localement sur le terrain au contact du front du domaine interne ainsi que dans les régions d'Usilá, de la retenue Miguel Alemán et de Valle Nacional. Nous les appellerons de la plus externe à la plus interne : Unité de Montenegro, Unité de la retenue Miguel Alemán et Unité d'Usilá. Seule la partie méridionale de l'Unité d'Usilá apparaît dans le secteur cartographié (Pl. VII).

A. APERCU STRATIGRAPHIQUE.

Les termes rencontrés vont de la molasse post-appalachienne Todos Santos au Paléocène. La succession lithologique et l'épaisseur des formations rappellent de très près celles de la couverture Nord-Occidentale du Chiapas (Fig. IV-1).

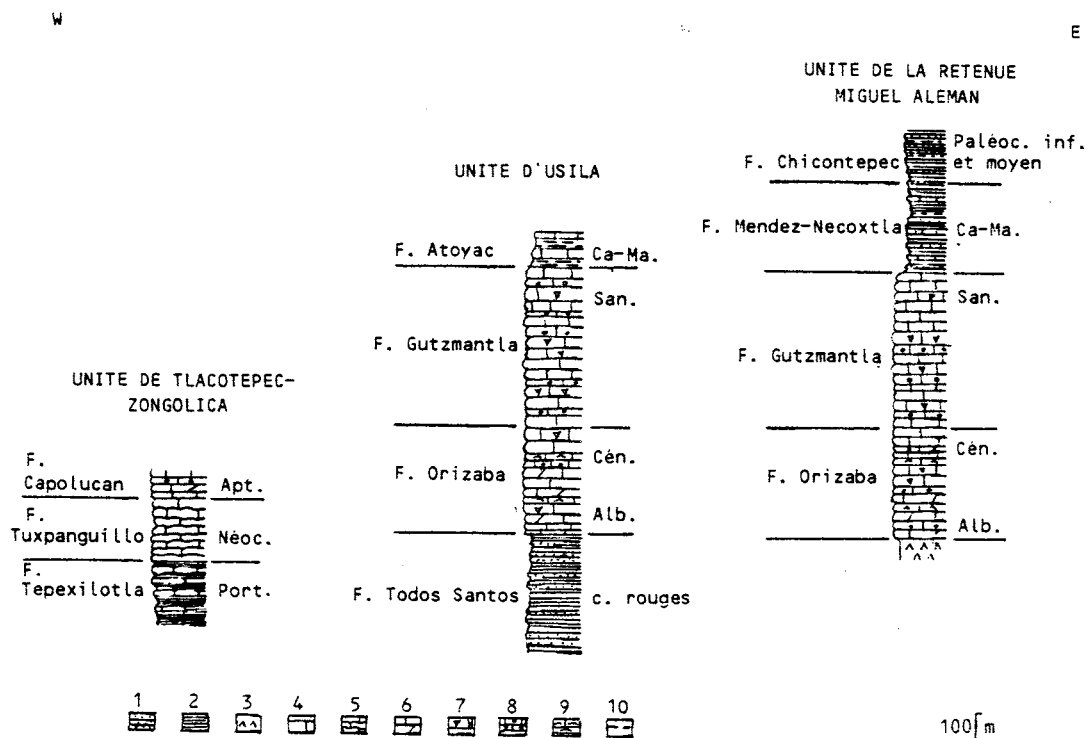


Fig. IV-1 : Colonnes stratigraphiques du Mésozoïque-Paléocène des trois unités du domaine externe de la Sierra de Juárez.

1: conglomérats et grès ; 2: pélites ; 3: évaporites ; 4: calcaires ; 5: calcaires à nodules et lits siliceux ; 6: calcaires dolomitiques ; 7: calcaires à rudistes ; 8: calcaires oolithiques ; 9: calcaires à orbitolines ; 10: marnes.

Le Paléocène détritifique à faciès pélagique (Formation Velasco), surmonté en discordance par l'Eocène inférieur, est connu en sondage dans la plaine côtière du Golfe du Mexique.

I. LA FORMATION TODOS SANTOS.

Le socle de ces trois unités n'affleure pas, et n'a pas été atteint par les sondages pétroliers. Rappelons qu'on connaît le socle par forage en avant de la chaîne où il est constitué essentiellement de roches granitiques qui pourraient prolonger l'axe batholique permo-triasique Chiapas-Mixtequita (cf. IIème partie).

La Formation Todos Santos affleure dans l'Unité d'Usilá. Elle occupe de vastes superficies dans la vallée du Rio Santa Rosa à l'amont d'Usilá. Il est possible qu'elle soit aussi présente, toujours au coeur de l'Unité d'Usilá, dans l'entaille du cours moyen du Rio Santo Domingo.

Son épaisseur observable est voisine de 1.000 mètres ; ses caractères lithologiques identiques à ceux décrits précédemment : conglomérats à dragées de quartz, grès et pélites à vive coloration rouge, violette, parfois verdâtre.

II. LES FORMATIONS MARINES ANTE-ALBIENNES.

A l'amont d'Usilá, et dans la région de Valle Nacional, la Formation Todos Santos est directement surmontée en concordance par des calcaires à rudistes, corrélables aux calcaires albo-cénomaniens d'Orizaba. On connaît toutefois dans le domaine externe, au Nord du Rio Santo Domingo, des assises marines anté-albiennes, soit à l'affleurement, soit par forages :

- Dans la partie frontale de l'Unité de la retenue Miguel Alemán, plus externe que celle d'Usilá, deux forages réalisés près de Tezonapa ont rencontré sous les calcaires albiens d'importantes épaisseurs d'anhydrite attribuée à l'Aptien (López-Ramos, 1979).

- Les formations marines d'âge jurassique supérieur à aptien, découvertes par E. Mena, se situent dans une unité venant à l'arrière de celle d'Usilá. Elle correspond au secteur septentrional de la Sierra de Juarez compris entre le front de chevauchement des unités du domaine interne, à l'Ouest, et les localités de Tlacotepec et Zongolica à l'Est. Selon E. Mena, dans la région de Tlacotepec, les sédiments jurassiques chevauchent des calcaires crétacés, situés dans le prolongement de l'Unité d'Usilá. Il est probable (cf. schéma structural, Pl. VIII) que ce front de chevauchement rejoint celui de l'Unité d'Usilá près de Zongolica. Vers le Sud, il pourrait se prolonger en direction de Huautla (Viniegra, 1965).

- Le Jurassique supérieur (Formation Tepexilotla, définie une dizaine de kilomètres au Nord-Ouest de Tlacotepec) est constitué de schistes calcaires noirs, de calcaires bitumineux et charbonneux, en petits bancs, et de grès. Il pourrait atteindre 500 mètres de puissance. Les calcaires ont livré des ammonites (*Virgatosphinctes* sp., *Kossmatia kingi*, *Micracanthoceras* sp.) d'âge kimméridgien supérieur ? - portlandien. La microfaune (*Calpionella alpina* et plusieurs espèces du *Nannoconus*) indique également un âge fini-jurassique.

- Le passage du Portlandien au Néocomien est progressif. Celui-ci

(Formation Tuxpanguillo, définie une quinzaine de kilomètres au Nord de Zongolica) est représenté par des calcaires noirs en bancs de 50 centimètres à 1 mètre, caractérisés par la présence de nodules et de lits siliceux. Leur épaisseur serait de l'ordre de 500 mètres. Ils ont été datés par diverses espèces de *Nannoconus* (Flores et Mena *in* Viniegra, 1965).

- La formation précédente passe progressivement à des calcaires plus clairs, à horizons microbréchiques, oolithiques ou partiellement dolomités (Formation Capolucan, définie au ranch proche de Tuxpanguillo). Ces niveaux ont fourni une microfaune (*Colomiella recta*, *C. mexicana*, *Nannoconus bucheri*, *N. Wassalli*) d'âge aptien.

La présence dans la région de Tlacotepec-Zongolica de séries marines Jurassique terminal à Aptien, tandis que plus à l'Est les forages ont rencontré des évaporites sous les calcaires albiens, a conduit les géologues pétroliers à différencier au Nord de la Sierra de Juarez un bassin, le bassin de Zongolica, et une plate-forme orientale, la plate-forme de Cordoba. On retrouve ainsi la même disposition que dans les régions méridionales de l'isthme de Tehuantepec où les calcaires à rudistes albiens de la couverture du Chiapas reposent directement sur des niveaux continentaux alors qu'en arrière les faciès sont plus profonds et la transgression plus précoce. Les sédiments de Zongolica peuvent représenter la bordure orientale du bassin cuicatèque. De cette façon, l'Unité de Tlacotepec-Zongolica a pour équivalent, dans l'isthme, l'Unité du Zapote.

III. LES CALCAIRES DE L'ALBIEN ET DU SENONIEN INFÉRIEUR.

Les unités externes de la Sierra de Juarez sont constituées, pour l'essentiel, par une puissante série de calcaires de plate-forme d'âge albien à sénonien inférieur. Ce sont les Formations Orizaba et Gutzmantlá. Leur lithologie est analogue et nous ne les avons pas différenciées dans le secteur de l'Unité d'Usilá figurant sur la carte (Pl. VII).

La distinction entre Formation Orizaba (Albo-Cénomaniens) et Formation Gutzmantlá vient que l'on considère les calcaires pélagiques Turonien-Coniacien ? de la Formation Maltrata, connus de longue date, comme normalement superposés aux calcaires d'Orizaba et qu'il a fallu, par la suite, différencier les calcaires de plate-forme de même âge.

Comme toutes les formations albo-cénomaniennes de la périphérie du Golfe du Mexique, niveaux réservoirs de pétrole, la Formation Orizaba est l'une des mieux étudiée.

Elle est constituée de calcaires beiges ou gris, plus ou moins foncés, fréquemment dolomités, généralement en bancs pluri-décimétriques dont la puissance atteint parfois 4 mètres. Son épaisseur est de l'ordre de 600 à 800 mètres. Elle est très riche en fossiles, principalement en rudistes, caprinidés et radiolitidés, plutôt dans les gros bancs, et en miliolidés. De nombreuses espèces de gastéropodes, de lamellibranches et d'algues calcaires, ont été déterminées. E. Bonet (1969) a établi sa zonation microfaunistique : Albien inférieur (zone à orbitolina), Albien moyen (zone à Nummoloculina) et Cénomaniens (zone à Planomalina).

La Formation Gutzmantlá présente des caractères lithologiques très voisins. Toutefois, les niveaux dolomités, qui sont surtout développés dans

la partie inférieure de la Formation Orizaba, semblent absents. On y rencontre également des niveaux à rudistes et à miliolites et des gastéropodes (Né-rinées, *Acteonella* sp.). Son épaisseur, aussi bien à l'affleurement que dans les forages de la plaine du Golfe, est de l'ordre de 1000 mètres.

G. Mülleried (1942) y a décrit trois nouvelles espèces d'*Apicardia*, *Durania* et *Neoradiolites*, qui jusqu'à présent n'ont pas été rencontrées ailleurs, et qu'il attribue au Sénonien.

La microfaune (Bonet, 1969) indique seulement un âge crétacé supérieur, à l'exception de *Valvulamina picardi*, caractérisant le Santonien.

Au total, l'ensemble calcaire albien à sénonien inférieur du domaine externe de la Sierra de Juarez est, tant par ses faciès que par son épaisseur (environ 2000 mètres), tout à fait comparable à la Formation Sierra Madre du Chiapas. Rappelons que pour ce qui concerne cette dernière, le Turo-nien a été reconnu et que les niveaux les plus élevés sont vraisemblablement d'âge sénonien inférieur.

IV. LE FLYSCH DU SENONIEN SUPERIEUR - PALEOCENE.

Le terme de flysch, pour les dépôts à dominante terrigène concordants sur les calcaires crétacés et conséquence sédimentaire de l'orogénèse de régions plus internes, a été surtout utilisé au Mexique à propos de la Sierra Madre Orientale, par M. Tardy. Il est devenu depuis d'usage courant.

Le Sénonien supérieur et le Paléocène sont largement représentés dans l'Unité de la retenue Miguel-Alemán, au coeur d'un synclonorium où est logé le lac artificiel à l'amont du barrage sur le Rio Tonto, affluent rive gauche du Rio Papaloapan.

- Le Sénonien supérieur (Formation Mendez-Necoxtla) de cette unité est constitué d'une alternance d'argilites, de marnes à concrétions calcaires, de petits lits de calcaires détritiques et de grès de couleur grise plus ou moins verdâtre, jaunâtre, ocre, parfois rougeâtre à l'altération.

Les niveaux calcaires sont habituellement riches en Globotruncanas (Mena, 1958 ; Thalman et Ayala, 1959, *in* Viniegra, 1965 ; Dustano, 1971) permettant d'attribuer à cette formation, sus-jacente au Santonien, un âge campano-maestrichtien.

- Dans l'Unité d'Usilá, en rive gauche du Rio Santo Domingo, entre San Juan et le front chevauchant, les calcaires de l'Albien-Sénonien inférieur sont surmontés par des marnes grises alternant avec des grès à quartz, plagioclases et muscovite, et des bancs décimétriques de calcaires gris. Ces derniers, en lame mince, sont des biomicrites renfermant *Sulcorbitoides par-
doi*, *Sulcooperulina vermonti*, *Planorbulina cretae*, des miliolidés et mélobésiés.

Le Campano-Maestrichtien de l'Unité d'Usilá, où les niveaux calcaires sont plus développés que dans l'Unité de la retenue Miguel-Alemán présente donc un caractère moins profond et peut être comparé à la Formation Atoyac de la région Orizaba-Cordoba. G. Tarango (1971) a observé dans cette

dernière une microfaune néritique (orbitoïdes, pseudo-orbitoïdes) et des fragments de rudistes associés à une microfaune pélagique (Globotruncanas, Calcispherulas). Immédiatement au Nord de l'axe néovolcanique et dans une position un peu plus occidentale (plate-forme de Valles-San Luis Potosi), le Campano-Maestrichtien comporte des calcaires à rudistes et orbitoïdes (Formation Cardenas). L'interdigitation de ces faciès à tendance récifale et des faciès pélagiques de la Formation Mendez a pu être observée en divers points (Carillo-Bravo, 1971).

La distribution des faciès au Sénonien supérieur dans le domaine externe de la Sierra de Juarez, est donc semblable à celle reconnue dans les régions orientales de la Sierra Madre Orientale, et décrite en détail par M. Tardy (1980). Au crypto-flysch correspondant à la Formation Mendez succède, à l'Ouest, des séries néritiques à récifales (Formation Atoyac). Nous verrons que dans les unités internes de la Sierra de Juarez, comme dans les régions occidentales de la Sierra Madre Orientale, les faciès détritiques apparaissent plus tôt, dès le Turonien.

- Le Paléocène n'est présent que dans le coeur du synclinorium de la retenue Miguel Alemán (Formation Chicontepec). Il s'agit d'une alternance de petits bancs argileux gris-vert, jaunâtres à l'altération, et gréseux, fins à grossiers, à ciment calcaréo-argileux, de couleur gris clair. Ces derniers prédominent progressivement sur les niveaux argileux vers le sommet de la formation. Elle renferme de nombreux débris végétaux et de petits horizons de gypse lamellaire indiquant un milieu de dépôt peu profond, proche du rivage. Ces dépôts sont datés du Paléocène inférieur et moyen (López Ramos, 1979).

A l'Est de ces affleurements, le Paléocène rencontré dans les forages de la plaine du Golfe est à faciès plus profond (Formation Velasco) et monte jusqu'au Paléocène supérieur. Son épaisseur dépasse parfois 1.700 mètres (González, 1976 et 1977). Sa partie inférieure est constituée de marnes, sa partie supérieure de lutites gréseuses à intercalations de petits bancs calcaires et de grès calcaires (Viniegra, 1965). La microfaune est caractérisée par de nombreuses espèces de Globorotalia (Landeros, 1978), *Globorotalia uncinata*, *Gl. compressa*, *Gl. pseudo-bulloïdes*, *Gl. trinidadensis* pour les niveaux inférieurs, *Globorotalia velascoensis*, *Gl. pseudo-menardii*, *Gl. pusilla*, *Gl. angulata* pour les niveaux supérieurs.

Les sédiments paléocènes terminent la série stratigraphique du domaine externe de la Sierra de Juarez, à l'affleurement. On ne connaît d'autres formations que des dépôts alluviaux récents, principalement dans les vallées Orizaba-Cordoba et du Rio Tonto, au Nord de la retenue Miguel Alemán, et, naturellement, les produits émis par les volcans de l'axe transmexicain qui constitue la limite nord de l'édifice.

B. TECTONIQUE.

Il n'existe aucune discordance angulaire au sein de la série sédimentaire mésozoïque-paléocène. L'apparition des faciès détritiques au Campanien reflète la tectonisation antérieure des régions plus internes.

L'architecture de l'édifice externe est caractérisée par un train de plis de direction générale Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Est et d'importantes failles inverses. Pour ce qui concerne ses régions méridionales, elles les débitent, comme on l'a vu, en au moins trois unités chevauchantes, d'altitudes décroissantes vers le Golfe, auxquelles s'ajoute, au Nord, l'unité de Tlacotepec-Zongolica (Pl. VIII et Pl. IX).

- Selon E. Mena (1962), l'unité de *Tlacotepec-Zongolica* dessine un géanticlinal déversé vers le Golfe. Son flanc est, cisailé, chevauche des calcaires appartenant vraisemblablement au prolongement de l'unité d'Usilá ; son flanc Ouest comprend trois replis anticlinaux. Le relief est inversé : aux anticlinaux correspondent des cols et aux synclinaux intermédiaires les sommets les plus élevés (Cerros Matlatecoya et Cuautilica).

Le relief des trois autres unités est conforme.

- L'Unité d'Usilá, est aussi formée par un géanticlinal, simplement déjeté. Au Nord du Rio Santa Rosa, entre Huautla et l'accident inverse qui le limite à l'Est, à la hauteur du Rio Santo Domingo, il montre trois à quatre replis anticlinaux assez peu marqués. Au Sud du Rio Santa Rosa, l'unité d'Usilá est affectée par un chevauchement secondaire qui s'enracine axialement à ses deux extrémités, peu au Nord du Rio et, au Sud, avant d'atteindre la vallée Tuxtepec - Valle Nacional (Pl. VIII).

- Le trait majeur de l'Unité de la retenue Miguel Alemán est le synclinorium où se trouvent conservées les assises paléocènes. Son flanc ouest comprend un anticlinal et un synclinal, disparaissant sous le chevauchement de l'Unité d'Usilá. Les calcaires crétacés de son flanc est dessinent trois anticlinaux serrés, déversés vers l'Est. Leur axe est dirigé N 145°E au Nord du Rio Santo Domingo, puis prend progressivement une direction N 170°E plus au Sud. Le front de chevauchement de cette unité, très légèrement oblique aux axes de plis, présente la même inflexion vers le Sud.

- Le style tectonique de l'Unité frontale de Montenegro est le même. Elle comprend quatre plis anticlinaux, déjetés à déversés vers l'Est. Les deux plus internes disparaissent sous le chevauchement de l'Unité de la retenue Miguel Alemán. Les cisaillements limitant les unités tectoniques, parallèles aux axes de plis, sont pénécontemporains de la déformation plicative et apparus vraisemblablement au cours de son évolution tardive.

Le chevauchement de l'Unité d'Usilá sur l'Unité de la retenue Miguel Alemán est particulièrement spectaculaire dans la profonde entaille du Rio Santo Domingo. Les sédiments paléocènes de l'Unité de la retenue Miguel Alemán s'avancent longuement dans le cañon, sous les hautes parois de calcaires crétacés de l'Unité d'Usilá. Le contact, broyé sous plusieurs mètres, est incliné vers l'Ouest d'une trentaine de degrés. Cette valeur, déjà rencontrée dans l'isthme, donnée également par les sondages pétroliers du front de la Sierra (Gonzalez, 1976), paraît bien représentative de l'inclinaison de l'ensemble des failles inverses du domaine externe, comme d'ailleurs de celle du domaine interne, au moins en surface. L'absence de fenêtres rend la portée des chevauchements difficile à estimer. L'extension longitudinale considérable des failles permet de supposer une valeur importante. Pour les failles limitant les Unités d'Usilá (faille d'Orizaba) et de la retenue Miguel Alemán, un rejet de l'ordre de 10 à 20 kilomètres nous paraît une valeur raisonnable. Il pourrait être supérieur.

Les évaporites, là où elles existent - on ne les connaît qu'en sondage au front de la Sierra et nous ne les avons pas rencontrées au sommet de la Formation Todos Santos dans l'Unité d'Usilá - ont dû jouer un rôle en tant que niveau de décollement, comme au Chiapas, plus tardivement. Mais il est loin d'être certain que ceci s'applique à toute la chaîne, que la Formation Todos Santos soit partout un tégument solidaire du socle, et que les failles inverses s'amortissent dans les évaporites pour disparaître avant d'atteindre les couches rouges. Comme dans l'isthme, la Formation Todos Santos, au moins là où elle affleure, est plissée à l'égal des séries calcaires sus-jacentes. En dehors des limites d'extension des assises salifères, le décollement a pu s'effectuer entre la Formation Todos Santos et le granite permotriasique qui constituent son soubassement probable. Rien ne s'oppose à ce que ce socle soit lui-même cisailé, comme l'est celui du bloc d'Oaxaca à son front (Chapitre IV)..

Le front de déformation de la Sierra de Juarez se situe assez largement en avant du front d'érosion actuel. Les forages pétroliers réalisés dans la plaine du Golfe à l'Est de Tezonapa (Mossman et Viniegra, 1976 ; González, 1976) montrent que les séries mésozoïques et paléocènes, fortement plissées et répétées par failles inverses, sont présentes sous les sédiments tertiaires moins déformés, jusqu'à 70 kilomètres au moins à l'Est du front de la Sierra. La carte des anomalies magnétiques de la plaine côtière du Golfe et de sa bordure occidentale (Verdugo, 1969 *in* Lopez-Ramos, 1979), indique que les épaisses séries molassiques tertiaires correspondent à de fortes anomalies négatives. Leurs limites permettent de tracer approximativement le dessin du front cacheté (Pl. VIII).

Bien que l'on ne connaisse pas dans le domaine externe de la Sierra elle-même de formations tertiaires discordantes, il est hors de doute que les plissements et les chevauchements se sont effectués durant la phase laramienne, comme dans la Sierra Madre Orientale que la Sierra de Juarez prolonge géographiquement. En effet, la discordance angulaire des séries molassiques tertiaires, qui reposent, soit sur le Paléocène, qui n'est complet dans aucun puits (Landeros, 1978), soit, plus souvent, directement sur les calcaires crétacés, a été atteinte par plusieurs forages. La série discordante débute par des sédiments marins d'âge éocène inférieur, datés par de nombreuses espèces de Globorotalia. L'Eocène, dont l'épaisseur paraît dépasser 1.000 mètres, est très riche en niveaux conglomératiques, dont les puissants "conglomérats du paléo-cañon du Papaloapan", voisins du cours aval actuel de ce fleuve. On en rencontre encore, en lentilles moins développées, dans la molasse oligocène - où ils constituent parfois des réservoirs de gaz (Champs de Novilero et Veinte) -. Selon E. López-Ramos (1979), ces conglomérats renfermeraient, dans la région de Veracruz, des galets de silex et de basaltes. Ces éléments pourraient provenir de l'érosion des unités internes de la Sierra de Juarez.

Ces données sont en accord avec la fourchette de temps (Danien à Yprésien moyen) que M. Tardy (1980) a proposée pour la phase laramienne dans la Sierra Madre Orientale. On peut admettre, en effet, que la déformation s'est déroulée durant une longue période (± 10 m.a.) et qu'elle a débuté dès la fin du Crétacé, en même temps que la fracturation du Chiapas. La structuration progressive du domaine externe de la Sierra de Juarez, à partir de ses zones les plus internes, a amené le rivage à reculer progressivement. Au Paléocène moyen la déformation n'a pas encore atteint les régions correspondant à l'Unité de la retenue Miguel Alemán, mais les faciès littoraux du Paléocène infé-

rieur et moyen montrent que la mer est en voie de retrait. Déjà, probablement, les régions correspondant aux Unités d'Usilá et de Tlacotepec-Zongolica étaient émergées.

A partir de l'Eocène inférieur, la Sierra de Juarez, comme la Sierra Madre Orientale, est totalement émergée et a acquis ses grands traits architecturaux actuels. En particulier, c'est à l'empilement en cascade des unités chevauchantes laramiennes qu'est dû l'abaissement des altitudes plus ou moins par paliers vers le Golfe du Mexique, et non à une tectonique récente de gradins limités par des failles normales (Pl. X).

En avant du front de la Sierra de Juarez, l'histoire des molasses marines de l'Eocène au Miocène moyen rejoint celle du Chiapas. Elles seront plissées lors de la phase chiapanèque. Comme on l'a vu, le front des déformations miocènes se situe largement au-delà de la limite Ouest du domaine marin actuel.

Rappelons enfin, qu'au niveau des plaines côtières, le volcanisme alcalin et hyper-alcalin de Los Tuxtlas, dans l'alignement de manifestations de nature identique connues jusqu'à la frontière des Etats-Unis, témoigne d'une néotectonique distensive au voisinage du Golfe.

CHAPITRE III : LE DOMAINE INTERNE DE LA SIERRA DE JUAREZ.

Nous distinguerons dans la région cartographiée du domaine interne (Pl. VII), d'Est en Ouest, deux grandes unités tectoniques, l'Unité d'Ixtlán et l'Unité de Yaveni et deux de dimensions plus modestes, l'Unité d'Abejones et l'Unité de la Cumbre, coïncées sous le front chevauchant du socle d'Oaxaca. On peut encore individualiser une unité frontale où nous n'avons reconnu que les couches rouges de la Formation Todos Santos, et sous laquelle disparaissent obliquement les unités du domaine externe d'Usilá, de la retenue Miguel Alemán et de Montenegro (Pl. VIII).

Au Sud-Est du secteur cartographié, l'Unité d'Ixtlán est subdivisée par une faille inverse amenant, à l'Est de Natividad, le Néocomien à chevaucher le Crétacé supérieur. Elle limite peut être une nouvelle unité importante, dans les régions plus méridionales pratiquement inexplorées allant jusqu'à l'isthme de Tehuantepec.

L'Unité de Yaveni se prolonge vraisemblablement, au Nord, par l'Unité de Concepcion Papalo. Celle-ci chevauche, du Sud au Nord, l'Unité d'Ixtlán, puis l'Unité d'Usilá et l'Unité de Tlacotepec-Zongolica. Dans cette région son front correspond à la faille inverse de Coyomeapan (J. González, 1976).

A. LES FORMATION DU DOMAINE INTERNE DE LA SIERRA DE JUAREZ.

I. LES FORMATIONS ANTE-MESOZOÏQUES.

a- Description :

Une série de micaschistes, présente uniquement à la base de l'Unité d'Ixtlan, occupe à l'affleurement de vastes superficies. Sur la route de Tuxtepec à Oaxaca elle affleure sur une épaisseur de 1650 mètres, depuis un petit col situé 3 kilomètres au Nord de Vista Hermosa jusqu'à la ligne de crête dominant la plaine côtière du Golfe.

On peut y reconnaître trois ensembles :

- La base de la série, sur environ 1000 mètres, est constituée de micaschistes à biotite et muscovite alternant avec de petits lits de quartzites micacés.

- Ces micaschistes sont surmontés par des schistes verts chloriteux, très fins, correspondant sans doute à d'anciens niveaux tuffacés.

- Le sommet de la série est constitué de schistes sériciteux jaunâtres et de lits centimétriques de fins quartzites sériciteux.

La foliation de cet ensemble est reprise par des plis isoclinaux dirigés Nord-Ouest - Sud-Est et à plans axiaux plongeant de 15 à 50° vers le Sud-Ouest.

Comme la Formation Todos Santos de l'unité frontale, qui, entre Valle Nacional et Vista Hermosa, est recoupée par trois intrusions de gabbros à augite plus ou moins orientés et des dykes doléritiques, les micaschistes sont traversés de dykes ou de sills basiques anciens, déformés.

b- Age de la série et du métamorphisme. Corrélations. Interprétations :

Un échantillon de micaschiste collecté le long de la route Oaxaca-Tuxtepec, 1 kilomètre au Sud de Vista Hermosa, a fourni un âge K-Ar sur roche totale de 233 ± 12 m.a., fini-permien ou éo-triasique selon l'échelle de G. Odin et W. Kennedy, 1982 (datation H. Bellon, Université de Bretagne Occidentale, Brest).

Il peut traduire, ou l'âge du métamorphisme de la série, qui serait donc imputable à la phase appalachienne s.s., ou celui d'un réchauffement lié à la mise en place des plutons post-appalachiens, par exemple le batholite de la Mixtequita, voisin à l'affleurement.

Quelques données concernant les séries du Paléozoïque supérieur les plus proches, ajoutées à celles précédemment exposées et relatives à l'ensemble des formations de même âge de la périphérie du Golfe du Mexique (1ère partie), peuvent faciliter le choix et permettre d'envisager certaines corrélations paléogéographiques et structurales.

En avant du front de la Sierra de Juarez, dans la région de Veracruz, des micaschistes rencontrés en forage sous la Formation Todos Santos ont fourni un âge K-Ar très voisin, 237 m.a. et deux âges K-Ar sensiblement plus anciens, 273 et 292 m.a. (López-Ramos, 1972). Dans le prolongement septentrional de la Sierra de Juarez, au Sud de la Sierra Madre Orientale, près de San Luis Potosi, une série métadétritique a livré des spores d'âge carbonifère (Reaser, 1978 *in* López-Ramos, 1979). En arrière de la Sierra de Juarez, des formations sédimentaires du Paléozoïque supérieur ont enregistré l'écho d'une phase tectonique intra-Paléozoïque supérieur (5ème partie).

Rappelons qu'au Chiapas existe une discordance angulaire entre le Mississippien, légèrement métamorphique (Formation Santa Rosa inférieure), et le Pennsylvanien sédimentaire, et que, d'une façon générale, au Mexique et en Amérique centrale, les faciès du Paléozoïque supérieur sont de plus en plus détritiques et deviennent épimétamorphiques en direction du Golfe du Mexique. Par ailleurs, les formations calédoniennes du Mexique méridional et de l'Amérique Centrale (1ère et 5ème parties) présentent un degré de métamorphisme beaucoup plus élevé. On peut donc admettre que :

1°/- La série méta-détritique de la base de l'Unité d'Ixtlán est d'âge paléozoïque supérieur, peut être uniquement carbonifère.

2°/- Elle est à rapprocher des séries épimétamorphiques détritiques dépourvues d'assises carbonatées connues ailleurs à la périphérie du Golfe du Mexique et au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud (Formation Mucuchachi) et venant à l'arrière des séries sédimentaires hercyniennes de plate-forme riches en carbonates. On peut la regarder, par exemple, comme un équivalent latéral plus interne de la Formation Santa Rosa inférieure du Chiapas, et l'homologue des formations épimétamorphiques paléozoïque supérieur du Guatemala et du Honduras britannique. Ses niveaux tuffacés seraient alors l'équivalent des assises pyroclastiques et des coulées de laves acides des formations guatémaltèques Sacapulas, des environs de Cobán et Chichol, des Altos Cuchumatanes, et du "Bladen volcanic member" de la Formation Maya du Honduras britannique, d'âge radiométrique carbonifère.

3°/- La première déformation plicative accompagnée de métamorphisme est éo-hercynienne, peut être contemporaine de la phase Wichita des Appalaches.

4°/- L'âge radiométrique obtenu est à rapprocher des âges voisins fournis par les batholites de la Mixtequita, du Chiapas, du Guatemala et des Monts Maya, et par les séries épimétamorphiques de la périphérie du Golfe du Mexique. Il traduit un réchauffement dû à l'importante activité plutonique post-appalachienne permo-triasique.

5°/- La série paléozoïque supérieur a été recoupée par des dykes et des sills basiques liés à la distension crustale débutant à la limite du Jurassique et du Crétacé (cf. infra), qui a permis l'individualisation du bassin cuicatèque.

6°/- Elle a été par la suite plissée et cisailée au cours des phases subhercynienne et laramienne et, pour ce qui concerne la phase subhercynienne, à nouveau soumise à un climat métamorphique d'intensité voisine de celui de la phase éo-hercynienne.

II. LES FORMATIONS MESOZOÏQUES. LE BASSIN CUICATEQUE.

a- La Formation Todos Santos (Fig. IV-2).

C'est uniquement dans l'Unité d'Ixtlán que l'on peut observer la base de la série mésozoïque. Elle affleure notamment le long de la route d'Oaxaca-Tuxtepec, en deux points : entre les déviations à Yolox et Macuntianguis, et peu au Sud de la déviation à Luvina.

Le Mésozoïque débute par un liseré de 10 à 30 mètres d'épaisseur de schistes et de grès rouges à séricite, tendant, comme dans les unités épimétamorphiques de l'isthme de Tehuantepec, à prendre une couleur jaunâtre. Il devient alors très difficile de les distinguer des schistes sériciteux paléozoïques sous-jacents.

L'épaisseur réduite de ces niveaux, que l'on peut considérer comme l'équivalent interne de la Formation Todos Santos, contraste avec les 1000 mètres et davantage de couches rouges des unités du domaine externe. Cette opposition traduit sans doute une situation paléogéographique éloignée.

b- Les formations marines du Jurassique terminal ? à l'Aptien.

1. La série détritique inférieure à serpentinites et diabases.

Elle est présente dans toutes les unités du domaine interne mais n'est complète que dans celle d'Ixtlán. Nous estimons son épaisseur originelle à environ 500 mètres. Sa lithologie est variée.

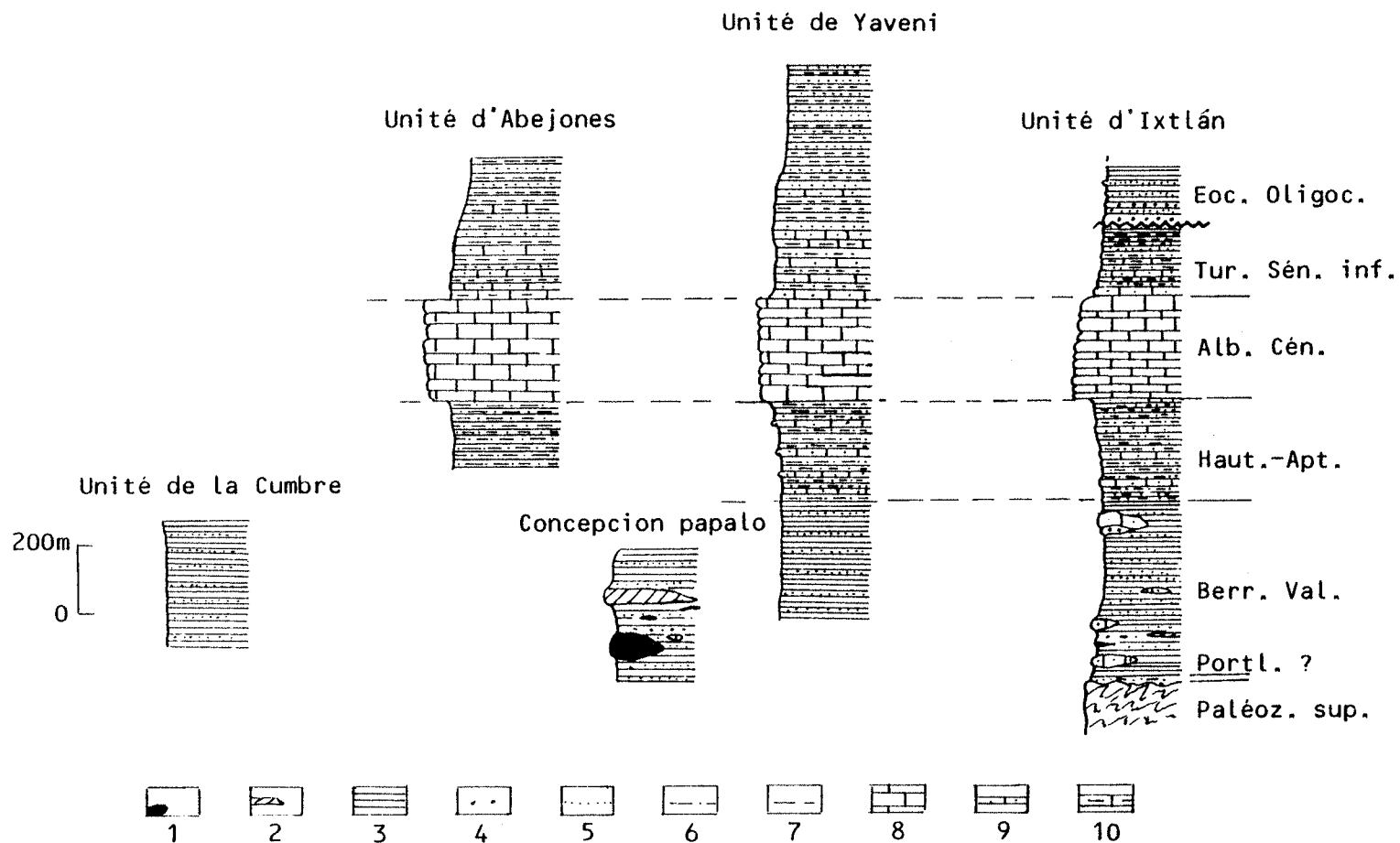
- Les roches les mieux représentées sont des schistes noirs graphiteux et sériciteux, parfois riches en pyrite, à petits lits de grès quartzitiques plus clairs, généralement à grain fin.

- Des niveaux argileux, moins riches en matière organique, sont transformés en schistes sériciteux et chloriteux, plus souvent situés vers le sommet de la série (Unité d'Ixtlán, Unité de la Cumbre).

- Localement, dans les unités les plus proches du bloc d'Oaxaca, Unité de la Cumbre et Unité de Concepción Papalo, s'intercalent des passées conglomératiques métriques. On y reconnaît habituellement des éléments gneissiques du socle précambrien d'Oaxaca. De plus, 1 kilomètre au Nord de la Cumbre, un conglomérat à épidote contient des éléments de grès et de calcaire gréseux (Paléozoïque supérieur d'Oaxaca ?) et, le long de la piste d'Huautla, près du Puerto de Soledad, des éléments de serpentine.

En lames minces, les grès présentent tous une composition arkosique. Ils renferment des quartz anguleux, généralement de petite taille, associés à des plagioclases en proportion variable, des microclines et des biotites moins abondants, et quelquefois des zircons. La matrice argileuse ou argilo-calcaire originelle est transformée totalement ou partiellement en séricite et calcite.

Les éléments détritiques proviennent donc essentiellement de la dénudation du socle d'Oaxaca, érodé jusqu'au Précambrien avant sa transgression totale qui n'interviendra qu'à l'Albien (5ème partie).



Cet ensemble détritique renferme des lentilles de serpentinites, des coulées de diabases et des lentilles de calcaires marmorisés.

D'une façon générale, les serpentinites et les diabases se rencontrent essentiellement dans l'unité la plus interne, celle de Concepción Papalo, et les lentilles calcaires sont surtout développées dans l'Unité d'Ixtlán.

1.1. Les serpentinites et les diabases.

Entre l'isthme de Tehuantepec et le secteur cartographié existe au moins un affleurement de grande taille de "roches vertes" (péridotites serpentinisées ? diabases ?), selon J.M. López-Rubio (*in* López-Ramos, 1976) qui les a découvertes, dans la région du cours amont du Rio Cajonos, à une quinzaine de kilomètres au Nord de Yalalag. Cet affleurement est porté sur la carte géologique du Mexique en tant qu'"intrusif mésozoïque".

Dans le secteur cartographié, les principaux affleurements de serpentinites et de diabases se situent à l'Est de Cuicatlán, dans la région de Concepción Papalo - Santa Maria Papalo, notamment en rive droite du Rio Chiquite, dans les cerros Cheve et Pelón et en rive droite du Rio Santo Domingo, en particulier sur la piste de Quiotepec à Coyula. Les lentilles de serpentinites sont de taille métrique à hectométrique. La plus importante, près de Concepción Papalo, a fait l'objet d'une tentative d'exploitation pour l'asbeste. Les coulées diabasiques atteignent plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Outre les schistes et grès décrits précédemment, on rencontre au voisinage des lentilles serpentineuses et des diabases, des schistes verts à quartz, plagioclases, pyroxènes et olivine comme constituants principaux, calcite, chlorite et épidote pour minéraux secondaires, et des schistes sériciteux jaunes à quartz, plagioclases, pyroxènes ou amphiboles dans une pâte crypto-cristalline. Les premiers sont sans doute d'anciennes grauwackes, les seconds d'anciens tufs.

Les diabases montrent en lames minces une structure intersectorale à lattes de plagioclases saussuritisés et augite ouralitisée.

Il existe aussi de rares affleurements de serpentine, de dimensions très limitées, et des paléo-laves dans l'Unité d'Ixtlán :

- Sur la piste de Yolox, à 8 kilomètres de l'embranchement de la route Oaxaca-Tuxtepec, une lentille d'un mètre d'épaisseur de serpentinite est présente dans un affleurement d'une vingtaine de mètres de

Fig. IV-2 : Colonnes stratigraphiques des formations des unités internes de la Sierra de Juarez.

1: serpentinites ; 2: diabases ; 3: schistes graphiteux, schistes sériciteux et chloriteux ; 4: conglomérats ; 5: grès ou quartzites ; 6: lutites et grès ; 7: marnes ; 8: calcaires à lits siliceux ; 9: calcaires détritiques ; 10: calcaires argileux.

gros bancs gréseux verts. Certains montrent, en lames minces, des éléments de grès quartzitiques et de serpentine et la paragenèse habituelle, calcite, séricite, chlorite. D'autres sont des métagrauwackes très riches en augites plus ou moins émoussées. Ces bancs sont insérés dans les schistes graphiteux à séricite (Fig. IV-3).

- Sur la piste de Luvina, à moins d'un kilomètre de l'embranchement de la route Oaxaca-Tuxtepec, toujours dans les schistes graphiteux et sériciteux, est intercalé, sur une dizaine de mètres de puissance, un niveau massif sombre. La roche, en lames minces, et une lave microlitique à plagioclases saussuritisés, assez riche en petites biotites.

En dehors du secteur cartographié nous n'avons pas rencontré de serpentines ou de diabases dans les schistes à l'Est de la Cañada Oaxaqueña, au Nord du rio Santo Domingo, lors de reconnaissances effectuées jusqu'au front du domaine interne en suivant les pistes de Huautlá et de Zoquitlán. Quelques horizons massifs verts ont un aspect voisin des diabases. Les lames minces montrent qu'il s'agit de méta-arkoses et de métagrauwackes.

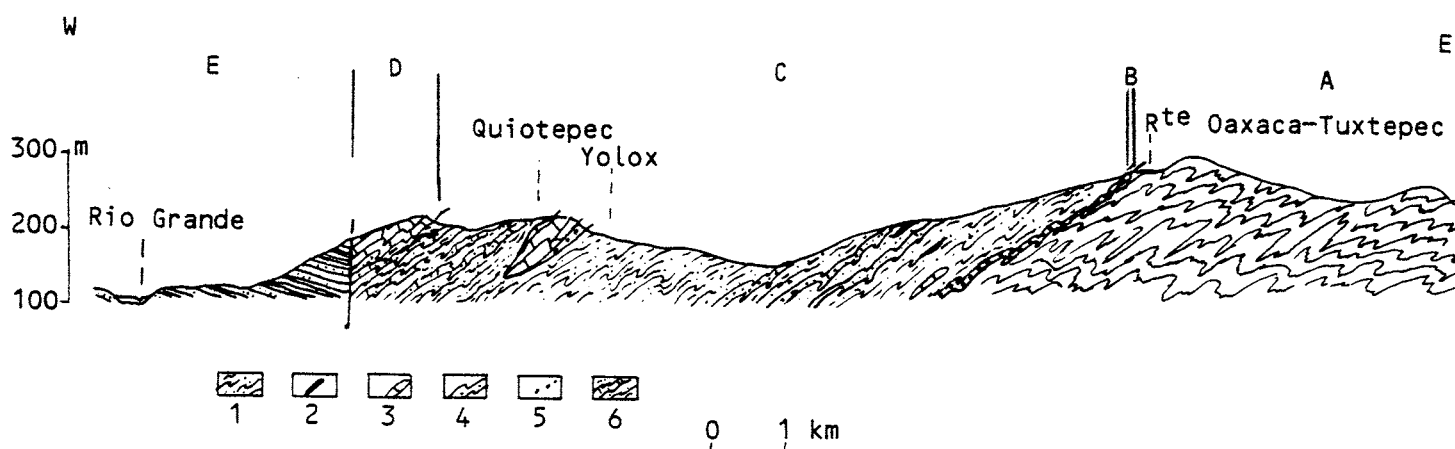


Fig. IV-3 : Coupe de l'Unité d'Ixtlán à hauteur de la piste de Yolox.

A: Paléozoïque supérieur ; schistes chloriteux, schistes et quartzites sériciteux du sommet de la série ; B: molasse continentale post-appalachienne (Formation Todos Santos métamorphisée) ; grès et schistes rouges sériciteux ; C: Formations détritiques marines mésozoïques anté-albiennes du Jurassique terminal ? Berriasien-Valanginien, dont :

1 à 4: série détritique inférieure avec 1: schistes graphiteux et sériciteux et quartzites sériciteux ; 2: lentilles de serpentinite ; 3: lentilles de marbres détritiques valanginiens ; 4: métagrès et métagrauwackes à éléments de serpentinite ; 5: conglomérats, grès et pélites sériciteux bigarrés et 6: série détritique supérieure de l'Hauterivien-Aptien ; calcschistes, grès et calcaires détritiques sériciteux.

D: calcaires à lits siliceux de l'Albo-Cénomaniens ; E: molasse continentale de l'Eocène-Oligocène ; conglomérats, grès et pélites rouges.

On retrouve les diabases au Nord de la Sierra de Juarez dans la région de Tehuacán. L'Arroyo Salado, et mieux encore la Barranca de San Antonio descendant de San Bernardino Lagunas vers la vallée de Tehuacán, offrent d'excellentes coupes de la série détritique et des calcaires sus-jacents. Elles seraient d'autant plus intéressantes à étudier en détail que la série, si elle est encore schistosée, est à peine métamorphique.

Les laves découvertes dans l'Arroyo Salado par B. Carrasco (1978) ont été considérées par cet auteur comme des andésites, et rapprochées des laves de l'arc Alisitos-Teloloapán. Ce sont en fait des basaltes à structure doléritique, à phénocristaux d'olivine et d'augite, plus ou moins chloritisés, épidotisés, et à îlots de calcite. Ils présentent un débit en coussins parfaitement conservé et, fréquemment, des vacuoles remplies de calcite.

Dans l'Arroyo Salado et la Barranca de San Antonio existe environ une dizaine de niveaux basaltiques, pour certains peut être redoublés tectoniquement. Ils ne sont pas très épais, de l'ordre de 5 à 20 mètres.

Ces coulées sont intercalées dans des schistes noirs (roches les plus fréquentes), des grès arkosiques, des grauwackes jaunâtres et des tufs jaune clair à ocre. Il s'ajoute, dans l'Arroyo Salado, vers la cote 1650, une lentille conglomératique calcaire à fragments de rudistes.

Les roches basaltiques ne sont présentes que dans les 300 mètres inférieurs de la série détritique (jusqu'à San Antonio Cañada dans la Barranca de San Antonio), qui affleure sur une épaisseur d'environ 800 mètres. Les 500 mètres supérieurs sont constitués d'une alternance de petits bancs gréseux, argileux et calcaréo-détritiques. Ils passent en concordance (le contact est très bien exposé près de San Bernardino Lagunas), à des calcaires à lits siliceux.

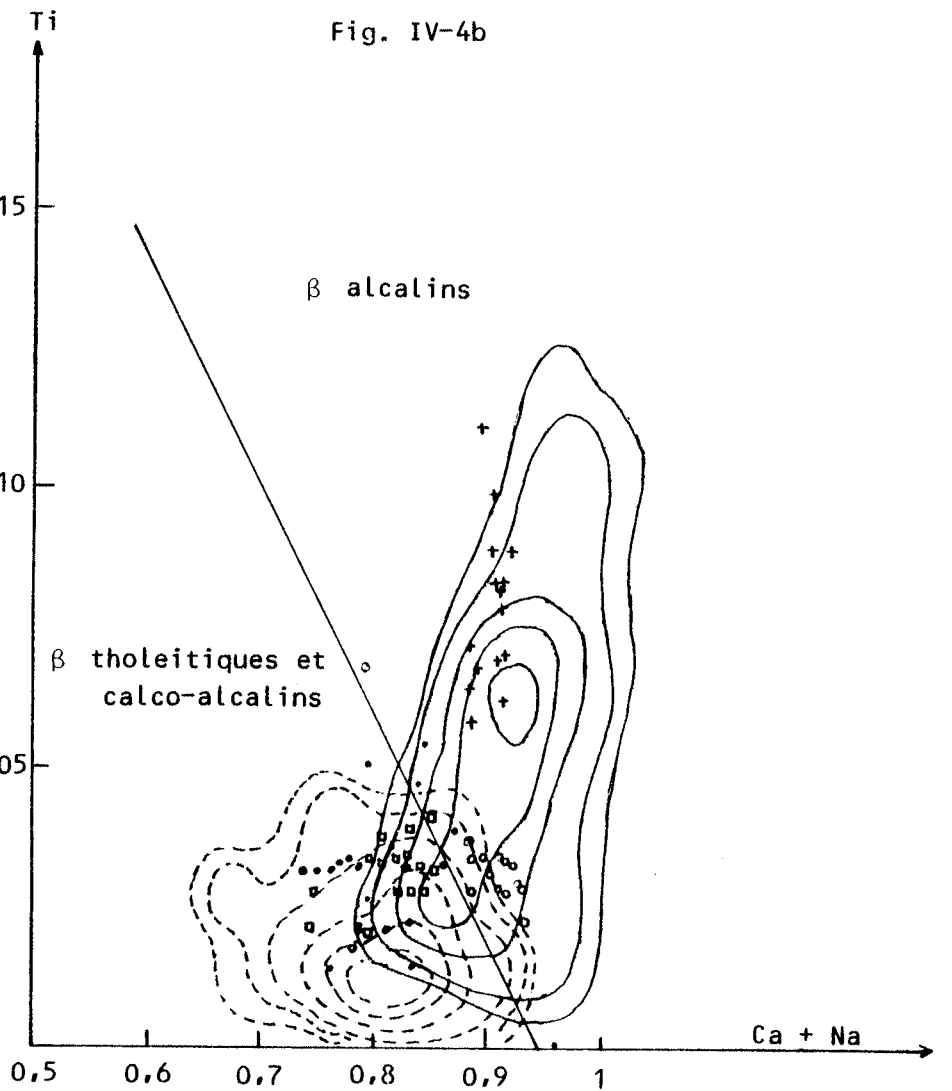
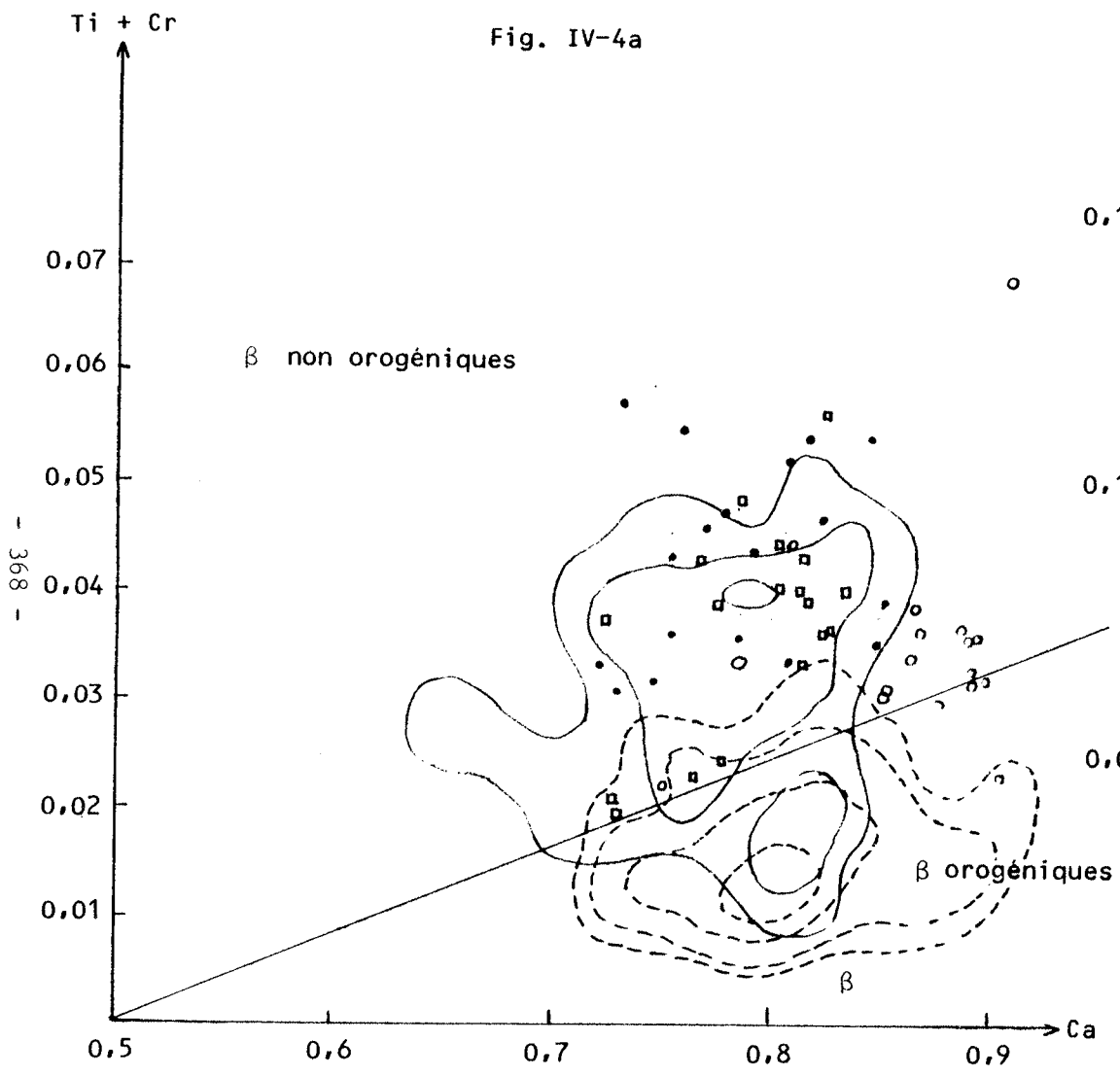
Ainsi, au Nord de la Sierra de Juarez, à la limite de l'axe néovolcanique, et dans ses régions internes, la succession des niveaux, volcaniques et volcano-détritiques, détritiques puis carbonatés pélagiques, est, à l'absence près de lentilles de serpentine, tout à fait comparable à celle rencontrée dans les assises épimétamorphiques, depuis l'isthme de Tehuantepec jusqu'au Nord de la Cañada Oaxaqueña.

1.2. Affinités magmatiques des diabases déduites de l'analyse des clinopyroxènes. Implications géodynamiques.

Une cinquantaine d'analyses à la microsonde, de clinopyroxènes provenant d'échantillons de diabases de la région de Concepción Papalo (P2 et P3) et de métagrauwackes de la région de Yolox (x5), ont été effectuées par R. Maury à l'Université de Bretagne Occidentale, à Brest.

Les teneurs en Ti, Cr, Ca et Na ont été reportées sur les diagrammes de discrimination proposés par J. Leterrier et al. (1982) (Fig. IV-4).

Le résultat de 16 analyses de clinopyroxènes provenant des gabbros de l'isthme de Tehuantepec (AB3) a aussi été reporté, à titre indicatif, pour ces mêmes diagrammes, bien qu'ils ne s'appliquent pas en toute



□ P2 + P3 · X5 ○ AB3

rigueur, les conditions de cristallisation des laves et des roches plutoniques étant, bien sûr, différentes.

On constate que :

- Tous les pyroxènes des diabases et des grauwackes se situent dans le champ "non orogénique", de façon très claire (Fig. IV-A-a).

- La plupart des pyroxènes des grauwackes et des diabases P₂ se situent dans le champ "non alcalin". Les pyroxènes des diabases P₃ tombent typiquement dans le champ des basaltes alcalins.

- Les pyroxènes des gabbros se placent à la limite des champs alcalin et non alcalin et sont plutôt proches des pyroxènes de croûte océanique (Fig. IV-4-a et IV-4-b).

Les laves du bassin cuicatèque sont donc des basaltes alcalins et des basaltes tholéïtiques de zones en extension. Leur affinité magmatique s'oppose à celle de la plupart des laves du domaine caraïbe, "orogéniques" (arcs insulaires, marges actives) (Le Terrier et al., 1982) y compris celles du "complexe ophiolitique" de la Désirade (Le Guen de Kerneizon et al., 1979).

Le caractère mixte des laves, tholéïtiques et alcalines, indiqué aussi pour les gabbros, laisse supposer que l'ouverture "océanique" est restée limitée. Ceci ajouté au très faible volume des serpentines, en lentilles ou en grains détritiques, à l'absence de véritables complexes ophiolitiques, à l'absence de radiolarites, confirme l'aspect que devait présenter le bassin cuicatèque au maximum de son ouverture : celui du Golfe de Californie (ou mer de Cortès) dans son stade actuel. La comparaison peut aller plus loin : le paléo-bassin cuicatèque et le néo-bassin de Cortès sont à peu près parallèles. L'extrémité du bassin de Cortès est reliée à la zone de subduction pacifique par le système transformant de San Andreas. On peut aisément supposer qu'un paléo-système transformant cuicatèque, cacheté aujourd'hui par l'axe néovolcanique, liait l'extrémité du bassin cuicatèque à la paléozone de subduction pacifique (6ème partie).

1.3. Les lentilles calcaires.

Dans les schistes, à tous les niveaux, même jusqu'au voisinage des diabases et des serpentines, s'intercalent des lentilles de calcaires marmorisés. Elles sont de dimensions diverses, allant du bloc métrique à des massifs plurihectométriques. Les lentilles sont nombreuses dans l'Unité d'Ixtlán, et c'est là qu'elles atteignent leur plus grande taille. La route Oaxaca-Tuxtepec en recoupe plusieurs, entre Ixtlán et l'embranchement de Yolox, par exemple au Llano de las Flores, doline déterminée par l'une d'entre elles.

Fig. IV-4 : Analyses de clinopyroxènes des diabases, grauwackes et gabbros du bassin cuicatèque portées sur les diagrammes de discrimination de Leterrier et al. (1982).

Commentaire dans le texte.

On en rencontre beaucoup moins fréquemment dans les unités plus internes. Elles existent cependant, par exemple à une centaine de mètres à l'Est de la lentille de serpentine que l'on a tenté d'exploiter pour l'asbeste près de Concepción Papalo et sur la piste de Huautla, entre le Puerto de Soledad et le Puerto de Guadalupe.

Ces lentilles sont constituées de calcaires foliés, sombres, gris à franchement noirs, en bancs décimétriques. Ils sont le plus souvent détritiques et renferment parfois des passées gréseuses. Deux des plus importantes, l'une entre Yolox et Quiotepec (Fig. IV-3), l'autre dans l'Arroyo Molino entre Ixtlán et Natividad reposent sur quelques mètres de conglomérats verts à violacés, chloriteux et sériciteux, à gros quartz aplatis, associés à des grès et despélites rouges sériciteux. Ces niveaux sont concordants avec les calcaires et les schistes graphiteux sous-jacents. Il s'agit vraisemblablement d'une resédimentation dans le bassin, des couches rouges de la Formation Todos Santos des régions émergées orientales ou occidentales qui l'encadraient. Les lentilles calcaires, dont le faciès est celui des calcaires d'âge jurassique terminal-néocomien de l'Unité de Tlacotepec-Zongolica et qui contiennent parfois des fragments de rudistes, proviennent sans doute, de façon analogue, de la resédimentation des carbonates des zones de transition aux plate-formes de Cordoba et d'Oaxaca (ceci rappelle les passées de marbres à fragments de rudistes de la Formation Sanarate intercalées dans les schistes à ophiolites du bassin guatémaltèque).

En lames minces, tous ces calcaires sont des micrites à radiolaires aplatis, plus ou moins riches en petits quartz anguleux et en matière carbonneuse, totalement ou partiellement recristallisés, renfermant parfois une microfaune de foraminifères déterminables.

1.4. Age de la série détritique à ophiolites.

- Ce sont les études palynologiques (réalisées à l'Institut de Géologie de l'U.N.A.M. par E. Martínez) qui nous ont d'abord permis de rattacher au Mésozoïque les schistes à ophiolites, considérés généralement d'âge paléozoïque, voire précambrien. Des palynomorphes appartenant au genre *Classopulvis* (Pflug), genre qui apparaît au jurassique et surtout abondant au Néocomien, ont été dégagés de schistes graphiteux collectés dans l'Unité de la Cumbre, 500 mètres au Nord de cette localité. Ils renferment en outre, ainsi que les schistes noirs des autres unités, des radiolaires aplatis.

- Des échantillons des niveaux gréseux des schistes noirs des Unités de la Cumbre et de Yaveni, provenant de la région de la Cumbre, des cours amont des Rios San Miguel et San Matias, montrent en lames minces des radiolaires, des bryozoaires, des débris d'échinodermes et d'algues, stromatoporidés, lithocodium, et *Bacinella irregularis*, *Lenticulina* sp. et *Cladocoropsis* sp.

- L'une des lentilles de calcaire folié, située sur la piste d'Analco près de son embranchement avec la route Oaxaca-Tuxtepec, renferme des fragments de rudistes d'âge crétacé inférieur. *Toucasia* sp., *Apricardia* sp. et de caprotinidés (détermination G. Alencaster). Ils sont liés par un ciment micritique à radiolaires.

- La lentille de calcaire bréchiq ue intercalée entre les

pillow lavas de l'Arroyo Salado renferme également des fragments de rudistes d'âge crétacé inférieur : *Toucasia* sp. et Monopleuridés.

- Deux lentilles de calcaires moins recristallisés, situées entre Ixtlán et Natividad, ont pu être datées du Valanginien par la microfaune :

. La première est celle qui, en rive gauche de l'Arroyo Molino, surmonte des pélites et grès rouges. Les calcaires sont des micrites à radiolaires et foraminifères dans lesquelles on reconnaît : *Lenticulina* sp., *Trocholina alpina*, *Pseudo-textulariella salevensis*, *Pseudo-cyclammina lituus* et *Cladocoropsis mirabilis*.

. La seconde est située à l'entrée de Natividad dans les schistes graphiteux et sériciteux. Le microfaciès et la microfaune sont identiques.

Nous retrouverons ces mêmes espèces à la base de la série transgressive de la bordure orientale du massif d'Oaxaca.

Dans la région de Natividad, sous ces calcaires valanginiens, la série schisteuse (schistes graphiteux et schistes jaunes sériciteux) est très épaisse, bien qu'incomplète, puisqu'elle chevauche (à partir de la cote 1750 mètres dans le Rio de Natividad) le Crétacé supérieur. La lentille à rudistes d'Analco est également éloignée des couches rouges de la base de la série. Quant à la même série de la région de Tehuacán, sa base n'affleure pas. Il est donc fortement probable que cette séquence sédimentaire à ophiolites inclut également le Berriasien et peut être le Jurassique terminal. C'est ce que laisse supposer l'âge portlandien des niveaux inférieurs de l'unité externe de Tlacotepec-Zongolica.

2. La série détritique supérieure.

2.1. Description lithologique.

Les schistes à serpentines et diabases passent en concordance à une série détritique qui se distingue de la précédente par sa couleur plus claire, due à la disparition des niveaux graphiteux, l'absence de serpentine et de diabase, et l'apparition de petits lits de calcaires détritiques. Elle est aussi apparemment moins métamorphique, quoi qu'on y rencontre toujours plus ou moins de séricite.

Cette série affleure sur plusieurs kilomètres le long de la route Oaxaca-Tuxtepec, depuis le chevauchement de l'Unité de la Cumbre, à l'Ouest d'El Punto, jusqu'aux environs de Guelatao où elle disparaît sous des formations volcaniques tertiaires. Nous estimons l'épaisseur de cette partie supérieure de l'ensemble détritique à 300 mètres.

Il s'agit de calco-schistes verdâtres, gris clair, jaunes à l'altération, alternant avec des niveaux centimétriques de grès à grains fin à moyen et de calcaires détritiques gris clair à gris sombre.

Les éléments détritiques des grès et des calcaires sont des quartz anguleux, essentiellement, des plagioclases et des biotites. Le ciment des grès est argileux à calcaréo-argileux, partiellement recristallisé

en séricite et calcite. Les calcaires détritiques sont à pâte micritique riche en radiolaires.

Nous n'avons pas distingué cartographiquement cette série de la série précédente dans la région comprise entre le Rio Santo Domingo et le Rio Grande que nous avons beaucoup moins parcourue. Elle paraît n'affleurer qu'au Nord-Est de ce secteur (région de Cuayamecalco). Etant donné le pendage général vers l'Ouest, il est probable qu'elle est chevauchée par les schistes à serpentine de Quiotepec-Concepción Papalo, selon un contact nord-ouest-sud-est passant près de Coyala.

2.2. Age de la série détritique supérieure.

C'est dans cette série, dans l'Unité d'Ixtlán, qu'ont été trouvés des débris de Cycadales. Toujours dans cette unité et ces mêmes niveaux, F. Ortega, à la recherche du Précambrien et du Paléozoïque portés sur la Carte géologique du Mexique dans cette région, a découvert près de Guelatao une ammonite très déformée, néocomienne (renseignement oral). Nous n'avons pas eu la chance de rencontrer des macrofossiles.

Les seuls niveaux qui aient fourni une microfaune de foraminifères déterminables sont des calcaires détritiques situés dans l'Unité de Yaveni à la base de la série, en rive gauche de la vallée du Rio San Miguel, au Nord de cette localité, vers la cote 2000 mètres. Ils montrent, en lames minces, des dasycladacées et une microfaune à *Pseudotextulariella salevensis*, *Trocholina alpina*, *Neotrocholina valdensis*, indicative du Valanginien-Hauterivien.

La série étant, d'autre part, comprise entre le Valanginien et l'Albien datés nous l'attribuons à l'Hauterivien-Aptien.

c- Les calcaires albo-cénomaniens :

I. DESCRIPTION.

La série détritique Jurassique terminal ? à Aptien est surmontée par de puissantes assises calcaires qui dessinent dans le paysage des reliefs fortement dissymétriques, à versant occidental, moyennement incliné, et falaises verticales orientales regardant vers le Golfe du Mexique. Leur répétition facilite l'identification des unités tectoniques. Celles des unités d'Ixtlán et de Yaveni, allongées Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, déterminent deux lignes de crêtes secondaires, où les sommets dépassent 2.500 mètres, encadrant le cours encaissé du Rio Grande.

Au Nord du cours transverse du Rio Grande et jusqu'au Nord de la Cañada-Oaxaqueña, ces calcaires n'affleurent plus. On les retrouve, on l'a vu, au Nord de la vallée de Tehuacán.

Le passage de la série détritique aux calcaires est, comme dans l'isthme, assez brutal. Ils sont annoncés par un enrichissement de la série détritique à sa partie sommitale en niveaux calcaréo-détritiques et marneux plus épais.

Ces calcaires, gris, à patine claire, se présentent en petits bancs caractérisés par des nodules et des lits siliceux. Leur épaisseur est de 300 mètres.

2. AGE. CORRELATIONS.

En lames minces, les calcaires sont des micrites à radiolaires plus ou moins recristallisées, à pithonelles, petites hedbergelles cancellées et rotalipores.

Dans le secteur cartographié, en rive gauche du Rio Grande, les niveaux de bases renferment *Paracoskinolina summilandensis* (Aptien supérieur à Albien moyen). L'Albien supérieur est caractérisé par *Ticinella roberti* et *Favusella washitensis*, présents dans le tiers inférieur de la série près de Mexico. Les niveaux plus élevés renferment *Rotalipora appennina* (Albien supérieur - Cénomaniens inférieur). Le Cénomaniens supérieur n'a pu être caractérisé.

Dans la région de Tehuacán, les calcaires à lits siliceux surmontant la série détritique à pillow-lavas basaltiques à la base ont le même aspect. En lames minces, ils montrent également la même association microfaunistique à radiolaires, hedbergelles, pithonelles.

Des échantillons provenant de la piste de San Bernardino Lagunas, 7 kilomètres à l'Ouest de cette localité, renferment, en outre, quelques *Hétérohelix* sp., *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi) et *Thalmaninella appenninica* (Renz), indiquant le Vraconien probable. Ceci nous paraît remettre en cause l'âge attribué aux célèbres calcaires de Maltrata :

Les calcaires de San Bernardino Lagunas sont géographiquement proches de la localité type de la Formation Maltrata et paraissent prolonger, sans contact tectonique majeur, ses affleurements, en particulier ceux de la route Mexico-Veracruz (Pl. VIII). Rappelons que la Formation Maltrata est constituée aussi de calcaires pélagiques à lits siliceux, extrêmement plissés, considérés d'âge turonien-coniacien ?

Originellement les calcaires de Maltrata ont été attribués à l'Aptien (Böse, 1899 ; Burckardt, 1930). C'est essentiellement parce-qu'ils paraissent superposés aux calcaires à rudistes albo-cénomaniens d'Orizaba (beaucoup moins déformés) qu'on les considère plus récents. E. Lopez-Ramos (1979) signale que près de Maltrata ils seraient discordants (contact tectonique ?) sur l'Aptien. Selon F. Bonet (1969) la microfaune est représentée par de nombreuses hedbergelles, de rares *Heterohelix* sp., des pithonelles dont *Pithonella ovalis* (Kauffman) et *Calcisphaerula* dont *Calcisphaerula innominata* (Bonet).

Etant donné, la similitude des faciès des calcaires Maltrata, des calcaires de San Bernardino Lagunas et des calcaires du Rio Grande, leur degré de tectonisation comparable, le contraste de faciès sédimentaire et tectonique avec les calcaires d'Orizaba et l'absence de zones de transition, nous considérons que la Formation Maltrata se rattache au domaine interne de la Sierra de Juarez (Pl. VIII). Elle chevauche la plate-forme de Cordoba selon un accident majeur prolongeant sans doute la faille inverse de Coyomeapan, comme les calcaires pélagiques cités ou ceux de la bordure occidentale du massif d'Oaxaca. Elle doit être d'âge albo-cénomaniens et repose normale-

ment, non pas sur les calcaires d'Orizaba, mais sur la série détritique à pillow-lavas de Tehuacán. Il est probable, ce qui expliquerait la présence de quelques Globotruncanas associées à des pithonelles et calcisphaerulas dans des calcaires en position stratigraphique mal connue (López-Ramos, 1979) qu'elle est surmontée par des assises du Turonien-Sénonien inférieur comparable à celle du Rio Grande (infra).

d- Le flysch du Turonien - Sénonien inférieur :

1. DESCRIPTION.

Les calcaires à lits siliceux albo-cénomaniens sont surmontés par une nouvelle série détritique, de type flysch. Elle se différencie lithologiquement de la série détritique sous-jacente aux calcaires à lits siliceux par sa richesse en niveaux carbonatés.

Ce flysch calcaire affleure surtout dans l'Unité de Yaveni. Il est également présent, sur une forte épaisseur, dans l'unité que chevauche l'Unité d'Ixtlán, à l'Est de Natividad, dans la vallée du cours amont du Rio de Natividad jusqu'au Ranch de Las Maravillas.

La série est constituée, de marnes gris bleu, alternant avec des calcaires dépourvus de lits siliceux, en bancs décimétriques à métriques, d'aspect varié, calcaires fins gris bleu, beiges, jaune blanc parfois à veinules rouges, calcaires argileux, calcaires gréseux, de lutites et de grès jaunes, et de conglomérats à ciment calcaire ou gréseux à éléments de calcaires de plate-forme à rudistes et de calcaires pélagiques. Elle présente une nette polarité verticale, se traduisant par la réduction progressive des niveaux calcaires et marneux au profit des grès et des lutites.

Le flysch est partout incomplet, disparaissant, soit sous un chevauchement, soit cacheté sous les sédiments et le volcanisme tertiaire. Son épaisseur originelle était peut être supérieure à 1000 mètres.

Les éléments détritiques des grès et des calcaires gréseux sont des quartz anguleux, des plagioclases et des biotites. Sur la piste de Yaveni, l'un des niveaux conglomératiques calcaires à fragments de calcaires à rudistes renferme aussi des éléments calcaires à *Tintinopsella carpathica*. Entre le ranch de Las Marvillas et Natividad, vers la cote 2.000 mètres, un conglomérat renferme des fragments de rudistes et des galets de grès et pérites rouges.

Ces apports sont nécessairement d'origine occidentale, puisque la série stratigraphique crétacée marine du domaine externe est complète. Ils proviennent de l'érosion post-cénomaniennne du massif d'Oaxaca. Elle a atteint, au moins les assises marines du Berriasien-Valanginien de sa couverture, sans doute la Formation Todos Santos, et peut être le socle lui-même.

2. Age. Corrélations.

En lames minces, les calcaires du flysch sont des micrites à radio-

lares, renfermant habituellement des hedbergelles et, moins fréquemment, des globotruncanas.

Les bancs de calcaires beiges ou gris de la base de la série de l'Unité de Yaveni présentent de grosses hedbergelles associées à *Globotruncana praehelvetica*, indiquant le Turonien inférieur. Les niveaux plus élevés renferment des hedbergelles à paroi épaisse, des textularidés, de petits rotalidés, *Gavehinella* sp., *Cuneolina* sp., *Cuneolina scarcellai* et *Globotruncana helvetica*.

Le flysch du Rio de Natividad contient la même microfaune.

Le flysch des unités internes de la Sierra de Juarez peut donc être rapporté au Turonien-Sénonien inférieur, d'autant plus que nous avons pu dater le Santonien dans des formations analogues de la bordure orientale du massif d'Oaxaca (5ème partie).

Ni dans le domaine interne de la Sierra de Juarez, ni sur la bordure orientale du massif d'Oaxaca, nous n'avons reconnu de séries marines campano-maestrichtiennes.

Les niveaux sédimentaires marins les plus récents des régions méridionales de la Sierra Madre Orientale situées géographiquement dans le prolongement du bassin cuicatèque, appartiennent à la Formation Soyatal (Wilson et al., 1955). La description qu'en donnent ses auteurs ainsi que M. Carrillo et M. Suter (1982), est voisine de celle du flysch du Rio Grande. M. Carrillo et M. Suter considèrent qu'il s'agit également d'une formation orogénique. Des calcaires de la Formation Soyatal ont été datés, au départ, du Turonien (Wilson et al., 1955), tandis que la nannofaune de la région étudiée par M. Carrillo et M. Suter indique le Turonien supérieur - Campanien. Le Campano-Maestrichtien, représenté par la Formation Méndez, n'est connu que plus à l'Est, où il surmonte les calcaires crétacés de la plate-forme de Valles - San Luis Potosi, prolongement logique, au Nord de l'axe transmexicain, de la plate-forme de Córdoba.

e- Extension du bassin cuicatèque au Nord de l'axe néovolcanique transmexicain :

Les caractères des formations du bassin cuicatèque à la hauteur de l'isthme de Tehuantepec nous ont conduit, notamment à propos du prolongement au Mexique du système Polochic-Motagua, à le considérer comme la poursuite au Sud du Mexique du bassin guatémaltèque. On vient de voir que le bassin cuicatèque s'allonge en direction sud-ouest - nord-est à travers tout le Mexique méridional jusqu'à la limite sud de l'axe transmexicain. Reste à rechercher son devenir au Nord de l'axe.

Les régions de la Sierra Madre Orientale les plus proches du domaine interne de la Sierra de Juarez où l'on connaît des formations crétacées de bassin sont celles de Zimapán - Las Trancas, localités de l'état d'Hidalgo situées exactement à la limite nord de l'axe néovolcanique. C'est dans ces régions qu'a été définie la Formation Soyatal que nous avons comparée au flysch du Rio Grande d'Oaxaca.

Les régions de Zimapán - Las Trancas et les régions voisines

de la terminaison géographique de la Sierra Madre Orientale, ont fait l'objet d'une étude tectonique et d'une mise au point stratigraphique récente (Carrillo et Suter, 1982). Ces résultats permettent d'intéressantes comparaisons avec le Mexique méridional.

A l'Ouest et dans la partie centrale, les terrains les plus anciens qui affleurent appartiennent à la Formation Las Trancas (Legeström, 1962), détritique marine. M. Carrillo et M. Suter (1982) ont montré qu'elle était de plus en plus grossière vers l'Ouest. Les apports, comme dans la Sierra de Juarez, sont donc d'origine occidentale. De plus, elle renferme des éléments pyroclastiques et des coulées volcaniques, acides à intermédiaires. K. Legeström (1962) a découvert, dans cette formation, des ammonites d'âge kimméridgien supérieur à portlandien, valanginien-hauterivien inférieur ; M. Carrillo et M. Suter, 1982) des ammonites et des spores hauteriviennes et barrémiennes.

La Formation Las Trancas passe latéralement vers l'Est à des séries pélagiques à dominante carbonatée, Formation Tamán, Pimienta (Heim, 1926 ; Cantu-Chapa, 1971) et Tamaulipas inférieure (Carrillo-Bravo, 1971) puis aux évaporites et calcaires récifaux de la plate-forme de Valles - San Luis Potosi (Fig. IV-5).

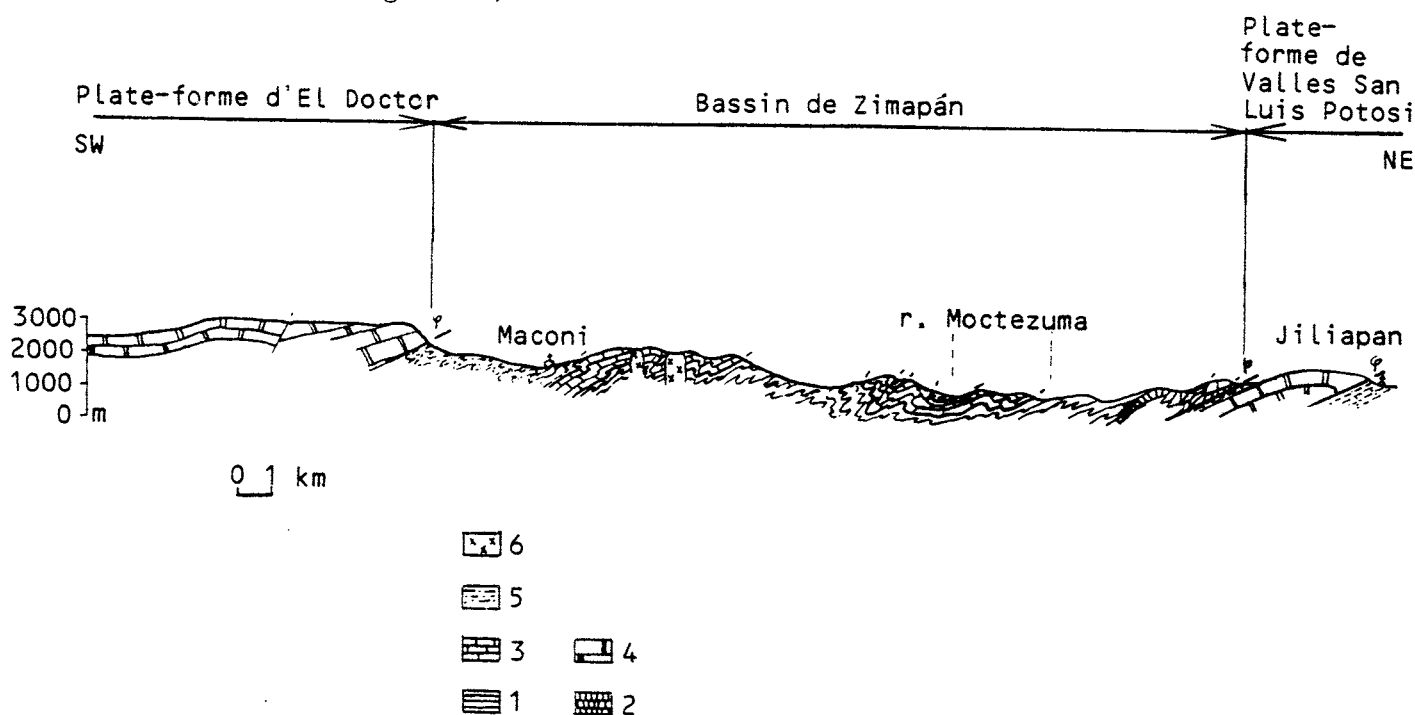


Fig. IV-5 : Coupe de la partie méridionale de la Sierra Madre Orientale montrant la situation des diverses formations mésozoïques dans leur contexte structural (d'après M. Carrillo et M. Suter, 1982 ; légèrement modifiée).

1 et 2: Formations du Jurassique terminal à l'Aptien avec 1: Formation Las Trancas, détritique à niveaux volcaniques ; 2: Formations Tamán, Pimienta et Tamaulipas inférieure, à dominante carbonatée pélagique (plus à l'Est les calcaires de la plate-forme de Valles - San Luis Potosi surmontent des évaporites); 3 et 4: Formations de l'Albo-Cénomaniens avec 3: Formation Tamaulipas supérieure, calcaire pélagique ; 4: Formation El Abra de la plate-forme de Valles - San Luis Potosi et Banc d'El Doctor ; calcaires pararécifaux et récifaux ; 5: Formation du Turonien-Sénonien inférieur ; Formation Soyatal ; 6: intrusifs tertiaires. Commentaire dans le texte.

L'Albo-Cénomaniens est représenté, d'Ouest en Est, par les calcaires récifaux de la Formation El Doctor, surmontant la Formation Las Trancas, les calcaires pélagiques de la Formation Tamaulipas supérieure, surmontant les Formations Las Trancas, Tamán, Pimienta et Tamaulipas inférieure, et les calcaires à rudistes "El Abra" de la plate-forme de Valles - San Luis Potosi (Wilson et al., 1955 ; Carrasco, 1970 ; Carrillo-Bravo, 1971 ; Wilson, 1975 ; Carrillo et Suter, 1982).

Cette distribution des faciès calcaires albo-cénomaniens jointe à celle des assises détritiques sous-jacentes a permis à M. Carrillo et M. Suter de définir un "bassin de Zimapán", encadré par les plate-formes occidentale d'El Doctor et orientale de Valles - San Luis Potosi. On a vu que la sédimentation marine de ce bassin se termine par le dépôt d'un flysch épais d'âge turonien - sénonien inférieur.

Les sédiments du bassin, de la plate-forme de Valles San Luis Potosi, et moins intensément, ceux de la plate-forme d'El Doctor, ont été déformés au cours de la phase laramienne selon un train de plis allongés nord - nord-ouest - sud - sud-est, à déversement général est - nord-est. D'importantes failles inverses de même direction que les plis, localisées pour les plus importantes aux limites du bassin et de deux plate-formes, amènent le bassin de Zimapán à chevaucher la plate-forme de Valles - San Luis Potosi et la plate-forme d'El Doctor à chevaucher le bassin de Zimapán (Carrillo et Suter, 1982 et observations de M. Tardy et personnelles).

Comme le bassin cuicatèque, compris entre les plate-formes de Córdoba et d'Oaxaca, le bassin de Zimapán se trouve donc en position intracratonique, entre les plate-formes de Valles - San Luis Potosi et d'El Doctor. Ses formations peuvent être comparées à celles du bassin cuicatèque :

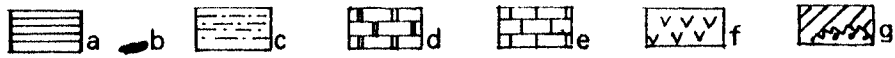
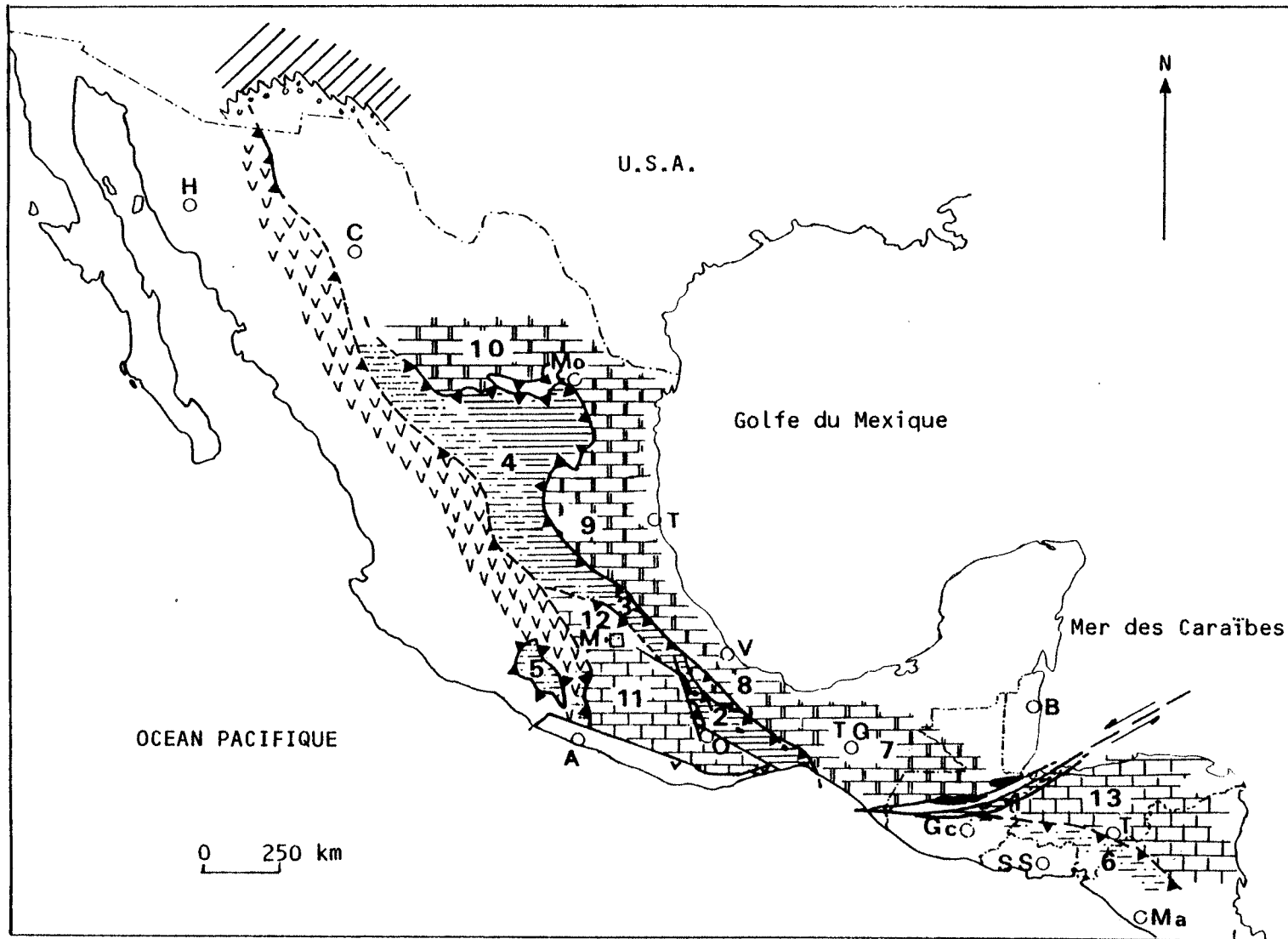
. La Formation Las Trancas, détritique, à grauwackes et coulées volcaniques, peut être parallélisée aux séries pré-albiennes du domaine interne de la Sierra de Juarez. Les séries carbonatées orientales de même âge, qui passent aux calcaires récifaux de la plate-forme de Valles San Luis Potosi, trouvent leur équivalent dans les formations du Jurassique terminal-Aptien de l'unité la plus interne du domaine externe de la Sierra de Juarez, l'Unité de Tlacotepec-Zongolica.

. La Formation Tamaulipas supérieure est corrélable en faciès et en âge aux calcaires pélagiques albo-cénomaniens du Rio Grande d'Oaxaca et de la région de Tehuacán.

. Il en est de même du flysch Soyatal et du flysch des unités internes de la Sierra de Juarez.

Les sédiments détritiques grossiers de la Formation Las Trancas, sous-jacente aux calcaires récifaux de la plate-forme occidentale El Doctor, peuvent être comparés aux assises néocomiennes-aptiennes du bloc d'Oaxaca et les calcaires récifaux El Doctor aux calcaires récifaux albo-cénomaniens de ce bloc (5ème partie).

Les roches volcaniques du bassin de Zimapán sont des laves acides ou intermédiaires. Ceci confirme le cachet océanique de moins en moins prononcé vers le Nord, du bassin que nous suivons depuis l'Amérique



centrale. Rappelons que les serpentinites, formant de puissants amas au Guatemala, ne sont plus représentées dans le bassin cuicatèque que par des lentilles sporadiques de petites dimensions, et qu'elles disparaissent, au moins à l'affleurement, une centaine de kilomètres au Sud de l'axe néovolcanique. Les basaltes sont tholéïtiques au niveau du bassin guatémaltèque (Bertrand et Vuagnat, 1975, 1976 et 1977), tholéïtiques et alcalins dans le bassin cuicatèque, et représentés jusqu'à la limite sud de l'axe néovolcanique. Les radiolarites ne sont connues qu'au Guatemala.

Si l'on admet qu'une paléo-faille transformante existait à la hauteur de l'axe néovolcanique, le saut des caractères chimiques du magmatisme de part et d'autre paraît logique.

Les formations du bassin de Zimapán se trouvent, à l'heure actuelle, à peu près dans le prolongement nord-ouest des formations du bassin cuicatèque mais semblent légèrement décalées vers l'Ouest. La paléo-faille transformante supposée aurait donc eu un jeu sénestre limité, durant l'ouverture du bassin ou postérieurement, peut-être de l'ordre d'une centaine de kilomètres au maximum.

Nous verrons (6ème partie) qu'il est possible de suivre au Mexique une paléo-suture taconique. Elle ne semble pas non plus considérablement déplacée de part et d'autre de l'axe transmexicain.

Le bassin de Zimapán se poursuit vers le Nord par le bassin de la Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central (Fig. IV-6) de la Sierra Madre Orientale, charrié sur la plate-forme orientale de Coahuila, prolongement septentrional de la plate-forme de Valles San Luis Potosí (Tardy, 1980). Dans cette partie nord du bassin existent toujours des sédiments détritiques marins anté-albiens mais les carbonates prennent de plus en plus d'importance. Par ailleurs, on ne connaît plus, au-delà du bassin de Zimapán, de coulées volcaniques intercalées dans les sédiments marins mésozoïques.

Fig. IV-6 : Carte montrant la situation actuelle des formations du bassin crétacé téthysien guatémaltéco-mexicain, des plate-formes qui l'encadrent et de la ceinture volcanique marginale pacifique mésozoïque.

a: bassin crétacé téthysien guatémaltéco-mexicain avec : 1: bassin guatémaltèque ; 2: bassin cuicatèque ; 3: bassin de Zimapán ; 4: bassin de la Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central ; b: ophiolites Jurassique terminal ? éocrétacées du bassin téthysien ; c: bassin arrière-arc pacifique du Jurassique supérieur-Cénomaniens et régions des bassins de Zimapán et de la Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central influencées par la proximité de la ceinture volcanique marginale pacifique, avec : 5: bassin de Huetamo-Cutzamala ; 6: bassin hondurien ; d: plate-forme orientale avec 7: plate-forme chiapaneco-guatémaltèque ; 8: plate-forme de Córdoba ; 9: plate-forme de Valles - San Luis Potosí ; 10: plate-forme de Coahuila ; e: plate-forme occidentale avec 11: plate-forme d'Oaxaca ; 12: plate-forme d'El Doctor ; 13: plate-forme hondurienne ; f: ceinture volcanique marginale pacifique mésozoïque ; g: régions émergées durant le Mésozoïque passant vers le Sud à une plate-forme à sédimentation détritique côtière correspondant à l'extrémité septentrionale du bassin téthysien.

Le bassin de la Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central semble perdre peu à peu son individualité lorsqu'on se dirige vers le Nord-Ouest, en direction des états de Durango et de Chihuahua. Il est possible cependant, notamment dans la région de Parral, que des formations pélagiques appartenant à ce bassin soient largement ou totalement dissimulées sous les ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale.

Enfin, les transgressions marines d'obédience téthysienne viennent mourir à l'extrémité nord-ouest du Mexique et du sud-ouest des Etats-Unis, aux confins du Sonora et de l'Arizona (Rangin et Cordobá, 1976 ; Rangin, 1982). Elles dessinent un golfe formant l'extrémité du doigt de gant téthysien, long de 3000 kilomètres, qui pénétrait au Mexique.

La présence à l'Ouest du bassin, dans la région de Zimapán, d'une plate-forme, la plate-forme d'El Doctor, constitue une anomalie dans la Sierra Madre Orientale. Plus au Nord, en effet, le bassin de la Haute-Chaîne - Haut-Plateau Central était limité à l'Ouest par les formations volcaniques du système cordillérain nord-américain (Cordobá et al., 1980 ; Tardy, 1980 ; Rangin, 1982). La plate-forme d'El Doctor, dans la même situation que la plate-forme d'Oaxaca et dans son prolongement, pourrait constituer sa terminaison septentrionale. En ce sens le chevauchement des calcaires El Doctor sur le bassin de Zimapán peut être comparé au chevauchement du socle d'Oaxaca sur le bassin cuicatèque (cf. infra).

En résumé un bassin s'étendait au Jurassique terminal ? - Crétacé, du Sud-Est au Nord-Ouest du Mexique. Ce bassin mexicain (bassin cuicatèque, bassin de Zimapán, bassin de la Haute-Chaîne - Haut-Plateau central) constituait un diverticule du bassin guatémaltèque. A fond continental au Nord de l'axe transmexicain, il présente des caractéristiques océaniques de plus en plus accentuées au fur et à mesure que l'on s'approche du bassin océanique guatémaltèque. La distension qui lui a donné naissance paraît, au moins en grande partie, indépendante et postérieure à la distension triasico-jurassique ayant conduit à l'ouverture du Golfe du Mexique.

Le bassin mexicain était bordé, à l'Est, par les plate-formes de Coahuila, de Valles San Luis Potosi, de Cordobá et du Chiapas qu'il chevauche aujourd'hui.

Dans la partie méridionale du Mexique le bassin mexicain se trouvait en position intracratonique, éloigné de l'arc magmatique qui se développait simultanément sur la marge occidentale du continent, par la plate-forme d'Oaxaca. Un dernier témoin de cette plate-forme existe encore au Nord de l'arc néovolcanique.

Dans la partie septentrionale du Mexique, le bassin mexicain était directement en position arrière-arc et se confondait avec le prolongement du bassin arrière arc du Mexique méridional (séries Teloloapan-Ixtapan et Huetaamo-Gutzmantlá).

III. LES FORMATIONS CONTINENTALES TERTIAIRES DISCORDANTES.

On retrouve dans la région du Rio Grande d'Oaxaca des formations tertiaires, sédimentaires continentales, volcaniques et plutoniques analogues à celles déjà rencontrées dans l'isthme de Tehuantepec et dont nous avons discuté l'âge.

a- La molasse continentale éocène-oligocène :

Les affleurements de molasses continentales antérieures à l'apparition du volcanisme tertiaire sont localisés à la vallée du Rio Grande. Cette molasse repose en discordance sur le flysch crétacé et les dépôts plus anciens des unités d'Ixtlán et de Yaveni, et cache partiellement leur contact tectonique. Il s'agit de dépôts alluviaux rouges conglomératiques, gréseux et argileux. Leur épaisseur atteint ici 600 mètres.

La molasse est sub-horizontale où légèrement inclinée vers l'Est - Nord-Est. Ceci peut n'être dû qu'au jeu récent des failles, en particulier à celui de l'important accident qui limite les affleurements à l'Est du Rio Grande. Il n'est pas exclu cependant que ces sédiments aient subi une légère déformation plicative antérieure, comme c'est le cas pour la molasse continentale de la Cañada Oaxaqueña (5ème partie).

b- Les intrusifs et la série volcanique miocènes :

1. Les intrusifs.

Il existe dans le secteur cartographié trois petits intrusifs post-mésozoïques (Pl. VII). La route Oaxaca-Tuxtepec recoupe deux d'entre eux, à son entrée dans la Sierra de Juarez, au niveau de la faille qui borde la vallée Oaxaca-Mitlá, et entre La Cumbre et El Punto, au niveau du contact chevauchant de l'Unité de La Cumbre sur l'Unité d'Ixtlán.

Le premier est un leucogranite à muscovite passant à une diorite à hornblende ; le second une diorite à hornblende.

Le troisième, et le plus important, par son volume et par la minéralisation des filons associés et de l'encaissant, se situe à Natividad. Il traverse les schistes graphiteux à lentilles calcaires de l'Unité d'Ixtlán. Il s'agit d'un porphyre monzonitique (assimilation des lentilles calcaires ?) passant à une micro-diorite quartzitique à hornblende et biotite. Les filons de quartz et l'encaissant renferment une minéralisation de sulfures argentifères et aurifères, pyrite, chalcopyrite, ténnantite et pyrrargyrite. Ce gisement, connu de longue date, est toujours exploité à l'heure actuelle, en galeries, principalement pour l'or et l'argent.

Comme pour les intrusifs datés du Miocène supérieur de la région isthmique, on peut admettre que les manifestations plutoniques de la région du Rio Grande d'Oaxaca sont liées génétiquement au volcanisme miocène et témoignent aussi de la subduction du Pacifique au Miocène.

2. La série volcanique.

Elle affleure essentiellement au Sud du secteur cartographié dans la région d'Ixtlán-Natividad. La route Oaxaca-Tuxtepec la recoupe près d'El Punto et au Nord d'Ixtlán (Pl. VII).

Il s'agit surtout d'ignimbrites grises ou verdâtres à biotites. On les trouve en niveaux très épais, par exemple en rive gauche

du Rio de Natividad et à l'Ouest d'Ixtlán. Il existe aussi quelques coulées de laves porphyriques dacitiques claires, par exemple près de Xia, et des tufs rhyolitiques et rhyodacitiques blancs à jaunâtres. Des dépôts fluviaux, par exemple près d'El Punto, s'intercalent dans cette série à dominante volcanique. L'épaisseur de l'ensemble peut dépasser 700 mètres.

Les niveaux sont sub-horizontaux en général, parfois, comme à l'Est d'Ixtlán, basculés par failles jusqu'à 30°.

Les affleurements de la région d'Ixtlán-Natividad avec celui de Luviná situé à une vingtaine de kilomètres plus au Nord sont les témoins les plus septentrionaux des formations volcaniques miocènes du Sud-Est du Mexique. Rappelons qu'elles sont datées par les âges radiométriques, miocène moyen - miocène supérieur, des ignimbrites de l'isthme de Tehuantepec et des ignimbrites d'Etlá, au Nord-Est d'Oaxaca, et par l'âge miocène de restes de mammifères rencontrés dans des dépôts fluviaux intercalés.

B. TECTONIQUE.

I. DONNEES COMPLEMENTAIRES CONCERNANT L'AGE DE L'OUVERTURE DU BASSIN CUICATEQUE.

L'âge des flores et des faunes rencontrées dans les schistes graphiteux de l'Unité de la Cumbre, dans les lentilles calcaires de l'Unité d'Ixtlán, et dans les conglomérats intercalés entre les pillow-lavas de la région de Tehuacán, permet d'affirmer que le bassin cuicatèque a connu une activité volcanique sous-marine éocène, liée à une distension, comme le montre le chimisme des laves, et que celle-ci a dû cesser à la fin du Valanginien.

Quelques données radiochronologiques apportent un complément d'information quant à l'âge probable de l'ouverture du bassin : les migmatites de la région de Teotitlán del Camino qui chevauchent le bassin cuicatèque et que nous attribuons au Paléozoïque inférieur du bloc d'Oaxaca (cf infra) sont recoupées par des intrusions mafiques mélanocrates à holomélanocrates orientées. On les rencontre sur la piste de Teotitlán à Huautlá, 2 kilomètres avant d'atteindre le contact par faille verticale avec les sédiments du bassin cuicatèque, et jusqu'à cette faille.

En lames minces, les faciès holomélanocrates correspondent à des amphibololites renfermant au moins 80% de hornblendes brunes, les faciès mésoocrates à des diorites à hornblendes brunes, plagioclases séricités, quartz et quelques sphènes, et à des syénites quartzifères à microcline, plagioclases, biotites et hornblendes.

Ces intrusions peuvent être regardées comme le pendant occidental des intrusions gabbroïques et des dykes doléritiques qui recoupent la Formation Todos Santos de l'unité frontale et le Paléozoïque supérieur de l'Unité d'Ixtlán.

Des biotites et des hornblendes, provenant d'échantillons des intrusifs et des migmatites collectés sur la piste de Huautlá, ont été datées par C. Schlaepfer à l'I.M.P. par la méthode K-Ar.

Les résultats sont les suivants :

- Pour les intrusifs orientés (kilomètres 10,5 ; 10,9 et 12,5), biotites, 129 ± 5 et 130 ± 5 m.a., hornblendes, 127 ± 4 ; 129 ± 5 et 133 ± 4 m.a.

- Pour les migmatites (kilomètres 3,68 ; 3,75 et 9,5), biotites, 127 ± 5 , hornblendes 140 ± 6 et 168 ± 8 .

La limite jurassique-crétacé est à l'heure actuelle placée à 130 ± 3 m.a. (Oden G. et Kennedy J., 1982).

On constate que les âges obtenus sur les biotites et les hornblendes des intrusifs se situent exactement à cette limite (selon les échelles antérieures ils se placeraient à la limite Berriasien-Valanginien).

L'âge obtenu sur les biotites des migmatites indique un réchauffement correspondant à l'âge des intrusifs. Les âges un peu plus anciens obtenus sur les hornblendes des migmatites, kimméridgien inférieur et bathoniens, peuvent être interprétés de la même manière, si l'on admet que les hornblendes sont un peu moins sensibles au réchauffement.

Les données paléontologiques et radiométriques concordent donc pour faire débiter l'ouverture du bassin cuicatèque à la limite jurassique - crétacé, c'est-à-dire, encore une fois, postérieurement à la fin de l'ouverture océanique du Golfe du Mexique.

Ceci nous conduit à admettre que les assises du Kimméridgien supérieur ? - Portlandien rencontrées à la base de l'Unité de Tlacotepec-Zongolica et à la base de la Formation Las Trancas, n'appartiennent pas à proprement parler au bassin cuicatèque mais se sont déposées avant son individualisation. Du reste, le dessin de la limite des transgressions jurassiques montre qu'elles sont clairement dépendantes du Golfe du Mexique (6ème partie). De plus, le caractère toujours néritique des formations jurassiques n'implique pas la présence d'un bassin cuicatèque avant le Néocomien.

II. L'ECHO DE LA PHASE MESO-CRETACEE.

Après la cessation de l'activité magmatique sous-marine, le bassin cuicatèque continué d'être alimenté en apports détritiques par l'érosion du bloc d'Oaxaca. Ceux-ci cessent avec la submersion totale du massif qui, comme celle des régions jusque là émergées du Mexique et de l'Amérique centrale, se produit à l'Albien. La sédimentation devient alors carbonatée pélagique durant l'Albien et le Cénomaniens.

Le bassin reçoit à nouveau des apports détritiques à partir du Turonien. Il sera progressivement comblé par un flysch calcaire durant le Turonien et le Sénonien inférieur. On a vu que les éléments détritiques de ce flysch proviennent du bloc d'Oaxaca.

L'émersion, au moins partielle, du bloc d'Oaxaca, à partir du Turonien, paraît la conséquence logique de la tectonisation méso-crétacée du domaine cordillérain occidental venant chevaucher la bordure occidentale du bloc d'Oaxaca.

Nous avons, plus avant (2ème partie), fait état de l'ensemble des données concernant la bordure occidentale du bloc d'Oaxaca et la partie méridionale du système cordilléraire occidental, montrant que la phase méso-crétacée, au moins au Sud de l'axe transmexicain, se situe à la limite Céno-manien-Turonien, et non pas à la limite Albien-Céno-manien comme on l'admet pour la phase orégonienne.

En toute rigueur, l'âge des niveaux de base du flysch de la Sierra de Juarez pourrait être légèrement postérieur à la tectonisation du système cordilléraire occidental : le front de ce dernier est en effet distant de près de 300 kilomètres de la Sierra de Juarez. Mais, si l'on ajoute aux données précédentes que les premiers dépôts de flysch de la bordure orientale et de la partie centrale du bloc d'Oaxaca sont également post-céno-maniens, l'âge turonien de la base du flysch de la Sierra de Juarez représente un argument supplémentaire en faveur de l'attribution de la phase méso-crétacée à la limite Céno-manien-Turonien (± 90 m.a.).

III. LES PHASES SUBHERCYNIEUNE ET LARAMIENNE.

a- Les structures du domaine interne :

1. Les chevauchements.

L'architecture du domaine interne de la Sierra de Juarez est caractérisée avant tout, comme celle du domaine externe, par l'empilement de plusieurs unités tectoniques limitées par des failles inverses, toujours pentées vers l'Ouest, d'une trentaine de degrés (Pl. IX).

Les chevauchements les plus importants sont ceux (1) de l'unité frontale sous laquelle disparaissent les unités externes de Montenegro, de la retenue Miguel Alemán et d'Usilá, (2) de l'Unité d'Ixtlan qui amène le Paléozoïque supérieur à chevaucher la Formation Todos Santos, et (3) de l'Unité de Yaveni sur l'Unité d'Ixtlan, dont le front suit approximativement le cours du Rio Grande.

La route Oaxaca-Tuxtepec recoupe deux de ces contacts. Ils sont assez mal exposés. C'est sans doute pourquoi ils sont passés inaperçus ou ont été seulement supposés (López-Ramos, 1976) : celui des schistes graphiteux de l'Unité de la Cumbre sur la série détritique "supérieure" de l'Unité d'Ixtlán, entre la Cumbre et El Punto, est oblitéré, comme on l'a vu plus haut, par une petite intrusion dioritique. On peut cependant observer de part et d'autre, et en particulier dans la série chevauchée, des failles inverses secondaires, dirigées nord - nord-ouest - sud - sud-est et pentées d'une trentaine de degrés vers l'Ouest - Sud-Ouest. Le chevauchement du Paléozoïque supérieur de l'Unité d'Ixtlán sur la Formation Todos Santos de l'unité frontale s'effectue dans une région à couvert tropical dense, où l'altération météoritique poussée, ajoutée au début du métamorphisme de la Formation Todos Santos, ne facilitent pas la distinction des séries. Au niveau de la route, le contact passe au petit col situé 3 kilomètres au Nord de Vista Hermosa. Il est souligné, par chance, par l'un des dykes ou des sills doléritiques traversant le Paléozoïque supérieur et la Formation Todos Santos. Celui-ci, épais d'une dizaine de mètres, se trouve

à la base des micaschistes. La roche est intensément broyée et parcourue de veinules d'asbeste.

En dehors de cet axe routier, on peut observer les contacts chevauchants dans de bonnes conditions le long de certaines pistes et dans l'entaille de cours d'eaux. Par exemple, du Nord au Sud :

- Le chevauchement des schistes de l'Unité de Concepción Palo sur les calcaires de l'Unité d'Usilá, près de Zoquitlán et le long de la piste de Huautlá à Jalapa de Diaz, peu à l'Est de Huautlá.

- Le chevauchement des calcaires albo-cénomaniens de l'Unité d'Abejones sur le flysch de l'Unité de Yaveni, en rive gauche du Rio Yoibera.

A la différence du domaine externe de la Sierra de Juarez, où toutes les failles inverses sont dirigées Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est et parallèles aux plis, les fronts des chevauchements du domaine interne se répartissent en deux familles. L'une de direction moyenne N 100°E, l'autre de direction moyenne N 160°E. La première est celle des fronts des unités frontales et d'Ixtlán, la seconde celle des autres fronts.

La présence au sein de la série sédimentaire mésozoïque d'un puissant intervalle mécaniquement compétent, les calcaires albo-cénomaniens, peut rendre compte de certains chevauchements, celui de l'Unité d'Abejones sur l'Unité de Yaveni par exemple. Mais la plupart des failles inverses ne s'amortissent pas dans les niveaux incompétents de la série mésozoïque sous-jacente aux calcaires à lit siliceux. Le chevauchement des micaschistes paléozoïques de l'Unité d'Ixtlán sur la Formation Todos Santos en fournit la preuve.

2. Les styles plicatifs.

L'épaisseur considérable des sédiments du bassin cuicatèque et leur nature essentiellement argileuse, alors que la plate-forme de Cordobá est surtout constituée de calcaires massifs, expliquent en très grande partie, les contrastes des styles plicatifs des domaines interne et externe de la Sierra de Juarez. De plus, le domaine interne a connu deux étapes de structuration anté-éocènes.

Les formations sédimentaires antérieures au dépôt de la molasse continentale rouge éocène-oligocène sont intensément plissées, schistosées et foliées. Il existe une nette polarité verticale de la déformation. En règle générale dans la région du Rio Grande :

- les niveaux inférieurs mésozoïques, Formation Todos Santos et séries détritiques à ophiolites, sont foliées, avec développement de séricite et de chlorite dans le plan de clivage et marmorisation, le plus souvent totale, des lentilles calcaires.

- La série détritique supérieure anté-albienne est schistosée. La séricite est encore présente dans ses niveaux inférieurs, mais en moins grande abondance. Le contraste est cependant assez sensible lorsqu'un contact tectonique la place à la hauteur des niveaux précédents. On peut s'en rendre compte, par exemple, le long de la route Oaxaca-Tuxtepec, où le

chevauchement de l'Unité de la Cumbre sur l'Unité d'Ixtlán met les schistes graphiteux au contact du sommet de la série détritique anté-albienne.

- Les calcaires albo-cénomaniens dessinent des plis déjetés déversés vers l'Est, à couchés (Fig. IV-7). Leur recristallisation est moins apparente que celle des lentilles calcaires valanginiennes, mais les lames minces montrent qu'elle est encore importante.

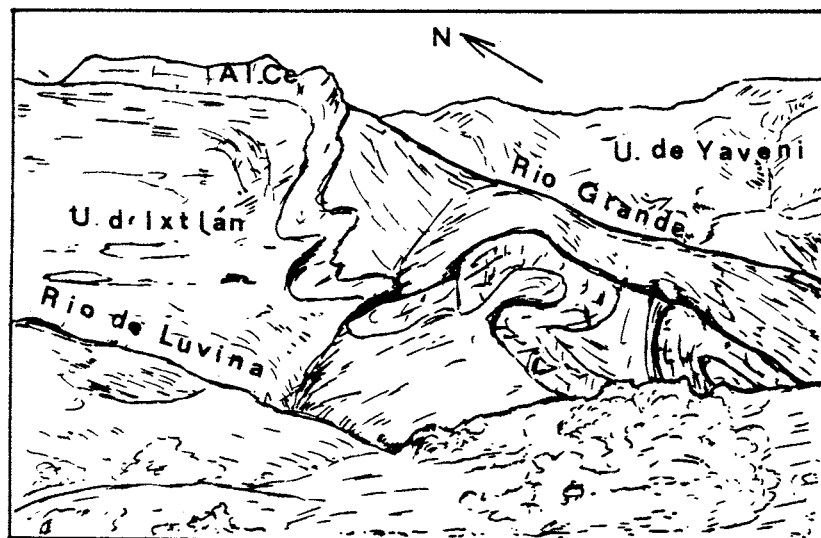


Fig. IV-7 : Aspect des plis des calcaires albo-cénomaniens du domaine interne de la Sierra de Juarez.

(Dessin d'après une photographie de la rive gauche du Rio de Luvina à l'aval de Luvina). Les assises calcaires albo-cénomaniennes (Al-Ce) de l'Unité d'Ixtlán, encadrées par la série détritique du Jurassique terminal ? Berriasien-Aptien et le flysch du Turonien-Sénonien inférieur dessinent en rive gauche du Rio de Luvina des plis déjetés à couchés. La hauteur de la falaise calcaire est de 300 mètres. Le front de chevauchement de l'Unité de Yaveni sur l'Unité d'Ixtlán passe dans la vallée du Rio Grande.

- Les calcaires du flysch sont plissés de la même manière que les calcaires albo-cénomaniens. Les niveaux gréseux et argileux, surtout développés à la partie sommitale, dessinent des plis serrés dépourvus de schistosité.

Le front de foliation se situe donc vers la base de la série détritique hauterivienne-aptienne, et le front de schistosité au sommet de cette série. Ces limites sont, bien sûr, plus ou moins fluctuantes. Ainsi, dans l'Unité de Concepción Papalo, où nous n'avons pas distingué deux séries anté-albiennes différenciables par leur degré de métamorphisme, le front de foliation pourrait se situer plus haut que dans l'Unité d'Ixtlán dont la position est plus externe.

Il est possible en de nombreux points, route d'Oaxaca-Tuxtepec entre Ixtlán et Llano de las Flores, pistes de Luvina, de Comaltepec, de Concepción Papalo et de Santa Maria Papalo, d'observer des plis synschisteux. Les directions axiales que nous avons mesurées sont comprises entre Ouest-Est et N 130°E.

La foliation et la schistosité des assises mésozoïques sont plissées. Les plis postérieurs au clivage schisteux sont les plus apparents. Ce sont les directions axiales de ces plis de deuxième génération qui figurent sur la carte. Ils sont de largeur métrique à décamétrique, à plan axial d'inclinaison très variable, vertical, penté ouest, jusqu'à horizontal. Les directions axiales mesurées sont très obliques aux directions des plis synschisteux et assez différentes de la direction générale nord - nord-ouest - sud - sud-est de la chaîne : elles oscillent d'une trentaine de degrés de part et d'autre de la direction méridienne. Les plis des calcaires albo-cénomaniens et du flysch prennent aussi, parfois (plis couchés près de Xia, plis déversés vers l'Ouest de Comaltepec et de Luvina), des directions nord-nord-est - sud - sud-ouest.

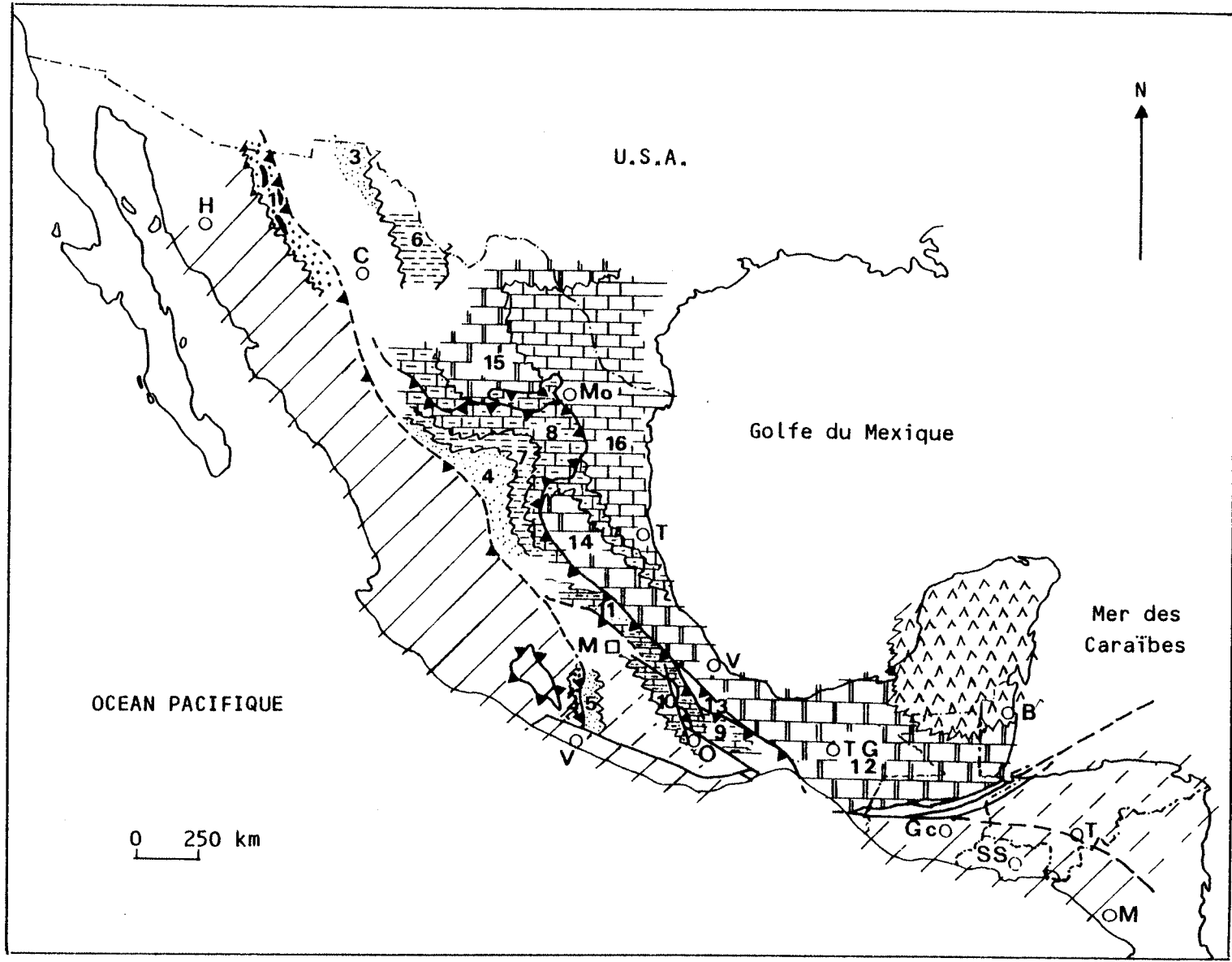
Dans la région du Rio Grande d'Oaxaca, comme à la hauteur de l'isthme de Tehuantepec, les sédiments du bassin cuicatèque ont donc subi deux épisodes de déformation antérieurement au dépôt de la molasse continentale éocène-oligocène. Le premier a été accompagné de schistosité et de foliation dans les niveaux structuraux inférieurs. Le second correspond à une forte compression qui toutefois n'a pas été jusqu'à provoquer un nouveau clivage schisteux.

La forte obliquité des structures plissées qui se sont succédées dans le temps, autorise à les attribuer à deux phases distinctes. On a vu précédemment que les fronts des chevauchements présentent deux directions. Elles sont sub-parallèles aux deux directions des plis. Nous rattacherons ainsi, à la première phase, le chevauchement de l'unité frontale du domaine interne sur le domaine externe et de l'unité d'Ixtlán sur l'unité frontale, et, à la deuxième phase, les chevauchements dirigés nord - nord-ouest - sud - sud-est. Le domaine interne de la Sierra de Juarez est donc venu, postérieurement au dépôt du flysch turonien-sénonien inférieur, chevaucher d'abord vers le Nord-Est la plate-forme de Cordobá. La phase laramienne a accentué l'ampleur de ce débordement, provoqué un nouveau plissement et de nouveaux cisaillements dans le domaine interne, plissé et cisailé le domaine externe pour l'amener à chevaucher à son tour, cette fois vers l'Est - Nord-Est, le domaine olmèque.

b- Données complémentaires concernant l'âge des phases tectoniques compressives anté-éocènes :

Différents arguments (âge du métamorphisme, âge des intrusifs crétacés, âge et nature des sédiments détritiques d'âge crétacé supérieur du Chiapas et du Guatemala) nous ont conduit à attribuer au Campanien inférieur, c'est-à-dire à la phase subhercynienne, le premier épisode compressif ayant plissé et métamorphosé les sédiments du bassin cuicatèque, à la hauteur de l'isthme de Tehuantepec, et ceux du bassin guatémaltèque. Rappelons notamment qu'en raison de cette phase, la partie interne du domaine chiapanèque a émergé et l'est demeuré par la suite.

La région du Rio Grande d'Oaxaca apporte des données complémentaires :



- a
- b
- c
- d
- e
- f
- g
- h
- i
- j

1. Données stratigraphiques.

La phase subhercynienne est intervenue après le dépôt du flysch sénonien inférieur, sédiments plissés les plus récents. Hormis les dépôts rouges plissés, discordant sur les séries métamorphiques de l'isthme de Tehuantepec, que nous avons attribués au Sénonien supérieur, on ne connaît nul part dans le domaine interne de la Sierra de Juarez de sédiments d'âge campano-maestrichtien, non plus que dans son prolongement immédiat au Nord de l'axe néovolcanique (région de Zimapán).

Le flysch campano-maestrichtien des plaines du Golfe du Mexique et des unités orientales du domaine externe de la Sierra de Juarez (Formation Mendez-Necoxtlá et Atoyac) présente un faciès de plus en plus littoral vers l'Ouest. On ne le connaît pas dans les unités externes occidentales. Il est possible que dans ces régions, comme dans les régions les plus internes des domaines chiapanèque et quiché (conglomérats et grès à éléments de socle granitique et de serpentine), le campano-maestrichtien ait été représenté par des dépôts détritiques littoraux.

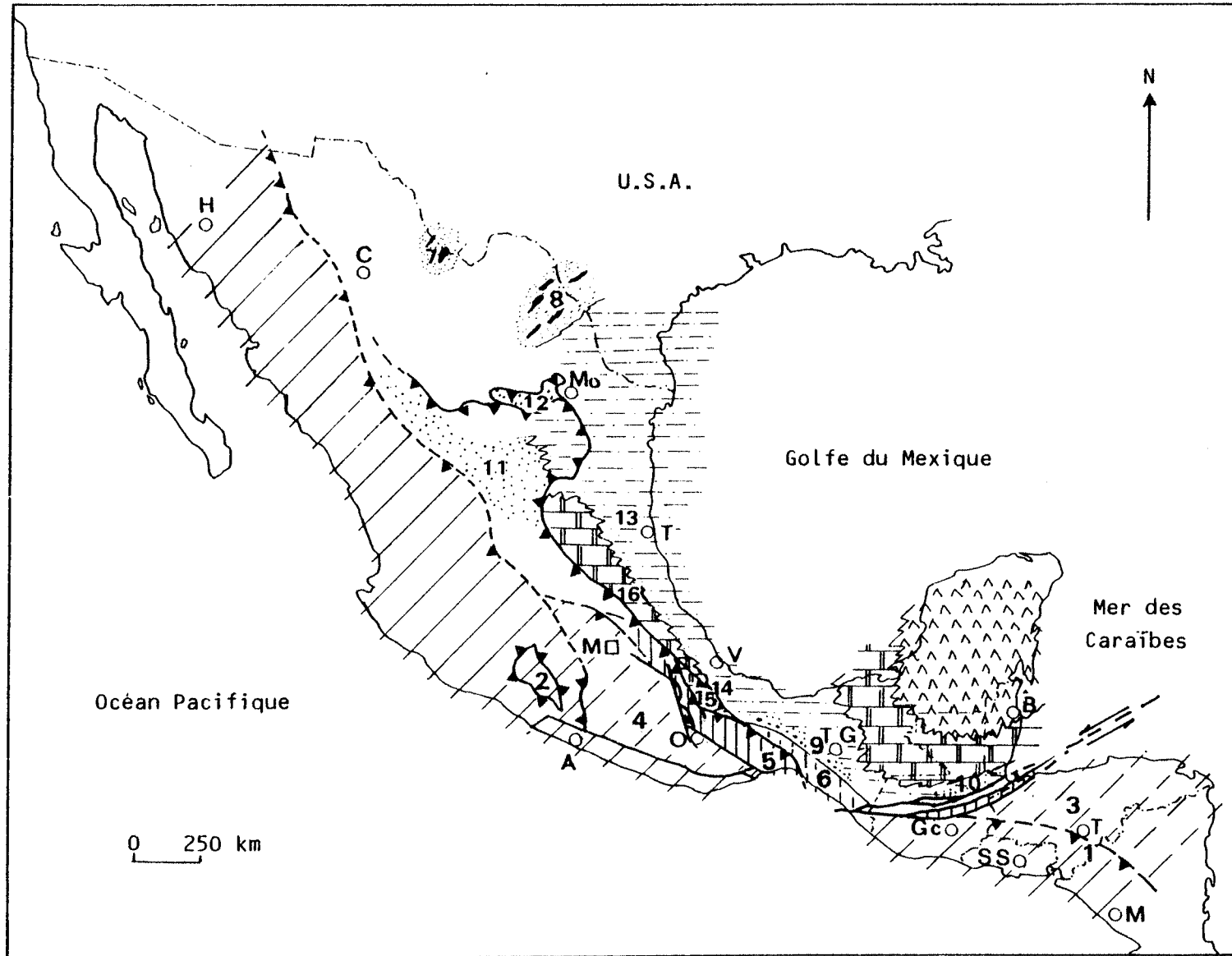
Fig. IV-8 : Carte de la répartition des principaux faciès du Turonien-Sénonien inférieur dans la Sierra Madre Orientale, au Mexique méridional et en Amérique centrale septentrionale.

a et b: régions dispensatrices des matériaux terrigènes ; a: régions plissées au cours de la phase "orégonienne", à couverture molassique discordante et essentiellement continentale ; b: régions affectées par le contre-coup de la phase "orégonienne", à couverture détritique concordante, marine ou continentale ; c: dépôts détritiques côtiers, dont 1: dépôts à couches de charbon de l'Etat de Sonora ; 2: Formation Mexcala ; d à j: principaux faciès des formations concordantes du Turonien-Sénonien inférieur ; 8: formations de type deltaïque, conglomératiques à pélitico-gréseuses, dont 3: dépôts de la région de Ciudad Juarez, Chihuahua ; 4: Formation Caracol (partie inférieure) ; 5: Formation Mexcala ; e: lutites à passées calcaires, dont 6: dépôts de la région d'Ojinaga, Chihuahua ; 7: Lutita Parras ; f: marno-calcaires et calcaires pélagiques, dont 8: Formation San Felipe ; g: calcaires, marnes, grès et pélites, dont 9: région du Rio Grande d'Oaxaca ; 10: couverture orientale du bloc d'Oaxaca ; 11: Formation Soyatal ; h: formations carbonatées néritiques souvent récifales, parfois à intercalations gypseuses (Formation Indidura), dont 12: Formation Sierra Madre (partie supérieure) ; 13: Formation Gutzmantlá ; 14: Formation Tomasopo ; 15: Formation Indidura ; i: calcaires pélagiques, dont 16: Formation Agua Nueva.

On notera : - la polarité latérale des séries surmontant en concordance les dépôts carbonatés pélagiques albo-cénomaniens du bassin téthysien. Elles peuvent être regardées comme des flyschs reflétant la tectonisation "orégonienne" de la marge pacifique, situés, soit directement en avant du front de déformation (Sierra Madre Orientale), soit à l'avant des régions émergées par le contre-coup de cette phase (Sierra de Juarez) ;

- l'absence de sédimentation ou la présence de séries détritiques se substituant aux formations carbonatées néritiques albo-cénomaniennes de la plate-forme occidentale (blocs d'Oaxaca et du Honduras) ;

- le passage des calcaires néritiques de la plate-forme orientale à des calcaires pélagiques en direction du Golfe du Mexique, en raison du caractère "hyper-subsident" du Golfe dû à la présence d'un fond océanique refroidi.



-  a
-  b
-  c
-  d
-  e
-  f
-  g
-  h
-  i

Les données stratigraphiques sont donc en accord avec l'attribution au Campanien inférieur, de la première phase de déformation. Elles permettent aussi de supposer qu'à la suite de cette phase, non seulement la partie méridionale du domaine interne, mais l'ensemble des régions correspondant aux bassins guatémaltèque et cuicatèque et une partie de leur marge occidentale étaient émergés.

Les premiers dépôts discordants, continentaux, ne sont pas datés directement dans la Sierra de Juarez. Nous avons exposé les raisons permettant de les attribuer à l'Eocène-Oligocène. Nous ne reviendrons pas non plus sur les données stratigraphiques du domaine externe de la Sierra de Juarez et de la plaine du Golfe du Mexique qui permettent de situer la seconde phase dans une fourchette d'âges identique à celle admise pour la phase laramienne dans la Sierra Madre Orientale (Danien - Yprésien moyen).

Fig. IV-9 : Carte de la répartition des principaux faciès du Sénonien supérieur dans la Sierra Madre Orientale, au Mexique méridional et en Amérique centrale septentrionale.

a à d: régions dispensatrices des matériaux terrigènes avec a: régions plissées au cours de la phase "orégonienne" à couverture molassique du Crétacé supérieur-Paléocène discordante et essentiellement continentale, représentée par 1: Formation Valle de Angelès (localité type) et 2: couches rouges de Huetamó ; b: régions affectées par le contre-coup de la phase "orégonienne" à couverture molassique du Crétacé supérieur-Paléocène concordante, généralement continentale, représentée par 3: Groupe Valle de Angelès et 4: couches rouges du bloc d'Oaxaca ; c: régions plissées au cours de la phase subhercynienne à couverture molassique continentale campano-maestrichtienne discordante représentée par 5: couches rouges de l'isthme de Tehuantepec ; d: régions émergées par le contre-coup de la phase subhercynienne dont 6: batholite permo-triasique côtier du Chiapas ; e à i: principaux faciès des formations concordantes du Campano-Maestrichtien en avant des régions précédentes ; e: formations détritiques côtières à couches de charbon dont 7: dépôts de la région d'Ojinaga, Chihuahua et 8: dépôts de la région de Monclovia-Piedras Negras, Coahuila ; f: formations de type deltaïque, conglomératiques à pélitico-gréseuses, parfois à passées rouges, dont 9: Formation Ocozacoautla ; 10: Formation Sepur ; 11: Formation Caracol (partie supérieure) ; 12: Groupe Difunta ; g: formations gréso-pélitiques à pélitico-gréseuses à faciès de plus en plus pélagique en direction du Golfe du Mexique dont 13: Formation Mendez et 14: Formation Mendez-Necoxtla ; h: formations carbonatées néritiques souvent récifales dont 15: Formation Atoyac et 16: Formation Cardenas ; i: évaporites du Yucatan.

On notera : - à hauteur du Mexique méridional et de l'Amérique centrale l'extension du domaine émergé en raison de la tectonisation subhercynienne de la partie méridionale du bassin téthysien et l'apparition des faciès détritiques dans la partie interne de la plate-forme orientale ;

- à hauteur de la Sierra Madre Orientale l'envahissement par les faciès détritiques du bassin téthysien et de la plate-forme orientale ainsi que le recul du rivage en direction du Golfe du Mexique, reflété par la migration vers l'Est des séries à couches de charbon. Ces modifications de la paléogéographie au Campano-Maestrichtien pourraient être la conséquence d'une reprise tectonique subhercynienne de l'édifice cordilléraire occidental ;

- la permanence d'un domaine à sédimentation carbonatée à tendance récifale (16) dans le prolongement septentrional des régions émergées du Chiapas.

2. Données radiochronologiques.

Trois échantillons de schistes sériciteux et chloriteux provenant de la région nord du secteur cartographié (Unité de Concepción Papalo) ont été datés à l'I.M.P. (datations C. Schlaepfer) par la méthode K-Ar sur roche totale.

Ils ont fourni les âges suivants :

- 64 ± 3 m.a., Danien (schistes sériciteux, piste de Cuicatlán à Concepción Papalo, 2 kilomètres à l'Ouest de Concepción Papalo) ;

- 56 ± 2 m.a., Thanétien (schistes sériciteux, piste de Concepción Papalo à Santa María Papalo, 2 kilomètres au Nord de Santa María Papalo) ;

- 62 ± 3 m.a., limite Danien-Thanétien (schistes chloriteux, piste de Concepción Papalo à San Miguel Santa Flor, 4 kilomètres au Nord du campement Madero).

Un quatrième échantillon collecté dans le prolongement de cette unité, au Nord du secteur cartographié, et daté par la même méthode, a fourni un âge de 75 ± 3 m.a., Campanien inférieur (schistes sériciteux, piste de Mazatlán de las Flores à Huautlá, 7 kilomètres au Sud-Ouest de Huautlá).

Cette dernière datation rejoint les âges subhercyniens obtenus pour les roches métamorphiques et certains plutons de l'isthme de Tehuantepec et du Guatemala. Il peut être représentatif de l'âge du métamorphisme. Les trois âges précédents entrent dans la fourchette laramienne. Ils peuvent traduire un épisode de réchauffement lié à cette phase.

c- Conclusions :

A la hauteur du Río Grande d'Oaxaca comme au niveau de l'isthme de Tehuantepec, le bassin cuicatèque s'est donc refermé en deux étapes synchrones de celles qui ont conduit à la fermeture du bassin guatémaltèque.

Si l'on considère l'ensemble du domaine interne de la Sierra de Juarez on constate un net gradient tectonique allant en diminuant vers le Nord. Il se manifeste notamment par l'atténuation du degré de métamorphisme de l'isthme de Tehuantepec au Nord de la Cañada oaxaqueña, puis par sa quasi disparition plus au Nord, dans la région de Tehuacán. Ainsi, la déformation et le métamorphisme paraissent d'autant plus accentués que le bassin cuicatèque possédait un fond "océanique" plus large. Les masses continentales qui l'encadraient, soubassement des plate-formes de Chiapas-Cordobá, à l'Est, et d'Oaxaca, à l'Ouest, étaient plus éloignées l'une de l'autre au Sud qu'au Nord. C'est leur rapprochement puis leur collision durant la phase subhercynienne et leur hyper collision durant la phase laramienne qui ont refermé le bassin, métamorphisé partiellement ses sédiments et les ont amenés à chevaucher la plate-forme orientale. L'éloignement plus grand des masses continentales dans les régions méridionales explique que les sédiments du bassin, refermé à la manière d'une paire de ciseaux, ont été soumis à des contraintes d'intensité décroissante du Sud au Nord.

Par ailleurs, le paléo-dessin de la limite orientale du bloc d'Oaxaca a dû influencer la distribution du champ de contrainte local et donc l'orientation des structures, particulièrement au cours de la phase laramienne.

La limite actuelle du bloc d'Oaxaca et de la Sierra de Juarez est le système de failles cuicatèque. Sa situation, comparable à celle du système Polochic-Motagua, à la limite de deux domaines paléographiques mésozoïques, n'est certainement pas fortuite. On peut admettre que ces failles sont superposées au réseau distensif responsable de l'individualisation du bassin cuicatèque. Leur dessin peut donc suivre d'assez près celui de la paléo-limite entre le bloc d'Oaxaca et le bassin cuicatèque. Ces failles bordant de larges vallées présentent deux directions majeures : N 170°E à Nord-Sud à l'Est de la Cañada oaxaqueña et N 130°E au Nord-Est des vallées de Tehuacán et d'Oaxaca-Mitlá. On a vu que les plis laramiens du domaine interne de la Sierra de Juarez à l'Est de la Cañada oaxaqueña ont fréquemment des directions subméridiennes. Au Nord de la faille de la vallée de Tehuacán au contraire, les plis présentent des directions ouest - nord-ouest - est - sud-est à franchement ouest-est (schistes de l'Arroyo Salado et de la Barranca de San Antonio). Ces directions à tendance équatoriale, inhabituelles pour les structures laramiennes, se retrouvent également plus l'Ouest, dans l'alignement des collines de calcaires crétacés allant de Tehuacán à Puebla. On peut donc admettre que ces modifications d'orientation des structures plissées, presque parallèlement à celles des principaux accidents cuicatèques, reflètent aussi l'allure irrégulière de l'ancienne limite du bloc d'Oaxaca et du bassin cuicatèque.

L'existence dans la Sierra de Juarez de structures apparues au cours d'une phase compressive subhercynienne accompagnée de métamorphisme, explique en grande partie sa complexité. Ceci, ajouté à la présence de témoins d'une paléocroûte océanique, constitue l'essentiel de son originalité vis-à-vis de son prolongement géographique, la Sierra Madre Orientale. Si actuellement le passage de l'une à l'autre est masqué par une chaîne volcanique andésitique récente très oblique à la zone de subduction, c'est que le volcanisme doit suivre une paléolimite structurale majeure ayant conditionné l'extension géographique de l'ouverture "océanique" et, semble-t-il, de la phase subhercynienne.

Au Nord de l'axe transmexicain, en effet, la phase subhercynienne n'a pas été reconnue, en tant que phase de déformation distincte de la phase laramienne, ni individualisée clairement de la phase méso-crétacée par ses conséquences sédimentaires possibles.

Les flyschs de la Sierra Madre Orientale sont tous considérés comme des dépôts résultant de l'érosion de l'orogène cordilléraire occidental méso-crétacé. On peut noter cependant que (Fig. IV-8 et IV-9) :

- la généralisation des faciès détritiques s'effectue seulement à partir du Campanien ;

- au Sud de la Sierra Madre Orientale, la distribution des faciès au Sénonien supérieur, calcaires à tendance récifale de la plate-forme de Valles San Luis Potosi (Formation Cardenas) à l'Ouest, flysch grésopélitique à l'Est, franchement pélagique dans la plaine côtière du Golfe (Formation Mendez), est la même qu'à la hauteur de la Sierra de Juarez ;

- au Nord de la Sierra Madre Orientale, le Sénonien supérieur est représenté par des dépôts côtiers à niveaux de charbon (Burckardt, 1930 ; Waber, 1972 ; Tardy, 1980).

Les faciès détritiques du Sénonien supérieur du domaine externe de la Sierra de Juarez, des plaines côtières méridionales du Mexique et du domaine chiapanèque et quiché, résultent de l'érosion des régions émergées à la suite de la phase subhercynienne, du massif d'Oaxaca, du domaine

interne de la Sierra de Juarez et du Guatemala, et du domaine chiapanèque et quiché. Il est possible qu'une partie au moins des éléments détritiques du flysch campano-maestrichtien des régions méridionales de la Sierra Madre Orientale soit de provenance plus proche que le domaine cordilléraire occidental, à savoir l'extrémité nord du massif d'Oaxaca et de la Sierra de Juarez, peut être même certaines régions émergées au Sénonien supérieur de l'extrémité sud de la Sierra Madre Orientale (on ne connaît pas de dépôts campano-maestrichtiens dans la région de Zimapán que nous avons rapprochée du domaine interne de la Sierra de Juarez et du bloc d'Oaxaca).

La présence de couches à charbons reposant sur des calcaires marins dans la partie nord de la Sierra Madre Orientale suppose un recul du rivage avant le Sénonien supérieur.

Pour C. Burckhardt (1930) et M. Tardy (1980), il serait dû à des mouvements orogéniques précoces. De plus, ce dernier auteur admet que ces mouvements sont contemporains des mouvements tectoniques mis en évidence par des discordances angulaires observées dans des assises similaires du Crétacé supérieur au front de l'orogène Sévier (front du système cordilléraire occidental), au Nord du Plateau du Colorado.

On est donc en droit de se demander si sur le plan sédimentaire, voire sur le plan tectonique, la phase subhercynienne n'a pas eu des conséquences plus importantes qu'il n'y paraît au Nord de l'axe transmexicain. Quoi qu'il en soit, son rôle, tant architectural que sédimentaire, a été beaucoup plus déterminant au Mexique méridional. On sait que la phase subhercynienne est essentielle dans toute l'étendue du domaine caraïbe, par exemple à Cuba où l'on parle de "cycle subhercynien". Nous avons montré que la structuration du domaine plissé le plus externe du Mexique et du Nord de l'Amérique centrale a été directement liée à l'activité décrochante de la frontière nord-caraïbe. A son tour, le domaine plus interne de la Sierra de Juarez participe étroitement de l'histoire géodynamique du domaine caraïbe, quant à l'ouverture du bassin cuicatèque et à la phase compressive subhercynienne qui l'a refermé. La phase laramienne, hypercollision de blocs continentaux au Sud du Mexique, hypercollision du proto-arc caraïbe et des marges continentales nord et sud américaines dans le domaine caraïbe, n'est pas spécifique de ces régions. Sa généralité dans le reste du Mexique, reprise de l'édifice cordilléraire méso-crétacé, tectonisation de la Sierra Madre Orientale, fait qu'on peut en rechercher les causes aussi bien dans l'évolution du continent nord-américain, liée elle-même à celle du Pacifique oriental que dans l'histoire du domaine caraïbe proprement dit (6ème partie).

IV. LES TECTONIQUES POST-LARAMIENNES.

Les épais dépôts continentaux éocènes-oligocènes de la Sierra de Juarez sont localisés à la vallée actuelle du Río Grande d'Oaxaca. Nous les retrouverons à l'Ouest de la Sierra de Juarez, là encore localisés aux grandes vallées, celles du Río Grande et de ses affluents, la Cañada Oaxaqueña et la vallée de Tehuacán, et dans la vallée Oaxaca-Mitlá. Les puissants conglomérats deltaïques éocènes de la plaine côtière du Mexique sont situés au voisinage du cours actuel du Río Papaloapan, ce qui a permis de supposer l'existence d'un paléo-cañon du Palaloapan. Le réseau hydrographique actuel est donc, au moins en grande partie, calqué sur le paléo-réseau hydrographique éocène-oligocène. Ceci complète les remarques faites à propos du domaine externe de la Sierra de Juarez. A la suite de la phase laramienne la Sierra

de Juarez, dans son ensemble, avait déjà acquis ses grands traits physiographiques actuels.

Les modifications intervenues par la suite sont dues :

- au développement du volcanisme lié à l'instauration d'une zone de subduction face aux côtes d'Oaxaca, au Miocène, transformant le relief de la partie sud de la chaîne ;

- au rôle de plis de fond tardifs et des failles du système cuicatèque.

a- Les plis de fond du Miocène inférieur :

De nombreux exemples de plis de fond tardifs, nord - nord-ouest - sud - sud-est, ont été décrits au Nord de l'axe transmexicain :

Dans la Sierra Madre Orientale, c'est à la faveur de vastes bombement anticlinaux qu'affleure le socle précambrien et paléozoïque : anticlinal de Huizachal-Peregrina à l'Ouest de Ciudad Victoria (A. Heim, 1940 ; J. Carrillo-Bravo, 1961 ; C. Ramirez, 1974 ; F. Ortega, 1978), bombement de Miquihuana au Nord de la plate-forme de Valles-San Luis Potosi (J. Carrillo-Bravo, 1971 ; C. Ramirez, 1974), anticlinal de Huayacocotla au Sud-Est de la Sierra Madre Orientale (J. Carrillo-Bravo, 1965).

M. Tardy (1980), a reconnu plusieurs structures de ce type affectant le socle et la couverture dans le secteur transverse de Parras, où elles sont aisément identifiables en raison de leur direction très oblique à celle des structures laramiennes, ici ouest-est.

Dans la Sierra Madre Occidentale, les ignimbrites sont déformées par des plis de dimension comparable et de même direction (C. Rangin, 1976 ; G. Calas, 1977 ; A. Demant, 1978).

L'âge des épanchements ignimbritiques datés les plus récents de la Sierra Madre Occidentale est de 23 m.a. (Mc Dowell et Keizer, 1977 ; Deal et al., 1978 ; Mc Dowell et Clabaugh, 1979). Dans la région de Durango des coulées basaltiques liées à la tectonique distensive postérieure "Basins and Ranges" ont fourni un âge de 12,2 m.a. (Mc Dowell et Keizer, 1971). La phase compressive responsable des plis de fond est donc comprise dans une fourchette Miocène inférieur - Miocène moyen. En fait, le plissement peut avoir suivi de très près la fin de l'activité ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale. Elle paraît contemporaine de la collision d'une partie de la dorsale pacifique Farallon avec le continent nord-américain (6ème partie). Et c'est à cette collision que l'on peut imputer la formation des plis de fond.

Si l'on admet, en outre, que la collision de la dorsale est également responsable de la dérive ou de l'accélération de la dérive vers l'Est du bloc du Honduras, la subduction face aux côtes d'Oaxaca a débuté postérieurement au plissement. Les roches volcaniques miocènes datées les plus anciennes d'Oaxaca sont d'âge burdigalien supérieur. En conséquence, la phase plicative tardive pourrait être d'âge aquitanien - burdigalien inférieur.

Au Sud de l'axe néovolcanique, une structure spectaculaire, apparaissant très clairement sur les photographies orbitales, a été attribuée à cette phase. Il s'agit de l'anticlinal de Tzitzio-Tiquicheo situé au Nord-Est de Huetamo, Michoacan. Cette structure est longue de plus de 100 kilomètres, large de 10 kilomètres et de direction axiale N 170°E (R. Mauvois et al., 1976). Dans son coeur affleurent des méta-andésites et des schistes attribuables à l'arc andésitique Jurassique supérieur - Cénomaniens de Teloloapan. Ils sont surmontés en discordance par une puissante série rouge (4000 mètres selon R. Mauvois, 1977) essentiellement conglomératique. Ces conglomérats, non datés, sont rapportés au Tertiaire continental (Groupe Balsas dans cette région). On a vu les problèmes posés quant à l'âge des diverses formations rouges du Mexique méridional. Dans les environs de Huetamo il est probable que les molasses continentales sont d'âge crétacé supérieur (2ème partie). L'anticlinal de Tzitzio-Tiquicheo pourrait donc être une structure laramienne. Selon R. Mauvois (1977), il existerait au Sud-Ouest de cet anticlinal une klippe de calcaires crétacés (calcaires albo-cénomaniens de la Formation Morelos) reposant sur les conglomérats. Pour la même raison que précédemment, cette klippe peut témoigner de l'ampleur du charriage laramien dans cette région, sans doute globalement en fenêtre, beaucoup plus vraisemblablement que d'une tectonique tangentielle tertiaire (2ème partie). Partant de ses observations près de Huetamo, R. Mauvois a admis un charriage généralisé des calcaires crétacés sur les molasses tertiaires dans l'ensemble du Mexique centro-méridional, extrémité méridionale de la Sierra Madre Orientale comprise. Pour ce qui concerne les régions proches de la Sierra de Juarez, cet auteur suppose que les calcaires crétacés de la bordure orientale du massif d'Oaxaca, et paradoxalement eux seuls, sont charriés sur les dépôts tertiaires de la vallée de Tehuacán. Nous sommes, bien sûr, en total désaccord avec cette hypothèse.

Le meilleur exemple de pli post-oligocène que nous ayons rencontré au Sud de l'axe transmexicain, en dehors des structures du domaine olmèque, chiapanèque et quiché, de style, d'âge et d'origine tous différents, est le ploiement en une vaste cuvette synclinale de la molasse continentale de la Cañada Oaxaqueña (5ème partie).

Dans la Sierra de Juarez, les déformations plicatives tardives sont beaucoup plus difficiles à mettre en évidence : le repère stratigraphique que constitue la molasse rouge fait défaut, hormis dans la vallée du Rio Grande. Par ailleurs, les directions laramiennes et miocènes, celles-ci données par l'orientation N 150°E du synclinal de la Cañada Oaxaqueña, sont peu obliques.

Néanmoins, toute la région comprise entre la Cañada Oaxaqueña et le cours nord - nord-ouest - sud - sud-est du Rio Grande puis, plus au Nord, approximativement la limite orientale de l'Unité de Concepción Papalo, apparaît comme une voûte anticlinale tardive, longue d'une centaine de kilomètres et large de 25, faisant suite au synclinal de la Cañada Oaxaqueña. On peut s'en rendre compte par exemple en traversant d'Ouest en Est le front chevauchant d'Oaxaca où la foliation des gneiss est de moins en moins inclinée vers l'Ouest. La même remarque peut être faite quant au pendage des schistes mésozoïques entre Teotitlán del Camino et Huautlá ou entre Quiotepec et Cuyamecalco.

L'orientation générale nord - nord-est - sud - sud-ouest et le pendage d'une dizaine de degrés vers l'Est de la molasse de la vallée du Rio Grande viennent sans doute de ce ploiement anticlinal plutôt que d'un basculement uniquement dû à la faille qui limite les affleurements à l'Est.

C'est à la traversée de cette mégastucture que le Rio Grande prend une direction ouest-est, guidée, ni par les structures laramiennes, ni par un failage récent, et s'encaisse profondément. Sa vallée est alors dépourvue de dépôts molassiques. L'antécédence du cours d'eau au méga-anticlinal et l'âge post-oligocène de la déformation sont donc évidents.

Enfin la disparition érosionnelle de la couverture mésozoïque du front chevauchant d'Oaxaca et des assises post-aptiennes de l'Unité de Concepción Papalo pourrait être en grande partie la conséquence de ce bombement qui les a portées à une altitude élevée.

Nous ne disposons pas d'arguments structuraux ou morphologiques probants, permettant d'affirmer la présence de mégastuctures analogues plus à l'Est. Tout au plus peut-on supposer que le relief de la ligne de crête qui domine la plaine côtière du Golfe, symétrique au précédent par rapport à la vallée du Rio Grande et constitué d'assises diverses, correspond aussi à l'axe d'un méga-anticlinal tardif.

b- Le failage récent :

Les failles verticales qui affectent le domaine interne de la Sierra de Juarez, peuvent être considérées comme des accidents annexes du système cuicatèque. Pour les plus importantes (par exemple celle, longue de plus de 20 kilomètres, qui borde à l'Est la vallée du Rio Grande), elles sont parallèles, en effet, à la limite tectonique majeure entre le bloc d'Oaxaca et la Sierra de Juarez.

Pour ce qui concerne la Sierra proprement dite, et compte-tenu de l'échelle à laquelle nous raisonnons, le rôle de ces failles est secondaire. Elles introduisent des décalages de quelques dizaines ou quelques centaines de mètres, sans commune mesure avec l'importance, qui nous est devenue familière, des déplacements le long des failles de la frontière nord-caribbe ou de celles qui en dépendent plus directement, celles du Chiapas par exemple.

Par ailleurs, les failles ne sont pas organisées en un réseau distensif encadrant des horsts et des grabens, comparables, tant soit peu,

à ceux de la tectonique "Basins and Ranges", miocène supérieur-pleistocène, accompagnée d'épanchements basaltiques, qui caractérise le Mexique septentrional.

Dans la région d'Ixtlán, le faillage affecte les formations volcaniques ignimbrétiques, basculées parfois jusqu'à 30°. Ces failles ont donc connu une activité post-miocène. Il n'est pas exclu que certaines soient toujours actives : la Sierra de Juarez, comme tout le Mexique méridional, l'avant-pays maya excepté, est une région fortement sismique. Certains foyers sismiques (carte "Seismicity of Middle America et renseignement oral de L. Ponce) paraissent suivre un alignement Oaxaca-Teotitlán del Camino et Teotitlán del Camino-Puebla, c'est-à-dire le système cuicatèque. Nous reviendrons sur les données concernant ce système au cours de la cinquième partie.

CHAPITRE IV : LES UNITES DE SOCLE. RELATIONS ENTRE LA SIERRA DE JUAREZ ET LE BLOC D'OAXACA.

A l'arrière des unités constituées par les formations du bassin cuicatèque et les chevauchant, viennent deux unités formées de terrains fortement métamorphiques. Ce sont : l'Unité du Sombrerete, située dans les limites du secteur cartographié (Pl. VII) et l'Unité de Teotitlán del Camino, en dehors et au Nord du secteur cartographié (Pl. VIII).

A. L'UNITE DU SOMBRERETE.

Elle est limitée à l'Ouest par le réseau de failles cuicatèque et formée par une énorme dalle gneissique, longue de 80 kilomètres et atteignant 12 kilomètres de large, inclinée vers la Cañada Oaxaqueña. C'est sa partie sommitale qui détermine la ligne de crête majeure entre la vallée du Río Grande et la Cañada Oaxaqueña.

Malgré le couvert boisé il existe de très bons affleurements, assez faciles d'accès, dans les cours d'eau descendant vers la Cañada Oaxaqueña, notamment à l'Est d'Atatlahuaca et le long des pistes d'Aloapan et de Yaveni (Pl. VIII). On observe essentiellement des gneiss clairs à biotite et des amphibolites, en moindre part.

Par rapport au socle précambrien d'Oaxaca (5ème partie), qui affleure surmonté de sa couverture sédimentaire immédiatement plus à l'Ouest passé le réseau de failles cuicatèque, les gneiss de l'Unité du Sombrerete se différencient en ce qu'ils présentent en règle générale une structure cataclastique. Le broyage est particulièrement intense au voisinage des failles du système cuicatèque et à l'approche du front chevauchant. Par exemple, le long du chemin de Pueblo Nuevo à l'observatoire d'Oaxaca, affleurent, sur plusieurs dizaines de mètres de largeur, des mylonites à aspect bréché ou gréseux, à peine différenciables, parfois, des sédiments détritiques de la base de la série mésozoïque d'Oaxaca. Le long des pistes de Yaveni et d'Aloapan et au Nord-Ouest de la Cumbre, le contact chevauchant sur le Mésozoïque des unités de Yaveni et de la Cumbre est souligné par de véri-

tables phyllonites. En lames minces, on observe une fine mouture de plagioclases, de hornblende, de quartz et quelques sphènes. Certains des échantillons collectés sur la piste de Yaveni montrent une rétro-morphose des hornblendes en amphiboles bleu-vert.

La dalle gneissique, érodée, n'affleure pas le long de la route Oaxaca-Ixtlán où, passé la faille du système cuicatèque bordant la vallée de Mitla, on entre dans les schistes mésozoïques de l'Unité de la Cumbre. Cependant, 6 kilomètres environ au Sud de la Cumbre, les schistes de cette unité sont surmontés par quelques mètres de phyllonites et de brèches gneissiques à charnockite, incartographiables à l'échelle adoptée. Elles peuvent représenter un témoin du contact chevauchant.

En dehors des zones fortement mylonitisées, l'aspect des gneiss de l'Unité du Sombrerete est analogue à celui des gneiss grenvilliens d'Oaxaca (5ème partie) et ils présentent la même direction générale de foliation, Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est. F. Ortega, spécialiste des socles métamorphiques du Mexique et en particulier de celui d'Oaxaca, a bien voulu examiner quelques unes des lames minces, et nous a confirmé que les gneiss du Sombrerete sont pétrographiquement semblables à ceux du Précambrien supérieur du massif d'Oaxaca.

Ces gneiss, que l'on peut donc attribuer au socle grenvillien du bloc d'Oaxaca venu chevaucher le bassin cuicatèque, reposent, du Nord au Sud, sur les schistes à ophiolites de l'Unité de Concepción Papalo (Fig. IV-10), le flysch puis les calcaires albo-cénomaniens de l'Unité d'Abejones, le flysch de l'Unité de Yaveni et les schistes graphiteux de l'Unité de la Cumbre.

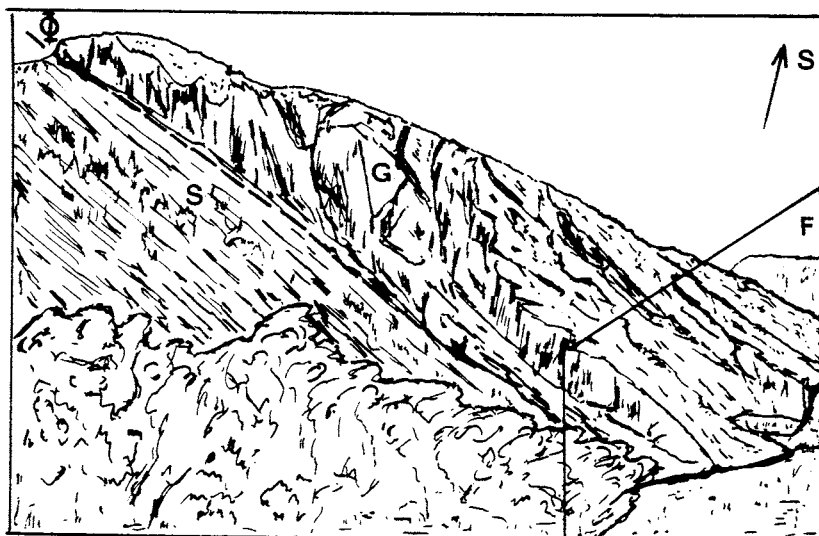


Fig. IV-10 : Le chevauchement du bloc d'Oaxaca sur le bassin cuicatèque. (dessin d'après une photographie de la rive gauche du Rio Chiquite à son débouché dans la Cañada Oaxaqueña).

La dalle de gneiss grenvilliens de l'Unité du Sombrerete (G) chevauche ici les schistes à ophiolites de l'Unité de Concepcion Papalo (S). Le pied des reliefs correspond à la limite géographique de la Sierra de Juarez et du bloc d'Oaxaca, déterminée par le réseau de failles verticales cuicatèque (F). La couverture sédimentaire mésozoïque de la bordure orientale du socle d'Oaxaca apparaît à l'arrière-plan. La dénivellation entre la Cañada Oaxaqueña, à l'Ouest du plan de faille, et le sommet de l'Unité du Sombrerete est de l'ordre de 1000 mètres.

B. L'UNITE DE TEOTITLAN DEL CAMINO.

L'Unité de Teotitlán del Camino, située également immédiatement à l'Est des failles bordant la Cañada Oaxaqueña et dans sa partie nord (Pl. VIII), est formée de roches métamorphiques d'aspect différent des gneiss de l'Unité du Sombrerete. Elles affleurent notamment sur la piste de Teotitlán del Camino à Huautlá, entre deux des failles verticales du système cuicatèque qui les placent au contact, à l'Ouest, avec les sédiments continentaux tertiaires de la Formation Tehuacán, à l'Est, avec les schistes mésozoïques de l'Unité de Concepción Papalo. A une quinzaine de kilomètres plus au Nord, sur la piste de Coxcatlán à Zoquitlán, 2,5 kilomètres à l'Est de Tequexpalco, l'Unité de Teotitlán del Camino chevauche les schistes mésozoïques selon un plan incliné d'une trentaine de degrés vers l'Ouest.

Les roches métamorphiques de cette unité rappellent celles du complexe Xolapa. Il s'agit de migmatites hétérogènes, épibolites et diadysites, à paléosome de micaschistes à biotite, muscovite et grenats, ou amphibolitique. Rappelons que, sur la piste de Teotitlán del Camino à Huautlá, ces migmatites sont traversées par des intrusifs mafiques qui ont fourni des âges correspondant à la limite jurassique-crétacé, et que nous les interprétons comme des manifestations magmatiques liées à l'ouverture du bassin cuicatèque. En dehors du complexe Xolapa, des migmatites, homogènes ou hétérogènes, plus proches de ces affleurements, sont connues dans le socle métamorphique paléozoïque inférieur du bloc d'Oaxaca, dans la région d'Acatlán. Les migmatites de l'Unité de Teotitlán del Camino sont peut être à rapprocher des migmatites paléozoïque inférieur du sommet de la "Série migmatitique Magdalena" ou de la base de la Formation Chazumba (Ortega, 1978) du Groupe Acatlán (5ème partie). Par ailleurs, à une distance moins grande, peu à l'Ouest de la Cañada Oaxaqueña, dans la région de los Reyes Mezontlá située à environ 35 kilomètres à l'Ouest de l'Unité de Teotitlán del Camino, le socle du bloc d'Oaxaca est représenté par des migmatites analogues surmontées par les sédiments continentaux pennsylvaniens de la Formation Matzizi (Aguilera, 1896).

Les roches métamorphiques de l'Unité de Teotitlán del Camino peuvent donc être rapportées au socle paléozoïque inférieur du bloc d'Oaxaca. Nous verrons (5ème partie) que les formations métamorphiques du Précambrien et du Paléozoïque inférieur du bloc d'Oaxaca ne sont pas superposées mais se trouvent en contact tectonique, selon une paléo-suture taconique jalonnée d'éclogites et de roches ultra-basiques. A hauteur de la bordure est de la Cañada Oaxaqueña, cette paléo-suture peut donc être située entre les derniers affleurements septentrionaux de l'Unité du Sombrerete et méridionaux de l'Unité de Teotitlán del Camino, c'est-à-dire à peu près là où le Rio Santo Domingo amorce son entaille dans la Sierra de Juarez.

C. CONCLUSIONS.

Les formations métamorphiques constituant les unités chevauchantes les plus internes de la Sierra de Juarez, dans son sens physiographique, appartiennent au socle grenvillien et paléozoïque inférieur du bloc d'Oaxaca. Au cours de sa collision avec le socle supportant les sédiments de la plate-forme de Cordoba, collision responsable de la fermeture du bassin cuicatèque et de la structuration de la Sierra de Juarez, le socle du bloc d'Oaxaca, ci-

saillé, s'est avancé d'au moins 12 kilomètres sur les sédiments du bassin cuicatèque. Le front des unités du Sombrerete et de Teotitlán del Camino doit donc être regardé comme le front chevauchant du bloc d'Oaxaca. La limite physiographique et néotectonique occidentale de la Sierra de Juarez à hauteur de la Cañada Oaxaqueña : les failles du réseau cuicatèque, est géologiquement secondaire par rapport à ce front majeur. Elle correspond au paléo-réseau distensif éocène de la marge occidentale du bassin cuicatèque, paléo-limite chevauchée et franchie largement par le bloc d'Oaxaca, et zone de faiblesse réactivée au cénozoïque en raison de l'évolution de la marge pacifique.

5ème PARTIE

LA BORDURE ORIENTALE DU MASSIF D'OAXACA ENTRE DOMINGUILLO
ET OAXACA ET LA COUVERTURE MESOZOÏQUE DES REGIONS CENTRA-
LES DU BLOC AU SUD-OUEST D'OAXACA.

*
* *

CHAPITRE I : GENERALITES. DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES (Fig. V-1).

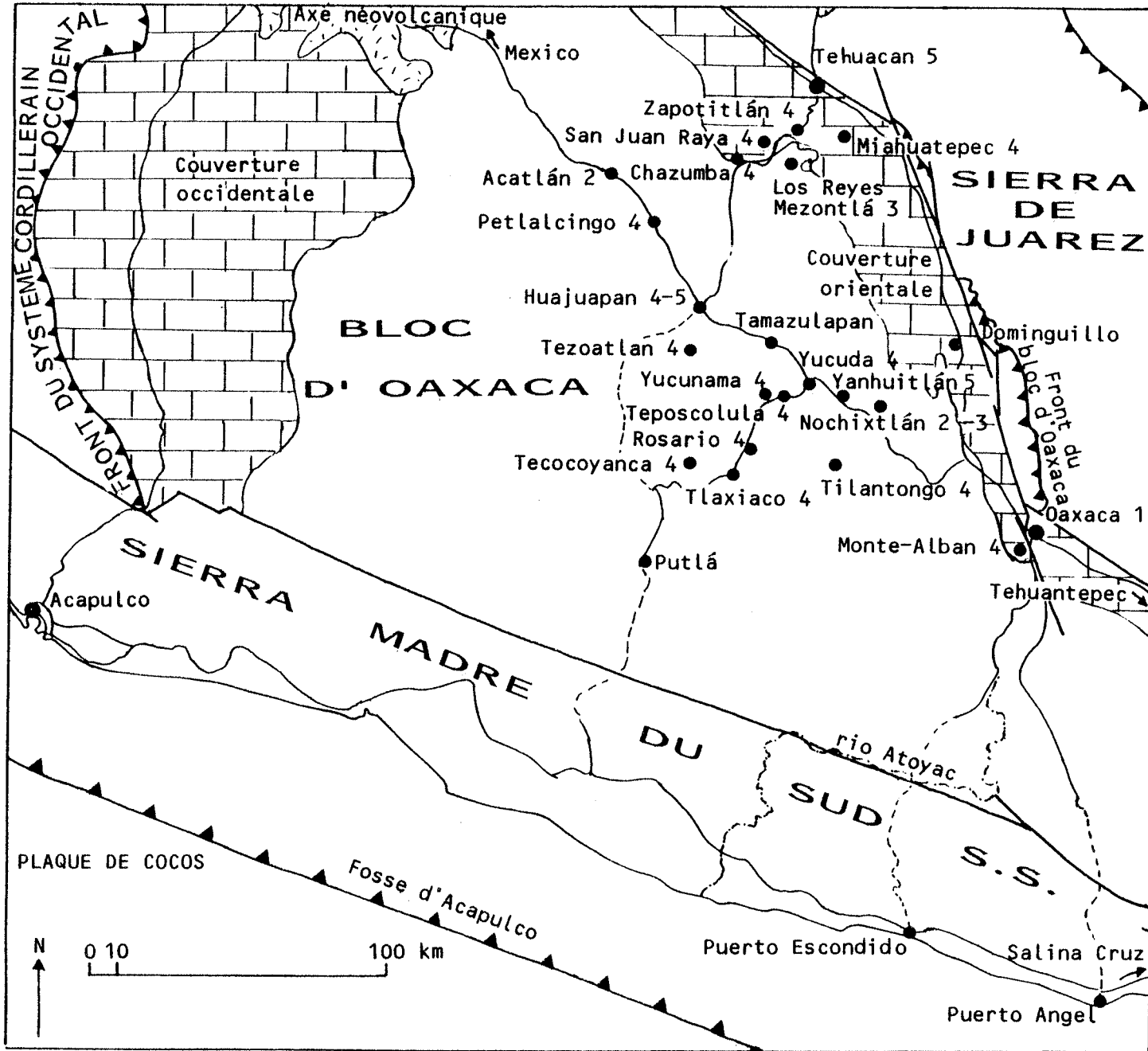
Le massif d'Oaxaca est une sorte de "Massif Central" sud mexicain, comparable au Massif Central français par ses dimensions et l'extension des affleurements précambriens et paléozoïques. Rappelons que nous lui donnons pour limites :

- au Nord, l'axe néovolcanique transmexicain ;
- au Sud, le système de failles Atoyac, parallèle aux côtes sud du Mexique, qui représente le prolongement fossilisé du système Polochic-Motagua et qui place le bloc d'Oaxaca au contact de la Sierra Madre du Sud s.s. ;
- à l'Est, le système de failles cuicatèque ;
- à l'Ouest, le front chevauchant laramien des formations volcaniques et volcano-détritiques mésozoïques épimétamorphiques de la marge pacifique nord-américaine.

Dans l'ensemble, et quoi qu'il reste de larges superficies inexplo-
rées, le massif d'Oaxaca est mieux connu que certaines de ses régions voisines, en particulier la Sierra de Juarez et la Sierra Madre du Sud s.s., mieux connu aussi, quant à son socle métamorphique, que l'Amérique centrale nucléaire.

A. LES TRAVAUX CONCERNANT LE SOCLE DU MASSIF D'OAXACA.

Les premières descriptions des roches métamorphiques d'Oaxaca datent de la fin du siècle dernier (Aguilera et Ordoñez, 1893 ; Buelna et al., 1896 ; Felix et Lenk, 1899 ; Ordoñez, 1899). Ces travaux montrent l'existence de vastes affleurements de gneiss et de micaschistes, traversés de filons pegmatitiques. T. Barrera (1946), mentionne la présence de marbres dans les gneiss. En 1962, C. Fries publie les premières datations radiométriques des gneiss, montrant que le métamorphisme est grenvillien. Les roches moins méta-



morphiques affleurant au Nord-Ouest du massif d'Oaxaca dans la région d'Acatlán fournissent, quelques années plus tard, deux âges radiométriques du Paléozoïque inférieur (C. Fries et C. Lincon O., 1965 ; C. Fries, 1966). C. Fries propose alors le terme de "Formation Acatlán" pour distinguer cette série des gneiss d'Oaxaca ou "complexe oaxaquénien" (E. Ordoñez, 1906 et G. Salas, 1949 parlaient de "schistes Acatlán"). Par la suite, de nombreuses datations (G. Salas, 1972 ; C. Fries et al., 1974 ; P. Damon, 1975) allaient confirmer les âges très différents des deux séries métamorphiques du massif.

La série gneissique a donné lieu à d'intéressantes remarques de S. Kestler et S. Hearth (1970) sur ses grands traits pétrographiques et structuraux. Mais son étude pétrographique détaillée n'a été entreprise qu'à partir de 1975, d'abord par K. Bloomfield et F. Ortega. Elle a été complétée par de nouvelles observations de F. Ortega (1976-1977), portant notamment sur le caractère intrusif des marbres qu'on y rencontre.

Les travaux les plus importants concernant la Formation Acatlán sont ceux de R. Rodriguez-Torrés (1970), M. Ruiz-Castellanos (1970) et F. Ortega (1978). R. Rodriguez-Torrés et M. Ruiz-Castellanos ont reconnu sa large extension, montré la variété de ses faciès pétrographiques, métasédimentaires et métamagmatiques, et relevé que la direction générale du train structural est méridienne. F. Ortega, à la suite d'observations portant sur un large secteur, a élevé la Formation Acatlán au rang de Groupe, défini diverses formations nouvelles et, surtout, souligné la présence au sein de l'une d'elles d'éléments méta-ophiolitiques et d'éclogites, avec les implications géodynamiques que ceci entraîne. F. Ortega a bien voulu nous faire partager, à l'occasion de visites sur le terrain, sa profonde connaissance des terrains métamorphiques d'Oaxaca. C'est pour beaucoup sur ses travaux que nous nous appuyerons, au chapitre suivant, pour faire le point des données concernant le socle d'Oaxaca.

La découverte et l'étude de séries sédimentaires marines paléozoïques d'âges trémadocien (Formation Tiñu), mississipien (Formation Santiago), pennsylvanien (Formation Ixtaltepec) et permien (Formation Yododeñe), toutes affleurant sporadiquement dans la région de Nochixtlán, localité située sur la route panaméricaine à environ 80 kilomètres au Nord-Ouest d'Oaxaca, sont dues à J. Pantoja et R. Robison (1967-1970).

Par ailleurs, dans la région de Los Reyes Mezontlá, une quarantaine de kilomètres au Sud - Sud-Ouest de Tehuacán, est connue depuis longtemps (J. Aguilera, 1896) une série continentale (Formation Matzizi) renfermant des plantes attribuées au Rhétien - Lias - Dogger par C. Burckardt (1930). S. Pineda (1970) a réétudié cette flore où sont représentées diverses espèces de Pecopteris, Neuropteris, Ovopteris, Calamites, etc..., presque toutes exclusivement du Carbonifère supérieur.

Fig. V-1 : Schéma montrant la situation du bloc d'Oaxaca par rapport aux grands domaines qui l'encadrent et celle des localités géologiques citées dans l'introduction.

Le chiffre suivant le nom des localités indique l'âge des formations affleurantes : 1: précambrien ; 2: paléozoïque inférieur (métamorphique) ; 2': paléozoïque inférieur (sédimentaire) ; 3: paléozoïque supérieur ; 4: mésozoïque ; 5: tertiaire.

B. LES TRAVAUX CONCERNANT LA COUVERTURE MESOZOÏQUE. RESUME ET INTERPRETATION DES DONNEES.

La couverture mésozoïque du secteur cartographié de la bordure du massif d'Oaxaca (Pl. VII) n'a fait l'objet d'aucune étude. Dans son ouvrage sur la géologie du Mexique, E. Lopez-Ramós (1979) mentionne seulement la présence de crétacé inférieur probable dans les environs immédiats d'Oaxaca, en particulier au niveau du site archéologique de Monte-Albán, et fournit une carte photo-interprétative de cette région.

Par contre, les terrains mésozoïques de la bordure orientale sont mieux connus une centaine de kilomètres plus au Nord, au Sud-Ouest de Tehuacán, là où affleure également la formation pennsylvanienne continentale Matzizi. Leur découverte est due à J. Aguilera (1906). Cet auteur les a divisés en trois formations : la *Formation Zapotitlán*, barrémienne, la *Formation San Juan Raya*, aptienne, toutes deux détritiques marines, et la *Formation Cipiapa*, calcaire, supposée d'âge crétacé supérieur, voire tertiaire. C'est également J. Aguilera qui a défini la *Formation Tehuacán* (tertiaire continental de cette vallée) qu'il considérait comme faisant partie de la Formation San Juan Raya. G. Mulleried (1933) a signalé la présence dans les assises détritiques, d'ammonites en mauvais état de conservation. Cette région a de nouveau été étudiée par A. Calderón (1956) à l'occasion du XXème Congrès Géologique international. Cet auteur réunit les Formations Zapotitlán et San Juan Raya dans le *Groupe Puebla*, admettant les âges proposés par J. Aguilera. Il introduit le terme de *Formation Miahuatepec* pour la base des calcaires à lits siliceux formant de hautes falaises à l'Ouest de la vallée de Tehuacán, qu'il attribue à l'Albien inférieur. Il garde le nom de *Formation Cipiapa* pour les niveaux plus élevés, à faciès analogues, d'âge albien supérieur, cénomaniens et attribue les dépôts continentaux discordants de la Formation Tehuacán au Paléogène. G. Alencaster (1956) a déterminé un très grand nombre d'espèces de lamellibranches et de gastéropodes d'âge aptien provenant de la Formation San Juan Raya.

On notera que dans cette région de la bordure orientale du massif d'Oaxaca le Néocomien, le Turonien et le Sénonien n'ont pas été reconnus.

La couverture mésozoïque de la partie centrale du Massif d'Oaxaca a été étudiée surtout dans la région située à une centaine de kilomètres au Nord-Ouest d'Oaxaca où se trouvent les localités de Tlaxiaco, Teposcolula et Tamazulapan, facilement accessibles par la route panaméricaine (Tamazulapan se trouve sur cette route, Teposcolula et Tlaxiaco sur une route goudronnée allant de la route panaméricaine à Putla), et près de Haujuapan de Leon et de Petlalcingo, localités situées également sur la route panaméricaine à 170 et 200 kilomètres au Nord-Ouest d'Oaxaca. Les travaux de J. Aguilera (1896 - 1906), G. Wieland (1914), C. Burckhardt (1927-1930), G. Salas (1949), E.K. Erben (1956), J. Cardenas et O. Bautista (1967), D. Lopez-Ticha (1969) et I. Ferrusquia (1970 - 1976) permettent d'établir la succession suivante :

La base de la série est représentée par des couches rouges d'épaisseur variable, en général plus faible qu'au Chiapas. On leur a attribué divers noms. Le plus usité est celui de Formation Rosario (Aguilera, 1896). Elles renferment des niveaux charbonneux peut être exploitables (Cortez et Teran, 1957) et, comme on l'a dit à propos de la Formation Todos Santos du Chiapas, une riche flore, notamment près de Tlaxiaco. Elle a été attribuée au Rhétien par G. Aguilera qui l'a découverte, puis au rhético-Lias, ou au

Lias-Dogger par G. Wieland (1914), C. Burckhardt (1930), V. Arellano (1946), M. Maldonado (1948) et J. Cardenas et O. Bautista (1965).

Ces dépôts continentaux sont surmontés près de Tlaxiaco par une série jurassique atteignant 600m d'épaisseur, où alternent des niveaux continentaux, parfois charbonneux, et des niveaux marins littoraux. Il s'agit du *Groupe Tecocoyunca* (Guzmán, 1980) subdivisé en cinq formations par E.K. Erben (1956) et des "*Calcaires à Cidaris*" (Burckhardt, 1930). Les assises détritiques marines du Groupe Tecocoyunca ont été datées par des ammonites du Bajocien, du Bathonien et du Callovien (Erben, 1956). Les calcaires à Cidaris ont livré diverses espèces d'échinodermes de l'Oxfordien (Erben, 1956), de l'Oxfordien, du Callovien et du Kimméridgien (B. Buitrón, 1970).

Des assises marines du Jurassique supérieur sont connues également près de Huajuapán de León (calcaires à Cidaris) et de Petlacingo. Dans cette dernière région ce sont les calcaires de la *Formation Chimeco* (G. Alencaster et B. Buitrón, 1965) d'âge oxfordien, épais de 90m et le *calcaire Mapache* (G. Alencaster et B. Buitrón, 1965) d'âge kimméridgien et portlandien, atteignant près de 400m de puissance. Ces calcaires reposent en concordance sur des couches rouges à débris de plantes (Mulleried, 1933 ; Mariel, 1954 ; Calderón, 1956).

Les dépôts crétacés anté-albiens datés n'ont été rencontrés que dans les environs immédiats de Tlaxiaco, *Groupe Sabinal* (López-Ticha, 1969), et un peu plus au Sud (Cardenas et Bautista, 1965). Ils reposent, soit sur la série sédimentaire jurassique, soit directement sur les gneiss du socle. On trouve à la base de cette série, qui selon Lopez-Ticha atteindrait 700m d'épaisseur, des conglomérats et des grès à intercalations gypseuses. Ils sont surmontés par des calcaires oolithiques, des calcaires argileux et des marnes grises. Le Groupe Sabinal a fourni des ammonites d'âges berriasien et hauterivien (López-Ticha, 1969) et des nérinées néocomiennes (Cardenas et Bautista, 1965).

Par ailleurs, C. Burckhardt (1930) et G. Salas (1949) ont signalé la présence de gypse à la base des calcaires albo-cénomaniens. Deux forages profonds réalisés par Pemex, toujours dans cette région centrale du massif d'Oaxaca (forages de Teposcolula et de Yucuda), ont retrouvé les évaporites, anhydrite associée à des dolomies, sous les calcaires albo-cénomaniens. Celui de Yucuda a été poursuivi jusqu'à la rencontre de couches rouges, traversées sur 300m, puis d'un socle granodioritique altéré. La puissance des évaporites, certainement bourrées dans les coeurs anticlinaux forés, est de l'ordre de 2000m.

L'Albo-Cénomarien est représenté par la *Formation Teposcolula*, définie par G. Salas (1949), et d'abord attribuée au Jurassique inférieur. Il s'agit de calcaires et de calcaires dolomitiques en gros bancs, à rudistes et miliolites, dont le faciès est le même que celui des calcaires albo-cénomaniens des autres plate-formes du Mexique. Ils renferment *Dicyclina* sp. et *Nummoloculina heimi* (López-Ticha, 1969). Ces calcaires forment l'essentiel des affleurements crétacés connus, allongés en bandes nord nord-ouest - sud - sud-est, brutalement interrompues par le système des failles limitant le bloc d'Oaxaca et la Sierra Madre du Sud s.s. Ils reposent, soit sur le socle, soit sur différents niveaux de sa couverture anté-albienne. En plusieurs points, près de Tezoatlán (Birkinbine, 1911, cité par E. López-Ramos, 1979) entre Huajuapán et Tamazulapán (Salas, 1949) et près de Chazumba (E. López-Ramos,

1979) une discordance angulaire entre les couches rouges et les calcaires albo-cénomaniens a été observée.

Les affleurements connus du Turonien et du Sénonien sont très limités.

La localité type du Turonien-Sénonien inférieur, Petlalcingo, se trouve sur la route panaméricaine au Sud-Est d'Acatlán. Les "calcaires Petlalcingo" (Salas, 1949) débutent par un conglomérat qui peut atteindre 30m d'épaisseur. Ils sont surmontés par environ 200m de calcaires renfermant diverses espèces d'Inocerames. Les calcaires du Turonien-Sénonien inférieur reposent sur différentes formations, y compris sur le socle paléozoïque inférieur près d'Acatlán (Salas, 1949).

Le Sénonien supérieur est localement représenté par des marnes, des grès et des calcaires détritiques en petits bancs, ne dépassant pas 400m de puissance. Ce sont les "Marnes Tilantongo" (Salas, 1949) et les "Marnes Yucunama" (Ferrusquia, 1970). Les premières ont été datées du Campano-Maestrichtien par diverses espèces de Globotruncanas (Salas, 1949 ; López-Ticha, 1969) et les secondes du Campanien par une riche faune de lamellibranches, gastéropodes, céphalopodes, coelentérés et échinodermes (Ferrusquia, 1970).

Le Tertiaire continental repose en discordance angulaire jusque sur le Précambrien, et occupe une superficie équivalente à celle des affleurements de socle. Ce sont encore des dépôts alluviaux rouges et des séries volcaniques situées, cette fois, dans le prolongement spatial de la Sierra Madre Occidentale, et de même âge : les laves ont fourni en Oaxaca deux âges K-Ar oligocène supérieur et un âge Pbα lutétien (Rincón Orta, 1974). L'ensemble est appelé généralement "couches" ou *Formation Huajuapán et Yanhuítlan* (Salas, 1949 ; Erben, 1956). I. Ferrusquia (1970) a proposé d'autres termes, moins usités.

Ces données permettent d'envisager une évolution entrant dans la logique mésozoïque et cénozoïque du Mexique méridional :

- La transgression téthysienne jurassique liée à l'ouverture du Golfe du Mexique s'est avancée sur les régions centrales et nord du bloc d'Oaxaca. La localité de Tlaxiaco marque à peu près la limite du rivage au Jurassique moyen. Elle s'étend davantage vers l'Ouest à partir de l'Oxfordien [une jonction Téthys - Pacifique a pu se réaliser à la fin du Jurassique (6ème partie)].

- les dépôts continentaux triasico-jurassiques, les dépôts marins du Jurassique moyen et supérieur, et probablement le socle, ont été largement érodés avant la transgression crétacée. La présence, parfois, sous les calcaires albo-cénomaniens, d'assises concordantes marines du Crétacé inférieur dont la base est datée du Berriasien, et d'évaporites, sans doute Crétacé inférieur elles aussi (elles peuvent représenter le pendant occidental des évaporites pré-albiennes du domaine externe de la Sierra de Juarez), permet de situer le début de cette période d'érosion à la limite Jurassique-Crétacé.

Les discordances angulaires entre les dépôts jurassiques et crétacés montrent que cette première émergence post-jurassique est la conséquence de mouvements tectoniques. En raison notamment de leur caractère local, ces

discordances sont à regarder comme un témoignage supplémentaire de la distension ayant permis l'individualisation du bassin cuicatèque et non comme le résultat d'une phase compressive névadienne.

Durant l'Albien et le Cénomaniens le bloc d'Oaxaca est totalement submergé.

La présence d'éléments détritiques à partir du Turonien dans le flysch de la Sierra de Juarez était une preuve indirecte d'une nouvelle émergence des régions centrales d'Oaxaca après le Cénomaniens. Le conglomérat basal du Turonien et surtout sa discordance jusque sur le socle, en sont les preuves directes. Cette seconde émergence post-jurassique est le résultat de la tectonisation mésocrétacée du domaine cordilléraire occidental et la cale, ici encore, à la limite Cénomaniens-Turonien.

Les très rares affleurements de Turonien et de Sénonien marins ne permettent pas de conclure que l'émergence post-cénomaniens ait été suivie d'une transgression généralisée. On est donc en droit de supposer, ce qui serait conforme à la poursuite du régime détritique de la Sierra de Juarez, que de larges secteurs du bloc d'Oaxaca, ses régions centro-méridionales en particulier, sont demeurées émergées depuis le Turonien. Ainsi se pose à nouveau le problème de l'âge de certaines des formations rouges attribuées au Tertiaire, qui pourraient être, en fait, d'âge crétacé supérieur.

Le plissement des assises maestrichtiennes, la discordance et la nature continentale du Tertiaire, montrent que le bloc d'Oaxaca a été affecté par la phase compressive laramienne. Elle a abouti à une troisième émergence post-jurassique, totale et définitive.

Les données bibliographiques concernant le bloc d'Oaxaca sont donc en plein accord avec l'histoire des grands domaines qui l'encadrent à l'Est et à l'Ouest, la Sierra de Juarez et le domaine cordilléraire occidental. C'est dire qu'a priori, il est pour le moins difficile d'envisager qu'il s'agit d'un élément "exotique" accrété au continent durant le Mésozoïque ou le Cénozoïque, comme on le suppose pour certains blocs de la marge nord-américaine. Les données qui suivent le confirmeront.

Nous nous attacherons plus particulièrement à montrer :

- que le socle d'Oaxaca résulte de l'accolement au Paléozoïque inférieur de deux domaines paléogéographiques totalement différents ;

- que la bordure orientale du massif d'Oaxaca représentait au Mésozoïque la marge occidentale du bassin cuicatèque ;

- que la couverture centro-méridionale du massif d'Oaxaca peut être comparée à celle des régions nord-occidentales du bloc du Honduras.

CHAPITRE II : LE SOCLE D'OAXACA.

A. LES ROCHES METAMORPHIQUES ET SEDIMENTAIRES DU PRECAMBRIEN ET DU PALEOZOÏQUE INFERIEUR : UN SOCLE "ZAPOTEQUE" ET UN SOCLE "MIXTEQUE".

I. LE SOCLE METAMORPHIQUE PRECAMBRIEN ET LES TEMOINS DE SA COUVERTURE SEDIMENTAIRE PALEOZOÏQUE INFERIEUR.

Dans la région cartographiée et au Sud-Ouest d'Oaxaca où nous avons levé deux coupes du Mésozoïque des régions centro-méridionales, le socle est uniquement représenté par des formations précambriennes, recoupées, entre Etla et Oaxaca, par un pluton granitique d'une vingtaine de kilomètres de long, le batholite d'Oaxaca.

Les conditions d'affleurement sont en général excellentes, y compris le long des principaux axes routiers. Peu à l'Ouest du secteur cartographié, entre Telixtlahuaca et Dominguillo, les gneiss précambriens sont entaillés sur 1000 mètres de hauteur par l'un des affluents du Rio Grande d'Oaxaca. Il coule au fond d'un cañon dirigé Nord-Sud, long d'une quarantaine de kilomètres, le cañon de Tomellin, qu'emprunte la voie ferrée Mexico-Oaxaca.

a- Les formations précambriennes (Fig. V-2) :

1. Caractères pétrographiques.

Les formations précambriennes se regroupent en deux grands ensembles, l'un métasédimentaire, l'autre métamagmatique.

1.1. L'ensemble métasédimentaire.

Il est de loin le plus largement représenté et comprend :

- Des gneiss à biotite et grenat almandin. Les minéraux accessoires sont la magnétite, l'ilménite, l'apatite et le graphite. A l'Est de Telixtlahuaca et de Huitzo, le graphite est particulièrement abondant et serait peut être exploitable.

Ces roches sont les plus communes. Elles dérivent vraisemblablement d'argiles calcaires à passées charbonneuses plus ou moins développées.

- Des quartzites et des leptynites dérivant de grès et d'arkoses. Certains horizons sont riches en cordiérite dérivant, soit d'argiles chloritiques, soit de minéraux magmatiques détritiques magnésiens.

- Des gneiss à diopside et biotite, dérivant de marnes.

- Des granulites charnockitiques. Dans les affleurements que nous a montrés F. Ortega le long de la route panaméricaine, à l'Ouest de Telixtlahuaca, ces dernières se trouvent encadrées par les gneiss précédents, laissant supposer qu'elles dérivent de pélites calcaires plutôt que de roches magmati-

ques. Rappelons que nous avons trouvé des éléments de charnockites dans les conglomérats du bassin cuicatèque.

- Enfin, des granulites à calco-silicates et des marbres à mouchetures de serpentine. Ces derniers se rencontrent, soit en niveaux métriques, soit en petits massifs apparemment intrusifs. On peut observer ces "intrusions" dans le secteur cartographié, le long de la route Oaxaca-Tehuacan, au Nord de Telixtlahuaca, peu avant la limite de la couverture mésozoïque, et entre El Moral et la Carbonera. F. Ortega (1977) a montré qu'il s'agit de bourgeonnements dus à la fusion partielle d'assises calcaires impures ou de dolomies, à une température de l'ordre de 750°C, dans des zones à haute pression de vapeur d'eau. Ce ne sont donc pas des carbonatites au sens strict, résultant d'une différenciation magmatique.

En résumé, l'aspect de ce premier ensemble est celui d'une épaisse série originellement sédimentaire, essentiellement argilo-calcaire et gréseuse, à niveaux charbonneux et peut être dolomitiques, métamorphisée dans le faciès de transition amphibolites - granulites et dans celui des granulites.

1.2. Les roches métamagmatiques.

Des anorthosites sont présentes dans le secteur cartographié, au Nord-Ouest d'Oaxaca. Cet affleurement fait partie d'un massif elliptique, long d'une dizaine de kilomètres et large de six, allongé Nord - Nord-Ouest-Sud - Sud-Est. Il apparaît très clairement sur les photographies orbitales.

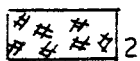
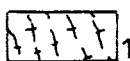
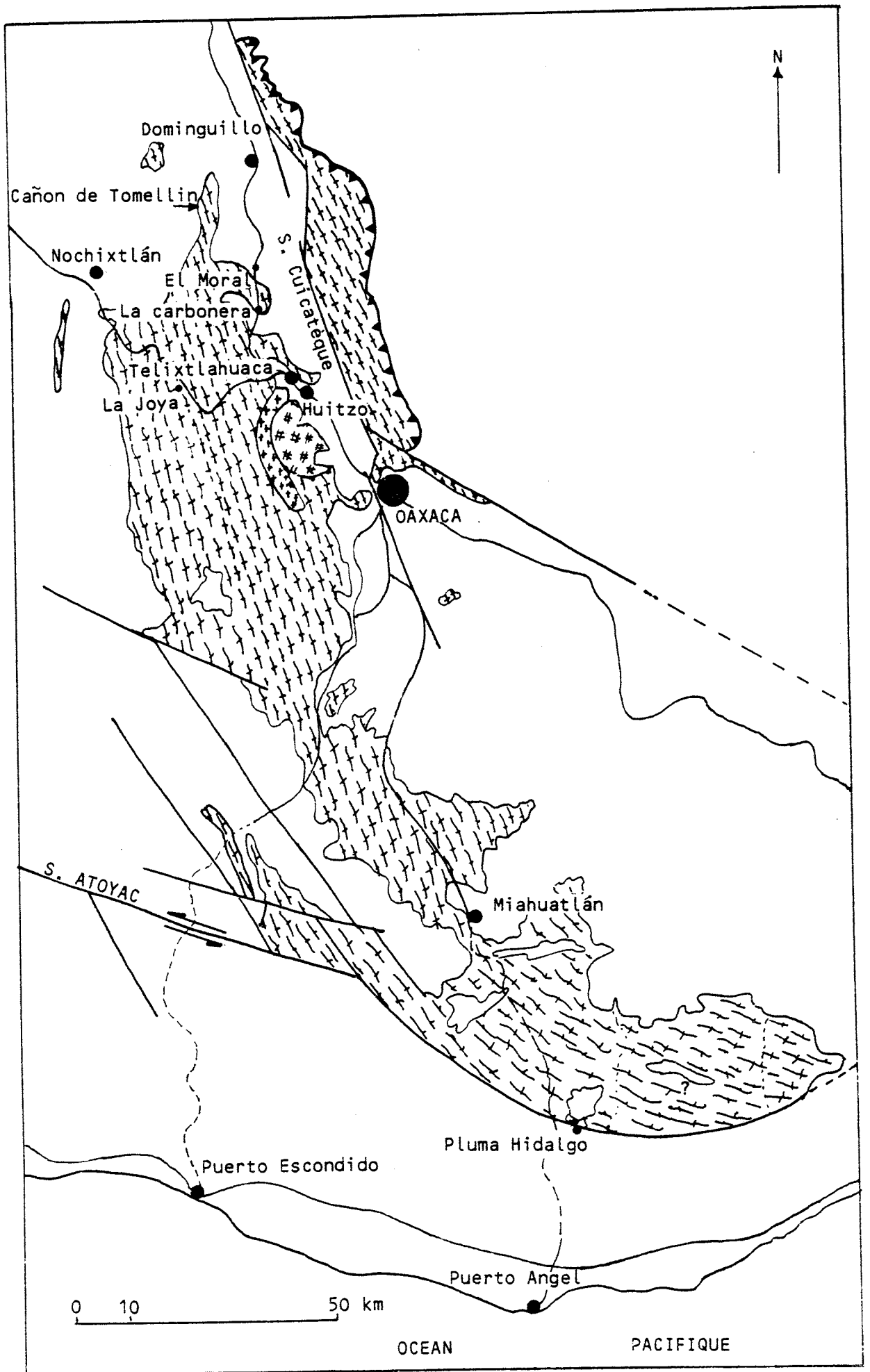
Dans son prolongement vers le Sud - Sud-Est, on connaît d'autres petits massifs anorthositiques et gabbro-anorthositiques. Ils sont alignés dans une zone relativement étroite, Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est, s'étendant sur 150 kilomètres environ, jusqu'à Pluma-Hidalgo, à la limite du bloc d'Oaxaca et de la Sierra Madre du Sud s.s. (près de Pluma-Hidalgo les anorthosites renferment un gisement de magnétite titanifère).

Ces roches ont été considérées comme le soubassement de la série paragneissique (Ortega, 1977). La forme elliptique des massifs et leur alignement suggèrent plutôt une mise en place tardive, peut être liée à une migmatisation, pénécontemporaine du métamorphisme de la série paragneissique, d'une série basique sous-jacente.

Par ailleurs, les gneiss sont recoupés par une multitude de filons pegmatitiques, exploités pour la phlogopite et les feldspaths à La Joya. Les recherches effectuées par les géologues de l'Instituto Nacional de Energia Nuclear ont montré que certaines, notamment dans la région de Telixtlahuaca, renferment des minéraux radioactifs.

2. Ages radiométriques.

A l'heure actuelle, 15 datations radiométriques, effectuées sur les pegmatites, principalement, et sur les gneiss, ont été publiées (Fries, 1962 et 1966 ; Salas, 1972 ; Fries et al., 1974 ; Damon, 1975).



Elles ont été réalisées en utilisant les méthodes K-Ar (7 datations), Pb α (6 datations) et Rb-Sr (2 datations).

Les pegmatites ont fourni 6 âges K-Ar compris entre 855 ± 25 m.a. et 940 ± 30 m.a., 3 âges Pb α compris entre 960 ± 110 m.a. et 1110 ± 125 m.a. et 2 âges Rb-Sr de 770 ± 35 m.a. (sur microcline) et 870 ± 35 m.a. (sur biotites).

Les gneiss ont fourni 3 âges Pb α compris entre 840 ± 85 m.a. et 1190 ± 120 m.a. et un âge K-Ar (muscovites dans les marbres) de 774 ± 40 m.a.

C. Schlaepfer nous a communiqué 4 datations d'échantillons de gneiss du cañon de Tomellin, réalisées à l'I.M.P. par la méthode K-Ar : 781 ± 19 m.a. sur hornblendes, 917 ± 7 m.a., 948 ± 4 m.a. et 1200 ± 36 m.a. sur biotites.

Les âges obtenus, aussi bien sur les pegmatites que sur les gneiss, sont donc tous précambrien supérieur. Les pegmatites recoupant la foliation sont nécessairement postérieures à la granulitisation. Les âges qu'elles ont fournis permettent de supposer que les filons se sont mis en place aux alentours de 950 m.a. Les âges voisins fournis par les gneiss indiquent vraisemblablement un réchauffement contemporain, dû à ces intrusions.

Le métamorphisme granulitique paraît ainsi se situer dans une fourchette comprise entre 1200 m.a. et 950 m.a.

Fig. V-2 : Carte des affleurements précambriens du bloc d'Oaxaca.

1: formations métasédimentaires ; 2: massifs anorthositiques ; 3: granites ("algomiens" ?).

La région limitée par deux traits pointillés et où figure un point d'interrogation correspond peut être à un massif intrusif. On notera :

- le chevauchement du socle précambrien d'Oaxaca sur les formations du bassin cuicatèque de la Sierra de Juarez ;
- le découpage du socle par les failles des systèmes cuicatèque et Atoyac ;
- la torsion du train structural précambrien à l'approche du système Atoyac. Elle affecte aussi le train structural des plis de la couverture mésozoïque et rappelle les torsions du socle et de la couverture du domaine externe, à l'approche des décrochements du système Polochic-Motagua ;
- la courbure du système Atoyac au Sud de Miahuatlán laissant supposer que dans cette région le socle du bloc d'Oaxaca chevauche la Sierra Madre du Sud s.s. (6ème partie).

L'extension des affleurements précambriens représentés sur ce schéma est beaucoup plus limitée que celle des terrains attribués au Précambrien sur les cartes géologiques du Mexique : ce sont les seuls affleurements de roches métamorphiques du bloc d'Oaxaca, mais aussi de l'ensemble du Mexique méridional et de l'Amérique Centrale, qui peuvent être rapportés, sans équivoque, au Précambrien, et rapprochés de la ceinture grenvillienne nord-américaine.

3. Caractères structuraux. Approche rétrotectonique.

a. Les directions de foliations que nous avons relevées sont le plus souvent nord - nord-ouest - sud - sud-est, parfois nord-ouest - sud-est. L'examen des photographies orbitales montrent qu'elles sont constantes, depuis la limite nord des affleurements, qui correspond à l'entrée du cañon de Tomellin, jusque dans la région de Miahuatlán, à 100 kilomètres au Sud - Sud-Est d'Oaxaca. Au Sud-Est de cette localité le train structural subit une torsion vers l'Est, jusqu'à prendre une direction sub-équatoriale à l'approche du système de failles limitant le bloc d'Oaxaca et la Sierra Madre du Sud s.s. (fig. V-2). Des reconnaissances effectuées le long de la piste de Puerto Angel nous ont permis d'observer que dans cette région les lambeaux de couverture mésozoïque, couches rouges et calcaires crétacés, reposant sur le socle précambrien ou, fréquemment, en contact par failles, présentent également une direction générale presque perpendiculaire à leur direction nord - nord-ouest - sud - sud-est habituelle. On retrouve donc, au voisinage des failles que nous considérons appartenir au paléo-système Polochic-Motagua, la même torsion du socle et de la couverture que celle constatée au voisinage des décrochements du Chiapas et du système actif Polochic-Motagua. Elle indique aussi un jeu sénestre.

b. Les vallées encaissées de certains cours d'eau, en particulier le cañon de Tomellin, supposent un rajeunissement du relief, imputable aux plis de fond miocène inférieur.

c. Le socle grenvillien, cisailé, durant la phase laramienne est venu chevaucher le bassin cuicatèque (4ème partie).

d. Les gneiss sont déformées en anticlinaux et synclinaux symétriques, orientés nord - nord-ouest - sud - sud-est, et de largeur décamétrique à hectométrique (Fig. V-3a). Il en existe plusieurs exemples le long de la route panaméricaine, au Sud-Est de Nochixtlan, et de la route Oaxaca - Miahuatlán, en particulier à la hauteur de l'arroyo seco, 56 kilomètres au Nord de Miahuatlán.

Ces plis rapprochés sont sans doute antérieurs aux larges voissures miocènes, à la tectonique mésozoïco-paléocène du décollement de la couverture, au faillage du socle et à la tectonique appalachienne, simple plissement de la couverture paléozoïque supérieur dans cette région. Nous rapportons ces plis à la phase taconique, essentielle en Oaxaca.

e. Nous avons relevé quelques exemples de plis serrés, déjetés à déversés vers l'Ouest, à schistosité de plan axial et de plis couchés apparemment antérieurs au métamorphisme granulitique (Fig. V-3b). La tectonique précambrienne est donc polyphasée. Nous n'excluons pas non plus la possibilité qu'elle ait été polymétamorphique. La qualité des affleurements permettrait d'entreprendre une étude microstructurale afin de préciser le nombre et le rôle des diverses phases.

4. Conclusions.

Le socle précambrien d'Oaxaca est constitué d'un ensemble paragneissique et de massifs gabbro-anorthositiques alignés occupant une superficie beaucoup plus réduite. La pétrographie des paragneiss indique que.

la série originelle est celle d'un bassin subsident où se sont accumulées de grandes quantités de sédiments, vraisemblablement marins et peu profonds. Leurs caractères structuraux montrent que la tectonique précambrienne a été polyphasée et peut être polymétamorphique. Ils montrent aussi l'existence de déformations ultérieures rattachées à la phase taconique, aux plis de fond du Miocène inférieur et au jeu décrochant sénestre des paléo-failles du système Polochic-Motagua.

L'épisode, ou le dernier épisode, métamorphique, a atteint le faciès des granulites. Les niveaux structuraux profonds ont probablement subi une migmatitisation ayant fourni le chevelu pegmatitique recoupant la foliation, apparemment pénécontemporain du métamorphisme. La migmatitisation du socle de la série sédimentaire précambrienne (ceinture hudsonienne - elsोनienne ? ceinture archéenne basique ?) aurait pu donner naissance aux massifs gabbro-anorthositiques, peut être extravasés. Les âges radiométriques obtenus sur les gneiss et les pegmatites sont "grenvilliens" (± 1000 m.a.).

Outre l'âge du métamorphisme, rien ou presque ne manque aux formations précambriennes d'Oaxaca pour permettre une étroite comparaison avec celles de la ceinture grenvillienne du bouclier canadien :

La série originelle grenvillienne est aussi un puissant ensemble essentiellement sédimentaire et à cachet peu profond, de grès, d'arkoses, d'argiles, de marnes, de calcaires et de dolomies (les calcaires des Adirondack). Il renfermait des niveaux charbonneux transformés en lits graphiteux de 1 à 3m de puissance (mine de Hague dans l'état de New-York par exemple, que l'on peut paralléliser au gisement de Telixtlahuaca-Huitzo). Le métamorphisme est de même degré. Il a transformé les grès et les arkoses en quartzites et leptynites, les argiles en gneiss à biotite et grenat. Les calcaires des Adirondack sont des marbres à diopside, ferrosalite et grenats, voire des roches encore plus transformées, parapyroxénites, pseudoshonkinites. A la différence des gneiss d'Oaxaca on a reconnu d'anciennes coulées volcaniques au sein de la série de Grenville. Il n'est pas impossible, non plus, qu'il existe en Oaxaca des orthoamphibolites.

Les massifs anorthositiques célèbres du Grenvillien de la province du Québec, sont aussi représentés en Oaxaca, bien que plus modestement.

Enfin les gneiss de Grenville sont recoupés par des filons de pegmatites et des granites (granites "algomiens"). Ils ont fourni, comme en Oaxaca, des âges voisins de ceux des gneiss (± 1000 m.a.). A moins, ce qui est loin d'être exclu, que l'âge permien supérieur obtenu pour le batholite d'Oaxaca (méthode $Pb\alpha$) ne soit dû à un réchauffement fini-appalachien, on ne connaît pas d'équivalent mexicain des granites algomiens.

A la méconnaissance près, en Oaxaca, de certains éléments de la ceinture grenvillienne du bouclier canadien, que de futures recherches permettront peut être de retrouver, et quelle que soit l'interprétation que l'on donne des charnockites (présentes également au Canada) et des anorthosites, les faciès pétrographiques et l'âge des gneiss du Grenville et d'Oaxaca sont suffisamment analogues pour que l'on puisse admettre qu'ils appartiennent à la même ceinture proterozoïque supérieur. Nous verrons (6ème partie) que l'on connaît des jalons gneissiques précambriens dans le pro-



Fig. V-3c



Fig. V-3b

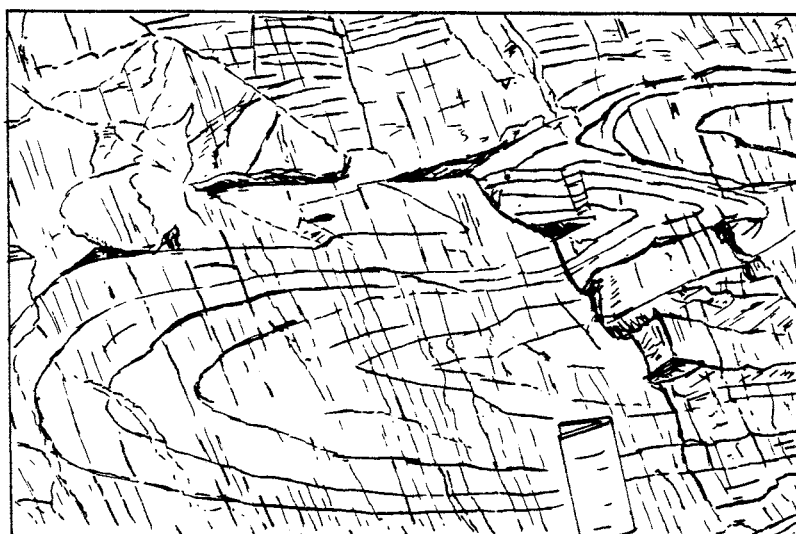


Fig. V-3a

longement des affleurements d'Oaxaca dans les régions est de la Sierra Madre Orientale, jusqu'au Nord du Mexique.

Mais là s'arrête la comparaison. Le train structural de la ceinture Grenvillienne du bouclier canadien est parallèle à son allongement nord - nord-est - sud - sud-ouest, et donc oblique à celui d'Oaxaca. Et surtout, les formations métamorphiques de la ceinture paléozoïque appalachienne au sens large, et en particulier la suture ophiolitique taconique exposée à Terre Neuve et en Gaspésie, se trouvent à l'Est de la ceinture grenvillienne alors que dans le massif d'Oaxaca le dispositif structural est symétrique : les formations métamorphiques et les ophiolites du Paléozoïque inférieur se situent à l'Ouest des gneiss grenvilliens.

b- Les témoins sédimentaires du Paléozoïque inférieur :

Les rares lambeaux sédimentaires du Paléozoïque inférieur découverts par J. Pantoja et R. Robison en 1967 se rencontrent dans les environs de Nochixtlán (Tiñu del Munic et ravin de Santiago Ixtaltepec). Cette importante découverte est d'autant plus méritoire que les travaux effectués sur le socle d'Oaxaca n'ont pas permis, depuis, de trouver d'autres affleurements.

Le soubassement de la série sédimentaire est, sans équivoque possible, le Grenvillien d'Oaxaca qui affleure de façon presque continue le long de la route panaméricaine, de Telixtlahuaca à Nochixtlán. Il est ici représenté surtout par des gneiss à biotite et grenats. Ils sont surmontés par des assises sédimentaires d'âge paléozoïque inférieur, épaisses de 200m au maximum près de Tiñu et de 37m dans le ravin d'Ixtaltepec (Fig. V-4).

La Formation Tiñu (Pantoja et Robison, 1967) comprend deux membres : à la base 15m de calcaires fossilifères, sombres, à intercalations argileuses, puis 185m d'une série détritique azoïque de microconglomérats, grès et argilites noires pyriteuses.

Fig. V-3 : Trois aspects de la déformation des gneiss précambriens.

Dessins d'après la photographie d'affleurements situés le long de la route panaméricaine entre Nochixtlán et Telixtlahuaca (fig. V-3a et V-3c) et de la route Oaxaca-Miahuatlán à hauteur de l'Arroyo Seco (fig. V-3b).

fig. V-3a: plis couchés dépourvus de schistosité de plan axial apparente, affectés par une schistosité à pendage est.

fig. V-3b: plis déjetés à déversés vers l'Ouest à schistosité de plan axial.

fig. V-3c: pli droit décamétrique.

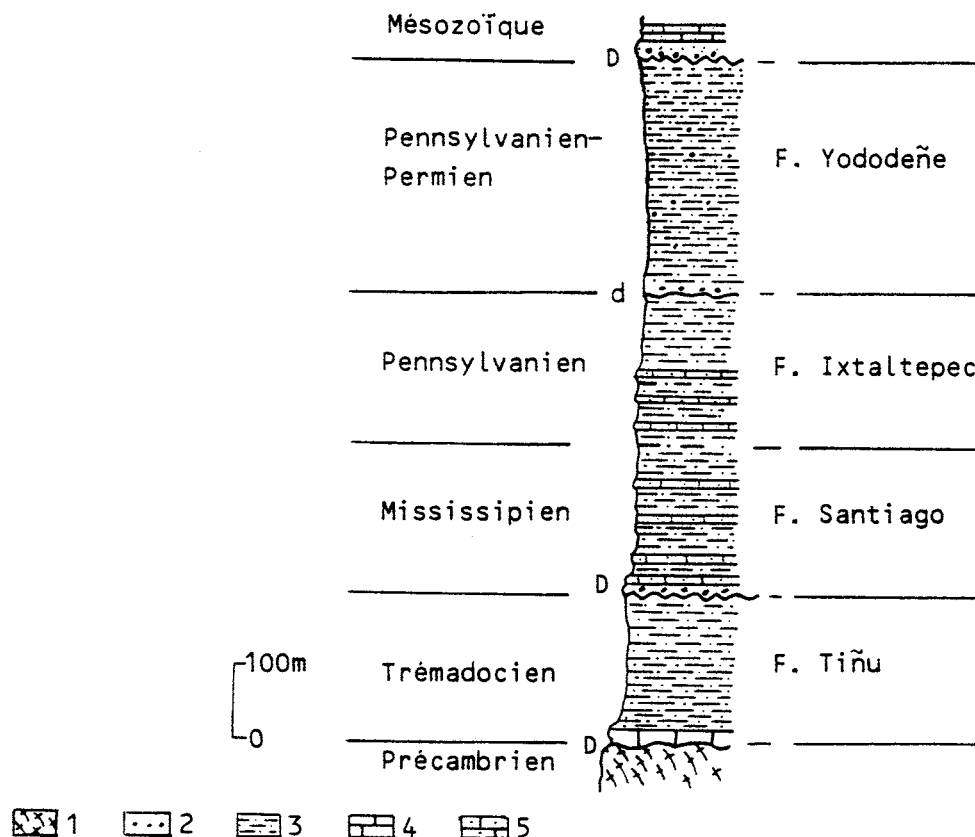


Fig. V-4 : Colonne stratigraphique des formations paléozoïques des environs de Nochixtlán. D'après J. Pantoja A. et A. Robison R., 1967.

1: gneiss ; 2: conglomérats ; 3: grès et argilites ; 4: calcaires ; 5: calcaires détritiques ; D: discordance angulaire ; d: discordance d'érosion.

Les calcaires ont fourni une riche faune (21 genres et 28 espèces) de trilobites, conodontes, céphalopodes, gastéropodes et échinodermes du Trémadocien. Elle est d'affinité européenne (Pantoja et Robison, 1967 ; Pantoja, 1970). R. Malpica-Cruz (1981) a souligné ses différences avec les faunes du même âge du Nord-Ouest du Mexique.

Sur cette série à caractère littoral, modérément plissée, repose en discordance angulaire un ensemble détritique paléozoïque supérieur daté du Mississipien à sa base (Pantoja et Robison, 1967).

II. LE SOCLE METAMORPHIQUE PALEOZOIQUE INFÉRIEUR.

Les affleurements connus des roches métamorphiques du Paléozoïque inférieur se situent dans la partie nord-occidentale du bloc d'Oaxaca (Fig. V-5). Ils sont séparés des gneiss grenvilliens de Nochixtlán, surmontés des lambeaux de couverture paléozoïque inférieure précédents, par 80 kilomètres environ d'affleurements mésozoïques et cénozoïques (ceux de Tamazulapán - Huajuapán de León). La superficie étudiée par R. Rodriguez-Torres et F.

Ortega, centrée sur la localité d'Acatlán, est de l'ordre de 3000 kilomètres carrés.

La carte géologique du Mexique figure dans cette région des affleurements paléozoïques et précambriens. Ces derniers sont en fait des métagranites paléozoïques (Ortega, 1974). Dans tout le secteur sud-occidental du bloc d'Oaxaca et jusqu'à la côte pacifique, cette même carte figure un affleurement de quelque 20.000 kilomètres carrés de gneiss précambriens. On a vu (2ème partie) qu'un bon tiers de cette superficie, celle qui correspond au secteur de la Sierra Madre du Sud s.s. qu'elle englobe, est à rattacher au complexe migmatitique Xolapa du Paléozoïque inférieur. Les régions sud-ouest du bloc d'Oaxaca proprement dit sont, quant à elles, inconnues. L'examen des photographies orbitales laisse supposer qu'on y retrouverait le prolongement des formations paléozoïques métamorphiques d'Acatlán, la limite ouest du Précambrien paraissant suivre approximativement le cours d'un des affluents du Rio Verde, le Rio Sordo.

a- Caractères pétrographiques :

F. Ortega (1978) a distingué au sein du Groupe Acatlán deux sous-groupes, le sous-groupe Petlacingo (localité située sur la route pan-américaine à 20 kilomètres au Sud-Est d'Acatlán) et le sous-groupe Acateco (du Rio Acateco passant par Acatlán).

Le sous-groupe Petlacingo comprend trois formations :

1. Les "Migmatites Magdalena".

Ce sont des embréchites, des nébulites et des épibolites à paléosome d'amphiboles, de pyroxènes et de marbres, qui peuvent donc correspondre à une ancienne série marno-calcaire.

2. La Formation Chazumba.

Elle est constituée surtout de mica-schistes à biotite et de quartzites, associés à de petits massifs métagabbroïques.

3. La Formation Cosoltepec.

C'est sans doute la plus largement représentée (Ruiz-Castellanos, 1970). Elle pourrait correspondre aux niveaux supérieurs de ce sous-groupe. C'est une épaisse série de schistes sériciteux et chloriteux, de quartzites, de calcschistes et de talcschistes.

Le sous-groupe Acateco comprend deux formations :

1. La Formation Xayacatlán.

Il s'agit d'un ancien complexe ophiolitique comprenant des amphibolites, des métagabbros à hornblende, des serpentinites et des éclogites, associés à des métasédiments silico-alumineux.

Le contexte géologique des éclogites permet de les classer

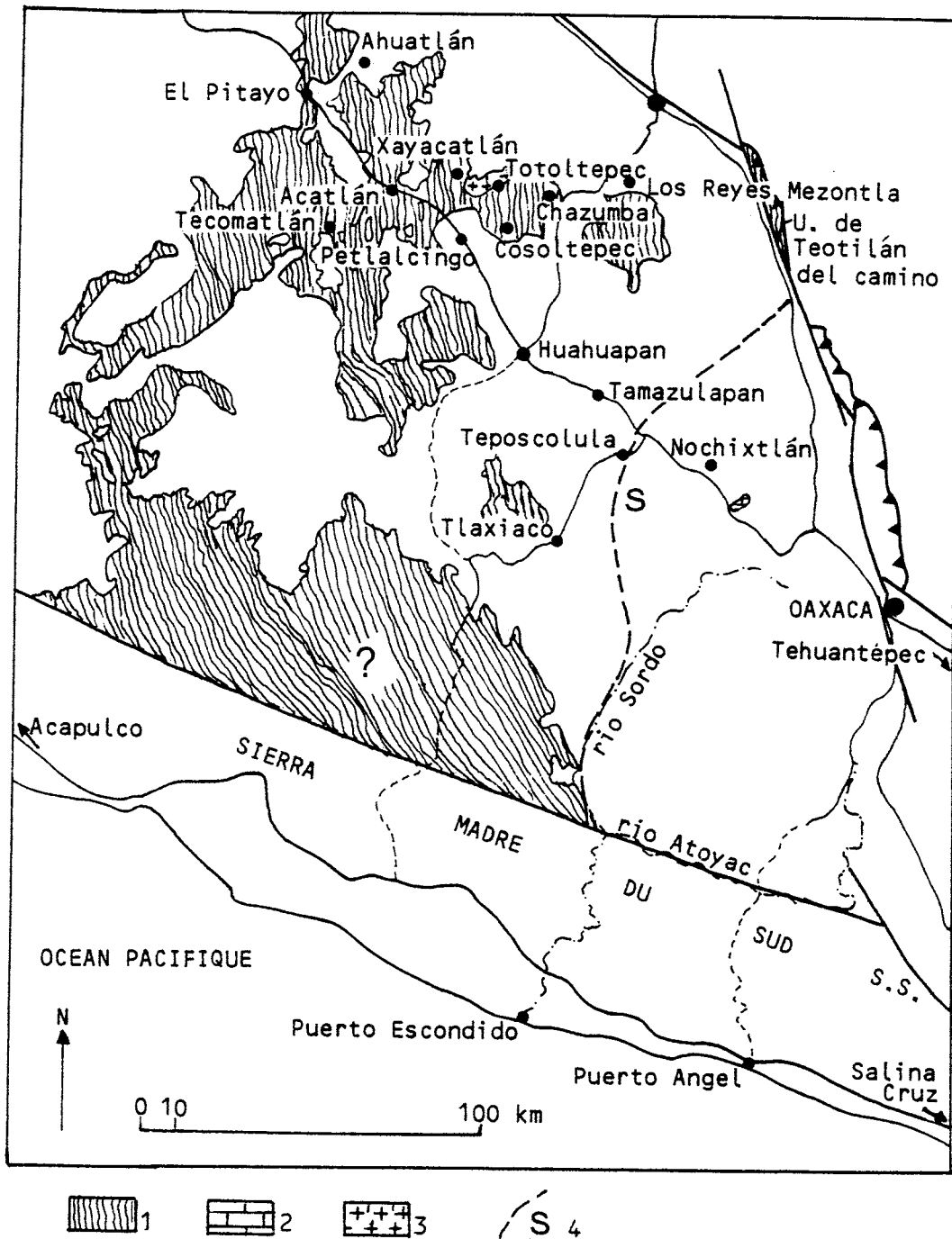


Fig. V-5 : Carte des affleurements paléozoïque inférieur du bloc d'Oaxaca.
 1: formations métamorphiques (Groupe Acatlán) ; 2: formations sédimentaires (Formation Tiñu) ; 3: granites foliés ; 4: situation probable de la suture tectonique.

dans le groupe C de R. Coleman et al. (1965), celui des "éclogites de type alpin". Le rapport Fe/Mg des grenats et des pyroxènes (Ortega, 1974) les fait entrer dans la classification génétique de S. Banno (1970) dans le type "Colombien" que cet auteur différencie du type "Alpes occidentales". Selon F. Ortega (1979), les conditions de pression et de température auraient été de 11-12 kilobars et de 500-550°C, conditions réalisées dans les zones de subduction (Miyashiro, 1972).

Par ailleurs, F. Ortega (1974) note l'intérêt archéologique de ces éclogites. En effet, la provenance du jade utilisé pour réaliser des statuettes et divers objets précolombiens, ainsi que leurs multiples copies, a toujours été soigneusement cachée. A l'heure actuelle, les artisans indiquent de façon très vague, soit l'Etat d'Oaxaca, soit l'Etat voisin de Guerrero, et ne mentionnent jamais le Guatemala. Il est donc probable, au moins pour ce qui concerne les objets des civilisations zapotèque et mixtèque et leurs copies, que ce sont les éclogites du Paléozoïque inférieur du bloc d'Oaxaca qui ont fourni le matériau. Il serait, par ailleurs, intéressant de le comparer à celui utilisé par les Mayas, au jade du célèbre masque mortuaire de Palenque (Chiapas) par exemple, dont on admet qu'il provient des massifs ophiolitiques guatémaltèques : ce sont - peut-être - les olmèques qui ont découverts les gisements d'éclogites d'Oaxaca, puis, via les mayas, les civilisations précolombienne postérieures et jusqu'à nos jours, leur présence n'a sans doute jamais été oubliée et leur exploitation aura pu se poursuivre sans interruption.

2. La Formation Tecomate.

Au voisinage de la série ophiolitique, près de Tecomatlán, affleure une série épaisse d'environ 300m, de schistes noirs et de grès arkosiques psammitiques où s'intercale un horizon calcaire de quelques mètres d'épaisseur renfermant des fragments de crinoïdes (Ruiz-Castellanos, 1970). Il nous semble difficile d'attribuer aussi cette formation au Paléozoïque inférieur (cf. c).

Enfin, aux séries métamorphiques sont associés des plutons granitiques foliés, dont le plus connu est celui de Totoltepec.

b- Âges radiométriques :

- Des zircons provenant de niveaux quartzitiques des mica-schistes du Groupe Acatlán, collectés le long de la route panaméricaine, à El Pitayo, et 20 kilomètres au Nord-Est de cette localité, près d'Ahuatlán, ont fourni des âges radiométriques $Pb\alpha$ de 930 ± 95 m.a. et 911 ± 90 m.a. (Fries et al., 1974).

- Un très beau gneiss ocellé (kilomètre 261,9 de la route panaméricaine), dérivant sans doute d'une coulée ou d'un dyke porphyrique intercalé dans la série, a fourni un âge Rb-Sr de 448 ± 175 m.a. (Fries et Rincon Orta, 1965) et un âge $Pb\alpha$ de 510 ± 60 m.a. (Fries et al., 1966).

- Le granite de Totoltepec a fourni un âge $Pb\alpha$ de 440 ± 50 m.a. (Fries et al., 1970).

Ces âges rejoignent ceux obtenus sur les roches du Groupe Chuacús au Guatemala : 1075 ± 25 m.a. pour des zircons détritiques (méthode U.Pb ; Gombery et al., 1968), 400 m.a. pour les gneiss (méthode Rb-Sr sur roche totale ; Puskar, 1968) et 345 ± 20 m.a. pour le granite folié de Rabinal (méthode U.Pb ; Gombery et al., 1968). (Pour les âges paléozoïques comme pour les âges précambriens cités ici et antérieurement, on est frappé par la bonne concordance des âges Pb α avec ceux obtenus par d'autres méthodes).

On peut donc admettre :

- que les éléments détritiques du Groupe Acatlán et du Groupe Chuacús proviennent, au moins en partie, de l'érosion de la ceinture grenvillienne ;

- que le Groupe Acatlán et le Groupe Chuacús ont été métamorphisés deux durant la phase taconique, située classiquement à ± 435 m.a., à la limite de l'Ordovicien et du Silurien. Cette phase a été accompagnée et immédiatement suivie de la mise en place de plutons granitiques (granite de Totoltepec et de Rabinal par exemple).

c- Caractères structuraux :

Les directions habituelles de la foliation qui ont été mesurées (Ruiz-Castellanos, 1970 ; Rodriguez, 1970 ; Ortega, 1978) et la direction générale apparaissant sur les photographies orbitales sont nord-sud à nord - nord-ouest - sud - sud-est, très légèrement obliques à celles des gneiss précambriens. Selon M. Ruiz-Castellanos (1970), à une trentaine de kilomètres du Sud d'Acatlán, le train structural, jusque là nord-sud, prend une direction ouest - nord-ouest - est - sud-est puis, rapidement, nord-ouest - sud-est. Les bandes d'éclogites sont dirigées parallèlement à la foliation (Ortega, 1974).

Les relations entre les diverses formations définies par F. Ortega ne sont pas encore très clairement établies. On peut admettre que le complexe ophiolitique Xayacatlán représente un ancien fond océanique, sur lequel se sont déposées la formation détritique à gabbros Chazumba puis l'épaisse série détritique carbonatée Cosoltepec, et qu'il a été charrié vers l'Ouest avec celles-ci. Là où nous avons pu les observer, à l'Est de Totoltepec, les migmatites voisinent avec les massifs granitiques. On peut envisager qu'elles sont cogénétiques des granites et qu'elles résultent de la fusion partielle des séries Chazumba-Cosoltepec.

La Formation Tecomate, près de sa localité type, voisine avec l'un des affleurements d'éclogite, n'est pas métamorphique et n'est que légèrement plissée. M. Ruiz-Castellanos (1970), R. Rodriguez-Torrés (1970) et E. López-Ramos (1979) admettent qu'elles est discordante sur l'ensemble métamorphique (le contact n'a pu être observé) et d'âge paléozoïque supérieur. Etant donné la proximité des roches du Paléozoïque inférieur les plus métamorphiques et sa parenté de faciès et de déformation avec d'autres formations du bloc d'Oaxaca datées du Carbonifère, nous nous rattachons à cette opinion. C'est-à-dire que nous considérons la Formation Tecomate comme une molasse résultant de l'érosion de l'édifice taconique et non un équivalent latéral de la série métamorphique du Paléozoïque inférieur, ainsi que semble l'admettre F. Ortega (1978).

III. CONCLUSIONS.

Le socle anté-paléozoïque supérieur du bloc d'Oaxaca est donc constitué de deux ensembles fondamentalement différents :

- A l'Est, un socle "zapotèque" formé de gneiss granulitiques appartenant à la ceinture orogénique grenvillienne surmontés de témoins d'une couverture sédimentaire cambro-ordovicienne à faune néritique d'affinité européenne.

- A l'Ouest, un socle "mixtèque" fait de terrains métaophiolitiques et métasédimentaires traversés de plutons granitiques et dont le métamorphisme date de la limite de l'Ordovicien et du Silurien (phase taconique). Ces terrains faisaient partie d'un ancien bassin océanique qui s'est ouvert postérieurement à l'orogénèse grenvillienne (âges des zircons détritiques), sans doute à la limite du Précambrien et du Paléozoïque, et appartiennent donc, comme les témoins sédimentaires précédents, au cycle calédonien. Les éclogites laissent supposer que le fond océanique s'est résorbé par subduction.

Ainsi, par ses faciès et son métamorphisme, le calédonien "mixtèque" s'oppose radicalement au calédonien "zapotèque", littoral et non métamorphique.

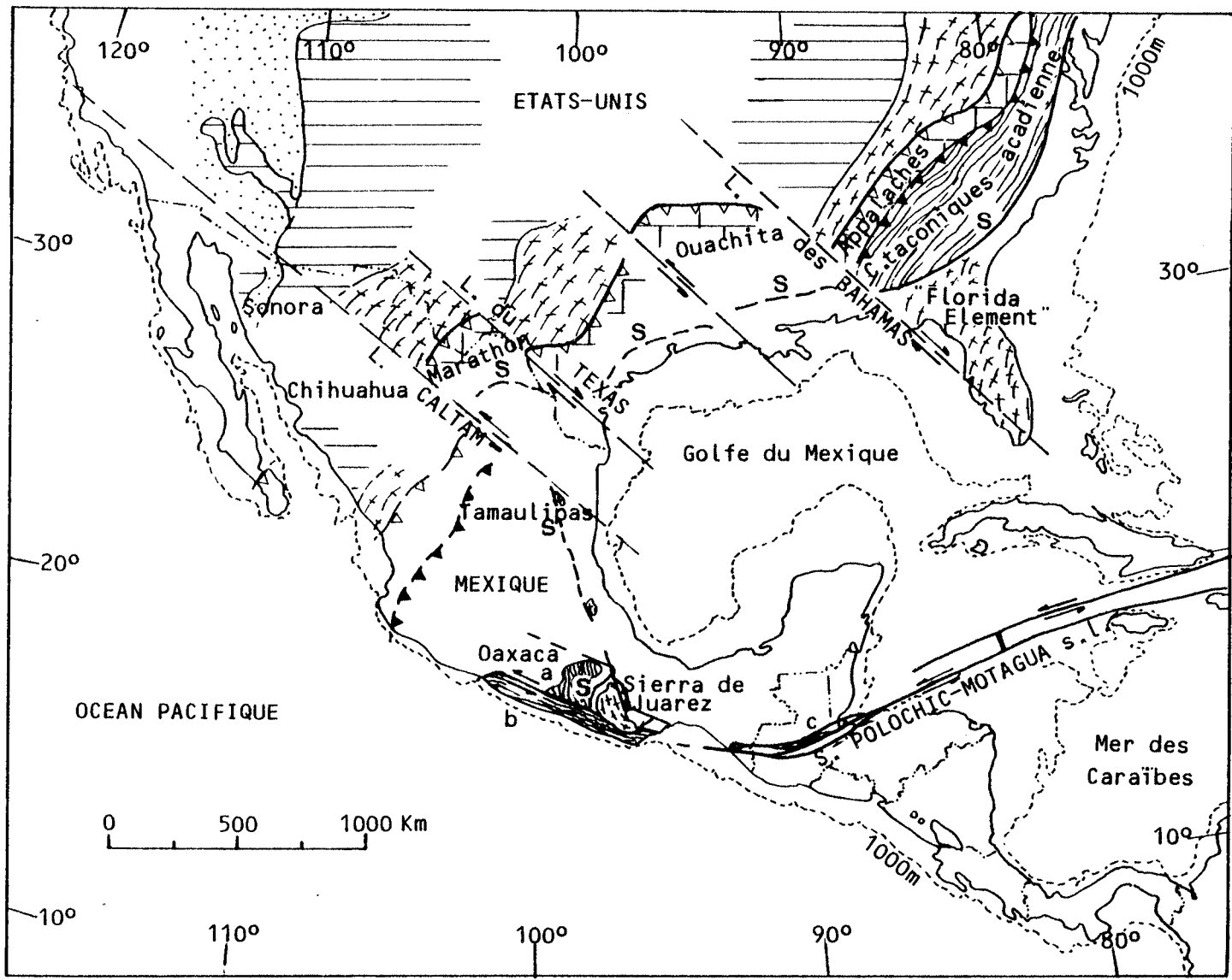
Le calédonien "mixtèque" contraste aussi avec le Paléozoïque inférieur du Nord-Ouest du Mexique (Etats de Sonora et de Chihuahua) représenté par des séries sédimentaires littorales, décrites notamment par F. Peiffer et C. Rangin (1982).

Par ailleurs le Précambrien de ces régions septentrionales du Mexique est tout à fait différent de celui du bloc d'Oaxaca : il est constitué par un complexe cristallophyllien ayant fourni des âges radiométriques de plus ou moins 1700 m.a. (Fries, 1962 ; Damon, 1975 ; Silver, 1979) et par une épaisse série détritique non métamorphique à stromatolites d'âge précambrien supérieur. Le premier peut être considéré comme le prolongement mexicain de la ceinture hudsonienne-elsonienne, la seconde comme celui des séries du Belt (Fig. V-6).

Il apparaît donc que durant le Paléozoïque inférieur un domaine océanique, représenté aujourd'hui par les formations du Groupe Acatlán, sépare les domaines continentaux du Nord-Ouest et du Sud-Est du Mexique. Les dépôts des marges continentales de ce bassin correspondent aux formations sédimentaires néritiques cambro-ordoviciennes à contenu faunistique d'affinités différentes, de Sonora-Chihuahua, d'une part, et du domaine zapotèque d'Oaxaca, d'autre part.

On verra (6ème partie), que la disposition, dans l'ensemble du Mexique, des gneiss grenvilliens par rapport aux séries métamorphiques du Paléozoïque inférieur montre que l'ouverture calédonienne s'est effectuée, au Mexique comme aux Etats-Unis, au sein de la ceinture grenvillienne.

La proximité des éclogites calédoniennes et des gneiss grenvilliens d'Oaxaca laisse supposer que la subduction océanique s'est faite, en direction de la marge zapotèque en Oaxaca, et, d'une façon générale, vers le continent oriental. En admettant qu'elle ait été accompagnée d'une fractu-



ration du domaine continental et que la croûte océanique ait été suffisamment développée pour que sa résorption ait entraîné l'édification d'une chaîne volcanique, les éléments habituellement associés aux zones de subduction (bassins faillés marginaux, séries volcaniques calco-alcalines) pourraient se situer à l'emplacement actuel de la Sierra de Juarez. On n'en a pour l'instant aucune preuve. Seules, les rhyolites rencontrées en forage au Yucatán et datées de 410 m.a. (López-Ramos, 1979) sont peut être un témoignage du volcanisme associé à cette subduction.

Si l'on admet cette hypothèse cependant, on conçoit mieux la localisation de l'ouverture océanique téthysienne : non seulement en Oaxaca, mais aussi à la hauteur du Mexique septentrional et jusqu'à Terre-Neuve, elle suit approximativement la suture taconique, toujours en restant sensiblement à l'Est de cette dernière (6ème partie). On peut donc envisager que l'ouverture téthysienne ait été largement guidée, non pas exactement par la suture taconique, mais par un ancien réseau distensif calédonien établi sur la marge du continent oriental et lié à la subduction vers l'Est du fond océanique calédonien ; ce qui, somme toute, serait plus logique.

Nous avons été conduits à faire remonter l'histoire des failles du système Polochic-Motagua, au sens le plus large, ici le système cuicatèque, au moins à la distension triasico-jurassique (failles du Chiapas) et finijurassique-éocène (système Polochic-Motagua et système cuicatèque). Nous sommes amenés à supposer qu'elle est encore plus ancienne : ces champs de faille sont superposés à des zones de faiblesse crustale ayant sans doute joué un rôle actif quasi-permanent dès le Paléozoïque inférieur.

La collision des continents séparés par le bassin océanique cambro-ordovicien entraîne le charriage de ses sédiments sur le continent occidental et leur métamorphisme, le dispositif général étant celui des zones internes des Appalaches (Fig. V-6).

Jusqu'à présent on n'a pu mettre le doigt exactement sur la suture taconique en Oaxaca. De la limite connue ou supposée des affleurements

Fig. V-6 : Schéma montrant les relations actuelles des formations précambriennes et paléozoïque inférieur du Mexique méridional et du Guatemala et le dispositif des grandes ceintures orogéniques pré-mésozoïques du Sud des Etats-Unis et du Mexique.

1: ceinture hudsonienne-elsonienne (\pm 1700 - 1300 m.a.) ; 2: ceinture grenvillienne (\pm 1000 m.a.) ; 3: Précambrien supérieur sédimentaire (super-Groupe Belt et équivalents) ; 4: ceinture taconique (Mexique-Guatemala) et ceinture taconique-acadienne (Etats-Unis) avec a: Groupe Acatlán ; b: complexe Xolapa ; c: Groupe Chuacús ; 5: ceinture hercynienne ; 6: suture taconique ; 7: front taconique-acadien ; 8: front appalachien.

On notera les décalages considérables des ceintures pré-mésozoïques et les torsions introduits par les linéaments nord-américains, actifs en tant que méga-décrochements au Jurassique supérieur, et par le jeu du système Polochic-Motagua s.l., au Cénozoïque. Les données concernant la situation probable des ceintures pré-mésozoïques et de la suture taconique, au Mexique, au Nord de l'axe transmexicain, et les relations avec l'Amérique centrale nucléaire et le Nord-Ouest de l'Amérique du Sud seront discutées dans la sixième partie.

métamorphiques d'âges précambrien et paléozoïque inférieur on peut déduire :

- qu'elle ne correspond apparemment jamais à des accidents majeurs récents ;
- que, du Sud au Nord, elle passe approximativement par le Rio Sor-do, Tlaxiaco, Teposcolula et atteint le système cuicatèque entre Teotitlán del Camino et Cuicatlán (entre les unités chevauchantes de la Sierra de Juarez à socle attribué au Paléozoïque inférieur et au Précambrien d'Oaxaca). (Fig. V-5).

Il est frappant de constater que les affleurements du Jurassique moyen marin de Tlaxiaco sont compris exactement entre les limites occidentale et orientale des affleurements du Précambrien et du Paléozoïque métamorphiques, c'est-à-dire qu'ils cachètent la suture taconique. Cette langue téthysienne précoce, avancée jusque dans la partie centrale d'Oaxaca, apparaît comme une anomalie dans l'ensemble du Mexique méridional (6ème partie, Fig. VI-2) : ailleurs, le Jurassique moyen marin n'est connu que par forages au voisinage immédiat du Golfe du Mexique. La suture taconique paraît donc correspondre, en Oaxaca, à une zone déprimée empruntée par la première transgression venue du Golfe.

On ne connaît pas, dans le bloc d'Oaxaca, pas plus que dans le reste du Mexique méridional et en Amérique centrale, de formations siluriennes et dévoniennes. De ce fait, il n'a pas été possible de reconnaître d'autres phases tectoniques du Paléozoïque inférieur que la phase taconique et, en particulier, l'importante phase fini-dévonienne (phase acadienne) des Appalaches. Ailleurs, au Mexique, le Silurien et le Dévonien ne sont connus qu'au Nord de la Sierra Madre Orientale, en Sonora, Chihuahua et Tamaulipas. Ils sont représentés par quelques dizaines ou centaines de mètres de calcaires, de dolomies et de grès, à faunes néritiques. On peut donc supposer qu'à la suite de la phase taconique la plus grande partie de l'édifice calédonien est demeurée émergée jusqu'au Carbonifère. La phase acadienne pourrait être un stade d'hypercollision affectant la partie la plus externe et l'avant-pays de l'édifice taconique et peut être pas, ou à peine, ses régions internes et son arrière-pays.

B. LE SOCLE SEDIMENTAIRE CARBONIFERE ET PERMIEN.

I. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

Les affleurements de séries d'âge paléozoïque supérieur occupent, en Oaxaca, une superficie des plus limitée (Fig. V-7). Ces témoins reposent en discordance angulaire sur la couverture sédimentaire cambro-ordovicienne des gneiss granvilliens, ou sur les formations métamorphiques taconiques. Il s'agit toujours de roches sédimentaires à faciès littoral ou continental. Elles sont présentes dans trois régions :

a- Près de Nochixtlán :

C'est là que la série est la plus complète et la mieux datée

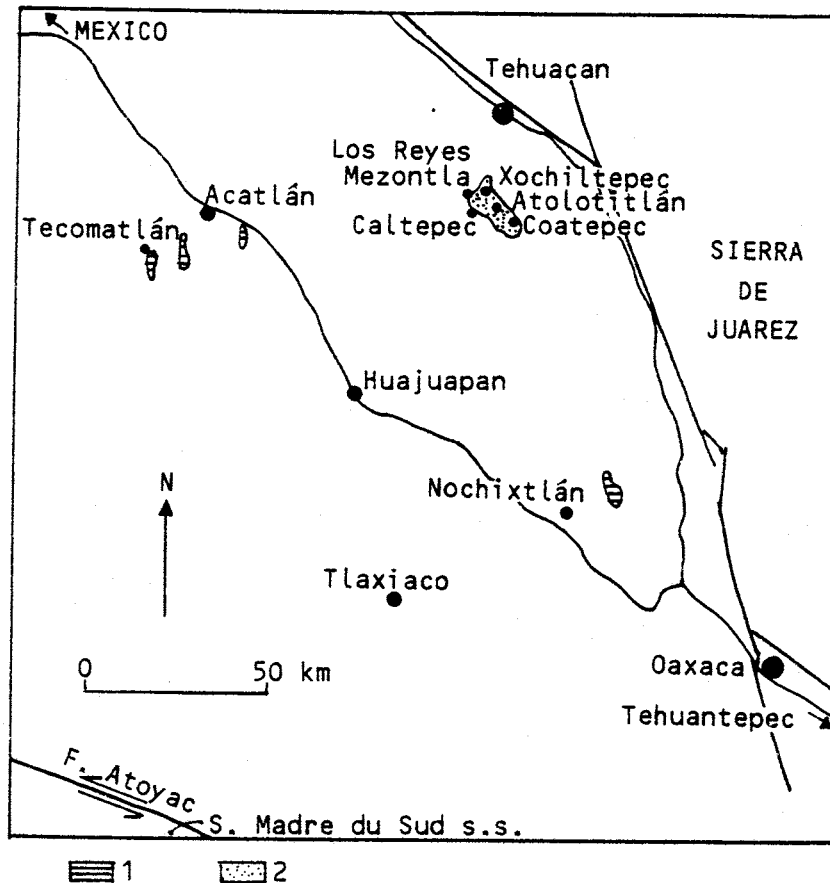


Fig. V-7 : Carte des affleurements paléozoïque supérieur du bloc d'Oaxaca.
 1: formations marines épicontinentales : Formations Santiago, Ixtaltepec et Yododeñe (région de Nochixtlán) ; Formation Tecomate (région d'Acatlán) ;
 2: formations continentales : Formation Matzizi.

(Pantoja et Robison, 1967 ; Pantoja, 1970). Elle atteint une épaisseur de 625m dans le ravin de Santiago Ixtaltepec (Fig. V-4).

- Elle débute par quelques mètres de conglomérats discordant sur les calcaires trémadociens, surmontés par 190m de calcaires, de grès et d'argilites (Formation Santiago) riches en algues, bryozoaires et brachiopodes, datés du Mississipien.

- Le Mississipien passe transitionnellement au Pennsylvanien (Formation Ixtaltepec), d'épaisseur et de faciès voisins, daté également par des brachiopodes.

- Une discordance par érosion (écho de la phase Wichita ?) sépare le Pennsylvanien daté du reste de la série, représenté par 325m de conglomérats de grès et d'argiles azoïques (Formation Yododeñe), supposés continentaux ou côtiers et attribués au Pennsylvanien supérieur - Permien. Ils sont surmontés en discordance angulaire par les couches rouges mésozoïques.

b- Les autres affleurements datés se trouvent à une quarantaine de kilomètres au Sud - Sud-Ouest de Tehuacán. Ils appartiennent à la Formation Matzizi (Aguilera, 1896), nom d'une colline, proche de Xochiltepec, mais se rencontrent plus généralement dans des fonds de vallée (ríos Xochiltepec, Coaltepec et Caltepec).

Le soubassement de la Formation Matzizi peut être observé à Los Reyes Mezontlá. Il s'agit de micaschistes migmatitiques que l'on peut comparer à la Formation Chazumba du Groupe Acatlán. Ils présentent aussi une grande parenté avec ceux de l'unité chevauchante de la Sierra de Juarez Coxcatlán-Teotitlán del Camino, proche (elle se situe à une trentaine de kilomètres à l'Est de ces affleurements), raisons qui nous ont fait attribuer cette dernière au socle paléozoïque inférieur d'Oaxaca.

Sur ces micaschistes reposent une "série rouge" de grès arkosiques généralement grossiers, en bancs pluridécimétriques, de conglomérats et d'argilites, l'ensemble étant de couleur violacée, rougeâtre à jaunâtre. Il s'y intercale des passées charbonneuses centimétriques. H.K. Erben (1956) estime son épaisseur à 300m. Elle paraît bien de cet ordre, peut être un peu supérieure (500m ?). Les restes végétaux fossiles sont abondants. Les nombreuses espèces décrites par S. Pineda (1970) sont, en majeure partie, caractéristiques du Pennsylvanien nord-américain et du Westphalien-Stephanien d'Europe (seulement deux apparaissent au Carbonifère inférieur et trois montent dans le Permien). C'est un argument de plus montrant que le bloc d'Oaxaca formait partie, au Paléozoïque supérieur, du continent nord-américain, ce que nous admettons, non seulement à partir du Paléozoïque supérieur mais dès la fermeture du bassin cambro-ordovicien.

Là où nous l'avons observée, dans la région de Coaltepec, Atolotitlán, Xochiltepec et Los Reyes Mezontlá, la Formation Matzizi n'est déformée qu'en larges plis droits, obtus, dirigés nord-ouest - sud-est.

Sur la piste de Xochiltepec à Los Reyes Mezontlá, les couches rouges "Matzizi" sont surmontées en discordance angulaire (5 à 10° et qui peut passer facilement inaperçue étant donné la nature des terrains au contact) par d'autres couches rouges, elles-mêmes surmontées en discordance angulaire par des couches rouges horizontales et le volcanisme tertiaire. La parenté des faciès explique aisément pourquoi la Formation Matzizi a longtemps été attribuée au Mésozoïque, voire au Tertiaire.

S'il est hors de doute que les couches rouges inférieures sont d'âge carbonifère supérieur et les couches rouges supérieures d'âge tertiaire, un nouveau problème se pose quant à celui de la série intermédiaire : c'est dans le ravin parallèle à la piste Xochiltepec - Los Reyes Mezontlá que J. Castro-Mora nous a montré des fragments de rudistes dans cette formation.

Elle ne représente donc pas la molasse continentale post-appalachienne "Todos-Santos", mais sans doute le Crétacé supérieur, un équivalent possible de la Formation Valle de Angeles du Honduras, et fournit ainsi une nouvelle preuve de l'émersion et de l'érosion d'une grande partie du bloc d'Oaxaca après le Cénomani (cf infra).

Rappelons que nous rattachons également au Carbonifère marin la Formation Tecomate de la région d'Acatlán.

CONCLUSIONS.

première constatation : les formations sédimentaires paléozoïques d'Oaxaca, largement érodées avant la transgression mésozoïque, n'exifflent que ponctuellement, sont parfois de couleur rouge et, dans ce cas, peuvent prêter à confusion avec la molasse lachienne ou même avec le Crétacé supérieur. En admettant que le bloc était prolongé par le bloc du Honduras, et sachant que ce dernier est moins bien connu, on peut trouver là une explication ou la non-identification de séries sédimentaires paléozoïques centrale, au Sud du système Polochic-Motagua.

Distribution des faciès continentaux et marins du Carbonifère d'Oaxaca au Paléozoïque supérieur la partie nord-est du bloc était exondie sa partie sud connaissait une sédimentation marine littorale de rivage ouest-est ou nord-ouest - sud-est, sans doute plus ou moins (il est possible qu'il y ait eu un sensible recul de la mer vers l'Est au Permien) traversait donc le massif.

Sédiments côtiers du bloc d'Oaxaca passent vers le Sud-Est aux séries paléozoïque supérieur, beaucoup plus épaisses et à puissances marines permienes, du Chiapas et du Guatemala, en tous points comparables à des séries de même âge du Nord-Ouest de l'Amérique au Sud (lère partie en direction du bouclier guyannais).

En outre, le Paléozoïque supérieur du Mexique septentrional est rongé logiquement, en effaçant le jeu de méga-décrochements mésozoïques paléozoïque supérieur de l'orogène Appalaches-Marathon et, comme elles, se trouve déversé en direction du continent américain (Tardy, 1980).

La transversale nord-ouest - sud-est, allant du Sud-Ouest des Etats-Unis à la bordure du bouclier guyannais, en admettant que le Nord-Continent sud-américain était alors jointif de l'extrémité sud du Nord-américain à la hauteur du système Polochic-Motagua (6ème partie) apparaît au Paléozoïque supérieur (Fig. V-8) :

le bassin septentrional appalachien.

le domaine émergé. Il correspond, pour partie, aux régions nord du bloc. Sa limite avec le bassin appalachien, cachetée sous le Mésozoïque de la Sierra Madre Orientale, de la Sierra Madre Occidentale l'axe néovolcanique, n'est pas facile à localiser. Les affleurements plus méridionaux des formations appartenant au bassin appalachien Sud de la Sierra Madre Orientale, ceux de San Luis Potosi (région de Tlaxiaco) et de Quérétaro (région de Toluca). Le rivage pouvait donc à peu près à la limite nord de l'axe néovolcanique.

le bassin méridional, essentiellement Colombo-Vénézuélien, auquel nous ajoutons l'Amérique centrale au Nord du système Polochic, le Chiapas, le Sud-Oaxaca et le bloc du Honduras.

ce qui ne permet de supposer que ces deux bassins aient possédé un fond commun au moins dans les domaines continentaux actuels.

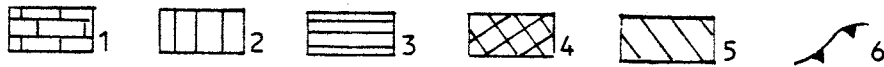
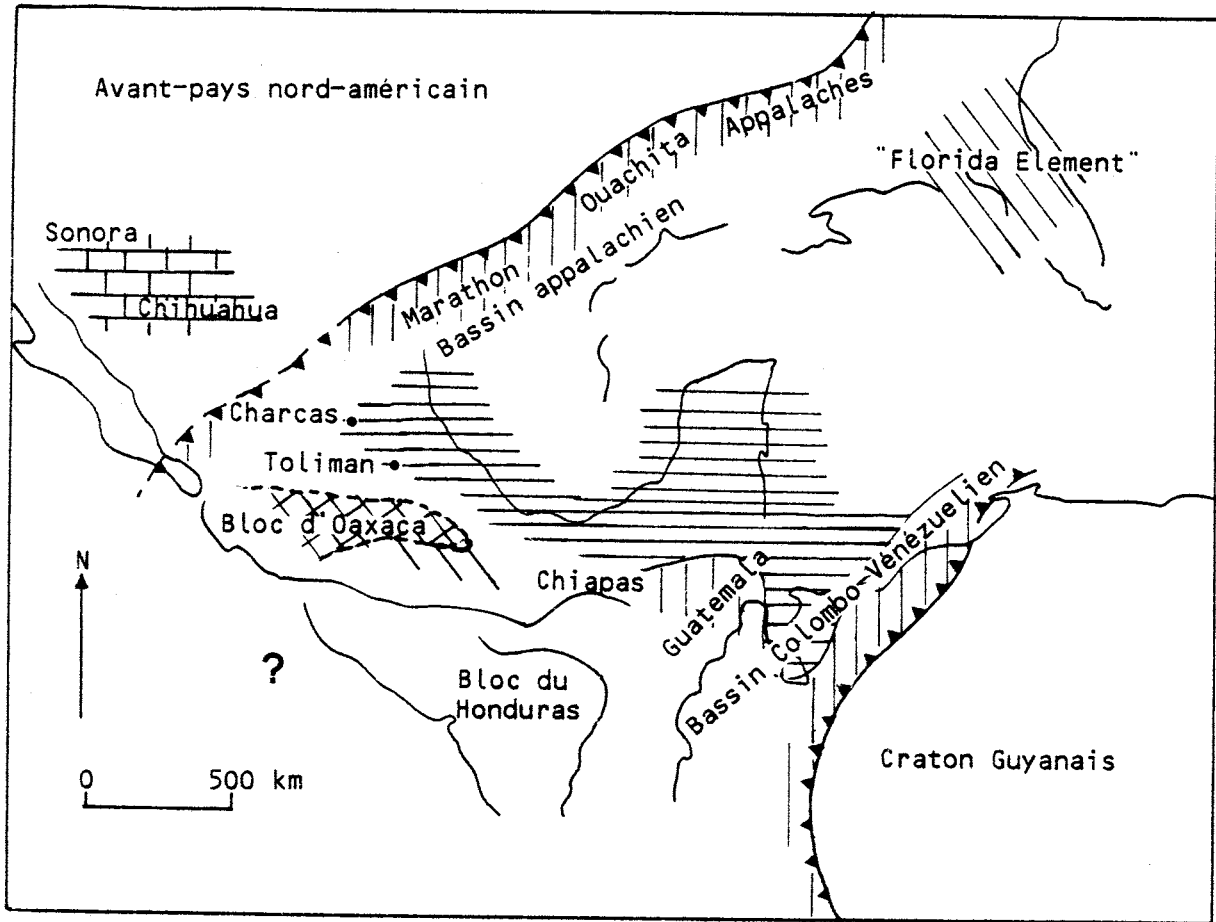


Fig. V-8 : Schéma montrant la situation des grandes zones de faciès paléozoïque supérieur du Sud des Etats-Unis, du Mexique et du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud à la fin du Permien.

1: plate-forme carbonatée du Nord-Ouest du Mexique appartenant à l'avant-pays nord-américain ; 2: formations sédimentaires plissées des orogènes hercyniens appalachien et sud-américain ; 3: formations épimétamorphiques hercyniennes ; 4 et 5: régions en situation d'arrière pays commun aux orogènes nord et sud américains avec 4: régions émergées ; 5: régions à couverture sédimentaire épicontinentale peu déformée ; 6: fronts hercyniens. La disposition des continents à la fin du Permien est obtenue par effacement du rôle des ouvertures et des coulissages mésozoïques et cénozoïques (6ème partie).

Commentaire dans le texte.

Par ailleurs, divers indices sont en faveur d'un approfondissement du bassin appalachien mexicain (Tardy, 1980) et du bassin méridional (1ère partie) en direction du domaine marin actuel du Golfe du Mexique (Pour ce qui concerne l'Amérique du Sud, il faut naturellement "oublier" les bassins caraïbes nés postérieurement). C'est-à-dire qu'à l'Est du domaine émergé, au niveau du Golfe du Mexique actuel, les deux bassins n'en formaient sans doute qu'un seul, ce qui expliquerait, entre autres, les parentés des faunes carbonifères et permienes nord et sud américaines.

A cette échelle, le domaine émergé peut n'apparaître que comme une île, large de 300 kilomètres, allongée de la côte du Golfe à la côte Pacifique. Sa signification est peut être différente : les édifices hercyniens ont été tronqués dès le Trias par l'ouverture du Pacifique (6ème partie). On ne sait donc pas jusqu'où s'étendaient, vers l'Ouest, les bassins carbonifères et permienes et le domaine émergé. Ce dernier pourrait aussi bien avoir été une paléo-péninsule du continent ou du microcontinent séparé par rifting de l'Ouest américain (6ème partie).

Quoi qu'il en soit, ces deux bassins vont se refermer simultanément en déversant leurs sédiments, l'un vers le craton nord-américain, l'autre vers le bouclier guyannais, donnant naissance à une chaîne à double déversement. L'édifice hercynien du Mexique méridional et le l'Amérique centrale dont on a relevé, à propos du Chiapas, la direction nord-ouest - sud-est à ouest-est, direction que l'on retrouve en Oaxaca, et la vergence sud-ouest à sud, appartient donc, non aux Appalaches, mais à la chaîne sud-américaine.

La déformation n'a que légèrement affecté le domaine continental et sa marge sud (le bloc d'Oaxaca conservera un comportement de môle rigide analogue par la suite).

Par contre, la zone axiale du bassin profond située à l'emplacement du Golfe du Mexique a été fortement tectonisée. A ces régions correspondent les séries épimétamorphiques de la marge du Golfe du Mexique ayant fourni des âges radiométriques paléozoïque supérieur (1ère et 4ème parties) et qui, localement, ont pu être datées paléontologiquement du Carbonifère, près de San Luis Potosí (Reaser, 1978 *in* López-Ramos, 1979). Rappelons qu'on ne connaît pas dans ces séries (schistes chloriteux et sériciteux, quartzites et marbres) de roches ophiolitiques.

Les données du bloc d'Oaxaca ne contredisent pas celles des autres régions, du Chiapas par exemple, qui permettent de situer la phase tectonique paroxysmale à la base du Permien supérieur (phase appalachienne, ± 250 m.a.). A sa suite, en Oaxaca comme ailleurs, l'émersion est générale, et la quasi totalité de la couverture paléozoïque d'Oaxaca, originellement peu épaisse, sera érodée avant la transgression mésozoïque.

CHAPITRE III. LA COUVERTURE MESOZOÏQUE ET TERTIAIRE DU BLOC D'OAXACA ENTRE DOMINGUILLO ET OAXACA. LA BORDURE ORIENTALE DU BLOC D'OAXACA MARGE DU BASSIN CRÉTACE CUICATEQUE.

Les terrains mésozoïques de la couverture du bloc d'Oaxaca forment un liseré continu mais relativement étroit (6 à 12 kilomètres entre Dominguillo et Oaxaca) à l'Est de ce massif (Pl. VII). Il borde, à l'Ouest, les grandes vallées oaxaquéniennes, celle de Tehuacán, région où ont été définies les formations crétacées Zapotitlán, San Juan Raya, Miahuatepec et Cipiapa, la cañada Oaxaqueña et la vallée Oaxaca-Mitlá. La route Tehuacán-Oaxaca recoupe une grande partie des assises mésozoïques, entre Dominguillo et Telixtlahuaca ; la route panaméricaine également, à l'Est de Tlacoculá, avant qu'elle ne pénètre dans les formations volcaniques miocènes où elle demeure jusqu'à l'isthme de Tehuantepec.

Le tertiaire continental, très épais, affleure dans les grandes vallées.

A. STRATIGRAPHIE (Fig. V-9).

I. LES DEPOTS MOLASSIQUES CONTINENTAUX POST-APPALACHIENS.

Nous retrouvons, une dernière fois, une série molassique continentale équivalente de la Formation Todos Santos, ici datée directement dans la partie centrale du massif (Chapitre I). Ces dépôts ne sont pas toujours présents, par exemple dans les environs d'Oaxaca, ou parfois seulement réduits à quelques décimètres d'une arène remaniée, reposant sur la superficie inégale d'un paléo-sol à substratum gneissique grenvillien, profondément altéré (Oaxaca, Monte-Alban, Telixtlahuaca, ...).

Leur épaisseur maximum est de l'ordre de 300m, dans la région d'El Moral-Tejotepec. Comme habituellement, il s'agit de conglomérats, ici à éléments gneissiques arrondis pouvant atteindre 20cm de diamètre, de couleur plus souvent brun-jaunâtre que rouge ou violacée, d'arkoses et de pélites rouges (Tejotepec-Huitzo).

(Trois kilomètres au Sud-Est de Tejotepec - Piedra del Sol - des dessins rupestres ornent les grès : disque solaire éclairé au couchant et silhouettes humaines et animales stylisées. Ils sont peut être largement antérieurs aux civilisations zapotèque et mixtèque ...).

II. LA SERIE DETRITIQUE MARINE DU BERRIASIEN-APTIEN.

Nous n'avons rencontré nulle part des niveaux évaporitiques, comme il en existe au Chiapas, annonçant la transgression mésozoïque. En Oaxaca, on ne les connaît, notamment par sondages, que dans les régions où affleure le Jurassique marin (chapitre I), et directement sous les calcaires albiens. On peut donc admettre qu'ils résultent de l'évaporation, au Néocomien, du bras

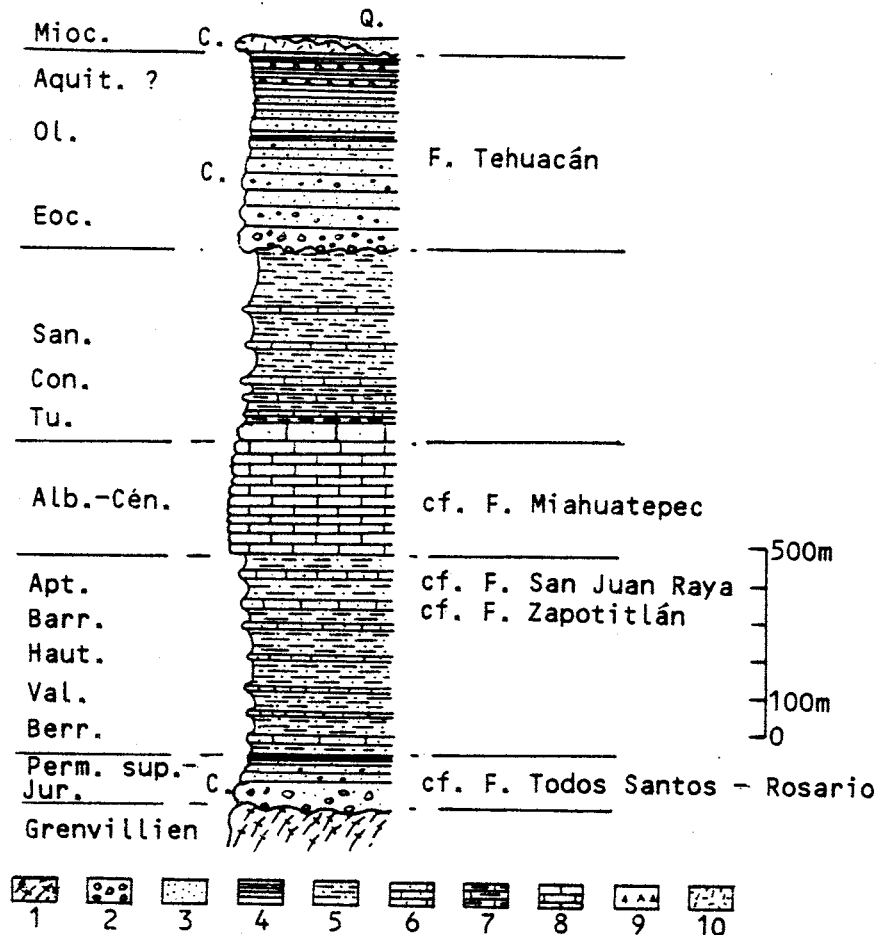


Fig. V-9 : Colonne stratigraphie synthétique des formations de la bordure orientale du bloc d'Oaxaca.

1: gneiss ; 2: conglomérats ; 3: grès ; 4: argilites ; 5: grès et marnes ; 6: calcaires détritiques ; 7: calcaires argileux ; 8: calcaires à lits siliceux ; 9: gypse ; 10: ignimbrites. C.: formations continentales.

de mer jurassique avancé jusqu'au coeur du massif. C'est à la même époque que sa bordure orientale va être transgressée. C'est dire encore, qu'au début du Crétacé la transgression téthysienne n'est pas une avancée plus large du domaine marin du Golfe du Mexique, mais qu'elle est liée à des conditions paléogéographiques différentes, dues, ici, à l'ouverture du bassin cuicatèque.

La série transgressive crétacée est représentée jusqu'à l'Albien par des dépôts détritiques. Ce sont eux qui affleurent le plus largement à l'Ouest de la Cañada Oaxaqueña, où la route Tehuacán-Oaxaca et les pistes Nacaltepec-Atatlahuaca et Huitzo-Jayacatlán en donnent des coupes complètes, et les seuls présents dans les environs d'Oaxaca (Ils ont fourni le matériau de construction du site archéologique zapotèque de Monte-Albán et, auparavant, celui des célèbres stèles olmèques de ce même site).

a- Caractères lithologiques :

Cette série, comprise entre les reliefs du socle et des calcaires albo-cénomaniens, détermine des régions à paysage mou, creusées de multiples ravins, où l'on observe une succession de petits lits plissés de couleur générale jaunâtre.

Ils sont constitués d'une alternance de niveaux conglomératiques à éléments de socle, de grès arkosiques et micacés, de marnes jaunes, grises, parfois verdâtres ou rougeâtres, riches en débris de plantes charbonneux, et de niveaux calcaires. Ces derniers ne dépassent que rarement 50 centimètres d'épaisseur. Ils sont habituellement détritiques, de couleur variable, beige plus ou moins foncé, parfois à veinules rosées et à patine jaune ou ocre, ou encore gris, gris-bleu, à patine claire.

L'épaisseur apparente, due à de multiples replis, est parfois très forte. L'épaisseur réelle est de l'ordre de 500 mètres.

Cette série est lithologiquement analogue aux formations du Groupe Puebla, telles qu'elles ont été décrites, et telles que nous avons pu les observer. Il est bien difficile ici d'individualiser lithologiquement deux formations pouvant être parallélisées avec les Formations Zapotitlán et San Juan Raya qui, elles non plus, ne nous ont pas semblé très différentes. On ne distingue même pas une nette polarité verticale, des récurrences microconglomératiques existant jusque dans les niveaux supérieurs.

b- Contenu faunistique :

1. Macrofaune.

Nous avons rencontré dans les marnes, plus rarement dans les calcaires, des gisements d'ammonites associées à des lamellibranches et des gastéropodes, en plusieurs points :

- le long ou au voisinage de la route Tehuacan-Oaxaca, entre El Moral et Dominguillo : 1 kilomètre au Nord d'El Moral (piste à la tour radio), kilomètre 31, kilomètre 33 (ravin à l'Ouest de la route), kilomètre 38,5, kilomètre 39 et kilomètres 47 et 49 (gisements les plus riches) ;

- dans le ruisseau de Donaji (quelques kilomètres au Nord d'Oaxaca), 1 kilomètre à l'Ouest de cette localité ;

- au Nord-Ouest de Tlalixtac, dans les collines situées à 1 kilomètre au Nord de Huayapan et à l'Est de la route d'Oaxaca-Tuxtepec (ancienne carrière).

Les gisements correspondant aux niveaux inférieurs de la série (régions de Donaji, Tlalixtac et près d'El Moral) renferment *Protancyloceras* sp. (Tithonique-Berriasien), *Mexicanoceras* sp. (Néocomien) et *Madericeras* sp. (Néocomien). Les autres ont fourni *Distoloceras* sp. (Valanginien-Hauterivien), *Neocomites* sp. (Néocomien), *Haplocrioceras* (Hauterivien-Barrémien), *Olcostephanus* sp. ? (Valanginien sup.-Hauterivien inf.), *Aspinoceras* sp. ? (Hauterivien-Barrémien), *Killianella* sp. ? (Berriasien-Valanginien), *Psilotissotia* sp. ? (Hauterivien sup.-Barrémien), *Holcophylloceras*

sp. ? (Jurassique moyen-Aptien) et *Lytoceras* sp. ? (Jurassique inf.-Crétacé supérieur), deux genres d'aptychus, *Punctaptychus* (Jurassique moyen - Crétacé inf.) et *Laevilamellaptychus* (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) et le lamellibranche *Pseudodidymotis* sp. (Crétacé inférieur).

La nature argileuse des moules d'ammonites et leur déformation expliquent qu'on n'ait pu aller au-delà des déterminations génériques, et qu'elles sont parfois problématiques. Il serait sans doute possible de collecter des échantillons de meilleure qualité. Mais, déjà, cette macrofaune permet de dater du Crétacé inférieur la série détritique affleurant notamment aux environs d'Oaxaca dont le faciès lithologique rappelle le campanomaestrichtien (Formation Méndez) de la Sierra Madre Orientale.

2. Microfaune.

En lames minces, les calcaires sont des biomicrites à radiolaires, le plus souvent, des biosparites ou des biopelsparites, et des intrasparites à éléments biomicritiques.

Les niveaux inférieurs sont riches en tintinnidés : les premiers bancs calcaires de la route Oaxaca-Tehuacan (Telixtlahuaca, La Carbonera et El Moral) et de Pueblo Nuevo, montrent l'association *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica*. C'est dans ces niveaux que l'on rencontre *Protancycloceras* sp. A cette association succède l'association *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellites darderi*. Au Nord d'El Moral elle apparaît au kilomètre 30. Ces niveaux ont livré *Olcostephanus* sp. ?

Toute la série, calcaires, grès et marnes, renferme en abondance des foraminifères, et en particulier des Chofatelles. Les espèces suivantes ont été déterminées en lames minces : *Chofatella decipiens*, *Trocholina alpina*, *Pseudotextulariella lituus*, *Pseudotextulariella salevensis*, *Pseudotextulariella scarsellai*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Nautiloculina* cf. *sabaudia* et les genres *Pseudocyclamina* sp., *Bacinella* sp. et *Lenticulina* sp. Les lames renferment en outre des spicules de spongiaires, en grande quantité, des bryozoaires et des débris de polypiers.

Les niveaux détritiques sommitaux (rive gauche du Rio de Dominguillo, 10m sous les calcaires à lits siliceux) contiennent des orbitolinidés, cf. *Mesorbitolina*, associés à des hedbergelles, *spiroloculina* sp. et *Nautiloculina* sp.

c- Conclusions :

Le contenu faunistique montre que la série détritique comprise entre la molasse post-appalachienne et les calcaires à lits siliceux est d'âge néocomien-aptien. La première association de tintinnidés permet de dater du Berriasien le début de la transgression de la bordure orientale du massif d'Oaxaca. L'épaisseur de cet étage est de l'ordre d'une centaine de mètres. La richesse en ammonites et en foraminifères permettrait vraisemblablement de préciser les limites des autres étages. Les couches à orbitolinidés peuvent être comparées à la Formation San Juan Raya, datée de l'Aptien par des lamellibranches et des gastéropodes (G. Alencaster, 1956).

Le reste de la série correspond, selon toute vraisemblance, à la Formation Zapotitlán, attribuée au seul Barrémien (A. Calderon, 1956).

Du Berriasien à l'Aptien la couverture orientale du massif d'Oaxaca garde le même faciès détritique, peu profond.

III. LES CALCAIRES ALBO-CENOMANIENS.

Comme dans le domaine interne de la Sierra de Juarez, les calcaires sus-jacents à la série détritique forment de hautes falaises. Elles bordent ici la Cañada Oaxaqueña, de Tehuacán à Jayacatlán. Plus au Sud, dans la région d'Oaxaca, l'érosion les a fait disparaître.

a- Caractères lithologiques :

Ces calcaires affleurent largement le long de la route Tehuacán-Oaxaca, au Sud de Dominguillo, où l'on peut observer leur contact concordant sur les assises détritiques à orbitolinidés, et discordant sous les couches rouges tertiaires. Leur épaisseur et leur lithologie sont les mêmes que dans le domaine interne de la Sierra de Juarez : 300 mètres environ de calcaires gris ou beige, à patine jaunâtre, parfois rouille, en petits bancs, caractérisés par la présence de lits et de nodules siliceux (Un sill microdioritique, sans doute miocène, est présent dans les calcaires au kilomètre 56,5 de la route Tehuacán-Oaxaca).

b- Contenu microfaunistique :

Nous n'avons pas rencontré de macrofossiles. Les échantillons examinés en lames minces proviennent de la région Dominguillo - El Moral, et des pistes Nacaltepec - La Union-Atatlahuaca et Huitzo-Jayacatlán.

Il s'agit de micrites à radiolaires, pithonelles, petites hedbergelles cancellées et rotalipores.

Les espèces suivantes ont été déterminées :

Pithonella ovalis, *Pithonella sphaerica*, *Rotalipora appenninica*, *Favusella washitensis*, *Ticinella roberti* et de rares *Cuneolina* sp. et *Bonetocardiella* sp. ?

Quelques lames (kilomètre 57 de la route Tehuacán-Oaxaca) renferment des débris de rudistes.

c- Conclusions :

Sur la bordure orientale du massif d'Oaxaca une sédimentation calcaire pélagique se substitue durant l'Albien et le Cénomaniens à la sédimentation détritique du Berriasien-Aptien. Comme ailleurs dans le domaine mésogéen mexicain, elle est consécutive à la transgression généralisée, à la li-

mite Aptien-Albien, des régions encore émergées, du Chiapas et du bloc d'Oaxaca, pour ce qui concerne le Mexique méridional. Les faciès albo-cénomaniens, à l'Est du massif d'Oaxaca, sont identiques à ceux du domaine interne de la Sierra de Juarez. On peut rencontrer dans ces calcaires pélagiques des éléments faunistiques remaniés provenant des plate-formes voisines, ici des régions centrales du Massif d'Oaxaca. On a relevé précédemment leur présence dans les calcaires du bassin cuicatèque (isthme de Tehuantepec) et du bassin guatémaltèque (Formation Sanarate).

Les calcaires albo-cénomaniens affleurant entre Dominguillo et Oaxaca sont à composer à la Formation Miahuatepec de la région de Tehuacán, non datée, attribuée à l'Aptien (Calderon, 1956). La Formation Cipiapa est probablement un faciès contemporain de transition à la plate-forme d'Oaxaca, ou déjà de cette plate-forme.

IV. LE FLYSCH DU TURONIEN-SENONIEN INFÉRIEUR.

Contrairement à la série détritique du Berriasien-Aptien et aux calcaires albo-cénomaniens, le flysch turonien-sénonien inférieur n'affleure pas le long des axes routiers principaux. C'est sans doute pourquoi l'on ne connaissait pas de formations marines post-cénomaniennes sur la bordure orientale du massif d'Oaxaca. Il faut les rechercher en rive gauche du Río de Las Vueltas, dont la vallée constitue l'extrémité sud de la Cañada Oaxaqueña.

Les deux pistes citées précédemment, celle de Nacaltepec-La Union-Atatlahuaca et celle de Huitzo-Jayacatlán, les recourent. C'est le long de ces pistes que nous avons collecté les échantillons ayant permis de les dater.

a- Caractères lithologiques :

Le flysch turonien-sénonien inférieur de la bordure orientale du massif d'Oaxaca est lithologiquement voisin de celui du domaine interne de la Sierra de Juarez. Il s'agit aussi d'un flysch calcaire. Le long des deux pistes qui le traversent, la série est globalement inverse. Elle affleure sur une épaisseur d'environ 500 mètres.

Elle débute par des calcaires sableux et argileux clairs, dépourvus de lits siliceux, en petits bancs, dépassant rarement 50 centimètres d'épaisseur, alternant avec des couches marneuses gris-bleu. Cet ensemble est puissant d'environ 150 mètres. Le reste de la série est constitué essentiellement de marnes où s'intercalent des passées gréseuses et calcaréo-détritiques centimétriques. Les assises à dominante gréseuse et parfois conglomératiques du sommet du flysch de la Sierra de Juarez ne sont pas présentes à l'affleurement le long des deux pistes. Ici, les marnes sont surmontées en discordance angulaire par les couches rouges tertiaires.

b- Contenu faunistique :

L'aspect en lames minces des calcaires du flysch est semblable à celui des échantillons provenant de la Sierra de Juarez : il s'agit de micrites à radiolaires, hedbergelles et globotruncanas.

Les niveaux inférieurs, essentiellement calcaires, montrent à côté des hedbergelles, des globotruncanas bicarénées et *Heterohélix* sp. Cette association est sans doute turonienne.

Les niveaux marneux supérieurs montent jusqu'au Santonien. Cet étage a pu être identifié par la présence de *Globotruncana coronata* et de *Globotruncana concavata*.

V. COMPARAISON DES SERIES SEDIMENTAIRES MARINES MESOZOIQUES DE LA BORDURE ORIENTALE DU MASSIF D'OAXACA ET DU DOMAINE INTERNE DE LA SIERRA DE JUAREZ.

Si l'on excepte les diabases, les serpentinites, et les sédiments associés, et que l'on efface le rôle du métamorphisme, les séries marines mésozoïques du bassin cuicatèque et de la bordure orientale du Massif d'Oaxaca ont des caractères voisins :

Deux puissants ensembles détritiques encadrent une formation calcaire pélagique. Le premier débute certainement au Berriasien sur la bordure ouest du bloc d'Oaxaca, peut être un peu plutôt au niveau du bassin cuicatèque. La sédimentation détritique, au départ accompagnée de coulées basaltiques sous-marines dans le bassin cuicatèque, se poursuit jusqu'à la fin de l'Aptien. La présence d'une riche macrofaune d'ammonites, de lamellibranches, et de gastéropodes, et d'abondants débris végétaux sur la bordure du massif d'Oaxaca, indique un caractère plus littoral que dans le domaine interne de la Sierra de Juarez. A partir de l'Albien les sédiments sont tout à fait semblables. Dans les deux régions se déposent, durant l'Albien et le Cénomaniens, des calcaires à lits siliceux puis, du Turonien au Sénonien inférieur, des calcaires, des marnes et des grès.

L'épaisseur des séries est voisine, et leur contenu microfaunistique identique. La bordure orientale du massif d'Oaxaca peut donc être regardée comme la marge occidentale du bassin cuicatèque.

L'interprétation des faciès sédimentaires mésozoïques de la marge d'Oaxaca rejoint celle des séries du bassin cuicatèque :

- les éléments détritiques des assises du Crétacé inférieur viennent, en totalité pour la marge d'Oaxaca, et en majeure partie pour le bassin cuicatèque, de l'érosion des reliefs hercyniens demeurés émergés de part et d'autre du bassin. Les apports terrigènes cessent seulement durant la période relativement brève, l'Albien et le Cénomaniens, où la totalité du bâti hercynien sera submergée par la transgression mésogéenne. C'est également à cette époque que les assises carbonatées prennent davantage d'importance dans l'édifice volcanique de la marge pacifique. Dès le Turonien la sédimentation détritique reprend. Elle a, cette fois, valeur d'un flysch, reflétant la tectonisation de l'édifice volcanique marginal, tectonisation qui entraîne l'émersion des régions centrales du bloc d'Oaxaca. La

marge orientale du bassin cuicatèque, représentée par le domaine externe de la Sierra de Juarez et le Chiapas, restée totalement submergée jusqu'au campanien, ne participera pas à cette deuxième sédimentation détritique.

Enfin, l'absence de séries marines campano-maestrichtienne permet d'envisager que la bordure orientale du massif d'Oaxaca, comme le domaine interne de la Sierra de Juarez, a émergé à son tour dès la fin du Sémonien inférieur.

VI. LE TERTIAIRE CONTINENTAL.

a- La molasse continentale de la Cañada Oaxaqueña :

La molasse rouge de la Cañada Oaxaqueña fournit les affleurements les plus spectaculaires des séries détritiques continentales éocènes-oligocènes, aquitaniennes ? (2ème partie) du Mexique méridional. Elle occupe toute cette vallée, longue de 150 kilomètres, sur une largeur moyenne de 10 kilomètres. Son épaisseur dépasse 500 mètres à l'affleurement, en particulier à l'Est du Rio Grande et du Rio de Las Vueltas. Son épaisseur réelle pourrait être très largement supérieure, étant donné l'inclinaison générale vers l'Est de son substratum occidental, de l'aplomb de ces cours d'eau jusqu'au système cuicatèque.

La molasse continentale de la Cañada Oaxaqueña présente une nette polarité verticale et latérale :

- A l'Ouest de la Cañada, le substratum est constitué par les calcaires à lits siliceux albo-cénomaniens (route Tehuacán-Oaxaca par exemple, au Sud de Dominguillo) ou le flysch turonien-sémonien inférieur (rive gauche du Rio de Las Vueltas). Sur ce substratum plissé reposent en discordance angulaire, bien visible au kilomètre 57 de la route de Tehuacán-Oaxaca :

- . 200 mètres environ de conglomérats grossiers pauvrement classés, bien cimentés, à matrice grés-argileuse rouge brique. Les éléments, légèrement arrondis ou anguleux, de taille centimétrique à décimétrique, proviennent de la couverture mésozoïque orientale du bloc d'Oaxaca ;
- . 150 mètres environ de sédiments détritiques plus fins et mieux classés, conglomérats, grès rouges et pélites rouges et vertes. Ils occupent la partie axiale de la Cañada, de Cuicatlán à Jayacatlán en passant par Dominguillo ;
- . 100 mètres ou davantage d'argilites rouges et vertes et de grès fins où s'intercalent des niveaux centimétriques de gypse lamellaire. Ce membre supérieur n'est présent qu'au Nord de la Cañada, en dehors du secteur cartographié, entre Tehuacán et Teotitlán del Camino.

- A l'Est de la Cañada Oaxaqueña, la formation molassique est limitée par les failles du système cuicatèque. Ce n'est qu'exceptionnellement qu'on la rencontre plus à l'Est, reposant sur les unités internes de la Sierra de Juarez, sur les gneiss grenvilliens de l'Unité du Sombrerete au débou-

ché dans la Cañada Oaxaqueña de la cluse est-ouest du Rio Grande et, en dehors du secteur cartographié, sur la série détritique à pillow-lavas du Nord-Est de Tehuacán (aval de l'Arroyo Salado et de la Cañada de San Antonio).

Sur toute son épaisseur à l'affleurement (plus de 500 mètres), et sur une largeur de l'ordre de 2 kilomètres, la série orientale est presque exclusivement formée de gros bancs conglomératiques, très grossiers, auxquels s'ajoutent quelques lits grés-argileux. Les éléments, non classés, à peine arrondis, ont des tailles variables pouvant dépasser le mètre cube. Comme à l'Ouest de la vallée, leur provenance est locale. Ici il s'agit essentiellement de fragments des gneiss grenvilliens de l'Unité du Sombrerete. Une très grande partie de ces conglomérats correspond aux assises détritiques beaucoup plus fines de l'axe de la vallée.

La polarité verticale de la molasse continentale, à l'Ouest de la vallée, s'explique aisément par une évolution vers une topographie plus mûre, des reliefs de la bordure orientale du massif d'Oaxaca nés de la phase laramienne. Ils ont fourni, d'abord des conglomérats, puis des matériaux de plus en plus fins. Les passées gypseuses des niveaux supérieurs de la molasse, au Nord de la Cañada Oaxaqueña, montrent que les circulations souterraines ont finalement atteint les évaporites anté-albiennes (peut être aussi localement, déjà mises au jour par l'érosion) de la plate-forme d'Oaxaca. Les cours d'eau descendant des régions septentrionales du massif, chargés en sulfates, devaient aboutir dans un chott, situé entre Tehuacán et Teotitlán, où les sels reprécipitaient. L'absence de gypse au Sud de la Cañada, peut signifier simplement que le paléo-Papaloapan (4ème partie) assurait déjà le drainage des régions méridionales, jusqu'à la mer.

Il est possible aussi que les cours d'eau méridionaux aient été beaucoup moins chargés en sels dissous, en raison de l'absence de dépôts évaporitiques mésozoïques dans ces régions. A l'heure actuelle, les cours d'eau septentrionaux aboutissent également au Papaloapán. Ils sont toujours chargés en sels empruntés aux évaporites mésozoïques, comme en témoignent les venues fortement minéralisées et activement exploitées de Tehuacán, et le nom de certaines rivières (Rio Salado, Arroyo Salado).

La présence de conglomérats grossiers jusqu'au sommet de la série molassique, à l'Est de la Cañada Oaxaqueña, suppose que le relief des régions occidentales de la Sierra de Juarez a été entretenu au cours du dépôt. Nous y voyons deux causes possibles: le jeu durant l'Eocène et l'Oligocène des failles du système cuicatèque, et la déformation géanticlinale du Miocène inférieur. Ceci pour les dépôts conglomératiques sommitaux, qui sont peut être aquitaniens (2ème partie) et contemporains du début de la déformation.

b- Les ignimbrites miocènes :

De petits affleurements d'ignimbrites, grises ou verdâtres, déterminent quelques collines à l'extrémité sud de la Cañada Oaxaqueña, entre Huitzo et Oaxaca, et dans la vallée Oaxaca-Mitlá. Ce matériaux, facile à tailler, a été utilisé pour la construction des édifices coloniaux d'Oaxaca. Il est encore exploité.

L'un des affleurements, aux Nord - Nord-Est de Pueblo Nuevo,

est compris entre deux des failles du système cuicatèque, et repose en discordance sur les grès et marnes néocomiens. Les autres sont ceinturés d'alluvions récentes. Nous n'avons pu observer les relations entre la molasse continentale et les ignimbrites.

Ces ignimbrites sont à rattacher au plastron volcanique à intercalations sédimentaires continentales et aux intrusifs associés, cachant, plus à l'Est, les relations Bloc d'Oaxaca - Sierra de Juarez - Sierra Madre du Sud s.s., et datés faunistiquement du Miocène et radiométriquement du Burdigalien supérieur au Tortonien (2ème partie). L'un des échantillons d'ignimbrites daté (16,8 m.a.), provient de l'affleurement figurant sur la carte entre Huitzo et Etlá. Avec celui de Luvina dans la Sierra de Juarez, ce sont les témoins les plus septentrionaux du volcanisme miocène du Sud-Est du Mexique.

B. TECTONIQUE.

I. TECTONIQUE DE LA COUVERTURE MESOZOÏQUE.

La couverture mésozoïque de la bordure orientale du massif d'Oaxaca est caractérisée par un style plicatif souple résultant de son décollement et de son glissement en direction de l'Est - Nord-Est (Pl. IX).

Dans les régions septentrionale et centrale du massif d'Oaxaca où l'on connaît à l'affleurement et par sondages des évaporites, il est certain que ces dernières ont constitué un niveau de décollement privilégié, comme le montre leur bourrage dans les coeurs anticlinaux (forages de Teposcolula et de Yucudá). Le rôle d'éventuelles évaporites dans le décollement de la couverture du secteur cartographié est bien moins évident. On n'en rencontre pas, ici, à l'affleurement ; on n'en rencontre pas non plus sous les calcaires de plate-forme des régions sud-est d'Oaxaca. On a vu précédemment que l'absence de gypse dans la molasse tertiaire de la partie sud de la Canada Oaxaqueña peut s'expliquer par le non-dépôt d'évaporites mésozoïques dans toute l'étendue sud-est du massif d'Oaxaca.

Les relations entre la molasse continentale post-appalachienne et la base de la série marine mésozoïque, montrent que le décollement de la couverture n'implique pas nécessairement la présence d'un niveau évaporitique. On peut s'en rendre compte, par exemple, dans la région d'El Moral : les couches rouges post-appalachiennes, essentiellement des conglomérats, forment un tégument adhérent fortement au socle gneissique grenvillien. Elles sont seulement inclinées de 20 à 40° vers le Nord-Est ou l'Est - Nord-Est. Des ondulations apparaissent dans les premiers dépôts calcaires et gréseux du Berriasien. En quelques dizaines de mètres, à mesure que les intercalations marneuses prennent davantage d'importance, la déformation devient très forte. La présence d'assises marneuses à la base de la série transgressive mésozoïque peut donc, à elle seule, rendre compte du décollement de la couverture.

- Les formations détritiques néocomiennes-aptiennes décrivent des plis serrés, de largeur plurimétrique à hectométrique, affectés de nombreux replis. Ils sont à vergence générale est - nord-est, déjetés, déversés, ren-

versés et même couchés. Le flysch Turonien-Sénonien inférieur est déformé de façon analogue ;

- le comportement des calcaires à lits siliceux albo-cénomaniens est dysharmonique. Dans l'ensemble ils sont moins déformés. Ils présentent cependant des replis dont certains peuvent aussi être couchés (kilomètre 57 de la route Oaxaca-Tehuacan).

Les directions axiales que nous avons mesurées oscillent, le plus souvent, d'une quinzaine de degrés de part et d'autre d'une direction moyenne N 140°E.



Fig. V-10 : Cisaillement affectant la série détritique du Berriasien-Aptien de la couverture orientale du bloc d'Oaxaca (dessin d'après une photographie du front de taille de la carrière de Pueblo Nuevo, située 5 kilomètres au Nord - Nord-Ouest d'Oaxaca).

La faible inclinaison (13°) vers le Sud-Ouest du plan de cisaillement principal et l'allure couchée des plis sont inhabituelles. Ceci peut s'expliquer par un basculement postérieur, dû au jeu des failles cuicatèques, dont l'une, soulignée par plusieurs dizaines de mètres de mylonites, place vis-à-vis, à une centaine de mètres au Nord-Est, la série sédimentaire du Berriasien-Aptien avec les gneiss grenvilliens de l'unité chevauchante du Sombrerete (la hauteur du front de taille est d'environ 10m).

Les accidents chevauchants, dont le rôle est essentiel dans l'architecture de la Sierra de Juarez, sont exceptionnels sur la bordure orientale du massif d'Oaxaca. Nous n'en avons rencontré qu'un seul, de portée très limitée. Il se situe près de Pueblo Nuevo, immédiatement à l'Ouest de la large zone de gneiss mylonitisés qui marque le passage de la faille cuicatèque bordant ici la vallée Oaxaca-Etla. Une carrière ouverte dans les assises néocomiennes permet de l'observer (Fig. V-10). Le plan de cisaillement principal est subhorizontal. Le décalage des assises de part et d'autre, leur déformation et le réseau des failles conjuguées montrent un déplacement relatif vers l'Ouest du compartiment supérieur sur quelques dizaines de mètres.

Ce plan de chevauchement, situé à la limite du bloc d'Oaxaca et de la Sierra du Juarez, peut être regardé comme un accident laramien, de même type que ceux affectant cette dernière. Il s'agit vraisemblablement d'une faille inverse, originellement pentée ouest, basculée par la suite jusqu'à l'horizontale par le jeu des failles verticales du système cuicatèque.

Le style tectonique de la couverture mésozoïque orientale du bloc d'Oaxaca est donc très différent :

- de celui du Chiapas, conditionné avant tout par le rôle de méga-décrochements ;

- de celui du domaine externe de la Sierra de Juarez, où de vastes cisaillements limitent des unités à ossature calcaire dessinant de larges plis ;

- de celui des régions centrales du bloc d'Oaxaca, relativement peu déformées.

Il s'apparente davantage à celui du domaine interne de la Sierra de Juarez, tout en restant distinct :

- le style plicatif, assez proche, de ces deux domaines, s'explique notamment par la prépondérance des niveaux compétents. Il est le reflet de leur voisinage au cours de la sédimentation, comme au cours de la déformation ;

- l'exagération des plis dans le domaine interne de la Sierra de Juarez, allant jusqu'au développement de foliation, et la portée des chevauchements qui l'affectent, font son originalité par rapport à la bordure orientale d'Oaxaca. Elle vient du comportement tectonique différent du bassin cuicatèque à soubassement faillé et en partie océanique, et de sa marge occidentale, beaucoup plus stable.

II. TECTONIQUE CENOZOÏQUE.

a- Les plis de fond miocènes :

Sur toute la bordure ouest de la Cañada Oaxaqueña, la molasse continentale éocène-oligocène est inclinée d'une dizaine de degrés vers le Nord-Est. Sur la bordure orientale de la Cañada, ces couches sont, soit inclinées vers l'axe de la vallée, d'une dizaine de degrés également, soit plus ou moins pentées vers les failles du système cuicatèque (Quiotepec, Cuicatlán). La Cañada Oaxaqueña apparaît ainsi comme une mégastrucuture synclinale à bord oriental faillé. Le cours du Rio Grande d'Oaxaca, entre ses deux cluses ouest-est qui recourent la Sierra de Juarez, et celui de ses affluents principaux, le Rio Salado, au Nord, et le Rio de Las Vueltas, au Sud, suivent à peu près l'axe longitudinal de ce méga-synclinal. Son cœur peut être parfaitement localisé en rive droite du Rio Grande, 1 kilomètre à l'amont de son confluent avec le Rio de Las Vueltas (Fig. V-11).

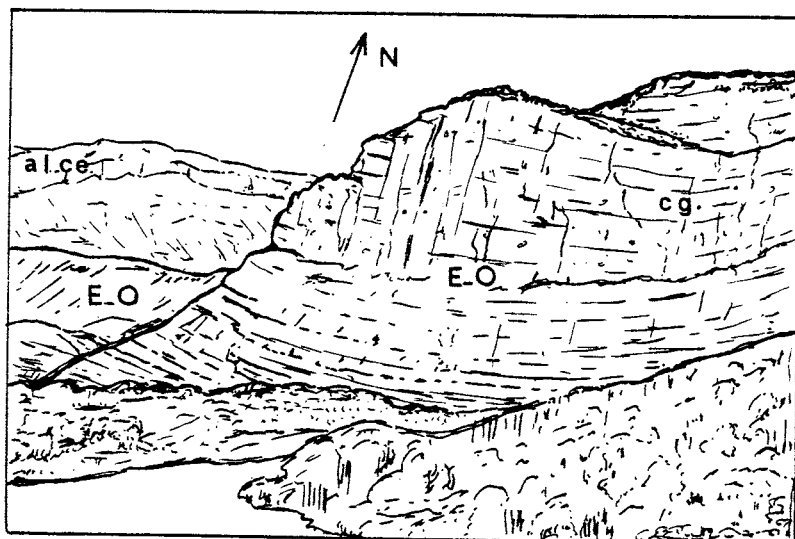


Fig. V-11 : Pli de fond miocène affectant la molasse continentale éocène-oligocène de la Cañada Oaxaqueña.

(Dessin d'après la photographie de la rive droite du Río Grande, 10 kilomètres au Sud-Est de Cuicatlán).

La molasse continentale éocène-oligocène (E-O), riche en conglomérats grossiers (cg), est déformée en méga-synclinal dirigé N 150°E. L'arrière plan est constitué par les assises détritiques du Berriasien-Aptien surmonté par les calcaires à lits siliceux albo-cénomaniens (al-Ce) de la bordure occidentale de la Cañada Oaxaqueña. La hauteur de la falaise conglomératique est de l'ordre de 300 mètres.

Au méga-synclinal de la Cañada Oaxaqueña succède, à l'Est, le méga-anticlinal traversé en cluse par le Río Grande. Ce dernier a un pendant occidental : l'altitude élevée des affleurements de gneiss grenvilliens, à l'Ouest de la Cañada Oaxaqueña, peut être mise au compte d'un bombement tardif du socle. Il a accentué l'inclinaison vers la vallée des plis de la couverture mésozoïque et déterminé celle de la molasse rouge. Son caractère relativement récent se manifeste en outre par l'incision du Cañon de Tomellin dans les gneiss grenvilliens. Comme les cluses du Río Grande et du Río Santo Domingo, le Cañon de Tomellin ne paraît pas lié à la présence d'une faille majeure. D'autre part, la longueur de la partie fortement encaissée, environ 20 kilomètres, est, compte tenu de la faible obliquité du cañon (Nord-Sud) et des structures tardives (Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est), du même ordre que la largeur de ces dernières.

On a vu (4ème partie), les arguments permettant d'attribuer à l'Aquitaniens-Burdigalien inférieur l'âge de cette tectonique de plis de fond.

b- Les failles du système cuicatèque :

Le système cuicatèque traverse le Mexique méridional, de l'axe néovolcanique à l'isthme de Tehuantepec, soit sur une distance d'environ

400 kilomètres, de même ordre que celle de l'extension du système Polochic-Motagua s.s.

Les failles présentent deux directions majeures, parallèles à celles des grandes vallées qu'elles bordent, N 160°E et N 130°E. Parmi les failles de longueur moindre, ce sont les accidents sub-méridiens les plus importants, par exemple d'Atatlahuaca à Jayacatlán.

Ces failles, que l'on peut observer facilement en plusieurs points de la Cañada Oaxaqueña (pistes Teotitlán del Camino - Huautlá, Quiotepec - Cuyamecalco, Cuicatlán - Concepción Papalo), sont verticales ou très fortement pentées vers les vallées.

Leur compartiment est ou nord-est, c'est-à-dire la bordure de la Sierra de Juarez, est toujours morphologiquement très surélevé par rapport au compartiment ouest ou sud-ouest, c'est-à-dire les grandes vallées de la bordure orientale du massif d'Oaxaca.

Il n'existe pas de failles d'extension comparable à l'Ouest de ces vallées, aussi présentent-elles l'allure de demi-grabens. Au niveau de la Cañada Oaxaqueña, cet aspect est encore accentué par le basculement vers les failles de la molasse rouge tertiaire.

Le long des pistes précédentes, dans l'entaille du Rio Grande et à l'Est d'Atatlahuaca et de Jayacatlán, nous n'avons observé que peu de miroirs portant des stries. Elles sont verticales ou à fort pitch sud. La route Oaxaca-Tehuacán (kilomètre 62,5), traverse une faille annexe dirigée N 140°E affectant la molasse rouge. Le miroir, penté 70°W, présente des stries à pitch de 45° vers le Sud, indiquant un mouvement sénestre. D'autres miroirs peuvent être observés dans les ignimbrites de la carrière à l'Est d'Etlá. Elles sont fracturées selon une direction principale N 130°E. Les plans portent des stries subhorizontales, indiquant un mouvement sénestre.

D'autre part :

- les gneiss grenvilliens sont présents de part et d'autre du système cuicatèque (Unité du Sombrerete et soubassement de la couverture mésozoïque orientale d'Oaxaca). Les micaschistes migmatitiques paléozoïque inférieur également (Unité de Teotitlán del Camino et soubassement de la couverture paléozoïque continentale de Los Reyes Mezontlá) ;

- nous avons cherché à montrer la parenté du mésozoïque du domaine interne de la Sierra de Juarez et de la couverture orientale d'Oaxaca ;

- les failles du système cuicatèque ne constituent pas une limite pour le volcanisme miocène. Au contraire, il les cache partiellement.

Ainsi :

- Les failles N 160°E à Nord-Sud, et en particulier celles qui bordent la Cañada Oaxaqueña, ont joué essentiellement en failles normales, abaissant le compartiment ouest, postérieurement au dépôt de la molasse continentale éocène-oligocène ;

- les failles N 130°E ont une composante latérale sénestre ou ont joué en décrochements sénestres, postérieurement aux émissions volcaniques miocènes. La direction de ces failles est peu oblique à celle de la côte Pacifique d'Oaxaca. On notera, en outre, que c'est sur les plus proches de la côte qu'ont été relevées des stries horizontales ;

- la présence de part et d'autre du système cuicatèque d'un socle analogue, de séries mésozoïques parentes, et de formations volcaniques miocènes identiques, montre que les déplacements latéraux sont restés limités.

Le système cuicatèque est sans doute encore actif (4ème partie). La situation des ignimbrites qui jalonnent son tracé entre Huitzo et Mitlá, et le cachètent de Mitlá à l'isthme de Tehuantepec, permet de supposer qu'il a conditionné la localisation du volcanisme miocène du Mexique méridional. Les puissants conglomérats grossiers éocènes-oligocènes de la bordure orientale de la Cañada Oaxaqueña pourraient avoir, en partie, une origine sismo-tectonique, liée à l'activité contemporaine du système. Enfin, la présence de ces failles à la limite du bassin mésozoïque cuicatèque et de sa marge occidentale, indique qu'elles se superposent au réseau fini-jurassique éocrétaqué ayant donné naissance au bassin.

En résumé, nous admettons que les failles du système cuicatèque correspondent à des accidents crustaux anciens ayant joué à diverses reprises. Ils ont d'abord permis l'ouverture fini-jurassique-éocrétaquée du bassin cuicatèque. Après sa fermeture et la structuration laramienne de la Sierra de Juarez, apparaît un réseau de failles verticales à la limite de l'ancien bassin et de sa marge occidentale. Il conditionne localement les caractères de la sédimentation molassique éocène-oligocène, et la situation du volcanisme miocène. Il semble toujours actif. Les failles ont un rejeu essentiellement vertical. Toutefois, celles dont la direction est peu oblique à la côte Pacifique et qui sont relativement proches de cette dernière, admettent une composante horizontale sénestre. Elle est liée au coulissage vers l'Est, de l'Amérique centrale.

Le système cuicatèque, comme le système Polochic-Motagua, se superpose à la zone de fragilité crustale du bassin téthysien crétaqué qui a pris la succession du bassin océanique jurassique du Golfe du Mexique. Les deux systèmes étaient donc parents initialement. Leur évolution, au cours du Cénozoïque, bien que liée pour tous les deux à celle du Pacifique oriental et du domaine caraïbe, est très différente. Le long des failles du système Polochic-Motagua se produisent des coulissages de plusieurs centaines de kilomètres, rendant difficile de rétablir la logique des édifices transversalement au système. Celle-ci demeure conservée de part et d'autre du système cuicatèque. Au Mexique, ce n'est donc pas le système cuicatèque qui représente le paléo-prolongement Eocène-Miocène direct du système Polochic-Motagua, mais le système Atoyac, à la limite de la Sierra Madre du Sud s.s., et la Fosse d'Acapulco.

CHAPITRE IV : LA COUVERTURE MESOZOÏQUE CENTRO-MERIDIONALE DU BLOC D'OAXACA.
COMPARAISON AVEC LES AUTRES SERIES DE CE BLOC. PARENTE AVEC
LES SERIES MESOZOÏQUES DE PLATE-FORME DU BLOC DU HONDURAS.

A plusieurs reprises, et notamment à propos du système Polochic-Motagua (3ème partie), nous avons souligné l'opposition stratigraphique et structurale du bloc du Honduras et du Chiapas et, au contraire, la parenté de l'Amérique centrale nucléaire et des régions occidentales du Mexique méridional. Dans les reconstructions proposées (6ème partie) la partie centro-méridionale du bloc d'Oaxaca se trouve prolongée au Mésozoïque par la partie nord-ouest du Honduras. C'est dans cette région qu'affleurent les séries mésozoïques de plate-forme du bloc du Honduras les mieux étudiées, en particulier dans les environs du lac Yojoa. Leurs équivalents les plus proches sont donc à rechercher au Sud-Est du bloc d'Oaxaca.

Deux pistes traversent ces régions, celle d'Oaxaca à Puerto Angel et celle d'Oaxaca à Puerto-Escondido (Fig. V-12). Le long de la piste de Puerto Angel, et au Sud seulement de Miahuatlan, n'affleurent que de rares lambeaux de la couverture mésozoïque, représentée par quelques mètres ou dizaines de mètres de couches rouges et de calcaires crétacés en gros bancs. Nous avons signalé précédemment que leur direction est parallèle à la côte pacifique et résulte d'une torsion liée au coulissage sénestre de la Sierra Madre du Sud.

La piste de Puerto Escondido offre, par contre, deux bonnes coupes de la série mésozoïque. La première, au Nord-Est de Sola de Vega, la seconde, au Nord-Est d'Ojo de Agua. Immédiatement au Sud de cette localité passe l'une des failles mettant au contact du bloc d'Oaxaca les formations volcaniques et volcano-détritiques épi-métamorphiques du système cordilléraire occidental (2ème partie).

Les affleurements de Sola de Vega et d'Ojo de Agua appartiennent à deux bandes d'affleurements mésozoïques dirigées nord - nord-ouest - sud - sud-est. Chacune correspond, globalement, à une large structure anticlinale à ondulations secondaires, hâchée de failles parallèles au système cuicatèque et aux côtes méridionales du Mexique (système Atoyac).

La première se prolonge sur 150 kilomètres vers le Nord - Nord-Ouest, sans discontinuité majeure, jusqu'à la partie centrale du massif où se situent les localités de Teposcolula et Tamazulapan, près desquelles a été définie la Formation Teposcolula, albo-cénomanienne. La seconde est rapidement cachetée par la molasse continentale tertiaire. Elle affleure à nouveau dans la région de Tlaxiaco où l'on connaît, en dehors des calcaires de plate-forme albo-cénomaniens, des assises marines littorales néocomiennes (Groupe Sabinal) et jurassique moyen et supérieur (Groupe Tecocoyunca et "calcaires à cidaris").

Quelques kilomètres au Sud - Sud-Est de la piste de Puerto-Escondido, les deux bandes d'affleurements mésozoïques et les gneiss grenvilliens qui les séparent et les supportent, sont tronqués par les décrochements sénestres nord - nord-ouest - sud - sud-est du système Atoyac.

Les affleurements de Sola de Vega et d'Ojo de Agua sont donc représentatifs de la couverture mésozoïque de la partie centrale du bloc d'Oaxaca dans ses régions les plus méridionales.

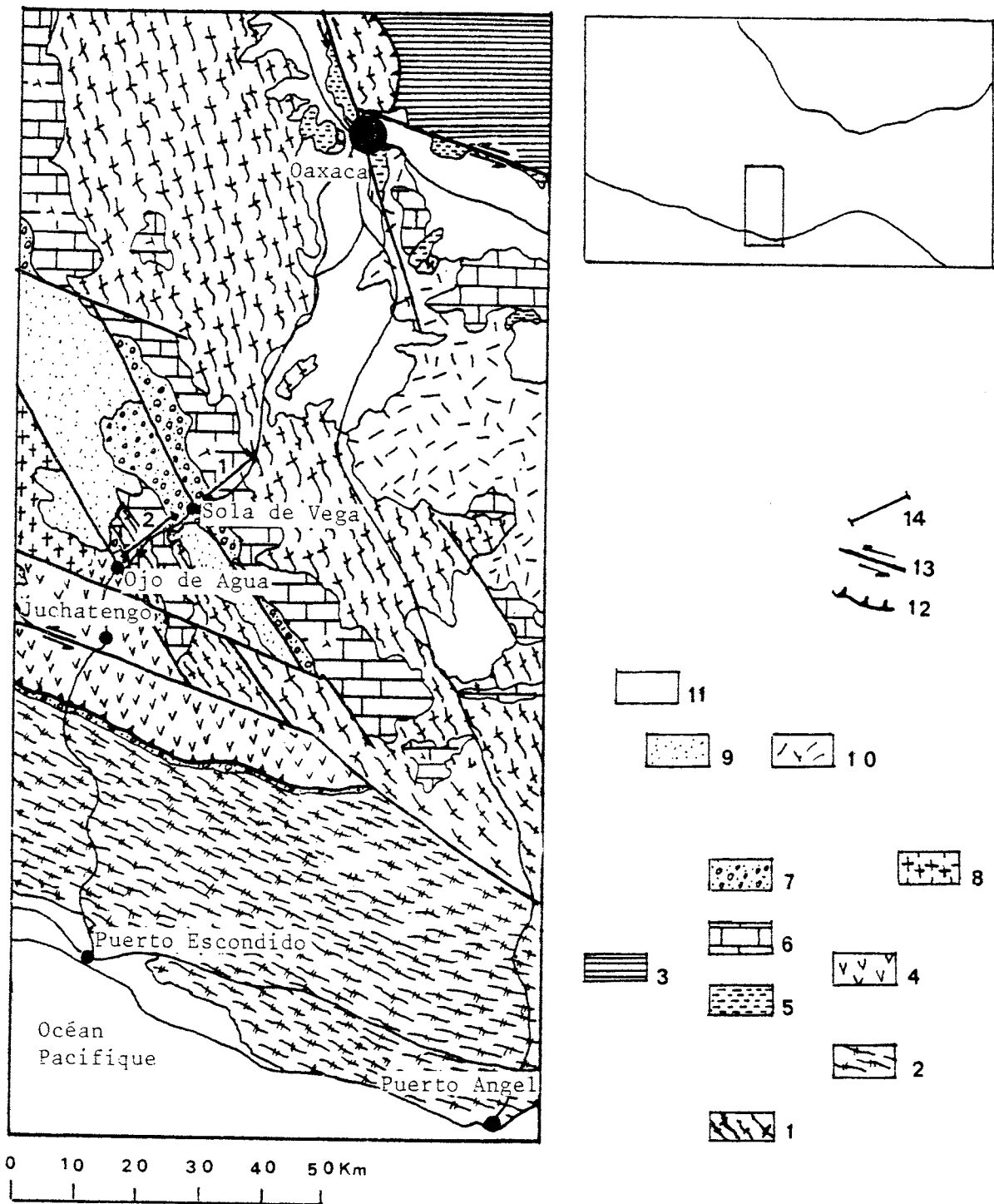


Fig. V-12 : Carte structurale des régions centro-méridionales d'Oaxaca.

1: Gneiss granulitiques précambriens (métamorphisme grenvillien) ; 2: Complexe migmatitique Xolapa ; 3: Série de bassin plissée et épimétamorphique mésozoïque de la Sierra de Juarez ; 4: Ensemble volcanique et volcano-sédimentaire plissé et épimétamorphique mésozoïque ; 5, 6 et 7: Couverture mésozoïque peu déformée du domaine oaxaquien dont 5: Néocomien-Aptien (grès, marnes, petits bancs calcaires à ammonites avec localement, à leur base des dépôts molassiques rouges concordants post-appalachiens) ; 6: Albien-Cénomarien (Calcaires de plate-forme à rudistes et miliolidés) ; 7: Campanien, Maestrichtien, Paléocène ? (conglomérats, grès, pélites à intercalations de calcaires marins. Série à dominante rouge) ; 8: Batholite mésozoïque ? ; 9: Sédiments continentaux rouges tertiaires ; 10: Volcanisme acide et intermédiaire miocène ; 11: Dépôts quaternaires ; 12: chevauchements ; 13: Décrochements sénestres ; 14: Situations des coupes des figures V-13 (1) et V-14 (2).

A. LA SERIE DE SOLA DE VEGA (Fig. V-13).

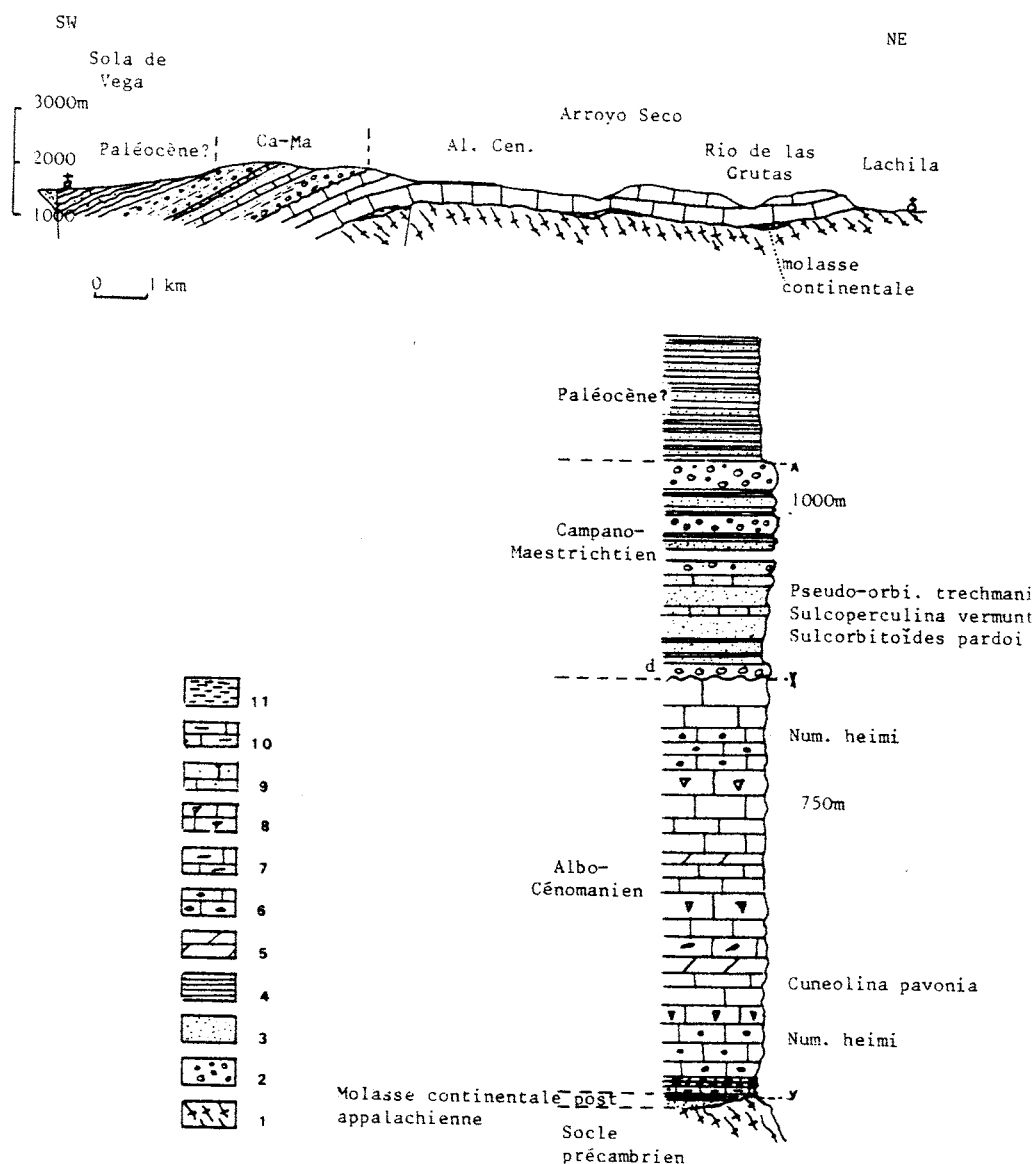


Fig. V-13 : Coupe géologique et colonne stratigraphique de la région de Sola de Vega.

1: Granulites (socle grenvillien) ; 2: Conglomérats ; 3: Grès ; 4: Pélites ; 5: Calcaires dolomitiques ; 6: Calcaires à milioles ; 7: calcaires à silex ; 8: Calcaires à rudistes ; 9: Calcaires sableux ; 10: Calcaires argileux ; 11: Marnes ; d: discordance.

Situation de la coupe sur la figure V-12.

Elle affleure entre les localités de Lachila et Sola de Vega, cette dernière étant située à 80 kilomètres d'Oaxaca. Entre les témoins néocomiens cartographiés des environs d'Oaxaca - Monte Alban et Lachila, seuls affleurent, hormis les dépôts quaternaires des vallées, les gneiss grenvilliens. Ils constituent le substratum, très altéré avant le dépôt des sédiments mésozoïques, de la série de Sola de Vega. Elle comprend de bas en haut, stratigraphiquement :

1. Une vingtaine de mètres au maximum de conglomérats, de grès et de pélites rouges résultant de la reprise d'une arène gneissique. Il s'agit de la molasse continentale post-appalachienne, Formation Rosario dans les régions centrales du bloc d'Oaxaca, Formation Todos Santos d'une façon plus générale.

2. 30 mètres de calcaires argileux jaunâtres, transgressifs, alternant avec des marnes grises à altération jaunâtre. Les calcaires sont des biomicrites et biosparites à petits quartz détritiques et oxydes de fer. Ils renferment des milioles, en abondance, *Nummoloculina* sp., *Cuneolina pavonia*, *Pseudorhapydionina* sp. et des Rotalidés.

3. 750 mètres de calcaires, à rognons siliceux, à rudistes, à milioles, et de calcaires dolomitiques beiges ou gris à patine claire, en bancs décimétriques à métriques. Ils sont recoupés par quelques dykes et sills en liaison avec le volcanisme tertiaire.

En lames minces, on observe des biomicrites et des biosparites à débris de rudistes et d'échinodermes, trochaminidés, Rotalidés, Miliolidés, *Valvulamina* sp., *Cuneolina pavonia*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* et *Nummoloculina heimi* de l'Albo-Cénomanién.

4. 1000 mètres de dépôts détritiques concordants à couleur dominante rouge comprenant : des conglomérats grossiers en gros bancs, à matrice sableuse ou calcaréo-détritique, à éléments arrondis de quartz, calcaires, silex, andésites et gneiss ; des grès rouges ou jaunes, et des intercalations décimétriques à métriques de calcaires sableux rosâtres.

Les passées calcaires renferment des huîtres, *Neithea* sp., et des Orbitoïdes. En lames minces ont été déterminées *Salcoperculina vermunti*, *Pseudorbitoïdes trechmanni*, *Salcoorbitoïdes pardoi*, *Globotruncana caliciformis* et *Globotruncana arca* du Campano-Maestrichtien.

5. 250 à 300 mètres de petits lits de grès fins à ciment calcaire, à éléments de quartz anguleux et d'andésites, alternant avec des marnes grises à débris charbonneux et de rares intercalations calcaires et microconglomératiques. Cette série repose en concordance sur les derniers bancs conglomératiques grossiers, à superficie plus ou moins érodée, et présente des niveaux slumpés.

Elle pourrait être d'âge paléocène mais n'a pu être datée. La présence d'*Ophtalmidium* montre qu'elle est d'origine marine.

B. LA SERIE DE OJO DE AGUA (Fig. V-14).

Entre Sola de Vega et Ojo de Agua, les gneiss grenvilliens forment un horst qui culmine au Cerro-Negro. Ils sont directement surmontés par des lambeaux de calcaires et de calcaires dolomitiques, analogues aux niveaux albo-cénomaniens de la série de Sola de Vega. La coupe de Ojo de Agua, plus complète, est située à l'Ouest de ce horst, 20 kilomètres au Sud de Sola de Vega. Elle permet d'observer, de bas en haut, stratigraphiquement :

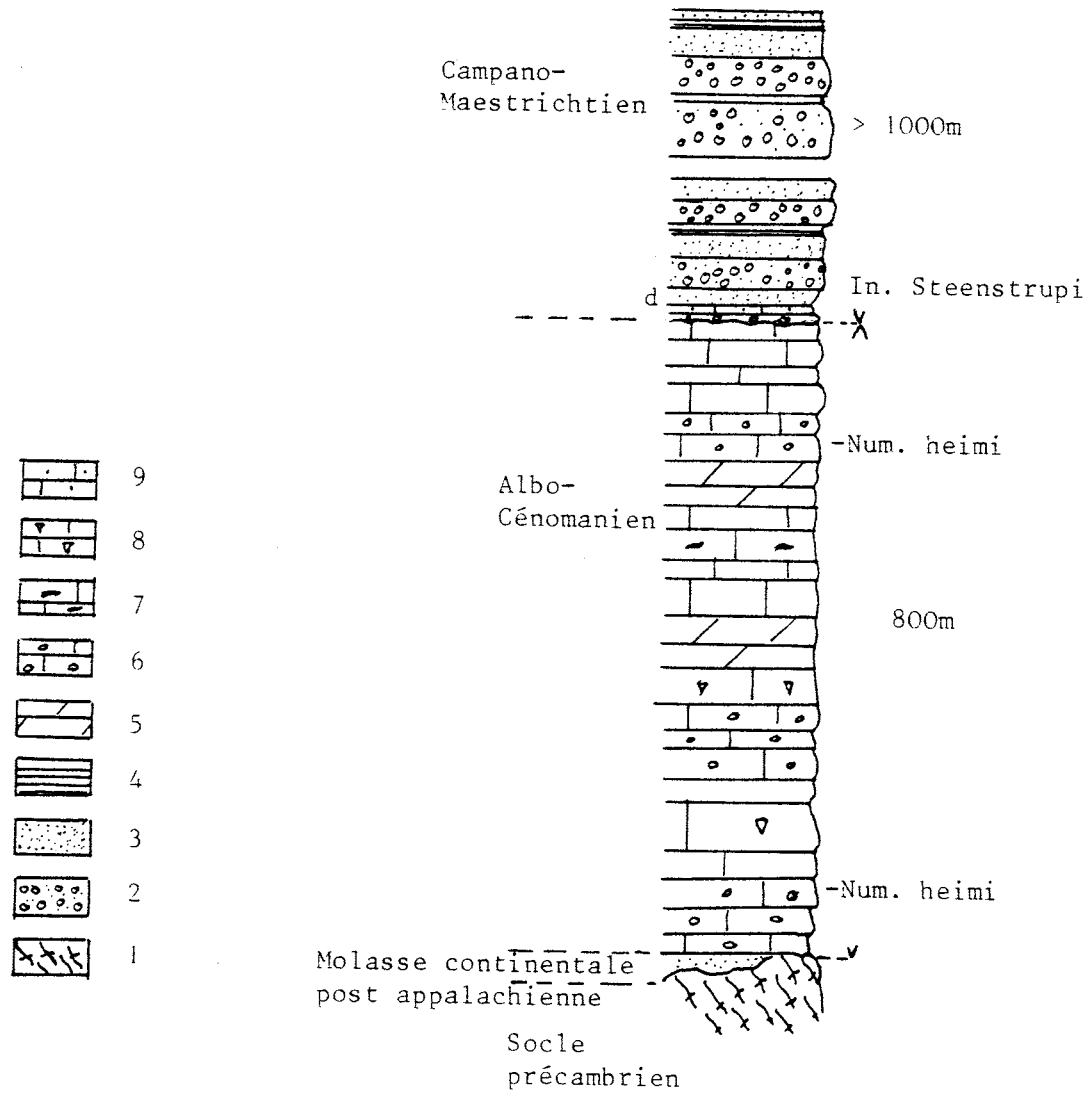
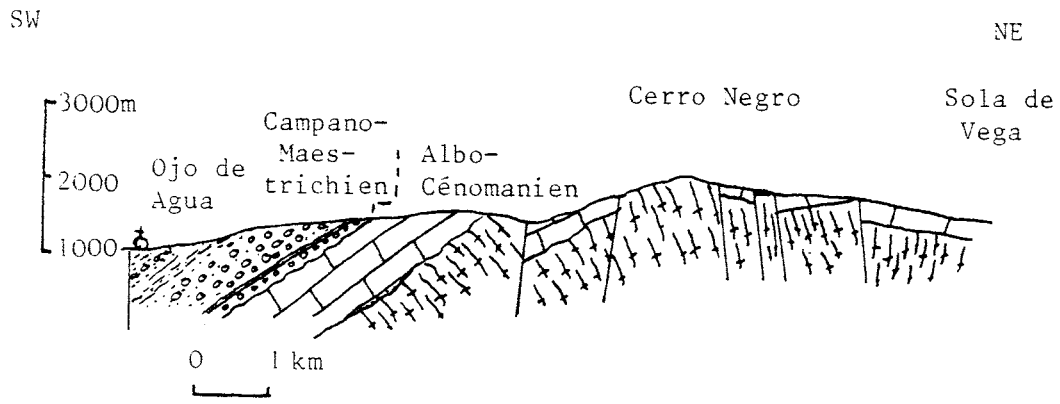


Fig. V-14 : Coupe et colonne stratigraphique de la région de Ojo de Vega.
 1: Granulites (socle grenvillien) ; 2: Conglomérats ; 3: Grès ; 4: Pélites ;
 5: Calcaires dolomitiques ; 6: Calcaires à miliolites ; 7: Calcaires à silice ;
 8: Calcaires à rudistes ; 9: Calcaires sableux ; d: discordance.
 Situation de la coupe sur la figure V-12.

1. Les gneiss grenvilliens dépourvus ici d'une couverture molassique post-appalachienne et de séries détritiques marines anté-albiennes.

2. 800 mètres de calcaires et calcaires dolomitiques en bancs décimétriques à métriques. Les faciès et les microfaciès sont les mêmes que ceux des carbonates de plate-forme de la série de Sola de Vega. En particulier, divers niveaux, dont les moins élevés, sont caractérisés par la présence quasi exclusive de *Nummuloculina heimi* de l'Albo-Cénomaniens. Une surface encroûtée d'oxydes de fer souligne le toit de cette séquence carbonatée.

3. Une formation détritique rouge puissante (épaisseur supérieure à 1000 m) qui surmonte en concordance la surface durcie des calcaires albo-cénomaniens. Elle est constituée essentiellement de bancs conglomératiques épais, plus riches en éléments volcaniques que leurs équivalents de Sola de Vega et, en moindre proportion, de grès et de pélites.

Les alternances de grès et de marnes (Paléocène ?) qui couronnent la série de Sola de Vega font défaut. Par contre, dans les 20 premiers mètres de cette formation, sont intercalés des calcaires gréseux à nombreux lamellibranches, gastéropodes et échinodermes. On y rencontre, en particulier, de grands inocérames dont certains ont été déterminés comme appartenant à l'espèce *Inoceramus steenstrupi* du Santonien-Campanien.

Rappelons enfin, que sur la même piste, au Sud de Juchatengo, des conglomérats analogues en contact par faille avec les "migmatites Xolapa" de la Sierra Madre du Sud, sont chevauchés par une série méta-volcanique et méta-volcano-détritique que nous rattachons au système cordilléraire occidental (2ème partie).

C. COMPARAISON DES SERIES MESOZOIQUES CENTRO-MERIDIONALES DU BLOC D'OAXACA AVEC LES AUTRES SERIES DE CE MASSIF. INTERPRETATIONS PALEO GEOGRAPHIQUES ET TECTONIQUES.

- Ainsi, lorsque venant de la bordure orientale du bloc d'Oaxaca on gagne les régions centro-méridionales du massif, on constate d'importantes modifications des caractères sédimentaires et structuraux de la couverture mésozoïque. Les 500m de dépôts détritiques marins anté-albiens (Beriassien-Aptien pour la couverture orientale), sont réduits à une trentaine de mètres dans la série de Sola de Vega, où ils correspondent sans doute au sommet de l'Aptien, et sont absents dans la série d'Ojo de Agua. La transgression mésozoïque a donc atteint ces régions beaucoup plus tardivement. Les calcaires albo-cénomaniens à faciès pélagique, épais de 300m, passent à des dépôts carbonatés de plate-forme, épais de 700m à 800m. Le flysch calcaire turono-sénonien inférieur n'existe pas. Il lui correspond une lacune sédimentaire après laquelle se déposera, durant le Campanien, le Maestrichtien et le Paléocène (?), une épaisse molasse rouge à intercalations marines.

Les formations mésozoïques de la bordure orientale du massif d'Oaxaca sont fortement plissées alors que dans les régions centro-méridionales les déformations plicatives sont à peine marquées. La fracturation tertiaire est prépondérante et produit des basculements atteignant 45°.

- Si l'on compare les séries centro-méridionales aux séries décrites dans la région centrale du massif, on relève une parenté beaucoup plus grande qu'avec celles de sa bordure orientale, mais aussi des différences apportant un complément d'information.:

Dans la région Centrale, la molasse continentale post-appalachienne est beaucoup plus épaisse. Elle est surmontée par une alternance de niveaux continentaux et marins littoraux, d'âge jurassique moyen et supérieur. Ils sont absents des séries des régions centro-méridionales. La transgression téthysienne n'a donc pas atteint le domaine marin pacifique par cette voie, au Jurassique. Dans cette direction la limite des domaines marins téthysien et pacifique était d'autant plus éloignée qu'il faut ajouter au domaine continental Oaxaquenien les séparant la plus grande partie de l'Amérique centrale, replacée dans sa position mésozoïque.

Le Néocomien-Aptien est représenté par des dépôts littoraux ou lagunaires (Groupe Sabinal) et des évaporites. Ils supposent une stagnation, voire un recul, du rivage téthysien avant la transgression albienne. Ceci n'est pas sans rappeler, symétriquement par rapport au bassin cuicatèque-guatémaltèque, la régression néocomienne-aptienne constatée au Chiapas. On peut l'interpréter comme le résultat d'une légère surélévation des domaines continentaux encadrant le bassin, au cours de son individualisation.

Les calcaires albo-cénomaniens des régions centro-méridionales sont corrélables en âge et en faciès à la Formation Teposcolula. L'érosion, dans les régions centrales, n'en a seulement conservé qu'environ 300m à l'affleurement. Cependant le forage Teposcolula l'a traversée sur 1060m, épaisseur sensiblement supérieure à celle des assises de même âge des coupes précédentes.

Les régions centrales du massif ont donc été transgressées plus tôt, et, jusqu'à la fin du Cénomaniens, les dépôts, toujours néritiques, sont épais. Ceci peut justifier le terme de "bassin de Tlaxiaco" utilisé par les géologues pétroliers, mais en restreignant son étendue aux seules régions centrales du massif et en le regardant comme une zone anciennement déprimée et un peu plus subsidente de la plate-forme d'Oaxaca. Comme on l'a vu, ce n'est sans doute pas par hasard que ce bassin paraît se situer à l'emplacement de la suture taconique.

La lacune sédimentaire qui, dans les régions centro-méridionales, se traduit notamment par une surface durcie au toit des carbonates albo-cénomaniens, correspond au Turonien et au Sénonien inférieur. On ne connaît pas non plus ces étages dans les régions de Tlaxiaco-Teposcolula, où les calcaires albo-cénomaniens sont surmontés en concordance par quelques lambeaux de grès et de marnes campano-maestrichtiens (Salas, 1949 ; López-Ticha, 1969 ; Ferrusquia, 1970-1976). La datation campano-maestrichtienne de couches rouges dans les régions centro-méridionales et l'existence au Sud de Tehuacán (Los Reyes Mezontlá) de couches rouges à débris de rudistes discordantes sous le Tertiaire, laissent supposer que bien des affleurements attribués au Tertiaire dans le Massif d'Oaxaca, où le Mésozoïque est en général peu plissé, sont d'âge sénonien. Les rares témoins marins campano-maestrichtiens des régions centrales, dont le faciès rappelle les niveaux supérieurs de la série de Sola de Vega, forment peut être aussi partie d'une série molassique essentiellement continentale. Quoi qu'il en soit, il existe le même hiatus sédimentaire du Turonien-Sénonien inférieur.

Ce n'est, hormis les bordures orientale et occidentale, que dans la partie septentrionale du massif (Petlalcingo) que l'on connaît des formations marines d'âges turonien et sénonien inférieur. On a vu qu'elles débutent par un conglomérat, reposant jusque sur le socle (Salas, 1949). La lacune du Turonien-Sénonien inférieur des régions centrales et méridionales du massif est donc due à une émergence, dès la limite Cénomaniens-Turonien. Elle n'est pas la conséquence d'une phase tectonique plicative affectant la couverture du massif, mais le contre-coup de la première tectonisation de la ceinture volcanique d'âge jurassique supérieur-cénomaniens, à l'Ouest du bloc d'Oaxaca.

L'érosion de la couverture et du socle d'Oaxaca, au Turonien et au Sénonien inférieur, alimente les séries détritiques marines de sa bordure orientale et du bassin cuicatèque.

Durant le Sénonien supérieur, s'accumulent de puissants dépôts molassiques rouges, à intercalations marines, montrant un retour épisodique de la mer. Les éléments viennent, pour partie, de la destruction de l'édifice volcanique marginal tectonisé. Ce brusque envahissement du massif d'Oaxaca par des séries détritiques est contemporain de la généralisation des faciès terrigènes dans la Sierra Madre Orientale (4ème partie). On peut en donner la même interprétation, à savoir que l'édifice cordilléraire occidental a peut être connu une reprise tectonique subhercynienne.

La phase laramienne n'a eu que des effets plicatifs discrets sur la couverture centro-méridionale du massif d'Oaxaca. Les déformations, en large plis droits, sont plus accusées dans les régions centrales. Cette différence est liée, sans nul doute, à la présence au centre du massif d'un niveau de décollement évaporitique anté-albien, bourré dans les coeurs anticlinaux comme le montrent les énormes épaisseurs de gypse et d'anhydrite traversées par les forages pétroliers.

D. PARENTE DES SÉRIES MÉSOSOÏQUES CENTRO-MÉRIDIIONALES DU BLOC D'OAXACA ET DES SÉRIES DE PLATE-FORME DU NORD DU BLOC DU HONDURAS.

Les données concernant les séries sédimentaires mésozoïques du bloc du Honduras ont été exposées précédemment (3ème partie). Rappelons qu'on y reconnaît deux grands ensembles :

-En direction de la marge du Pacifique, des terrains fortement tectonisés auxquels appartient la Formation El Plan (Trias supérieur - Jurassique inférieur) et une série volcano-détritique renfermant des passées calcaires albo-cénomaniennes. Ce premier ensemble est comparable aux séries de la bordure occidentale du bloc d'Oaxaca. Il a été intensément plissé avant le dépôt des formations rouges du Crétacé supérieur du Groupe Valle de Angeles, probablement au cours de la phase "orégonienne" de la limite Cénomaniens-Turonien.

-Au Nord du bloc du Honduras, une plate-forme comprenant un socle cristallophyllien surmonté par la formation détritique rouge Todos Santos suivie d'une série marine carbonatée néritique, le Groupe Yojoa, puis par les sédiments détritiques rouges concordants du Groupe Valle de Angeles.

Au Honduras, comme en Oaxaca, l'épaisseur de la Formation Todos Santos est très variable. Il n'est pas logique, par comparaison avec la Formation El Plan du Honduras dont la signification est différente (série transgressive d'obédience pacifique), ou sur la base de l'âge de la flore rencontrée dans la Formation Rosario d'Oaxaca, de limiter l'âge de la Formation Todos Santos des blocs du Honduras et d'Oaxaca au Jurassique : il s'agit, comme ailleurs, d'une molasse continentale post-appalachienne, dont l'âge du toit dépend de l'âge variable de la transgression téthysienne selon les régions. Au Nord du bloc du Honduras, comme au Sud du bloc d'Oaxaca, l'âge de la Formation Todos Santos correspond à l'intervalle Permien supérieur - Crétacé inférieur.

Le Groupe Yojoa débute au voisinage du lac de Yojoa, près de Pito Solo (Mills et al., 1967 ; Wilson, 1974), par quelques dizaines de mètres de marnes, de grès et de calcaires. Ces niveaux de base peuvent être comparés aux premiers niveaux marins de la coupe de Sola de Vega. Les assises carbonatées qui les surmontent ont la même épaisseur (environ 700 mètres) et les mêmes lithofaciès que ceux des coupes de Sola de Vega et d'Ojo de Agua. Au Honduras, les associations microfaunistiques sont d'âge aptien supérieur à albien moyen pour la plus grande partie de la série, et albo-cénomaniens probable pour ses vingt mètres sommitaux plus finement lités et à intercalations marneuses (Formation Guare). H.H. Wilson (1974) signale dans ces niveaux la présence d'une ammonite attribuée, avec réserve, au groupe *Acanthoceras* du Cénomaniens.

La sédimentation carbonatée du Groupe Yojoá est brutalement interrompue par les conglomérats et grès rouges de la Formation Valle de Angeles. Au Nord du Honduras, comme au Sud du bloc d'Oaxaca, la série détritique rouge qui surmonte les calcaires albo-cénoamiens est concordante, et son épaisseur atteint ou dépasse 1000 mètres. Elle renferme des intercalations lagunaires ou marines littorales. Au Honduras, ce sont les calcaires rognoneux et les marnes de la Formation Esquias. Leur âge, crétacé à tertiaire inférieur (Mills et al., 1967 ; Morne et al., 1974) n'a pu être précisé. La Formation Cantarranas, incluse elle aussi dans le Groupe Valle de Angeles dans la région où il repose en discordance sur la série volcano-sédimentaire mésozoïque plissée, n'est pas mieux datée (3ème partie).

La Formation Esquias du Honduras a pour équivalent les niveaux marins fossilifères d'âge crétacé supérieur - paléocène ? de Sola de Vega et d'Ojo de Agua. L'âge de leur base, campano-maestrichtien et Santono-campaniens, permet de supposer que dans les régions septentrionales du Honduras le Groupe Valle de Angeles est peut être uniquement Sénonien supérieur - Paléocène. La présence de conglomérats turoniens en Oaxaca (Petlalcingo) montre que localement les dépôts détritiques, consécutifs à la phase orégonienne, sont apparus plus tôt. C'est peut être aussi le cas en Amérique centrale, pour les niveaux inférieurs du Groupe Valle de Angeles, dans les régions méridionales du Honduras où cette formation est plus proche de l'édifice orégonien ou le surmonte en discordance (Tegucigalpa).

En plus de la très grande parenté sédimentaire des séries mésozoïques des régions centro-méridionales du bloc d'Oaxaca et du Nord du bloc du Honduras, leur déformation plicative, toujours faible, est analogue (3ème partie). On peut noter cependant que les directions laramiennes dans l'un et l'autre bloc, nord - nord-ouest - sud - sud-est en Oaxaca, nord-ouest - sud-est au Honduras (Case et Holcombe, 1980), sont légèrement différentes. Il est vraisemblable que cette obliquité a été acquise progressivement durant

la translation vers l'Est du bloc du Honduras au cénozoïque. Elle confirme que le bloc du Honduras a subi une rotation anti-horaire par rapport à l'Amérique du Nord (Gose et Swartz, 1971).

Les similitudes stratigraphiques et structurales des séries mésozoïques de plate-forme du Honduras et d'Oaxaca complètent les comparaisons déjà effectuées entre ces deux blocs (2ème et 3ème parties). Leur homologie et, au contraire, l'opposition des caractéristiques géologiques des socles et des couvertures des domaines chiapanéco-quiché et centro-américain (1ère partie) qui se prolongent géographiquement, montrent à l'évidence que le système Polochic-Motagua s.l. a juxtaposé deux domaines éloignés de plus de 1000 kilomètres à la fin du Crétacé.

La séparation du bloc du Honduras de la plaque nord-américaine au niveau de la Fosse d'Acapulco, puis sa migration progressive vers l'Est, sont à l'origine des principaux événements intervenus au Mexique méridional durant le Cénozoïque. On lui doit notamment :

- l'apparition, face aux côtes mexicaines méridionales qui résultent de cette troncature, d'un nouveau domaine océanique pacifique correspondant aujourd'hui à la plaque de Cocos. Sa subduction va donner naissance à un magmatisme plutonique et volcanique dont l'âge et la distribution sont fonction du calendrier de la dérive du bloc centro-américain ;

- la naissance dans le domaine continental d'importants systèmes de failles. Ils conditionnent, avec les réseaux plus anciens, la localisation du volcanisme. Mais surtout, le long des principaux, se produisent des coulisages sénestres de très grandes ampleurs ;

- la tectonisation du domaine olmèque, chiapanèque et quiché.

Les diverses conséquences de la troncature de l'extrémité sud du continent nord-américain expliquent en très grande partie la complexité du Mexique méridional.

De plus, au Mésozoïque, son évolution a été assez largement différente de celle du Mexique septentrional. Si dans l'ensemble du Mexique on peut distinguer, au Mésozoïque, un domaine occidental d'obédience pacifique et un domaine oriental d'obédience téthysienne, dans les régions méridionales leur histoire est plus directement liée aux modalités de la séparation des continents nord et sud américains et à l'évolution du domaine caraïbe, né de cette séparation.

Les données géologiques du Mexique méridional peuvent donc aider à mieux comprendre ou préciser les relations entre la Téthys et le Pacifique et l'évolution des plaques ou des paléo-plaques pacifique, nord-américaine et caraïbe. Ce sera l'objet de la dernière partie de ce mémoire.

6ème PARTIE

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU MEXIQUE MERIDIONAL ET DES DOMAINES VOISINS DANS LE CADRE DE LA TECTONIQUE DE PLAQUES.

*
* *

CHAPITRE I : RESUME DES DONNEES GEOLOGIQUES CONCERNANT LE MEXIQUE MERIDIONAL ET LEUR INTERPRETATION GEODYNAMIQUE.

Une coupe générale du Mexique méridional allant de la fosse d'Acapulco au Golfe du Mexique (Pl. X) permet de résumer les données précédentes et de rappeler l'interprétation géodynamique que nous en donnons.

A. L'AVANT-PAYS MEXICAIN.

Les ceintures mésozoïques et tertiaires mexicaines ont pour avant-pays deux domaines, l'un continental, l'avant-pays maya, l'autre marin, la plus grande partie du Golfe du Mexique (Pl. XI).

I. L'AVANT-PAYS MAYA.

Il a pour socle, atteint par les forages pétroliers, des roches épimétamorphiques (chlorito-schistes et quartzites) et magmatiques (granites et rhyolites). On ne connaît ni leur distribution ni leur âge, hormis pour les rhyolites, datées du Silurien inférieur (taconiques ?).

La présence d'épaisses séries sédimentaires du Paléozoïque supérieur affleurant, au Sud, dans les domaines voisins (Honduras britannique, Guatemala, Chiapas), et les âges radiométriques et faunistiques paléozoïque supérieur fournis par des roches épimétamorphiques cachetées ou affleurantes, à l'Ouest (plaines côtières du Golfe du Mexique, Sud de la Sierra Madre Orientale, Sierra de Juarez), permettent de supposer que les terrains épimétamorphiques de l'avant-pays maya correspondent aux zones internes d'une ceinture orogénique du Paléozoïque supérieur (1ère et 4ème parties).

Sur ce socle, reposent des sédiments rouges, peu épais, au moins là où les forages pétroliers les ont traversés. Ils peuvent être regardés comme une molasse continentale post-appalachienne, l'équivalent de la Formation Todos Santos qui affleure largement au Sud du Mexique et en Amérique centrale.

La molasse post-appalachienne est surmontée par une puissante série d'évaporites, anhydrite, gypse et halite où s'intercalent des dolomies, calcaires dolomitiques, calcaires récifaux et para-récifaux (Fig. I-16). Elle est d'âge néocomien à éocène inférieur. Cette série peut dépasser 3000 mètres d'épaisseur, ce qui implique, compte-tenu de ses caractères, une subsidence lente mais continue de l'avant pays maya durant le Crétacé et le début du Tertiaire.

L'Eocène supérieur est représenté par des calcaires littoraux. Ils passent vers le Golfe à des dépôts un peu plus profonds, marnes et argilites.

Il semble que l'on ait partout une importante lacune de l'Oligocène et du Miocène inférieur, traduisant une première émergence.

Le Miocène supérieur et le Pliocène affleurent largement au Nord et à l'Est du domaine, et sont à faciès littoral.

L'avant-pays maya est resté tabulaire. Il a été seulement faillé, surtout sur sa marge caraïbe, selon une direction principale parallèle à la limite ouest du bassin du Yucatán.

II. L'AVANT-PAYS MARIN DU GOLFE DU MEXIQUE.

Il a pour soubassement, d'après les données sismiques, dans sa partie centrale une croûte de type océanique, et, ailleurs, une croûte amincie.

Sur la croûte amincie reposent des sédiments continentaux rouges et de puissants dépôts évaporitiques datés du Jurassique moyen. Ces séries font le plus généralement défaut sur la croûte océanique. La présence, locale, d'évaporites, sur la croûte océanique, peut résulter de glissements gravitaires. Ce n'est qu'à partir du Crétacé que les sédiments reposent indifféremment sur les deux types de croûtes.

La croûte océanique du Golfe du Mexique est donc née durant le Jurassique supérieur. Elle n'est pas le témoin d'une suture paléozoïque supérieure incomplète entre les continents nord et sud-américains, mais celui de la progression vers l'Ouest du domaine océanique téthysien mésozoïque.

Les sédiments crétacés, carbonatés, sont à faciès profond à partir du Cénomaniens.

Durant le Cénozoïque se sont accumulées des turbidites à radiolaires et nannofossiles, provenant de l'érosion des reliefs des orogènes laramiens et "chiapanèque".

La profondeur actuelle des dépôts continentaux post-appalachiens et de la croûte océanique montre que la subsidence du Golfe du Mexique durant le Crétacé et le Cénozoïque a été d'au moins 9000m. Elle a sans doute atteint 12000m dans la partie centrale du Golfe.

Le Golfe du Mexique est donc un avant-pays "singulier", à caractère de bassin hypersubside, à fond en partie océanique. Son hypersubsidence,

du Crétacé à l'actuel, est vraisemblablement due à la nature de son plancher qui, après avoir connu une expansion océanique limitée au Jurassique supérieur, s'est refroidi et enfoncé peu à peu.

L'avant-pays du Golfe du Mexique est accidenté de dômes salifères résultant de la montée, du fait de leur faible densité et de leur plasticité, des évaporites du Jurassique moyen, au travers des sédiments mésozoïques restés horizontaux. La déformation des régions occidentales du domaine marin actuel du Golfe du Mexique (Mexican Ridges) a une autre cause, et ces rides n'appartiennent pas à l'avant-pays (1ère partie).

B. LA CEINTURE OLMEQUE, CHIAPANEQUE ET QUICHE.

C'est la ceinture plissée la plus externe du Mexique et de l'Amérique centrale. Au Sud-Est, elle forme un édifice dont l'altitude peut dépasser 3500m (domaines chiapanèque et quiché). Au Nord-Ouest, par suite de l'abaissement de son socle et du plongement nord-ouest des plis de sa couverture, elle correspond aux plaines côtières mexicaines situées à l'Ouest du Golfe du Mexique (domaine olmèque) et à la région plissée immergée du Golfe (Mexican Ridges). C'est dans cette ceinture que se situent les plus gros gisements pétroliers du Mexique.

*Le socle affleure au Chiapas, au Guatemala et au Honduras britannique. Il comporte :

- *des terrains cristallophylliens*, gneiss, amphibolites et micaschistes. Ce sont les témoins d'un édifice calédonien, vraisemblablement structuré dès la phase taconique de la limite Ordovicien-Silurien (ni au Mexique méridional, ni en Amérique centrale on ne connaît de formations d'âge silurien ou dévonien, en dehors de quelques intrusifs).

- *des séries sédimentaires* marines, épicontinentales, épaisses, du Mississippien au Permien moyen, fortement plissées durant la phase "appalachienne" de la limite Permien moyen - Permien supérieur. Ces séries sont analogues, en faciès, en âge, et en déformation, aux assises d'âge paléozoïque supérieur de Colombie et du Venezuela. Elles se rattachent, non au système appalachien de l'Amérique du Nord, mais à l'édifice hercynien du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud.

- *des batholites granitiques et granodioritiques* post-appalachiens, permo-triasiques. Le principal, à l'affleurement, est le batholite du Chiapas que l'Océan Pacifique borde à l'heure actuelle sur 300 kilomètres, du système Polochic-Motagua à l'isthme de Tehuantepec. Il est prolongé, au delà de l'isthme, par le batholite de la Mixtequita. Les forages pétroliers des plaines du Golfe du Mexique ont montré la présence d'un socle essentiellement granitique, sans doute de même âge, encore plus au Nord, jusque dans la région de Tampico.

*La couverture débute par la molasse continentale post-appalachienne Todos Santos, discordante sur le socle. Au Chiapas s'y intercalent des coulées volcaniques d'âge jurassique moyen et supérieur. Elles témoignent de la distension crustale qui a précédé et accompagné l'ouverture océanique du Golfe

du Mexique, et dont on sait (Gulf Coast des Etats-Unis) qu'elle a débuté au Trias. Au sommet des couches rouges apparaissent des évaporites, discrètes ou inexistantes à l'affleurement, mais bourrées sur de très fortes épaisseurs dans tous les coeurs des anticlinaux forés.

La transgression mésozoïque, annoncée par des incursions marines en bordure du Golfe au Lias et au Jurassique moyen, ne commence franchement qu'à l'Oxfordien. Elle atteint un premier maximum d'extension à la fin du Jurassique, sans toutefois que l'ancien continent soit totalement submergé. Sa progression à partir de l'Est et les affinités faunistiques montrent qu'elle est d'obédience téthysienne.

Du Berriasien à l'Aptien, le rivage téthysien recule légèrement, au moins au Chiapas.

La transgression albiennne, générale à l'ensemble du Mexique et à l'Amérique centrale, submerge totalement le socle et sa couverture molassique continentale. A la sédimentation détritique et carbonatée néritique du Jurassique et du Crétacé inférieur succède le dépôt d'une puissante série de calcaires récifaux et para-récifaux, souvent dolomitisés, de l'Albien jusqu'au Sénonien inférieur.

La partie occidentale du domaine chiapanèque émerge et subit une forte érosion à la fin du Sénonien inférieur. Le Campano-Maestrichtien des régions occidentales et méridionales des domaines chiapanèque et quiché est caractérisé par des dépôts détritiques, à éléments ophiolitiques dans le domaine quiché. Dans les régions orientales et septentrionales de ces domaines la sédimentation demeure carbonatée.

Une nouvelle surrection, accompagnée d'un découpage par failles du domaine chiapanèque, prend place à la fin du Crétacé et se poursuit durant le Paléocène. La mer est rejetée vers le Nord, en direction du Golfe du Mexique. Les 2/3 du domaine chiapanèque et la totalité du domaine quiché demeurent émergés à partir de l'Eocène inférieur. Dans le domaine olmèque et au Nord-Ouest du Chiapas se sédimentent, de l'Eocène au Miocène moyen, d'épaisses séries volcaniques marines. Le rivage fluctue selon les époques, l'Eocène moyen et le Miocène inférieur correspondant à des épisodes transgressifs.

Le Pliocène et le Quaternaire sont caractérisés par des dépôts fluviolacustres discordants, localement marins au voisinage du Golfe, et par une activité magmatique dans les domaines chiapanèque et olmèque.

- L'émersion à la fin du Sénonien inférieur des régions occidentales du domaine chiapanèque et l'apparition au Campanien de dépôts détritiques, à éléments ophiolitiques dans le domaine quiché, sont la conséquence d'une importante phase plicative accompagnée de métamorphisme, affectant le domaine venant à l'arrière de cette première ceinture.

- Le faillage fini-crétacé-paléocène du Chiapas est contemporain de l'ouverture du bassin du Yucatan. Cette tectonique cassante est liée à la naissance du proto-système Polochic-Motagua. L'absence de tectonique plicative laramienne dans la ceinture olmèque, chiapanèque et quiché est l'une de ses principales différences avec la Sierra Madre Orientale.

- C'est à la limite du Miocène moyen - Miocène supérieur que s'initie la tectonisation principale de cette ceinture (phase chiapanèque). Elle est caractérisée par le décollement de la couverture au toit du tégument molassique post-appalachien, son plissement, et par l'activité contemporaine, au niveau du socle et de la couverture, de mégadécrochements sénestres passant à des chevauchements. Leur jeu, au Chiapas, est accompagné d'une torsion systématique des structures plissées, analogue au mégacrochon que dessine l'extrémité méridionale de la ceinture à l'approche du système Polochic-Motagua. Cette tectonique transpressive, qui se poursuit peut être actuellement près de ce système, est due au passage du bloc du Honduras à l'arrière et au Sud des domaines chiapanèque et quiché.

- Le plutonisme et le volcanisme andésitique parallèles à la côte du Pacifique, qui apparaissent au Chiapas à partir du Pliocène, traduisent la subduction de la plaque océanique de Cocos. Elle n'est devenue possible à l'arrière du domaine mexicain le plus externe que lorsque le bloc du Honduras, séparé du continent nord-américain, s'en est suffisamment éloigné pour laisser place à un fond océanique. Cette subduction, à fort plongement, est accompagnée au Chiapas d'une néotectonique distensive déterminant des failles normales parallèles à la côte du Pacifique, et comparable à celle de la marge pacifique centro-américaine.

Le volcanisme plio-quatenaire alcalin et hyperalcalin qui jalonne la bordure du Golfe du Mexique du Nord de l'isthme de Tehuantepec à la frontière des Etats-Unis ne peut être, en raison de son chimisme et de sa situation, directement lié à la subduction de la plaque de Cocos. Il témoigne d'une distension à la limite croûte continentale - croûte amincie du Golfe. Elle peut être une conséquence de la progression vers le Nord de la dorsale du Pacifique oriental et de l'ouverture du Golfe de Californie : celle-ci s'effectuant selon la même direction que l'alignement volcanique de la marge du Golfe du Mexique.

C. LA SIERRA DE JUAREZ.

Cet édifice montagneux prolonge la Sierra Madre Orientale au Sud de l'axe néovolcanique transmexicain et se trouve tronqué à la côte pacifique au niveau de l'isthme de Tehuantepec.

La Sierra de Juarez comprend deux grands domaines paléogéographiques et structuraux, l'un externe, l'autre interne.

I. LE DOMAINE EXTERNE.

Il se situe en position orientale, directement à l'arrière de la ceinture précédente. Sa partie septentrionale est la plus développée. Elle correspond à la plate-forme de Cordoba. Sa partie méridionale est représentée par les témoins de la couverture sédimentaire du versant pacifique du batholite Chiapas - Mixtequita.

Le socle n'affleure que dans la région isthmique où il s'agit donc

de la partie interne du batholite permo-triasique Chiapas-Mixtequita. C'est vraisemblablement ce même substratum granitique incliné vers le Nord-Ouest (cf supra) qui constitue le soubassement de la plate-forme de Cordoba. Il n'a pas été atteint pas les forages.

La sédimentation mésozoïque est analogue à celle de la ceinture externe, c'est-à-dire que sont déposés :

- des sédiments molassiques continentaux post-appalachiens présents à l'affleurement ;
- localement des évaporites, connues seulement par forages dans l'unité la plus externe de la partie septentrionale du domaine ;
- localement des sédiments détritiques marins littoraux d'âge jurassique supérieur à aptien, présents à l'affleurement également au Nord du domaine ;
- partout, une puissante série carbonatée de plate-forme d'âge albien à sénonien inférieur ;
- enfin, des dépôts terrigènes marins du Sénonien supérieur. Cette sédimentation détritique s'est poursuivie durant le Paléocène.

Les différences essentielles avec la ceinture externe sont :

- sur le plan sédimentaire, l'absence de formations marines post-paléocènes ;
- sur le plan tectonique, le style et l'âge de la déformation majeure : le domaine externe de la Sierra de Juarez est formé de plusieurs unités tectoniques plissées et empilées, limitées par des plans de cisaillement. Cette tectonique est due à la phase laramienne du Crétacé terminal - Paléocène.

II. LE DOMAINE INTERNE.

Il chevauche le domaine précédent et, comme lui, comprend diverses unités tectoniques.

A hauteur de la coupe de référence, l'unité la plus orientale (Unité d'Ixtlán) possède un soubassement de micaschistes paléozoïques traversé de dykes et de sills basiques foliés. Il est surmonté par la molasse rouge post-appalachienne, peu épaisse, plissée isoclinalement et épimétamorphique.

Les formations marines mésozoïques sont celles du bassin cuicatèque. Elles comprennent :

- Une série détritique d'âge berriasien-aptien. Les éléments terrigènes proviennent des socles de plate-formes voisines. Il s'y ajoute des lentilles de serpentinites et des coulées diabasiques à chimisme de zones en extension.

- Des calcaires à lits siliceux, à microfaune pélagique, d'âge albo-cénomaniens.
- Un flysch calcaire, épais, d'âge turonien-sénonien inférieur.

On ne connaît pas de socle continental dans les unités plus internes, constituées par les formations du bassin cuicatèque. Le volume des serpentinites et des diabases y est plus important.

Au Nord-Ouest de l'édifice, deux unités de socle chevauchent les unités précédentes. L'une (Unité du Sombrerete) est formée de gneiss granulitiques; l'autre (Unité de Teotitlán del Camino) de migmatites. Elles sont recoupées par des plutons basiques d'âges radiométriques situés à la limite Jurassique-Crétacé. Les gneiss et les migmatites de ces unités sont analogues aux formations d'âges précambrien supérieur et paléozoïque inférieur du socle du bloc d'Oaxaca auxquelles ils sont à rattacher.

Le bassin cuicatèque s'est ouvert par distension crustale à la limite Jurassique-Crétacé. Il se prolongeait :

- au Nord de l'axe néovolcanique transmexicain par le bassin de la Haute-Chaîne - Haut Plateau Central de la Sierra Madre Orientale, à fond continental ;

- au Sud de la troncature des côtes sud-mexicaines par le bassin guatémaltèque, à fond océanique.

Le bassin cuicatèque et le bassin guatémaltèque se sont refermés au cours de la phase subhercynienne de la limite Sénonien inférieur - Sénonien supérieur. Cette phase a été accompagnée de métamorphisme dans les schistes verts, progradant vers le Sud, et suivie de plutonisme (plutons de la région isthmique et plutons de Chiquimula et Chinautla au Guatemala).

L'érosion de l'édifice résultant de la phase subhercynienne a alimenté les dépôts terrigènes marins campano-maestrichtiens du domaine externe de la Sierra de Juarez et de la ceinture externe, et les dépôts continentaux plissés discordants sur le domaine interne de la région isthmique.

La phase laramienne a provoqué les cisaillements limitant les diverses unités, et structuré définitivement le domaine interne. Il ne connaîtra que des retouches tectoniques, dues à des plis de fond d'âge miocène inférieur et à des failles verticales.

Un plastron volcanique andésitique et ignimbrétique et des plutons associés cachètent une grande partie de la Sierra de Juarez dans ses régions méridionales. Leur âge miocène montre que la subduction face aux côtes méridionales du Mexique a débuté plus tôt à l'Ouest de l'isthme de Tehuantepec qu'à hauteur du Chiapas.

La Sierra de Juarez a pour limite occidentale le système de failles verticales cuicatèque. Il se superpose probablement au réseau distensif ayant donné naissance au bassin cuicatèque.

D. LE BLOC D'OAXACA.

Il comporte un socle cristallophyllien et sédimentaire et une couverture mésozoïque et cénozoïque.

- *Le socle anté-paléozoïque supérieur* est constitué de deux ensembles, limités par un ancien contact tectonique majeur :

. A l'Est, le domaine zapotèque est formé de paragneiss et d'orthogneiss. Ils résultent du métamorphisme, dans le faciès des granulites, d'une épaisse série détritique à épisodes carbonatés, traversée d'intrusions gabbro-anorthositiques. Ils sont à rattacher à la ceinture grenvillienne de l'Amérique du Nord.

Les gneiss précambriens sont recouverts par quelques lambeaux sédimentaires d'âge trémadocien.

. A l'Ouest, le domaine mixtèque est formé de terrains moins métamorphiques, métasédimentaires et métaophiolitiques, correspondant à une ancienne série océanique cambro-ordovicienne. Ils ont été traversés par des plutons granitiques au Silurien inférieur.

Ces deux domaines ont été suturés lors de la phase taconique de la limite Ordovicien-Silurien.

- *Le socle paléozoïque supérieur* est représenté par de rares témoins d'une série sédimentaire littorale ou continentale peu épaisse. Elle est du Carbonifère - Permien ? et n'a été que peu déformée par la tectonique hercynienne.

- *La couverture de la bordure orientale du bloc d'Oaxaca* est constituée par :

- . la molasse continentale post-appalachienne ;
- . des sédiments détritiques marins d'âge berriasien-aptien ;
- . des calcaires à lits siliceux de l'Albo-Cénomaniens ;
- . un flysch calcaire du Turonien - Sénonien inférieur.

Cette succession est parente en faciès et en âges de celle des séries sédimentaires du bassin cuicatèque. Elle s'en différencie par l'absence de coulées basiques, de lentilles, de serpentinites et de métamorphisme. Elle correspond à la marge continentale occidentale de ce bassin.

Ces formations sont intensément plissées et recouvertes en discordance par une épaisse molasse rouge éocène-oligocène, déformée en larges plis au Miocène inférieur.

- *La couverture des régions centrales du bloc d'Oaxaca* est constituée par :

. La molasse continentale post-appalachienne. Il s'y intercale parfois des sédiments marins littoraux d'âge jurassique moyen et jurassique supérieur. Ils témoignent d'une avancée téthysienne jurassique jusqu'au cœur du massif. Elle paraît avoir été dirigée par une paléo-dépression située à l'emplacement de la suture taconique.

. Des sédiments détritiques littoraux, peu répandus, et des évaporites d'âge néocomien-aptien traduisant une stagnation ou un recul du rivage téthysien.

. Des calcaires de plate-forme albo-cénomaniens, moins épais que ceux de la ceinture externe et que ceux du domaine externe de la Sierra de Juarez.

. De puissants dépôts terrigènes conglomératiques et gréseux, essentiellement continentaux, à couleur rouge dominante et à intercalations marines. Ils apparaissent dès le Turonien mais sont surtout développés à partir du Campanien.

L'émersion des régions centrales du bloc d'Oaxaca à la limite du Cénomarien-Turonien est la conséquence de la tectonisation de la cordillère volcanique mésozoïque de la marge occidentale du Mexique.

L'érosion de la couverture émergée puis du socle a alimenté le flysch calcaire du Turonien-Sénonien inférieur de la bordure orientale du massif et du domaine interne de la Sierra de Juarez.

La déformation plicative laramienne des séries mésozoïques est faible.

Les séries mésozoïques de la couverture centro-méridionale du bloc d'Oaxaca sont semblables stratigraphiquement et tectoniquement à celles du Nord du Honduras.

Au cours du Tertiaire se sont déposées, en discordance, des molasses continentales rouges post-laramiennes, surmontées par des épanchements volcaniques. A l'Est du bloc, ils sont d'âge miocène et appartiennent au plastron qui couvre aussi la Sierra de Juarez. A l'Ouest du bloc ils sont d'âge oligocène et se rattachent au volcanisme de la Sierra Madre Occidentale. Ces derniers témoignent de la subduction de la plaque océanique Farallon face aux côtes occidentales du Mexique, et non d'une subduction face aux côtes méridionales.

La tectonisation par failles parallèles au système cuicatèque et aux côtes méridionales du Mexique (système Atoyac) est très importante.

La couverture occidentale du bloc d'Oaxaca n'apparaît pas au niveau de la coupe de référence, où les décrochements du système Atoyac placent la couverture centro-méridionale du bloc d'Oaxaca au contact des formations du système cordilléraire occidental. Elle est constituée par :

- La molasse continentale post-appalachienne.
- Des évaporites connues à l'affleurement et par forages sous les calcaires albo-cénomaniens.
- Des calcaires argileux et des marnes d'âge néocomien ? aptien (Formation Acahuizotla, Z. de Cserna, 1965) surmontés par des calcaires de plate-forme albo-cénomaniens (Formation Morelos, Fries, 1960).
- Des calcaires fins à lits siliceux alternant avec des niveaux de lutites (Formation Xochicolco). On y note la présence de radiolaires. C.

Fries (1960) attribuait cette formation au Barrémien et à l'Aptien. G. Ontiveras (1973) a montré qu'il s'agit d'un faciès profond de l'Aptien-Cénomanién, équivalent latéral du sommet de la Formation Acahuizotla et de la Formation Morelos.

La bordure occidentale du massif d'Oaxaca est donc caractérisée, jusqu'à la fin du Cénomanién, par une sédimentation montrant le passage de la plate-forme des régions centrales à un bassin. Celui-ci correspond, pour partie, aux formations volcano-détritiques non métamorphiques (ensemble Huetamo-Cutzamala) du Jurassique terminal-Albien, Cénomanién ? apparaissant en fenêtre dans l'édifice cordillérain occidental.

L'évolution des faciès de la plate-forme du Honduras vers un bassin volcano-sédimentaire en direction du Pacifique est analogue.

-Des dépôts détritiques littoraux datés du Turonien et du Coniacien à leur base (Formation Mexcala). Comme l'apparition au Turonien des faciès terrigènes dans le reste du bloc d'Oaxaca et le domaine interne de la Sierra de Juarez, ils sont la conséquence de la tectonisation du système cordillérain occidental.

Ces formations sont fortement plissées. Un forage (puits Tecumán) a mis en évidence l'existence d'importantes failles inverses laramiennes. Le train structural général est dirigé nord - nord-ouest - sud - sud-est à nord-sud. Au Sud de Chilpancingo les plis prennent une direction ouest - nord-ouest - est - sud-est (López-Ramos, 1978). Cette torsion des structures à la limite du bloc d'Oaxaca et de la Sierra Madre du Sud s.s., comme celle des plis de la couverture centro-méridionale du bloc (Miahuatlán), a été provoquée par le jeu sénestre des failles du système Atoyac.

La couverture tertiaire, continentale, est représentée par la molasse rouge post-laramienne (Groupe Balsas) et les formations volcaniques du prolongement méridional de la Sierra Madre Occidentale, qui prennent de plus en plus d'importance vers l'Ouest.

E. LE SYSTEME CORDILLERAIN OCCIDENTAL.

La couverture occidentale du bloc d'Oaxaca est chevauchée par les séries épimétamorphiques du système cordillérain occidental. Le front de chevauchement se situe à l'Ouest d'une ligne Taxco-Iguala-Chilpancingo, et passe près de Teloloapan. Ces séries comprennent :

- des roches métavolcano-sédimentaires datées par des ammonites d'âge portlandien et aptien-albien ;

- des roches métavolcaniques principalement trachy-andésitiques à intercalations métasédimentaires. Des lentilles de marbres ont fourni des coraux, des nérinées et des rudistes d'âge albo-cénomanién. Des empreintes de pas de dinosauriens d'âge jurassique moyen - crétacé inférieur ont été relevées sur des schistes rouges.

Les roches métavolcano-sédimentaires à ammonites correspondent à la partie interne du bassin qui bordait à l'Ouest le bloc d'Oaxaca. Ce bassin, situé en position arrière-arc, paraît avoir été dépourvu de fond océanique.

Les roches métavolcaniques correspondent au magmatisme marginal engendré par la subduction du Pacifique, du Jurassique supérieur au Cénomanién.

Les formations volcano-sédimentaires et volcaniques ont été charriées sur la bordure occidentale du bloc d'Oaxaca au cours de la phase "orégonienne" de la limite Cénomanién-Turonien. Cette phase est responsable du métamorphisme des séries dans le faciès des schistes verts et de la mise en place d'intrusions granitiques. Elle a donné naissance à un édifice émergé, le "continent occidental" de M. Alvarez Jr. (1949). Elle a provoqué, par contre-coup l'émergence des régions centrales du bloc d'Oaxaca.

En plusieurs points, les contacts avec la couverture occidentale du bloc d'Oaxaca sont cachetés par des dépôts détritiques marins ou continentaux rouges d'âge crétacé supérieur. La généralisation des faciès détritiques en avant de l'édifice, au Sud comme au Nord du Mexique, traduit peut être une reprise tectonique durant la phase subhercynienne de la limite Sénonien inférieur - Sénonien supérieur.

Les formations épimétamorphiques charriées sur les calcaires albo-cénomaniens, leur couverture discordante et les séries autochtones, ont été à nouveau plissées et affectées de cisaillements durant la phase laramienne. Elle est scellée par la molasse continentale tertiaire. Le volcanisme de la Sierra Madre Occidentale cache en très grande partie l'édifice.

Il n'existe pas, au Sud du Mexique, de témoins de la paléocroûte océanique pacifique mésozoïque qui venait à l'arrière de l'édifice volcanique marginal. On les trouve sur la bordure ouest de la péninsule de Basse Californie, séparée du reste du continent mexicain par l'ouverture du Golfe de Californie à partir du Miocène terminal.

F. DISPOSITION ACTUELLE DES DIFFERENTS EDIFICES (Pl. XI).

En arrière de l'avant-pays marin ou continental la succession logique des édifices mésozoïques et tertiaires au Sud de l'axe néovolcanique n'est à peu près complète (il manque la partie interne de l'édifice cordillérai occidental) qu'au Nord du système de failles décrochant qui prolonge ou prolongeait le système Polochic-Motagua.

- A la hauteur de la coupe de référence l'ordre est préservé jusqu'aux séries de plate-forme du bloc d'Oaxaca. Le système coulissant sénestre Atoyac qui limite le bloc d'Oaxaca et la Sierra Madre du Sud s.s. juxtapose le socle et la couverture centro-méridionale d'Oaxaca et les séries volcanogènes mésozoïques épimétamorphiques du système cordillérai occidental, orientées parallèlement à la côte du Pacifique. Elles ont pour socle les migmatites du complexe Xolapa, également dirigées parallèlement à la côte,

que l'on peut considérer comme un fragment, largement déplacé vers l'Est, de la ceinture calédonienne. Les migmatites sont traversées de nombreux intrusifs de grandes dimensions, crétacé supérieur et miocènes. Les premiers se sont mis en place à la suite de la tectonisation méso-crétacée de la cordillère volcanique occidentale, les seconds sont liés à la subduction de la paléo-plaque de Cocos.

Cette lanière de l'édifice cordilléraire occidental se prolonge en mer jusqu'à la fosse d'Acapulco où s'initie la subduction actuelle de la plaque de Cocos. Le plancher océanique supporte des sédiments néogènes forés (leg 66), présentant des réflecteurs sismiques inclinés vers le continent. La distribution des foyers sismiques montre que la zone de subduction est faiblement inclinée jusqu'à la hauteur de l'isthme de Tehuantepec. Ceci pourrait entraîner un écaillage de la croûte océanique et des sédiments de la fosse. Les réflecteurs sismiques ont été interprétés dans ce sens. Divers indices sur lesquels nous reviendrons, absence d'une large plate-forme, failles inverses inclinées vers le continent, sources d'huile dans les migmatites ..., sont également en faveur d'une tectonique compressive récente de la marge continentale, à l'Ouest de l'isthme de Tehuantepec.

-Les coupes de l'isthme de Tehuantepec et du Chiapas (Pl. V, Pl. II et Pl. IV) montrent que la lanière cordilléraire de la Sierra Madre du Sud est juxtaposée à des terrains situés originellement encore plus à l'Est et que la plaque de Cocos, jusqu'au système Polochic-Motagua s.s., affronte des édifices de plus en plus externes :

de la coupe de référence à l'isthme de Tehuantepec, la lanière cordilléraire est juxtaposée à la plate-forme du bloc d'Oaxaca, au moins jusque dans la région de Miahuatlán. Plus à l'Est, elle doit être juxtaposée à la bordure orientale de ce bloc, le contact étant cacheté par le plastron volcanique miocène. Au Sud-Ouest de l'isthme de Tehuantepec, elle est juxtaposée à la Sierra de Juarez. Là, les séries métavolcaniques et métavolcano-détritiques reposent sur les migmatites Xolapa et renferment des lentilles de marbres qui ont pu être datées de l'albo-cénomaniens par des rudistes. Elles sont recouvertes par des formations détritiques littorales à très nette polarité latérale, datées à leur sommet du Maestrichtien. Ce lambeau de l'édifice cordilléraire a été plissé et débité en trois unités par des cisaillements pentés vers le Pacifique, au cours de la phase laramienne (2ème partie). Les âges miocène moyen, miocène supérieur des plutons et du volcanisme qui le traversent et masquent en partie son contact avec la Sierra de Juarez, montrent que la lanière cordilléraire occupait une position proche de sa situation actuelle dès la fin du Miocène inférieur.

La plaque de Cocos affronte ainsi : de l'entrée du Golfe de Californie à Zihuatanejo, le système cordilléraire "en place" et tronqué obliquement ; de Zihuatanejo à l'Ouest de l'isthme de Tehuantepec, la lanière cordilléraire coulissée et jamais directement le bloc d'Oaxaca ; au niveau de l'isthme et à l'Est, jusqu'à Zanatepec, l'extrémité tronquée de la Sierra de Juarez ; de Zanatepec à la hauteur du prolongement mexicain du système Polochic-Motagua s.s., le socle de la ceinture externe du Chiapas.

La néo-situation de la plaque de Cocos par rapport aux édifices mexicains structures au laramien est donc évidente. Par ailleurs la subduction qui a engendré l'édifice volcanique éocène moyen-oligocène de la Sierra Madre Orientale, également oblique à la fosse d'Acapulco, est celle de la plaque Farallon face aux côtes ouest du Mexique, comme la subduction paci-

fique qui a donné naissance au volcanisme marginal mésozoïque. L'individualisation de la plaque de Cocos est postérieure. L'âge de plus en plus récent vers l'Est, au Sud du Mexique, du volcanisme andésitique post-oligocène, montre que la zone de subduction, et donc la fosse méso-américaine, s'est allongée progressivement d'Ouest en Est pour acquérir son dessin actuel. Le domaine océanique pacifique, situé jusqu'à la fin de l'Oligocène à l'arrière du système cordilléraire occidental, a suivi le bloc du Honduras dans sa dérive relative vers l'Est (le mouvement "absolu" est essentiellement le déplacement vers l'Ouest - Nord-Ouest de la plaque nord-américaine, cf infra).

Au Sud du système actuel Polochic-Motagua, la plaque de Cocos, comme antérieurement la plaque pacifique mésozoïque et la plaque Farralon, doit donc se trouver à l'arrière de l'édifice cordilléraire occidental.

En effet, dans ses régions émergées, le bloc du Honduras correspond successivement, en se dirigeant du Nord-Est vers le Pacifique, aux prolongements tronqués de la plate-forme du bloc d'Oaxaca, du bassin de la bordure occidentale de ce bloc et du système cordilléraire occidental. Ce dernier, largement cacheté par le volcanisme cénozoïque, est représenté à l'extrême Sud-Est du Mexique par les formations métavolcaniques andésitiques de Motozintlá, juxtaposées au domaine externe chiapanèque, et leur prolongement à l'Ouest du Guatemala (3ème partie). La paléocroûte pacifique mésozoïque écaillée est représentée par l'unité supérieure, formée de roches basiques et ultrabasiques, de l'édifice de la péninsule Santa Elena au Costa-Rica. Comme celui de la marge occidentale de Basse Californie il est à vergence pacifique et scellé par une molasse marine peu déformée, d'âge campanien supérieur à sa base.

La même logique conduit à admettre que la partie tronquée de l'édifice de la Sierra de Juarez se trouverait dans le domaine immergé du bloc du Honduras. Les îles de la Baie, où l'on connaît des ophiolites, et les formes "diapiriques" (massifs serpentiniteux ?), au Nord de la côte du Honduras, pourraient en faire partie. La composante verticale abaissant les compartiments sud du système Polochic-Motagua est peut être responsable de l'immersion de ce domaine au cours de la dérive du bloc du Honduras.

L'énorme épaisseur des séries volcanogènes cénozoïques du bloc du Honduras et la superposition spatiale des volcanismes oligocène, miocène et plio-quatenaire confirment la permanence, à l'arrière de ce bloc, d'un domaine océanique pacifique entré de nouveau en subduction probablement à partir de l'Eocène moyen.

L'interprétation en couloir de cisaillement large de 100 kilomètres des régions comprises entre les systèmes décrochants sénestres Polochic et Jocotán-Chamelecón explique qu'on y trouve juxtaposés, débités en lanières allongées ouest-est, des fragments du socle et de la couverture de la ceinture externe chiapanèque et quiché, du prolongement de la Sierra de Juarez et des divers domaines du bloc du Honduras.

Au total, on ne peut réaliser à la hauteur du Mexique méridional une coupe générale, allant du Golfe du Mexique ou de la mer des Caraïbes à l'océan Pacifique, où se trouveraient représentés tous les édifices mésozoïques et cénozoïques dans leur succession "logique". Celle qui nous a servi de référence est l'une des plus complètes possible. Elle a, en outre, l'intérêt de montrer que la troncature des édifices mésozoïques mexicains ne s'est pas simplement réalisée par le coulissage du domaine continental situé au Sud de l'emplacement actuel de la fosse d'Acapulco, mais selon un large couloir de

cisaillement, dont la partie émergée correspond aujourd'hui à la Sierra Madre du Sud s.s. Si le déplacement du bloc du Honduras se poursuit, on trouvera probablement, dans quelques millions d'années, face à la néocôte pacifique des témoins du couloir cisailant actuel Polochic-Motagua, de largeur similaire et tout aussi impossible à interpréter selon une logique transversale que le paléo-couloir de la Sierra Madre du Sud s.s.

Le couloir de cisaillement Polochic-Motagua est la frontière nord actuelle, de la plaque caraïbe. Le couloir de cisaillement de la Sierra Madre du Sud s.s., encadré par le système Atoyac et la fosse d'Acapulco, était sa paléo-frontière jusqu'au Miocène moyen. L'histoire cénozoïque du Mexique méridional est donc étroitement liée à celle de la plaque caraïbe. Ainsi, les données géologiques et géophysiques concernant le Mexique méridional, l'Amérique centrale et le domaine océanique pacifique, et celles concernant la plaque caraïbe, peuvent s'éclairer mutuellement.

L'histoire mésozoïque du Mexique méridional est essentiellement celle des relations entre la Téthys et le Pacifique. Il en est de même dans l'ensemble du domaine caraïbe.

Nous placerons donc l'évolution géodynamique du Mexique méridional et de l'Amérique centrale dans un cadre très large, englobant le Sud de la plaque nord-américaine, la plaque de Cocos et les paléo-plaques pacifiques, la paléo-plaque et la plaque caraïbe, et l'extrémité nord de la plaque sud-américaine.

CHAPITRE II : RECONSTRUCTION DE LA PANGÉE OCCIDENTALE. LES CEINTURES PRECAMBRIENNES ET PALEOZOIQUES (Fig. VI-1).

A. RECONSTRUCTION DE LA PANGÉE OCCIDENTALE.

Les tentatives d'ajustement géométrique des continents se heurtent à une difficulté majeure : le recouvrement du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, non seulement par l'Amérique centrale, mais aussi par la plus grande partie du Mexique.

Dans les reconstructions proposées soit :

- ces régions sont "oubliées" (ex.: Bullard et al., 1965) ;
- l'Amérique centrale est logée dans le Golfe du Mexique (ex.: Dietz et Holden, 1970). Cette situation n'est pas possible si l'on admet que la croûte océanique du Golfe est née par expansion de son fond au cours du Jurassique supérieur. Par ailleurs on voit mal, quand et comment, l'Amérique Centrale aurait pu migrer du Golfe du Mexique jusqu'à sa position actuelle ;
- l'Amérique centrale occupe une position plus occidentale (ex.: Malfait et Dinkelman, 1972). Ceci ne résoud le problème que partiellement.

La difficulté est levée si :

1. On fait coulisser vers l'Ouest d'environ 1100 kilomètres le bloc du Honduras, comprenant son domaine immergé de la ride du Nicaragua, le

Limite PERMIEN - TRIAS (-230 m. a.)

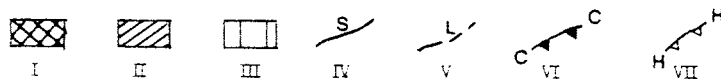
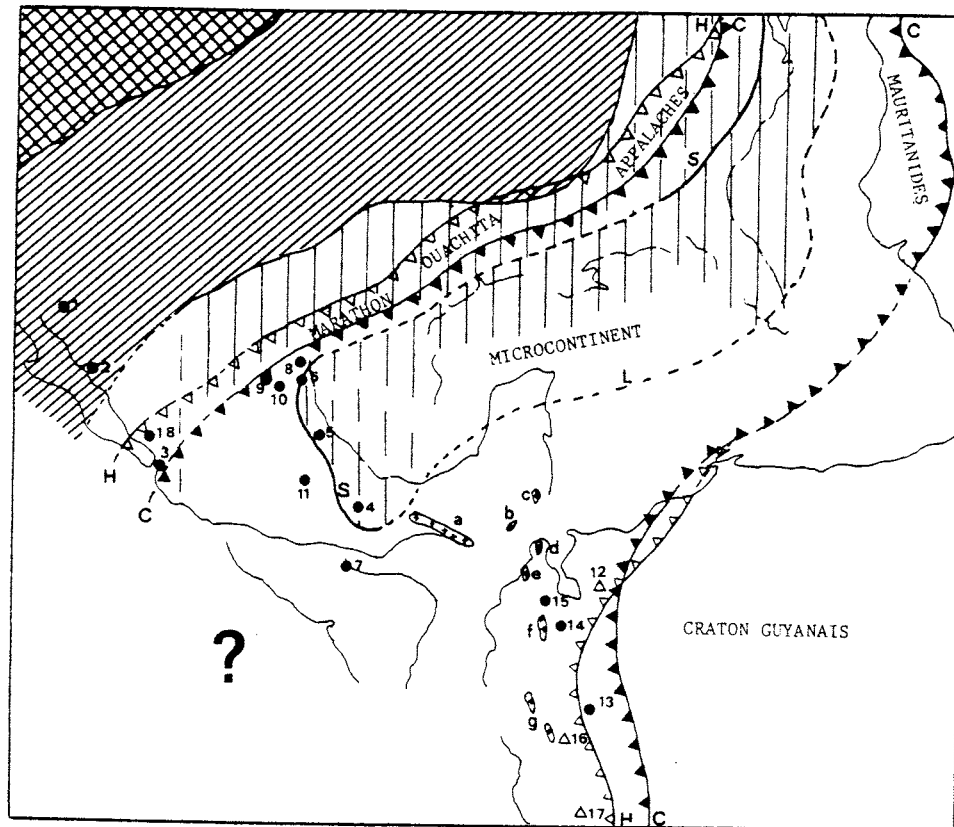


Fig. VI-1 : Disposition des continents et des ceintures orogéniques précambriennes et paléozoïques à l'Ouest de la Pangée à la fin du Permien (-230 m.a.).

I: ceinture archéenne ; II: ceinture hudsonienne-elsonienne ; III: ceinture grenvillienne ; IV: suture taconique ; V: limite sud du microcontinent à socle grenvillien et couverture sédimentaire du Paléozoïque inférieur et supérieur peu déformée ; VI: front calédonien ; VII: front hercynien ; ? : microcontinent ou continent qui sera séparé de l'Ouest américain par l'ouverture du Pacifique au Trias.

1 à 17: Formations, localités et éléments structuraux cités dans le texte. 1: Formations hudsoniennes de Caborca ; 2: Complexe métamorphique de Sonobari ; 3: gneiss de Cabo Corrientes ; 4: Grenvillien d'Oaxaca ; 5: Grenvillien de Huizopala ; 6: Ciudad Victoria ; 7: Sierra de Omoa ; 8-9-10-11: affleurements métamorphiques d'âge paléozoïque inférieur du Mexique ; 8: Aramberri ; 9: Matehuala ; 10: Miquihuana ; 11: Acatlán ; 12: Andes vénézuéliennes ; 13: Massif de Quetame ; 14: Massif de Santander ; 15: Serrania de Perija ; 16: Cordillère centrale de Colombie ; 17: Cordillère Real d'Equateur.

a à g: Intrusifs post-hercyniens ; a: Batholite du Chiapas ; b: granite de Matanzas (Guatemala) ; c: Intrusions des Monts mayas (Honduras britannique) ; d à g: plutons du Nord-Ouest du continent sud-américain ; d: presqu'île de Guajira ; e: Sierra Nevada de Santa Marta ; f: granite de Santander ; g: granite de la Cordillère centrale de Colombie.

Commentaire dans le texte.

long du système décrochant Polochic-Motagua et de la fosse d'Acapulco, pour l'accoler aux côtes sud du Mexique.

2. On déplace, vers le Nord-Ouest, d'environ 800 kilomètres, l'ensemble ainsi formé, le long d'un linéament transcontinental allant de Los Angeles au Golfe du Mexique et passant par Chihuahua et Monterrey au Nord du Mexique.

Nous avons longuement exposé les raisons qui nécessitent un cou-lissage de l'ordre de 1100 kilomètres du bloc du Honduras durant le Cénozoïque pour rétablir la continuité des domaines paléogéographiques et structuraux mésozoïques du Mexique méridional et de l'Amérique centrale et expliquer, la troncature des côtes sud du Mexique, la migration vers l'Est du volcanisme cénozoïque et la tectonisation du domaine externe.

Les formations d'âge précambrien à jurassique moyen du Sud-Est des Etats-Unis et du Nord-Ouest du Mexique sont décalées de plusieurs centaines de kilomètres de part et d'autre d'un linéament Los Angeles - Chihuahua (Polle et Hayes, 1971 ; Silver et Anderson, 1974 ; Anderson et Silver, 1977 ; Silver et al., 1977 ; Silver, 1979 ; Anderson, 1981). Ce linéament a été appelé "Mojave-Sonora mégashear" ou "megashear de Silver et Anderson". Il se prolonge, vers l'Est, jusqu'au Golfe du Mexique, décalant l'orogène appalachien (Tardy, 1978, 1980). En raison de son extension du Pacifique au Golfe du Mexique, M. Tardy l'a appelé linéament Caltam (Californie-Tamaulipas). Cet auteur a montré l'importance du rôle joué par le linéament Caltam, conjointement à celui d'autres linéaments transcontinentaux, dans l'ouverture du Golfe du Mexique et la sédimentation mésozoïque du Nord de la Sierra Madre Orientale.

Les études paléomagnétiques effectuées sur des roches d'âge triasique, liasique et crétacé inférieur (Anderson et al., 1981) ont confirmé le sens sénestre du déplacement et sa valeur supposée (environ 800 kilomètres), et montré que le linéament Caltam avait cessé d'être actif, en tant que mégadécrochement, au début du Crétacé.

Cette translation permet de faire disparaître totalement la croûte océanique du Golfe du Mexique.

Nous examinerons, tout d'abord la disposition des ceintures précambriennes et paléozoïques découlant de cet ajustement, puis leurs relations, et enfin l'évolution qu'elle suggère.

B. LES CEINTURES PRECAMBRIENNES.

I. LES CEINTURES PRECAMBRIENNES DE L'EST DU CANADA ET DES ETATS-UNIS.

Le soubassement précambrien de l'Est du Canada et des Etats-Unis est constitué de ceintures orogéniques à grands traits dirigées nord-est - sud-ouest, dont l'âge est de plus en plus récent des grandes plaines jusqu'à la marge atlantique.

Ce sont, du Nord-Ouest vers le Sud-Est :

a- La ceinture archéenne constituée de roches méta-ignées basiques et de métasédiments qui paraissent correspondre à une série de type océanique. Cet ensemble, le plus ancien, a été métamorphisé lors de l'orogène kénoréen (± 2.400 m.a.) durant lequel se sont mis en place d'importants plutons granitiques.

Les ceintures métamorphiques précambriennes plus récentes diffèrent de l'archéen par leur caractère essentiellement continental.

b- La ceinture hudsonienne-elsonienne, d'extension très large, a connu plusieurs cycles sédimentaires et orogéniques ; les principaux étant les orogènes hudsonien (± 1.700 m.a.) et elsonien (± 1.300 m.a.).

c- La ceinture grenvillienne (± 1.000 m.a.) forme pratiquement à elle seule le soubassement des Appalaches, à l'arrière comme à l'avant de la chaîne. Sa limite avec l'hudsonien-elsonien, connue, soit à l'affleurement, soit en sondages, peut être suivie du Canada jusqu'au Texas.

On connaît aussi, à l'Ouest des Etats-Unis, des formations non métamorphiques, d'âge précambrien supérieur. Ce sont les séries du Belt, constituées de sédiments détritiques à passées calcaires et coulées volcaniques intercalées, qui atteignent 15 kilomètres d'épaisseur et qui sont peut-être l'équivalent latéral sédimentaire de la ceinture métamorphique grenvillienne.

Ces trois ceintures métamorphiques précambriennes présentent d'importants décalages transverses. Ils se situent dans le prolongement de décalages d'amplitude égale qui affectent l'orogène appalachien et traduisent l'existence de décrochements transcontinentaux nord-ouest - sud-est, post-paléozoïques. En dehors du linéament Caltam, il s'agit du linéament du Texas, qui décale en sens dextre les tronçons des Monts Marathon et Ouachita de l'orogène appalachien, et du linéament des Bahamas, qui décale en sens dextre les Monts Ouachita et les Appalaches méridionales. Un troisième décrochement sénestre, de même direction, rend compte de la torsion des Monts Ouachita et du décalage, à leur front, des ceintures hudsonienne-elsonienne et grenvillienne. Le rôle, l'importance et l'âge de ces décrochements ont été reconnus et étudiés par divers auteurs, en particulier par C.C. Albritton et J.F. Smith (1957), W.R. Muehlberger (1965), P.B. King (1975) et M. Tardy (1978).

En effaçant le jeu de ces décrochements durant le Mésozoïque il est possible de rétablir, à l'Est des Etats-Unis, la continuité des ceintures précambriennes, aussi parfaitement que celle des édifices paléozoïques.

II. LE PROLONGEMENT AU MEXIQUE DES CEINTURES PRECAMBRIENNES NORD-AMERICAINES.

La limite des formations archéennes qui constituent le coeur du craton nord-américain se situe largement en dehors du territoire mexicain.

a- La ceinture hudsonienne-elsonienne :

Les formations appartenant à la ceinture hudsonienne-elsonienne ne sont connues avec certitude qu'au Nord-Ouest du Mexique, dans l'état de Sonora, et, en particulier, dans la région de Caborca. Il s'agit de mica-schistes ayant fourni des âges compris entre 1620 et 1700 m.a., traversés de plutons alcalins datés 1400 à 1450 m.a. (Silver, 1979). Ces formations sont de même âge et présentent des caractères pétrographiques analogues à ceux des formations hudsoniennes de la Death Valley et des Inyo Mountains de Californie. Par rapport à ces formations, l'udsonien de Caborca se trouve décalé de 800 kilomètres en sens sénestre par le linéament Caltam (Silver et Anderson, 1974 et 1977 ; Silver, 1979).

En Sonora affleurent également 3500 mètres de sédiments détritiques intercalés de dolomies, à stromatolithes, peu déformés, d'âge précambrien supérieur, comparables aux séries du Belt.

Plus au Sud, en bordure du Golfe de Californie, au Nord de l'Etat de Sinaloa, des mica-schistes et des gneiss non datés constituent le complexe de Sonobari (de Cserna et Kent, 1961). Ils sont rapportés au Précambrien et appartiennent probablement à la ceinture hudsonienne-elsonienne.

En tenant compte du décalage introduit par le linéament Caltam, la ceinture hudsonienne-elsonienne peut ainsi être prolongée, au Mexique, jusqu'au voisinage de la côte Pacifique.

b- La ceinture grenvillienne :

Si la ceinture hudsonienne-elsonienne peut être suivie au Mexique selon la même direction qu'aux Etats-Unis, il en est différemment de la ceinture grenvillienne. Dans les régions occidentales, elle n'est pas connue de façon certaine. Dans la partie orientale du Mexique, par contre, le Grenvillien affleure, mais présente une orientation nord-ouest - sud-est.

b1. Régions occidentales du Mexique.

En avant du front appalachien les derniers affleurements grenvilliens se situent près d'El Paso, Texas. Ils disparaissent ensuite sous la Sierra Madre Orientale. Au Nord de l'Etat de Chihuahua ont été rencontrés en forage, sous des sédiments ordoviciens, des gneiss qui ont fourni un âge (1347 ± 242 m.a., López-Ramos, 1979) trop imprécis pour les attribuer à l'orogénèse grenvillienne plutôt qu'à l'orogénèse elsonienne. Toutefois, dans la même région, sous des sédiments du Paléozoïque supérieur, également en forage, a été rencontré un pluton granitique daté de 880 m.a. Dans le prolongement supposé de la ceinture grenvillienne un seul affleurement gneissique, attribué au Précambrien, pourrait être grenvillien : il se situe à l'entrée du Golfe de Californie, à l'Est de Cabo-Corrientes.

Comme on le voit, ces données, très incertaines, n'autorisent à tracer, au Mexique, la limite entre les ceintures hudsonienne-elsonienne et grenvillienne que de façon hypothétique.

b2. Régions orientales du Mexique.

La partie orientale du Mexique possède un soubassement dont l'âge et les caractéristiques pétrographiques sont identiques à ceux de la ceinture grenvillienne du Canada et des Etats-Unis.

- Au Sud de l'axe néovolcanique il affleure largement, on l'a vu, en Oaxaca (5ème partie).

- Deux jalons permettent de prolonger les affleurements d'Oaxaca au Nord de l'axe : les gneiss de Huiznopala, dans l'Etat d'Hidalgo, et les gneiss Novillo de la région de Ciudad Victoria, Tamaulipas.

+ Les gneiss de Huiznopala affleurent au coeur de l'anticlinal de Huayacocotla où ils sont surmontés de sédiments permo-carbonifères. Ils ont fourni 5 âges compris entre 800 et 1210 m.a. (Fries et Rincón-Orta, 1965 ; Salas, 1972).

+ Au Nord-Ouest de Ciudad Victoria, dans le coeur de l'anticlinorium Huizachal-Peregrina, existent plusieurs affleurements de roches métamorphiques, découverts par Girty (1926) et étudiés depuis par de nombreux auteurs. Ils appartiennent à deux ensembles différents :

. A l'Est, affleure une série, métamorphisée dans le faciès des granulites, de paragneiss quartzo-feldspathiques contenant quelques niveaux de marbres, et d'orthogneiss gabbro-anorthositiques, dont la foliation est dirigée nord-ouest - sud-est, comme en Oaxaca (Ortega, 1978). Ils ont fourni 3 âges Pb-alfa, 1351 ± 140 m.a., 1280 ± 130 m.a. et 924 ± 100 m.a. (Rincón-Orta, 1974) et 2 âges K.Ar, 740 ± 25 m.a. et 752 ± 25 m.a. (Damon, 1975). Ces gneiss sont donc en tous points comparables à ceux d'Oaxaca. Ils sont surmontés de sédiments calcaires et argileux, modérément plissés, sur lesquels repose en discordance angulaire une série détritique d'âge pennsylvanien à permien moyen (Carillo-Bravo, 1961).

. A l'Ouest, et en contact tectonique, souligné par plusieurs centaines de mètres de mylonites, affleure une série, métamorphisée dans le faciès des schistes verts, de schistes albitiques, de marbres, de métagabbros et diabases, à laquelle sont associées, dans le voisinage du contact, des harzburgites serpentinisées. Les schistes ont fourni des âges Rb-Sr, 452 ± 45 m.a. et 373 ± 37 m.a. (de Cserna et Ortega, 1978) et K-Ar, 319 ± 8 m.a. et 315 ± 10 m.a. (Damon, 1975 ; Fries, 1962). Un intrusif situé au niveau du contact et recoupant les gneiss précambriens et les mica-schistes a été daté de 310 m.a. Les âges Rb-Sr montrent que le métamorphisme de cette série est d'âge paléozoïque inférieur, et peut être rapporté à la phase taconique. Les âges K-Ar traduisent sans doute un réchauffement, lié aux intrusions granitiques. Ces dernières sont contemporaines de la discordance Mississippien-Pennsylvanien, et peuvent donc être rapportées à la phase Wichita.

Ainsi, au Nord-Est du Mexique, le dispositif est identique à celui d'Oaxaca : les formations grenvilliennes, contrairement à leur situation en avant du front appalachien, ne sont pas au contact de la ceinture hudsonienne-elsonienne mais se trouvent à l'Est d'un accident tectonique majeur, taconique, qui les juxtapose à la ceinture métamorphique cambro-ordovicienne.

Dans la reconstitution adoptée (fig. VI-1) le prolongement des formations grenvilliennes d'Oaxaca pourrait se situer à l'Est du Honduras. Les formations gneissiques les plus anciennes de la Sierra de Omoa, datées de façon très imprécise (720 ± 260 m.a. ; Horne et al., 1976), sont peut-être les derniers témoins du Grenvillien vers le Sud : au Nord-Ouest du continent sud-américain la ceinture externe du bouclier guyannais est formée de roches métagranitiques. Bien qu'elles aient fourni des âges dispersés, compris entre 615 et 1300 m.a. (Pinson et al., 1962 ; Martin Bellizia, 1968 ; Tchanz et al., 1974 ; Irving, 1975 ; Kohn et al., 1980), on les relie classiquement à l'orogénèse orénoquienne (1200-1000 m.a.). En dehors de ces granites, il ne semble pas exister de roches métasédimentaires de faciès comparable au Grenvillien nord-américain.

C. LES CEINTURES PALEOZOIQUES.

Il est admis, le plus généralement, que les ceintures paléozoïques de l'Est américain, de l'Ouest africain et du Nord de l'Amérique du Sud, résultent de la collision du continent nord-américain avec les continents sud-américain et africain ; ces deux derniers plus ou moins jointifs selon les époques. Dans les reconstitutions proposées par E.R. Kanasevich et al., 1978, ces deux grands ensembles continentaux auraient été séparés au Paléozoïque inférieur par un premier océan (Proto Atlantique I), refermé à la fin de l'Ordovicien. Un deuxième océan (Proto Atlantique II), né au Silurien, se serait refermé à la fin du Dévonien. Enfin un troisième océan (Proto Atlantique III), ouvert au Mississipien, se serait refermé à la fin du Paléozoïque. D'autres reconstitutions admettent qu'à la suite de la fermeture de l'Océan Iapetus, à la fin du Silurien, la Laurentia (Amérique du Nord, Groënland, Ecosse), la plaque baltique et l'Europe méridionale étaient réunies en un seul continent (Scotese et al., 1979), la Laurussia. Entre ce paléocontinent et la Gondwana aurait existé un paléo-océan appelé Theic (Mc Kerrow et Ziegler, 1972) qui se serait refermé progressivement du Silurien au Carbonifère inférieur.

Nous tenterons, en particulier pour ce qui concerne le Mexique, de voir dans quelle mesure ces modèles s'accordent avec les données géologiques. Nous avons déjà souligné la nette indépendance au Mexique des cycles calédonien et hercynien. Nous les examinerons donc séparément.

I. LA CEINTURE CALEDONIENNE.

Une paléosuture océanique a pu être suivie du Bassin d'Aquitaine au Nord de la Floride. Elle affleure par endroits, notamment en Gaspésie et à Terre Neuve. Le plus souvent, elle est masquée sous les formations mésozoïques et cénozoïques mais sa continuité a pu être établie à l'aide d'arguments géophysiques.

Les ophiolites de Gaspésie et de Terre Neuve ont fourni des âges compris entre 450 et 395 m.a., ordoviciens à dévoniens, difficiles à mettre en relation avec la fermeture de la Theic supposée.

Au Sud de la Georgie et au Nord de la Floride, la suture correspond à la limite interne des Appalaches. En arrière, le socle de la Floride est constitué d'un soubassement métamorphique d'âge précambrien supérieur recouvert de séries marines peu déformées d'âge paléozoïque inférieur. Ce "Florida Element" (King, 1975), en situation d'arrière-pays des Appalaches, trouve son équivalent dans les formations grenvilliennes affleurantes, surmontées de sédiments néritiques paléozoïques des régions orientales du Mexique.

La suture, cachetée par les sédiments des plaines côtières du Nord du Golfe du Mexique, est à nouveau exposée au Mexique dans la région de Ciudad Victoria où elle correspond à la zone intensément tectonisée, jalonnée d'ophiolites, signalée précédemment. Puis elle disparaît sous la Sierra Madre Orientale. Cependant les affleurements métamorphiques, généralement situés au coeur d'anticlinaux tardifs, montrent qu'au Nord de l'axe néovolcanique le dispositif reste le même : le grenvillien surmonté de paléozoïque sédimentaire affleure à l'Est, dans l'anticlinal de Huayacocotla. A l'Ouest, dans les régions d'Aramberri, Matehuala et Miquihuana, le socle de la Sierra Madre Orientale est constitué de micaschistes, corrélables aux formations métamorphiques du Paléozoïque inférieur de la région de Ciudad Victoria (de Cserna et Ortega, 1978).

En Oaxaca, la suture à serpentinites et éclogites correspond à la limite des domaines Zapotèque et Mixtèque (5ème partie). Elle met au contact, à l'Est, le grenvillien surmonté de lambeaux sédimentaires datés du Trémadocien et, à l'Ouest, les séries métamorphiques du Groupe Acatlán, d'âge paléozoïque inférieur et à métamorphisme taconique.

La cicatrice paléo-océanique peut donc être prolongée au Mexique jusqu'au voisinage de la côte pacifique actuelle, et sans qu'il apparaisse nécessaire de faire intervenir un important coulissage à la hauteur de l'axe néovolcanique. Cette suture est ancienne, et les données radiochronologiques et stratigraphiques concordent pour la faire remonter à la limite de l'Ordovicien et du Silurien, c'est-à-dire à la phase orogénique taconique.

La présence d'un socle grenvillien, tant à l'avant qu'à l'arrière de l'édifice calédonien, aux Etats-Unis et au Mexique, dont non seulement l'âge mais les caractéristiques pétrographiques sont identiques (5ème partie), montre que le paléo-océan paléozoïque inférieur s'est ouvert au sein de la ceinture grenvillienne. Une importante question se pose alors : la partie de la ceinture grenvillienne en situation d'arrière-pays était-elle unie au bloc sud-américain et africain ou constituait-elle un micro-continent indépendant de ce dernier ?

Les formations sédimentaires d'âge paléozoïque inférieur, à faciès néritiques, de la bordure du bouclier guyanais, passent vers le Nord-Ouest et l'Ouest, au Vénézuéla, en Colombie et en Equateur, à des séries métamorphiques, charriées vers le bouclier.

Au Vénézuéla, ce sont les Formations Cerro Azul, los Torres et Tostosa des Andes vénézuéliennes, à faciès des schistes verts, atteignant parfois celui des amphibolites, traversées de plutons granitiques. Les datations obtenues sur les roches métamorphiques (Bass et Shagam, 1960 ; Kovack, 1976) situent le métamorphisme à la limite de l'Ordovicien et du Silurien. Les âges des plutons granitiques vont de l'Ordovicien supérieur à la fin du Silurien (Martin Bellizia, 1968 ; Schubert, 1968).

En Colombie, dans le massif de Quetame, le massif de Santander et la Serrania de Perija, des formations métasédimentaires épimétamorphiques sur lesquelles repose en discordance le Dévonien sédimentaire, ont été rapportées au Cambro-Ordovicien par corrélation lithologique avec des formations fossilifères (Théry, 1982). Des intrusifs, datés de 413 à 457 m.a. (Goldsmith, 1971), recourent ces séries. Elles passent, plus à l'Ouest, dans la Cordillère Centrale, à des séries à cachet plus profond, marqué par la présence de prasinites et d'orthoamphibolites (Nelson, 1962).

En Equateur, dans la Cordillère Real qui prolonge au Sud la Cordillère Centrale de Colombie, la présence d'ophiolites s'ajoutant aux prasinites, confirme le caractère océanique du Paléozoïque inférieur de la marge actuelle du Pacifique, au Nord-Ouest du continent sud-américain.

Il existe donc, au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, une chaîne calédonienne symétrique de la chaîne calédonienne d'Amérique du Nord. Mais entre les deux, pour ce qui concerne la partie orientale de la chaîne calédonienne sud-américaine, vient s'intercaler le bloc grenvillien constituant l'arrière-pays nord américain.

Il est frappant de constater que dans la reconstitution proposée les formations d'âge paléozoïque inférieur à caractère océanique d'Oaxaca, de Colombie et d'Equateur se trouvent alignées. La disposition des continents dans le modèle proposé par Kanasenich et al. tend à faire coïncider le Nord-Ouest de l'Amérique du Sud et le Sud du Mexique dès la fin du Silurien. Ce modèle paraît donc conforme aux données géologiques.

La chaîne calédonienne du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud trouve son prolongement dans les Mauritanides (Sougy, 1962). Cet édifice polyphasé, charrié vers l'Est sur le craton ouest-africain, a d'abord été considéré comme une chaîne géosynclinale hercynienne, homologue des Appalaches. Il s'est avéré depuis que la plus grande partie du matériel qui la constitue, et en particulier les ultrabasites, était d'âge précambrien. Trois grands événements tectoniques ont été reconnus (Dia et al., 1979). Le premier, synchrone de l'orogénèse panafricaine (690 m.a.) a plissé et métamorphisé une série comportant des ophiolites, située à l'emplacement et à l'Est de la chaîne actuelle. Ces formations ont été reprises au cours de deux phases de grande ampleur : l'une, tectonique, accompagnée de métamorphisme, l'autre vraisemblablement acadienne, caractérisée, entre autres, par de vastes cisaillements. Le matériel précambrien supérieur à ordovicien est volcanique et volcano-clastique, le matériel silurien et dévonien, sédimentaire détritique. Les Mauritanides apparaissent donc, pour ce qui concerne leur histoire calédonienne, comme une chaîne intracratonique. Comme pour la chaîne calédonienne sud-américaine, aucun indice ne permet de supposer que l'arrière pays grenvillien des Appalaches formait partie intégrante de l'Ouest africain.

Au total, les données géologiques nous conduisent à admettre que :

1°/- Il existait au Cambrien et à l'Ordovicien un océan qui s'est ouvert à la fin du Précambrien, non pas entre la bordure occidentale de l'Afrique, le Nord de l'Amérique du Sud et l'Amérique du Nord, mais au sein de la ceinture grenvillienne de l'Amérique du Nord.

2°/- Le bloc grenvillien détaché de l'Amérique du Nord ne se

trouvait pas jointif de l'Amérique du Sud et de l'Ouest africain mais constituait un micro-continent.

3°/- Entre ce micro-continent et le bloc Sud-américain - africain existait un bassin, peut être à croûte amincie, mais sans doute dépourvu de fond océanique. Les formations de ce bassin, métamorphosées à la limite Ordovicien-Silurien, correspondent au Groupe Chuacús du Guatemala, aux formations équivalentes du Chiapas, du Nord de la Colombie et du Vénézuéla, des Grandes Antilles et de Mauritanides.

4°/- Le rapprochement des masses continentales conduit à la fermeture de l'Océan Calédonien, dont la suture est réalisée dès la phase taconique. Cette phase orogénique est fondamentale. Elle donne naissance à une chaîne à double déversement, d'une part vers le craton nord-américain, dont le Mexique fait partie, d'autre part vers les cratons guyanais et ouest-africain. Le synchronisme de cette phase dans les édifices nord-américain, ouest-africain et sud-américain, laisse supposer que la limite nord de ces derniers était proche de la limite sud du micro-continent grenvillien.

5°/- Au début du Silurien, le Nord-Ouest du continent sud-américain se trouve dans une position proche du Sud du Mexique. Durant le Silurien et le Dévonien, la chaîne taconique, au Mexique, en Amérique centrale et en Amérique du Sud, est émergée. On ne connaît en effet de sédiments marins siluriens et dévoniens, à caractère toujours épicontinental, qu'à son front, au Nord-Ouest du Mexique, au Nord de la Colombie, et au Vénézuéla.

6°/- Au cours du Silurien et du Dévonien, une rotation antihoraire du bloc sud-américain - africain par rapport à l'Amérique du Nord, probablement accompagnée d'un coulissage dextre, met en conjonction les continents dans une situation voisine de celle qu'ils occuperont à la fin du Paléozoïque. Ceci est conforme à la disposition des bassins dévoniens établie à partir des correspondances faunistiques (W.A. Olivier, 1976). L'existence d'une phase acadienne n'est prouvée, ni au Mexique, ni en Amérique centrale. Au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud elle semble assez discrète (Théry, 1982). Elle est par contre essentielle dans les Appalaches et les Mauritanides.

II. LA CEINTURE HERCYNIENNE.

Le Paléozoïque supérieur est largement représenté au Mexique et en Amérique centrale où il transgresse l'édifice calédonien :

- Au Nord-Ouest du Mexique, les séries carbonatées d'âge paléozoïque supérieur peu déformées de Sonora et de Chihuahua passent, vers le Sud-Est à des séquences de plus en plus terrigènes, déversées vers le Nord-Ouest, devenant épimétamorphiques en direction du Golfe du Mexique. Les affleurements de la Sierra Madre Orientale et de Sinaloa (Malpica, 1972) autorisent à prolonger jusqu'à la côte pacifique le front appalachien, l'édifice présentant la même logique et une continuité parfaite si l'on efface le jeu du linéament Caltam (Tardy, 1980).

- Au Sud-Est du Mexique, au Guatemala, en Colombie et au Vénézuéla le dispositif, comme on l'a vu (1ère partie), est en tous points semblable, mais symétrique : les séries à dominante carbonatée de Colombie et du Véné-

zuela déversées en direction du craton guyanais, identiques à celles du Nord du Guatemala et du Chiapas, font place vers le Nord à des séries épi-métamorphiques. Toutefois, la présence de séries détritiques peu déformées en Oaxaca apparaît comme une anomalie dans ce schéma d'une chaîne à double déversement. On peut cependant l'expliquer, si on admet que dès le Paléozoïque supérieur, comme ce sera le cas durant le Mésozoïque, le bloc d'Oaxaca prolongé par le bloc du Honduras s'est comporté en môle rigide, sans doute jamais totalement immergé.

Si les séries d'âge paléozoïque supérieur marquent une nette tendance à l'approfondissement en direction du Golfe, rien n'indique, comme durant le Silurien et le Dévonien, que le bassin paléozoïque supérieur possédait un fond océanique. La croûte océanique du Golfe du Mexique, que l'on considère encore parfois comme le témoin d'une suture incomplète d'âge paléozoïque supérieur, est en fait largement postérieure, liée à la progression vers l'Ouest de la Tethys et à l'ouverture du Golfe au Jurassique supérieur.

La chaîne hercynienne, structurée au Permien supérieur, a connu au moins deux phases orogéniques qui, pour ce qui concerne le Sud du Mexique, apparaissent synchrones des phases Wichita et appalachienne.

La phase *Wichita* est marquée au Chiapas par la discordance angulaire entre les Formations Santa Rosa inférieure et Santa Rosa supérieure, la première étant affectée d'un léger métamorphisme. Les âges radiométriques obtenus sur les formations métamorphiques et magmatiques rencontrées en forages dans la région de Veracruz : 292 ± 3 m.a. et 273 m.a. (Lopez-Ramos, 1972) et au Yucatan, où une rhyolite datée post-taconique montre un épisode de réchauffement à 330 m.a. (Lopez-Ramos, 1979), confirment l'existence d'une phase éohercynienne.

La phase *appalachienne* qui, au Mexique comme dans les Appalaches et au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud est post-Léonardien, clôt le cycle paléozoïque supérieur. Il semble qu'au cours de cette phase certaines zones aient été affectées d'un métamorphisme léger. On n'en a pas directement la preuve au Mexique ; mais, au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, la formation Macuchachi des Andes de Mérida, très probablement pennsylvanienne, présente un début de métamorphisme attribué à l'orogénèse finipermienne (Théry, 1982).

A la suite de cette dernière phase compressive, l'émersion est générale. Alors que se déposent les nouveaux grès rouges, des plutons post-tectoniques se mettent en place. Le batholite permo-triasique du Chiapas et les intrusions de même âge des Monts Mayas se trouvent, dans la reconstitution proposée, prolongés par une série de plutons qui, en Amérique du Sud, s'étendent de la presqu'île de Guajira, au Nord de la Colombie, à la frontière de l'Equateur et du Pérou, en passant par la Cordillère Centrale de Colombie et la Cordillère Real d'Equateur.

Les granites de la presqu'île de Guajira sont datés de la base du Trias (Mac Donald, 1965). Au Sud-Ouest, les intrusions de la Sierra Nevada de Santa Marta ont fourni des âges K-Ar de 202 m.a. (Tchaz et al., 1974) et 250 m.a. (Mac Donald et Harley, 1969). Les granites de la Cordillère Centrale de Colombie ont donné des âges K-Ar de 215 m.a. (Perez, 1967) et 248 m.a. (Toussaint et al., 1978). Les granites de la Cordillère

Real de l'Equateur sont également attribués à la fin du Paléozoïque (Saver, 1971 ; Thery, 1982). Tout ces plutons sont donc équivalents en âge et en situation aux intrusions du Sud du Mexique et du Nord de l'Amérique Centrale.

En résumé, les données géologiques ne font apparaître la nécessité d'un domaine océanique entre l'Amérique du Nord et l'ensemble Amérique du Sud - Afrique, que durant le Cambrien et l'Ordovicien. Il sera résorbé par le rapprochement des continents, suturés dès la limite de l'Ordovicien et du Silurien. Cette collision correspond à la phase tectonique, responsable pour l'essentiel de la structuration de la chaîne à double déversement calédonienne. Par la suite, ne subsisteront que des bassins épicontinentaux. L'histoire tectonique paléozoïque postérieure, est celle d'une hyper-collision entre des masses continentales déjà soudées. Elle comprendra différentes phases séparées par des périodes d'accalmie, et culminera à la limite du Permien moyen et du Permien supérieur avec la structuration et l'émergence de l'édifice hercynien.

La cicatrice océanique et la limite sud de la mini-plaque à socle grenvillien détachée du continent nord-américain constituent des zones de faiblesse qui serviront de guide approximatif à l'ouverture téthysienne.

- Comme les ceintures précambriennes, les édifices calédoniens et hercyniens arrivent presque perpendiculairement à la côte du Pacifique. Ceci, déjà relevé par M. Tardy (1980) à propos du prolongement de la ceinture appalachienne, rejoint les observations de J. Aubouin (1977) au Pérou et au Chili, où le Pacifique recoupe également des terrains anciens. La tectonique cénozoïque ne peut, à elle seule, rendre compte de ces troncatures. Par ailleurs il n'existe pas, au moins à la hauteur du Mexique et de l'Amérique centrale, d'évidences d'un Pacifique proche de la marge actuelle avant le Trias. Force est donc d'admettre que le Pacifique mésozoïque est né postérieurement à la structuration de la chaîne hercynienne, en recoupant à l'emporte-pièce, selon une direction nord-ouest - sud-est, l'édifice hercynien et les édifices antérieurs. Il reste que la position actuelle du micro-continent ou du continent qu'il a séparé de l'Ouest américain demeure une énigme : Australie ? Antarctique ? ou, plutôt, blocs postérieurement accrétés à la marge Nord-américaine des U.S.A. et du Canada, et à la marge asiatique ?

CHAPITRE III : L'EVOLUTION AU MESOZOIQUE ET AU CENOZOIQUE.

A. L'ETAPE TRIAS-JURASSIQUE MOYEN (Fig. VI-2).

La présence, au moins dès le Trias supérieur, d'un domaine marin pacifique est attestée par des sédiments marins d'âges triasique supérieur et liasique sur la bordure occidentale des continents nord et sud américains :

- Au Nord-Est du Mexique, le Carnien et le Norien datés, surmontés de Lias probable, sont connus dans la série fransiscaine de la péninsule de Vizcaino (Rangin, 1977 ; 1982). En Sonora, dans la région de Ca-

BATHONIEN (-165 m. a.)

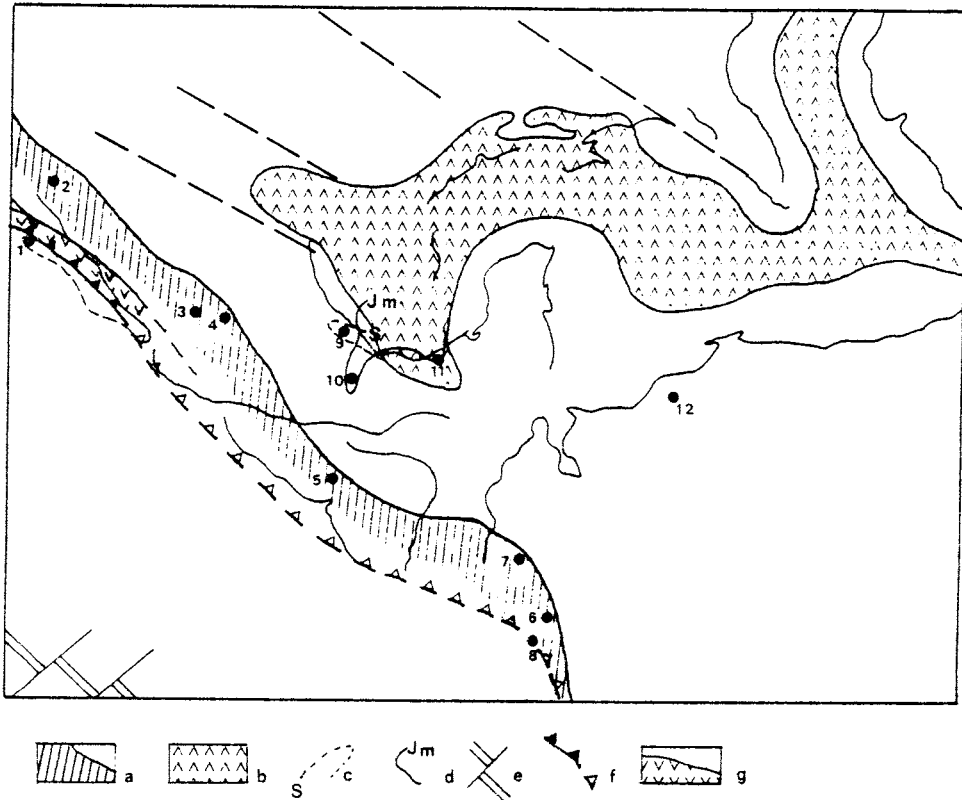


Fig. VI-2 : Les grands ensembles téthysiens et pacifiques à la fin du Jurassique moyen (- 165 m.a.).

Légende : a: Dépôts transgressif du Trias supérieur et du Lias d'origine pacifique ; b: Evaporites du Lias et du Jurassique moyen : "Louann salt" de la Gulf Coast des Etats-Unis et formations équivalentes du Mexique de Cuba et des Bahamas ; c: Dépôts transgressifs sinémuriens d'origine téthysienne ; d: Limite d'extension des faciès marins téthysiens au Jurassique moyen ; e: Emplacement hypothétique de la dorsale pacifique ; f: subduction pacifique née à la fin du Jurassique inférieur ; g: Arc andésitique de San Andrés-Cedros.

1 à 12 : Localités et formations citées dans le texte.

1: Péninsule de Vizcaino ; 2: Région d'Hermosillo ; 3: Zacatecas ; 4: Charcas ; 5: Formation El Plan ; 6: Formation Payande de la Cordillère centrale de Colombie ; 7: Formation Morrocoyal ; 8: Formation Dagua de la Cordillère occidentale de Colombie ; 9: Huayacocotla ; 10: Tlaxiaco ; 11: Villahermosa ; 12: Complexe de Lara.

Au Sud-Ouest de la dorsale pacifique existe un domaine continental séparé de l'Ouest-américain au Trias et sur lequel s'édifie, à partir du Trias supérieur, un arc volcanique résultant de la subduction vers le Nord - Est de la paléo-plaque paléozoïque pacifique.

borca et au Sud-Est d'Hermosillo, des intercalations marines d'âge carnien à sinémurien sont interdigitées dans des formations continentales (Alencaster, 1961 ; Rangin, 1982).

- Dans la partie centrale du Mexique, le Trias marin affleure près de Zacatecas (Burckardt et Scalia, 1906 ; Mc Gehee, 1976) et de Charcas (Martinez-Perez, 1968 ; López-Ramos, 1979).

- Au Honduras, les grès et schistes de la Formation El Plan renferment des plantes et une faune de Trigonies triasico-jurassiques (Newberry, 1888 ; Carpenter, 1954).

- Sur la bordure nord-ouest du continent Sud-américain, le Trias supérieur marin, daté par des ammonites, est présent dans la Cordillère centrale de Colombie (Formation Payande). Le Sinémurien, à ammonites et trigonies (Formation Morrocoyal), est connu plus au Nord où il présente un faciès parent de celui de la Formation El Plan.

Si une transgression triasique tardive, et liasique, est donc certaine sur la bordure ouest des continents nord et sud américains, il ne paraît pas établi qu'il existait une subduction du domaine océanique pacifique nouvellement créé :

- L'édifice volcanique mésozoïque le plus ancien de Basse Californie (complexe San Andres-Cédros) est d'âge jurassique moyen - jurassique supérieur (Rangin, 1982).

- Le Trias de Zacatecas est en étroite relation avec des formations volcano-sédimentaires, mais celles-ci pourraient être plus récentes (renseignement oral, Z. de Cserna).

- Les Formations Payande et Morrocoyal sont sédimentaires et surmontées de séries volcaniques et volcano-détritiques pré-Aptien inférieur (Théry, 1982). Sur la marge pacifique sud-américaine, la Formation Dagua à diabases et ophiolites, de la Cordillère occidentale de Colombie, datée du Jurassique par des radiolaires, représente vraisemblablement, à l'égal des complexes ophiolitiques de Basse Californie et de la punta Santa Elena de Costa Rica, un témoin du domaine paléo-océanique mésozoïque pacifique, plutôt qu'un arc insulaire. De toutes façons, s'il s'agit bien d'un arc engendré par subduction du Pacifique, il pourrait ne s'être formé qu'au Jurassique supérieur.

La présence de niveaux volcano-clastiques dans les sédiments pélagiques du Trias supérieur de Basse Californie, et l'absence de complexe volcanogène de cet âge sur la marge continentale nord-américaine, a conduit C. Rangin (1982) à supposer qu'il existait à cet époque un arc volcanique situé à l'Ouest de la marge, séparé de celle-ci par un bassin océanique, et établi sur croûte continentale. Si l'on admet que le bassin océanique n'est autre que le Pacifique mésozoïque naissant, le domaine continental occidental pourrait être le continent ou le microcontinent séparé par rifting de l'Ouest-américain. Son éloignement vers le Sud-Ouest, au fur et à mesure que s'élargit le nouveau domaine pacifique, entraîne la résorption progressive de la paléo-croûte paléozoïque pacifique subductée sous sa marge occidentale, et l'édification d'un arc volcanique.

Parallèlement à la naissance du Pacifique mésozoïque et à la transgression de sa marge américaine, la distension crustale due à la progression vers l'Ouest du futur domaine téthysien induit la formation de grabens et une activité volcanique au Sud-Est des Etats-Unis, à l'Est du Mexique, et au Nord de l'Amérique du Sud.

La plus ancienne transgression marine téthysienne est d'âge sinémurien et n'est connue qu'au Mexique, dans la région de Veracruz (Formation Huayacotla).

A la fin du Jurassique inférieur débute la subduction du Pacifique sous la marge continentale américaine. En Basse Californie naît, au Bajocien, l'arc San Andrés-Cedros qui va se développer durant le Jurassique moyen et supérieur. Cet arc se prolongeait peut être vers le Sud, mais il n'existe, pour l'instant, aucune donnée permettant d'établir la continuité spatiale du volcanisme marginal avant le Jurassique supérieur.

Dans le domaine du Golfe du Mexique et à sa périphérie, le Jurassique moyen est représenté essentiellement par des dépôts évaporitiques, "Louann Salt" et formations équivalentes. Toutefois des niveaux franchement marins, intercalés dans les couches rouges, sont connus près de Tlaxiaco en Oaxaca (5ème partie) et ont été rencontrés en forage dans la région de Villahermosa au Nord du Chiapas (1ère partie).

Au Vénézuéla, des sédiments cimentant des pillow-lavas en olistolites dans le Paléocène-Eocène allochtone de la Cordillère côtière (complexe de Lara), renferment des ammonites du Bajocien (Renz, Bartik *in* Stephan, 1982). L'origine de ces pillow-lavas et leur relation possible avec un complexe ophiolitique sont problématiques. Ils constituent les seuls témoins d'un volcanisme en milieu marin avant le Jurassique supérieur, dans le domaine caraïbe. Il est possible que ces pillow-lavas se soient épanchés dans un bassin intracontinental. Ceci semble plus plausible que d'admettre qu'ils appartenaient au fond téthysien, ce qui supposerait que la Téthys aurait déjà atteint un stade océanique au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, avant que ne s'ouvre le Golfe du Mexique.

B. L'ETAPE JURASSIQUE SUPERIEUR (Fig. VI-3).

Les modèles cinématiques récents (Laad, 1976 ; Morgan, 1981 ; Pindell et Dewey, 1982), qui, pour une grande partie, s'appuient sur des travaux antérieurs, notamment ceux de Le Pichon et Fox (1971), font tous apparaître une dérive relative constante vers le Sud-Est des continents africain et Sud américain par rapport au continent nord-américain, à partir de la fin du Jurassique moyen et jusqu'au Barrémien. Cet éloignement est la conséquence de la naissance de la Téthys en tant qu'océan et de son expansion à l'extrémité ouest de la Pangée.

Durant le Jurassique supérieur, l'océan téthysien sépare l'Afrique et l'Est de l'Amérique du Sud de l'Amérique du Nord, mais l'Ouest de l'Amérique du Sud et l'Amérique centrale restent solidaires du continent nord-américain. La dorsale téthysienne se termine dans le Golfe du Mexique dont l'ouverture se réalise. Son extrémité est reliée à la fosse marquant la subduction pacifique, par le linéament Caltam. Il apparaît ainsi comme une

PORTLANDIEN (-145 m. a.)

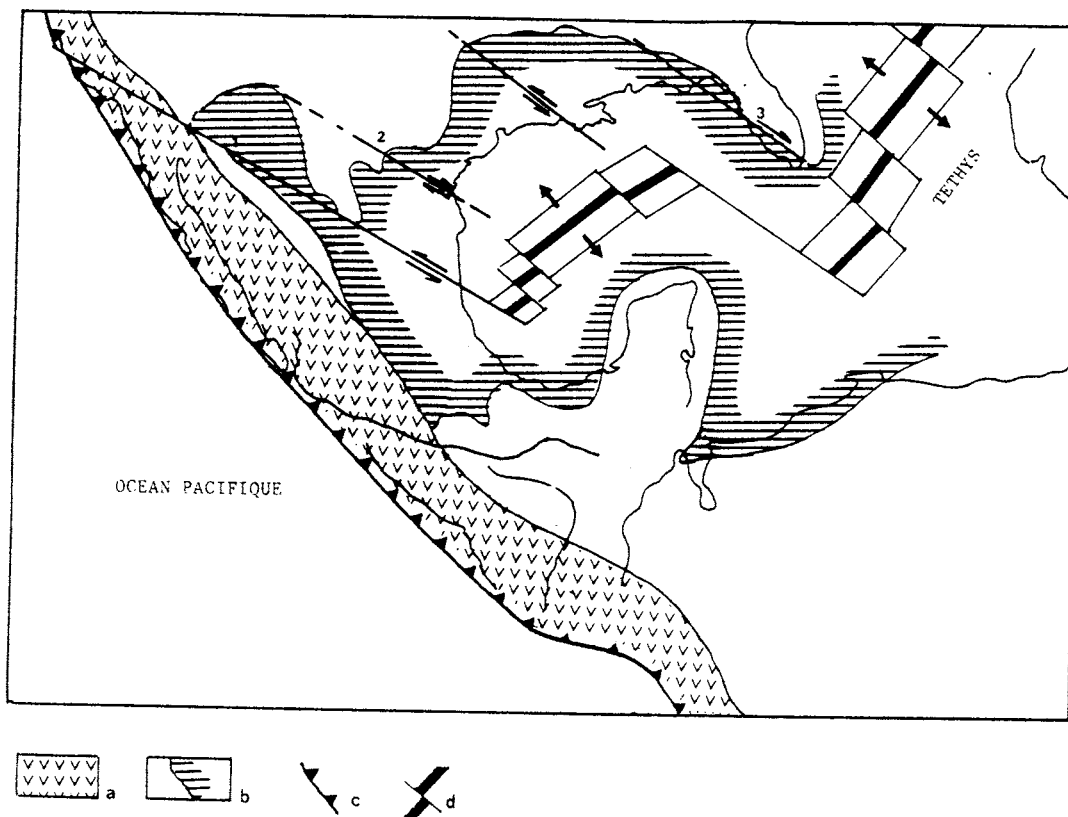


Fig. VI-3 : Les grands ensembles téthysiens et pacifiques au Portlandien (- 145 m.a.).

a: Arc volcanique pacifique ; b: Limite de la transgression téthysienne au Jurassique supérieur ; c: Subduction pacifique ; d: Dorsale téthysienne.
1: Linéament Caltam ; 2: Linéament du Texas ; 3: Linéament des Bahamas.

faille transformante rift-fosse. L'ouverture au niveau du Golfe est compensée par un déplacement de 800 kilomètres vers le Sud-Est, le long du linéament Caltam, de la majeure partie du Mexique, de l'Amérique centrale et de l'Amérique du Sud liées au Mexique et entraînées dans ce même mouvement.

Simultanément, d'importants décrochements dextres ou sénestres, parallèles au linéament Caltam, dont le linéament du Texas et le linéament des Bahamas, décalent l'orogène Marathon-Ouachita-Appalaches.

L'ouverture téthysienne est accompagnée de l'établissement d'un régime marin franc sur les marges du Golfe du Mexique et au Nord de l'Amérique du Sud, à l'exception du Yucatan et de la plus grande partie de la Floride qui demeurent épargnés. La première grande transgression téthysienne débute partout à l'Oxfordien.

Au niveau du Mexique méridional, elle s'étend largement vers l'Ouest durant le Kimméridgien et le Portlandien. Elle contourne le bloc d'Oaxaca par le Nord pour atteindre l'édifice volcanique pacifique en Guerrero

(Formation volcano-sédimentaire Angao, Portlandienne). Une communication Téthys-Pacifique a dû également se réaliser au Nord-Ouest du Mexique où la série volcano-sédimentaire jurassique supérieur de Cucurpe, en Sonora, renferme des ammonites d'affinités téthysiennes (Rangin, 1982).

Au Nord de l'Amérique du Sud, la transgression débute également à l'Oxfordien et, comme au Mexique, les assises d'âge jurassique supérieur renferment de nombreuses espèces d'ammonites typiques de la Téthys (Geyer, 1973, 1977). Elle ne paraît pas dépasser, vers l'Ouest, la péninsule de Guajira et, partant, n'atteint pas le Pacifique (les premières assises marines de la Cordillère orientale et de la Cordillère centrale de Colombie, d'abord considérées d'âge jurassique terminal (Etayo-Serna, 1968), sont d'âge berriasien (Théry, 1982)).

Alors que l'ouverture du Golfe du Mexique se réalise, la subduction du Pacifique se poursuit et se développe le volcanisme andésitique de la marge continentale américaine. Au Mexique, il est jalonné par les formations volcanogènes jurassique supérieur de Basse Californie, de Sonora (Rangin, 1978-1982) et de Guerrero au Sud de l'axe transmexicain (Campa et al., 1974). En Colombie, il est représenté par les séries volcanogènes et volcano-détritiques post-Payande et post-Morrocoyal.

C. L'ETAPE NEOCOMIENNE (Fig. VI-4).

L'ouverture au niveau du Golfe du Mexique et l'activité des failles qui lui sont liées, tout au moins en tant que mégadécrochements, cessent à la fin du Jurassique : les études paléo-magnétiques montrent que le coulissage sénestre de 800 kilomètres le long du linéament Caltam s'est réalisé avant le Crétacé inférieur (Anderson et al., 1981). Les données paléo-magnétiques obtenues sur les couches rouges sommitales pré-albiennes du Chiapas (Guerrero et Helsley, 1974), montrent également que les domaines maya, olmèque, chiapanèque et quiché, occupaient, par rapport à la plaque Nord-américaine, une position voisine de l'actuelle dès le Néocomien.

Le fond océanique téthysien abandonné du Golfe se refroidit et débute l'hyper-subsidence de ce domaine, qui va se poursuivre jusqu'à l'Actuel.

La progression de la Téthys s'effectue alors plus au Sud, tout d'abord à la hauteur du Guatemala. Ce changement de direction correspond à une crise compressive :

- la marge ouest Nord-américaine est affectée par la phase névadienne. Au Mexique, elle est connue en Basse Californie et dans la région septentrionale de Sonora (Rangin, 1982). En Basse Californie, le complexe volcanogène San Andrés-Cedros vient chevaucher, vers l'Ouest, la croûte océanique pacifique écaillée. En Sonora, où il semble que la vergence se fasse vers le Nord-Est, l'ensemble volcanogène jurassique plissé et épi-métamorphisé, est recouvert en discordance par une série détritique d'âge crétacé inférieur.

- dans les Grandes Antilles, l'existence d'une phase tectonique jurassique (lié à la page 488)

VALANGINIEN (-125 m. a.)

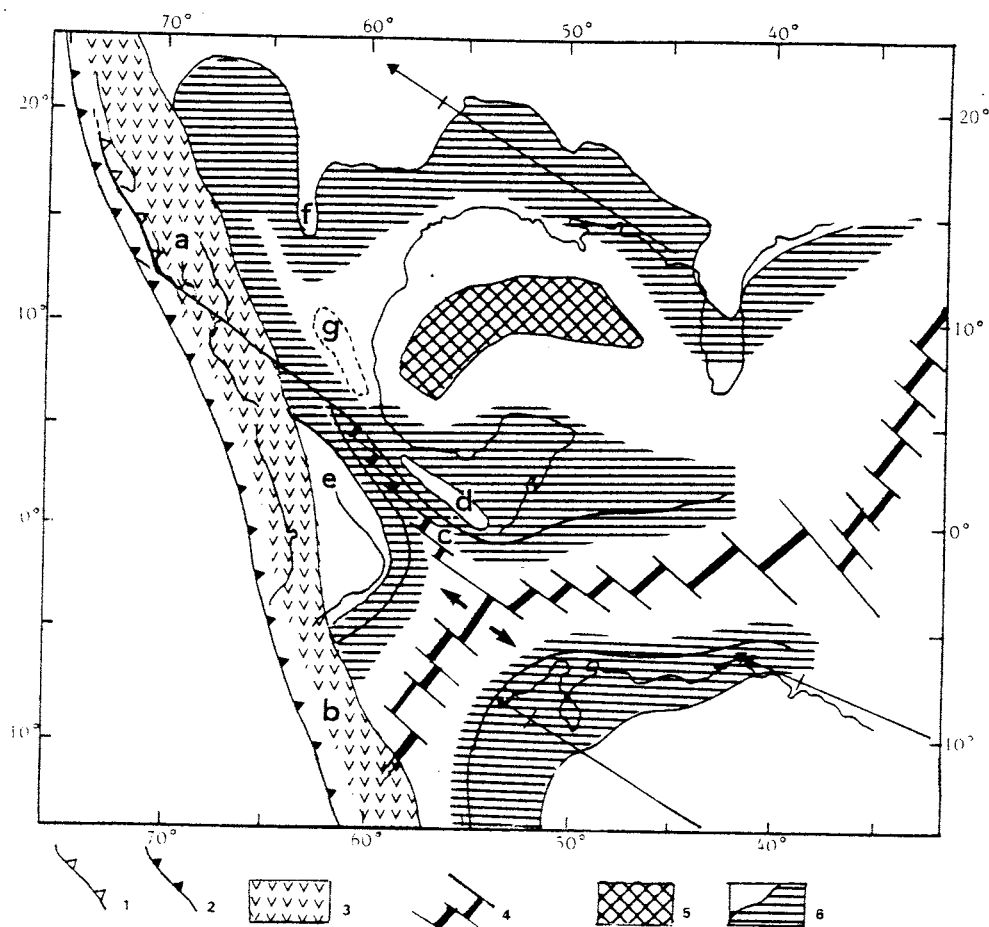


Fig. VI-4 : Les grands ensembles téthysiens, pacifiques et proto-caraïbes à la fin du Valanginien (- 125 m.a.).

1: Chevauchement névadien, à vergence pacifique, de l'arc volcanique San Andrés-Cédros de Basse Californie sur la croûte triasico-jurassique pacifique écaillée ; 2: Subduction du Pacifique. La subduction pacifique, interrompue durant la phase névadienne, reprend au Valanginien-Hauterivien ; 3: Arc volcanique pacifique (a: Arc Alisitos-Teloloapan-Chontal établi sur croûte continentale ; b: Arc caraïbe établi sur croûte océanique et peut être localement sur des fragments continentaux) ; 4: Dorsale téthysienne ; 5: Croûte océanique jurassique supérieur du Golfe du Mexique ; 6: Limite de la transgression téthysienne néocomienne.
c: Bassin cuicatèque ; d: Socle émergé du Chiapas ; e: Socle émergé d'Oaxaca et d'Amérique centrale ; f: Péninsule de Coahuila ; g: Plate-forme Valles-San Luis Potosi.

Pour cette figure et les figures suivantes la carte utilisée est la projection Mercator de l'Amérique "moyenne" (carte de la sismicité de l'Amérique moyenne U.S. Department of Commerce, 1970). La carte utilisée dans les figures précédentes est une projection conique de l'Amérique du Nord (carte géologique de l'Amérique du Nord - Boddart, 1965). La position des continents nord et sud américains est celle proposée par A. Leclère (1983), déduite des données de W.J. Morgan (1981). Les flèches barrées matérialisent la trajectoire absolue des deux continents entre le stade représenté sur la figure et le stade suivant, leur longueur étant proportionnelle à la valeur du déplacement.

supérieur n'a été reconnue qu'à Cuba. Elle est admise par Palmer (1945), Furrázola-Bermudez (1964), Khudoley (1967), Khudoley et Furrázola-Bermudez (1967-1968), Khudoley et Meyerhoff (1971). Selon ces auteurs elle se traduit, sur la marge continentale du Nord de l'île, par une discordance des formations jurassique terminal sur l'Oxfordien.

La séparation complète entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud se réalise durant le Néocomien. L'éloignement des deux continents se fait selon une trajectoire nord-ouest - sud-est, et selon un taux d'expansion de l'ordre de 1,5 centimètre par an (Morgan, 1981).

Sur la marge continentale pacifique nord-américaine, après un arrêt durant la phase névadienne et jusqu'au Valanginien, la subduction reprend et s'édifie l'arc volcanique Alisitos-Teloloapan Chontál. Les datations faunistiques de cet arc vont de l'Albien au Cénomanién mais, près de la localité type d'Alisitos, une roche volcanique a fourni un âge radio-métrique néocomien (127 ± 5 m.a. ; Silver et al., 1969). En Amérique centrale et au Mexique, l'arc est établi sur les ceintures précambriennes et paléozoïques et, pour partie, en Basse Californie, sur l'édifice névadien.

Entre les continents nord et sud-américains l'extrémité de la Tethys vient donc, pour la première fois, affronter le domaine océanique pacifique. Les modalités de cette rencontre et le relai entre les zones de subduction nord-américaine et andine pose un problème fondamental : l'un ou l'autre de ces domaines océaniques a dû être subducté et engendrer un arc volcanique, dont le devenir va être lié à l'évolution des régions caraïbes.

Un premier point essentiel est que le fond des bassins caraïbes actuels ne représente pas la croûte originelle téthysienne, mais un fragment de la croûte océanique pacifique, insinué et morcelé durant le Mésozoïque et le Cénozoïque entre les continents nord et sud-américains. Cette idée revient à Edgar et al. (1971). Elle est basée sur les caractéristiques sismiques des croûtes et l'absence d'anomalies magnétiques symétriques. Malfait et Dinkelman (1972) l'ont reprise, proposant un modèle fondé sur les interactions des plaques est-pacifique et nord et sud-américaines pour expliquer l'histoire crétacé supérieur à actuelle des caraïbes. De nouvelles données paléo-magnétiques et géologiques sont venues peu à peu conforter cette hypothèse, développée en particulier par J. Pindell et J.F. Dewey (1982), dont le modèle incorpore les structures géologiques majeures des caraïbes et suppose que la croûte océanique téthysienne proto-caraïbe a été subductée à partir du néocomien sous la croûte pacifique, engendrant les formations volcaniques crétacées qui vont devenir les zones internes des Grandes Antilles.

A partir de son étude géologique de la transversale de Barquisimeto au Vénézuéla, J.F. Stephan (1982) s'est également rallié à l'idée d'une origine pacifique de la plaque caraïbe, et a discuté les étapes de son évolution. Son modèle, qui s'appuie sur les reconstructions cinématiques de J.C. Sibuet (1980), part de deux constatations : la présence à la périphérie de la plaque caraïbe actuelle d'arcs volcaniques crétacés dans les Grandes Antilles et au Nord de l'Amérique du Sud ; l'existence de collisions et d'hyper-collisions subhercyniennes et laramiennes. Or le modèle cinématique de J.C. Sibuet - comme d'ailleurs les modèles précédents et la position des continents dans le référentiel des points chauds, déduite par A. Leclère (1983) à partir des données de W.J. Morgan (1981), que nous

utiliserons - montre une dérive quasi continue de l'Amérique du Sud par rapport à l'Amérique du Nord, et ne peut rendre compte, ni de la formation d'arcs crétacés par subduction de la Téthys face aux marges nord et sud-américaines, ni des stades de collision. L'origine des arcs doit donc être mise en relation avec la subduction de la croûte pacifique ou de la croûte téthysienne, là où elles s'affrontaient; Les stades de collisions et d'hyper-collisions résultent de l'interaction des plaques nord et sud-américaines avec l'élément pacifique piégé entre ces masses continentales.

Ainsi, au Néocomien, la subduction du Pacifique face aux marges continentales de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud, se trouve relayée par une subduction de même sens en domaine océanique. La plaque pacifique subductée sous la croûte océanique de la Téthys engendre un arc volcanique qui sera ultérieurement charrié, avec une partie de son substratum sur les marges téthysiennes nord et sud-américaines. Il est vraisemblable que ce proto-arc caraïbe était établi localement sur des lambeaux continentaux détachés de l'Amérique centrale ou de l'Amérique du Sud. Ceci expliquerait la présence, à l'arrière de l'arc crétacé à substratum ophiolitique de Cuba, ou en fenêtre (Somin et Millán, 1976), d'éléments continentaux (Ile des Pins, massifs de l'Escambray et de Purial) supportant également des séries mésozoïques en partie volcanogènes.

Alors que la Téthys progresse vers le Sud-Ouest, une nouvelle faille transformante, qui correspond aujourd'hui approximativement aux limites orientale et septentrionale du domaine oaxaquien, prend le relai du linéament Caltam. Une dépendance téthysienne progresse le long de cette rupture, à la manière dont s'effectue à l'heure actuelle l'ouverture du Golfe de Californie, et donne naissance au bassin cuicatèque. La largeur du fond océanique de ce bassin situé en position intra-cratonique reste relativement limitée. Son extrémité septentrionale atteint peu à peu la hauteur de la limite sud de la partie orientale de l'axe néovolcanique transmexicain. Elle est reliée au pacifique par ce qui demeure de la faille transformante. Ce segment se trouve à l'emplacement de l'axe néovolcanique dont il conditionnera probablement, par la suite, la localisation.

L'ouverture du bassin cuicatèque provoque l'éloignement vers le Sud-Ouest de l'Amérique centrale et de la partie solidaire du Sud du Mexique par rapport à l'Amérique du Nord. L'Amérique centrale subit une rotation horaire compensant l'ouverture du bassin cuicatèque.

Globalement, la transgression téthysienne au Néocomien s'étend sensiblement plus largement que la transgression du Jurassique supérieur. Au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, comme au Mexique, elle interfère avec le Pacifique. Le Yucatan et la quasi totalité de la Floride sont submergés. Toutefois, de part et d'autre du bassin cuicatèque, à l'Est, une partie du socle du Chiapas et, à l'Ouest, les régions centrales du domaine oaxaquien et de l'Amérique centrale, demeurent émergées. Sur la marge nord de la Téthys et en particulier à Cuba, les zones isopiques sont clairement marquées et montrent un approfondissement, à partir de la plate-forme des Bahamas, vers le Sud-Est. Au Nord-Ouest du Mexique et au Sud-Ouest des Etats-Unis, l'extrémité de la transgression téthysienne dessine un golfe compris entre la péninsule émergée de Coahuila et l'arc volcanique pacifique. Dans les régions de la Sierra Madre Orientale qui lui correspondent, le Néocomien est caractérisé par un changement brutal du type de sédimentation et la répartition des faciès (Tardy, 1980) montre un approfondissement vers le Sud (par-

tie sud de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central). Ce golfe est situé dans le prolongement du bassin cuicatèque. Il s'approfondit dans cette direction et non vers le Golfe du Mexique dont il se trouve séparé par la plate-forme immergée de Valles-San-Luis Potosi. Elle forme une ride reliant les régions émergées du Chiapas à la péninsule de Coahuila.

D. L'ETAPE BARREMIEN-SENONIEN INFÉRIEUR (Fig. VI-5).

Limite SENONIEN INF. - SENONIEN SUP. (-80 m. a.)

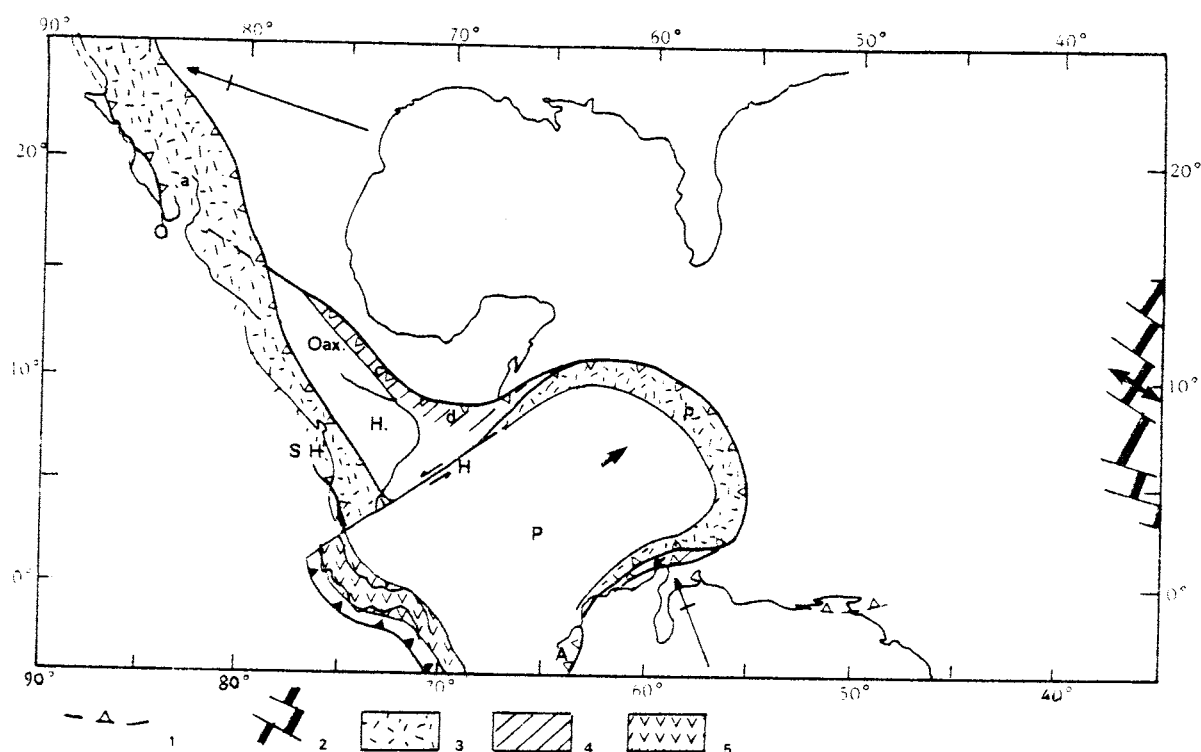


Fig. VI-5 : Les grands ensembles mexicains et caraïbes à la limite Sénonien inférieur - Sénonien supérieur (- 80 m.a.).

1: Chevauchement de copeaux téthysiens obductés au Barrémien sur la marge nord de l'Amérique du Sud en raison de l'ouverture de l'Atlantique sud ; 2: Dorsale atlantique ; 3: Arcs volcaniques pacifiques charriés (a: Arc Alisitos-Teloloapan-Chontal charrié durant la phase orégonienne mésocrétacée, et probablement repris tectoniquement durant la phase subhercynienne ; b: Paléo-arc caraïbe charrié au cours de la phase subhercynienne) ; 4: Formations de bassin à fond océanique téthysien charriées au cours de la phase subhercynienne (c: Bassin cuicatèque ; d: Marge océanique nord téthysienne guatémaltèque ; e: Marge océanique sud téthysienne vénézuélienne) ; 5: Arc volcanique de l'Amérique centrale isthmique.

P: Élément de croûte océanique pacifique fracturé couvert d'épanchements tholeitiques fissuraux ; H: Décrochement sénestre de l'actuel escarpement de Hess ; SH: Ecaillage sub-hercynien de la marge océanique pacifique du Costa-Rica ; A: Terminaison nord-andine tectonisée ; O: Chevauchement orégonien à vergence pacifique de l'Arc Alisitos.

Dans les différents modèles cinématiques, la trajectoire de l'Amérique du Nord vers le Nord-Ouest durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, ne semble pas subir de modifications notables, hormis une légère inflexion vers le Sud à partir de 80 m.a. En revanche celle de l'Amérique du Sud, selon une direction générale également nord-ouest mais à une vitesse moindre jusqu'à la limite Oligocène-Miocène, est plus irrégulière et diffère selon les auteurs : dans le modèle de J.F. Stephan et J.C. Sibuet, un mouvement convergent rapproche les deux continents entre 127 et 110 m.a. Il est suivi d'un coulisage sénestre Amérique du Sud - Amérique du Nord entre 110 et 80 m.a. Le modèle antérieur de J.W. Laad (1976) montre aussi une composante convergente du Néocomien au Sénonien inférieur. Celle-ci n'apparaît dans le référentiel des points chauds qu'entre 80 et 65 m.a. Quoiqu'il en soit ces modèles situent à 80 m.a., c'est-à-dire au Campanien basal, un changement appréciable de la direction de la plaque sud-américaine par rapport à la plaque nord-américaine.

Au Barrémien s'initie la séparation, à partir du Sud, de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. En raison de cette ouverture, l'Amérique du Sud a dû subir une rotation ou un freinage tendant à la rapprocher de l'Amérique du Nord. Cette convergence, qui apparaît dans les reconstitutions cinématiques de J.C. Sibuet, conduit à l'obduction de copeaux de la croûte téthysienne méridionale sur la marge passive nord-vénézuelienne (Stephan, 1982).

La séparation complète de l'Afrique et de l'Amérique du Sud, due à la progression vers le Nord de la dorsale sud-atlantique qui rejoint la dorsale téthysienne, se réalise durant l'Aptien (Le Pichon et al., 1978). Elle entraîne d'importantes conséquences dans le domaine caraïbe : la subduction du Pacifique cesse à l'arrière du proto-arc caraïbe. Au front de cet arc la croûte téthysienne entre alors en subduction. Cette inversion de la subduction va permettre la migration vers le Nord-Est de l'arc proto-caraïbe qui s'allonge et se développe, devenant l'arc caraïbe crétacé proprement dit, et la pénétration d'un fragment de la croûte pacifique entre les continents nord et sud américain. Au cours de cette migration, la croûte téthysienne est peu à peu résorbée et la dépendance téthysienne cuicatèque, déconnectée de la dorsale principale, perd toute activité. Le bassin océanique mexicain avorte, avant qu'il n'ait rejoint le Pacifique.

La progression de l'arc caraïbe crétacé et du fragment pacifique est rendue possible par l'existence :

- Au Nord-Ouest, de décrochements sénestres au rôle comparable à celui que jouera par la suite le système Polochic-Motagua, et situés à l'emplacement actuel de l'escarpement de Hess, à la limite du bassin de Colombie et de la dorsale du Nicaragua ;

- Au Sud-Est, du décrochement dextre de Romeral-Guayaquil de Colombie et d'Equateur.

La subduction du Pacifique face aux marges continentales nord et sud-américaines se poursuit, et, au Mexique, se développe l'arc Alisitos-Teloapan-Chontál. Dans le reste du territoire mexicain et en Amérique centrale, les régions jusqu'alors épargnées par la transgression téthysienne, du Chiapas, d'Oaxaca, de la péninsule de Coahuila et du bloc du Honduras, sont submergées à partir de l'Albien. A l'exception du domaine maya où le régime évaporitique se poursuit, durant l'Albien et le Cénomaniens, en avant de l'arc, les faciès sont partout carbonatés, de type plate-forme de part et

d'autre du bassin cuicatèque et sur la marge nord-ouest du Golfe du Mexique, à cachet plus profond au niveau du bassin cuicatèque, de ses marges et dans son prolongement septentrional, Haute-Chaîne, Haut-Plateau central, de la Sierra Madre Orientale (cf. Fig. IV-6).

La première tectonisation de l'arc Alisitos-Teloloapan-Chontál semble quelque peu hétérochrone.

. Au Mexique septentrional, l'arc Alisitos s.s. cesse d'être actif durant l'Albien. Il est ensuite charrié avec une partie de son substratum, d'une part en direction du Pacifique où il vient chevaucher des écaillés océaniques, d'autre part vers l'Est, sur le continent nord-américain. Cette phase est calée au Mexique septentrional :

- Par l'âge des molasses marines ou continentales discordantes sur l'édifice en Basse Californie et en Sonora, albien supérieur-cénomaniens à leur base (Rangin, 1983) ;

- Par l'apparition dans la Sierra Madre Orientale des premières séries flyschoides au Cénomaniens (Tardy, 1980).

Elle paraît donc, au Mexique septentrional, synchrone de la phase orégonienne, de la limite Albien-Cénomaniens, du système cordilléraire des Etats-Unis.

. Au Mexique méridional, l'âge albo-cénomaniens de rudistes de l'arc Teloloapan-Chontál et l'absence de formations orogéniques cénomaniens en avant de la ceinture volcanique, conduisent à admettre que la ceinture a été active plus longtemps et que sa première tectonisation est post-Cénomaniens. Elle a provoqué l'émersion de la plate-forme des blocs d'Oaxaca et du Honduras. L'âge turonien des premiers dépôts terrigènes consécutifs à cette phase, sur la bordure occidentale du bloc d'Oaxaca, dans ses régions centrales, sur sa bordure orientale et dans la Sierra de Juarez, permet de situer la première tectonisation de l'arc Teloloapan-Chontál à la limite Cénomaniens-Turonien.

La cause de la tectonisation, au début du Crétacé supérieur, de l'édifice volcanique mésozoïque marginal du Mexique et de l'Amérique Centrale, est probablement à rechercher dans la collision de blocs continentaux accrétés au continent nord-américain, et qui, par la suite, seront déplacés vers le Nord par d'importants coulisages dextres (Rangin, 1983). Ces blocs (anciens fragments de la Pangée qui s'en sont séparés par l'ouverture du Pacifique au Trias ?) rapprochés progressivement du continent nord-américain en raison de la résorption par subduction de la croûte océanique pacifique, ont pu entrer en collision avec la marge continentale à des époques diverses. Ceci expliquerait l'hétérochronie de sa tectonisation.

Il reste qu'au Mexique et en Amérique centrale, on ne connaît pas de témoins de ces blocs et que, même à la hauteur des Etats-Unis et du Canada, la tectonisation par "collage", de la marge pacifique, demeure une hypothèse.

Pendant que la marge pacifique se tectonise, et jusqu'à la fin du Sénonien inférieur, la dérive relative du continent sud-américain par rap-

port au continent nord-américain, coulissage sénestre selon J.C. Sibuet, écartement dans le système des points chauds, se poursuit et entraîne la fissuration de l'élément pacifique à l'arrière de l'arc caraïbe. Elle permet la mise en place de dolérites tholéitiques et d'épanchements de basaltes qui, pour les niveaux supérieurs, sont datés du Turonien - Sénonien inférieur par des faunes rencontrées dans des intercalations de calcaires pélagiques (Donelly et al., 1973). Ils correspondent au réflecteur B" situé sous les "Carib-beds" des bassins de Colombie et du Vénézuéla.

Les études paléomagnétiques réalisées sur les roches sédimentaires crétacées du bloc du Honduras montrent qu'il a subi une rotation anti-horaire à partir du Cénomanién (Gose et Swartz, 1977). Les calcaires albo-cénomaniens des régions centro-méridionales du bloc d'Oaxaca ont fourni un pôle voisin de celui de l'Amérique du Nord à la même époque (Urrutia-Fucugauchi, 1981). Ces résultats s'accordent bien avec une fermeture "en ciseau" du bassin intracratonique cuicatèque : au Nord, faible déplacement du bloc qui le bordait à l'Ouest, déplacement plus important, au Sud, où le bassin était ouvert plus largement. (Par ailleurs les données paléomagnétiques du bloc d'Oaxaca, ajoutées aux passages latéraux des faciès des formations mésozoïques, excluent l'hypothèse d'une origine "exotique" de ce bloc et de son accrétion à la marge américaine au cours du Crétacé supérieur ou postérieurement).

La fermeture du bassin cuicatèque entraîne le charriage de ses sédiments sur la plate-forme carbonatée occidentale, et leur métamorphisme, selon un degré croissant du Nord-Ouest vers le Sud-Est, suivi de la mise en place de plutons granodioritiques.

Cette fermeture, totalement réalisée avant le Campano-Maestrichtien, est contemporaine :

- du charriage vers le Nord, au Guatemala, de la paléo-croûte éocrétacée de la marge passive nord-téthysienne et de sa couverture (Formation el Tambor s.l.) ;

- du charriage vers le Sud de la paléo-croûte éocrétacée de la marge passive sud-téthysienne (nappe ophiolitique de Loma de Hierro de la Cordillère caraïbe - J.F. Stephan, 1982) ;

- de l'écaillage vers le Sud-Ouest de la croûte océanique triasico-jurassique pacifique de la marge d'Amérique centrale (massif de la Punta Santa Elena du Costa-Rica) et de sa couverture crétacée (complexe de Nicoya ; J. Azema et J. Tournon, 1979) ;

- du charriage de l'arc caraïbe; au Nord, en direction de la plate-forme des Bahamas (arc des Grandes Antilles); au Sud, en direction de la plate-forme sud-américaine (arc Villa de Cura) ;

- de la tectonisation de la terminaison nord-andine.

Ces événements tectoniques, qui se déroulent antérieurement au dépôt des formations clastiques campano-maestrichtiennes, relèvent d'une même cause : le blocage dans sa migration vers le Nord-Est de l'élément

pacifique, dont la partie frontale, supportant l'arc caraïbe, entre en collision avec les marges nord et sud téthysiennes.

Du fait de ce blocage s'instaure, au Sud du décrochement de Hess, à l'arrière de l'élément pacifique piégé entre les plaques nord et sud américaines, une nouvelle zone de subduction pacifique qui engendre l'arc volcanique précurseur de l'Amérique centrale isthmique.

Ainsi, la structuration au Crétacé supérieur du Mexique méridional et de l'Amérique centrale est liée à la fois au Pacifique oriental et à la proto-plaque caraïbe : la structuration de l'édifice volcanique cordilléraire occidental au cours de la phase "orégonienne" résulte de l'évolution de la marge active pacifique. La structuration du bassin océanique téthysien au cours de la phase subhercynienne du Campanien basal, essentielle dans les édifices de la périphérie de la plaque caraïbe actuelle, est l'une des conséquences du blocage de la proto-plaque caraïbe.

Ajoutons qu'il est probable que l'édifice "orégonien" a subi une retouche au cours de la phase subhercynienne, expliquant la généralisation des faciès terrigènes au Campano-Maestrichtien.

Cette mixité, Pacifique-Caraïbe, du Mexique méridional et de l'Amérique centrale se retrouvera dans les étapes suivantes.

E. L'ETAPE SENONIEN SUPERIEUR - PALEOCENE (Fig. VI-6).

A la suite de la phase subhercynienne, une grande partie du Mexique et de l'Amérique centrale est émergée. L'érosion des reliefs orégoniens du système cordilléraire occidental et du bloc Oaxaca-Honduras continue d'alimenter une sédimentation détritique marine concordante, au niveau de la Sierra Madre Orientale et sur la bordure occidentale du bloc d'Oaxaca, et une sédimentation détritique concordante essentiellement continentale, dans les régions centrales de ce bloc et au Nord du bloc du Honduras. L'érosion des reliefs subhercyniens résultant de la fermeture du bassin cuicatèque et de l'obduction de la marge océanique nord téthysienne guatémaltèque, domaine interne de la Sierra de Juarez, édifice guatémaltèque, et bordure interne du domaine chiapanèque, alimente une sédimentation terrigène marine concordante, dans le domaine olmèque et les régions internes des domaines chiapanèque et quiché (cf. Fig. IV-9).

Sur les édifices tectonisés se déposent des molasses continentales ou marines littorales discordantes.

Au Mexique et en Amérique centrale, il n'y a pas d'évidence d'activité volcanique liée à une marge active pacifique à cette époque. La subduction ne reprendra qu'à partir de l'Eocène moyen.

Durant le Palocène, une importante phase plicative et cisailante mais non accompagnée de métamorphisme, la phase laramienne, affecte le Mexique et l'Amérique centrale, à l'exception des domaines olmèque, chiapanèque et quiché.

Limite PALEOCENE - EOCENE (-55 m. a.)

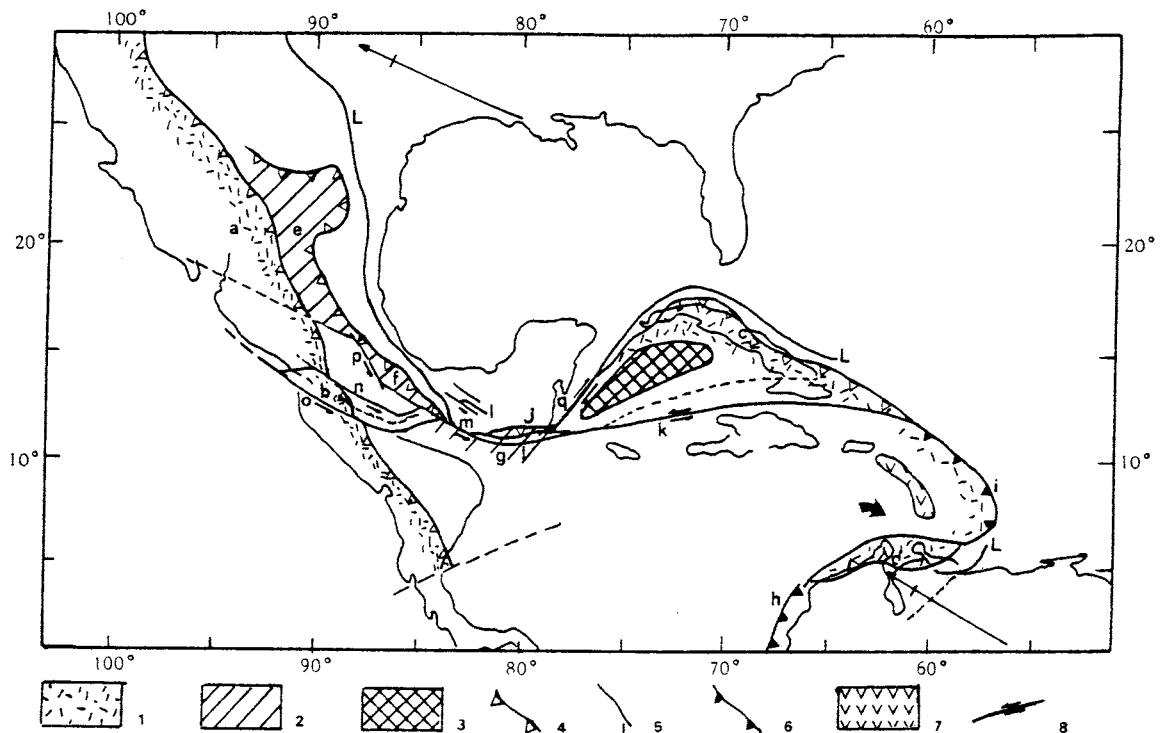


Fig. VI-6 : Les grands ensembles mexicains et caraïbes à la limite Paléocène-Eocène (- 55 m.a.).

1: Arc crétacé pacifique charrié (a: Arc Alisitos-Teloloapan ; b: Arc Chontál ; c: Arc des Grandes Antilles ; d: Arc Villa de Cura) ; 2: Bassins crétacés charriés (e: Bassin de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau central ; f: Bassin cuicatèque ; g: marge nord téthysienne guatémaltèque) ; 3: Bassin océanique du Yucatan dont l'ouverture se réalise du Crétacé terminal à l'Eocène moyen ; 4: Fronts des charriages laramiens ; 5: Fronts des déformations laramiennes ; 6: Subductions (h: Subduction de la plaque caraïbe face à la marge de Colombie-Equateur ; i: Subduction de l'Atlantique sous la plaque caraïbe) ; 7: Arc volcanique d'Aves ; 8: Décrochements (j: Système Polochic-Motagua ; k: Faille Caïman ; l: Failles du Chiapas ; m: Faille bordière occidentale du Chiapas ; n: Système Atoyac ; o: Faille d'Acapulco ; p: Système cuicatèque ; q: Faille dextre du Yucatan).

- La ceinture cordilléraise occidentale, née des phases orégonienne et subhercynienne, est reprise. Son front s'avance sur les régions internes de la Sierra Madre Orientale et chevauche la bordure occidentale du bloc d'Oaxaca, fortement plissée et cisailée. La tectonique laramienne est moins vigoureuse à l'Ouest du domaine cordilléraise où elle ne se traduit, tant en Basse Californie qu'au Costa-Rica, que par de larges plis.

- La couverture sédimentaire de plate-forme du bloc d'Oaxaca - Honduras ne subit qu'une déformation plicative limitée. La couverture sédimentaire des marges occidentale et orientale du bloc d'Oaxaca est fortement plissée.

- L'édifice subhercynien du domaine interne de la Sierra de Juarez est repris et, en avant, la tectonisation d'une partie de la plate-forme conduit à l'émersion définitive de la Sierra de Juarez.

- Dans le prolongement septentrional du bassin cuicatèque, le bassin de la Haute-Chaîne et du Haut-Plateau Central de la Sierra Madre Orientale est charrié sur la plate-forme orientale qui se tectonise, à l'égal de la partie externe de la Sierra de Juarez, l'ensemble constituant la Sierra Madre Orientale.

La phase laramienne, du fait de son caractère généralisé, pourrait être la conséquence, en Amérique du Nord tout au moins, d'une importante réorganisation intervenue dans le domaine océanique pacifique. C'est ce que semble indiquer le brusque changement de direction des alignements volcaniques de l'Empereur et de Hawaï, considérés liés au même point chaud supposé fixe (Coney, 1978). Le guyot le plus ancien, à l'extrémité septentrionale de la ride de l'Empereur, est âgé de 70 m.a. Sur la ride d'Hawaï, l'île Midway est âgée de 20 m.a. L'âge des guyots situés au point de rencontre des deux chaînes n'est pas connu, mais, par extrapolation des données, en supposant un taux d'expansion constant, pourrait être de 45 m.a. (Coney, 1978 ; Heezen et Mc Gregor, 1979). L'alignement de l'Empereur, dirigé Nord - Nord-Ouest - Sud-Sud-Est, indique que durant le Sénonien supérieur et le Paléocène la convergence de la plaque océanique du Pacifique Oriental et de l'Amérique du Nord devait être faible, voire nulle, ce qui peut expliquer l'absence de volcanisme andésitique sur la marge pacifique du Mexique et de l'Amérique centrale à cette époque. A partir de l'Eocène moyen, et donc postérieurement à la phase laramienne qui se déroule au cours de la réorganisation, l'alignement de Hawaï, dirigé Nord-Ouest - Sud-Est, traduit le sens de mouvement de la plaque Farallon (Atwater, 1970) et une convergence Pacifique-Amérique du Nord beaucoup plus forte.

Parallèlement, l'évolution du domaine caraïbe interfère avec l'évolution du domaine pacifique au niveau du Mexique méridional et de l'Amérique Centrale. L'écartement qui se poursuit entre les continents nord et sud-américains correspond à un coulissage sénestre qui permet à la proto-plaque caraïbe de pénétrer davantage, en s'incurvant vers le Sud. A la fin du Crétacé ses frontières nord et sud subissent une modification très importante et qui est probablement en étroite relation avec la réorganisation contemporaine du domaine pacifique :

- Au niveau de la frontière sud le décrochement de Romeral cesse d'être actif et se trouve relayé par une subduction de la proto-plaque caraïbe face aux marges de Colombie et d'Equateur. Le paléo-arc crétacé s'avance sur la marge vénézuélienne alors que se tectonisent les régions plus externes, construisant la chaîne caraïbe.

- Au Nord, le décrochement de Hess a amené durant le Sénonien supérieur l'Amérique Centrale isthmique jusqu'à sa position actuelle par rapport au bloc du Honduras, et cesse d'être actif. La limite décrochante sénestre subit alors un saut considérable vers le Nord. A hauteur du Guatemala naissent les failles du système Polochic-Motagua. Elles se prolongent à l'Est par un système décrochant sénestre, la faille Caïman, située à l'emplacement actuel de la fosse Caïman, qui sépare Cuba du reste des Grandes Antilles. A l'Ouest, le système Polochic-Motagua est relayé par :

. la faille bordière du batholite du Chiapas dont le rôle actif, dès le Crétacé terminal, se déduit de l'activité du réseau de failles parallèles découpant la massif (1ère partie).

. le système de failles décrochantes limitant au Nord la Sierra Madre du Sud au sens strict, que nous appelons système Atoyac (2ème et 5ème partie) ;

. le système de failles d'Acapulco, situé à l'emplacement actuel de la fosse d'Acapulco.

Ces deux derniers systèmes encadrent une lanière, la Sierra Madre du Sud, de largeur comparable à celle comprise entre les failles des systèmes Polochic-Motagua. Le coulissage sénestre de cette lanière va permettre à un fragment de l'arc crétacé pacifique établi sur croûte continentale, l'arc Chontál, dissocié de l'arc Alisitos-Teloloapan, ainsi qu'à son substratum, le complexe Xolapa, de migrer peu à peu, accompagnant le bloc du Honduras dans sa dérive, pour venir occuper, au Miocène moyen, sa position relative actuelle par rapport au reste du Mexique.

La faille bordière du Chiapas, la faille d'Acapulco et le système Atoyac, éléments de la limite nord de la plaque caraïbe, confluent à la hauteur de l'isthme de Tehuantepec avec le système de failles actives cuicatèque qui limite, à l'Est et au Nord, le bloc d'Oaxaca. Ce système se superpose grossièrement à la rupture ayant servi de guide à l'ouverture du bassin cuicatèque.

La confluence de ces divers systèmes au Sud de l'isthme de Tehuantepec permet d'expliquer en grande partie son origine, déjà amorcée par le réseau distensif triasico-jurassique. On verra plus loin que le rôle joué postérieurement par la ride océanique de Tehuantepec a été bien moins déterminant.

La naissance des failles formant la limite nord de la néo-plaque caraïbe, solidarise désormais la totalité de Cuba de la plaque nord-américaine. En compensation, le bloc du Honduras et la ride du Nicaragua sont intégrés à la néo-plaque caraïbe.

Au cours du Paléocène, l'éloignement relatif vers l'Est du bloc du Honduras est de 110 kilomètres environ, ce qui confère à la plaque caraïbe un taux de déplacement de l'ordre de 1 centimètre par an. Il est compensé par la subduction de l'Atlantique qui génère l'arc de la ride d'Aves, pré-curseur de l'arc des Petites Antilles.

A la limite nord du système Polochic, les ophiolites de la paléocroûte téthysienne mobilisées, viennent sans doute déjà chevaucher la plateforme quiché (1ère partie). Ces chevauchements, de toutes façons associés au mouvement transcurrent le long du système Polochic, résultent d'un mécanisme identique à celui qui va provoquer le chevauchement de compartiments coulissants durant le Miocène supérieur, dans le massif du Chiapas et le long du prolongement direct du système Polochic au Chiapas. (3ème partie).

Ce type de tectonique, qualifié de transpression (Harland, 1971) a été reconnu le long de la faille de San Andreas et se trouve abondamment illustré sur la marge nord du continent sud-américain (J.F. Stephan, 1982). Le long de la frontière nord de la plaque caraïbe existent donc des chevauchements symétriques de ceux de sa frontière sud, provoqués par un mécanisme semblable et facilités par la plasticité des serpentines. Leur am-

pleur est cependant plus limitée, la frontière nord-caraïbe, contrairement à la frontière sud, étant avant tout une limite de failles verticales. Par ailleurs, il n'est pas exclu que les chevauchements, observés à ce jour uniquement sur les formations détritiques campano-maestrichtiennes, aient été repris plus tard, et peut être même qu'ils soient post-laramiens (3ème partie)

Plus à l'Est, un important système dextre, la faille du Yucatan dirigée Nord-Est - Sud-Ouest, correspondant à l'escarpement actuel du Yucatan, est branchée sur le système Polochic-Motagua. Entre la faille du Yucatan et la faille Caïman s'ouvre le bassin océanique du Yucatan, du Crétacé terminal à l'Eocène moyen (Gealey, 1980), au sein de l'arc crétacé. Son ouverture en sphénochasme explique peut être l'absence d'un rift nettement individualisé, les âges décroissant, apparemment régulièrement, du Nord-Ouest vers le Sud-Est (Hall et Yeung, 1980).

F. L'ETAPE EOCENE-OLIGOCENE (Fig. VI-7).

MIOCENE BASAL (-21 m. a.)

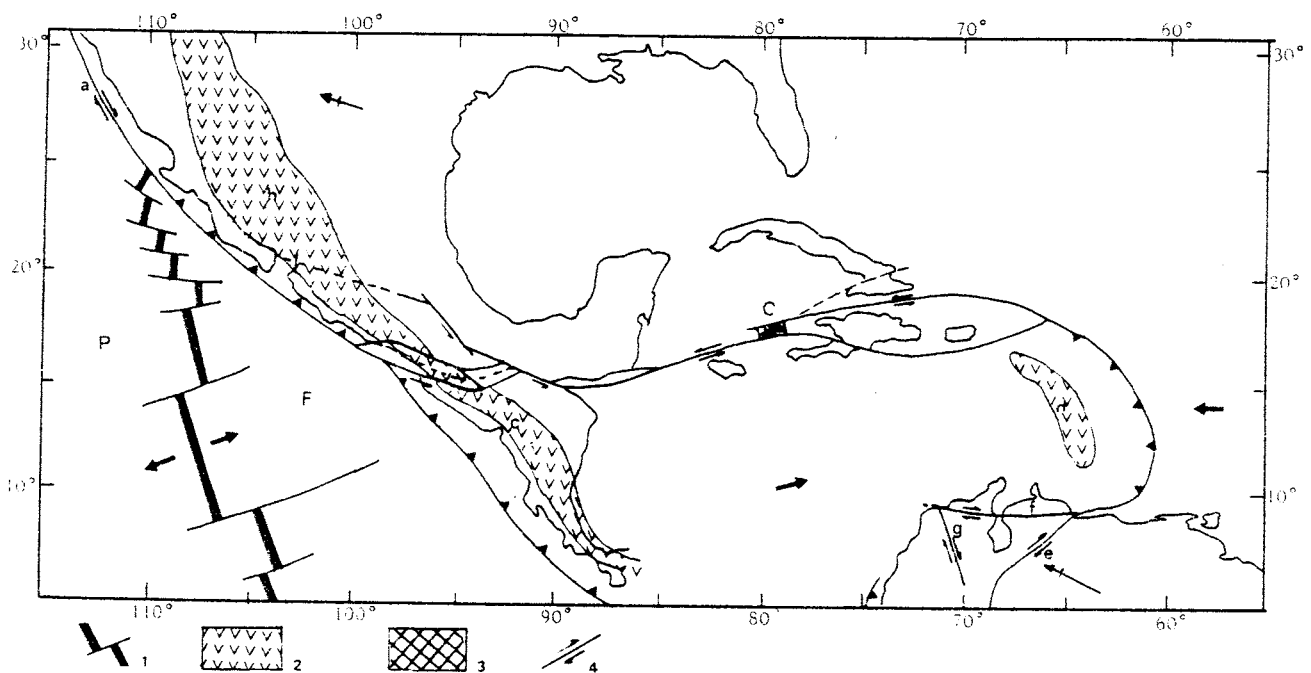


Fig. VI-7 : Les grands ensembles mexicains et caraïbes au Miocène basal (- 21 m.a.).

1: Dorsale pacifique "Farallon" ; P; Plaque Pacifique ; F: Plaque Farallon ; a: Décrochement dextre de l'Ouest californien, migrant vers le Sud-Est à partir de l'Oligocène supérieur ; 2: Volcanisme résultant de la subduction de la plaque Farallon et de l'Ouest Atlantique ; b: Volcanisme andésitique et ignimbritique oligocène de la Sierra Madre Occidentale ; c: Volcanisme andésitique oligocène d'Amérique Centrale ; d: Volcanisme de la ride d'Aves ; 3: Croûte océanique de la fosse caïman ; C: Centre d'expansion médio-caïman ; 4: Décrochements dextres de la frontière sud de la plaque Caraïbe ; e: Faille de Bocono ; f: Faille d'Oca ; g: Faille de Santa Marta Bucaramanga.

Après la phase laramienne, la mer n'occupe plus, au Mexique, qu'une frange bordière en Basse Californie, la périphérie du Golfe du Mexique, au pied du front de la Sierra Madre Orientale et de la Sierra de Juarez, les régions toujours non plissées mais déjà affectées par une tectonique cassante de la partie nord-occidentale du Chiapas, et l'avant-pays Maya. A la périphérie du Golfe, en avant de la Sierra Madre Orientale et de la Sierra de Juarez, et, au Chiapas, où la limite du rivage fluctue selon les époques, s'accumulent des molasses marines. Dans l'avant-pays Maya une sédimentation carbonatée littorale succède, à l'Eocène supérieur, au régime évaporitique néocomien à éocène inférieur. Durant l'Oligocène et le Miocène inférieur ce domaine sera émergé.

La bordure est de l'Amérique Centrale septentrionale qui forme la transition avec la ride du Nicaragua connaît une sédimentation détritique marine (bassin de Mosquitia ; Mills et al. 1967), consécutive à l'orogénèse du bloc du Honduras.

Partout ailleurs, au Mexique et en Amérique Centrale septentrionale, se déposent des molasses continentales, parfois très épaisses, comme sur la bordure orientale du bloc d'Oaxaca, dans des bassins faillés, le plus souvent endoreïques.

A l'Eocène moyen, se manifeste une nouvelle activité volcanique, au Sud-Ouest des Etats-Unis, à l'Ouest du Mexique et en Amérique Centrale. Elle construit l'énorme édifice andésitique et ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale et son prolongement en Amérique Centrale. Les âges radiométriques montrent qu'au Sud-Ouest des Etats-Unis et au Mexique l'édifice est principalement d'âge oligocène : au Nouveau Mexique le volcanisme est compris entre 37 et 23 m.a. (Deal et al., 1978) ; au Mexique, entre 46 et 23 m. a., mais s'est développé essentiellement entre 34 et 27 m.a. dans la partie axiale de la chaîne (Mc Dowell et Clabourgh, 1979). En Amérique Centrale les formations volcaniques cénozoïques les plus anciennes ne sont pas datées, mais sont également considérées d'âge oligocène (Williams et Mc Birney, 1969).

On rattache classiquement ce volcanisme à la subduction de la plaque Farralon.

Pendant l'Oligocène la dorsale pacifique "Farallon", dont le taux d'expansion équatorial est de l'ordre de 13,5 centimètres, migre vers l'Est par rapport aux plaques nord et sud-américaines et caraïbe . A la fin de l'Oligocène (26 m.a. ; Handschumacher, 1976), une partie de la dorsale rejoint la fosse Farallon-Amériques à la hauteur de la Californie méridionale réalisant la jonction entre une partie de la plaque Pacifique et la plaque nord-américaine. La frontière entre ces deux plaques coulisse en sens dextre et s'allonge au fur et à mesure que le point triple, né de la jonction de la dorsale et de la fosse, migre vers le Sud-Est. Parallèlement un système de failles dextres, préfigurant à l'Ouest de la Basse Californie le système San Andréas, déplace vers le Nord-Ouest les fragments continentaux accrésés durant la phase orégonienne (Rangin, 1982). Du fait de l'apparition de cette nouvelle limite de plaques, la subduction et le volcanisme associés cessent à la hauteur de la Sierra Madre Occidentale. Ils se poursuivent au Sud de l'axe transmexicain et en Amérique Centrale.

Corrélativement, la collision du continent nord-américain avec la

dorsale modifie l'orientation de cette dernière. Sa partie sud subit une rotation horaire. Elle entraîne la rupture de la plaque Farallon à la hauteur du rift des Galapagos. Celui-ci va s'ouvrir d'Ouest en Est, partageant la plaque Farallon en deux plaques, la paléo-plaque de Cocos au Nord, la plaque de Nazca au Sud.

La réorganisation fini-Oligocène du domaine pacifique se répercute sur la limite nord de la plaque caraïbe.

L'ouverture du bassin du Yucatan est totalement réalisée à la fin de l'Eocène moyen. Alors qu'elle se termine, les Grandes Antilles, et particulièrement Cuba, sont affectées par une tectonique compressive (la ou les phases tardi-laramiennes). L'ouverture du bassin du Yucatan va se trouver relayée par l'ouverture de la fosse Caïman à partir de la ride médio-Caïman. Dès lors, le taux d'expansion du plancher océanique de la fosse Caïman reflètera directement la valeur du déplacement relatif entre les plaques nord-américaine et caraïbe.

L'histoire de la fosse Caïman, longtemps énigmatique, est aujourd'hui bien documentée pour les 15 derniers millions d'années, grâce aux travaux de Holcombe et al., 1973 ; Mc Donald et Holcombe, 1978 et Holcombe et Sharman, 1983. Ces auteurs ont montré que la fosse est partagée par un centre d'expansion, la ride active médio-Caïman. Les anomalies magnétiques permettent d'estimer que le taux d'expansion, depuis 2 m.a., est de 2 centimètres par an, et qu'il était de 4 centimètres par an, de 2 à 10 m.a. au moins.

Ces valeurs sont tout à fait comparables à la vitesse de déplacement entre les plaques d'Amérique du Nord et Caraïbe déduite de l'analyse de la subduction sous l'arc des Petites Antilles : $3,7 \pm 0,5$ cm/an depuis 7 millions d'années (Sykes et al., 1983).

L'orientation des anomalies magnétiques et la physiographie de la fosse Caïman indiquent que durant les 15 derniers millions d'années la direction d'expansion n'est pas demeurée constante : se sont succédés plusieurs épisodes :

- de transtension, élargissant la fosse entre 15 et 11 m.a., 7,5 et 5 m.a., 3,5 et 1 m.a. ;

- de transpression, induisant des déformations sur les murs nord et sud de la fosse entre 8,5 et 7,5 m.a., 5 et 3,5 m.a., et depuis 1 m.a.

L'épisode transpressif entre 8,5 et 7,5 m.a., a été suivi d'un saut vers l'Est de la ride.

La longueur de la fosse étant de l'ordre de 1100 kilomètres, et si l'on admet que le taux d'expansion était également de 4 centimètres par an au delà de 10 m.a., la ride Caïman pourrait être née à la fin de l'Oligocène, il y a environ 26 m.a. Ceci est en accord avec l'âge miocène des calcaires les plus anciens qui recouvrent le plancher océanique de la fosse (Perfit et Heezen, 1978). Par conséquent, l'ouverture de la fosse Caïman apparaît contemporaine de la collision d'une partie de la dorsale pacifique "Farallon" et de la plaque nord-américaine, et, aussi, de la naissance du rift des Galapagos. Comme pour ce dernier elle pourrait être due à la rotation horaire de la dorsale "Sud Farallon", entraînant une rotation de même sens de la plaque caraïbe.

Durant l'Eocène et l'Oligocène, les deux Amériques s'écartent encore, selon des directions cette fois parallèles. Le front de la plaque caraïbe se déplace vers l'Est, et la subduction de la croûte océanique atlantique se poursuit. A la fin de l'Eocène moyen, c'est-à-dire alors que les Grandes Antilles sont affectées par les phases tardi-laramiennes, des cisaillements plats affectent les domaines tectonisés de la frontière sud de la plaque caraïbe. Simultanément, ou immédiatement ensuite, naît sur cette frontière un système décrochant dextre constitué par les failles de Bocoño, Oca et Santa Marta Bucaramanga, pour les principales. Les déplacements le long de ces failles avant que ne s'ouvre la fosse Caïman, seront relativement modestes. Ils permettront cependant l'ouverture de bassins subsidents, bassins de Basse Magdalena, Falcon-Bonaire, etc... .

G. L'ETAPE MIOCENE (Fig. VI-8).

La distribution spatiale et la nature du volcanisme Miocène engendré par la subduction du fond océanique pacifique, au Mexique et en Amérique Centrale, subissent au Miocène d'importantes modifications :

En Basse Californie, un volcanisme andésitique d'âge compris entre 23 et 17 m.a., surtout développé au Sud de la péninsule (Gastil, 1979), se met en place à l'Ouest de l'édifice oligocène de la Sierra Madre Occidentale.

Au Sud-Est du Mexique, à l'Est d'Oaxaca et jusqu'à l'isthme de Tehuantepec, un important ensemble volcanique acide à intermédiaire recouvre la molasse rouge post-laramienne. Il jalonne les failles du système cuicatèque mais est surtout développé à l'Ouest de l'isthme de Tehuantepec, c'est-à-dire dans la région où le système cuicatèque rejoint le système Atoyac. Ces failles ont facilité la montée des magmas et se trouvent dans cette région en partie cachetées (2ème partie). Les datations radiométriques (Rincón-Orta, 1974, *in* Salas, 1975 ; Williams et Mc Birney, 1969) et les données paléontologiques (Olivas, 1956 ; Wilson, 1967) montrent que le volcanisme est d'âge miocène moyen - miocène supérieur. Par sa situation orientale et son âge, il ne représente donc pas le prolongement méridional de la Sierra Madre Occidentale : au Sud de l'axe néovolcanique la limite orientale de la Sierra Madre Occidentale, située dans l'exact prolongement de sa limite au Nord de l'axe, ne dépasse pas, vers l'Est, le domaine mixtèque (5ème partie). Elle correspond approximativement à une ligne nord - nord-ouest - sud - sud-est passant par Tlaxiaco et Tamazulapan. Près de cette dernière localité, située à 135 kilomètres au Nord-Ouest d'Oaxaca, des tufs rhyodacitiques et des andésites ont fourni des âges K-Ar oligocène supérieur (Rincón-Orta, 1974 *in* Salas, 1975). Des plutons granodioritiques d'âge miocène supérieur sont associés au volcanisme au niveau de l'isthme (2ème partie). Cette ceinture magmatique se prolonge le long des failles bordières du socle du Chiapas au niveau de la plaine côtière Pacifique et sans doute du plateau continental. Dans cette région, le pluton de Tapanatepec a fourni des âges de 12,1 et 13,2 m.a. (Damon *in* Salas, 1975). Toujours au Chiapas, mais au Sud, des failles prolongeant le système Polochic-Motagua, le batholite du Soconusco que nous rattachons à l'Amérique Centrale (3ème partie) a fourni des âges de 18,6, 13,4 et 10,5 m.a. (Damon *in* Salas, 1975).

En Amérique Centrale le volcanisme miocène se superpose au volca-

MIOCENE SUP. (-8 m. a.)

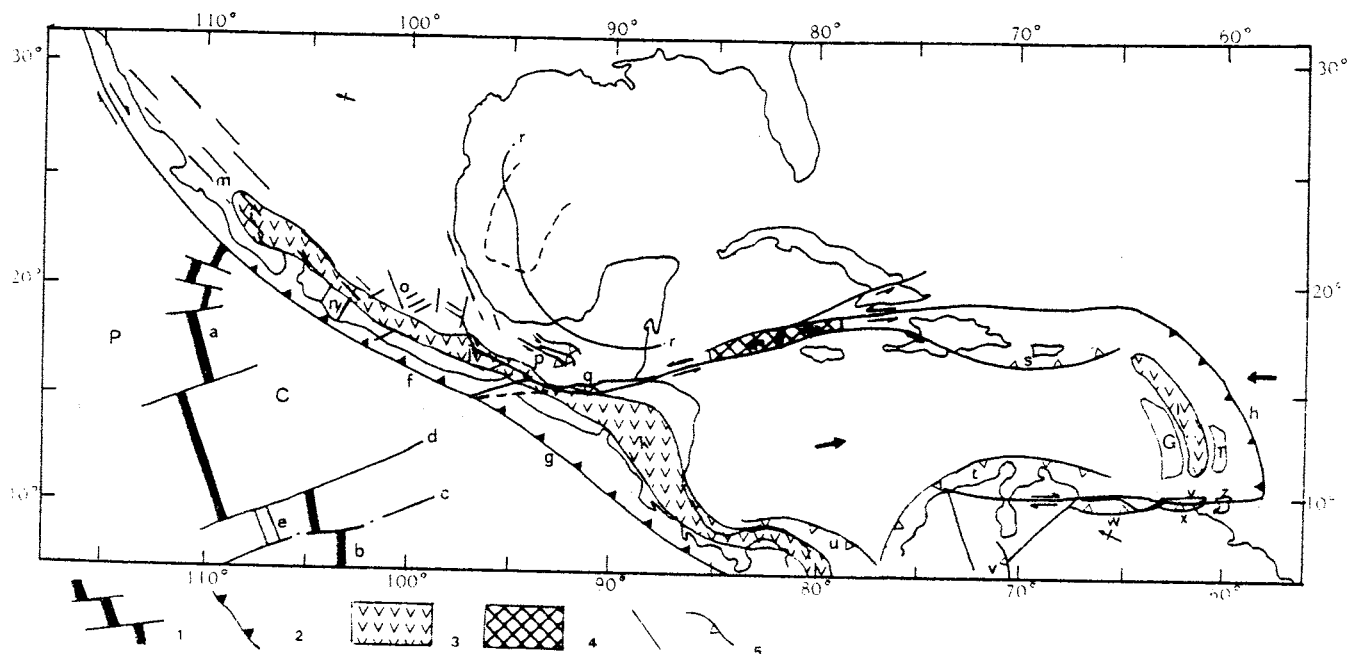


Fig. VI-8 : Les grands ensembles mexicains et caraïbes au Miocène supérieur (- 8 m.a.).

1: Dorsale Pacifique (a: segments actifs de la dorsale "Farallon" qui vont être peu à peu intégrés à la plaque pacifique en raison de la progression vers le Nord de la néo-dorsale du Pacifique oriental ; b: Néo-dorsale du Pacifique oriental née à partir du rift des Galapagos ; c: Faille transformante Siqueiros ; d: Faille transformante Clipperton ; e: Segment inactif Clipperton de la dorsale pacifique "Farallon", intégré à la plaque Pacifique ; P: Plaque Pacifique ; C: Paléo-Plaque de Cocos) ; 2: Fronts de subduction (f: Fosse d'Acapulco relayant au Miocène la faille d'Acapulco au fur et à mesure du déplacement vers l'Est de l'Amérique Centrale ; g: Fosse centro-américaine correspondant à l'ancienne limite de la plaque Farallon et suivant l'Amérique Centrale dans sa migration vers l'Est ; h: Front de subduction ouest-Atlantique) ; 3: Volcanisme associé aux zones de subduction (i: Volcanisme andésitique miocène inférieur de Basse Californie ; j: Volcanisme ignimbritique et plutonisme miocène moyen et supérieur d'Oaxaca et des régions côtières pacifiques du Chiapas ; k: Volcanisme ignimbritique d'Amérique Centrale ; l: Volcanisme des Petites Antilles occidentales ; T: Bassin de Tobago ; G: Bassin de Grenade) ; 4: Croûte océanique de la fosse Caïman ; 5: Failles, chevauchements et fronts de déformations avec (m: Failles normales du proto-golfe miocène supérieur de Basse Californie ; n: Graben de Colima ; o: Failles normales du réseau cuicatèque situées à l'emplacement du futur axe néo-volcanique ; p: Décrochements sénestres du Chiapas passant à des chevauchements ; q: Chevauchement de l'arc andésitique crétacé de la marge pacifique d'Amérique Centrale sur la plate-forme du Chiapas ; r: Front des déformations du Miocène supérieur du domaine olmèque, chiapanèque et quiché. En tiretés : limite de la croûte océanique téthysienne jurassique supérieur du Golfe du Mexique ; s, t, u: Festons à convexité intra-caraïbe (s: Feston nord-caraïbe ; t: Feston sud-caraïbe ; u: Feston nord-panaméen) ; v: Front de chevauchement de la Cordillère orientale de Colombie ; w: chevauchement de la partie centrale de la chaîne caraïbe ; x: Tectonisation du secteur oriental de la chaîne caraïbe ; y: Faille El Pilar ; z: Faille Arima.

nisme oligocène. Il s'en différencie par sa nature ignimbritique, rhyolitique et rhyodacitique, et son énorme volume, comparable à celui de la Sierra Madre Orientale, est considérablement plus élevé que celui du volcanisme de Basse Californie et du Sud du Mexique. Les âges radiométriques vont de 19,1 à 15 m.a. (Williams et Mc Birney, 1969).

Il ressort que :

- Au Mexique, le volcanisme miocène, dirigé ouest - nord-ouest - est - sud-est, est fortement oblique à la direction du volcanisme oligocène dirigée nord - nord-ouest - sud - sud-est, et parallèle à la fosse d'Acapulco.

- En Basse Californie et en Amérique Centrale, la nouvelle ceinture magmatique se développe dès la base du Miocène. Au Sud-Est d'Oaxaca et sur la marge pacifique du Chiapas, elle n'apparaît qu'au Miocène moyen.

Une importante dérive vers l'Est, de l'Amérique Centrale et de l'ensemble de la plaque-caraïbe au cours du Miocène en fournit l'explication :

- La réorganisation du Pacifique et l'ouverture de la fosse Caïman ont d'abord pour conséquences d'induire des plis de fond orientés nord-nord-ouest - sud - sud-est déformant, la Sierra Madre Occidentale, la Sierra Madre Orientale (Tardy, 1980), le Sud du Mexique, à l'exception des régions externes, et l'Amérique Centrale (la formation molassique continentale tertiaire Subinal du Guatemala est déformée). Simultanément, l'Amérique Centrale se désolidarise totalement de la plaque nord-américaine au niveau de la faille d'Acapulco. Au fur et à mesure que l'Amérique Centrale se déplace vers l'Est, à une vitesse de 4 centimètres par an, la zone de rupture est relayée par une fosse où s'initie la subduction océanique, la fosse d'Acapulco, qui s'allonge progressivement parallèlement aux côtes méridionales du Mexique. Au Miocène moyen, la limite nord-occidentale de l'Amérique Centrale a déjà largement dépassé la paléo-latitude d'Acapulco. Ceci est conforme aux résultats des études géophysiques et des sondages réalisés lors du leg 66 du Deep Sea Drilling Project, montrant qu'à cette hauteur la fosse existe depuis le Miocène moyen (Moore et al., 1979). Au Miocène supérieur, le Nord-Ouest de l'Amérique Centrale se trouve au niveau du Golfe de Tehuantepec et le magmatisme lié à la subduction de la plaque de Cocos sous la nouvelle frontière nord-américaine atteint la région isthmique et la bordure interne du Chiapas (2ème partie).

La lanière de la Sierra Madre du Sud, encadrée par les failles du système Atoyac et la fosse naissante d'Acapulco, entraînée vers l'Est - Sud-Est par le mouvement de l'Amérique Centrale, atteint sa position relative actuelle au Miocène moyen. Les failles du système Atoyac cessent d'être actives en tant que méga-décrochements, alors que progresse la zone de subduction relayant la faille d'Acapulco. Si l'on se base sur la position actuelle des arcs crétacés Chontal et Teloloapan, la valeur cumulée des déplacements de la Sierra Madre du Sud au cours du tertiaire pourrait être de l'ordre de 400 kilomètres.

Une dernière ? réorganisation du domaine pacifique intervient au Miocène supérieur : à partir du rift des Galapagos s'ouvre dans la paléo-plaque de Cocos le néo-rift est-pacifique d'orientation sub-méridienne (Lynn et Lewis, 1976). Elle intervient aux alentours de 8 m.a. Dans le prolongement direct du néo-rift s'ouvre le proto-golfe marin de Californie, encadré de failles

normales permettant la montée de magmas alcalins. C'est probablement à la même époque que s'ouvre le graben voisin de Colima. La tectonique distensive, particulièrement spectaculaire au niveau du Golfe de Californie, n'est pas limitée à son seul voisinage mais affecte largement le Mexique septentrional et le Sud-Ouest des Etats-Unis (structures "Basins and Ranges"). Au niveau du futur axe néo-volcanique transmexicain, un réseau de failles distensives en "zig-zag" se superpose à l'ancien décrochement cuirassé.

Le saut vers l'Est de la ride pacifique provoque un puissant serrage entre le bloc d'Amérique Centrale qui coulisse et les domaines chiapanèque et quiché. Les blocs du socle préalablement fracturé, coulisent en sens sénestre et se soulèvent dans les régions internes. La couverture, également déjà en partie fracturée, se désolidarise au niveau des évaporites et s'accommode des mouvements du socle en dessinant des plis de style jurassien (1ère partie). Les failles qui l'affectent jouent pour les plus importantes en décrochements sénestres qui passent systématiquement à des chevauchements. Les déformations ne sont pas cantonnées aux régions aujourd'hui émergées, mais se prolongent dans le domaine marin du Golfe du Mexique. Elles correspondent aux "Mexican Ridges". Le front atteint, ou probablement dépasse même, la limite occidentale de la croûte téthysienne jurassique supérieur de la fosse de Sigsbee (Pl. XI).

Au niveau du système Polochic-Motagua, la transpression sénestre se traduit par des cisaillements plats qui, au Chiapas, conduisent le paléo-arc crétacé de la marge pacifique d'Amérique Centrale à venir chevaucher les sédiments de la plate-forme chiapanèque (3ème partie). C'est sans doute selon le même mécanisme et de façon contemporaine que la Formation El Tambor, au voisinage de la faille Jocotán-Chamelecón, a été charriée sur des couches rouges. Nous avons vu (1ère partie) que nous n'excluons pas non plus l'hypothèse du charriage des ophiolites guatémaltèques au Nord du système Polochic à la même époque.

Ces divers événements, d'origine "Pacifique" pour le Nord du Mexique, et à la fois "Pacifique" et "Caraïbe", par voie de conséquences, au Sud du Mexique, sont aussi contemporains de l'important épisode transpressif intervenu entre 8,5 m.a. et 7,5 m.a. dans la fosse Caïman, qui a été suivi d'un saut vers l'Est de la ride Caïman et d'une modification de sa direction : de nord-nord-ouest - sud-sud-est, elle devient nord-nord-est - sud-sud-ouest.

A l'Est de la ride médio-Caïman, le système de failles correspondant au mur sud de la fosse Caïman se prolonge dans l'île d'Haïti par la plaine du Cul-de-Sac - fosse d'Enriquillo (Bowin, 1975 ; Butterlin, 1977) et, en mer, par la fosse Los Muertos, limite nord du bassin vénézuélien. Le mur nord de la fosse Caïman, limite de la plaque caraïbe, passe par le canal du Vent, entre Cuba et Haïti. Haïti et Porto Rico, à la différence de Cuba et de la Jamaïque, se trouvent donc compris entre deux systèmes décrochants actifs. Ceci explique la tectonique miocène particulièrement vigoureuse en Haïti, où elle développe des plis nord-ouest-sud-est à ouest-est, déversés vers le Nord et vers le Sud (Butterlin, 1960 ; 1977), et à Porto Rico, où de nombreux décrochements sénestres (Briggs, 1967) accompagnent le plissement.

Le déplacement sénestre à l'Est de la ride médio-Caïman se réalise essentiellement le long du mur nord de la fosse et de son prolongement oriental. Une dépendance nord de ce système, prolongée par la zone de failles de Cauto à Cuba, rapproche le compartiment sud de l'île du compartiment

nord. Le jeu des failles du mur sud, rapproche également le compartiment sud d'Haïti du compartiment nord.

Au Sud d'Haïti et de Porto-Rico, la tectonisation affecte aussi le domaine marin au Nord de la fosse de los Muertos. Un feston nord-caraïbe en forme d'arc à convexité intra-caraïbe se dessine. A ce type de dispositif arqué, limité par une fosse, rappelant les zones de subduction mais n'en possédant pas les caractéristiques sismiques et volcaniques, J.F. Stephan (1982) a donné le nom de "pseudo-subduction induite".

A partir du Miocène, les deux Amériques migrent vers l'Ouest - Nord-Ouest, selon des directions sub-parallèles, mais se rapprochent, à un taux de 0,6 centimètre par an. Le taux de déplacement vers l'Est de la plaque caraïbe est sept fois plus élevé. Les déformations circum-caraïbe sont donc essentiellement dues à la migration de la plaque caraïbe, et sont accentuées par le rapprochement des deux masses continentales.

Au Sud des Bassins de Colombie et du Vénézuéla, naît et se développe un feston arqué sud-caraïbe à convexité intra-caraïbe. Etabli sur la marge continentale d'Amérique du Sud et limité au Nord par une fosse, il fait pendant au feston nord-caraïbe. Dans les deux cas, la convergence entre l'Amérique du Sud et l'Amérique du Nord est restée trop faible pour permettre une véritable subduction de la croûte océanique des bassins caraïbes au niveau de la fosse de los Muertos et de la fosse sud-Caraïbe.

En dehors de la structuration de l'arc colombo-vénézuélien, la façade septentrionale de l'Amérique du Sud est affectée durant le Miocène par les principaux événements suivants :

- le soulèvement des trois Cordillères de Colombie (Irving, 1975) avec, notamment, le plissement, accompagné ou suivi de décrochements en éventail, de la Cordillère Orientale. La tectonisation des Andes Colombiennes doit être due au rapprochement de l'Amérique Centrale, l'arc panaméen entrant progressivement en collision avec le Nord-Ouest de l'Amérique du Sud.

Au front de l'arc panaméen, la tectonisation affecte également le Sud-Ouest du Bassin de Colombie, induisant le feston arqué à convexité intra-Caraïbe nord panaméen. L'orientation de ce feston, presque parallèle au mouvement des deux Amériques, montre clairement, comme pour la ceinture miocène supérieur mexicano-guatémaltèque et la terminaison nord-andine, que l'origine des déformations est liée à la migration vers l'Est de la plaque caraïbe, et non au rapprochement des deux continents.

- La tectonisation des secteurs orientaux de la chaîne caraïbe à la limite Miocène inférieur - Miocène moyen avec plis, chevauchements vers le Sud - Sud-Est, et décrochements prolongeant à l'Est des failles d'Oca, San Sebastian, d'el Pilar et d'Arima.

Ces événements, conséquences de la transpression dextre le long de la frontière sud-caraïbe, paraissent plus ou moins hétérochrones et légèrement antérieurs à la phase chiapanèque. En ceci, l'évolution tectonique de la marge sud-américaine du Vénézuéla, uniquement liée à l'interaction des plaques caraïbe et sud-américaine, diffère de celle du Sud du Mexique où le Pacifique intervient plus directement.

Le taux de déplacement élevé de la plaque caraïbe entraîne une migration vers l'Est de la zone de subduction frontale. Le volcanisme associé se déplace de la ride d'Aves à l'arc interne des Petites Antilles. Dans sa partie sud, l'arc est encadré par les bassins de Tobago et de Grenade, bordés de failles normales et situés respectivement en position avant et arrière-arc. Le bassin de Grenade représente sans doute un bassin résiduel avant-arc de l'arc volcanique de la ride d'Aves.

L'orientation et l'âge des anomalies magnétiques dans le domaine océanique pacifique (Lynn et Lewis, 1976 ; cf fig. a), montrent qu'à la fin du Miocène le néo-rift pacifique, progressant vers le Nord, a dépassé la latitude de la faille transformante Siqueiros et atteint celle de la faille transformante Clipperton. Le segment Clipperton de la dorsale Farallon, compris entre ces deux failles, se trouve intégré à la plaque pacifique où il ne joue plus qu'un rôle passif.

H. L'ETAPE FINALE PLIO-QUATERNAIRE (Fig. VI-9).

Poursuivant son cheminement vers le Nord au sein de la paléo-plaque de Cocos, le néo-rift pacifique recoupe d'abord l'ancienne faille transformante Clipperton, puis intègre à la plaque pacifique le segment Mathématicien de l'ancienne dorsale. Le segment oriental de la faille transformante Clipperton devenue inactive, correspond à la ride asismique de Tehuantepec (Menard et Fischer, 1958 ; Lynn et Lewis, 1976). Celle-ci, repoussée vers l'Est par l'expansion de la nouvelle dorsale, atteint la fosse méso-américaine qu'elle oblitère totalement (levé "Seabeam" du J. Charcot, 1980), peu au Sud, semble-t-il, du point où l'extrémité ouest de la limite nord-caraïbe, représentée dans cette région par le talus bordant la côte d'Oaxaca, de Puerto Angel à Salina Cruz, rejoint la fosse (3ème partie). La présence de la ride de Tehuantepec plus ou moins dans le prolongement de l'isthme, encore que celui-ci soit dirigé nord-sud et la ride nord-est - sud-ouest, n'est pas fortuite. Cependant l'isthme de Tehuantepec résulte essentiellement :

- de la distension triasico-jurassique ayant donné naissance à un graben dans le prolongement du rift du Golfe du Mexique (2ème partie) ;

- de la troncature du Mexique méridional par un réseau de failles décrochant sénestre ouest - nord-ouest - est - sud-est et est - nord-est - ouest - sud-ouest, ayant permis le déplacement de l'Amérique Centrale vers l'Est, et donné aux côtes sud de l'isthme leur configuration ;

- de la présence, directement au Nord de l'isthme, contrairement au Chiapas, d'un avant-pays "singulier" marin, le bassin hypersubside du Golfe, qui, jointe à la troncature méridionale des côtes, explique son étroitesse.

De part et d'autre de la ride de Tehuantepec, l'âge de la croûte océanique de la plaque de Cocos est différent (cf fig. a), miocène moyen et supérieur au Nord-Ouest, Miocène inférieur et peut être Oligocène au Sud-Est. La croûte est aussi située à une profondeur plus grande de 500 mètres en moyenne au Sud-Est (bassin du Guatemala). Dans cette région le Moho serait également plus profond de 3 kilomètres (Couch et Woocock, 1981). Par ailleurs, les isochrones anciens, hérités de la plaque Farallon, sont, dans la partie sud-orientale de la plaque de Cocos, sub-parallèles à la fosse cen-

ACTUEL

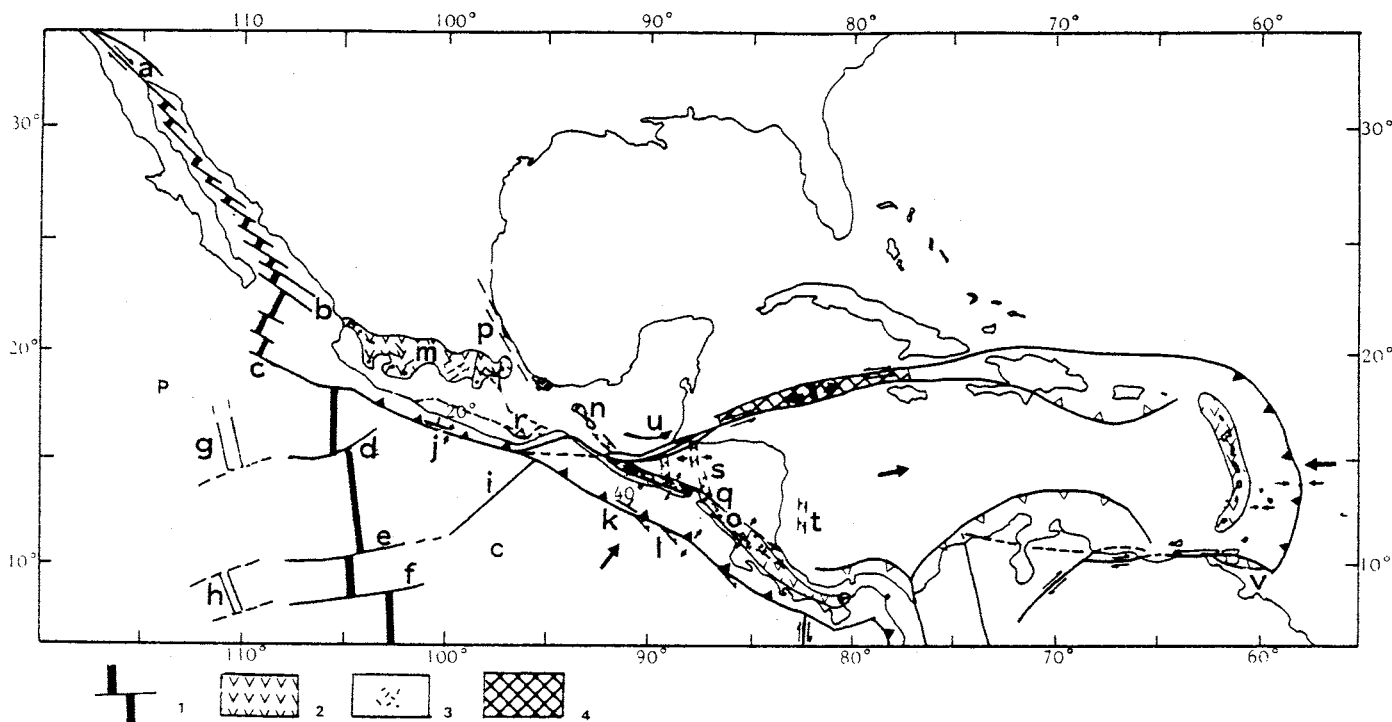


Fig. VI-9 : Grands traits de la géodynamique actuelle des régions affectées par les interactions des plaques pacifique, de Cocos, caraïbe, nord-américaine et sud-américaine.

1: Dorsale du Pacifique oriental (P: Plaque Pacifique ; C: Plaque de Cocos ; a: Système décrochant dextre de San Andreas ; b à f: Failles transformantes : b: Tamayo ; c: Rivera ; d: Orozco ; e: Clipperton ; f: Siqueiros ; g et h: Segments de l'ancienne dorsale Farallon ; g: Segment Mathématicien ; h: Segment Clipperton ; i: Ride asismique de Tehuantepec, bordée par l'ancienne faille transformante Clipperton ; j: Fosse d'Acapulco ; k: Fosse centro-américaine ; l: Failles normales ou flexures affectant le mur interne de la fosse ; 2: Volcanisme calco-alcalin lié à la subduction de la plaque de Cocos et volcanisme des Petites Antilles (m: Axe néovolcanique transmexicain ; n: Volcanisme du Chiapas ; o: Volcanisme centro-américain. Les points situent les principaux volcans actifs) ; 3: Volcanisme alcalin de San Andrés-Tuxlas (p: Alignement volcanique alcalin et hyper-alcalin de la marge du Golfe du Mexique situé à la limite de la croûte amincie du Golfe et de la croûte continentale) ; 4: Croûte océanique de la fosse Calman (q: Grabens nord-ouest - sud-est résultant du régime "convergence-extension" de la marge centro-américaine : dépression centrale du Chiapas, graben central de Salvador, dépression du Nicaragua ; r: Chevauchement probable du socle d'Oaxaca sur le complexe Xolapa lié au régime "convergence-compression" de la marge mexicaine au droit de la fosse d'Acapulco ; s et t: Grabens d'orientation générale nord-sud liés à la migration vers l'Est de la plaque caraïbe ; s: Grabens d'Ipala, d'Ulua et de Comayagua ; t: Fossé de San Andreas ; u: Mégacrochon de l'édifice miocène supérieur chiapanèque et guatémaltèque ; v: Déformation affectant l'île de Trinidad et le domaine marin avoisinant.

tro-américaine. Pour ces raisons, de la ride de Tehuantepec à la ride de Cocos, la croûte océanique de la plaque de Cocos, plus ancienne à la hauteur de la fosse centro-américaine qu'au niveau de la fosse d'Acapulco, et par conséquent, épaissie, moins chaude et plus dense, plonge fortement (40°), comme le montre la distribution des séismes sous la marge d'Amérique Centrale. Au Nord-Ouest de la ride de Tehuantepec, l'angle du plan de Benioff n'est que de l'ordre de 20° . Un changement brutal de l'angle de plongement de la plaque de Cocos, ou même sans doute une rupture de la plaque, intervient donc à la hauteur de la ride de Tehuantepec. Ceci explique l'abaissement des structures de part et d'autre de l'isthme et la forte sismicité affectant surtout sa partie axiale selon une direction sensiblement nord-sud (2ème partie).

L'origine de l'isthme de Tehuantepec ne se résume donc pas à une simple fracturation néotectonique en relation avec la ride de Tehuantepec, et moins encore d'une collision de l'Amérique Centrale, du Chiapas et du Yucatan, avec le continent nord-américain, comme on l'a parfois supposé; ce, d'autant plus facilement que rien ne permettait de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse. C'est la superposition, à sa hauteur ou à son voisinage, d'événements de signification différente qui lui a donné naissance ou influé sur sa situation: l'ouverture téthysienne du Golfe du Mexique, le développement des réseaux de failles cuicatèque et Polochic-Motagua au sens large et la séparation du bloc du Honduras; en dernier lieu, les conditions de subduction de la plaque de Cocos.

L'extrémité nord du néo-rift pacifique atteint l'entrée du Golfe de Californie il y a environ 4,5 m.a. (Lynn et Lewis, 1976; Mammerickx, 1979). Celui-ci s'ouvre peu à peu en ciseaux (Coletta et Ortlieb, 1980) durant le Pliocène et le Quaternaire, l'ouverture étant favorisée par l'existence du paléo-graben miocène où la mer avait déjà pénétré au Miocène supérieur (proto-golfe).

Ainsi, la plaque de Cocos, dans sa forme actuelle, limitée à l'Ouest par la dorsale du Pacifique oriental, est-elle héritée d'une paléo-plaque de Cocos miocène, limitée à l'Ouest par une partie de la dorsale Farallon, et individualisée par l'ouverture du rift des Galapagos.

L'ultime réorganisation du Pacifique est accompagnée d'une modification spatiale, après un hiatus, semble-t-il, durant le Pliocène inférieur, de la distribution du volcanisme calco-alcalin lié à la subduction de la plaque de Cocos. Au Mexique, il se développe principalement au niveau de l'axe transmexicain de direction générale ouest-est, très oblique à la fosse d'Acapulco et, beaucoup plus modestement, au Chiapas selon une direction parallèle à la fosse centro-américaine (1ère partie). En Amérique Centrale le volcanisme récent se superpose au volcanisme oligocène et miocène mais se trouve plus proche de la fosse, selon une direction parallèle également.

L'histoire tectonique anté-pliocène du Mexique, les caractéristiques particulières de la plaque de Cocos et le déplacement de l'Amérique Centrale qui se poursuit, peuvent rendre compte de l'obliquité de l'axe transmexicain par rapport à la fosse et de la non-continuité spatiale du volcanisme.:

De l'entrée du Golfe de Californie à la ride de Tehuantepec, l'âge de la croûte océanique subductée est sub-actuel à miocène moyen. Les isochrones récents, d'orientation méridienne, et anciens, hérités de la plaque Farallon, d'orientation nord - nord-ouest - sud - sud-est, sont fortement obliques à la direction de la fosse, ouest - nord-ouest - est - sud-est. L'âge récent de la croûte explique la faible valeur de l'angle du plan de Benioff et l'obliquité des isochrones pourrait, en partie, expliquer l'obliquité de l'axe transmexicain : à l'extrémité ouest de la fosse, la croûte océanique est en formation et sa fusion doit être particulièrement facile. De ce fait, le volcanisme se trouve très proche de la fosse. Vers l'Est, la faible valeur de l'angle de plongement, jointe à l'âge de plus en plus ancien de la croûte océanique, tend à éloigner le volcanisme de la limite de la marge continentale. Mais, surtout, l'emplacement de l'axe transmexicain est conditionné par la présence des failles normales "en zig-zag", miocène supérieur qui se sont superposées à l'ancienne zone de rupture cuicatèque. D'ailleurs, le volcanisme plio-quadernaire, du moins dans la partie centrale et orientale de la chaîne, se situe sensiblement en avant du front de subduction (Demant, 1981).

En raison de la migration vers l'Est de l'Amérique Centrale, la fosse centro-américaine se trouve face aux côtes du Chiapas. Un volcanisme calco-alcalin apparaît à l'intérieur de ce massif, plus développé, logiquement, au Nord-Ouest qu'au Sud-Est. Sa situation est indépendante des grands décrochements sénestres liés au système Polochic-Motagua. En revanche, la partie sud de l'alignement paraît en relation avec un réseau néo-distensif, parallèle à la fosse, encadrant la dépression centrale du Chiapas (1ère partie).

Au Sud du système Polochic-Motagua, le volcanisme centro-américain est installé sur un néo-réseau distensif beaucoup plus important qu'au Chiapas. Il correspond au système de failles qui s'étend parallèlement à la côte pacifique du Guatemala au Panama, et détermine, en particulier, le graben central du Salvador et la dépression du Nicaragua.

La localisation du volcanisme plio-quadernaire engendré par la subduction de la plaque de Cocos est donc très largement liée à la présence de failles normales, qu'elles soient pré-existantes, comme pour l'axe transmexicain, ou contemporaines, comme pour la chaîne volcanique centro-américaine.

Reste à expliquer l'opposition néotectonique du Sud du Mexique, où la distension n'apparaît qu'au Chiapas, et de l'Amérique Centrale, où elle est la règle.

La faible inclinaison du plan de Benioff en avant de la fosse d'Acapulco permet de supposer que la composante horizontale du mouvement est importante. Le leg 66 a, entre autres, montré l'existence de réflecteurs sismiques inclinés vers le continent en avant de la fosse. Ces réflecteurs ont été interprétés comme les témoins d'un prisme d'accrétion résultant de l'écaillage de la croûte océanique et des sédiments de la fosse (Moore et al., 1979). Z. de Cserna (1965), à propos de l'origine de l'axe néovolcanique, qu'il reliait au système de failles de San Andrés, a supposé que la Sierra Madre du Sud a subi une forte compression nord-est - sud-ouest depuis le Miocène supérieur. Plusieurs éléments nous paraissent confirmer cette hypothèse :

- Au Sud du système Atoyac, dans la région de Juchatengo-Puerto Escondido, des failles inverses parallèles à la côte, inclinées de 30° environ vers le Nord, affectent un lambeau d'arc volcanique épimétamorphique, vraisemblablement crétacé, et le complexe Xolapa (2ème partie). Il pourrait s'agir de contacts tectoniques anciens basculés. Nous pensons plutôt qu'ils sont néo-tectoniques. En bordure de la côte pacifique, de Puerto Angel à Puerto Escondido, en particulier dans le ravin descendant vers Puerto Angel, plusieurs venues d'huile surgissent par les fractures des migmatites Xolapa. Au début du siècle, deux forages ont été réalisés directement dans les migmatites, 5 kilomètres environ à l'Ouest de Puerto Angel. Ils auraient fourni une production appréciable d'huile et ont été abandonnés lors de la découverte des champs pétroliers du Golfe du Mexique. A l'heure actuelle du gaz s'échappe encore des puits. A la lumière des résultats du leg 66, la situation paradoxale de ce pétrole "pacifique" peut ainsi s'expliquer : le bassin marin mio-pliocène établi en arrière du bloc du Honduras décroché, a été récemment chevauché par le socle cisailé ; ce chevauchement se poursuivant sans doute actuellement.

- Plus à l'Est, dans la région de San José del Pacifico et de Pluma Hidalgo, le socle grenvillien d'Oaxaca dépasse vers le Sud la ligne de crête de la Sierra Madre du Sud. Il supporte quelques lambeaux de grès et pélites rouges et de calcaires crétacés extrêmement tectonisés. En bordure de la côte, affleure le complexe Xolapa. L'examen des photographies orbitales montre que le contact entre les deux socles, facilement repérable en raison de leur orientation très différente, dessine un arc à convexité pacifique passant par les localités de Loxicha et Copalita (Pl. XI). Nous l'interprétons comme un chevauchement socle sur socle du Grenvillien sur le complexe Xolapa, qui pourrait être, en partie ou en totalité en raison de sa vergence, postérieur au coulissage de ce dernier.

Passé la ride de Tehuantepec, le plan de Benioff est fortement incliné. La composante verticale du mouvement convergent l'emporte très largement. Les legs 67 et 84 ont très clairement montré qu'il n'existe pas de prisme d'accrétion et que les réflecteurs sismiques inclinés vers le continent sont en fait des contacts tectoniques anciens (Aubouin et al., 1979 ; Aubouin et al., 1982). Bien que située en domaine convergent, la marge centro-américaine est en extension. De là l'origine des grabens parallèles à la fosse, où les failles normales facilitent la montée des magmas calco-alcalins. La marge chiapanèque est également en extension (1ère partie). Cependant, alors que la fosse centro-américaine accompagne de longue date l'Amérique Centrale dans sa migration, la subduction ne s'est établie peu à peu à l'arrière du Chiapas que depuis la fin du Miocène. La distension du domaine continental, provoquée par le fort plongement de la plaque de Cocos est donc récente au Chiapas, ce qui explique que le graben de sa dépression centrale ne soit encore que peu évolué. Il ne se trouve pas non plus rigoureusement aligné avec les grabens d'Amérique Centrale, les domaines de part et d'autre du système Polochic-Motagua ayant connu une histoire antérieure totalement indépendante.

La démonstration par forage, que les réflecteurs à pendage continental de la marge centro-américaine correspondent à des contacts tectoniques anciens, ceux de l'édifice ophiolitique subhercynien affleurant au Costa-Rica et qui se prolonge en mer au niveau de la marge guatémaltèque, remet en cause l'interprétation que l'on a donné aux réflecteurs de la marge mexicaine. Cependant les conditions géologiques de ces marges sont dif-

férentes. Contrairement à la marge centro-américaine, la marge mexicaine résulte d'une troncature tertiaire. L'édifice ophiolitique de la marge centro-américaine doit se poursuivre jusqu'à la limite Polochic-Motagua, c'est-à-dire jusqu'au niveau de la marge du Chiapas. On le retrouverait décalé, peut être à proximité de l'entrée du Golfe de Californie ; mais à la hauteur du leg 66, le substratum est vraisemblablement constitué par le complexe Xolapa. Partant, la signification des réflecteurs doit être différente. L'inclinaison vers le continent des assises néogènes, bien qu'elle soit systématique, leur âge croissant vers le continent pour une même profondeur, et leur déformation, ne prouve pas, en toute rigueur, l'existence d'un prisme d'accrétion. Ceci pourrait être dû à un basculement normal accompagné de glissements gravitaires. Toutefois, l'inclinaison des réflecteurs conforme au pendage du néogène et l'inversion stratigraphique, s'expliquent plus aisément par des chevauchements récents à vergence pacifique. Si l'on ajoute à ces données que le plan de Benioff est faiblement incliné, comme le montre la profondeur des seismes, qu'il n'existe pas de grabens parallèles à la côte, que cette dernière est dépourvue d'un vaste plateau continental, caractéristique que partagent les marges passives et les marges actives extensives, et, enfin, les arguments en faveur d'une tectonique compressive récente dans la Sierra Madre du Sud, on est conduit à admettre qu'au niveau de la fosse d'Acapulco le régime convergent, plaque de Cocos - plaque nord-américaine, est bien un régime "convergence-compression".

A son extrémité orientale, le volcanisme calco-alcalin de l'axe transmexicain interfère avec une province alcaline et hypercalcaline (Demant et Robin, 1975) allongée nord - nord-ouest - sud - sud-est de la région de Tampico au massif de San-Andréas Tuxtla. La nature et la direction de ce volcanisme montrent qu'il est sans relation génétique avec la subduction de la plaque de Cocos mais qu'il résulte d'une extension mio-plio-quadernaire de la marge du Golfe du Mexique (Robin, 1976). L'alignement est parallèle à la direction du Golfe de Californie et se situe à la limite de la croûte continentale et de la croûte amincie, au cours de l'expansion triasico-jurassique, du Golfe du Mexique. Comme le volcanisme alcalin des marges du Golfe de Californie et les manifestations basaltiques sporadiques plio-quadernaires de la Sierra Madre Orientale, il peut être mis en relation avec la progression vers le Nord, du néo-rift pacifique et la tectonique extensive "Basins and Ranges". Au voisinage du Golfe du Mexique, cette tectonique et le volcanisme sont davantage développés, en raison de la zone de faiblesse que constitue la limite croûte continentale - croûte amincie. Mais il semble douteux, pour le moins, que le volcanisme de la marge du Golfe du Mexique annonce la naissance d'un rift.

Le déplacement, vers l'Est, de la plaque caraïbe se poursuit au Pliocène et au Quadernaire, d'abord à une vitesse de 4 centimètres par an, comme durant le Miocène, puis se ralentit à 2 centimètres par an depuis 2 m. a. (Mc Donald et Holcombe, 1978 ; Minster et Jordan, 1978). Il en résulte :

- Au Nord du système Polochic-Motagua, au Chiapas et au Guatemala, la poursuite du jeu en décrochement sénestre des accidents de socle et de couverture les plus méridionaux. Ces coulissages sont accompagnés d'une torsion générale vers l'Est aussi bien du socle, qui dans les compartiments compris entre les failles du réseau Polochic tend à prendre une direction équatoriale, que de la couverture et des accidents qui l'affectent. L'ensemble dessine un mégacrochon à convexité dirigée vers le Sud.

- Au Sud du système Polochic-Motagua, en Amérique Centrale et particulièrement au Guatemala et au Honduras, la naissance ou l'accentuation d'un deuxième système extensif. Il détermine des grabens en "zig-zag" mais d'orientation générale nord-sud, graben de Guatemala City, d'Ipala, d'Ulúa et de Comayagua pour les principaux, où les failles normales ont parfois permis la montée de basaltes alcalins (graben d'Ulúa). L'extension affecte aussi la ride du Nicaragua où s'ouvrent des fossés nord-sud, le principal étant le fossé de San-Andrés.

- L'hyper-collision de l'arc panaméen avec la marge nord d'Amérique du Sud, accentuant la courbure du feston nord panaméen et déterminant de grands plis de fond dans la chaîne Nord-andine. Un goulet permettant la communication des eaux pacifiques et caraïbes a dû cependant subsister au niveau du Panama jusqu'au Pliocène moyen : plusieurs espèces de bryozoaires, connues jusqu'alors uniquement dans le domaine pacifique, ont été récemment découvertes dans la Formation Agueguexite du Nord de l'isthme de Tehuantepec (Herrera-Andagua, 1983).

- Au niveau de la frontière sud-caraïbe, la faille de Bocono joue en coulissage dextre ainsi que les failles d'El Pilar et Arima. La faille d'Oca n'est plus active en tant que coulissage. Les déformations gagnent davantage vers l'Est et affectent l'île de Trinidad et le domaine marin avoisinant (Stephan, 1982).

La subduction au front de la plaque Caraïbe persiste. Le leg 78A, réalisé dans la fosse de la Barbade, a montré, par des arguments directs, que le régime actuel était de type "convergence-compression" avec accretion contre la marge de la seule partie supérieure de la couverture sédimentaire de la croûte océanique (Biju-Duval et al., 1981). Un failage inverse semble affecter également la bordure nord-orientale du bassin avant-arc de Tobago (Case et Holcombe, 1980). Par contre le bassin arrière-arc de Grenade demeure en extension.

La convergence entre les deux Amériques jointe au déplacement de la plaque Caraïbe, fronce davantage les festons nord et sud caraïbes et accentue leur convexité.

CHAPITRE IV : CONCLUSIONS.

La très grande complexité du Mexique méridional s'explique par sa situation à l'extrémité sud du continent nord-américain, terminaison où ont interférés au Mésozoïque et au Cénozoïque de multiples événements liés à la progression vers l'Ouest de la Tethys, à l'évolution de la marge pacifique, et à l'histoire de la plaque Caraïbe.

En résumé, la Tethys mésozoïque a d'abord cherché à rejoindre le Pacifique en suivant approximativement le chemin tracé par son "ancêtre" cambro-ordovicienne. Il la conduit jusqu'au Golfe du Mexique dont l'ouverture océanique au Jurassique supérieur est précédée de petites transgressions au Jurassique inférieur et moyen.

De son côté, le Pacifique né par rifting presque perpendiculairement aux ceintures paléozoïques, a fait quelques pas vers la Téthys, dès le Trias, en transgressant sa marge continentale. Son fond océanique n'entre en subduction qu'à partir du Jurassique moyen. Celle-ci engendre un volcanisme andésitique sur les marges des continents nord et sud-américains, jointifs à l'Ouest du Golfe du Mexique jusqu'à la fin du Jurassique. La distension à l'Est de l'édifice volcanique provoque la formation d'un bassin, en position arrière-arc, qui semble avoir toujours été dépourvu de fond océanique.

L'ouverture océanique du Golfe du Mexique est accompagnée d'une importante transgression téthysienne. Elle débute à l'Oxfordien, s'étend vers l'Ouest, et vient effleurer l'édifice volcanique pacifique au Jurassique terminal.

Ces fiançailles jurassiques de la Téthys et du Pacifique se terminent avec l'arrêt, au Jurassique terminal, de l'expansion océanique au niveau du Golfe du Mexique, contemporain d'une phase compressive, la phase névadienne, qui affecte la marge pacifique nord-américaine et la plateforme cubaine.

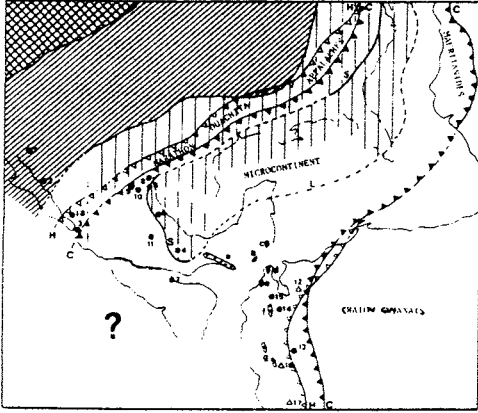
La Téthys ayant abandonné le chemin du Golfe du Mexique trouve, à la limite Jurassique-Crétacé, une autre voie pour atteindre le Pacifique. Elle progresse plus au Sud, séparant peu à peu l'Amérique du Nord, dont l'Amérique Centrale est solidaire, de l'Amérique du Sud à la hauteur de la future plaque Caraïbe. En chemin, elle avance une digitation océanique qui éloigne l'Amérique Centrale et l'Ouest du Mexique méridional de l'Est mexicain. Cette digitation ne parvient pas non plus jusqu'au Pacifique. Il lui correspond un bassin crétacé intracratonique, à cachet océanique au Sud, continental au Nord, allongé du Nord de l'Amérique Centrale aux confins du Nord-Ouest du Mexique et du Sud-Ouest des Etats-Unis. C'est l'un des traits téthysiens essentiel du Sud du continent nord-américain.

Le mariage de la Téthys océanique et du Pacifique, a lieu entre l'extrémité sud de l'Amérique Centrale septentrionale et le Nord-Ouest du continent sud-américain. Il est consommé au Néocomien. De leur accouplement naît le proto-arc caraïbe. Il grandit du Nord-Ouest au Sud-Est, en raison de l'éloignement des continents nord et sud-américains qui se poursuivra lentement jusqu'à la fin de l'Oligocène.

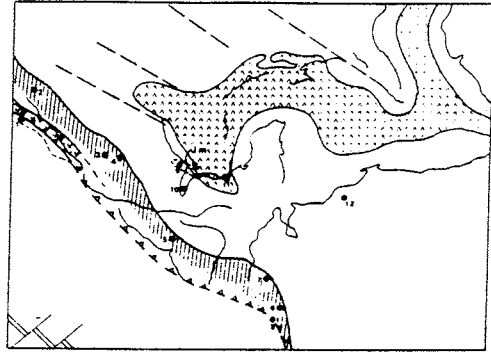
A une vitesse beaucoup plus rapide, la proto-plaque caraïbe, formée du proto-arc caraïbe et, à son arrière, d'un fragment de la croûte océanique pacifique, s'insinue entre les continents nord et sud-américains. A l'avant de cette plaque, la croûte océanique téthysienne est peu à peu résorbée par subduction. Sa digitation néocomienne mexicaine demeurera comme un bras amputé, analogue au segment océanique téthysien jurassique supérieur du Golfe du Mexique.

A partir de l'Aptien, la jonction de la dorsale sud-atlantique et de la dorsale téthysienne à l'Est du domaine caraïbe, détermine la dorsale médio-atlantique. Son individualisation met fin, définitivement, à l'histoire de la Téthys, dont le rôle au Mexique et en Amérique Centrale aura

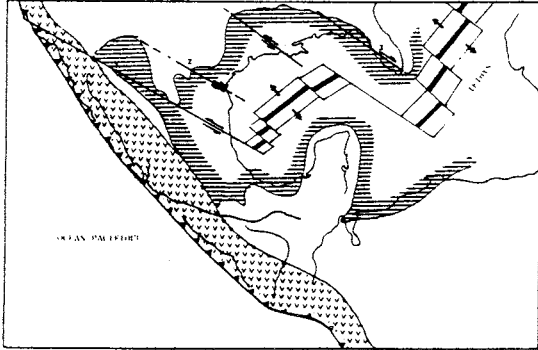
Limite PERMIEN - TRIAS (-230 m. a.)



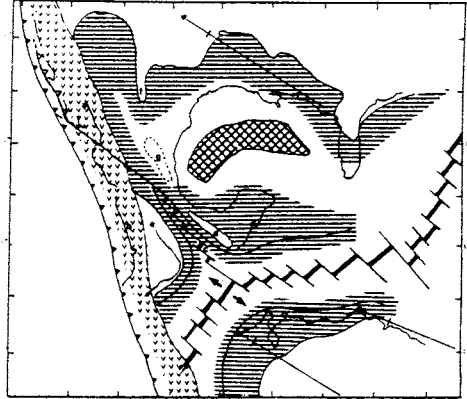
BATHONIEN (-165 m. a.)



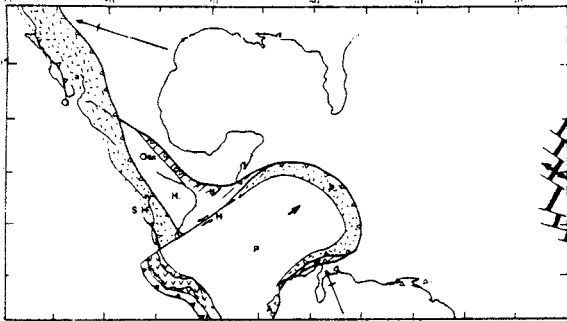
PORTLANDIEN (-145 m. a.)



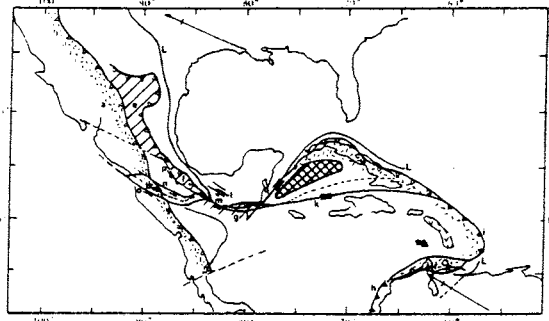
VALANGINIEN (-125 m. a.)



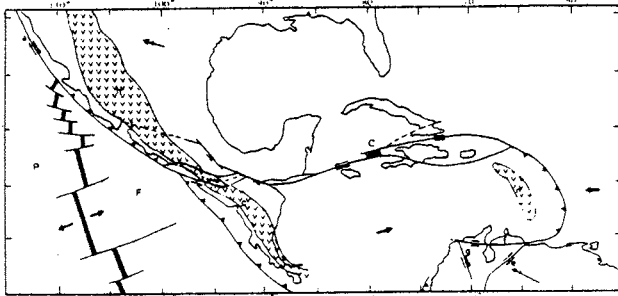
Limite SENONIEN INF. - SENONIEN SUP. (-80 m. a.)



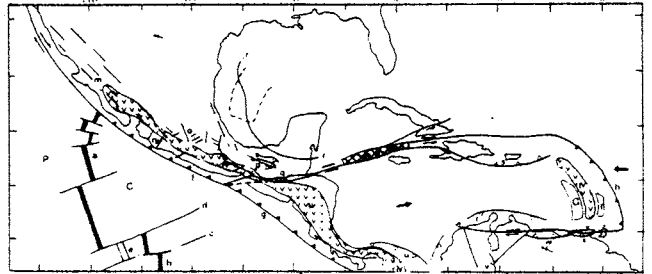
Limite PALEOCENE - EOCENE (-65 m. a.)



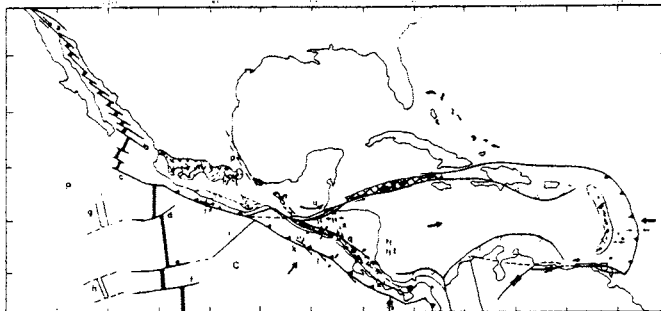
MIOCENE BASAL (-21 m. a.)



MIOCENE SUP. (-8 m. a.)



ACTUEL



été purement distensif. Par la suite, l'évolution du Mexique méridional et de l'Amérique Centrale dépendra étroitement de celle du Pacifique oriental et de celle de la plaque Caraïbe.

Le premier épisode compressif est d'origine "pacifique". Il donne naissance au système cordilléraire occidental nord-américain qui, au Sud, se continue à l'Ouest du Mexique méridional et de l'Amérique Centrale. Là, les formations volcanogènes de la marge pacifique, plissées et métamorphisées à la limite du Cénomanién et du Turonien sont charriées sur l'avant-pays, le bloc Oaxaca-Honduras, qui émerge en partie. Dans l'ensemble de l'édifice cette phase paraît hétérochrone. Elle pourrait résulter de la collision de blocs séparés de la Pangée au Trias par l'ouverture du Pacifique mésozoïque.

Le second épisode compressif paraît, pour l'instant, essentiellement lié à l'évolution du domaine caraïbe. Le proto-arc caraïbe entre en collision avec les marges passives nord et sud téthysiennes sur lesquelles il est charrié à la limite du Sénomien inférieur - Sénomien supérieur. Au Mexique méridional et en Amérique Centrale la digitation océanique téthysienne, serrée entre le bloc Oaxaca-Honduras et la plate-forme orientale, se referme. Des témoins de son fond océanique et ses sédiments épimétamorphisés sont charriés sur la plate-forme orientale dont une partie, interne, émerge aussi.

Le troisième épisode compressif reprend l'ensemble des édifices tectonisés au cours des phases précédentes et affecte la partie septentrionale du bassin intracratonique téthysien et un vaste secteur de la plate-forme orientale. Le plissement de ces régions durant le Paléocène engendre la large ceinture laramienne mexicaine. L'étendue considérable des domaines intéressés par la tectonique laramienne et le synchronisme de cette phase en Amérique du Nord et à la périphérie de la plaque Caraïbe témoignent d'un événement géodynamique majeur : la réorganisation du domaine océanique pacifique d'où naîtra la plaque orientale Farallon, à forte convergence avec l'Amérique du Nord.

La réorganisation du domaine océanique pacifique oriental entraîne la fracturation de l'extrémité méridionale de la plaque nord-américaine. Une nouvelle frontière nord-caraïbe, le proto-système Polochic-Motagua, couloir de décrochement sénestre large de 100 kilomètres, sépare le bloc du Honduras de l'Amérique du Nord et intègre Cuba à la plaque nord-américaine. Une lanière du système cordilléraire occidental prise dans ce couloir au Sud du Mexique, la Sierra Madre du Sud s.s., est entraînée vers l'Est. Entre Cuba et l'avant-pays mexicain s'ouvre en sphénochasme le bassin du Yucatan. La subduction de la plaque Farallon engendre sur la marge pacifique nord-américaine le volcanisme de la Sierra Madre Occidentale, prolongé par le volcanisme de la marge pacifique de l'Amérique centrale en cours de migration.

Fig. VI-10 : Evolution géodynamique mésozoïque et cénozoïque du Mexique et de l'Amérique Centrale dans le cadre américano-caraïbe.

Cette figure regroupe les figures VI-1 à VI-9 légendées et commentées plus haut.

Un quatrième épisode compressif plicatif développe, au Miocène inférieur, des plis de fond dans les édifices mexicains tectonisés au cours des trois phases précédentes et dans la Sierra Madre Occidentale. Il est d'origine "pacifique", consécutif à la collision d'une partie de la dorsale Farallon avec la marge pacifique mexicaine.

A la suite de cette collision, le domaine océanique pacifique oriental est représenté par la paléo-plaque de Cocos limitée par la partie sud de la dorsale Farallon jusqu'à la ride des Galapagos, la ride des Galapagos et la fosse méso-américaine qui s'allonge. Au droit de l'Amérique Centrale la fosse centro-américaine est un trait hérité de la plaque Farallon et la subduction de la croûte pacifique va se poursuivre sans interruption jusqu'à l'Actuel. Au droit du Mexique méridional le caractère néoformé de la fosse d'Acapulco, à l'emplacement de la troncature de l'extrémité sud de la plaque nord-américaine, est manifeste, notamment en raison de la migration dans l'espace et dans le temps du volcanisme associé à la subduction. L'individualisation de la paléo-plaque de Cocos est contemporaine de l'ouverture océanique de la fosse Caïman à partir de la ride médio-Caïman, dont le taux d'expansion reflète la vitesse de déplacement relatif plaque caraïbe - plaque nord-américaine.

Un dernier épisode compressif plicatif affecte une grande partie de l'avant-pays laramien mexicano-guatémaltèque à partir de la limite Miocène moyen - Miocène supérieur.

Il est essentiellement d'origine "caraïbe", lié au passage du bloc du Honduras à l'arrière de régions de plus en plus externes où se développent des structures transpressives. L'ultime réorganisation du domaine océanique pacifique, où l'ouverture dans la paléo-plaque de Cocos du rift de la néo-dorsale du Pacifique oriental a individualisé la plaque de Cocos actuelle, a accentué la convergence bloc du Honduras - Amérique du Nord. Ceci explique l'extension de la tectonique compressive miocène dans les plaines côtières et la partie occidentale immergée du Golfe du Mexique jusqu'à la frontière des Etats-Unis.

Les édifices structuraux mésozoïques et cénozoïques du Mexique et de l'Amérique Centrale n'ont donc rien d'"alpin" dans le sens où ils résulteraient d'une collision Amérique du Nord - Amérique du Sud, comparable à celle de l'Eurasie et de l'Afrique.

La convergence Amérique du Nord - Amérique du Sud, à un taux très inférieur au déplacement relatif plaque caraïbe - plaques nord et sud-américaines, n'a débuté qu'au Miocène. Pour l'instant son rôle s'est limité à provoquer ou à accentuer la courbure des festons à convexité intra-caraïbe nord et sud caraïbe et panaméen.

Enfin, on admet généralement que des blocs exotiques divers ont été accrétés à la marge pacifique nord-américaine des Etats-Unis et du Canada. Le Mexique méridional et l'Amérique Centrale n'en offrent pas d'exemple. Bien au contraire, on assiste à une "mutilation" de la terminaison sud de la plaque nord-américaine : le bloc du Honduras s'en est séparé et deviendra sans doute une nouvelle île de la mer des Caraïbes. La Californie la quitte peu à peu pour devenir une île du Pacifique.

B I B L I O G R A P H I E

BIBLIOGRAPHIE

- AGUILERA J.G. (1896) - Sinopsis de la geologia mexicana. *Inst. Geol. Mexico*, Bol. n° 4-6, p. 189-250.
- 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.
- 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.
- AGUILERA J.G. (1906) - Excursion de Tehuacán a Zapotitlán y San Juan Raya. *10th Intern. Geol. Congr.*, Mexico, vol. 7, 27 p.
- AGUILERA J.G., BUELAN R.F., ORDOÑEZ E. (1896) - Bosquejo Geologico de Mexico. *Inst. Geol. Mexico*, Bol. n° 4-6, 267 p., 1 foto, 3 fig., 4 cartas.
- AKERS W.H. (1979) - Planktic foraminifera and calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Neogene of Mexico. *Tulane Studies in Geology and Paleont. New Orleans*, vol. 15, n° 1, p. 1-32.
- ALBERDING H. (1957) - Application of principles of wrench fault tectonics of Moody and Hill to northern south America. *Geol. Soc. America, Bull.*, v. 68, p. 785-790.
- ALBRITTON C.C. Jr, SMITH J.F. Jr (1957) - The Texas lineament, *20th Intern. Geol. Mexico*, secc. 5 p. 501-518, in tomo 2: "Relaciones entre la tectónica y la sedimentación".
- ALENCASER G. (1956) - Pelecípodos y gasterópodos de la region de San Juan Raya - Zapotitlán, Puebl. *Paleont. mexicana, Inst. Geol. UNAM*, n° 2, 47 p.
- ALENCASER G. (1963) - Pelecipodos del Jurasico medio del Noroeste de Oaxaca y Noreste de Guerrero. *Paleont. mexicana, Inst. Geol. UNAM*, n° 15, 52 p.
- ALENCASER G. (1971) - Rudistas del Cretacico superior de Chiapas. *Paleont. mexicana, Inst. Geol. UNAM*, n° 34, p. 1-91.
- ALENCASER G. (1977) - Moluscos y braquiopodos del Jurasico superior de Chiapas. *UNAM, Inst. Geol. Rev.*, vol. 1, n° 2, p. 151-166.
- ALENCASER G. et BUITRON B.E. (1965) - Fauna del Jurasico superior en la region de Petlacingo, Edo, de Puebla. *Paleont. mexicana, Inst. Geol. UNAM*, n° 21.
- ALLEMAN 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.
- ALVAREZ M. Jr. (1949) - Notas sobre el Paleozoico mexicano. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, v. 1, p. 47-56.

- ALVAREZ M. Jr. (1949) - Unidades tectonicas de la República mexicana. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, vol. 14, p. 1-22.
- ALVAREZ M. Jr. (1950) - Sintesis geologica de la cuenca Salina del istmo de Tehuantepec. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. 2, p. 445-452.
- ALVAREZ M. Jr. (1958) - Tectonica profunda de Mexico. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. 10, p. 163-182.
- ALVAREZ M. Jr. (1961) - Provincias fisiograficas de la Republica mexicana. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 24, n° 2, p. 5-20.
- ALVAREZ M. Jr. (1962) - Orogenias pre terciarias en Mexico. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. 14, p. 23-35.
- ALVAREZ R.J. ANTONIO (1963) - Reconocimiento geologico superficial del curso medio del Rio Tehuantepec y areas colindantes. Est. de Oaxaca. *Tesis profesional UNAM.*
- ANDEL (Van T.H., HEATH G.R., MALFAIT B.T., HEINRICHS D.F. et EWING J.I. (1971) - Tectonics of the Panama Basin, eastern equatorial Pacific. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 82, p. 1489-1508.
- ANDERSON R.N. et DAVIS E.E. (1973) - A topographic interpretation of the Mathematician Ridge, Clipperton Ridge, East Pacific Rise system. *Nature*, vol. 241, p. 191-193.
- ANDERSON T.H., BURKART B., CLEMONS R.E., BOHNENBERGER O. et BLOUNT D.N. (1973) - Geology of the western Altos Cuchumatanes, northwestern Guatemala. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 84, p. 805-826.
- ANDERSON T.H. (1981) - The role of the Mojave-Sonora Megashear in the tectonic evolution of Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Abstr. w. Progr.*, vol. 13, n° 2, p. 42.
- ANDERSON T.H. et SILVER L.T. (1977) - Geochronometric and stratigraphic outline of the precambrian rocks of northwestern Mexico. *Geol. Soc. Amer. Abstr. w. Progr.*, vol. 9, n° 7, p. 880.
- ANDERSON T.H. et SCHMIDT V.A. (1978) - Mesozoic crustal evolution of middle America and the Caribbean : Geological considerations. *Eos.*, vol. 59, n° 4, p. 404.
- ANDERSON T.H., COHEN L.L., SCHMIDT V.A. (1981) - Tectonic implications of initial paleomagnetic results from Mesozoic units in northwestern Mexico. *Geol. Soc. Amer. Abstr. w. Progr.*, vol. 13, p. 396.
- ANGELES F. (1978) - Geologia de los provincias : arco de la libertad y la de fallas de transcurrencia. *PEMEX*, IX Excursion Geologica, p. 19-30.
- ANGELIER J., COLETTA B., CHOROWICZ J., ORTLIEB L., RANGIN C. (1981) - Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology*, vol. 3, n° 4, p. 347-358.
- ANONYME (1970) - Deep Sea drilling project : leg 10, *Geotimes*, vol. 15, n° 6, p. 11-13.
- ANONYME (1970) - Deep Sea drilling project : leg 11, *Geotimes*, vol. 15, n° 7, p. 14-16.
- ANTOINE J.W. et BRYANT W.R. (1969) - Distribution of salt and salt structures in the Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.* vol. 53, p° 12.

- ANTOINE J.W. et PYLET T.E. (1970) - Crustal studies in the Gulf of Mexico. *Tectonophysics*, vol. 10, n° 5/6, p. 477-494.
- ANTOINE J.W., MARTIN R.G., PYLET T.E. et BRYANT W.R. (1974) - Continental margins of the Gulf of Mexico. In : *Continental margins*, C.A. BURK and C.L. DRAKE, p. 683-696 Springer Verl. Edit.
- ARNOLD H.C. (1966) - Upper Paleozoic Sabaneta-Palmarito sequence of Merida Andes, Venezuela. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 50, n° 11, p. 2366-2387.
- ATWATER T. (1970) - Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 81, p. 3513-3536.
- AUBOUIN J. (1961) - Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. géol. France*, (7), II, p. 629-702.
- AUBOUIN J. (1965) - Geosynclines. *Amsterdam Elsevier édit.*, 335 p. *Dev. in Geotectonics*, I.
- 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.A.S. (D)*, t. 276, p. 457-460.
- AUBOUIN J. (1975) - De la méditerranée aux Caraïbes : éléments d'une comparaison. *C. R. Acad. Sc. Paris (D)*, t. 281, p. 215-218.
- AUBOUIN J. (1976) - Mer Caraïbe et mer Méditerranée : réflexions sur une comparaison structurale. *VII^{ème} Conf. Géol. Caraïbes, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe, R. Causse édit.*, p. 41-49.
- AUBOUIN J. (1977) - Tethys, Atlantique et Pacifique : regard tectonique. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 4, p. 170-179.
- AUBOUIN J. (1979) - Premiers résultats des forages profonds dans le Pacifique au niveau de la fosse du Guatemala (fosse d'Amérique Centrale) (leg 67 du "DEEP SEA DRILLING PROJECT" : mai-juin 1979). *C. R. Acad. Sc. Paris (D)*, t. 289, p. 1215-1220.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.P., TARDY M. (1977) - Tethys (Mésogée) et Atlantique : données de la géologie. *C. R. Acad. Sc. Paris (D)*, t. 285, p. 1025-1028.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., CARFANTAN J.C., RANGIN C., STEPHAN J.F., TARDY M. (1977) - De la région Caribeña a las Cordilleras Sur y Norte americanas. *UNAM Inst. Geol. Rev.*, vol. 1, n° 2, 1977, p. 129-132.
- 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.A.S. (D)*, t. 284, p. 1749-1752.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.C., TARDY M. (1979) - Tethys and Caribbean. *4th Latin American Geol. Cong. Trinidad*.
- AUBOUIN J., HUENE R. VON et l'équipe scientifique du Leg 67 du Glomar-Challenger (1979) - Premiers résultats des forages profonds dans le Pacifique au niveau de la fosse du Guatemala (fosse d'Amérique Centrale) (Leg 67 du "DEEP SEA DRILLING PROJECT" : Mai-Juin 1979). *C.R.A.S. (D)*, t. 289, p. 1215-1220.

- AUBOUIN J., BOURGOIS J., HUENE R. Von et AZEMA J. (1982) - La marge pacifique du Guatemala : un modèle de marge extensive en domaine convergent. *C. R. Acad. Sc. Paris (D)*, t. 295. p. 607-614.
- AVECILLA G.C. (1976) - Moluscos Jurasicos del area de San Andres Yutatio, Municipio de Tezoatlan, Oaxaca. *IIIth Congr. Latino-americano, Geol. Acapulco*, Mexico, Resum. p. 11.
- AYALA-CASTANARES A. (1963) - Foraminiferos grandes del Cretacico superior de la region central del Estado de Chiapas, Mexico. Parte I: El genero Orbitoides, d'Orbigny, 1847. *Paleont. mexicana, Inst. Geol. UNAM*, n° 13, p. 57-73.
- AZEMA J. et TOURNON J. (1979) - Remarques sur la Géologie des "Massifs anciens" de la marge Pacifique du Costa Rica. *Soc. geol. France, 7ème R.A.S.T., Lyon 1979*, Résumé.
- AZEMA J., GLACON G., TOURNON J. (1981) - Nouvelles données sur le Paléocène à foraminifères planctoniques de la bordure pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale). *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 3, p. 85-88.
- AZEMA J., BLJU-DUVAL B., BIZON J.J., CARFANTAN J.C., MASCLE A., et TARDY H. (1985) - Le Honduras (Amérique centrale nucléaire) et le Bloc d'Oaxaca (Sud du Mexique) : deux ensembles comparables du continent nord-américain séparés par le jeu décrochant sénestre des failles du système Polochic - Motagua. *In symposium "Géodynamique des Caraïbes", Paris, 5-8 Février 1985. Edit. Technip Paris*, p. 427-438.
- BAKER C.L. (1930) - Geological cross-section of isthmus of Tehuantepec. *Pan-American Geologist*, vol. LIII, n° 3, avril 1930.
- BANKS P.O. (1975) - Basement rocks bordering the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. In *"the ocean basins and margins"* Strehli and Nairn edit. vol. 3, The Gulf of Mexico and Caribbean, New-York, Plenus Pres, p. 181-200.
- BANKS N.G. et RICHARDS M.L. (1969) - Structure and bathymetry of western end of Bartlett trough, Caribbean Sea. *Am. Ass. Petr. Geol., Mem.* II, p. 221-228.
- BANNO S. (1970) - Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. *Phys. Earth and Planet Interiors*, n° 3, p. 405-421.
- BARNETT R.S. (1975) - Basement structure of Florida and its tectonic implications. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, vol. 25, p. 122-142.
- BARRERA T. (1946) - Guia geologica de Oaxaca. *UNAM Pub. Inst. Geologia*, 101 p.
- BARTOK P., REIJERS T.J.A., JUHASZ I. (1981) - Lower Cretaceous Cogollo group, Maracaibo Basin, Venezuela. Sedimentology, Diagenesis and Petrophysics. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 65-6, p. 1110-1134.
- BASS M.N. et SHAGAM R.S. (1960) - Edades Rb/Sr de las rocas cristalinas de los Andes Meridianas, Venezuela. *III Congr. Geol. Venezolano, Caracas, Bol. Geol. Pub. esp.*, n° 3, vol. 1, p. 377-381.
- BASS M.N. et ZARTMAN R.E. (1969) - The basement of Yucatan peninsula. *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 50, p. 313.
- BATESON J.H. (1972) - New interpretation of geology of Maya Mountains, British Honduras. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 56, n° 5, p. 956-963.

- BENAVIDES G.L. (1956) - Notas sobre la Geología petrolera de Mexico. Simposium sobre yacimientos de Petroleo y gas. *XX Congr. Geol. Intern., Mexico*, t. III, p. 431-562.
- BENEDETTO G. et ODREMAN O.E. (1977) - Bioestratigrafia y paleoecología de las unidades permocarbonicas aflorantes en el area Carache - Agua de Obispo (Venezuela). *V Congr. Geol. Venez.*, Memoria, Tomo I, p. 253-288.
- BENIOFF H. (1954) - Orogenesis and deep crustal structure : additional evidence from seismology. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 65, p. 385-400.
- BERMUDEZ P.J. (1963) - Foraminiferos del Paleoceno del Departamento de El Peten, Guatemala. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, vol. 26, p. 1-56.
- BERTRAND J. et SARP H. (1976) - Sur la présence de vuagnatite dans un gabbro ophiolitique du Guatemala. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.* 56/3, p. 540-544.
- BERTRAND J., DELALOYE M., FONTIGNIE D. et VUAGNAT H. (1978) - Ages K. Ar sur diverses ophiolites et roches associées de la Cordillère Centrale du Guatemala. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 58/3.
- BERTRAND J. et VUAGNAT M. (1975) - Sur la présence de basaltes en coussins dans la zone ophiolitique méridionale de la Cordillère Centrale du Guatemala. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 55/1, p. 136-142.
- BERTRAND J. et VUAGNAT M. (1976) - Etude pétrographique de diverses ultrabasites ophiolitiques du Guatemala et de leurs inclusions. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 56/3, p. 527-540.
- BERTRAND J. et VUAGNAT M. (1977) - Données chimiques diverses sur des ophiolites du Guatemala. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 57/3, p. 466-483.
- BIAGGI R.E. (1978) - Palynology and Paleoeocology of some Oligo-Miocene sediments from Chiapas, Mexico. *Tesis Ph. Walla. Walla College*, 92 p.
- BIJU-DUVAL B., CASEY MOORE J., BLACKINTON G., BERGEN J.A., CLAYPOOL G. E., COWAN D.S., GUERRA R.T., HENBLEBEN C.M.J., MARLOW M.S., NATLAND J.M., PUDSEY C.J., RENZ G.W., TARDY M., WILLIS M.E., WILSON D., WRIGHT A.A. (1981) - Premiers résultats des forages IPOD implantés lors de la croisière 78 A du Glomar Challenger du Nord-Est de la Ride de la Barbade (arc des petites Antilles) : tectonique frontale d'un prisme d'accrétion. *C.R.A.S.*, Tome 293, Ser. II, n° 8, p. 621-628.
- BLANCHET R. (1979) - Posición tectonica de Mexico dentro del marco de la teoria de placas. *Festejas conmemorativo del cincuentenario de la autonomia de la UNAM, V Symposium. Evolución tectónica de Mexico.*
- BLANCHET R. et STEPHAN J.F. (1980) - Des caraïbes à la Méditerranée : réflexions sur les mécanismes géodynamiques des orogènes et des ouvertures océaniques. *Soc. géol. France, 8ème R.A.S.T., Marseille*, p. 46, Soc. Géol. Fr., édit.
- BLANCHET R., TARDY M., VILLIEN A. (1980) - Une coupe des cordillères nord-américaines (Utah, Nevada, Californie). *26ème Congr. Géol. Int. Paris*, résumés.
- BLOOMFIELD K. et ORTEGA-GUTIERREZ F. (1975) - Notas sobre la petrologia del complejo oaxaqueño. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, n° 95, p. 28-48.

- BLOUNT D. (1969) - Stratigraphy and Petrology of the Chiantla area, Guatemala. *Publ. Geol. I.C.A.I.T.I., Guatemala*, n° II, p. 67.
- BOHNEMBERGER O.H. (1966) - Nomenclatura de las capas Santa Rosa en Guatemala. *Publ. Geol. I.C.A.I.T.I., Guatemala*, n° I, p. 47-51.
- BOHNEMBERGER O.H., BONIS S. et al. (1966) - Resumen de la geología regional de Guatemala : Libreto guía excursiones. II. *Reunión de geólogos de America Central*.
- 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.
- BOITEAU A., MICHARD A. (1974) - Données nouvelles sur le socle métamorphique de Cuba. Problèmes d'application de la tectonique des plaques. *VIIème Conf. Geol. Caribe, Pointe à Pitre, Guadeloupe*, res. p. 10.
- BOLD (VAN DEN) W.A. (1963) - Ostracods and tertiary stratigraphy of Guatemala. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 47, n° 4, p. 696-698.
- BONET F. (1969) - Aforamiento del Eoceno en el Norte de la península de Yucatan. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. II, n° 1-1, p. 1-12.
- BONET F. (1969) - Microfacies cretácicas de la región Cordoba Orizaba. *Seminario sobre Exploración Petrolera I.M.P.* (inédit).
- BONILLAS I.S. et MARTINEZ-BERMEDEZ I.J. (1957) - Bosquejo geológico del Distrito de Natividad, Oax. *XXème Congr. Geol. Inter. Mexico, Excursion A.6. Bol. V*, n° 1, p. 41-49.
- BONIS S.B. (1966) - Geología del área de Quezaltenango, República de Guatemala. *Inst. Geogr. Nac., Guatemala*, 84 p.
- BONIS S.B. (1967) - Geologic reconnaissance of the Alta Verapaz fold belt, Guatemala. *Inst. Geogr. Nac. Guatemala, Geol. Bull. 5*.
- BONIS S.B., BOHNEMBERGER O.H. et DENG G. (1970) - Mapa geológico de la República de Guatemala. *Inst. Geogr. Nac. Guatemala, ESC*. 1/500.000.
- BONNEAU M. (1971) - Una nueva área cretácica fosilífera en el Estado de Sinaloa. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, vol. 32, n° 2, p. 159-167.
- BONNEAU M. (1972) - Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIV, p. 55-65.
- BONNEAU M. (1976) - A propósito de la edad cretácica de los afloramientos volcánicos y volcanoclasticos de la región de Zihuatanejo, Guerrero (Sierra Madre del Sur, Mexico). *IIIème Congr. Latinoamericano Geol., Acapulco, Mexico*. Resúmenes p. 14.
- BOOM (VAN DEN) G. (1972) - Petrofazielle Gliederung des metamorphen Grundgebirges in der Sierra de Chuacus, Guatemala. *Geol. Jahrb. Beihefte*, vol. 122, p. 5-49.
- BORTOLLI C. (1978) - Geología de las provincias : arco de la Libertad y la de fallas de Transcurrencia. *PEMEX, IX Excursion geologica*, p. 1-18.

- BÖSE E. (1899) - Geologia de los alrededores de Orizaba con un perfil de la vertiente oriental de la Mesa Central de Mexico. *Bol. Inst. Geol. Mex.*, n° 13.
- BÖSE E. (1905) - Reseña acerca de la geologia de Chiapas y Tabasco. *Bol. Inst. Geol. Mex.*, n° 20.
- BÖSE E. (1906) - Excursion à l'Isthme de Tehuantepec. *Xème Congr. Geol. Int. excursion XXXI.*
- BÖSE E. et WITTICH E. (1913) - Informe relativo a la exploracion de la region norte de la costa occidental de la Baja California. *Rev. Inst. Geol. Mex.*, vol. 4, p. 307-529.
- BOWIN C.O. (1975) - The geology of Hispanolia in "*the ocean Basins and Margins*". vol. 3, *The Gulf of Mexico and the Caribbean* (edit by Nairn, A.E.M. et STEHLI G.). Vol. 3, chap. 12, p. 501-552.
- BOWIN C.O., DONNELLY T.W., WHETTEN J.T., OXBURGH E.R. (1966) - Caribbean geological investigations. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 98, 310 p.
- BRIGGS R.P. (1967) - Large and small scale wrench faulting in an Island-Arch segment, Puerto Rico. *Geol. Soc. Amer. Ann. Meet.*, Abstr. p. 24.
- BRUNE J.N., REYES A. et LOMNITZ C. (1974) - Aftershock locations from the Colima, Mexico, earthquake of January 10, 1973. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 6, n° 3, p. 286-287.
- 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.*, vol. 52, p. 1204-1228.
- BUCHNAM R.C., PLAFKER G., SHARP R.V. (1978) - Fault movement (after-slip) following the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *Geology*, vol. 6, p. 170-173.
- BUELNA R.N., ORDOÑEZ E. et AGUILERA J.G. (1896) - Itinarios geologicos. *Bol. Inst. Geol. Mex.*, 4-6, p. 19-185.
- BUFFLER R.T., WORZEL J.L. et WATKINS J.S. (1978) - Deformation and origin of the Sigsbee scarp-Power continental slope, northern Gulf of Mexico. *In Proceedings of 1978 offshore Tech. Conf.* 3, p. 1425-1433.
- BUFFLER R.T., WATKINS J.S., SHAUB J., WORZEL J.L. (1980) - Structure and early geologic history of the deep central gulf of Mexico Basin. *In The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic ocean.* Louisiana State University. Baton Rouge, Louisiana. Rex H. PILGER, Jr, Edit.
- BUITRON B.E. (1970) - Equinoides del Cretacico inferior de la region de San Juan Raya. Zapotitlan, Puebla. *Paleont. Mexicana, Inst. Geol. UNAM*, n° 30.
- BUITRON B.E., GLACON G., GLACON J. (1976) - Correlacion de especies del genero *Nerinea* y microfauna del Aptiano de Mexico y la region mediterranea. *III Congr. latino-americano Geol., Acapulco, Mexico*, Resumenes p. 16.
- BULLARD E., EVERETT J.E., SMITH A.G. (1965) - The fit of the continents around the continents around the Atlantic. *Prog. Soc. Philos. Trans.*, 6B, n° 1088, p. 41-51.

- BURCKHARDT C. (1905) - La faune marine du Trias supérieur de Zacatecas. *Bol. Inst. Geol. Mex.*, n° 21, 44 p.
- BURCKHARDT C. (1927) - Cefalopodos del Jurasico medio de Oaxaca y Guerrero. *Bol. Inst. Geol. Mex.*, n° 47, 108 p.
- BURCKHARDT C. (1930) - Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, vols. 49 et 50, 280 p.
- BURCKHARDT C. et SCALIA S. (1905) - Géologie des environs de Zacatecas. *X Congr. Geol. Int. Mexico*, Guide Excursion 15, 26 p.
- BURKART B. (1978) - Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology*, vol. 6, p. 328-332.
- BURKART B., CLEMONS R.E., CRANE D.C. (1973) - Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of southeastern Guatemala. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 57, p. 63-73.
- BURKE K. et DEWEY J.F. (1973) - Plume-generated triple junctions ; key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *Jour. Geology*, 81, p. 406.
- BURKE K., FOX P.J., SENGÖR A.M.C. (1978) - Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *J. geophys. Res.*, 83 (B8), p. 3949-3954.
- BUTTERLIN J. (1956) - La constitution géologique et la structure des Antilles. *Paris, C.N.R.S. édit.*, 453 p.
- BUTTERLIN J. (1960) - Géologie générale de la République d'Haïti. *Inst. Amer. Latine, Paris*, Trav. et mém. n° 6.
- BUTTERLIN J. (1965) - Données fournies par les macroforaminifères pour l'établissement des limites de l'Oligocène dans la région des Caraïbes. *IV Caribb. Geol. Conf. Port-of-Spain*, 23 p. (Mimeogr.).
- BUTTERLIN J. (1972) - Regard sur l'origine et l'évolution des unités structurales de la région des Caraïbes. *Bull. Soc. géol. France*, t. 14, n° 5, p. 46-54.
- BUTTERLIN J. (1974) - Posición de la region del Caribe en las estructuras geológicas americanas, según los datos más recientes. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, vol. 33, n° 2, p. 5-42.
- BUTTERLIN J. (1976) - Bioestratigrafía de varios localidades del Cretácico tardío y del Terciario de la región del Caribe, basada en los Macroforaminíferos. *III Congr. latino-americano Geol., Acapulco*, Res. p. 18.
- BUTTERLIN J. (1977) - Géologie structurale de la région des Caraïbes (Mexique - Amérique Centrales - Antilles - Cordillère Caraïbe). *Masson éd. Paris*, 259 p.
- BUTTERLIN J., BONET F. (1958) - Reconocimiento geológico preliminar del territorio de Quintana Roo. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. X, n° 9-10.
- BUTTERLIN J., BONET F. (1960) - Microfauna del Eoceno Inferior de la Península de Yucatan. *Paleontologia Mexicana*, n° 7, *Inst. de Geol. de la UNAM*, 18 p.

- BUTTERLIN J., BONET F. (1963) - Mapas Geologicos de la peninsula de Yucatán. I. Las formaciones cenozoicas de la parte mexicana de la peninsula de Yucatán (Butterlin J. et Bonet F.). II. La paleogeografía de la margen meridional del Golfo de Mexico en el Paleogeno (Butterlin J.). *Ingenieria hidraulica en Mexico*, vol. XVII, n° 1, p. 63-82, 8 fig., 1 cart. geol.
- BUTTERLIN J., BONET F. (1966) - Les formations cénozoïques de la partie mexicaine de la presqu'île du Yucatán. *Trans. of the III th caribbean Geological Conference. Geol. Surv. Dept. Kingston*, p. 75-85.
- CABRERA R. (1963) - Estudio bioestratigrafico de la porción occidental de la cuenca Salina del Istmo a Tehuantepec. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. VII (5-6), p. 173-212.
- 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). *Eci. géol. Bull.*, 30, p. 3-18.
- CALDERON GARCIA A. (1956) - Bosquejo geologico de San Juan Raya, Estado de Puebla. Excursion A.-11, *XX Congr. Geol. intern. Mexico*, p. 9-91.
- CAMERON M., BAGBY W.C., CAMERON K.L. (1980) - Petrogenesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre occidental Chihuahua, Mexico. *Contrib. Minera. Petrol.*, vol. 74, p. 271-284.
- CAMPA M.F. (1975) - Las rocas metamorficas e igneas del area Tasco-Teloloapan, Guerrero, *Tesis Maestria. Fac. Cienc. UNAM, Mexico*, 149 p., inédite.
- CAMPA M.F. (1978) - La evolucion tectonica de Tierra Caliente, Guerrero. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, Tomo XXXIX, n° 2, pp. 52-64.
- CAMPA M.F., CAMPOS M., FLORES R., OVIEDO R. (1974) - La secuencia mesozoica-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal. Méx. Teloloapan, Gro. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, Tomo XXXV, p. 7-28.
- CAMPA M.F., OVIEDO A., TARDY M. (1976) - La cabalgadura laramidica del Dominio volcanico-sedimentario (Arco de Alissitos - Teloloapan) sobre el miogeosynclinal mexicano en los limites de los Estados de Guerrero y Mexico. *III Congr. latino-americano de Geologia, Mexico*, Résum., p. 23.
- CAMPA M.F. et RAMIREZ E.J. (1979) - La evolucion Geologica y Metalogesis del Noroccidente de Guerrero, Chilpancingo. *Ser. Tech. Cient. Univ. Aut. de Guerrero*, tomo 1.
- CAMPA M.F., RAMIREZ J., FLORES R., CONEY J.P. (1980) - Terrenos tectonoestratigraficos de la Sierra Madre del Sur. Region comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacan, Mexico y Morelos. *Ser. Techn. Cient. Univ. Auton. Guerrero*, tomo 10.
- CANTAGREL J.M., ROBIN C. et CORDOBA D. (1976) - Fases del volcanismo segun edades K-Ar en el Mioceno y Plioquaternario de la parte este de Mexico. *III Congr. Geol. latino-americano, Acapulco*, rés. p. 25.
- CANTAGREL J.M., ROBIN C. (1978) - Geochimie isotopique du strontium dans quelques séries types du volcanisme de l'Est mexicain. *Bull. Soc. geol. France*, (7), XX, p. 935-939.

- CANTAGREL J.M., ROBIN C. (1979) - K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks. Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of volcanology and geothermal Research* 5-00-00.
- CANTÚ-CHAPA A. (1971) - La série Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro-este de Mexico. *Rev. Inst. Mex. Petr.*, vol. 3, p. 17-40.
- CARDENAS V.J. (1966) - Contribución al conocimiento geológico de la Mixteca Oaxaqueña. *C.R.N.N.R., Mexico*, n° 38, p. 15-107.
- CARDENAS V.J. et BAUTISTA O. (1965) - Geología Regional y yacimientos minerales de una porción a la Mixteca Oaxaqueña. *C.R.N.N.R. Mexico*, 213 p. (inédit).
- CARPENTER R.H. (1954) - Geology and ore deposits of the Rosario mining district and the San Juancito Mountains, Honduras, Central America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 65, p. 23-38.
- CARFANTAN J.C. (1976) - La falla de Motozintla (Chiapas) prolongación de la falla Polochic y frontera entre dos provincias geológicas. *III Congr. latino-amér. Geol., Acapulco*, Res. p. 27.
- CARFANTAN J.C. (1976) - El prolongamiento del sistema de fallas Polochic-Motagua en el Sureste de Mexico : une frontera entre dos provincias geológicas. *Memoria del III Congr. latino-amer. de geología*, 18 p., 2 fig. (à paraître).
- CARFANTAN J.C. (1977) - La cobijadura de Motozintla. Un paleoarco volcánico en Chiapas. *Revista del Inst. de Geología de la UNAM*, vol. 1, num. 2, p. 133-137.
- CARFANTAN J.C., MONTESINOS H.E. (1977) - El yacimiento de cobre disseminado de Toliman (Chis) y su contexto geológico regional. *V Reun. Geol. Amer. Centr.*, Res.
- CARFANTAN J.C. (1979) - Evolución estructural del Sureste de Mexico ; Paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas. *Symp. Evolucion tectonica de Mexico, UNAM. Progr. y Res.* p. 10-11, Mem. 32 p., 3 fig. (à paraître).
- CARFANTAN J.C. (1980) - Relations paléogéographiques et structurales entre le Mexique méridional et la région nord-caraïbe d'Amérique Centrale. *Soc. géol. France, 8ème R.A.S.T.*, p. 80.
- CARFANTAN J.C. (1980) - Argumentos en apoyo de un importante desplazamiento relativo hacia el Este de America Central. Implicaciones paleogeográficas. *Soc. Geol. Mex., V Conv. Nac.* Res.
- CARFANTAN J.C. (1981) - Algunos aspectos de la neotectónica del Sureste de Mexico. *Symp. "Los riesgos sísmicos y los asentamientos humanos, Mexico, Centro-America y el Caribe"*. S.A.H.O.P., p. 1-4.
- CARFANTAN J.C. (1981) - Paleogeography and tectonics of the Sierra de Juarez - isthmus of Tehuantepec area and its relations with other terranes of southern Mexico and Central America. *G.S.A. abst. with. Prog.*, vol. 13, n° 2, p. 48.
- CARFANTAN J.C. (1982) - Relations entre les domaines téthysien et pacifique oriental à la hauteur du Mexique méridional et de l'Amérique Centrale. *Soc. géol. France, 9ème R.A.S.T.*, p. 117.
- CARFANTAN J.C. (1983) - Les ensembles géologiques du Mexique méridional. Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. *Géof. Intern.*, vol. 22-1, p. 9-37, 10 fig.

- CARFANTAN J.C., TARDY M. (1984) - Heterochronology of structural belts in the western margin of the Gulf of Mexico. *G.S.A. abs. with Progr.*, vol. 16, n° 1.
- CARFANTAN J.C., TARDY M. (1984) - Paléogéographie mésozoïque et ceintures structurales mésozoïco-cénozoïques du Mexique oriental. *Soc. géol. Fr., 10ème R.A.S.T.*, p. 117.
- CARFANTAN J.C., TARDY M. (1984) - La cordillère ouest-américaine au Mexique et en Amérique Centrale : un schéma général. *Journées de Brest 1984. De l'Arctique aux Caraïbes : la cordillère ouest-américaine*, p. 95-
- CARFANTAN J.C., PECHEUX J.F. (1985) - L'évolution structurale mésozoïque du domaine chiapanèque (Mexique méridional). *In Symposium sur la géodynamique des Caraïbes, Progr. et res.* p. 37.
- CARRASCO B. (1970) - La formación el Abra (Formación el Doctor) en la plataforma de Valles - San Luis Potosi. *Rev. Inst. Mex. Petr.*, vol. 2, p. 97-99.
- CARRASCO B. (1978) - Estratigrafia de unas lavas almohadillas y rocas sedimentarias del cretácico inferior en Tehuacan, Puebla. *Bol. Soc. Geol. Mex. IV conv. geol. nac.*, tomo XXXIX, n° 1, p. 13.
- CARRILLO-BRAVO J. (1959) - Notas sobre el Paleozoico de la region de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. 11, p. 673-681.
- CARRILLO-BRAVO J. (1961) - Geologia del Anticlinorio Huizachal - Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. 13, p. 1-98.
- CARRILLO-BRAVO J. (1965) - Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. 17, n° 5-6, p. 73-96.
- CARRILLO-BRAVO J. (1971) - La plataforma de Valles-San Luis Potosi. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. 23, p. 1-102.
- CARRILLO M., SUTER M. (1982) - Tectonica de los alrededores de Zimapan Hidalgo y Queretaro Libro-Guia de la excursion geologica a la region de Zimapan y areas circundantes, Estados de Hidalgo y Queretaro. *Soc. Geol. Mex. V Conv. Geol. nac.*
- CASE J.E. (1975) - Geophysical studies in the caribbean sea. *In "the ocean Basins and Margins"*. Stehli and Nairn edit., vol. 3 : The Gulf of Mexico and Caribbean. New-York Plenum Press, p. 107-180.
- CASE J.E., HOLCOMBE T.L. (1980) - Geologic - tectonic map of the caribbean region. *United States Geological Survey, ed.*
- CASEY-MOORE J. et al. (1979) - Progressive accretion in the Middle America Trench, Southern Mexico. *Nature*, vol. 281, p. 638-642.
- CASTRO-MORA J.T., MARTINEZ R.E., SCHLAEPFER C. (1976) - Estratigrafia y microfacies del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur (Chiapas). *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. XXVII, n° 1-3, p. 1-95.
- CASTILLO-TEJERO C. (1955) - Bosquejo stratigráfico de la cuenca salina del istmo de Tehuantepec. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. 7, p. 173-212.

- CEDIEL F. (1968) - El Grupo Gijón una molassa mesozoica de la cordillera oriental. *Bol. Geol. Colomb.*, Vol. 16, n° 1-3, p. 5-95.
- CHOROWICZ J., ANGELIER J., COLLETTA B., ORTLIEB L., RANGIN C. (1980) - La fracturation de la Basse Californie moyenne d'après la télé-détection et la microtectonique et l'ouverture de la mer de Cortez (Mexique). *Soc. Geol. Fr.*, 8ème R.A.S.T., Marseille, p. 95.
- CHUBB L.J. (1959) - Upper Cretaceous of central Chiapas, Mexico. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 43, n° 4, p. 725-754.
- CLARK H.C., JOHNSON E.A. (1971) - Paleomagnetism of Oaxaca State, Mexico. *Eos*, vol. 52, n° 4, p. 190.
- CLEMONS R.E., LONG L.E. (1971) - Petrologic and Rb-Sr isotopic study of the Chiquimula pluton, southeastern, Guatemala. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 82, p. 2729-2740.
- CLEMONS R.E. et al. (1974) - Stratigraphic nomenclature of recognized Paleozoic and Mesozoic rocks of western Guatemala. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 58, n° 2, p. 313-320.
- COCHEME J.J., DEMANT A., DUFFIELD W.A., GUERRERO J., SILVA L., TILLING R.I. (1982) - L'éruption du volcan Chichonal (mars-avril 1982) dans l'état de Chiapas, Mexique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 295, Série II, n° 7, p. 737-744.
- COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B. et BRANNOCK W.W. (1965) - Eclogites and eclogites : their differences and similarities. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, n° 76, p. 483-508.
- COLLETTA B., ORTLIEB L. (1979) - Neotectonic evolution of the northernmost coastal area of the Gulf of California, Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Abstra. w. Prog.*, vol. 11, n° 7, p. 403.
- COLLETTA B., ORTLIEB L. (1980) - Les mouvements tectoniques quaternaires dans la région septentrionale du Golfe de Californie, Mexique. *Soc. Geol. Fr.*, 8ème R.A.S.T., Marseille, p. 102.
- COMITE DE LA CARTA GEOLOGICA DE MEXICO (1968) - Carta geologica de la República mexicana, 1/2 000.000, Mexico, 2ème édition.
- 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.
- CONEY P.J. (1973) - Plate tectonics of marginal foreland thrust fold belts. *Geology*, vol. 1, p. 131-134.
- CONEY P.J. (1976) - Plate tectonics and the laramide orogeny. *New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ.*, n° 6, p. 5-10.
- CONEY P.J. (1978) - Mesozoic-Cenozoic cordilleran plate tectonics. Cenozoic tectonics and Regional Geophysics of the western cordillera. *Geol. Soc. of America, Mem.* 152, p. 33-50.
- CONEY P.J., REYNOLDS S.J. (1977) - Cordilleran Benioff zones. *Nature*, vol. 270, p. 403-406.
- CONTRERAS V.H. (1956) - Reseña de la Geología del Sureste de Mexico. *XX Intern. Geol. Congr. Mexico*, vol. 16, p. 39-122.

- CONTRERAS V.H. (1958) - Resumen de la geología de la parte media del estado de Tabasco y del Norte del estado de Chiapas. *Bol. Asa. Mex. Geol. Petr.*, p. 193-210.
- CONTRERAS V.H., CASTILLON B.M. (1968) - Morphology and origin of salt domes of isthmus of Tehuantepec. *Am. Ass. Petr. Geol., Mem. n° 8*, p. 244-260.
- COOK T.D., BALLY A.W. (1975) - Stratigraphic atlas of North and Central America. *Princeton Univ. Press, Princeton, New-Jersey*, 1 vol., 272 p.
- CORDOBA D.A. (1962) - Pre-oxfordian rocks in northern Zacatecas, Mexico. *Texas Journ. Sc.*, vol. 14, p. 413 (abstr.).
- CORDOBA D.A. (1963) - Geología de la región entre Rio Chico y llano grande, Municipio de Durango. *Bol. Inst. Geol. UNAM, Mexico*, n° 71, p. 1-21.
- CORDOBA D.A. (1964) - Geology of Apizolaya quadrangle (east half), northern Zacatecas, Mexico. M.A. Thesis, Texas Univ. Austin, Texas (inéдите).
- CORDOBA D.A. (1965) - Resumen de la geología de la Hoja Apizolaya. Carta geologica de Mexico Hoja Apizolaya 13R-1 (9) 1/100.000, *Inst. Geol. UNAM*.
- CORDOBA D.A. (1969) - Mesozoic stratigraphy of northeastern Chihuahua, Mexico. *In Guide Book of the Border Region*. 20th Field Conf. New Mexico Geol. Soc., p. 91-96.
- CORDOBA D.A., TARDY M., RANGIN C., CARFANTAN J.C., CAMPA M.F. (1980) - Le Mexique mésogéen et le passage au système cordilléraire de type Californie. *26ème Congr. Geol. Inter. Paris*, Colloque C5: p. 18-29.
- CORTES O.S., TERAN L. (1957) - La cuenca carbonifera de la Mixteca. *Banco de Mexico, Dept. Invest. Indust.*, vol. 1, 191 p., vol. 2, 26 p.
- CRANE D.C. (1965) - Geology of the Jocotan and Timushan quadrangles, southeastern Guatemala. Ph. D. Thesis, Rice University, Houston, Texas, 85 p.
- CRUZ P., VERDUGO R., BARCENAS P.R. (1977) - Origin and distribution of tertiary conglomerates, Veracruz Basin, Mexico. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 61, p. 207-226.
- CSERNA (de) Z. (1958) - Notes on the tectonics of Southern Mexico. *In habitat of oil*, L.B. Weeks, editor. *Am. Ass. Petr. Geol.*, Tulsa, p. 523-532.
- CSERNA (de) Z. (1960) - Orogenesis in time and space in Mexico. *Geol. Rundschau*, vol. 59, p. 595-605.
- CSERNA (de) Z. (1961) - Tectonic map of Mexico. Boulder, *Col. Geol. Soc. Amer.* E: 1/2.500.000.
- CSERNA (de) Z. (1965) - Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de Mexico, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, n° 62, 76p., 12 pl., 11 fig.
- CSERNA (de) Z. (1967) - Tectonic framework of southern and its bearing on the problem of continental drift. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, XXX, n° 2, p. 159-168.

- CSERNA (de) Z. (1970) - The Precambrian of Mexico. *In The precambrien*, ed. by K. Rankama, Interscience, vol. 4, p. 253-270.
- CSERNA (de) Z. (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.
- CSERNA (de) Z. (1970) - Reflexiones sobre algunos de los problemas de la geología de la parte centromeridional de Mexico. *In Libro-Guia de La Excursion Mexico-Oaxaca. Soc. Geol. mexicana*, p. 37-50.
- CSERNA (de) Z. (1971) - Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico. *Geol. Rundschau*, vol. 60, p. 1488-1511.
- CSERNA (de) Z. (1971) - Taconian (Early) deformation in the Huasteca structural belt of eastern Mexico. *Am. Journal of Science*, vol. 271, p. 544-550.
- CSERNA (de) Z. (1975) - Mexico. *In Encyclopedia of Earth Sciences. Vol. VIII : Encyclopedia of World Regional Geology*, part. I. R.W. Fairbridge ed., p. 348-360.
- CSERNA (de) Z. (1976) - Mexico. Geotectonics and mineral deposits. New Mexico. *Geol. Soc. Spec. publ.*, n° 6, (Kelley volume), p. 18-25.
- CSERNA (de) Z. (1979) - Cuadro tectónico de la sedimentación y magmatismo en algunas regiones de Mexico durante el Mesozoico. *Symp. Evolucion tectonica de Mexico, UNAM, Progr. y Res.*, p. 11-14.
- CSERNA (de) Z., FRIES C. Jr., RINCON-ORTA C., SILVER L.T., WESTLEY M., SOLORIO-MUNGUÍA J., SCHMITTER-VILLADA E. (1974) - Datos geocronométricos terciarios de los estados de Mexico, Morelos y Guerrero. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, n° 4-6, p. 263-273.
- CSERNA (de) Z., FRIES C. Jr., RINCON-ORTA C., SOLORIO-MUNGUÍA J., SCHMITTER-VILLADA E. (1974) - Nuevos datos geocronométricos paleozoicos del Sur de Mexico. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. XXVI, n° 4-6, p. 195-204.
- CSERNA (de) Z., FRIES C. Jr., RINCON-ORTA C., WESTLEY H., SOLORIO-MUNGUÍA J., SCHMITTER-VILLADA E. (1974) - Edad Precámbrica tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. XXVI, n° 4-6, p. 183-193.
- CSERNA (de) Z., FRIES C. Jr., VALPEZ-MENDOZA F., RINCON-ORTA C., SILVER L.T., WESTLEY H., SOLORIO-MUNGUÍA J., SCHMITTER-VILLADA E. (1974) - Datos geocronométricos adicionales para el Magmatismo Cretácico del Sur de Mexico. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, vol. XXVI, n° 4-6, p. 225-235.
- CSERNA (de) Z., GRAF J.L. Jr., ORTEGA-GUTIERREZ F. (1977) - Aloctono del Paleozoico inferior en la región de Ciudad Victoria, Estado de Tamaulipas. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, vol. 1, p. 33-43.
- CSERNA (de) Z., PALACIOS NIETO M., PANTOJA-ALOR J. (1978) - Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el Noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de Mexico y Michoacan. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, vol. 2, num. 1, p. 8-18.
- CSERNA (de) Z. et ORTEGA-GUTIERREZ F. (1978) - Reinterpretación Tectónica del Esquisto Granjeno de ciudad Victoria, Tamaulipas ; contestación. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, vol. 2, n° 2.

- DAILY F., DURHAM J.W. (1965) - Miocene Charophytes from Ixtapa, Chiapas Mexico.
- DAMON P. in Salas G.P. (1976) - Carta y provincias metalogeneticas de la Republica Mexicana. *Cons. Recursos Minerales*. Publ. 216, p. 220-221.
- DEAL E.G., ELSTON W.E., ERB E.E., PETERSON S.L., REITER D.E. (1978) - Cenozoic volcanic geology of the Basin and Range province in Hidalgo Country, Southwestern New Mexico. *29th Field Conf. Land of Cochise, New Mexico. Geol. Soc. Guidebook* p. 219-229.
- DE BOER (1979) - The outer arc of the Costa-rican orogen (Oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena Peninsulas). *Tectonophysics*, 56, pp. 221-259.
- DEL GUIDICE P. (1960) - Apuntes sobre la geologia del departamento de Nueva Segovia *Servicia Geol. Nac. Nicaragua Bol.* 4, p. 19-37.
- DEMANT A. (1975) - Caracteres quimicos principales del vulcanismo terciario y cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la evolucion del margen continental pacífico de Mexico. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, V. 1, n° 1, p. 19-69.
- DEMANT A. (1978) - Contribucion a la definición de las diferentes fases volcanicas y tectonicas del Eje Neovolcanico Mexicano. *III Congr. Latino-Americano Geol., Acapulco, Mexico*, Resumenes, p. 41.
- DEMANT A. (1978) - Caracteristicas del Eje Neovolcanico Transmexicano y sus problemas de interpretacion. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, V. 2, p. 172-187.
- DEMANT A. (1981) - L'Axe néovolcanique transmexicain. Etude volcanologique et pétrographique. Signification géodynamique. Thèse Doctorat ès Sciences. Un. d'Aix-Marseille.
- DEMANT A., ROBIN C., BOBIER L., CORDOBA A.D. (1974) - Major chemical characteristics of tertiary and quaternary volcanism of Baja California. Comparison with other volcanic provinces of Mexico. *Circum Pacific Emery and Mineral Resource conf.*, Honolulu, 1974, abstracts p. 16.
- DEMANT A., ROBIN C. (1975) - Las fases del vulcanismo en Mexico. Una síntesis en relación con la evolucion geodynamica desde el cretácico. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, V. 1, n° 1, p. 70-83.
- DENGÓ G. (1968) - Relación de las serpentinitas con la tectónica de America Central. Pan American Symp. of the upper Mantle, Group II, Upper Mantle, *Petrology and Tectonics*. p. 23-28, Mexico.
- DENGÓ G. (1968) - Estructura geológica, historia tectónica y morfología de America Central. *Pub. Inst. Centroamericano de Invest. Tecnicas y Ind.* (ICAITI), 50 p.
- DENGÓ G. (1969) - Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. *Trans. Gulf. Coast. Assoc. geol. Soc.* V. 19, p. 311-320.
- DENGÓ G. (1972) - Review of Caribbean serpentinites and their tectonic implications. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 132, p. 303-312.

- DENGO G. (1975) - Paleozoic and Mesozoic tectonic belts in Mexico and Central America. *The Ocean Basins and Margins, F.C. Stehli and A. Nairn ed. vol. 3, Gulf of Mexico and Caribbean, New-York, Plenum Press, p. 283-324.*
- DENGO G. (1983) - Tectónica del cinturón plegado de Chiapas y Guatemala. *10A conferencia Geol. del Caribe, Cartagena 1983, résumenes p. 34.*
- DENGO G. y BOHNENBERGER O.H. (1967-1969) - Structural development of northern Central America in Tectonic relations or northern Central America and the western caribbean : *Amer. Ass. Petr. Geol. Mem. 11, p. 203-220.*
- DENGO G., BOHNENBERGER O.H., BONIS S. (1970) - Tectonics and volcanism along the Pacific marginal zone of Central America. *Geol. Rundschau V. 59, p. 1215-1232.*
- 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 formations, Marathon Basin, Texas, and their significance. *Geol. Soc. Amer. Bull. V. 80, p. 245-256.*
- DERCOURT J. (1970) - L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr. (7), XII, p. 261-317.*
- DERUELLE B. (1977) - Subduction et zonation du volcanisme plio-quaternaire des Andes du Sud (18° - 55°.5). *Rev. de Geol. dyn. et de Geogr. ph. Vol. XIX, Fasc. 2, pp. 179-183.*
- DEUSER W.G. (1970) - Hypothesis of the formation of the Scottia and Caribbean sea. *Tectonophysics, V. 10, p. 391-401.*
- DIA O., LECORCHE J.L., LEPAGE A. (1979) - Trois événements orogéniques dans les Mauritanides d'Afrique occidentale. *Rev. de Géol. dyn. et de Géogr. ph. Vol. 21, p. 403-410.*
- DICHERSON R.E. et WEISBORD N.E. (1931) - Cretaceous limestone in British Honduras. *Jour. Geology v. 39, n° 5, p. 483-486.*
- DICKINSON W.R. et SEELY D.R. (1979) - Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull. v. 63, n°1, pp. 2-31.*
- 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.*
- DIETZ R.S. et HOLDEN J.C. (1970) - Reconstruction of Pangea : Break-up and dispersion of continents, Permian to Present. *Journ. Geophys. Res. ; Vol. 75, p. 4939-4956.*
- DILLON W.P. and VEDDER J.G. (1973) - Structure and development of the continental margin of British Honduras. *Geol. Soc. Amer. Bull., V. 84, p. 2713-2732.*
- DILLON W.P., VEDDER J.G., GROF R.J. (1972) - Structural profile of the northwestern caribbean. (*Earth and Planetary*). *Sc. Letters. v. 17, p. 175-180.*
- DIXON C.G. (1957) - Geology of the Southern British Honduras with notes on adjacent areas. *Gvt. Print. Belize, British Honduras pp. 1-85.*

- DOLLFUS A. et MONT-SERRAT E. de (1868) - Voyage géologique dans les républiques de Guatemala et de Salvador : Mission scientifique au Mexique et dans l'Amérique Centrale, Géologie, *Paris* 539 p.
- DONNELLY T.W. (1975) - The geological evolution of the Caribbean and Gulf of Mexico. Some critical problems and areas. The ocean Basins and Margins. F.G. Stehli and A. Nairn ed. Vol. 3, *Gulf of Mexico and Caribbean, New-York, Plenum Press*, p. 663-690.
- DONNELLY T.W., CRANE D.C. and BURKART B. (1975-(1968)) - Geologic history of the landward extension of the Bartlett Trough. Some preliminary notes. *Caribbean Geol. Conf.*, 4, *Trinidad*, p. 225-228.
- DONNELLY T.W. et al. (1973) - Basalts and dolerites of late Cretaceous age from the Central Caribbean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*, Vol. XV, p. 989-1011.
- DURHAM J.W., ARELLANO A.R.V., PECK J.M.Jr. (1955) - Evidence for no Cenozoic isthmus of Tehuantepec Seaways. *Geol. Soc. America Bull.* Vol. 66, p. 977-992.
- EARDLEY A.J. (1954) - Tectonic relations of North and South America. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 38, p. 707-773.
- EDGAR N.T., EWING J.L., HENNION J. (1971) - Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.* Vol. 55, n° 6, p. 833-870.
- DUSTANO G.R. (1971) - Exc. Geol. tramo Cordoba-Puebla. *Memorias Exc. Geol.* n° 2, Tomo I, PEMEX (inédit).
- EDWARDS J.D. (1955) - Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.* 264, 4, 32 p.
- EDWARDS J.D. (1956) - Estudio sobre algunos de los conglomerados rojos del Terciario inferior del centro de Mexico. *20eme Congr. Geol. Intern. Mexico.*
- EGGIER D.H., FAHLQUIST D.A., PEQUE GNAT W.E., HERNDON J.H. (1973) - Ultrabasic rocks from the Cayman through, Caribbean Sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 84, p. 2133-2138.
- 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.
- ENGERRAND J. et URBINA F. - Primera nota acerca de la fauna Miocénica de Zuluzum (Chiapas). *BOL. Soc. Geol. Mex.* Tomo VI, pp. 119-139.
- ENOS P. (1974) - Reefs, platforms and basins of middle Cretaceous in northeast Mexico : *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 58, p. 800-809.
- ERBEN H.K. (1956) - Estratigráfica y Paleontología del Mesozoico de la Cuenca Sedimentaria de Oaxaca y Guerrero, especialmente del Jurásico inferior y Medio. *Cong. Geol. Intern. XX sesion Mexico 1956 Libroto-Guia*, Exc. A. 12, 78 pp.
- ERBEN H.K. (1956) - El Jurásico inferior de Mexico y sus amonitas. *Cong. Geol. Intern. Mexico. XX Sesion* 393 P.

- ERBEN H.K. (1956) - El Jurásico medio y el Calloviano de México. *Cong. Geol. Intern. XX Sesión México*, 140 p.
- ERBEN H.K. (1956) - Estratigrafía a la largo de la carretera entre México D.F. y Tlaxiaco, Oaxaca. *Cong. Geol. Intern. XX Sesión México. Libro-Guía Exc. A 12*, p. 11-36.
- ERDLAC Jr.J. et ANDERSON T.H. (1982) - The Chixoy-Polochic fault and its associated fractures in western Guatemala. *Geol. Soc. Amer. Bull.* Vol. 93, n° 1, p. 57-67.
- ERICSON P.B., HEEZEN B.C. (1955) - Geophysical and geological investigation in the Gulf of Mexico. *Geophysics*, V. 20, p. 1-18.
- ESPINOZA L. (1978) - Geología de las provincias : arco de la Libertad y la de fallas de Transcurrenencia. *PEMEX. IX Excursion Geológica* p. 30-37.
- ETAYO SERNA F. (1968) - El sistema cretácico en la región de Villa de Leiva y zonas próximas. *Geol. Colombiana*, n° 5, p. 5-74.
- EWING J., ANTOINE J. et EWING M. (1960) - Geophysical measurements in the Western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico. *Jour. Geophys. Res.* V. 65, p. 4087-4126.
- FALQUIST D.A. et DAVIES D.K. (1971) - Fault-block origin of the western Cayman Ridge, Caribbean Sea. *Deep Sea Research*, V. 18, p. 243-253.
- FELIX J. et LENK H. (1899) - Beiträge zum Geologie und Paläontologie der Republik México. *Schweizerbart, Stuttgart*. Pt. 1(1890), 114 p. Pt. 2(1899), 252 p., Pt. 3(1891), 210 p.
- FERRUSQUIA V.I. (1970) - Geología del Área de Tamazulapan, Teposcolcula, Yanhuitlán, Mixteca alta, Estado de Oaxaca. *Soc. Geol. Mex. Exc. México-Oaxaca*, p. 97-119.
- FERRUSQUIA V.I. (1975) - Mamíferos miocénicos de México. Contribución al conocimiento de la paleozoografía del continente. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, V. 1, p. 12-18.
- FERRUSQUIA V.I. (1976) - Estudios geológico-paleontológicos en la región Mixteca, Pt. 1. Geología del área Tamazulapan, Teposcolcula, Yanhuitlán, Mixteca alta, Estado de Oaxaca México. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, n° 97.
- FERRUSQUIA V.I., APPLGATE S.P., ESPINOSA-ARRUBARRENA L. (1978) - Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, Vol. 2, n° 2, (1978), p. 150-162.
- FIGGE K. (1966) - Die stratigraphische Stellung der metamorphen Gesteine NW Nicaraguas. *Neus Jahrb. Geologie u Paläontologie Monatsh*, n° 4, p. 234-247.
- FIGUEROA J. (1963) - Historia sísmica y estadística de temblores de la costa occidental de México. *Bol. Bibl. Geofísica y oceanografía Americanas, México*. p. 107-134.
- FINCH R.C. (1981) - Mesozoic Stratigraphy of Central Honduras. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* Vol. 65-7, p. 1320-1333.
- FISHER R.L. (1961) - Middle America trench. Topography and Structure. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 72, p. 703-720.

- FLAWN P.T. (1961) - Rocas metamórficas en el armazón tectónico de la parte septentrional de México. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* V. 13 n° 3-4, p. 105-116.
- FLAWN P.T., MAX WELL R.A. (1958) - Metamorphic rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, México. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 42 p. 2245-2249.
- FLORES G. (1952) - Geology of Northern-British Honduras. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 36, n°2, p. 404-408.
- FLORES-REYES T. (1909) - Datos para la Geología del Estado de Oaxaca. *Bol. Soc. Geol. Mex.* V. 6, p. 107-128.
- FLOWER R.H. (1968) - Cephalopods from the Tiñu Formation, Oaxaca State, México. *Journ. Paleont.* V. 42, p. 804-809.
- FOURCADE E., TARDY M., VILA J.M. (1974) - *Streptalveolina mexicana*, n. gen. n. sp., un alvéolinidé nouveau (Foraminifère) du Céno-manien du Mexique. *Rev. Micropal., Paris*, V. 17, p. 110-116.
- FOX P.J., HEEZEN B.C. (1975) - Geology of the Caribbean crust. *The ocean Basins And Margins. F.G. Stehli and A. Nairn. ed. Vol. 3, Gulf of Mexico and Caribbean, New-York-Plenum Press*, p. 421-466.
- FOX P.J., SCHREIBER E. (1970) - Granodiorites from the Cayman trench. *Geol. Soc. Amer. Ann. Meeting, Abstr. W. Progr.*, V. 7, p. 553.
- 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.
- FRANCO B. (1888) - Informe relativo en la mina de cobre denominada Hermenegildo Galeana Edo de Guerrero. *Rev. Min. Ind. n°1, México*.
- FREELAND L., DIETZ R.J. (1971) - Plate tectonics evolution of the Caribbean - Gulf of Mexico region. *Nature*, V. 232, n° 5305, p. 20-23.
- FRIES C.Jr. (1960) - Geología del Estado de Moreos y de partes adyacentes de México y Guerrero, region central meridional de México. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, n° 60.
- FRIES C.Jr. (1962) - Estudios geocronológicos de Rocas Mexicanas. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, n° 64, 151 pages.
- FRIES C.Jr., HIBBARD C.W., DUNKLE D.H. (1955) - Early cenozoic vertebrates in Red conglomerate at Guanajuato, México. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, Vol. 123, num. 7, p. 1-25.
- FRIES C.Jr., SCHMITTER-VILLADA E., DAMON P.E., LIVINGSTON P.E. (1962) Rocas precámbricas de edad grenwilliana de la parte central de Oaxaca, en el sur de México. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, n° 64, p. 45-53.
- FRIES C.Jr., SCHMITTER-VILLADA E., DAMON P.E., LIVINGSTON P.E., ERICKSON R. (1962) - Edad de las rocas metamórficas en los cañones de la Peregrina y de Caballeros, parte centro occidental de Tamaulipas. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, n° 64, p. 55-69.
- FRIES C.Jr., RINCON-ORTA C. (1965) - Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, n° 73, pt. 2, p. 57-133.

- FRIES C.Jr., SCHLAEPFER C.J. et RINCON-ORTA C. (1966) - Nuevos datos geocronológicos del complejo oaxaqueño. *Bol. Soc. Geol. Mex.* t. 29, n° 1, p. 59-66.
- FRIES C.Jr., RINCON-ORTA C., SILVER L.T., Mc DOWELL F.W., SOLORIO-MUNGUÍA J., SCHMITTER-VILLADA E., CSERNA Z. DE (1974) - Nuevas aportaciones a la geocronología de la faja tectónica oaxaqueña *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. XXVI, n° 4-6, p. 157-182.
- FROST S.H. et LANGENHEIN Jr. R.L. (1974) - Cenozoic Reef Biofacies. *Northern Illinois University Press.*
- GALLI O.C. (1979) - Ophiolite and island-arc volcanism in Costa-Rica. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 90(1) pp. 444-452.
- GAMPER M.A. (1977) - Acerca del límite Cretácico-Terciario en México. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, V. 1, n° 1, p. 23-27.
- GARRISON L.E., MARTIN R.G. Jr. (1973) - Geologic structures in the Gulf of Mexico. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 773, 85 p.
- 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.
- GASTIL R.G., KRUMMENACHER D., MINCH J.A. (1979) - The record of cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 90, p. 839-857.
- GASTIL R.G., PHILLIPS R.P., RODRIGUEZ-TORRES R. (1972) - The reconstruction of Mesozoic California. *Congr. Geol. Intern. 24eme Sess, Montreal*, Sect. 3, p. 217-229.
- GASTIL R.G., PHILLIPS R.P., ALLISON E.C. (1975) - Reconnaissance geology of the State of Baja California. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 140, 170 p.
- GEALEY W.K. (1980) - Ophiolite obduction mechanism. In *Ophiolites : Proceeding of the international ophiolite symposium*. A. Panayiotou Ed. *Geol. Surv. Dep. Nicosia Cyprus*, p. 228-243.
- GEYER O. (1973) - Das prekretazische Mesozoikum von Kolumbien. *Geol. Jhb.*, Vol. 5, Hannover.
- GEYER O. (1977) - El Jurásico de las penínsulas de la Guajira (Colombia) y de Paraguaná (Venezuela). *8th. Caribbean Geol. Confer. Curaçao. Abstr.*
- GIBSON B.J. (1936) - Estratigrafía y Tectónica de la zona costera del Golfo entre 19° 34' de latitud norte y el Río Coatzacoalcos, Ver., *Bol. Soc. Geol. Mex.* Tomo IX, n° 5, p. 271-288.
- GIRTY G.M. (1926) - A new area of Carboniferous rocks in Mexico. *Science, New ser.*, V. 63, n° 1628, p. 286-287.
- GOMBERG D.N., BANKS P.D. et Mc BIRNEY A.R. (1968) - Guatemala : preliminary zircon ages from the central Cordillera. *Science*, V. 162 p. 121-122.
- GOLDSMITH R., MARVIN R.F., MEHNERT H.H. (1971) - Radiometric ages in the Santander massif, Eastern Colombia. *U.S. Geol. Survey Prof. Pap.* 750 D., p. 44-49.

- GOMEZ PONCE J.A. (1973) - Estudió bioestratigrafico de la seccion Mono Pelado, Estado de Chiapas. *Thesis ing. Geol. E.S.I.A. I.P.N. Mexico* 71 p.
- GONZALEZ A.J. (1976) - Resultados obtenidos en la exploración de la plataforma de Córdoba y principales campos productores. *Bol. Soc. Geol. Mex.* Tomo XXXVII, n° 2.
- GONZALEZ A.J. (1977) - Estudió geológico Económico del Distrito de Papaloapan. *Memoria XV, Congr. Nac. de la Asoc. de Ings. Petr. de Mexico-Tampico, Tamps.*
- GONZALEZ R.J. (1962) - Reseña geológica del Estado de Oaxaca : Dept. de Est. Tech. y Econ. Consejo de Rec. Nat. no Renov. Mexico.
- GOSE W.A. et SWARTZ (1977) - Paleomagnetic results from cretaceous sediments in Honduras : Tectonic implications. *Geology*, V. 5, p. 505-508.
- GRAHAM A. (1977) - Studies in Neotropical Paleobotany. The Miocene communities of Veracruz, Mexico. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, Vol. 63, n° 4, p. 787-842.
- 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.
- GUERRERO J., HELSLEY C.E. (1976) - Paleomagnetismo y evolución tectónica post-júrasica de la Península de Yucatán, Mexico. *III Congr. Latino-americano, Geol. Acapulco, Mexico*, Resúmenes p. 56.
- GUERRERO J., SILVER L.T., ANDERSON T.H. (1978) - Estudios geocronológicos en el complejo Xolapa. *Bol. Soc. Geol. Mex.* Tomo XXXIX, n° 1.
- GUTIERREZ-GIL R. (1956) - Bosquejo geológico del Estado de Chiapas. *XX Congr. Geol. Inst. Mexico*, Excursion C 15, p. 9-32.
- GUTIERREZ-GIL R., THOMPSON M.L. (1956) - Geología del Mesozoico y estratigrafía permica del Estado de Chiapas. *XX Congr. Geol. Int. Mexico*, p. 1-82.
- GUZMAN E.J. (1950) - Geología del noreste de Guerrero. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* V. 1, n° 2, p. 79-156.
- GUZMAN E.J. et CSERNA Z. DE (1963) - Tectonic history of Mexico. In *Backbone of the Americas. Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.* n° 2, p. 113-129.
- HALES A.L. (1971) - Crustal and upper mantle structure in the region of the Gulf of Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* Vol. 32, n° 1, p. 63-70.
- HALL C.E. (1903) - Notes on a geological section from Iguala to Totolapan, state of Guerrero, Mexico. *Mem. Soc. Cient. A. Alzate* VI 3, p. 327-335.
- HALL I.H.S., BATESON J.H.A. (1972) - Late paleozoic lavas in Maya Mountains, British Honduras and their possible significance. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* 56, p. 950-956.
- HALL S.A. et YEUNG T. (1980) - A study of magnetic anomalies in the Yucatan Basin. *9th. Carib. Geol. Conf. Santo Domingo, Dominican Republic.*

- HALPERN H., GUERRERO G.J., RUIZ C.H. (1974) - Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico : a progress report. *Union geof. mexicana, Reunion annual Nov. 4-8 de 1974*, Resum. p. 30-32.
- HAMILTON W. (1961) - Origin of the gulf of California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 72, p. 1307-1318.
- HANDSCHUMACHER D.W. (1976) - Post Eocene plate tectonics of the Eastern Pacific. *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin* GM SUTTON et al ed. *Geophys. Mono.* 19, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., p. 177-202.
- HAY W.W. (1974) - Stratigraphy and biostratigraphy of deep Caribbean basins. *Geol. Soc. Amer. ann. meet. Abs. with progr.* Vol. 6, n° 7, p. 824.
- HEEZEN H., Mac GREGOR I. (1979) - L'évolution du Pacifique. La dérive des continents. La tectonique des plaques. *Bibl. pour la Science ed. Tr. de Scientific American*, p. 97-105.
- HEIM A. (1926) - Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico). *Ecl. Geol. Helv.* V. 20, p. 87-88.
- HEIM A. (1940) - The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale. *Ecl. Geol. Helv.* V. 33, p. 313-352
- HERNANDEZ G.R. (1973) - Paleogeografia del Paleozoico de Chiapas, Mex. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Tomo XXV, p. 79-113.
- HERRERA-ANDAGUA Y. (1983) - Les bryozoaires du Pliocène du Mexique et leur environnement sédimentaire. *Thèse Doctorat de 3eme cycle. Paléontologie Géologie des ensembles sédimentaires. Un. C. BERNARD LYON I.*
- HERRON E.M. (1972) - Sea Floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 83, p. 1671-1692.
- HESS H.H. (1938) - Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the west Indies. *Am. Philos. Soc. Proc.*, V. 79, p. 71-95.
- HESS H.H. and MAXWELL J.C. (1953) - Caribbean research project. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 64, p. 1-6.
- HINOJOSA G.A. (1964) - Area de Chicomuselo, Chis. *Rapport Inedit, PEMEX Mexico.*
- HINOJOSA G.A. (1965) - Area la Concordia, Chis. *Rapport Inedit, PEMEX, Mexico.*
- HOFFMAN J., HOWER J., ARONSON J.L. (1976) - Radiometric dating of time thrusting in the disturbed belt of Montana. *Geology*, V. 4, n° 1, p. 16-20.
- HOLCOMBE T.L., SHARMAN G.F. (1983) - Post-Miocène Cayman trough evolution - A speculative model. *Geology* V. 11, p. 714-717.
- HOLCOMBE T.L., VOGT P.R., MATTHEWS J.E. y MURCHISON R.R. (1973) - Evidence for sea floor spreading in the Cayman trough : *Earth and Planetary, Sc. Letters* V. 20, p. 357-371.
- HORNE G.S., CLARK G.S. y PUSHKAR P. (1976) - Pre Cretaceous rocks of northwestern Honduras ; Basement Terrane in Sierra de Omua.

Am. Ass. Petr. Geol. Bull. V. 60, p. 566-584.

- HUMBOLDT A. (1808) - Essai politique sur le royaume de Nouvelle Espagne. *F. Schoell Ed. Paris* 904 p.
- HUMGSRBERG V. (1960) - Origin del azufre en el casquete de los domos salinos, cuenca salina del istmo de Tehuantepec. *Bol. C.R.N.R., Mexico*, n° 51, 96 p.
- HUMPHRIS C.C., Jr. (1978) - Salt movement on continental slope northern Gulf of Mexico. *Am. Ass. Petr. Geol. Studies in Geology* n° 7, p. 69-85.
- IMLAY R.W. (1938) - Studies of the mexican geosyncline. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 49, p. 1651-1694.
- IMLAY R.W. (1943) - Jurassic formations of Gulf Region. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* p. 1407-1533.
- IMLAY R.W. (1944) - Cretaceous formations of Central America and Mexico. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 28, p. 1077-1195.
- 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.
- IMLAY R.W., CEPEDA E., ALVAREZ M. et DIAZ T. (1948) - Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico : *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 32, p. 1750-1761.
- IMLAY R.W. (1953) - Las formaciones júrasicas de MEXICO. *Bol. Soc. Geol. Mex.* V. 16, p. 1-66.
- IRVING E.M. (1975) - Structural evolution of the Northern most Andes, Colombia. *Geol. Survey Prof. Paper* 846, 46 p.
- JACKSON M.P.A. et SENI S.J. (1983) - Geometry and evolution of salt structures in a marginal rift basin of the Gulf of Mexico, east Texas. *Geology* V. 11, p. 131-135.
- JORDAN T.H. (1975) - The present day motions of the Caribbean plate. *J. Geophys. Res.* V. 80, p. 4433-4439.
- JOSEY W.L. (1970) - Metamorphic petrology and structural geology of the Santa Barbara quadrangle, Guatemala : *M.S. Thesis, Louisiana State Univ.*, 96 p.
- JUDOLEY C.M., FURRAZOLA-BERMEDEZ G. (1965) - Estratigrafia del Jurásico superior de Cuba. *Inst. Cubano Recursos Minerales Dpt. Cient. Geol. La Habana Cuba. Publ. Espec.* n° 3, p. 1-31.
- JUDOLEY C.M. et FURRAZOLA-BERMEDEZ G. (1967) - La posición de Cuba en la estructura geologica de la region del Caribe. *Rev. Tecnol.* Vol. 5, n° 6, p. 10-19.
- JUX U. (1961) - The palynologic age of diapiric and bedded salt in the Gulf Coastal province Louisiana. *Geol. Sur. Bull.* n° 38, p. 46.
- KANASEVICH E.R., HAVSKOV J., EVANS F. (1978) - Plate tectonics in the Phanerozoic. *Canadian Journal of Earth Science.* Vol. 15, n° 6, p. 919-955.
- KARIG E.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. 265-276.

- KESLER S.E. (1969) - Significance of marble belts to structural and stratigraphic problems in nuclear Central America. *Geol. Soc. Amer. Abstr. with progr. pt. 7*, p. 123-124.
- KESLER S.E. (1971) - Nature of ancestral orogenic zone in nuclear Central America : *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* V. 55, p. 2116-2129.
- KESLER S.E. (1972) - Western extension of fault zones bounding the Northern side of the Caribbean Plate. *Cong. Geol. Intern. 24eme Sess Montreal 1972*, Sect. 3, p. 238-244.
- KESLER S.E. (1973) - Basement rock structural trends in southern Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 84, p. 1059-1064.
- KESLER S.E. et BATESON J.H. (1970) - Structural equivalence of the Maya and Macal groups, British Honduras : key to the late - paleozoic stratigraphy of nuclear central America. *Geol. Soc. Amer. Abstr. W. Progr.* V. 7, n° 2, p. 595-596.
- KESLER S.E., JOSEY W.L. and COLLINS E.M. (1970) - Basement rocks of Western Nuclear Central America : The Western Chuacus Group, Guatemala. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 81, p. 307-3322.
- KESLER S.E., HEATH S.A. (1970) - Structural trends in the southern most North American Precambrian Oaxaca, Mexico : *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 81, p. 2471-2476.
- KESLER S.E. et JOSEY W.L. (1973) - Comparison of the pre-Late Paleozoic basement complex on opposite sides of the Cuilco-Chixoy - Polochic fault zone in western Guatemala and southern Mexico. *Pub. geol. ICAITI*, n° 4, p. 115-122.
- KING P.B. (1969) - Tectonic map of North America. Ech. 1/5.000.000
- KING P.B. (1975) - Ancient southern margin of North America. *Geology* V. 3, n° 12, p. 732-734.
- KING R.E. (1942) - Paleozoic stratigraphy of Mexico. *8th. Amer Sci. Congr. Proc.* Vol. 4, p. 109-119.
- 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.
- KLESSE E. (1970) - Geology of the Ocotito - Ixcuinatoyac region and of la Dicha Stratiform sulphide deposit., state of Guerrero. *Bol. Geol. Mex.* V. 31, n° 2.
- KLING S.A. (1960) - Permian fusulinids from Guatemala - *Journ. of Paleontology*, V. 34, n° 4, p. 637-655.
- KOHN B.P. et BURKLEY L.A. (1980) - Fission - track ages on apatite, zircon and sphene from Precambrian and Paleozoic rocks on the Venezuelan Andes and their tectonic implications. *9eme Conf. Geol. del Caribe, Santo Domingo*, Res. p. 37.
- KUIJPERS E.P. (1980) - The geologic history of the Nicoya ophiolite complex, Costa-Rica, and its geotectonic significance *Tectonophysics* 68, p. 233-255.
- KUPFER D.M. et GODOY J. (1967) - Strike slip faulting in Guatemala. *American Geophysical Transactions.* V. 48, p. 215.

- 393- LADD J.W. (1976) - Relative Motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.* n° 87, p. 969-976.
- 394- LADD J.W. et al. (1976) - Deep seismic reflexion results from the Gulf of Mexico. *Geology* Vol. 4, n° 6, p. 365-368.
- 395- LANDEROS F.M. (1975) - Bioestratigrafia del Cenozoico de la Cuenca de Veracruz. *Inf. PEMEX II, simposium Geologia de Subsuelo, Pozo Rica, Ver.*
- 396- LANGENHEIM J.H., HACKNER B.L. (1967) - Mangrove pollen at the depositional site of Oligocene-Miocene amber from Chiapas, Mexico. *Bot. Mas. Leaflets, Harvard Univ.* p. 289-324.
- 397- LARSEN E.S. Jr., GOTTFRIED, DAVID JAFFE H.W., WARING C.L. (1958) - Lead-alpha ages of the Mesozoic batholiths of western North America. *U.S. Geol. Survey, Bull.* 1070 B, p. 35-62.
- 398- LAWRENCE D.P. (1976) - Tectonic implications of the geochemistry and petrology of the el Tambor Formation : Probable oceanic crust in Central Guatemala. *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr.* V. 8, p. 973.
- 399- LECLERE A. (1983) - Interpretation de l'évolution des Caraïbes dans le système points chauds D.E.A. de *Geotectonique des continents et des océans. Univ. Paris VI.*
- 400- LE GUEN DE KERNEIZON M. MASCLE A., MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1979) - Les laves de la Désirade (Petites Antilles) témoins d'un magmatisme de marge active : arguments minéralogiques. *Bull. B.R.G.M. (2eme série) Section IV*, n° 3-4 p. 285-292.
- 401- LE PICHON X. (1968) - Sea - floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.* n° 73, p. 3661-3697.
- 402- LE PICHON X. et FOX L.J. (1971) - Marginal offsets, Fracture zones and the Early opening of the North Atlantic. *J. Geophys. Res.* Vol. 76, n°26, p. 6294-6308.
- 403- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J. (1973) - Plate tectonics : *Esevier Scientific Pub. Co.* 300 p.
- 404- LE PICHON X., MELGUEN M., SIBUET J.C. (1978) - A schematic model for the evolution of the South Atlantic. *In Advances in Oceanography, H.H. CHARNOCK and Sir G. DEACON Ed.*
- 405- LESSER J.H. (1951) - Geologia del area de Vernet 4 Amate Morales, Tabasco. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. III (9-10) - p. 305-319.
- 406- LE TERRIER J., MAURY C., THONON P., GIRARD D. et MARCHAL M. (1982) - Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series. *Earth and planetary Science Letters*, n° 59, p. 139-154.
- 407- LINDGREN W. (1888) - Notes on the Geology of Baja California, Mexico. *Calif. Acad. Sc. Proc. ser. 2, 1*, p. 173-196.
- 408- LINDSAY J.F. et al (1974) - Morphology of the Campeche escarpment southern Gulf of Mexico. *Geol. Soc. Amer. ann. meet. Abstr. with progr.* V. 6, n° 7, p. 719-722.
- 409- LIATA R.R. de la, GUTIERREZ C.R., MORENO C.M., BUCHELLI G., CARFANTAN J.C. (1979) - Geologia y tectonica del sureste de Mexico, principalmente del norte de Chiapas (Zona Penitas - Chicoasen - Itzantun).

Instituto de Geologia UNAM. Oficina Regional del Sureste, Tuxtla Gutierrez, Chiapas. 191 p.

- LONSDALE P., KLITGORD K.D. (1978) - Structure and tectonic history of the eastern Panama basin : *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 89, p. 981-999.
- LOPEZ GOMEZ O. (1969) - Reinterpretacion bioestratigrafica de la porcion central del area de Comalcalco, Tab. *Seminario sobre Exploracion petrolera. Mesa redonda n° 5, Problemas de Exploracion de la zona Sur. Pub. Inst. Mex. del Petroleo.*
- LOPEZ RAMOS E. (1967) - Carta geologica del Estado de Oaxaca. *Inst. Geol. UNAM. Ech.* : 1/500.000
- LOPEZ RAMOS E. (1969) - Geologia del Sureste de Mexico y Norte de Guatemala. *Pub. Geol. I.C.A.I.T. n° II*, pp. 57-68.
- LOPEZ RAMOS E. (1972) - Estudio del basamento igneo y metamorphico de las zonas Norte y Poza Rica. *Bol. Ass. Mex. Geol. Petr.* Vol. 24, n° 7-9, p. 267-297.
- LOPEZ RAMOS E. (1973) - Estudio geologico de la peninsula de Yucatan. *Bol. Ass. Mex. Geol. Petr.* V. 25, n° 1-5, p. 25-76.
- LOPEZ RAMOS E. (1975) - Carta Geologica del Estado de Chiapas. *Inst. Geol. UNAM. Ech.* 1/500.000
- LOPEZ RAMOS E. (1975) - Geological summary of the Yucatan Peninsula. In *the Ocean Basins and Margins, Nairn et Stehli ed. Plenum press - New-York - London.* V. 3, ch. 7, p. 257-282.
- LOPEZ RAMOS E. (1979) - Geologia de Mexico, 2eme Edición - Mexico.
- LOPEZ RAMOS E., SALAS G.P. (1951) - Geologia y tectonica de la region de Macuspana, Tabasco y norte de Chiapas. *Bol. Ass. Mex. Geol. Petr.* V. III, n° 1-8, p. 3-56.
- LOPEZ VEGA J. (1980) - Evolucion economica petrolera del area Comitán-Pedregal, Estado de Chiapas. *Rev. Ingenieria Petrolera, nov. 1980.* p. 5-19.
- LUDWIG W.J., HOUTZ R.E. et EWING J.I. (1975) - Profiler - Sonobvcy measurements in Colombia and Venezuela Basins, Caribbean Sea. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* Vol. 59, n° 1, p. 115-123.
- LYNN W.S., LEWIS B.T. (1976) - Tectonic evolution of the northern Cocos plate : *Geology*, V. 4, p. 718-722.
- Mc BIRNEY A.R. (1963) - Geology of a part of the Central Guatemalan Cordillera. *Univ. California Publ. Geol. Sc.* V. 38, n° 4, p. 177-242.
- Mc BIRNEY A.R., BASS M.N. (1969) - Structural relations of pre-Mesozoic rocks of northern Central America : In *Tectonic relations of northern Central America and the Western Caribbean. Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.* 11, p. 269-280.
- Mc BIRNEY A.R., WILLIAMS H. (1965) - Volcanic history of Nicaragua. *Univ. California Publ. Geol. Sc.* V. 55, p. 1-65.
- Mc DONALD W.D. (1965) - Geology of the Serrania de Macuira area, Guajira Peninsula, Colombia. *These Princeton Univ.* 162 p.
- Mc DONALD K.C., HOLCOMBE T.C. (1978) - Inversion of magnetic anomalies and sea floor spreading in the Cayman trough. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 40, p. 407-414.

- Mc DONALD W.D. et HURLEY P.M. (1969) - Precambrian gneiss from northern Colombia, South America. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 80, n° 9, p. 1867-1872.
- 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. Paper 180*, p. 113-124.
- Mc DOWELL F.W., KEISER 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.
- Mc EL DOWNEY R.C. (1970) - An occurrence of Paleozoic fossils in Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Prog.* n° 2, p. 117.
- Mc GEHEE R.V. (1976) - Las rocas metamórficas del arroyo de la Pimienta, Zacatecas, Zac. *Bol. Soc. Geol. Mex.* n° 37, p. 1-10.
- Mc GILLAURY J.H. (1970) - Geological history of the Caribbean. *I et II Kkl. Nederl. Akad. Wetensch. Proc. Ser. B.* Vol. 73, n° 1 (I) : p. 64-84, (II) : p. 84-96.
- Mc KERROW W.S. et ZIEGLER A.M. (1972) - Paleozoic oceans. *Nature phys. Sc.* V. 240, p. 92-94.
- MALDONADO K.M. (1948) - Nota sobre plantas fósiles del Rético de Ayuquila (Huajuapán de León) Oax. *Bol. Soc. Geol. Mex.* Vol. XIII, pp. 61-68.
- MALFAIT B.T., DINKELMAN M.G. (1972) - Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 83, p. 251-272.
- MALIN P.E. et DILLON W.P. (1973) - Geophysical reconnaissance of the Western Cayman Ridge. *Journ. Geophys. Research.* V. 78, p. 7769-7775.
- MALPICA-CRUZ R. (1972) - Rocas marinas del Paleozoico tardío en el área de San José de García, Sinaloa. *Soc. Geol. Mex. II Conv. Nac. Mazatlán* p. 174-175.
- MALPICA-CRUZ R. (1981) - Integración estratigráfica del paleozoico en el Noroeste de México. *Geol. Soc. Amer. Cordilleran Section*, Vol. 13, n° 2, p. 93.
- MAMMERICKX (1979) - Late Cenozoic reorganization of spreading between the Tamayo and the Rivera fracture zone. *Geol. Soc. Amer. abstr. With Prog.* V. 11, p. 471.
- MANROSS N.S. (1865) - Notes on Coal and Iron ore in the state of Guerrero, Mexico. *Amer. Jour. Soc.* V. II, n° 39.
- MARIEL L.F. (1954) - Estudio geológico - estratigráfico de la región de Petlalcingo Tehuacán, Puebla. *Tesis Profesional E.S.I.A. - I.P.N. México.*
- MARTIN BELLIZIA C. (1968) - Edades isotópicas de las rocas venezolanas *Bol. de Geología, Caracas.* Vol. 10, n° 19, p. 356-380.
- MARTINEZ B.J.J. (1955) - Reconocimiento geológico de la región pegmatítica de Telixtlahuaca, Oax. *Tesis profesional ENT-UNAM, México.*
- MARTINEZ P.J. (1972) - Exploración Geológica en el área El Estribo. S.L.P. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* n° 7-9.
- MAUVOIS R. (1977) - Cabaegamiento miocénico en la parte centro meridional de México. *Rev. Inst. Geol. UNAM* Vol. 1, n° 1, p. 48-63.

- MAUVOIS R., DEMANT A., SILVA L. (1976) - Estructuras terciarias en la base del Eje Neo-volcanico (ejemplo de la depresion Tzitzio - Huetamo, estado de Michoacan). *III Congr. Latino-americano Geol. Acapulco, Mexico*. Res. p. 87.
- MENA R.E. (1960) El Jurasicoo marino de la region de Cordoba. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. XII, n° 7-8.
- MENA R.E. (1962) - Geologica y posibilidades petroliferas del Jurasicoo Marino en la region de Cordoba, Uer, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. XIV, n° 3-4.
- MENARO H.W. (1966) - Fracture zones and offsets of the East Pacific Rise : *Jour. Geophys. Research*, V. 71, p. 682-685.
- 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 (Ile d'Hispaniola, Grandes Antilles). *C.R. Acad. Sc. Paris (D)*, t. 289, p. 887-890.
- MEYERHOFF A.A. (1966) - Bartlett fault system : age and offset : *3rd. Caribbean Geological Conference, Jamaica (Trans.)*, p. 1-9.
- MEYERHOFF A.A. et HATTEN C.W. (1968) - Diapiric structures in central Cuba. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* n° 8, p. 315-357.
- MILLAN G., SOMINS M. (1975) - El metamorfismo del complejo vulcanogeno Cretacico en los alrededores de Escambray. *Academia de Ciencias de Cuba, Serie geologia* n° 18, p. 1-8.
- MILLS R.A., HUGH K.E., FERAY D.E., SWOLFS H.C. (1967) - Mesozoic stratigraphy of Honduras. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* Vol. 51, n° 9, p. 1711-1786.
- MINSTER J.B., JORDAN T.H., MOLNAR P., MAINES E. (1974) - Numerical modeling of instantaneous plate tectonics : *Royal Astron. Soc. Geophys. Jour.* V. 36, p. 541-576.
- MINSTER J.B., JORDAN T.H. (1978) - Present-Day Plate motions. *Journ. Geoph. Res.* Vol. 83, n° B 11, pp. 5331-5354.
- 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.
- MIYASHIRO A. (1972) - Metamorphism and relate de magmatism in plate tectonics *Am. J. Sc.* n° 272, p. 629-656.
- MOLNAR P., ATWATER T. (1973) - Relative motion of hot spots in the Mantle. *Nature*, V. 246, p. 288-291.
- MOLNAR P., SYKES L.R. (1969) - Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity : *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 80, p. 1639-1684.
- MONGES J.C., MENA M.J. (1975) - Trabajos gravimetricos en el eje neovolcanico. *Anales del Instituto de Geofisica de la UNAM* Vols. 18-19, p. 195-208.
- MONTESINOS HERNANDEZ E. (1968) - Exploracion geologica del Macizo granitico de la Mixtequita,edo de Oaxaca. *Tesis profesional ESIA-IPN Mexico*.

- MOODY J.D. et HILL M.J. (1956) - Wrench fault tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 6-7, p. 1207-1246.
- MOORE G.W., CASTILLO L. del (1974) - Tectonic evolution of the Southern Gulf of Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.* n° 85 (4), p. 607-618.
- MOORE J.C., WATKINS J.S., SHIPLEY T.H., BACHMAN S.B., LEGGETT J.L., LUNDBERG N., BEGHTEL F.W., BUTT A., DIDYK B.M., Mc MILLEN K.J., NIITSUMA N., SHEPHARD L.E., STEPHAN J.F. STRADNER H. (1979) - Progressive accretion in the Middle America Trench, Southern Mexico. *Nature*, Vol. 281, p. 639-642.
- MOOSER F. (1956) (1962) - Bosquejo geológico del extremo sur de la cuenca de Mexico. *Cong. Geol. Internal. 20 Mexico. Libroto Guia Excursion C-9*, p. 916.
- MOOSER F., MALDONADO-KOERDELL M. (1961) - Tectonica penecontemporanea a lo largo de la costa mexicana del Oceano Pacifico. *Geofis. Internal.* V. I, n° 1, p. 3-20.
- MORGAN W.J. (1981) - Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans In "the Sea" Vol. 7, *The oceanic lithosphere*, S. Emiliani Ed. p. 443-487.
- MOSSMAN R.W. et VINIEGRA O.F. (1976) - Complex fault structures in Veracruz Province of Mexico. *Am. Asoc. Petr. Geol. Bull.* V. 60, n° 3, p. 379-388.
- MOTA R. (1979) - Contribution à l'étude sismo-tectonique du Mexique Meridional. *Thèse de Doctorat d'Université. Univ. Paris VII, Paris France.*
- MUEHLBERGER W.R. (1965) - Late Paleozoic movement along the Texas lineament. *Trans. New-York Acad. Sc. Ser. 2*, V. 27, p. 385-392.
- 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. (Copie).
- MULLER P.D. (1981) - La PITA Complex : Implications for cretaceous subduction along the Central Motagua Valley, Guatemala. *Geol. Soc. of America, 77th Annual Meeting Hermosillo, Sonora, Mexico Abstr. with Progr.* p. 98.
- MULLERIED F.K.G. (1933) - Estudios paleontológicos y estratigráficos de la region de Tehuacan, Puebla. *An. Inst. de Biol. UNAM*, Vol. IV, n° 1, p. 33-46.
- 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.
- MULLERIED F.K.G. (1942) - The Mesozoic of Mexico and North-Western Central America. *8th Amer. Sc. Congr. Proc.*, V. 4, p. 125-147, Washington.
- MULLERIED F.K.G. (1942) - Remarks on Robert E. KING'S Paper on the Paleozoic Stratigraphy of Mexico. *8th Amer. Sc. Congr. Proc.*, V. 4, p. 121-124.
- MULLERIED F.K.G. (1946) - Geologia del Estado de Nuevo León. *Univ. Nuevo León Inst. Investigaciones Cientificas Monterrey Anales*, tl. n°1, p. 167.
- MULLERIED F.K.G. (1957) - La geologia de Chiapas Ed. del Gobierno de Chiapas, 177 p.

- NELSON H.W. (1962) - Contribucion al conocimiento de la Cordillera occidental - Seccion Cali Buenaventura. *Bol. Geol. Columb.* Vol. 10, n° 1-3, p. 81-108.
- NEWBERRY J.S. (1888) - Rhaetic plants from Honduras. *Am. Jour Sci. ser.3*, V. 36, p. 342-351.
- NEWCOMB W.E. (1974) - Possible tectonic significiance of the structures in metamorphic rocks north of Motagua fault zone, East-Central Guatemala. *Guadeloupe 7th Caribbean Geol. Conf. Abs.* p. 49.
- NEW ORLEANS GEOLOGICAL SOCIETY (1962) - Guide book Field trip to Peninsula de Yucatan. 120 p.
- NIXON G.T. (1982) - The relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. America Bull.* V. 93, p. 514-523.
- ODIN G. et KENNEDY W.T. (1982) - Géochimie et géochronologie isotopiques ; Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série II*, t. 294, p. 383-386.
- ODREMAN O. et BENEPETTO G. (1977) - Paleontologia y edad de la formacion Tinacoa, Sierra de Perija, Estado de Zulia. *Veme Congr. Geol. Venezuel. Caracas, Mem.* T. I, p. 15-22.
- OLIVAS M. (1956) - Geologia a lo largo de la carretera entre Tuxtla Gutierrez (Chis) y Mexico (D.F.), *Excursion C 15 B. Congr. Geol. Intern., Mexico 1956.*
- OLIVER W.A. (1976) - Biogeography of Devonian rugose corals *Journ. of Paleontology*, Vol. 50, n° 3, p. 365-373.
- OLMETA M.A. (1968) - Determinacion de edades radiometricas en rocas de Venezuela y su procedimiento por el metodo K/Ar. *Bol. Geol. Caracas*, Vol. 10, n° 19, p. 339-344.
- OLSEN E.C., Mc GREW P.O. (1941) - Mammalian fauna from the Pliocene of Honduras. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 52, p. 1219-1244.
- ONTIVEROS T.G. (1973) - Estudio Estratigrafico de la porción noroccidental de la Cuenca de Morelos - Guerrero. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. 25, n° 4-6.
- ORDONEZ E. (1904) - Las rocas arcaicas de Mexico : *Mem. Soc. Cient. Alzate (Mexico)*. V. 22, p. 315-331.
- ORDONEZ E. (1906) - L'Archaïque du canon de Tomellin, *Congr. Geol. Intern. 10, Mexico, Libro Guia de la Excursión 5*, 30 p.
- ORTEGA-GUTIERREZ F. (1974) - Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlan Puebla. *Bol. Soc. Geol. Mex.* XXXV, p. 1-6.
- ORTEGA-GUTIERREZ F. (1976) - Los complejos metamorficos del Sur de Mexico y su significado tectonico. *III Congreso latinoamericano de Geologia Mexico 1976*, p. 101.
- ORTEGA-GUTIERREZ F. (1977) - Los marmoles intrusivos del Complejo Oaxaqueno. *UNAM, Inst. Geol. Rev.*, Vol. 1, num. 1, p. 28-32.
- ORTEGA-GUITTEREZ F. (1978) - Estratigrafia del complejo Acatlan en Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. *UNAM, Inst. Geol. Rev.* V. 2, n° 2 p. 112-131.
- ORTEGA-GUTTIERREZ 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.* Vol. 2, num. 1, p. 19-30.
- ORTEGA-GUTIERREZ F. (1979) - The tectonothermic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex of southern Mexico. *Geol. Soc. America Bull.* V. 11, n° 7, p. 490.
 - ORTLIEB L. (1979) - Terrasse marine dans le nord ouest mexicain, étude au long d'une transversale entre la Côte Pacifique et le Sonora en passant par la Péninsule de Basse Californie. *Intern. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary Proc. Sao Paulo*, p. 453-454.
 - ORTLIEB L. (1981) - Sequence of Pleistocene Marine terraces in the Santa Rosalia area, Baja California Sur, Mexico. In "*Geology of North-western Mexico and Southern Arizona*". *Geol. Soc. Amer. Ann. Meeting, Hermosillo*, p. 275-293.
 - OWER L.M. (1928) - The geology of British Honduras. *Jour. Geol.* V. 36, p. 507-523.
 - PAL S. (1978) - A Survey of Paleomagnetic data on Mexico. *Journal of Physics of the Earth* 26, p. 159-175.
 - 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.
 - PANTOJA ALOR J. (1970) - Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca. *Sociedad geologica Mexicana libre guía, Excursia Mexico-Oaxaca*. p. 67-84.
 - PANTOJA ALOR J., GRIES C.Jr. RINCON-ORTA C., SILVER L.T., SOLORIO-MUNGUA J. (1974) - Contribucion a la geocronologia del estado de Chiapas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. XXVI, n° 4-6, pp. 205-223.
 - PANTOJA ALOR J., ROBISON R.A. (1967) - Paleozoic Sedimentary Rocks in Oaxaca, Mexico. *Science, Sept. 1, 1967*, n° 37 92, p. 1033-1035.
 - PECHEUX J.F. (1984) - Le Sénonien supérieur-Tertiaire du Chiapas (Sud-est du Mexique) et ses macroforaminifères. *Thèse 3eme cycle, Univ. de Nice*, 148 p.
 - PEREZ G. (1967) - Determinacion de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por metodos radioactivos. *Dyna. Fac. Mines Medellin*, n° 84, p. 27-31.
 - PEREZ J.M., HOKUTO C.A., CSERNA Z. de (1965) - Reconocimiento geológico del area de Petlalcingo - Santa Cruz, Municipio de Acatlán, Estado de Puebla, *Paleontol. Mexicana, Inst. Geol. UNAM.* n° 21, pt. 1, 22 p.
 - PERFIT M.R., HEEZEN B.C. (1978) - The Geology and evolution of the Cayman trench. *Geol. Soc. America Bull.* V. 89, p. 1155-1174.
 - PICHLER M., WEYE R. (1973) - Petrochemical aspects of Central American Magmatism. *Geol. Rundschau* Vol. 62, n° 2, p. 357-396.
 - PICHLER M., WEYE R. (1975) - Magmatism and Crustal evolution in Costa Rica (Central America). *Geol. Rundschau* Vol. 64, n° 2, p. 457-475.
 - PAL S., M. GARCIA R., TERREL P.J. (1976) - Radioactivity and heat sources in the central depression of Chiapas State Mexico. *Geofisica Inter.* 16, p. 185-195.
 - PINDELL J., DEWEY J.F. (1982) - Permotriassic reconstruction of western Panama and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region. *Tectonico*, 1, n° 2, p. 179-211.

- PINET P.R. (1972) - Diapirlike features offshore Honduras : Implications regarding tectonic evolution of Cayman Trough and Central America : *Geol. Soc. America Bull.* V. 83, p. 1911-1922.
- PINET P.R. (1975) - Structural evolution of the Honduras continental margin and the sea floor south of the western Cayman Trough. *Geol. Soc. America Bull.* V. 86, p. 830-838.
- PINSON W.M., MURLEY P.M., MENCHER E., FAIRBAIRN H.W. (1962) - K/Ar and Rb/Sr ages of biotites from Colombia, South America. *Geol. Soc. America Bull.* V. 73, n° 7, p. 907-910.
- PITMAN W.C., TALWANI M. (1972) - Sea floor spreading in the north atlantic. *Geol. Soc. America Bull.* V. 83, p. 619-646.
- PLAFKER G.W.(1976) - Tectonic aspects of the Guatemalan earthquake of 4 February 1976, *Science*, V. 193, p. 1201-1208.
- PLAFKER G., BONILLAS M.G. (1976) - Geologic field studies. in Interim report on the Guatemalan earthquake of 4 february, 1976, and the activities of the U.S. Geological Survey earthquake investigation team. *U.S. Geol. Survey.*
- POOLE F.G., HAYES P.J.(1971) - Depositional framework of some Paleozoic strata in northwestern Mexico and southwestern United States. *Geol. Soc. Amer., Abstr. w. Progr.*, V. 3, p. 179.
- POWER S. (1918) - Notes on the geology of eastern Guatemala and northwestern spanish Honduras *Journ. Geology* V. 26, p. 507-523.
- PRIEGO DEWIT M.A. (1963) - Reconocimiento geologico general del area Rio Espiritu Santo - San Miguel Chimolapa. Estado de Oaxaca. *Tesis profesional UNAM.*
- PUSHKAR P., Mc BIRNEY A.R. et RUDO A.M. (1972) - The isopic composition of strontium in Central America ignimbrites *Bull. Volc.* Vol. 35, p. 265 - 294.
- RABE E. (1977) - Zur stratigraphie des ostandininen Raums von Kolumbien. *Giessener geologische Schifler n° 11, Lenzuerlag.*
- RAISZ E. (1959 et 1964) - (Edition Corrigée) - Landforms of Mexico (map) : E : 1/3.000.000eme. Cambridge. Mass.
- RAMIREZ R.C. (1974) - Reconocimiento geologico de las zonas metamorficas al poniente de Ciudad Victoria, Tamps. *UNAM. Fac. Ing. Tesis Prof.*
- RAMIREZ R.C. (1978) - Reinterpretación tectonica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *UNAM, Inst. Geol. Rev.* Vol. 2, num.1 p. 31-36.
- RANGIN C. (1975) - Transverse paleogeographies and structures in northern Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Abstr. w. Progr.* 7, p. 227.
- RANGIN C. (1976) - Le complexe ophiolitique de Basse Californie. Une paleo-croûte océanique écaillée (Péninsule de Vizcaino, Baja California, Mexique). *Bull. Soc. geol. France (?)*, XVIII, p. 1677-1685.
- RANGIN C. (1977) - The main Mesozoic tectonic units of the Central part of Baja California, Mexico. Elements for the reconstruction of an old continental margin. *Geol. Soc. Amer. Abstr. w. Progr.* 9, p. 485-486.
- RANGIN C. (1977) - Sur un trait tectonique majeur de la bordure continentale pacifique : le dispositif franciscain en Basse Californie (Mexique). *C.R. Somm. Soc. geol. France n° 4*, p. 227-230.

- RANGIN C. (1977) - Sobre la presencia del Jurásico superior con Ammonites en Sonora septentrional. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, n° 1, p. 1-4.
- RANGIN C. (1977) - Tectónicas sobrepuestas en Sonora septentrional. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, n° 1, p. 44-47.
- 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*, 286, série D, p. 1049-1052.
- RANGIN C. (1978) - Speculative model of Mesozoic geodynamics, central Baja California to northeastern Sonora (Mexico). In "Mesozoic Symposium" Vol. 2, p. 5, S.E.P.M., Howelle and Mc Dougall eds. p. 85-106.
- RANGIN C. (1978) - Geología de Sonora y sus relaciones con áreas adyacentes. *I Simp. sobre la geología y potencial minero del Estado de Sonora Res.* p. 103-105.
- RANGIN C. (1978) - Consideraciones sobre la evolución geológica de la parte septentrional del Estado de Sonora. *I. Simp. sobre la geología y potencial minero en el Estado de Sonora, Hermosillo, Mexico. Libroto Guia*, p. 35-55.
- RANGIN C. (1979) - Aspectos geodinámicos de la región norte occidental de México. *Symp. sobre la Evolución tectónica de México. Res.* p. 30.
- RANGIN C. (1980) - Evolution tectonique mésozoïque du nord-ouest mexicain. *28eme Congr. Geol. Intern. Paris Res.* p. 381.
- RANGIN C. (1980) - Paléo-bassin marginal, subduction et ouverture du Golfe de Californie. Les trois étapes de l'évolution du Mexique nord-occidental. *Soc. géol. France. 8eme R.A.S.T., Marseille*, p. 299.
- RANGIN C. (1982) - Contribution à l'étude géologique du système cordilléraín au nord-ouest du Mexique. *Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Univ. P.etM. Curie Paris 6*.
- RANGIN C., CARILLO M. (1978) - Le complexe ophiolitique à affinité franciscaine des Iles Margarita - Magdalena (Baja California méridionale). Une crôte paléo-océanique obductée *C.R. Somm. Soc. géol. France* n° 2, p. 55-58.
- RANGIN C. et CORDOBA D.A. (1976) - Extención de la cuenca cretácica Chihuahuense en Sonora septentrional y sus deformaciones. *III Congr. Latino-amer. Geol. Acapulco, Mexico. Res.* p. 114.
- RANGIN C., ROLDAN J. (1978) - Las rocas volcánicas jurásicas en el norte del Estado de Sonora, México. *II, Simp sobre la geología y potencial minero en el Estado de Sonora, Hermosillo, Mexico. Res.* p. 111-112.
- RANGIN C., STEINBERG M., BONNOT-COURTOIS C. (1981) - Geochemistry of the mesozoic bedded cherts of Central Baja California (Vizcaino, Cedros - San Benito) - Implications for paleogeographic reconstructions on old oceanic basin. *Earth and Planetary Sc. Lett.* 54, p. 313-322.
- RAST N., RODRIGUEZ R. (1972) - El basamento metamórfico del sur de México. *Memoria convention Nac. Soc. Geol. Mex.*
- RENZ O. (1977) - The lithologic units of the Cretaceous of western Venezuela. *5eme VENEZUELA Geol. Cong. V. 1*, p. 45-58.
- RENZONI G. (1968) - Geología del macizo de quechane. *Geol. Colomb.* n° 5, p. 75-127.
- REYES PICENO M.C. (1980) - Estudio bioestratigráfico de tres pozos petroleros en el área de Simojovel, Chis. *Tesis facultad de Ciencias UNAM, Mexico*, 64 p.

- RICHARDS H.G. (1963) - Stratigraphy of earliest mesozoic sediments in southeastern Mexico and western Guatemala. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 47, p. 1861-1870.
- RIEDEL W. (1929) - Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralblatt für Mineralogie und Paleontologie* V. 1929 B, p. 354-358.
- ROBERTS R.J. et IRVING E.M. (1957) - Mineral deposits of Central America. *U.S. Geol. Survey Bull.* 1034, 205 p.
- ROBIN C. (1976) - Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'est du Mexique. *Bull. Soc. géol. France* (7) t. XVIII, n° 6, p. 1637-1645.
- ROBIN C., DEMANT A. (1974) - Les trapps de l'Est mexicain : coexistence de séries alcalines et tholeitiques, caractères différentiels entre le volcanisme des plaines et celui des plateaux. *C.R. Acad. Sc. Paris (D)* t. 278, p. 2413-2416.
- ROBIN C., NICOLAS E. (1978) - Particularités géochimiques des suites andésitiques de l'axe transmexicain, dans leur contexte tectonique. *Bull. Soc. géol. France* t. XX, n° 2, p. 193-202.
- ROBISON R.A., PANTOJA ALOR J. (1968) - Tremadocian trilobites from the Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico. *Journ. Pal.* V. 42, p. 767-800.
- RODRIGUEZ-TORRES R. (1970) - Geologia del area de Acatlan Estado de Puebla. *Libro-Guia de la excursion Mexico. Oaxaca. Soc. Geol. Mexicana.* p. 51-54.
- RODRIGUEZ-TORRES R., SEGURA L.R. (1970) - Libro-Guia de la excursion Mexico-Oaxaca. *Sociedad. Geologica Mexicana.*
- ROJAS M.E. (1960) - El Jurásico Marino de la región de Cordoba Ver., *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* XII (7-8), p. 243-252.
- ROJAS M.E. (1962) - Geologia y posibilidades petrolíferas del Jurásico Marino en la region de Cordoba, Ver. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* p. 77-84.
- ROPER P.J. (1974) - Geologic relationships between the Motagua fault zone and the Sierra de las Minas range near El Progreso, Guatemala. *Guadeloupe 7th Caribe Geol. Conf. Abs.* p. 59.
- ROURE T. (1978) - Les unités mésozoïques situées à l'ouest du front des Klamaths (sud Orégon). Corrélatiions avec les unités franciscaines de Californie. *6eme R.A.S.T. Orsey*, p. 344, *Soc. géol. France edit.*
- ROURE T. (1979) - Un profil géologique dans la chaîne de l'ouest américain (Californie et sud-ouest Orégon) : discussion d'un modèle de paléosubduction. *Thèse OPEC. Univ. P. et M. Curie*, 148 p.
- RUIZ-CASTELLANOS M. (1970) - Reconocimiento geologico en la area de Mari-scala-Amatitlan, Estado de Oaxaca. *Libro-Guia de la excursion Mexico. Oaxa. Soc. Geol. Mexicana.*
- SALAS G.P. (1949) - Bosquejo Geologico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. 1, n° 2, p. 79-157.
- SALAS G.P. (1972) - Procesos Metalogeneticos y sa correlación con otros eventos geológicos. La posición de LatinoAmerica en la Minería Mundial. *Publicación 19 E. del Consejo de Rearrsos Naturale no Renovables.*
- SALAS G.P. (1975) - Carta y provincias metalogeneticas de la Republica Mexicana. *Cons. Recursos minerals. Publ. n° 21 E*, 242 p.

- SALAS G.P., LOPEZ-RAMOS E. (1951) - Geología y tectónica de la región de Macus Panapa, Tabasco y norte de Chiapas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* V. III, n° 1-8, p. 3-56.
- SANCHEZ-MONTES DE OCA R. (1969) - Estratigrafía y paleontología del Mesozoico de Chiapas. *Inst. Mex. Petroleo. Seminario sobre Exploración Petrolera*, num. 5, 31 p.
- SANCHEZ-MONTES DE OCA R. (1978) - Geología Petrolera de la Sierra de Chiapas. *PEMEX Superintendencia General del Distrito Exploración, Zona Sur, IX, Excursión geológica.*
- SANCHEZ RUBIO G. (1972) - Las migratitas de Puerto Escondido, Oax. *II Conv. Nacional de la Soc. Geol. Mex. Mazatlan, Sin.*
- SANSORES J.C., FLORES-COVARRUBIAS C. (1972) - Foraminíferos bentónicos del Terciario superior de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec. *I.M.P. Subdirección de Tecnología de Exploración Mexico* Vol. 1, p. 1-270, Vol. 2, p. 271-535.
- SAPPER K. (1894) - Informe sobre la Geología de los Estados de Chiapas y Tabasco. *Bol. Agric. Miner. e Instr. (Mexico)*, p. 187-211.
- SAPPER K. (1896) - Sobre la Geografía física y la Geología de la península de Yucatan. *Bol. Inst. Geol. Mex.* n° 3.
- SAPPER K. (1899) - Über Gebirgsbau und Boden der Nördlichen Mittelamerika. *Petermans Geogr. Mitt.*, n° 127, 119 p.
- SAPPER K. (1906) - Über Gebirgsbau und Boden der Südlichen Mittelamerika. *Petermans Geogr. Mitt.*, n° 151, 82 p.
- SAPPER K. (1925) - Los volcanes de la América Central. *Niemeyer, Halle* 114 p.
- SAPPER K. (1937) - Mittelamerika : handbuch der regionalen Geologie. *Steinman und Wilckens, Heidelberg*, 160 p.
- SAUER W. (1971) - Geologie von Ecuador, *Geobantraeger Berlin*, 316 p.
- SCHLAEPFER C.F. (1970) - Geología terciaria del área de Yanhuitlan-Nochixtlan, Oaxaca, *Soc. Geol. Mex. Excursión Mexico-Oaxaca.*
- SCHMIDT-EFFING R. (1980) - The Huayacocotla aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of Mexico. *The Origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the Central North Atlantic Ocean. Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, R.M. PILGER Jr. edit.*
- SCHMIDT-EFFING R., GURSKY H.J., STREBIN M., WILDBERG H. (1981) - The ophiolites of southern Central America with special reference to the Nicoya Peninsula (Costa Rica). *"Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference ; Santo Domingo, Dominican Republic.*
- SCHMIDT V.A., ANDERSON T.M. (1978) - Mesozoic crustal evolution of Middle America and the Caribbean geophysical considerations. *EOS* 59, p. 404-405.
- SCHUBERT C. (1968) - Geología de la región de Barinitas - Santo Domingo Andes Venezolanos Surorientales. *Bol. de Geol. Caracas*, Vol. 9, n° 19, p. 182-257.
- SCHUCHERT C., (1935) - Historical geology of the Antillean Caribbean Region. *Wiley and Johns New-York*, 811 p.
- SCHULZ R. (1963) - Estudio sobre la sismicidad en la región Centro-Americana *Bol. Bibl. Geofísica y Oceanografía Americanas, Mexico*, p. 135-144.

- SCHULZ R., WEYL R. (1960) - Sismos y la estructura de la corteza terrestre en la parte norte de Centroamérica : *Bol. Sismol., El Salvador* V. 5, p. 36-40.
- SCHUMACHER. VON P. (1931) - Geological report on the examination of deep-ages near Puerto Angel Oaxaca Mexico. *G.R.* 277, Abril 10.
- SCHWARTZ D.P. (1972) - Petrology and structural geology along the Motagua fault zone, Guatemala. *Mem. Trans. VI Conf. Geol. Caribe, Margarita 1971, Abst.* p. 299.
- SCHWARTZ D.P. (1976) - Petrology and structural geology of the Zaccapa - Rio Hondu area Guatemala. Ph. D. dissert. *Binghamton State Univ. New-York*, 326 p.
- SCHWARTZ D.P., CLAUFF L.S. et DONNELLY T.W. (1979) - Quaternary faulting along the Caribbean North-American plate boundary in Central America. *Tectonophysics* V. 52, p. 431-445.
- SCHWARTZ D.P., NEWCOMB W.E. (1973) - Motagua fault zone : A crustal Suture *EOS (Am. Geophys. Union Trans.)*, V. 54, p. 477.
- SCLATER J.G., ANDERSON R.N. et BELL M.L. (1971) - Elevation of ridges and the evolution of the central eastern Pacific. *Jour. Geophys. Research*, V. 76, p. 7888-7915.
- SCOTSESE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VAN DER VOO R., ZIEGLER A. (1979) - Paleozoic base maps, *Journ. of Geology*, V. 87, n° 3, p. 217-277.
- SCOTT K.R., HAYES W.G., FIETZ R.P. (1961) - Geology of the Eagle Mills formations, *Gulf Coast Association of Geological Societies transactions* v. 11, p. 1-14.
- SEGESTROM K. (1962) - Geology of south-Central Hidalgo and Northeastern Mexico. *U.S. Geol. Survey, Bull.* 1104 C, p. 87-162.
- SERVAIS M., ROJO YANIZ R. et COLORADO LIEVANO D. (1982) - Estudio de las rocas basicas y ultrabasicas de Sinaloa y Guanajuato : Postulación de un Paleogolfo de Baja California y de una digitación tethysiana en Mexico Central, *GEOMINET n° 115, Enero-Febrero 1982*, p. 53-71.
- SHAGAM R. (1972) - Geologia de los Andes Central de Venezuela. *IV Congr. Geol. Venez. Mem. T. II, Bol de Geol. Publ. esp. n° 5*, p. 1201-1267.
- SHAGAM R. (1977) - Stratigraphic models for the Northern Venezuelan Andes. *Veme Congr. Geol. Venez. Mem. T. II*, p. 855-877.
- SHOR G.G. and FISHER R.L. (1961) - Middle America trench Seismic refraction studies. *Geol. Soc. America Bull.* V. 72, p. 721-730.
- SIBUET J.C., MASCLE J. (1978) - Plate kinematic implications of Atlantic equatorial zone trends. *J.G.R.* 83, 87, p. 3401-3421.
- SILVA PINEDA A. (1969) - Plantas fosiles del Jurasico Medio de Tecomatlan, Estado de Puebla. *Paleont. Mexicana Inst. Geol. UNAM*, n° 27, p. 1-76.
- SILVA PINEDA A. (1970) - Plantas del Pensilvanico de la región de Tehuacan Estado de Puebla. *Paleont. Mexicana Inst. Geol. UNAM*, n° 29.
- SILVER L.T. (1979) - Geocronologia del basamento Precambrico de Sonora Mexico. *Symposium : "Evolución tectónica de Mexico"*, Univ. Nat. Autón. Mexico. *Resumenes*.
- SILVER L.T., ALLEN C.R. et STEHLI F.G. (1968) - Geological and geochronological observations on a portion of the Peninsular Range Batholith of Northwestern Baja California, Mexico - *Geol. Soc. Amer. Ann. Meet. Spec. Paper*, p. 279-280

- 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.
- 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.
- SILVER L.T., STEHLI F.G. et ALLEN C.R. (1963) - Lower cretaceous pre-batholithic rocks of Northern Baja California, Mexico. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* Vol. 47, n° 12, p. 2054-2059.
- SINGH S.K., ASTIZ L., HAVSKOV J. (1980) - Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone : A reexamination. *Bulletin of Sismological Society of America*.
- SOMIN M. et MILLAN G. (1976) - The amphibolitic complex of south central Cuba and the problems of the tectonic position of the eugeosynclinal series of Cuba. *Bull. Moscovian Section of Lovens of Natase, Geol.*, 5 : 73-93.
- SOUGY J. (1962) - West African fold belt. *Geol. Soc. America Bull.* Vol. 73, n° 7, p. 871-876.
- STEPHAN J.F. (1982) - Evolution geodynamique du domaine Caraïbe - Andes et Chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). *Thèse de Doctorat d'Etat. Un. P. et M. Curie (Paris VI)*.
- STILLE H. (1940) - Einführung in den Bau Amerikas. *Berlin, Gebrüder Borntraeger*, 717 p.
- STIRTON R.A. (1954) - Late Miocene mammals from Oaxaca, Mexico. *Am. Jour. Sci.* V. 252, p. 634-638.
- SYKES L.R., EWING M. (1965) - The sismicity of the Caribbean Region. *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 70, n° 20, p. 5066-5075. (copie).
- SYKES L.R., Mc CAND W.R., KAFKA A.L. (1982) - Motà of caribbea plats during last 7 millions years and implications for earlier cenozoic movements. *Jour. Geophysic Res.* V. 87, B. 13, p. 10656-10676.
- TABER S. (1922) - Great fault troughs of the Antilles : *Journ. Geol.* V. 30, p. 89-114.
- TARANGO G. (1971) - Bosquejo Geologico de las vecinidades del área de la Ciudad de Cordoba, Ver. *Memorias Exc. Geol. n° 2, Tomo I, PEMEX (Inédit)*
- TARDY M. (1973) - Les phases tectoniques du secteur transverse de Parras Sierra Madre orientale (Mexique). *Bull. Soc. géol. France (7)*, XV, 1973, n° 3-4, p. 362-365.
- TARDY M. (1976) - Les grands traits structuraux du secteur transverse de Parras ; Sierra Madre orientale (Mexique). Sa place dans le système Caraïbe. *VII Conf. Geol. Caraïbes*. p. 595-605.
- 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.* 1977, t. XIX, n° 6, p. 1297-1308. (copie).
- TARDY M. (1978) - Mise en évidence de trois linéaments transcontinentaux nord-américains. Leur histoire depuis le Jurassique. *VIe Reun. ann. Sc. Terre, Orsay*, p. 381, Paris, Soc. Geol. Fr., édit.

- TARDY M. (1980) - Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique. *Mem. de Th. de Doct. D'Etat, Un. P. et M. Curie (Paris VI)*, 459 p.
- TCHALENKO J.S. (1970) - Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. America Bull.* V. 81, p. 1625-1639.
- TCHANZ C.M., MARVIN R.F., CRUZ J., MENNERT M.M., CEBULA G.J. (1974) - Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. (Labo Geochron. Cambridge Massachusetts). *Geol. Soc. America Bull.* V. 85, p. 273-284.
- TERMER F. (1932) - Geologie von Nordwestguatemala. *z. Ges. Erdk. Berlin.*
- TERMER F. (1939) - Die Sierra de las Minas in Guatemala. *Petermanns Geog. Mitt. Heft 11/12.* p. 337-348.
- THALAMANN H.E. (1935) - Miocene Aguezuexquite formation in the Isthmus of Tehuantepec region. *Geol. Soc. America Proc. Abstr.* p. 116.
- THOMPSON M.L., MILLER A.K. (1944) - The Permian of Southernmost Mexico and its fusulinid fauna. *Journ. Paleontology* 18 (6), p. 481-504.
- TIJERINA N.G. (1950) - Bosquejo Geológico del istmo de Tehuantepec. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. 2, p. 435-444.
- TOUSSAINT J.F., GONZALES H., RESTREPO J.J., LINARES E. (1978) - Edad radiométrica K/Ar del gneis de Puqui. *Geologia n° 7, Univ. Nac. de Colombia, Medellín.*
- TRUCHAN M., LARSON R.L. (1973) - Tectonic lineaments on the cocos plate : *Earth and Planetary Sc. Letters*, V. 17, p. 426-432.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI J. (1976) - Estudio paleomagnético de rocas ígneas del noreste del Estado de Jalisco, Mexico. *Tesis de Maestría en Ciencias (Geofísica), UNAM.*
- URRUTIA-FUCUGAUCHI J. (1977) - Paleointensidad del campo geomagnético determinada de rocas ígneas de Mexico. *Anales del Instituto de Geofísica*, n° 22-23, p. 211-216.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI J. (1979) - Preliminary apparent polar wander path for Mexico. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society.* n° 56, p. 227-235.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI J. (1979) - Tectonic evolution of southern Mexico from paleomagnetic studies. *4th Latin America Geological Congress Trinidad and Tobago.* 18 p.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI J. (1981) - Reconnaissance paleomagnetic investigation of cretaceous limestones from southern Mexico. *Geof. Int.* Vol. 20-3 p. 203-217.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI J., PAL S. (1976) - Further paleomagnetic evidence for a possible tectonic rotation of Mexico. *Geof. Int.* Vol. 16, p. 255-259.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI J., CASTILLO L. DEL (1977) - Un modelo del Eje Volcánico Mexicano, *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, n° 38, p. 18-28.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI J., PAL S. (1977) - Paleomagnetism, geochronology and geochemistry of some igneous rocks from Mexico and their tectonic implications. *IV International Gondwana Symposium, Calcutta*, p. 814-831.
- VACHRAMEEV V.A. (1966) - Primer descubrimiento de flora del Jurásico en Cuba. *Rev. Technol. La Habana, Cuba.* V. IV, n° 2, p. 22-25.

- VALTEN et LEHMAN (1867) - Cinabrio Metamórfico de Huitzuco, *Sizongsberichte der K. Akademie der Wissenschaften in Wien (Munich)*.
- VILA GOMEZ O. (1973) - Geología general de una porción al Sur del Estado de Oaxaca. *Tesis profesional ESIA-IPN*.
- VINIEGRA O.F. (1965) - Geología del Macizo de Teziutlán y en cuenca cenozoica de Veracruz. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. 17, p. 101-163.
- VINIEGRA O.F. (1965) - Plano Geológico de un fracción de la Sierra Madre oriental. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. XVII, n° 7-12.
- VINIEGRA O.F. (1971) - Age and Evolution of Salt Basins of Southeastern Mexico. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 55, n° 3, p. 478-494. (Copie).
- VINSON G.L. (1962) - Upper Cretaceous and tertiary stratigraphy of Guatemala. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 46, n° 4, p. 425-456.
- VINSON G.L. et BRINEMAN J.H. (1963) - Nuclear Central America, Hub of the Antillean transverse belt, in *Backbone of the Americas*, Mem. Am. Ass. Petr. Geol. n° 2, p. 101-112.
- WAIBEL L. (1933) - Die Sierra Madre de Chiapas. *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg*, V. 43, p. 12-154.
- WALPER J.L. (1960) - Geology of the Cobán-Purulhá area, Alta Verapaz - Guatemala. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 44, n° 8, p. 1273-1315.
- WALPER J.L. (1980) - Tectonic evolution of the Gulf of Mexico. *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic Ocean*. Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, R.H. PILGER Jr., edit.
- WATKINS J.S., LADD J.W., BAFFLER R.T., SHAUB F.J., HOUSTON M.H. et WORZEL J.L. (1978) - Occurrence and evolution of salt in deep Gulf of Mexico. *Am. Ass. Petr. Geol. Studies in Geology* n° 7, p. 43-66.
- WEBBER N., BENJAMIN y OJEDA RIVERA J. (1957) Investigacion sobre lateritas fosiles en las regiones Sureste de Oaxaca y Sur de Chiapas. *Inst. Nac. Rec. Miner. Bol.* n° 37.
- WEBBER B.N. y OJEDA RIVERA J. (1956) - Estructuras geológicas del Sureste de Oaxaca y Sur de Chiapas, Mexico. *Congr. Geol. Intern. XX Sesion Mexico. Libreto Guia, Exc. A 12*, p. 75-82.
- WEBER R. (1972) - La vegetacion maestrichtina de la Formacion Olmos de Coahuila, Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* V. 33, p. 5-19.
- WEIDIE A.E. (1969) - Gulf of Mexico : Southern structural margin. *Geol. Soc. Amer. Ann. Meeting Abstr. w. Progr.* p. 234.
- WEYL R. (1967) - Volcanoes and volcanic rocks in Central America and the West Indies. *Bulletin Volcanologique*, Tome XXI, p. 3-12.
- WIELAND G.R. (1914) - La flora liasica de la Mixteca Alta, Oax. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, Vol. 31, 165 p.
- WILCOX R.E., HARDING T.P. y Seely D.R. (1972) - Basic wrench tectonics. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* V. 57, p. 74-96.
- WILLIAMS H. (1960) - Volcanic history of the Guatemalan highlands. *Univ. California Pal. Geol. Sc.* V. 38, 36 p.
- WILLIAMS H., Mc BIRNEY A.R. (1969) - Volcanic history of Honduras. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sc.* n° 85, p. 1-99.

- WILSON B.W., HERNANDEZ M., J.P., MEAVE T., E. (1955) - Un banco calizo del cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* V. 18, p. 1-10.
- WILSON J.A. (1967) - Additions to El Gramal local fauna, Nejapa Oaxaca, Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* V. 30, p. 1-14.
- WILSON J.A., CLABAUGH S.E. (1970) - A New miocen formation and a description of volcanic rocks, northern Valley of Oaxaca. *Libro-Guia, Excursion Mexico, Oaxaca. Soc. Geol. Mex.*
- WILSON J.L. (1975) - Carbonate facies in geologic history. *Berlin, Springer,* 471 p.
- WILSON H.H. (1974) - Cretaceous sedimentation and orogeny in nuclear Central America. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* V. 58, p. 1348-1396.
- WOOD M.L., WALPER J.L. (1974) - The evolution of the Interior Mesozoic Basin and the Gulf of Mexico. *Trans. Gulf Coast. Ass. Geol. Soc.* n° 24 p. 31-41.
- WOODRING W.P. (1954) - Caribbean land and sea through the ages. *Geol. Soc. America Bull.* V. 65, p. 719-732.
- WOOLLARD G.P., MONGES COLDERA J. (1956) - Gravedad, Geologia regional y estructura cortical en Mexico. *Anales del Instituto de Geofisica UNAM* Vol. 2, p. 60-112.
- ZOPPIS BRACCI L. (1957) - Estudio geologico de la región de Palacaguina y de su deposito de antimonio. *Nicaragua Serv. Geol. Nac. Bol.* 1, p. 29-34.

ISSN 0758-749X
ISBN 2-904431-14-4 (édition complète)
ISBN 2-904431-16-0 (volume 2)

N.P.P. Aix-les-Bains