



HAL
open science

Reconnaissance géologique et minière de la région entre Hermosillo et le rio Yaqui (Sonora Central, Mexique)

Serge Menicucci

► **To cite this version:**

Serge Menicucci. Reconnaissance géologique et minière de la région entre Hermosillo et le rio Yaqui (Sonora Central, Mexique). Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1975. Français. NNT: . tel-00716653

HAL Id: tel-00716653

<https://theses.hal.science/tel-00716653>

Submitted on 11 Jul 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.

5e

DOUBLE

205142

N° d'ordre

1975

133

205142

1975

133

THESE

présentée

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE
GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE SPECIALITE

(Troisième cycle de GEOLOGIE APPLIQUEE)

par

Serge Menicucci

Reconnaissance géologique et minière de la région entre Hermosillo et le rio Yaqui (Sonora Central, Mexique)

Soutenue le 11 Juillet 1975 devant la commission d'examen :

R. MICHEL

Président

P. GIRAUD

Rapporteur

J. DEBELMAS

Examineur

L. RADELLI

Examineur



N° d'ordre

205142
1975
133

THESE

présentée

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE
GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE SPECIALITE

(Troisième cycle de GEOLOGIE APPLIQUEE)

par

Serge Menicucci

**Reconnaissance géologique et minière
de la région
entre Hermosillo et le rio Yaqui
(Sonora Central, Mexique)** T.75/muh

Soutenu le Juillet 1975 devant la commission d'examen :

R. MICHEL

Président

P. GIRAUD

Rapporteur

J. DEBELMAS

Examineur

L. RADELLI

Examineur



100
100
100

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

M. Michel SOUTIF
M. Gabriel CAU

INSTITUT NATIONAL POLY-
TECHNIQUE DE GRENOBLE

Présidents M. Louis NEEL
Vice-Présidents M. Lucien BONNETAIN
Jean RENoit

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

M. ANGLES D'AUARIC Paul
ARRAUD Georges
ARRAUD Paul
AUBERT Guy
AYRANT Yves
BARBIER Marie-Jeanne
BARBIER Jean-Claude
BARBIER Reynold
BARJON Robert
BARJON Fernand
BARRA Jean-René
BARRIE Joseph
BEAUDOING André
BERNARD Alain
BERTANDIAS Françoise
BEZES Henri
BLAMBERT Maurice
BOLLLET Louis
BONNET Georges
BONNET Jean-Louis
BONNET-EMARD Joseph
BOUCHERLE André
BOUCHEZ Robert
BOUSSARD Jean-Claude
BRAVARD Yves
CABANEL Guy
CALAS François
CARRAZ Gilbert
CAU Gabriel
CAQUILS Georges
CHAPUCHON Robert
CHATELON Robert
CHIBEN Pierre
COEUR André
CONTARIN Robert
COUDERC Pierre
CRAVA Antoine
DEBELMAS Anne-Marie
DEBELMAS Jacques
DEBRANGE Charles
DESRE Pierre
DESSAUX Georges
DODU Jacques
DOLIQUE Jean-Michel
DREYFUS Bernard
DUCROS Pierre
DUGOIS Pierre
FAU René

Mécanique des fluides
Clinique des maladies infectieuses
Chimie
Physique approfondie
Electrochimie
Physique expérimentale
Géologie appliquée
Physique nucléaire
Biosynthèse de la cellulose
Statistiques
Physique chirurgicale
Pédiatrie
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Chirurgie générale
Mathématiques Pures
Informatique (IUT B)
Electrotechnique
Clinique ophtalmologique
Pathologie médicale
Chimie et Toxicologie
Physique nucléaire
Mathématiques Appliquées
Géographie
Clinique rhumatologique et hydrologie
Anatomie
Biologie animale et pharmacodynamie
Médecine légale et Toxicologie
Chimie organique
Mathématiques Pures
Oto-rhino-laryngologie
Thérapeutique
Biologie animale
Pharmacie chimique et chimie analytique
Clinique gynécologique
Anatomie Pathologique
Mécanique
Géologie générale
Zootomie
Chimie minérale
Métiurgie
Physiologie animale
Mécanique appliquée
Physique des plasmas
Thermodynamique
Cristallographie
Clinique de Dermatologie et Syphiligraphie
Clinique neuro-psychiatrique

M.

GAGNAIRE Didier
GALLISSOT François
GASTIHEL Noël
GAVEND Michel
GEINRE Michel
GERBER Robert
GERMAIN Jean-Pierre
GIRAUD Pierre
KHANE André
KLEIN Joseph
KOSZUL Jean-Louis
KONTZAKO Julien
LACAZE Albert
LACHARRE Jean
LAJZEROWICZ Joseph
LATREILLE René
LAURENT Jean
LAURENT Pierre
LEDRU Jean
LLIBOUTRY Louis
LOHEQUEUE Jean-Pierre
LOUP Jean
LUTZ Elisabeth
MALGRANCE Bernard
MALINAS Yves
MARTIN-NOEL Pierre
MAZARE Yves
MICHEL Robert
MOURIQUAND Claude
NEEL Louis
OZENDA Paul
PAYAN Jean-Jacques
PEYAT-PEYROLA Jean-Claude
REISSAT André
RENGARD Michel
REULOS René
RINALDI Renaud
ROGET Jean
DE ROUGEMONT Jacques
SEIGNEURIN Raymond
SEIGEL Philippe
SOUTIF Michel
TANCHÉ Maurice
TRAYNARD Philippe
VAILLANT François
VALENTIN Jacques
VAUQUIS Bernard
VERAIN Alice
VERAIN André
VEYRET Paul
VIGNAIS Pierre
YOCOZO Jean

Mlle

Chimie physique
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Analyse numérique
Pharmacologie
Electroradiologie
Mathématiques Pures
Mécanique
Physique générale
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Mathématiques Appliquées
Biologie végétale
Physique
Chirurgie générale
Biochimie pharmacologique
Mathématiques Appliquées
Clinique médicale
Physique nucléaire
Géographie
Mathématiques Pures
Clinique obstétricale
Sémiologie médicale
Clinique médicale A
Minéralogie et Pétrographie
Histologie
Chimie nucléaire
Physique du Solide
Botanique
Mathématiques Pures
Chimie systématique
Thermodynamique
Physique Industrielle
Physique
Clinique de pédiatrie et de puériculture
Neuro-chirurgie
Microbiologie et Hygiène
Zootomie
Physique générale
Chimie générale
Zootomie
Physique Nucléaire
Calcul électronique
Pharmacie galénique
Physique
Géographie
Biochimie médicale
Physique nucléaire théorique

PROFESSEURS ASSOCIES

M. ASCARELLI Gianni
CHEKE John
GILLESPIE John
ROCKFELLAR Ralph
WOLFARTH Erich

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mlle AGNIUS-DELORD Claudine
M. ALARY Josette
BELORIZKY Ette
BERTANDIAS Jean-Paul
BIAREZ Jean-Pierre
BONNIER Jene
BRUGEL Lucien
CARLIER Georges
CONTE René
DEPASSSEL Roger
GAUTHIER Yves
GAUTRON René
GIDON Paul
GLENAT René
HACQUES Gérard
HOLLARD Daniel
HUGONOT Robert
IDELMAN Simon
JANIN Bernard
JOLY Jean-René
JULLIEN Pierre
KHANE Josette
KUN Gérard
LUI-DUC-Cuong
LUYARD Roger
MULLER Jean-Michel
PEPRAUX Jean-Jacques
PISTER Jean-Claude
PIER Yvette
REBECO Jacques
REVOL Michel
REYMOUD Jean-Charles
ROBERT André
SARRAZIN Roger
SARROT-REYNAUD Jean
SIBILLE Robert
SIROT Louis
SOUTIF Jeanne
VIALON Pierre
VAN CUTSEM Bernard

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

M. ANBLARD Pierre
ABRDISSE-THOMAS Pierre
APRARD Yves
BERTEL Hélène
BILLET Jean
BOUCHE Liane
BOUCHET Yves
BRODEAU François
BUJSSON Roger
BUTEL Jean
CHAMBAZ Edmond
CHAMPETIER Jean
CHERADAME Hervé
CHIAVERINA Jean
Dermatologie
Parasitologie
Chimie
Pharmacodynamique
Géographie
Psychiatrie adultes
Mathématiques (OUS)
Anatomie
Mathématiques (IUT B)
Physique
Orthopédie
Biochimie médicale
Anatomie et organogénèse
Chimie papetière
Biologie appliquée (ZFP)

- M. COHEN-ADDAD Jean-Pierre Spectronétrie physique
- COLOMBE Maurice Biochimie médicale
- COULOMB Max Radiologie
- CROUZET Guy Physique du solide
- DELOBEL Claude M.I.A.G. Mathématiques (D.S.)
- DUSSAUD René Physiologie
- ETERRADOSSI Jacqueline Médecine légale
- FAURE Jacques Mathématiques Pures
- FONTAINE Jean-Marc Botanique
- GENSAC Pierre Géologie
- GIDON Maurice Mathématiques Appliquées
- GRIFFITHS Michaël Physique (stag.)
- GROS Yves Biochimie médicale
- GRUOLADE Joseph Chimie
- GUITTON Jacques Électricité
- IVANES Marcel Histologie
- JALBERT Pierre Mathématiques appliquées
- M. LAJZEROWICZ Jeannine Physique
- LEROY Philippe Mathématiques
- LOISEAUX Jean-Marie Physique Nucléaire
- MACHE Régis Physiologie végétale
- MAGNIN Robert Hygiène et Médecine préventive
- MARECHAL Jean Mécanique
- MARTIN-BOUTER Michel Chimie (I.U.T. "A")
- MICHELIER Jean Physique
- MICLOUD Max Maladies Infectieuses
- MINEUR Colette Pneumologie
- MISRE Robert Analyse (IUT B)
- PARMELLE Bernard Métallurgie
- PECCODD François Physiologie animale
- PEFFEN René Neurologie
- PELHONT Jean Rhumatologie
- PERRET Jean Médecine Interne
- PHILIP Xavier Gynécologie et obstétrique
- RACHAIL Michel Chimie
- RACINET Claude Bactériologie
- RAYNAUD Hervé Botanique
- RENAUD Maurice Chimie macromoléculaire
- RENAUDET Jacqueline Mathématiques (IUT B)
- RICHARD Lucien Chimie générale
- RINAUDO Marguerite Anatomie pathologique
- ROMIER Guy Radiologie
- SHOM Jean Claude
- STIEGLITZ Paul
- STOBNER Pierre
- VROUSOS Constantin

MAITRES DE CONFÉRENCES ASSOCIÉS

- M. CRABBE Pierre
- CURRIE Jan

CHAIRÉS DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFÉRENCES

- M. BARGE Michel Neuro-chirurgie
- CONTAMIN Charles Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
- CORONNIER Daniel Néphrologie
- DENIS Bernard Cardiologie
- KOLODIE Lucien Hématologie
- RAYNAUD Pierre Pédiatrie
- ROCHAT Jacques Hygiène et hydrologie

- C.E.R.M.O. Mathématiques appliquées
- M. ANCEAU François Mathématiques appliquées

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'I.N.P.C.

PROFESSEURS TITULAIRES

- M. BENOIT Jean Radioélectricité
- BESSON Jean Electrochimie
- BOUQUET Lucien Chimie Minérale
- BONNETIER Etienne Electrochimie, Electrometallurgie
- BRISSONNEAU Pierre Physique du solide
- BUYLE-BODIN Maurice Radioélectricité
- COHMES André Electronique
- FELICI MOSI Electrostatique
- PAUTHENET René Physique du solide
- PERRET René Servomécanismes
- SANTON Lucien Mécanique
- SILBER Robert Mécanique des Fluides

PROFESSEUR ASSOCIÉ

- M. BOUDOURIS Georges Radioélectricité

PROFESSEURS SANS CHAIRE

- M. BLIMAN Samuel Electronique
- BLOCH Daniel Physique du solide et Cristallographie
- COHEN Joseph Electrochimie
- DURAND Francis Métallurgie
- MOREAU René Mécanique
- POLOUJADOFF Michel Electrotechnique
- VEILLON Gérard Informatique fondamentale et appliquée
- ZADWORYN François Electronique

MAITRES DE CONFÉRENCES

- M. BOUYARD Maurice Génie mécanique
- CHARTIER Germain Electronique
- FOULCARD Claude Automatique
- GUYOT Pierre Chimie minérale
- JOURNET Jean Claude Physique du solide
- LACOMBE Jean Louis Géophysique
- LANCIA Roland Physique atomique
- LESPINARD Georges Mécanique
- MORET Roger Electrotechnique nucléaire
- ROBERT François Analyse numérique
- SABONNIÈRE Jean Claude Informatique fondamentale et appliquée
- Mme SAUCIER Gabrièle Informatique fondamentale et appliquée

MAITRE DE CONFÉRENCES ASSOCIÉ

- M. LANDAU Ivoen Doré Automatique

CHAIRÉS DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFÉRENCES

- M. ANCEAU François Mathématiques appliquées

Fait à St Martin d'Hères JANVIER 1974

AVANT - PROPOS

Au terme de cette étude, je désire exprimer mes remerciements et ma gratitude :

A Monsieur P. GIRAUD, Professeur à l'U.S.M.G. et Directeur de l'Institut Dolomieu, qui, après m'avoir accompagné au cours de reconnaissance sur mon terrain au Mexique, a suivi pas à pas l'élaboration de ce travail et, malgré ses nombreuses occupations de Directeur, ne m'a jamais compté son temps, ses conseils ni ses encouragements.

A Monsieur L. RADELLI, Chef de Mission au Mexique de la S.M. M. Peñarroya, qui fut l'instigateur de cette thèse, et à qui je dois non seulement d'avoir pu effectuer une première campagne avec la Minera Peñaverde, mais également d'avoir pu retourner l'année suivante terminer dans des conditions honorables les levers entrepris. IL m'a de plus fait bénéficier de sa longue expérience de géologue de terrain qui me fut précieuse lors de cette initiation à mon futur métier.

A Monsieur R. MICHEL, Professeur à l'U.S.M.G., qui me fait l'honneur de présider mon jury, pour les échanges constructifs que nous avons eu lors de la rédaction de cet ouvrage.

A Monsieur J. DEBELMAS, Professeur à l'U.S.M.G., pour le temps qu'il a bien voulu me consacrer et les conseils utiles qu'il m'a prodigués notamment dans le domaine de la tectonique.

A Monsieur M. LYS, Professeur à la Faculté des Sciences d'Orsay, dont les déterminations paléontologiques m'ont été d'un grand secours pour la reconstitution stratigraphique de la région étudiée.

A Monsieur P. MAHEUX, "Don Pedro", figure illustre du Sonora, qui depuis près de 50 ans exerce entre autres activités les fonctions d'ingénieur des mines ; après m'avoir très aimablement accueilli au sein de la Minera Nacori Grande, il m'a fait partager au cours de grandes randonnées au Sonora et en Basse Californie sa riche expérience, et a su aiguïser en moi le goût de la recherche minière.

Aux habitants du village de Matape (Villa Pesqueira) qui m'ont accueilli comme un des leurs dans leur village ; aux rancheros et vaqueros qui ne m'ont jamais ménagé leur hospitalité ni leur aide au cours de mes randonnées.

A mes parents, auxquels je dois d'avoir pu mener à bien ces années d'études ; aux membres de ma famille, aux amis, dont l'aide sous toutes formes m'a permis de déterminer dans les délais l'élaboration de cette thèse.

SOMMAIRE

CHAPITRE I	: INTRODUCTION	p. 1
CHAPITRE II	: LE SOCLE METAMORPHIQUE	p. 15
CHAPITRE III	: LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES PALEOZOIQUES ET TRIASIQUES	p. 23
CHAPITRE IV	: L'UNITE ALLOCHTONE DE LOS CHINOS	p. 59
CHAPITRE V	: LES EPANCHEMENTS VOLCANIQUES MESOZOIQUES ET TERTIAIRES	p. 69
CHAPITRE VI	: LES ROCHES PLUTONIQUES INTRUSIVES	p. 89
CHAPITRE VII	: LES IGNIMBRITES FINI - TERTIAIRES	p. 117
CHAPITRE VIII	: LES CONGLOMERATS PLIOQUATERNAIRES	p. 123
CHAPITRE IX	: LE QUATERNAIRE	p. 127
CHAPITRE X	: LA TECTONIQUE	p. 133
CHAPITRE XI	: LES MINERALISATIONS , METAMORPHISME DE CONTACT - SKARNS - TUNGSTENE	p. 163
CHAPITRE XII	: CONCLUSIONS GENERALES	p. 187
ANNEXES ET BIBLIOGRAPHIE		p. 198

CHAPITRE I

INTRODUCTION

LIB. 1. SILVATION - GEOGRAPHIQUE

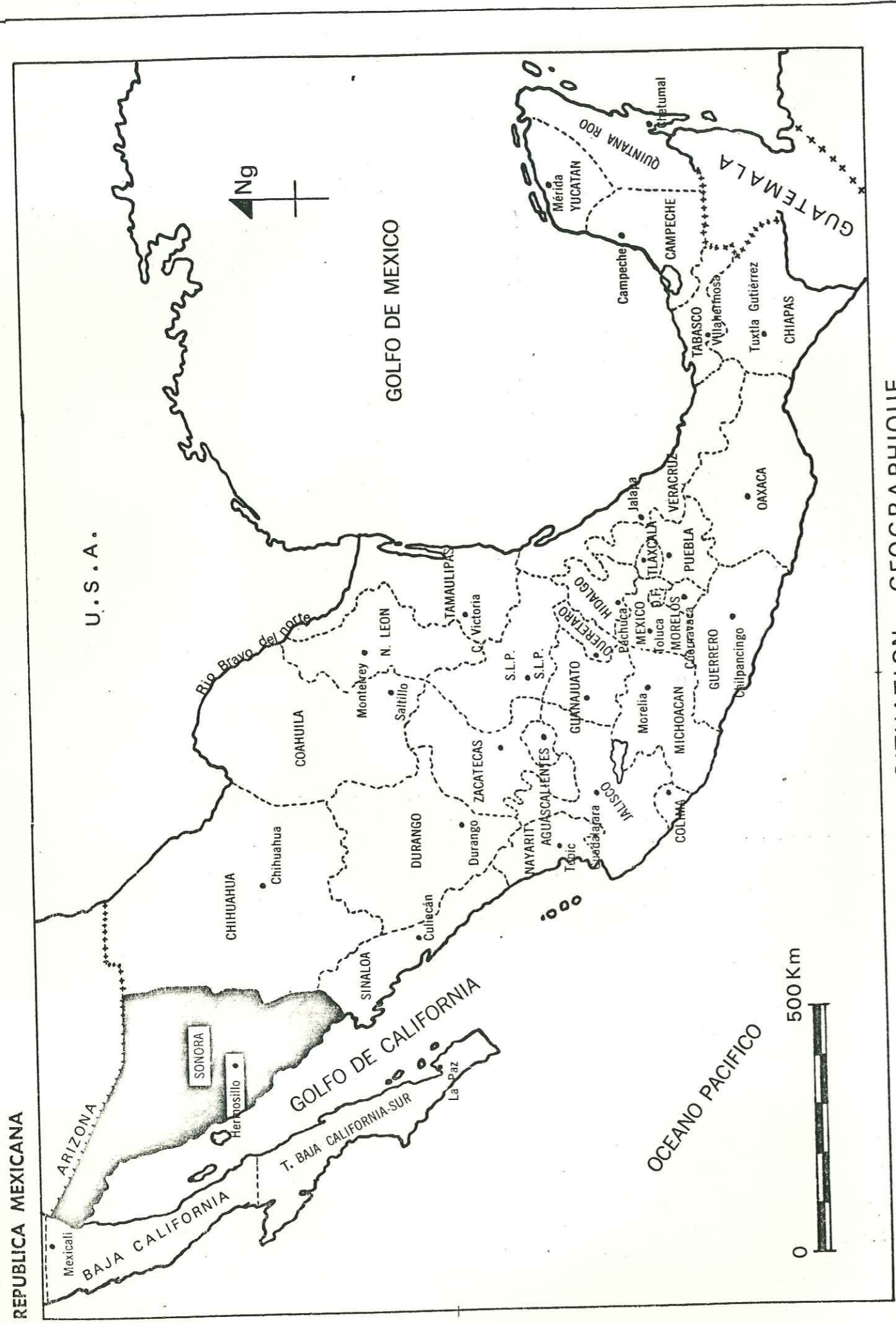
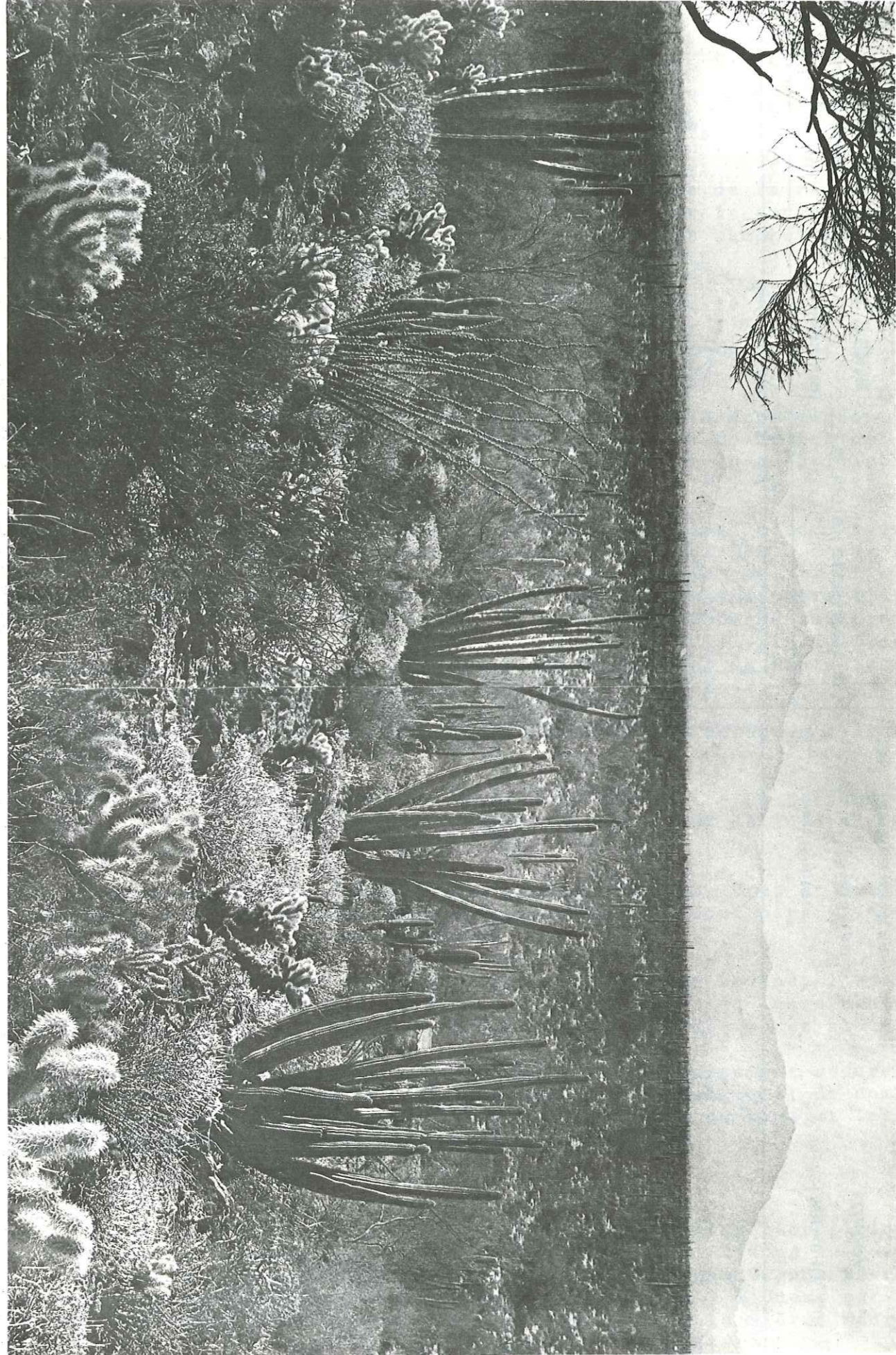


Fig. 1 . SITUATION GEOGRAPHIQUE



INTRODUCTION

Ière Partie : GENERALITES SUR LE SONORA

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE - DONNEES ECONOMIQUES

L'Etat du Sonora est situé au Nord Ouest du territoire de la république Fédérale Mexicaine dont il occupe la seconde place par la superficie (Fig.1) (184.934 km2); c'est par contre un des états les moins peuplés puisqu'on y compte moins de trois millions d'habitants.

Etat frontalier avec les USA au Nord où il est mitoyen de l'Arizona, il est limité à l'Est par l'Etat de Chihuahua, au Sud par l'Etat de Sinaloa, au Nord Ouest par l'embouchure du Colorado et à l'Ouest par le golfe de Californie.(Fig.2)

Hermosillo, ville de 200.000 habitants, est la capitale économique et politique du Sonora. Elle est reliée au District Fédéral de Mexico par la route Panaméricaine (2048km) qui court depuis l'Alaska jusqu'à l'Isthme de Panama en traversant le Mexique du Nord au Sud.

A 274 km au Nord se trouve la ville frontalière de Nogales, plaque tournante et important centre d'échange commercial avec les USA.

A 140 km au Sud Ouest, sur le Pacifique, le port de Guaymas permet d'accueillir des cargos de 4 à 6000 tonnes et assure un débouché aux produits miniers et agricoles de l'Etat; c'est en outre le principal centre touristique du Sonora avec ses installations balnéaires de Bahia San Carlos et ses liaisons maritimes avec la Basse Californie.

Ciudad Obregon et Navajoa au Sud sont des centres agricoles en pleine expansion.

Au Nord Est les villes minières de Cananea et Nacozari - La Caridad fournissent, avec leurs gisements porphyriques, plus de 60% de la production nationale de cuivre.

Enfin, il faut mentionner les villes d'Alamos, Caborca, Ures et Sahuaripa qui ne jouent plus qu'un rôle économique mineur mais font partie intégrante du patrimoine culturel du Sonora.

Les principales ressources de l'Etat sont l'élevage du bovins, l'agriculture, la pêche et l'industrie minière ; trois barrages et leurs centrales hydroélectriques assurent les besoins en électricité des zones habitées.

Une voie ferrée et un réseau routier en voie de développement assurent les communications avec les USA et le reste de la République; de nombreuses pistes permettent la pénétration vers l'intérieur du pays et les petits ranchs disséminés dans la Sierra.

II - CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES DU SONORA

La province géomorphologique du Sonora déborde de ses limites géopolitiques pour s'étendre au Sinaloa au Sud et à une partie de l'Arizona au Nord.(Fig.3) Elle constitue le prolongement au Sud Est de la zone des Grands Bassins de la Californie, de l'Utah et du Nevada et se limite à l'Ouest par le golfe de Californie et à l'Est par les contreforts de la Sierra Madre Occidentale.

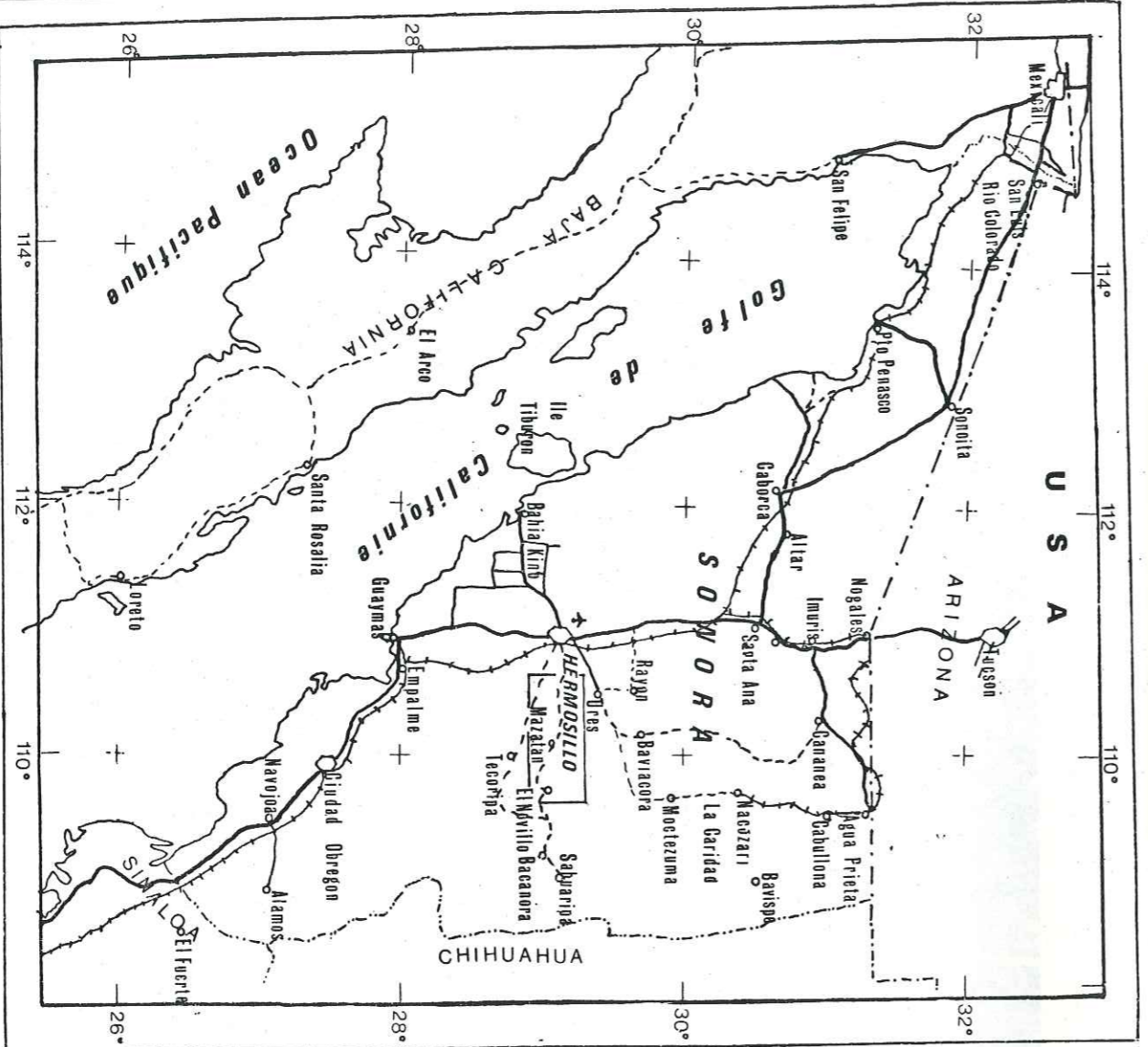


Figure 2
Routés principales
Pistes principales
Voie ferrée
Aéroport International
Limites fédérales
Frontière internationale
Secteur étudié
ECHELLE: 1/5000.000
0 100 km
SITUATION GEOGRAPHIQUE DU SONORA

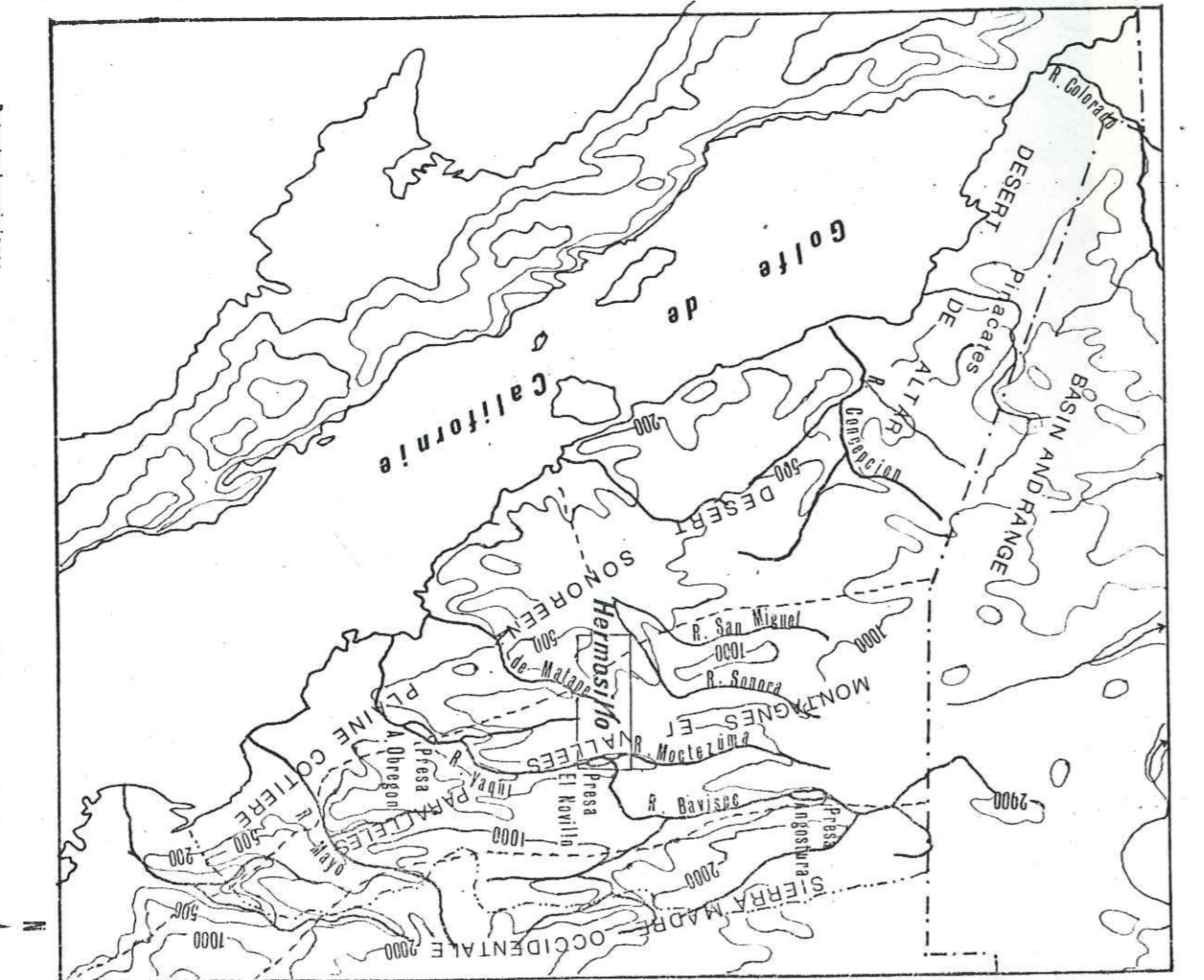


Figure 3
Principales rivières
Province géomorphologiques
-200- Principales courbes de niveau
Secteur étudié
ECHELLE: 1/5000.000
0 100 km
PHYSIOGRAPHIE DU SONORA

Depuis les travaux de KING, (1939), on a coutume de distinguer au Sonora trois provinces physiographiques qui sont, depuis la côte pacifique vers la Sierra Madre Occidentale :

A - DESERT DE SONORA

Bordé à l'Ouest par le golfe de Californie, le désert se prolonge au Sud par la plaine côtière du Sinaloa. De vastes plaines alluviales ou de pédiments (bolsones) parfois très arides, légèrement inclinées vers l'Ouest, sont interrompues par quelques montagnes isolées (inselbergs) ou des chaînes d'orientation générale Nord-Sud et d'altitude moyenne de 500 à 1000 mètres. Ce Désert Sonoréen occupe plus de la moitié de la surface de l'état.

B - LES MONTAGNES ET VALLEES PARALLELES

On passe progressivement vers l'Est à une zone intermédiaire que King appelle la Province des "Parallel Ranges and Valleys" par analogie avec celle des "Bas ins and Ranges" des USA auquel elle fait suite. C'est une succession de chaînes de montagnes orientées Nord-Sud, qui s'élèvent graduellement en direction de l'Est (de 1000 à 1700m) et sont séparées par de grandes vallées longitudinales encaissées (350 à 500 m) et orientées parallèlement entre elles.

Ces vallées sont drainées par des rivières qui se réunissent avant d'atteindre l'Océan Pacifique dans le golfe de Californie.

Cette Province des montagnes et vallées parallèles assure la transition du Désert de Sonora à la Sierra Madre Occidentale

C - LA SIERRA MADRE OCCIDENTALE

Caractérisée par de hauts plateaux volcaniques (mesetas) situés au-dessus de 2000 m et qui font partie de l'Etat de Chihuahua. Cette zone de hauts plateaux est disséquée sur son flanc ouest par de profondes gorges (Barrancas) qui drainent les eaux vers le Pacifique. Cette zone de Barrancas constitue la limite orientale du Sonora.

III - CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES DU SONORA

Géologiquement, le Sonora se compose de roches ignées, métamorphiques et sédimentaires précambriennes recouvertes par des sédiments paléozoïques dont les plus répandus sont cambriens et permien.

Les sédiments paléozoïques sont recouverts en discordance par des couches calcaires carbonneuses et grésopélitiques d'âge triasique, elles-mêmes recouvertes par des séries calcaires et volcano-sédimentaires crétacées.

Les roches clastiques, volcaniques et continentales tertiaires complètent la séquence lithostratigraphique. De nombreuses intrusions granitiques d'âge fini-crétacé ou médio-tertiaire recoupent ces séries et témoignent de la grande activité plutonique qui a affecté la région.

Les grands événements structuraux antérieurs au Tertiaire sont peu connus du fait de l'absence de travaux géologiques. Le trait structural le plus important de la région est la grande abondance de failles verticales, d'orientation grosso modo NS, qui hachent la région en blocs faillés, et qui donnent une morphologie de montagnes et vallées parallèles. C'est dans ces vallées que s'effectue au Tertiaire un important remplissage de conglomérats et au fond desquelles a lieu à l'heure actuelle le drainage des eaux.

IV - HYDROGRAPHIE

On distingue deux types de cours d'eaux au Sonora :

- les rivières (rios) à régime permanent, peu nombreuses,
- les torrents (arroyos) à régime temporaire, formant la majorité du réseau hydrographique.

A - LES ARROYOS

Ils sont pratiquement secs tout au long de l'année sauf pendant la saison des pluies : après un violent orage, ils peuvent, en l'espace de quelques heures, se transformer en torrents tumultueux. Des digues (represas) sont aménagées en amont des villages pour recueillir des eaux et assurer une réserve pour les habitants et le bétail pendant la saison sèche.

Le lit des torrents est toujours sec mais l'eau se trouve à quelques mètres de profondeur seulement ; des puits aménagés sur les berges permettent d'atteindre la nappe assez rapidement. Parfois même pendant la saison des pluies, il suffit de creuser dans le sable de l'arroyo et d'attendre un certain temps pour voir remonter l'eau.

B - LES RIOS

Ils résultent de la coalescence d'un réseau dense et ramifié d'arroyos ; ils véhiculent de l'eau toute l'année.

Quatre grandes rivières drainent les eaux du Sonora ; ce sont, par ordre d'importance :

- le rio Yaqui, avec ses affluents Moctezuma et Bavispe, qui drainent la majeure partie du Sonora Oriental et une partie du Chihuahua Occidental. Cinquième fleuve mexicain (680km de long), il possède un bassin versant de 76.000 km², et véhicule 2.666 millions de m³ par an. Trois barrages ont été aménagés sur son cours ou celui de ses affluents : L'Angostura, sur le rio Bavispe au Nord, le Novillo, à la confluence du Moctezuma, et l'Obregon, en aval, avant l'embouchure sur le golfe de Californie, au sud de Guaymas.

- le rio Sonora, long de 380 km, (770 millions de m³) qui recueille les eaux précipitées dans les montagnes au Nord de Ures ; avec son affluent le San Miguel, il alimente en eau la ville d'Hermosillo et va se perdre ensuite dans la plaine côtière sans jamais atteindre le Pacifique.

- le rio Mayo (829 millions de m³) au Sud.

- le rio Concepcion (742 millions de m³) au Nord.

C - DIRECTION GENERALE DES COURS D'EAU

Les cours d'eau sont généralement parallèles à la côte suivant la direction des vallées ; dans leur partie inférieure, ils sont déviés vers l'Ouest à travers les chaînes de montagnes. Ce sont là les effets des phénomènes diastrophiques qui, dès l'Eocène et jusqu'au Pliocène, ont affecté le Nord du Mexique (FLORES, 1929) et qui ont consisté en des mouvements oscillatoires d'enfoncements et d'élévations, finissant par donner une inclinaison générale vers le Pacifique à l'Ouest.

Ainsi, les rivières, d'abord guidées par les grandes lignes structurales Nord-Sud modifient peu à peu leur cours et à la faveur des parties basses ou moins résistantes, ou de système de fractures, finissent par traverser les montagnes séparant ces vallées.

D - RÔLE DESTRUCTEUR DES COURS D'EAU ET POSITION DE LA NAPPE

Ces cours d'eau, qu'ils soient permanents ou temporaires, ont eu une action érosive intense :

- dans la zone côtière, ils ont donné de grandes étendues sableuses, les "bolsones". L'eau souterraine y est abondante; on la récupère par de profonds puits atteignant parfois 120 m. Ces bolsones sont généralement des grabens remplis de matériaux non consolidés mais peuvent également correspondre à des roches granitiques complètement aplanies par l'érosion.

- dans la zone montagneuse, vers l'Est, l'érosion affecte le relief et accumule les produits arrachés aux montagnes dans les vallées : ce sont des conglomérats, des graviers, des sables, des galets, accumulés en vastes éventails tout autour des massifs.

Des puits de 4 à 10 m de profondeur sont foncés dans le lit des arroyos et fournissent de l'eau tout au long de l'année.

V - CLIMAT ET VEGETATION

A - LE CLIMAT

Le climat du Sonora est chaud et sec. D'après la classification de THORNT-WAITE, (1943), le Sonora posséderait un climat semi-aride sec avec de légères variations internes correspondant aux trois zones physiographiques définies précédemment.

Les hivers sont doux et secs avec parfois des températures inférieures à 0° et des chutes de neige sur les hauts plateaux de la Sierra Madre.

Les étés, malgré les pluies nocturnes, sont brûlants et des températures de 45° n'ont rien d'exceptionnel.

Les zones les plus chaudes se situent dans le désert de la plaine côtière et dans les vallées encaissées de la Province des montagnes et des vallées parallèles du fait de leur faible élévation et de leurs rebords montagneux. Dès qu'on s'élève sur les reliefs de la Sierra Madre, la température diminue et les nuits sont relativement fraîches.

B - LES PRECIPITATIONS

Inférieures à 200 mm/an sur la bordure du Pacifique elles peuvent atteindre plus de 500 mm dans la Sierra Madre. La saison des pluies commence à la fin Juin ou au début Juillet et se poursuit jusqu'en Octobre ; elle compte 70 % des précipitations annuelles qui ont lieu sous forme d'orages violents (aguaceros), localisés, se produisant généralement à la fin de la journée ou pendant la nuit. De tels orages ont fréquemment une densité de 1 cm en 10 ou 15 minutes (observé à Tucson, Arizona) ce qui est énorme et explique en partie le type d'érosion rencontré.

Pendant cette période, les moustiques (sancudos) prolifèrent, particulièrement dans le fond des vallées plus humides ; une période de précipitations plus régulières, d'Octobre à Janvier, précède la saison sèche qui dure jusqu'en Juin.

C - LA VEGETATION

Elle dépend principalement des précipitations et de l'altitude : le cycle des saisons, réduit à une période sèche et une période humide, règle la croissance des végétaux.

On peut ainsi assister au cours d'une année à plusieurs floraisons, interrompues par des périodes de chutes de feuilles. Le recouvrement végétal est très abondant dans les zones arrosées l'été et masque la quasi-totalité des affleurements, particulièrement sur les contreforts de la Sierra Madre.

- Dans les zones désertiques, les cactus prédominent ; le Désert du Sonora en renferme un des plus grands nombres d'espèces connus dans le monde (SHREVE, 1951-1954).

Les plus fréquemment rencontrées et les plus typiques sont les hechos, (cereus géométrisans), les saguaros et les pitahayas (cylindropuntia) avec leur forme de cierge ou de candélabre ; d'autres espèces, plus petites, s'y associent telles que les chollas (Opuntia fulgida), les sotoles (Dasylirium adrosanum tel), les magueyes (Agave complicata tel.), les bismayas (Echinocactus grusonii), les guapillas (Agave facalta), les cibiris, (Opuntia versicolor), les yuccas (Yucca elata) les tunas (Opuntia mojavnensis) et les fameux peyolts (Lophophora williamsii) aux vertus hallucinogènes.

Quelques arbustes épineux à feuilles minuscules et des plantes xérophytes s'associent aux cactus et se concentrent sur les rives des arroyos où leurs racines puisent l'eau souterraine ; Ce sont les mesquites (Prosopis juliflora), les carambullos, les paloverdes (Cercidium floridum), les palo fierros (sydéroxyde), le guayul (Parthenium argentatum), le palo blanco (frangipanier), le capillaire du Mexique (Cavillea Mexicana) et le creosote (Larrea tridentata). Les mesquites ont des racines très longues qui peuvent atteindre jusqu'à 50 m ; les alamos se rencontrent le long des vallées plus humides.

- Dans les zones montagneuses, et suivant l'altitude, on rencontrera sur les plateaux des forêts de pins (pino) ou de chênes (encino) passant graduellement vers le bas à des forêts de type maquis (matorales), de pénétration difficile. Ces forêts sont composées de chênes et d'arbustes (totote, palo, blanco, brasil, capulin, guasima, chalate).

Les ocotillos (Fouquieria splendens) se rencontrent préférentiellement dans les zones d'épandages de dépôts conglomératiques ; leurs racines sont un précieux guide pour la prospection des gites cuprifères : le cuivre s'y accumule sous forme d'oligo éléments qu'on dose après extraction et grillage.

VI - LA FAUNE

Malgré les caractères hostiles du climat, particulièrement dans le Désert, une faune abondante et variée, vivant en symbiose parfaite, se rencontre au Sonora.

A titre d'exemple suit une liste, non exhaustive, des espèces les plus répandues que j'ai rencontrées au cours de mes déplacements.

Les reptiles sont largement représentés avec les crotales ou serpents à sonnette (vigora de cascabel) (1), les serpents corail (coralillo), les serpents lasso (latigo), les lézards (cacharon, pichicuate), dont une espèce mortelle, le Monstre de Gila (escorpion) héloderme typique du Désert sonoréen.

Les carnassiers, avec les pumas, les jaguars, les ocelots, les coyottes, les renards et les loups, tous prédateurs notoires des troupeaux de bétail, actuellement en voie de disparition après les campagnes massives de destruction organisées par les rancheros.

(1) Le nom local est indiqué entre parenthèses ; son orthographe n'a pu être vérifiée

Des reconnaissances dont il sera fait état dans le texte ont été effectuées au delà de ces limites, notamment au Nord et à l'Est. Des raisons techniques ne m'ont pas permis d'étendre le levé systématique à ces zones qui seront néanmoins mentionnées lors des synthèses régionales.

II - ACCES

Le secteur étudié est desservi par une route principale, en cours de revêtement, reliant Sahuaripa à Hermosillo. Pour la zone qui nous intéresse, cette route, constituée sur 120 km l'épine dorsale de la carte. Elle passe par le village de Mazatan (550 m) agglomération la plus importante située au centre du secteur, ainsi que par Rebeico à l'Est. Elle franchit le rio Yaqui au village d'El Novillo. (2, 3, 4)

De Mazatan, une route de terre battue mène à Nacori Grande où elle bifurque vers Alamos (560 m) au Nord et Matape (Villa Pesqueira) à l'Est (650 m). De ce village, une piste traverse les premières chaînes de montagnes par le col El Puerto (1050 m) et redescend sur les villages de Batuc et de San Pedro de las Cuevas, situés en aval de la retenue du Novillo, sur le rio Moctezuma.

Au Sud-Ouest, une route goudronnée reliant Hermosillo à Tonichi passe par le village de la Colorada (370 m) et San Jose de Pimas.

De nombreuses pistes, parfois en mauvais état, relient ces routes aux ranchs disséminés dans le fond des vallées et sur les contreforts des Sierras. A l'intérieur des propriétés, qui peuvent couvrir plusieurs centaines d'hectares, de nombreux chemins ont été aménagés pour la surveillance du bétail ; des clôtures morcellent tout le secteur et constituent un sérieux obstacle à la circulation.

III - PHYSIOGRAPHIE

Notre secteur se situe à cheval aux confins du Désert du Sonora et de la Province des montagnes et vallées parallèles. De l'Ouest vers l'Est, on distingue une succession de plaines semi-désertiques et de chaînes de montagnes (Llanuras et Sierras) orientées grossièrement N.S., dont l'altitude s'élève progressivement en direction de la Sierra Madre :

- + la Llanura de Torres (370 m) jalonnée des premières cuestas volcaniques des Cerros Chivato, Chapala, et Cantera et Pajarito;
- + la Sierra de la Colorada (700 m) avec les cerros Tordillo (1100m), Dolores (620 m) et Valiente (760 m) en ce qui concerne les plus élevés, prolongée au Nord par la Sierra San Juan de Dios et les planèzes basaltiques de Monterrey ;
- + la Llanura de San Jose de Pimas (500 m) prolongée au Nord par celle de Santa Rosalia ;
- + la Sierra de Cobachi (1200 m) au Sud et de Mazatan (1300 m) au Nord ;
- + les Llanuras coalescentes de Mazatan, Nacori et Matape (550 m) ;
- + les Sierras de Las Calabazas, de Agua Verde, Teracochi et Martinez (1200 - 1500 m) ;

- + La vallée adjacente de Rebeico, la vallée de San Pedro - El Novillo (300 m) bordée à l'Est par la Sierra de Santo Niño (1500 - 1700 m) et la Sierra Lista Blanca qui constituent la limite orientale de la carte.

IV - HYDROGRAPHIE

La seule rivière permanente est le rio Yaqui, qui limite à l'Est le secteur étudié, avec son affluent le rio Moctezuma au Nord. Une retenue (Presa del Novillo) de trois milliards de m³ y est aménagée, entre San Pedro et El Novillo.

Les principaux arroyos du secteur sont :

- + l'arroyo Matape, qui se forme au pied des montagnes entourant Villa Pesqueira-Matape, passe par Mazatan et San Jose de Pimas avant de se jeter dans le Pacifique. Avec l'arroyo San Jose, il draine les eaux de la partie centrale du secteur ;
- + l'arroyo la Junta, qui naît en aval de Pueblo de Alamos, passe par Santa Rosalia et rejoint le rio Sonora à l'Ouest ;
- + l'arroyo Rancheria qui délimite à l'Est le secteur étudié ;
- + l'arroyo la Lima, qui contourne le massif Chivato au Sud Ouest de la Colorada ;
- + les arroyos Tacoba, Coronado, Tepupa, Batuc, las Claveras et Rebeico alimentant la retenue du Novillo.

Le reste du réseau hydrographique se compose d'une multitude de ruisseaux secs, découpant les versants des collines et des montagnes et se perdant dans les Llanuras.

Quelques sources existent dans la Sierra de Martinez (La Cieneguita, El Alcaparoz) la Sierra de Mazatan (Bachan) et la Sierra de la Colorada (Noria). Une source d'eau thermale existe dans la Sierra d'Agua Verde, au lieu-dit Aguacaliente (1).

Les anciens puits de mine sont souvent inondés, ce qui témoigne de la présence d'une nappe à faible profondeur. De nombreuses retenues d'eau (represos) ont été aménagées sur les torrents, en amont des villages de Matape, Rebeico, Nacori, La Colorada, Llano Colorado, ainsi que dans les propriétés pour abreuver le bétail et maintenir le niveau de la nappe dans les vallées cultivées.

Le climat est chaud et sec dans les Llanuras avec une diminution des températures avec l'altitude.

La végétation est celle du maquis avec passage à la forêt parsemée au-dessus de 1000 m sur les Sierras de Mazatan, Cobachi, Martinez, Santo Niño.

La population des villages et des ranchs, toujours situés dans le lit des torrents ou à proximité d'un point d'eau, vit de l'élevage extensif et de maigres cultures pratiquées sur les terres arables, gagnées sur le désert ; elle se regroupe dans les plaines, les zones montagneuses restant pratiquement désertes.

(1) Analyse chimique fournie en annexe

V - HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

En 1865, A. REMOND DE CORBINEAU parcourt les régions montagneuses du Sonora et, le premier, donne un âge aux différentes formations géologiques qu'il rencontre. Il récolte des plantes et des invertébrés du Trias supérieur dans la région de San Marcial et San Javier, des invertébrés du Crétacé inférieur de l'Est d'Arivechi, fournit les caractéristiques de la Formation Barranca et signale la présence de calcaires carbonifères à l'Est de Hermosillo. A plus d'un titre, on peut le considérer comme le pionnier de la géologie du Sonora.

En 1898, E.T. DUMBLE parcourt le Sonora central et méridional ; il est le premier à reconnaître la présence de roches paléozoïques et à définir la Formation Barranca comme une unité stratigraphique d'âge triasique : il étudie en détail les dépôts de charbon de Santa Clara et des zones adjacentes.

Une partie de ses travaux a été publiée (1900, 1900b, 1900c, 1901a, 1901b) mais la majorité des cartes a été détruite lors du grand incendie de San Francisco en 1906.

En 1939, Th. FLORES procède à une reconnaissance géologique détaillée au Sonora Central des zones minéralisées de Ures, Hermosillo, La Colorada, Carbo, et Santa Ana et lève la coupe géologique le long de la voie ferrée depuis Guaymas jusqu'à Nogales.

En 1939, R.E. KING publie un article très complet de synthèses paléogéographiques et structurales, accompagné d'une carte au 1/500.000 d'une grande partie du Sonora du Sud-Est et de l'Ouest du Chihuahua. C'est la plus importante des études géologiques régionales entreprises au Sonora et sur laquelle s'appuient la plupart des travaux et articles parus ultérieurement.

Depuis, un certain nombre d'articles ont été publiés, principalement dans des périodiques nordaméricains ; ils traitent, pour la plupart de points particuliers, surtout consacrés aux problèmes miniers. Pour mémoire, nous citerons certains d'entre eux, se rapportant plus particulièrement à des problèmes de géologie générale concernant le Sonora :

- sur le Nord Ouest : KELLER (1928), ARELLANO (1946, 1956), COOPER (1946, 1952, 53, 54, 56, 65) DUNBAR (1939, 1953), DAMON et al, (1961, 1962, 1964, 1968) pour la région de Caborca - Altar - El Antimonio.
- IVES, (1951, 1956, 1959, 1964, 1965), JAHNS (1959), MERRIAM (1965, 1968, 1969, 1972) pour la région de Sonoyta et du désert de Pinacates.
- sur le Nord Est : TALIAFERRO (1933) pour la région de Cabullona ; VALENTINE (1936), MULCHAY et al, (1954), pour celle de Cananea ; SALAS, (1968), pour Santa Ana ; IMLAY (1939) pour Bavispe.
- sur le Sud Est : WILSON (1946, 1948), ROCHA (1953) ALENCASTER, SILVA (1961) pour la région de Santa Clara-Tonichi.

Une liste bibliographique de la majorité des publications sur le Sonora parues depuis 1866 à nos jours est fournie en annexe.

La géologie du Sonora est cependant encore assez mal connue, particulièrement dans sa partie centrale, aucune carte géologique n'ayant encore été publiée à ce jour.

VI - LES TRAVAUX DE TERRAIN

A - LES OBJECTIFS

Afin de restituer dans leur contexte géologique plusieurs permis miniers (Rayon, Llano Colorado, Arivechi, San Pedro), j'ai entrepris une reconnaissance géologique du secteur compris entre Hermosillo et Sahuaripa avec levé d'une carte au 1/75.000.⁽¹⁾ Ce secteur n'avait, jusqu'à présent, fait l'objet d'aucune étude de ce genre ; un travail similaire a été entrepris à l'Ouest, entre la côte et Hermosillo par H.P. MESNIER. Tous ces travaux étaient dirigés par L. RADELLI et feront l'objet d'une publication synthétique commune.

B - LES METHODES UTILISEES

Les levés de terrain ont été effectués durant deux campagnes de 6 mois chacune au cours des étés 1972 et 1973.

Ne disposant d'aucun document topographique correct, les contours géologiques ont été reportés sur une carte orohydrographique que j'ai obtenue par restitution de 52 couples de photos aériennes à l'échelle du 1/75.000.

Les reconnaissances se sont effectuées à cheval, ou à pied le plus souvent ; un véhicule tout terrain m'a permis de transporter le matériel et les échantillons et de me déplacer entre les ranchs et les villages où j'établissais les camps de base.

Un prélèvement de plus de 1000 échantillons, ramenés à l'Institut Dolomieu, classés et fichés s'est effectué suivant la méthode indiquée en annexe.

Ces travaux de terrain se sont accomplis non sans quelques difficultés matérielles mais ont pu être menés à bien grâce à l'hospitalité et la coopération des rancheros et de tous les habitants de la région.

VII - LES TRAVAUX DE LABORATOIRE

Au cours des hivers 1973 et 1974 ont été effectués à l'Institut Dolomieu (Grenoble) 180 lames minces (R. TELMAT), 6 analyses chimiques (KELLER), 12 sections polies (M. BELIN) et 24 diagrammes de diffractométrie (L. GRANET).

La détermination d'une partie de la faune fossile récoltée a été faite au laboratoire de géologie historique de la Faculté des Sciences d'Orsay, par M. LYS.

Une autre partie a été déposée au laboratoire de paléontologie de l'Institut de Geologia de la U.N.A.M. auprès de G. ALENCASTER.

(1) Echelle approximative, obtenue après restitution de photos aériennes

CHAPITRE II

LE SOCLE METAMORPHIQUE

LE SOCLE METAMORPHIQUE

I - GENERALITES - LOCALISATION - DESCRIPTION

Les formations les plus anciennes rencontrées dans notre secteur sont représentées par des roches cristallophylliennes qui affleurent à l'Est du village de Mazatan, près de la mine La Venada et, au Nord Ouest, sur le flanc occidental de la Sierra de Mazatan.

A La Venada la surface de ces affleurements est relativement réduite : elle se limite à quelques centaines de m² aux alentours de la mine ; dans la Sierra de Mazatan par contre, elle est beaucoup plus importante et représente presque le 1/10 de la surface totale (300km² ≈).

A - LES GNEISS DE LA SIERRA DE MAZATAN

Les affleurements les plus remarquables se trouvent dans le lit de l'arroyo qui descend depuis le ranch Bachan vers le village Rancho Viejo, sur le flanc occidental de la Sierra de Mazatan.

Sur plusieurs dizaines de km² ont été mises à nu des formations gneissiques composées d'une alternance de passées noires et blanchâtres ; leur épaisseur est variable, et leurs contacts sont souvent diffus. Certains niveaux, à la répartition irrégulière, montrent une texture ocellée, d'autres des plis ptygmatisques, des ondulations et des microplissements ; l'orientation générale mesurée est de 15° N avec un pendage de 75° vers l'Est ; l'ensemble de ces roches est noyé dans un matériel de nature granitique qui constitue la quasi-totalité de la Sierra de Mazatan.

Les limites de ces formations métamorphiques sont assez diffuses ; à la partie supérieure, on a un passage progressif aux roches plutoniques tandis que vers le bas une intense fracturation a oblitéré la texture des roches en leur donnant un aspect de mylonite.

A l'œil nu, la roche montre une alternance centimétrique de bandes claires légèrement boudinées, contenant des yeux de feldspaths ou de quartz de 0,5 à 1,5 cm de diamètre, et de bandes sombres, sans éléments identifiables ; le débit se fait suivant le plan de ces lits. On remarque à leur surface des stries correspondant à un laminage probablement dû à la fracturation et au cisaillement qui a affecté tout le massif de Mazatan.

Au microscope, (LM 20c1) on observe une structure cataclastique orientée. Les passées claires sont composées de grains de quartz et de feldspaths (oligoclase) étirés et noyés dans une trame quartzeuse (70%) dont l'orientation, parallèle à ces passées est soulignée par de fines paillettes de biotite brun vert ; On y rencontre également de nombreuses lamelles de muscovite, plus ou moins déformées en fuseaux. (Photos 4,5)
Les passées sombres correspondent à un enrichissement en biotite brun vert (80%) au détriment de la trame siliceuse ; ces phyllites épousent et contournent les grains de quartz et de feldspaths également présents. De la chlorite en paillettes se trouve disséminée dans toute la roche ainsi que quelques grains de zircon.

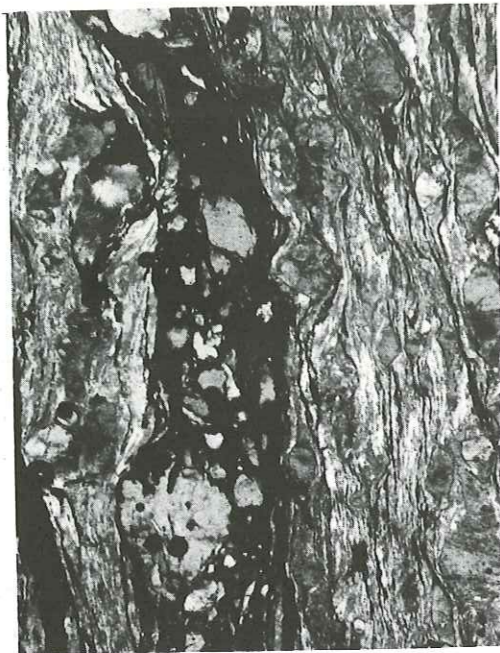


Photo 4 LM 20 c 1, Gneiss ocellé mylonitisé de Mazatan L.N. x 10.

Photo 5 LM 20 c 1, Gneiss ocellé mylonitisé de Mazatan montrant un gros grain de feldspath dans une passée sombre



Photo 6 LM 20 c 1, Gneiss ocellé mylonitisé de Mazatan montrant un grain de plagioclase myrmékitique "allochone" L.P. x 10.



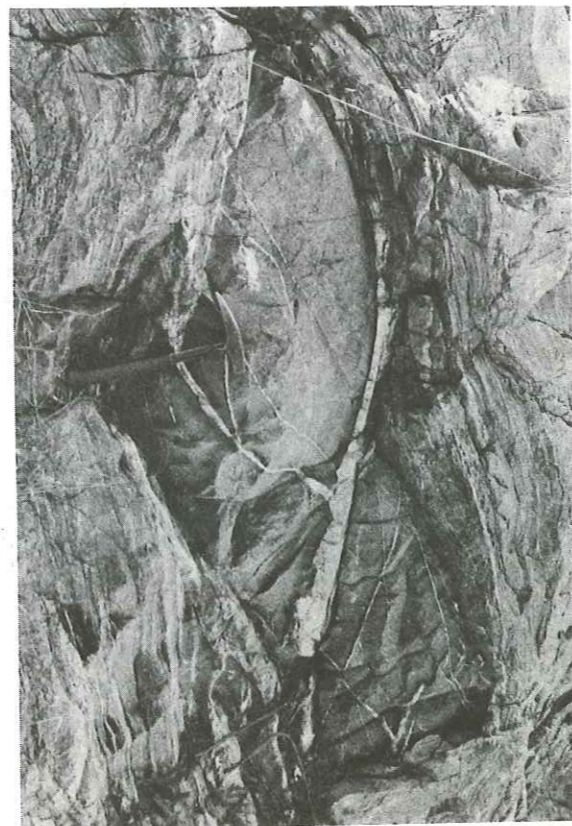
Photo 2:

Migmatites de La Venada



Photo 3

Migmatites de La Venada



Les yeux de quartz et de feldspath (2 à 5 mm) montrent des phénomènes d'extinction roulante et présentent une forme ovoïde allongée suivant la direction de la trame quartzreuse ; cette orientation correspond à la première schistosité S_0 . Une seconde schistosité S_1 recoupe la première à 45° et pourrait correspondre à une phase de compression ou de cisaillement postérieure au métamorphisme : la plupart des yeux de quartz et de feldspath sont d'ailleurs brisés suivant cette deuxième direction ; quant à la trame quartzreuse, elle semble avoir recristallisé au cours d'une première phase cataclastique.

Ce gneiss ocellé pourrait correspondre à un ancien microconglomérat dont les éléments roulés seraient représentés par les grains de quartz ou de plagioclases. Ces derniers sont parfois myrmékitiques (photo) comme à leur contact on n'observe pas de feldspath potassique, leur origine est donc détritique.

B - LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DE LA VENADA

Ce sont des micaschistes plissés et des "migmatites" qu'on peut observer autour de la mine "La Venada", plus particulièrement au Nord Ouest où ils affleurent dans le lit de l'arroyo San Antonio. (Photos 2, 3)

Moins développées qu'à Mazatan, ces roches se réduisent à un ensemble de panneaux baignant dans un granite qui s'étend sur plusieurs dizaines de km². Elles sont recoupées par des filons d'aplite et de lamprophyres qu'on retrouve dans la mine. Un échantillon de micaschiste (LV 11) montre des microplissements avec formation de mobilisats quartzofeldspathiques dans les charnières ; la roche est teintée par de l'oxyde de fer.

Au microscope (LM.LV II), on observe une structure granoblastique ; les minéraux principaux sont : quartz (30%), muscovite (40%), graphite (15%) et biotite (5%). Les cristaux de muscovite se concentrent dans les plans de foliation de la roche ; le quartz en cristaux imbriqués, ne montre pas d'extinction roulante ; la biotite s'accumule en paquets et le graphite est disséminé dans toute la roche.

Du fait de sa fracturation et de son découpage en une multitude de panneaux, les micaschistes ne montrent d'autres traits structuraux que ceux observés à l'échelle du centimètre ; la présence du graphite nous indique qu'il pourrait s'agir d'un métasédiment contenant à l'origine des matières carbonneuses ou sapropéliques.

II. AGE DE CES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

A - NOMENCLATURE DU PRECAMBRIEN

Une classification locale a été adoptée par les géologues américains pour désigner les principaux systèmes précambriens existant dans le SW des USA, aucune corrélation précise ne pouvant être établie avec celle utilisée pour le bouclier canadien.

Ils distinguent donc deux systèmes appelés d'abord Archéen et Algokien, puis Précambrien "récent" (Younger PK) et Précambrien "ancien" (Older PK). Les datations effectuées par DAMON et GILETTI (1961) et GOLDICH et al., (1961) ont démontré que ces deux systèmes devaient être inclus dans l'Algonkien :

- + Le Précambrien "récent" : Il est relativement peu métamorphisé et ne présente pas de déformation tectonique apparente.
- + Le Précambrien "ancien" : il est composé en grande partie de roches métasédimentaires et métavolcaniques fortement métamorphosées et déformées lors de l'orogénèse Mazatzal à 1700M.a.

Ces deux systèmes sont séparés par une discordance très marquée.

Fig.5 - Echelle chronologique et classification du Précambrien - (1)

Age (M. a)	Bouclier Précambrien Canadien Orogénèses - Unités Chronologiques	Classification pour le SW des USA et le Sonora	Equivalences stratigraphiques pour le SW des USA et le Sonora
950	Grenvillienne	PROTEROZOIQUE SUP.	PRECAMBRIEN "RECENT"
1300	Elsonienne	PROTEROZOIQUE MOYEN	
1700	Hudsonienne		Orogénèse Mazatzal
2200 (?)	Pénokéenne (?)	PROTEROZOIQUE INF.	PRECAMBRIEN "ANCIEN"
2500	Kénoranienne	ARCHEEN	

(1) d'après Goldich, 1961, STOCKWELL, 1967, et KING, 1969.

B - LES PRINCIPALES FORMATIONS PRECAMBRIENNES AU SONORA

Cette classification locale a été étendue au Sonora où des formations précambriennes ont été mises en évidence. En effet, des roches appartenant au "socle", présumées précambriennes, ont été signalées en divers points du Sonora : au sud près d'Alamos, par DUMBLE (1900), au Nord, dans les régions de Cabullona par IMLAY (1939), de Imuris par FLORES (1929) et de Caborca, par ARELLANO (1956).

Des mesures géochronologiques (K-Ar, Rb - Sr) effectuées sur des formations métamorphosées de la région de Caborca - Altar (DAMON et al, 1961) ont permis d'établir des corrélations avec les unités précambriennes anciennes et récentes de l'Arizona : elles indiquent en effet un âge de 1680 M.a. correspondant à une phase métamorphique accompagnée d'intrusions granitiques de l'orogénèse Mazatzal. Ces formations métamorphiques déterminent le système "PK ancien" auquel lui correspond le groupe "schiste Pinal" aux USA.

Ces roches métamorphiques du "PK ancien" sont recouvertes en discordance (COOPER et ARELLANO, 1946; DAMON et al, 1962) par des sédiments d'origine marine, peu métamorphosés et déformés, classés dans le "PK récent". Elles occupent une position stratigraphique identique à celle de la série Grand Canyon du centre de l'Arizona et du groupe Apache du Sud-Arizona.

Dans la région de Santa Ana SALAS (1968), décrit des roches métamorphiques et les rattache au Précambrien. Un premier ensemble est rapporté au Précambrien "ancien" et un autre, le groupe Coyotillo, constitué d'une épaisse séquence métasédimentaire de faciès schiste vert non déformée, est considéré comme appartenant au Précambrien "récent".

Enfin, à la frontière du Sinaloa et du Sonora, DE CSERNA et KENT (1961) ont défini le complexe Sonobari et l'ont considéré comme la plus vieille unité lithostratigraphique de la région : ce complexe est composé d'amphibolites, de gneiss à biotite, de quartzites, d'argilites et de schistes à biotite, provenant du métamorphisme de produits clastiques, avec parfois des horizons sableux. DE CSERNA avait attribué à ce complexe un âge paléozoïque mais il semble que nous puissions le reculer jusqu'au Précambrien et le comparer aux formations définies plus au Nord par SALAS et ARELLANO.

C - ESSAIS DE CORRELATIONS AVEC LES FORMATIONS DE NOTRE SECTEUR

Un grand nombre des caractères des séries précambriennes décrites ci-dessus se retrouvent dans les formations de Mazatan et de La Venada : Tout d'abord, dans les deux cas, le degré de métamorphisme est de faible intensité : il correspond en gros au faciès schiste vert ; ensuite, bien que les conditions d'affleurement ne permettent pas de bonnes observations, on note toutefois, à l'échelle de l'échantillon, des caractères structuraux de schistes cristallins : foliations, linéations, et plissements soulignés par les niveaux quartzofeldspathiques.

Ces formations sont complètement noyées dans une masse ignée qui les a recoupées et presque digérées au cours de sa mise en place. L'étude microscopique n'a pas permis de déceler si cette intrusion avait conduit à ces recristallisations ; il ne le semble pas, et c'est assez normal car le flux de chaleur dégagé par l'intrusion devait être du même ordre de grandeur que celui régnant lors du métamorphisme général.

Ainsi; a-t-on à faire à des terrains qui ont subi un métamorphisme général et au moins une phase tectonique avant la mise en place des granites. Il ne peut donc s'agir de formations paléozoïques que nous avons mises en évidence par ailleurs, dont la base semble être cambrienne et qui n'ont subi aucun épisode métamorphique autre que celui lié aux intrusions granitiques qui les recourent.

En définitive, les formations cristallophylliennes de la Sierra de Mazatan et de La Venada sont les plus anciennes de notre région et un âge précambrien s.l.; doit leur être attribué ; on peut les comparer à celles rencontrées au Nord, par SALAS et ARELLANO et au Sud par DE CSERNA.

Pour notre part, nous en avons rencontré des équivalents au Nord de Santa Clara à 50 km au Sud de notre secteur, ainsi qu'à Bahía Los Angeles en Basse Californie. Quant à dire s'il faut les rapporter au "PK récent" ou au "PK ancien", il n'est pas possible de nous prononcer de façon catégorique. Un âge précambrien récent nous paraît toutefois plausible.

CHAPITRE III

LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES PALEOZOIQUES
ET TRIASIQUES

LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES PALEOZOIQUES

ET TRIASIQUES

Les séries sédimentaires de notre secteur sont composées essentiellement de roches carbonatées et gréseuses du Paléozoïque et du début du Trias. Les contacts stratigraphiques entre les différentes unités lithologiques qui existent au sein de ces formations paléozoïques ne sont apparentes qu'en de rares points. A la suite des diverses observations ponctuelles effectuées au cours de nos levés nous avons pu en dégager qu'une interprétation assez hypothétique.

Les difficultés rencontrées sont de divers ordres :

- une fracturation intense, surtout amplifiée en terrain calcaire, a découpé les séries sédimentaires en un ensemble de blocs basculés, effondrés ou surélevés ; il en est résulté un puzzle chaotique où toutes les tentatives de raccordement entre les blocs se sont révélées hasardeuses surtout avec la seule couverture de photos aériennes au 1/75.000 comme support topographique.

- de nombreux affleurements ne sont visibles que sur quelques m², le reste étant enfoui sous une épaisse et luxuriante végétation.

- nous ne disposons d'aucune information stratigraphique ni paléontologique pour caler nos observations ; mis à part le Cambrien de Caborca et le Trias supérieur de la Barranca, les études sur le Paléozoïque et le Trias sont encore trop fragmentaires et ne fournissent que des indications partielles.

- enfin, de nombreuses intrusions granitiques recoupent ces séries en y développant un métamorphisme de contact parfois purement topochimique mais qui, dans de nombreux cas, s'est accompagné d'importants phénomènes métasomatiques. De la sorte, la stratification a été bien souvent oblitérée et les restes de fossiles détruits.

Malgré ces difficultés, nous avons pu cependant effectuer quelques coupes, dans certains cas favorables ; pour limitées et incomplètes qu'elles soient, elles nous ont quand même donné un aperçu des grands traits lithostratigraphique et même structuraux qui caractérisent les formations sédimentaires de notre secteur.

Ainsi, les distinctions cartographiques de ces formations ont été faites en fonction de leur lithologie et parfois de la présence de fossiles. Cela nous a permis de les restituer grossièrement dans l'évolution géologique et paléogéographique de la région. Précisons que seront abordées dans un chapitre ultérieur les modifications minéralogiques subies par certaines de ces formations lors des intrusions granitiques.

PREMIERE PARTIE : LE PALEOZOIQUE

I - LES SERIES PALEOZOIQUES

A - Localisation

Les séries sédimentaires paléozoïques se répartissent en 6 zones principales qui sont de l'Ouest vers l'Est :

- + La zone des ranchs Las Norias, (Sierra San Juan de Dios), El Lluvito, Las Pozas (Cerro Sonora), El Aguajito, Valuarte (Cerro San Francisco), dans la partie nord ouest de notre secteur ;

- + la zone de la Sierra de Cobachi au centre sud;
- + la zone de la Sierra de Mazatan au centre nord;
- + la zone de Sovechi - Matape (Cerro Prieto, El Chivato; etc...) au Nord Est ;
- + la zone des Sierras Aguaverde, Teracochi, Martinez, à l'Est, d'orientation Nord Sud ;
- + la zone du Novillo, en bordure orientale de la carte avec, les Sierras de Lista Blanca et de Santo Niño.

Dans ces zones, les séries paléozoïques, surtout calcaires, donnent des montagnes à relief accidenté et anguleux, qui sont les plus élevées de la région : Cerro de Cobachi (1200) Cerro Gordo (1300), Cerro Martinez (1250) et Cerro de Santiago (1500).

De nombreux escarpements, dont certains dûs à des failles, permettent d'observer des fragments de barres calcaires recouvertes d'un enduit d'altération roux à grisâtre. Ces barres dénudées correspondent à des niveaux plus épais dépourvus de toute trace de stratification et qui émergent au-dessus de l'abondante végétation recouvrant le reste de la série sédimentaire.

Fig 6 - Tableau de corrélation du Permien d'Europe, d'URSS et des USA avec les séries datées du secteur étudié - (1)

EUROPE	France	URSS		Texas	USA	ARIZONA	SONORA (secteur étudié)
		Oural	Pamir				
PERMIEN SUPERIEUR	THURINGIEN	TATARIEN	PAMIRIEN	Série type du Bassin du Delaware (Texas)	OCHOAN		
		KAZANIEN	MURGHABIEN		GUADALOUPIAN		
PERMIEN INFÉRIEUR	SAXONIEN	KOUNGOURIEN	KUBERGHANDIEN	Série type des Glass Mountains		Calcaire Kaibab Grés Coconino	Cerro Martinez Cerro Valuarte Cerro Tinaja Cerro Las Rastras
		ARTINSKIEN			LEONARDIAN		
	SAKMARIEN		SAKMARIEN s. s.		WOLFCAMPIAN	Argile Hermit	Formation Supa
		ASSELIEN					

(1) D'après DUNBAR et al., 1960, RAUSER-CERNOUSSOVA, 1965, LEVEN, 1967, et VAN EYSINGA, 1972.

B - Caractères lithologiques et stratigraphiques

On distingue 2 types de faciès auxquels semble correspondre une certaine chronologie :

- + les calcaires "feuilletés" azoïques, à la base,
- + les calcaires sombres biogènes et à silex, au sommet.

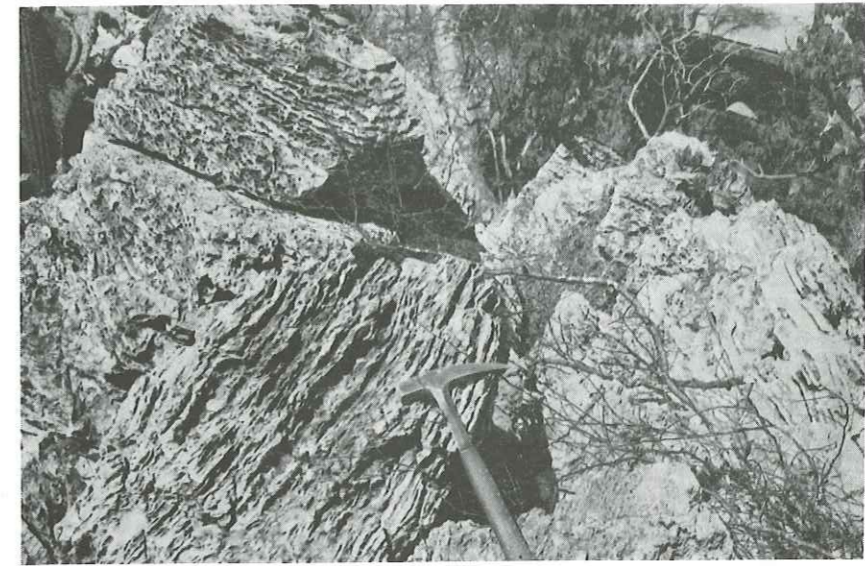


Photo 7 Calcaires feuilletés de Matape ; les feuillets sont constitués principalement de silicates de métamorphisme (wollastonite, diopside, etc...)



Photo 8 Calcaires feuilletés légèrement plissotés au contact du granite, près de la Represa de la Hacienda (Matape).



Photo 9 Calcaires sombres à lits de silex, près du Puerto del Oregano (Las Norias)

1 - Les calcaires feuilletés,

On les rencontre épisodiquement à la base des séries calcaires au contact d'un granite intrusif sur lequel ils semblent reposer. Les affleurements les plus remarquables se situent autour du petit barrage de La HACIENDA, en aval du village de Matape. (Photos 7,8)

Ce sont des calcaires à patine beige clair, et cassure blanche : ils présentent une alternance centimétrique de feuilletés discontinus, parfois très plissotés et mis en relief par l'érosion différentielle ; les zones plus tendres ont été creusées sur plusieurs centimètres de profondeur ; les feuilletés en saillie, de quelques millimètres d'épaisseur, ne font pas effervescence à l'acide et correspondent à des niveaux soit silicatés, soit riches en dolomite ; ils montrent localement des plissements qui correspondent peut-être à des figures syn-sédimentaires ou à des phénomènes de fluage provoqués par les intrusions du granite sous-jacent. De nombreuses fractures affectent l'ensemble du massif et découpent ces calcaires en petits blocs chaotiques.

Deux lames minces (22c45 et 22 d 18) taillées dans ces roches montrent la présence de quartz microgranulaire auquel sont associés des silicates de métamorphisme représentés principalement par la wollastonite et des clinopyroxènes.

Nous verrons plus loin quelle interprétation peut être donnée à la présence de ces lits silicatés. D'ores et déjà nous pouvons dire que leur présence est liée d'une part à des phénomènes métamorphiques et d'autre part à la présence originelle de grains de quartz détritiques.

Ces calcaires feuilletés ont été rencontrés à l'Est de Matape, près du ranch Las Cuevitas, au pied de la Sierra Martinez et à l'Ouest du secteur, en bordure de la route Hermosillo-Mazatan, près du ranch Las Norias où les feuilletés sont constitués par de la dolomite secondaire et certainement des silicates de métamorphisme.

Nous n'avons jamais rencontré de fossiles ni d'éléments détritiques qui nous auraient permis de connaître les conditions et l'âge de leur dépôt.

Les relations stratigraphiques que nous avons pu observer avec les autres faciès calcaires ne sont pas toujours concordantes. Au barrage de La Hacienda, au ranch Las Norias on observe un contact anormal par faille avec les calcaires sombres biogènes. Au pied de la Sierra Martinez par contre on note une légère discordance angulaire entre les calcaires feuilletés à la base et les calcaires sombres au sommet.

En résumé, ces formations carbonatées se caractérisent par leur aspect feuilleté, leur induration par silicification ; et leur présence à la base de séries paléozoïques, leur épaisseur maximale a été évaluée à 150 m.

2 - Les calcaires sombres biogènes et à lits de silex.

Ils constituent la majorité des roches carbonatées représentées dans notre secteur. Contrairement aux autres formations, de nombreux niveaux renferment des organismes marins qui nous ont permis de recaler ces séries dans la stratigraphie admise actuellement. (P. 6)

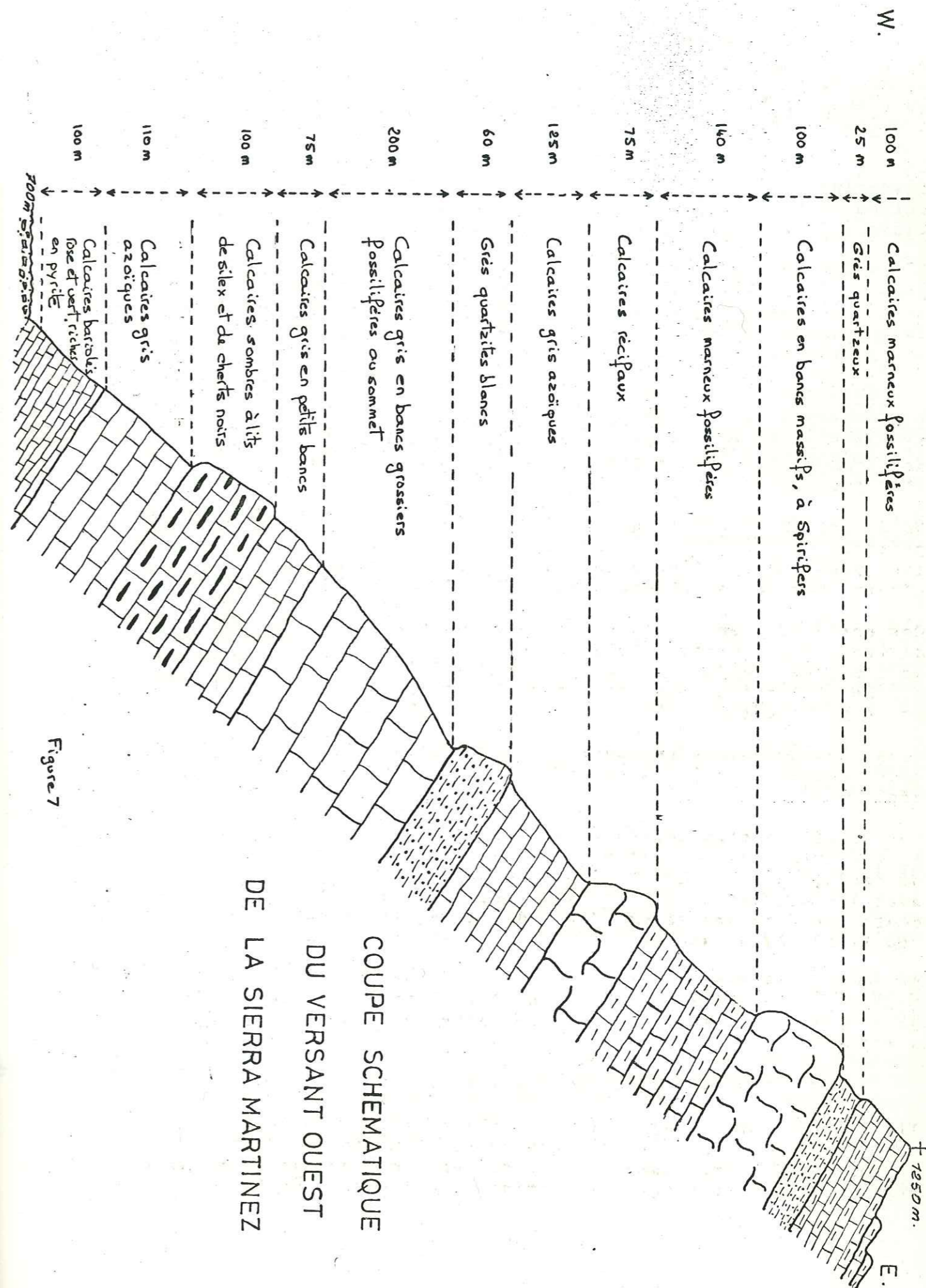


Figure 7

Ces calcaires ont une cassure de couleur généralement gris sombre et une patine gris clair à roussâtre et sont souvent affectés d'une dolomitisation intense. De très nombreux lits centimétriques de silex, et cherts de couleur noir à brun rouille y sont intercalés. Le grain de la roche est fin mais devient grossier dans les niveaux de calcaires construits (récifs) et de lumachelles. Ainsi une lame mince effectuée sur un échantillon provenant du rio Sovechi (21 b5) nous montre une structure macrocristalline calcitique composée uniquement de débris d'encrines : il s'agit là d'une biocalcarénite suivant la classification de FOLK (1959) mais nous avons pu constater que les autres classes (calclutite, calcirudite) étaient également représentées.

L'érosion karstique est très développée dans ces calcaires sombres qui présentent à leur surface de nombreux canaux, rainures, (lapiaz aux arêtes acérées) des fentes de dissolution et trous cylindriques avec formation de cavernes (cuevas) parfois gigantesques (Cerro de Covachi, Cerro Prieto, Cerro Sovechi, Cerro de San Pedro de Las Cuevas).

Les lits à silex, de même que les fossiles qui ont été silicifiés, apparaissent en relief (photo) la roche est partiellement dolomitisée et recristallisée et montre localement une texture saccharoïde due aux phénomènes du métamorphisme de contact qui affectent localement ces séries.

Quelques variations de faciès verticales ont été notées au sein de ces calcaires sombres :

- une séquence gréseuse intercalée à plusieurs niveaux de la série; elle est souvent pigmentée par de l'oxyde de fer ; il s'agit de grès fin, moyen et grossier à grains de quartz arrondis. Certains niveaux sont transformés en quartzites blancs où nous avons rencontré d'anciens travaux miniers : ces niveaux détritiques montrent des figures de sédimentation (stratifications entrecroisées, chenaux) qui donnent une indication sur la polarité des bancs ;

- une séquence argileuse de marnocalcaires, à grain fin, de couleur jaune à rose (Las Pozas) de bancs peu épais (5 à 10 cm) séparés par des interlits argileux ;

- un faciès particulier de calcaires noirs à bandes rouges centimétriques au pied des massifs calcaires situés sur le flanc sud-ouest de la Sierra de Mazatan. Une lame mince (19 d 6) nous montre une structure cryptocristalline de calcite micritique (FLOK). Nous avons rencontré un faciès similaire au cours d'une excursion à Caborca où des trilobites ont donné un âge Cambrien (ARELLANO 1946).

La taille moyenne des bancs calcaires sombres biogènes varie entre 0,50 et 5 m d'épaisseur mais nous avons rencontré des bancs de plus de 10 m d'épaisseur ne montrant aucune figure de sédimentation, aux formes irrégulières contenant de nombreux fossiles récifaux, qui correspondraient à un ancien biostrome. L'épaisseur totale de ces calcaires, d'après la section la plus favorable que nous ayons rencontrée (Sierra Martínez, 1957) semble dépasser 1500 m. La direction des couches est grossièrement Nord-Sud avec un léger pendage vers l'Est qui peut se redresser à la verticale au niveau des intrusions granitiques.

C - La faune Paléozoïque

Si les calcaires feuilletés sont azoïques, certains niveaux des calcaires sombres, surtout dans la partie supérieure, renferment une faune marine datable du Paléozoïque supérieur. Cette faune est représentée par les classes suivantes, citées suivant leur fréquence d'apparition : Echinodermes, Brachiopodes, Coelentérés, Bryozoaires, Foraminifères et Gastéropodes.

1 - Les Echinodermes

Les Crinoïdes, représentés la plupart du temps sous forme d'articles détachés sont abondamment répandus dans les séries carbonatées de notre secteur. On les repère assez facilement au sein de la roche, leur section circulaire de teinte claire se détachant nettement sur le fond gris du calcaire. Le diamètre moyen des articles est de 0,5 cm mais il peut atteindre 1 à 2 cm pour certaines espèces. Ils sont parfois si abondants qu'ils constituent de véritables lumachelles, voire des encrinites ; Faute de détermination spécifique leur utilisation stratigraphique est difficile car les crinoïdes sont abondants dans tout le paléozoïque. Leur apparition s'est faite à l'Ordovicien avec une extinction massive de certains groupes (Camerata Flexibilia) au cours du Permien.

Les Blastoïdes accompagnant parfois les Crinoïdes, étaient surtout répandus au Carbonifère ; ce groupe étant peu connu, la détermination des échantillons prélevés dans le Cerro de La Calera (18^a3) n'a pas encore été faite

2 - Les Brachiopodes

Nous avons trouvé de nombreux débris de tests en diverses localités de notre secteur. Quelques spécimens bien conservés, nous ont permis de reconnaître les grands groupes suivants : Productidés, Spiriféridés parmi les plus répandus ainsi que quelques Punctospiriféridés et Rhynchonellidés bien connus dans le Permien et le Carbonifère.

3 - Les Coelentérés

Ils sont représentés par des coraux, souvent associés aux Crinoïdes ; leur test silicifié les a préservés de l'érosion qui les a mis au relief. Ce sont pour la plupart des coraux solitaires du groupe des Cornus ou des Rugueux, de taille moyenne de 2 cm, légèrement courbés et aplatis, comportant de nombreuses cloisons et une columelle décalée vers la périphérie du calice. Les groupes auxquels ils pourraient être apparentés (Zaphrentis, Lolophyllidium) sont caractéristiques de la période allant de l'Ordovicien au Permien.

4 - Les Bryozoaires

Associés aux coraux, ils se rencontrent sous forme de débris de zoécies appartenant notamment aux groupes des Fenestellidés.

5 - Les Foraminifères

Ce sont les seuls fossiles que nous avons pu utiliser pour donner un âge à une partie des séries carbonatées.

Déterminations micropaléontologiques

Localisation	Microfaune	Commentaires
Cerro las Rastras (2 b 3)	- Schwagerina aff. bellula Dunbar & Skinner (Pseudofusulina des auteurs russes)	Biodétritique ; uniquement Schwagerinidae, espèce caractéristique du Wolfcampien supérieur et moyen (Formation Hueco). Niveau : Sakmarien inférieur s.st.
Piste las Rastras - los Chinos (2 c 1)	- Calcitornella sp. - Schwagerinidae s.l. - Pseudoendothyra sp.	Bioclastique à Crinoïdes + Brachiopodes + Bryozoaires; milieu épigénisé.
Piste las Rastras - los Chinos (2 c 1')	- Globivalvulina sp. - Calcitornella sp. - Pseudoendothyra sp. - Pseudoschwagerina sp. - Pseudofusulinella sp. - Schwagerina (Pseudofusulina des auteurs russes) - Schwagerina longissimoidea (Beech) (?) - Pseudoschwagerina texana Dunbar & Skinner - Tricites powwowensis Dunbar & Skinner - Tricites creekensis Thompson (?) - Dunbarinella hughensis Thompson	Bioclastique à Crinoïdes + Brachiopodes Niveau : Wolfcampien ou Sakmarien s.l.
Piste las Rastras - los Chinos (2 c 1'')		Peu différent de 2 c 1' Niveau : même âge que 2 c 1'
Cerro Martinez (16 d 6)	- Deckerella sp. - Schwagerinidae - Parafusulina sp. (Cunnculinella calx Th. & Wheel.) ou - Parafusulina Imlayi Dunbar (?)	Milieu très épigénisé, dolomie, sulfure de fer, Crinoïdes surtout, Schwagerinidae très nombreux mais difficilement déterminables. Niveau : Wolfcampien sup. (Zone F.) à Léonard base non exclu ou Sakmarien inf. à Sakmarien sup. (base).
Cerro Valuarte (18 d 9)	- Globivalvulina sp. - Geinitzina sp. - Deckerella sp. - Pseudofusulina obtusa Skinner & Wilde - Parafusulina Skinneri Dunbar - Schwagerina arta Skinner & Wilde - Cunnculinella calx (Th. & Wheeler)	Niveau : Wolfcampien supérieur (zone F. de Skinner) correspondant selon Ranser - Cernousova au Sakmarien inf. s.s. mais possibilité de Léonard base à Sakmarien sup. non exclue.
Cerro Tinaja (16 d X)	- Schwagerinidae - Parafusulina à cuniculi - Parafusulina Skinneri Dunbar - Parafusulina (Cunnculinella) calx Th. & Wheeler - Parafusulina Sonoraensis Dunbar - Deckerella sp. - Boultonia sp.	Bioclastique à Crinoïdes, Bryozoaires et Brachiopodes, Schwagerinidae très nombreux. Belles structures de kériothèques dans les Parafusulines. Niveau : Wolfcampien sup. (zone F.) - Léonard base non exclu à Sakmarien inf. (sommet) à Sakmarien sup. (base).

La répartition de ces organismes semble se limiter à quelques affleurements comme celui de la Sierra de San Francisco, de Martinez, et de La Tinaja où nous avons effectué des prélèvements. (voir liste ci-jointe). Les Fusulines ont déjà été utilisées dans le Nord du Sonora par DUMBAR C.O. (1939 - 1965) qui a décrit quelques espèces nouvelles pour donner un âge pensylvanien aux formations de Caborca et un âge léonardien-wolfcampien à celles d'El Tigre.

Pour notre part les espèces les plus fréquentes sont Schwagerina, Parafusulina, Pseudofusulina et Deckerella et constituent un excellent outil paléontologique qui pourrait être utilisé avec profit pour une étude détaillée de la stratigraphie du Paléozoïque supérieur au Sonora.

6 - Les Gastéropodes

Moins répandus que les précédentes catégories, ils se concentrent en certains niveaux de calcaires argileux, à bancs fins où nous avons remarqué des pistes de vers, des "hards grounds". Les gastéropodes rencontrés sont de petite taille (1 à 2 cm) indiquant des conditions de sédimentation en mer peu profonde.

L'état de conservation de ces organismes est souvent mauvais à cause des phénomènes de métamorphisme qui ont affecté les séries sédimentaires et qui ont très souvent oblitéré les restes animaux au cours de la recristallisation. Les phénomènes de silicification et limonitisation ont cependant permis de conserver la plupart d'entre eux du moins dans leur forme externe en les préservant de l'érosion.

Les associations faunistiques que nous avons pu rencontrer (Brachiopodes + Crinoïdes + coraux, Bryozoaires + coraux + Crinoïdes + Blastoïdes, coraux + Brachiopodes) nous donnent une indication des conditions de dépôts de ces formations calcaires. Elles correspondraient à un milieu récifal de mer chaude peu profonde qui devait recouvrir le Sonora jusqu'à la fin du Paléozoïque.

D - Les systèmes représentés

1 - Le paléozoïque supérieur - Léonardien-Wolfcampien

Fig. 8 - Caractéristiques des principaux affleurements paléozoïques entre Hermosillo et le rio Yaqui -

Système		Caractères lithologiques - épaisseurs	Localisation
PERMIEN	OCHOAN	Fin de la sédimentation marine, grès rouges, conglomérats de transition en bordure du golfe Permien (Permotrias) (500 m.)	+ El Aguajito, Sovechi, San Pedro, etc.
	GUADALUPIAN	Calcaires gris sombre, cassure noire, récifs, biohermes, (1500 m.)	+ Cerro Martinez Tinaja, Valuarte, La
	LEONARDIAN	Nombreux débris d'organismes silicifiés (Brachiopodes, Crinoïdes, Gastéropodes, Fusulines, Coraux); passées gréseuses et marneuses.	+ Rastras, Cobachi, San Juan de Dios, + Sonora, Gordo, Santiago, Prieto, etc.
CARB.	PENNSYLVANIEN	Calcaires gris, nombreux lits de cherts ou de nodules de silex noirs	+ idem
	MISSISSIPIEN		
DEVONIEN		Lacune ou hiatus stratigraphique (?)	
SILURIEN			
ORDOVICIEN		Calcaire corallien d'âge Richmondien (KING, 1939) (50 m.) Cherts, quartzites, siltites, (KING, 1939); Quartzites noires	+ à l'Est de Casita, C. de Cobachi; + Cerro de Cobachi,
CAMBRIEN		Calcaires feuilletés (?) (150 m.) Calcaires à bandes rouges (?)	+ Represa de la Hacienda, Las Norias, + Sierra de Mazatan.

1 - Le Paléozoïque supérieur : Léonardien-Wolfcampien

La plupart des fossiles qui ont été rencontrés dans les séries sédimentaires de notre secteur semblent correspondre à une faune caractéristique du Paléozoïque supérieur. Une partie (1) des échantillons récoltés a pu être déterminée et datée avec précision par M. LYS. Cela nous a permis d'attribuer un âge wolfcampien supérieur-léonardien inférieur (ou Permien inférieur) aux niveaux qui les renfermaient (Cerro de Valuarte, de la Tinaja, de Martinez de las Rastras).

Ces niveaux léonardiens-wolfcampiens qui semblent assez répandus dans notre secteur ont été également reconnus en diverses localités du Sonora :

- au Sud-Est, à la limite de notre carte, KING (1939) détermine des Parafusulines du Léonardien dans des calcaires du Cerro de Cobachi ainsi qu'à l'Est de La Casita dans des formations sédimentaires qui prolongent celles de la Sierra Martinez ;

- au Nord-Ouest à El Antimonio, COOPER & ARELLANO (1946) décrivent la Formation Monos, qui a fourni une abondante collection de Brachiopodes, Gastéropodes, Coraux et Fusulines (Parafusulina C.O. Dunbar) du Permien moyen (F. Word) ou Léonardien.

- au Nord-Est enfin près de Nacozari; IMLAY (1939) a décrit des formations Permo-Carbonifères dans le Cañon de Santa-Rosa près de El Tigre, dans celui de Nochetruste, et dans la Sierra de Teras et de Huchita Hueca. Une section mesurée au cañon de Santa Rosa a donné une épaisseur de 900 m de calcaires gris clairs à sombres, à passées noduleuses de cherts noirs, contenant à la base de nombreux fragments de Crinoïdes, de Bryozoaires et de Brachiopodes du Carbonifère, et plusieurs couches de Fusulines du Léonardien au sommet (Parafusulina C.O. Dunbar).

Les niveaux à fusulines que nous avons découverts se situent au sommet des séries de calcaires sombres et marquent ainsi la limite supérieure de ces formations. La sédimentation marine semble s'interrompre au Léonardien (fin du Permien inférieur) et est remplacée par des dépôts gréseux conglomératiques d'origine continentale. Les niveaux inférieurs aux couches à Fusulines appartiendraient au Carbonifère, les associations de faunes ainsi que la lithologie correspondent globalement à celles décrites au Nord du Sonora.

Ainsi nous avons pu mettre en évidence dans notre région la présence de formations, localement puissantes, attribuables au Permo-Carbonifère, grâce à la découverte de niveaux à Fusulines du Wolfcampien-Léonardien.

2 - Le Paléozoïque inférieur

L'existence au Sud et au Nord du Sonora de formations d'âge paléozoïque inférieur nous permet de supposer que ces terrains sont peut-être représentés dans notre secteur, mais nous n'avons pas d'arguments paléontologiques pour en apporter la confirmation.

a) - l'Ordovicien

Des niveaux d'âge ordovicien ont été signalés par KING, (1939) en bordure sud-est de notre secteur où il a pu reconnaître une faune corallienne (Palaeophyllum Calaeoecia, Streptelasma, Heliotites) d'âge Richmondien (Ordovicien supérieur) dans un banc de calcaire massif de 50 m d'épaisseur surmontant des calcaires plus minces, de couleur gris noir, avec des niveaux de cherts, des siltites siliceuses et des quartzites.

(1) Une autre partie a été déposée au laboratoire de paléontologie de l'U.N.A.M. : déterminations en cours. ... ???

Nous avons effectivement rencontré des niveaux de quartzites, notamment dans la Sierra de Cobachi, qui pourraient correspondre à ceux signalés par King, mais il ne nous a pas été possible d'établir si ces quartzites étaient effectivement surmontés par les calcaires paléozoïques adjacents. Par contre, au Nord-Ouest, au delà de notre secteur, à la Sultana (près de Rayon) les quartzites Réalito (1) affleurent sous une discordance de sédiments permotriasiens et pourraient, elles, être rattachées à l'Ordovicien.

b) - le Cambrien

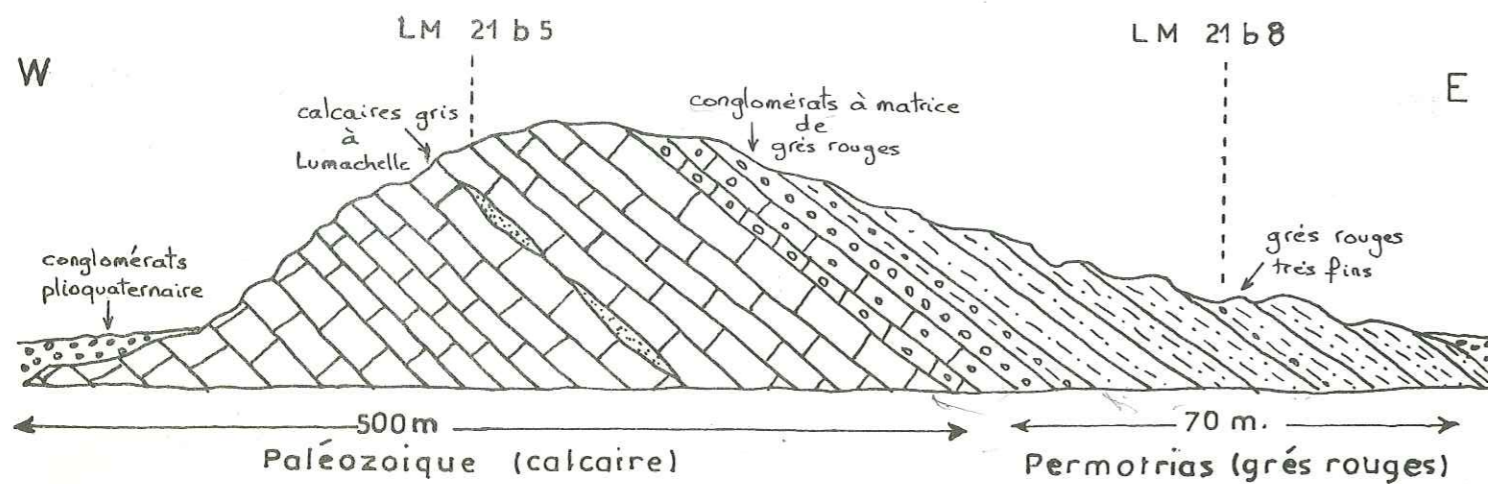
qui a été décrit au Nord du Sonora, à Cabullona par TALLIAFERRO (1939), à Cananea par MULCHAY ET VALASCO (1954) et à Caborca par COOPER et ARELLANO (1946) est peut-être représenté dans notre secteur par les calcaires feuilletés décrits ci-dessus. Ceux-ci se situent, nous l'avons vu, à la base des séries carbonatées et "reposit" sur le granite intrusif. Les calcaires noirs à bandes rouges de la Sierra de Mazatan, ressemblent à certaines formations cambriennes de la région de Caborca ; toutefois, aucun argument paléontologique ne peut être avancé pour confirmer cette ressemblance pour l'instant purement lithologique.

En conclusion, si la présence de formations du Paléozoïque supérieur et particulièrement du Permien inférieur sont prouvées par la paléontologie, il n'en est pas de même des formations sous-jacentes dont l'âge ne peut être avancé que de façon très hypothétique. Le tableau ci-dessus résume les données dont nous disposons et certaines propositions.

II - LES TERMES DE TRANSITION DU PALEOZOIQUE AU TRIAS; LE PERMOTRIAS

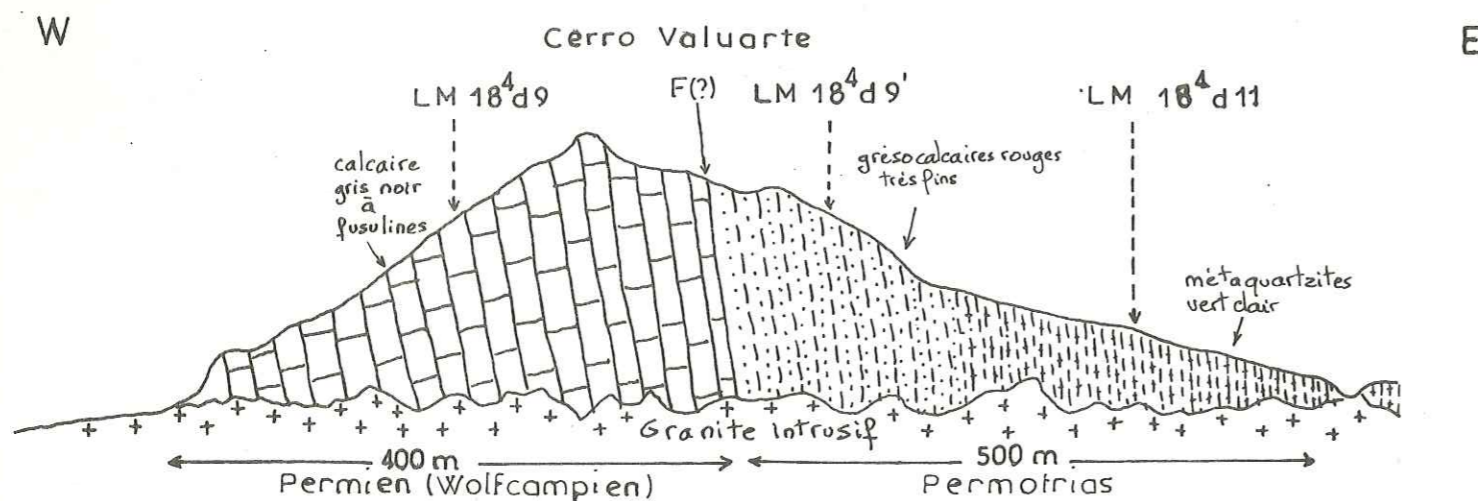
Le régime de sédimentation marine s'achève dans notre région à la fin du Permien inférieur et va être remplacé progressivement par un régime de type continental qui se généralisera au Trias et persistera jusqu'au Jurassique. Ce passage des séries marines aux séries continentales est représenté par des formations de grès rouges et de conglomérats calcaires qui ont été attribués au Permo Trias. (RADELLI, MESNIER, MENICUCCI à paraître).

(1) Nom donné par extension des quartzites qui affleurent dans le lit du rio Realito, près de la Barranca



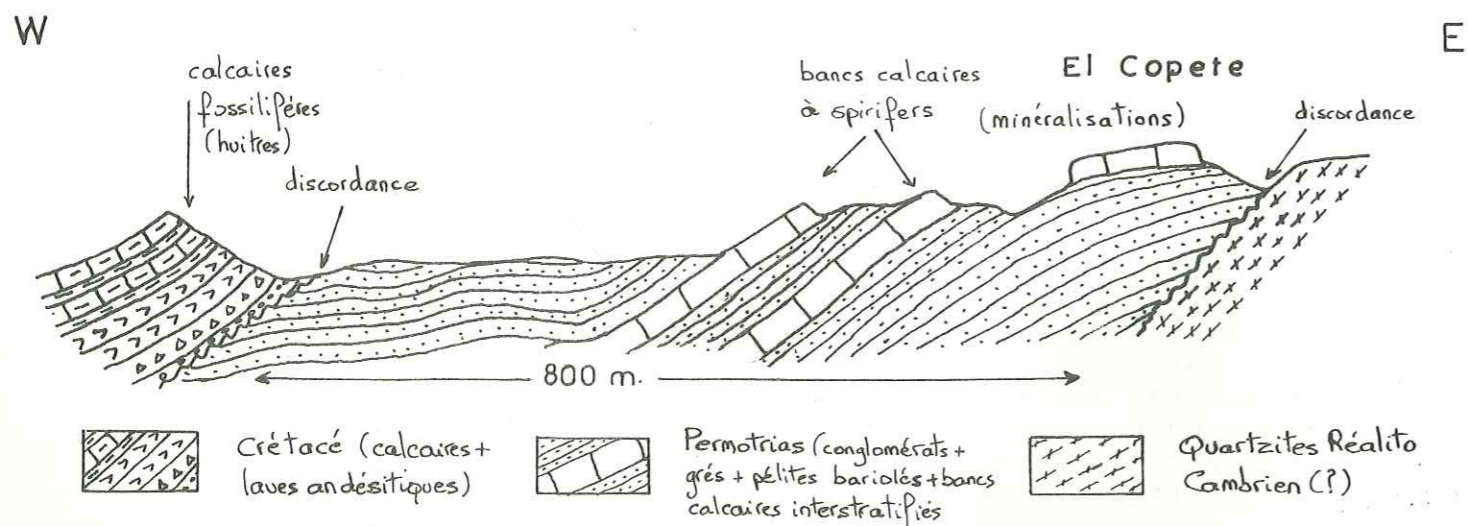
COUPE LE LONG DE L'ARROYO SOVECHI

Fig. 9



COUPE AU TRAVERS DU CERRO VALUARTE

Fig. 10



COUPE DU "PROSPECT" LA SULTANA-PONDEROSA

Fig. 11

A - Les formations conglomératiques

sont des conglomérats consolidés, caractérisés par un ciment gris compact, microcristallin et des éléments roulés à subanguleux de même nature que les calcaires paléozoïques sur lesquels ils reposent apparemment en discordance. Ces formations sont bien visibles de part et d'autre de la route Hermosillo - Mazatan, entre les ranchs El Lluvito et El Aguajito où elles forment la plupart des collines à relief moutonné. Nous les avons également rencontrées au Nord de Matape, près de la represa El Alamo et à l'Est de San Pedro de Las Cuevas, sur le flanc occidental du Cerro Azogue.

- A l'Ouest, entre les ranchs Aguajito et El Lluvito ainsi qu'au Nord de Matape, près de la represa El Alamo, ce sont des conglomérats polygéniques constitués uniquement d'éléments calcaires (85 %), sombres, contenant des fragments d'encrines et de quartzites (15 %), issus probablement des niveaux de lits à silex des calcaires paléozoïques. Ces éléments, de dimensions variables, non classés, sont tantôt arrondis, tantôt anguleux, et baignent dans une matrice calcaire gris sombre. Quelques passées calcaréosableuses ou gréseuses de couleur gris rosâtre, sont réparties au sein de ce conglomérat. Au niveau du ranch El Aguajito, une légère cuisson s'observe localement au contact des rhyolites ignimbristiques qui le recourent.

L'épaisseur de ces conglomérats, réduite à quelques dizaines de mètres près de la represa El Alamo, atteint près de 300 mètres dans les collines de la zone Aguajito - El Lluvito. Les relations stratigraphiques avec les formations paléozoïques ne sont visibles que dans la zone de la represa El Alamo où les conglomérats reposent en concordance sur des calcaires présumés paléozoïques.

- A l'Est de San Pedro de Las Cuevas, nous retrouvons des conglomérats polygéniques à ciment calcaire noir et galets bien roulés, composés de calcaire (95 %), de roches volcaniques basiques et de quartzites (5%). Certaines passées grésoconglomératiques montrent un granoclassement indiquant une position normale pour la formation qui repose en concordance (FLEISCHER 1972) sur les calcaires à encrines. L'épaisseur de ce membre conglomératique est évalué ici à une centaine de mètres.

B - Les formations de grès rouges

La transition des séries marines aux séries continentales triasiques est également assurée par un niveau détritique gréseux de couleur généralement rouge violacé, reposant en concordance sur les séries paléozoïques. Nous l'avons rencontré près du ranch Sovechi, au NE de Nacori Grande et dans le Cerro de Valuarte, à l'Est du ranch La Garita.

1 - Sovechi

A 300 mètres à l'Est du ranch Sovechi, le long de l'arroyo, affleure un ensemble de roches de couleur rouge lie de vin, reposant en continuité stratigraphique sur des calcaires lumachelliques formés de débris d'encrines ; sa puissance est de 80 mètres. Il s'agit d'un grès quartzitique (quartzarénite) très fin et homogène, compact, à cassure anguleuse, bien stratifié, dans lesquels on observe quelques passées conglomératiques de 1 à 2 m d'épaisseur, à éléments granoclassés, uniquement quartzeux. (Pg. 3)

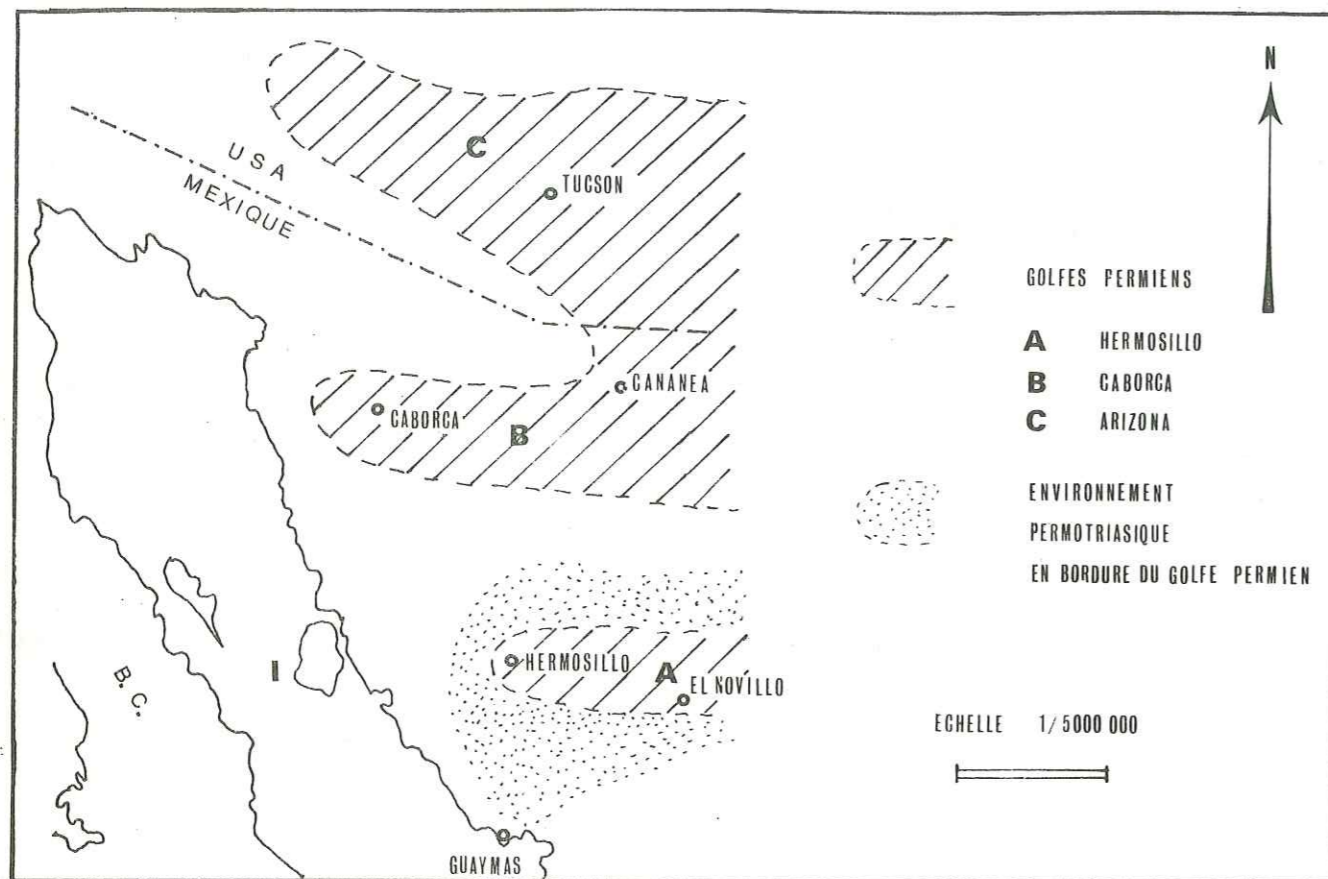


Fig. 11 Emplacement des golfes marins au Permien au Sonora et Arizona

Au microscope, (LM 21 b8), on observe une texture réticulée (non jointive) composée de petits grains de quartz anguleux (80 %) de taille régulière, mêlés à quelques paillettes de phyllites, des grains de zircon, et de calcite, le tout entouré d'un ciment ferrugineux ou argileux (?) pigmentant la roche

Ces couches rouges⁽¹⁾ se retrouvent d'ailleurs assez fréquemment dans les quelques niveaux triasiques reconnus au Sonora (El Antimonio, Santa Rosa). Une formation équivalente a été signalée au NE, dans la région de Pilares de Teras par IMLAY (1939) où il décrit un ensemble de conglomérats, de grès et de silts rouges en concordance sur les calcaires permien et qu'il attribue au Crétacé. Nous pensons qu'il pourrait s'agir plus vraisemblablement de formations permotriasiques.

2 - Valuarte

A 2 km à l'Est du ranch la Garita^(P₃¹⁰) au sommet du Cerro Valuarte, nous avons noté la présence de grès calcitiques rouge sombre, finement lités et reposant en concordance (?) sur des calcaires sombres contenant de nombreux niveaux à fusulines (18⁴d9), datés du Léonardien (M.LYS, 1947).

A l'oeil nu, on observe à la cassure une succession de lits millimétriques noirs et roses avec quelques passées calcitiques. Au microscope, (LM 18⁴d9) on retrouve la succession de lits roses et noirs avec du quartz recristallisé en structure non jointive et des oxydes de fer ainsi que de la calcite.

Ces grès calcitiques sont épais d'une trentaine de mètres et passent ensuite à des grès quartzites vert clair métamorphisés par contact, contenant principalement du quartz, de la calcite et de l'épidote, parfois aggloméré en boules concentriques (LM 18⁴d1, d11, d12); nous retrouverons des roches identiques plus au Sud à Zubiata et à La Colorado, dans les séries triasiques ainsi qu'au Cerro de Oro, près de Rayon, au Nord Ouest au delà de notre secteur.

C - l'âge de ces formations détritiques.

Les grès rouges et conglomérats reposent en concordance stratigraphique (Sovechi - Valuarte - San Pedro de las Cuevas - represa del Alamo) sur les séries carbonatées datées du Paléozoïque supérieur (encrines à Sovechi, fusulines Léonardiennes à Valuarte); leur présence n'est cependant pas constante au sommet des séries carbonatées paléozoïques qui présentent souvent des surfaces d'érosion. Les relations latérales qui peuvent exister entre ces formations gréseuses et conglomératiques ne sont pas visibles. On peut cependant supposer qu'elles constituent un même niveau stratigraphique, les différences lithologiques reflétant les variations locales des conditions de dépôt des formations continentales.

Ces faciès de transition représentent une partie des séries continentales (RADELLI, MESNIER, MENICUCCI, sous presse) qui remplacent au Nord, au Sud et à l'Ouest de notre secteur les dépôts franchements marins du Permien. En effet, à la suite de reconnaissances effectuées en dehors des limites de notre terrain, nous avons constaté que ces formations calcaires se réduisent en bordure à quelques bancs interstratifiés dans des séries essentiellement détritiques.

Photo; 9 Les conglomérats permotriasiques, près du ranch El Aguajito.

(1) Egalement très répandues dans le Permien inférieur et supérieur aux USA; elles traduisent un faciès marginal bordant des masses continentales émergentes (DUNBAR et al., 1960).

+ dans la Sierra de Lopez (Mine La Verde) au Nord Ouest d'Hermosillo, on observe une formation sédimentaire détritique comprenant du bas vers le haut des alternances d'argiles et de calcaires puis de grès et de dolomites avec des passées siliceuses; les niveaux calcaires ont fourni une faune d'âge Permien (*Calceolispongia multiformis* "Trichert"; *Fenestellidés*) (1).

+ au Cerro de Oro (Mine La Sultana), près de Rayon, on retrouve dans une formation détritique composée de conglomérats, de grès et de pélites bariolés des niveaux calcaires interstratifiés (au nombre de 2 bancs) qui ont également fourni une faune d'âge Permien (*Punctospirifer* cf. *P. convexus* Cooper, *Uncinella* (*Spiriferidés*), *Dielasma Floresii* Cooper (*Spiriferidés*) (Fig. 11) (2).

Tous ces faciès, mis à part les calcaires, forment des corps irréguliers et plutôt lenticulaires en "interfingering" les uns avec les autres, traduisant une sédimentation en milieu instable de type "cyclotème"; les niveaux calcaires représentent des retours temporaires aux conditions marines;

Ces faciès traduisent l'existence au Permien d'un golfe marin entouré d'une bordure à sédimentation de transition ou continentale. Ce golfe Permien, d'orientation Est Ouest et dont l'emplacement devait se situer à peu près dans les limites de notre secteur était très probablement ouvert sur une mer située à l'Est, en direction de l'Atlantique et des Caraïbes. Des travaux géologiques effectués en Arizona, ANDERSON (1966), ont montré la présence d'un golfe similaire, également ouvert vers l'Est. (Fig. 11)

La sédimentation de transition qui existait depuis le Permien sur les bordures de ce golfe s'est ensuite généralisée au Trias en envahissant certaines parties de ce golfe.

DEUXIEME PARTIE : LES FORMATIONS TRIASIQUES

I LES SERIES CONNUES ET DATEES AU SONORA (TRIAS SUPERIEUR & JURASSIQUE INFERIEUR

Le Trias, pour sa partie supérieure, est relativement bien connu au Sonora grâce aux études paléontologiques et stratigraphiques qui ont été effectuées en trois localités différentes :

- au Nord Ouest, dans la région de Caborca, à El Antimonio et dans la Sierra de Santa Rosa par KELLER, (1928), JAWORSKY (1929), BURCKHARDT (1939), WHITE & GUIZA (1949) et MILLER, (1961).

- au Sud Est, en bordure de notre secteur, dans la région de San Javier (Los Bronces) - Santa Clara par GABB (1864), REMOND DE CORBINEAU (1866), NEWBERRY (1876), AGUILERA (1896), DUMBLE (1900), KING (1939), WILSON & ROCHA (1949), AVILA (1960), ALENCASTER ET SILVA PINEDA (1961). Dans la région de San Marcial - Moradillas par Flores (1929), KING (1939), PESQUERE & CARBONEL (1960).

Le grand nombre de ces études détaillées s'explique en partie par la présence, dans la région de San Javier - San Marcial, d'importants gisements de charbon et de graphite.

(1) Blanca Estela Buitron, Instituto de Geologia de Mexico, U.N.A.M.

(2) Gloria Alencaster de Felix, Instituto de Geologia de Mexico, U.N.A.M.

A - Zone de El Antimonio - Sierra de Santa Rosa

Les roches triasiques sont principalement des grès calcitiques (calcareous sandstones), des silts (siltstone) de couleur rouge avec quelques bancs intercalés de grésocalcaires, de calcaires et de conglomérats.

A El Antimonio, la série, épaisse de 1900 mètres, repose en légère discordance sur le Permien moyen; elle a fourni de nombreuses ammonites, des bivaies, des gatéropodes et des bélémites du Carnien ainsi que quelques espèces appartenant au Lias.

Dans la Sierra de Santa Rosa, la série a une puissance de 2400m et comprend :

- + au sommet, 900 m de calcaires argileux, de pélites (shales) et de grès pélitiques contenant des pélécytopodes liasiques;
- + à la base, 1500 m de grès azoïques et de calcaires pélitiques, probablement d'âge Rhétien.

La prédominance de niveaux calcaires et l'abondance de la faune marine indiquent donc dans cette zone un faciès néritique.

B - Zone de Santa Clara - Moradillas : La Formation Barranca

Fig. 12

- Caractéristiques de la Formation Barranca -

Principales unités lithologiques	Epaisseur	Caractères lithologiques	Localité	Age
Unité supérieure (Formation Coyote)	650 m.	Grès quartzitiques gris + intercalations fines de lutites grises et de conglomérats à éléments noirs et blancs.	Tecoripa Tonichi	Lias (?)
Unité intermédiaire (Formation Santa Clara)	400 m.	Couches de grès fins, de marnes + intercalations de couches charbonneuses à plantes	San Marcial La Barranca Moradillas	Plantes du Trias sup. (Carnien) Invertébrés marins
Unité inférieure (Formation Arrayanes)	700 m.	Grès quartzitiques gris clair + intercalations de lutites et de conglomérats	La Barranca	Permo-Trias (?)

C'est au Sud de notre secteur, dans la région de Santa Clara qu'a été définie, par DUMBLE au début du siècle, la Formation Barranca; il s'agit d'une séquence épaisse de 1500 m en moyenne, constituée essentiellement de grès quartzitiques, de schistes argileux, d'arkoses et de conglomérats. Au milieu de la série s'intercalent quelques couches de charbon et des bancs calcaires qui ont fourni une flore d'âge triasique supérieur (Carnien).

Les auteurs distinguent généralement trois unités au sein de cette formation dont le terme moyen est caractérisé par la présence de couches charbonneuses. (Fig. 12)

La Formation Barranca affleure en totalité ou en partie en divers points situés entre Moradillas à l'Ouest et Tecoripa à l'Est, ainsi qu'à los Pilares et Onavas, à l'Est du rio Yaqui. Elle repose en discordance sur des formations métamorphisées (quartzites Realito, amphibolites) ou des calcaires paléozoïques et est recouverte par des roches volcaniques andésitiques d'âge présumé crétacé. La base de la Formation Barranca pourrait correspondre au Permotrias reconnu tout autour du golfe Permien défini plus haut.

Dans l'ensemble, la sédimentation est de type détritique, continental, avec une alternance d'épisodes marins et lagunaires ; cette formation est localement affectée par un métamorphisme de contact transformant certains niveaux en graphite, en quartzite ou en schiste.

II - LES SERIES TRIASIQUES DANS LE SECTEUR ETUDIE

Deux localités de notre secteur se distinguent par des affleurements de roches détritiques métamorphisées, présentant de nombreux points communs avec les formations triasiques décrites plus haut.

- l'une autour du village de La Colorada : Formation de La Colorada
- l'autre est située au NW du village de Matape : Formation de Matape.

En l'absence d'indices paléontologiques et de relations stratigraphiques avec les unités géologiques précédemment décrites, seuls des critères d'ordre pétrologique et sédimentologiques nous ont permis de rattacher ces formations à celles appartenant au Trias.

Nous allons voir que si dans le cas de La Colorada le rattachement aux formations triasiques ne peut guère être sujet à caution, il n'en est pas de même pour la formation de Matape où des conditions géologiques particulières nous ont conduit à une plus grande prudence dans notre interprétation et nos conclusions.

III - LA FORMATION DE LA COLORADA

Les principaux affleurements se répartissent dans un rayon de 2000 m. autour du village de La Colorada, dans la partie sud ouest du secteur cartographié. Une partie constitue les collines du Cerro Pelon, Cerro de la Cruz, Cerro de las Prietas au Sud Est du village ; l'autre ne forme que quelques petits monticules isolés les uns des autres ("crestones") et noyés dans les formations volcaniques ou à l'état de reliques (ou d'enclaves) dans le granite intrusif qui les a métamorphisés.

Toutes ces roches ont été métamorphisées et sont représentées par des métaquartzites, des metaarkoses, des schistes et des cornéennes.

A - Coupe du Cerro Pelon

La coupe la plus représentative se situe le long de l'arroyo de las Minitas qui sépare le Cerro Pelon du Cerro las Prietas. Elle montre une succession de sédiments détritiques, orientés N 130° et affectés d'un pendage moyen de 50° vers le Nord.

La série, épaisse d'environ 850 m, est métamorphisée thermiquement par le granite sur lequel elle repose et dont il recoupe la stratification.

Nous avons distingué trois grandes unités lithologiques que nous décrivons en signalant, pour chacune d'entre elle, les variations latérales de faciès que nous avons pu rencontrer de part et d'autre de cette coupe.

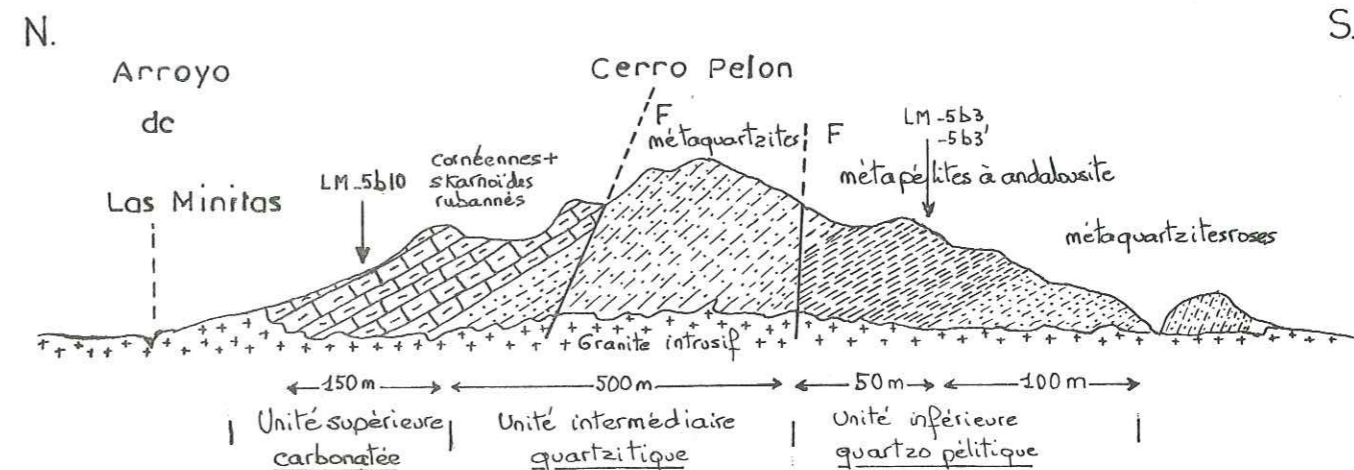


Fig. 13 Coupe du Cerro Pelon le long de l'arroyo Las Minitas

1 - Unité supérieure à dominante carbonatée.

Ce sont d'anciens bancs, probablement de calcaires impurs, fortement métamorphisés, indurés, montrant localement des amas de silicates calciques, (wollastonite, grenat, andradite, idocrase verte) et d'hématite. La roche a une patine gris roussâtre, la cassure est de couleur vert clair. Certains niveaux, de composition différente, ont donné des roches à l'aspect corné, oblitérant les figures de sédimentation. D'autres montrent des lits centimétriques de couleur vert pâle, en relief alternant avec des lits plus tendres, à patine roussâtre. Cette unité est épaisse d'environ 150 m.

Une lame mince (LM-5b10) effectuée dans un de ces niveaux nous montre une structure grenue granoblastique avec du quartz en grains minuscules, de la wollastonite en gerbes, des pyroxènes (diopside-hedenbergite), quelques grenats également en grains et des cristaux poeciloblastiques de quartz issus d'une recristallisation tardive.

2 - Unité intermédiaire à dominante quartzitique.

Cette unité épaisse d'environ 500 m est composée uniquement :

- de grès quartzitiques purs, constitués de grains arrondis de quartz, visibles à la loupe, de couleur gris clair, à patine rosée. Ces niveaux gréseux quartzitiques montrent au microscope (LM-5a4, -5a7) une structure jointive isogranulaire de quartz arrondis (98%) cimentés les uns aux autres avec des oxydes de fer et un peu d'apatite dans les interstices.

- des niveaux complètement transformés en quartzite, à éclat gras, de couleur vert sombre, à patine rouge et cassure conchoïdale. Ces niveaux contiennent jusqu'à 15 % d'hématite formant des taches noires ou rouges en surface.

Au microscope, (LM-5b1), on observe une structure imbriquée de quartz recristallisé (80%) avec des grains d'épidote (pistachite) (5%) et de nombreuses aiguilles de chlorite (10%) agglomérés en bordure des grains de quartz.

Cette unité quartzitique est plus importante par son extension latérale. Elle se prolonge jusqu'au Cerro de la Cruz et de las Prietas à l'Ouest où elle forme des pitons dénudés. On la retrouve également en partie sous forme d'enclaves dans le granite intrusif, en bordure de la route et au niveau des mines de La Colorada.

a) - Les variations latérales de faciès.

Au pied du Cerro Relizudo affleurent des roches compactes, aphanitiques, de couleur vert de gris, à patine beige et cassure conchoïdale.

Au microscope, (LM-5a10) cette roche se révèle être un grès silteux très fin à ciment calcitique et chloriteux et grains de quartz anguleux non jointifs.

Nous avons déjà rencontré des roches similaires au Cerro de Valuarte (LM 18^d d11) et dans le Cerro de Zubiata où elles sont localement métamorphosées (18^d d1, d12). De même ici, les grès, par métamorphisme (LM-5a10) se chargent en chlorite (15%), épidote (pistachite + clinozoïsite) (50% et oxydes de fer (15%) conférant à la roche une couleur brun verdâtre avec parfois des figures concentriques brun et vert.

Il faut noter que de nombreux gisements d'or et d'argent ont été exploités dans ces formations quartzitiques à La Colorada, et à Zubiata notamment.

3 - Unité inférieure quartzopélitique.

Cette dernière unité se caractérise par des niveaux pélitiques gris foncé de 50 m d'épaisseur intercalés dans des grès quartzites identiques à ceux de l'unité intermédiaire.

Les niveaux pélitiques, situés au sommet de l'unité, sont composés de petits lits centimétriques, fracturés et métamorphosés, orientés N.130° et inclinés 70° N, de couleur gris noir ; leur patine est roux-brun ; en cassure leur couleur gris noir.

Au microscope, (LM -5d3, 5d3') on observe une structure granoblastique avec du quartz (25 %) en grains parfois arrondis, des particules carbonneuses ou graphiteuses (25 %), des oxydes de fer (10%), de la séricite (5%) et des phénocristaux d'andalousite (chiastolite) (15%) mâclée croix de fer et séricitisée sur les bordures. De nombreux fantômes (10%) de cordiérite amboïde, de taille plus réduite sont répartis dans la trame où les produits carbonneux soulignent les traces de litage. (photos 10, 11)

a) - Les variations latérales de faciès.

Près du Ranch El Churi, ces quartzopélites passent à des roches micacées (-5d8) avec une alternance de passées grossières et fines de grains de quartz (60%) et des phylliteux (muscovite + séricite -20%), biotite décolorée (5%) répartis irrégulièrement dans la trame.

B - Les enclaves dans la granodiorite

Elles se répartissent de part et d'autre de la route à la sortie de La Colorada et dans les massifs volcaniques et granitiques situés au Nord du village. Leur surface, parfois réduite à quelques m², ne nous a pas toujours permis de les représenter sur la carte. Les principaux types de roches rencontrées sont des métaquartzites graphiteux, des skarns et des cornéennes vertes.

1 - Les métaquartzites graphiteux et les skarnoïdes.

Dans le périmètre des anciennes mines de las Prietas affleurent des roches à stratification marquée, redressées à la verticale et orientées N.20°. Leur couleur est noire, la texture aphanitique et la cassure irrégulière.

Ce sont des quartzites à grains siliceux très fins (50 %) (LM -5b11) avec du graphite (40 %) et quelques silicates de métamorphisme (phyllites + clinopyroxènes, 5 %). Localement, on passe à des skarnoïdes à grenat (andradite) et à hématite (LM -5b8) dont l'étude sera reprise en détail dans le chapitre consacré au métamorphisme des séries carbonatées.

2 - Les cornéennes vertes.

De nombreuses enclaves de roches à faciès de cornéennes, se rencontrent au milieu des granites qui affleurent entre le Cerro Valiente, le Cerro La Bronzuda et le Ranch de Represa del Verde. Ces roches ont subi un métamorphisme de contact particulièrement intense qui, à la différence de ce que nous avons pu rencontrer par ailleurs, a complètement oblitéré leurs caractéristiques originelles. En cassure, leur couleur est généralement vert foncé et leur patine rouge indique la présence de silicates ferrifères.

Nous appellerons de telles roches des cornéennes, terme que nous réserverons aux seules formations détritiques affectées d'un métamorphisme de contact de forte intensité et dont la nature originelle ne peut être décelée à l'œil nu.

L'étude microscopique nous a permis de distinguer 3 types de faciès détritiques de nature sédimentaire :

- + des microconglomérats et brèches quartzitiques.
- + des sédiments quartzitiques impurs variant d'un pôle marneux à un pôle quartzeux.
- + des sédiments à lits alternativement gréseux et marneux.

a) - Les microconglomérats et brèches quartzitiques.

Au microscope, (LM-3c4, -3c12), on remarque la présence de petits galets subarrondis à anguleux de 1 à 2 cm de quartz recristallisé et ceinturé par des cristaux de clinopyroxènes (LM -3c12) qu'on retrouve également en proportions variables dans la pâte, mélangée à du quartz en grains fins. Ces pyroxènes, de la série diopside-hédenbergite, peuvent atteindre 50 % et sont souvent associés à de l'épidote et quelques plagioclases (albite) pour 5 à 10 %. (photos 12, 13)

b) - Les sédiments quartzitiques impurs.

- Les niveaux les plus impurs, correspondant vraisemblablement à un mélange de marnes et de sables, ont donné de véritables pyroxénites (LM -5b3, -4 d12) constituées à 85 % de clinopyroxènes (pôle hédenbergite) en cristaux subautomorphes de dimensions variables. De l'épidote (pistachite + zoïsite) (10%) se trouve dans la trame avec du quartz ou de l'albite ou en filonnets recoupant la roche. Cette dernière a généralement une couleur vert sombre.

- Les niveaux les plus purs, (LM -3c3') contiennent du quartz (60%), le reste étant constitué par des clinopyroxènes ; d'autres niveaux, de composition différente (LM -3c12, 5b1) montrent les paragenèses suivantes :

Quartz (40 - 60 %) + Epidote (20 - 25%) + Chlorite (10 - 20 %) + Ilménite (5 - 10 %) + Sphène (0 - 5 %).

c) - Les sédiments à lits clairs et sombres.

Ce sont des roches de couleur verte montrant exceptionnellement à la cassure une alternance régulière de petits lits de 1 cm d'épaisseur, légèrement plissotés, de couleur claire alternant avec d'autres, plus sombres (LM -3c3, -4 d12).

Les lits clairs comprennent : du quartz en grains anguleux ou arrondis, de taille variable, parfois granoclassés (80 - 50 %), des clinopyroxènes (40 %) ou un mélange (10 - 20%) de biotite brune de clinozoïte et de clin amphibole (actinote - tremolite).

Les lits sombres contiennent : soit de l'actinote - tremolite (80%) et de l'épidote (20%) soit un mélange de zoïsite, amphibole verte, biotite et quelques grains de magnétite.

En résumé, toutes ces cornéennes dérivent d'anciennes roches détritiques d'origine continentale mais contenant une fraction marneuse beaucoup plus importante que dans la formation de La Colorada.

Les paragenèses rencontrées (quartz + albite + actinote + tremolite + diopside + hedenbergite + épidote) indiquent un degré de métamorphisme correspondant au faciès cornéenne à albite - épidote ou cornéenne à hornblende.

C - AGE DES FORMATIONS DE LA COLORADA

La formation de La Colorada, comme les enclaves emballées dans les roches éruptives est de nature déritique.

Au Nord de La Colorada, une activité plutonique et tectonique intense (intrusions granitiques, extrusions et émissions volcaniques, fracturations) ont démantelé les sédiments détritiques dont les quelques vestiges épargnés, transformés en cornéennes, ne fournissent plus aucune indication d'ordre structural.

Par contre au Sud, les grandes directions structurales ont été conservées (voir coupe du Cerro Pelon) et prolongent celles des séries triasiques définies à 15 km dans la Sierra de Moradillas. Là aussi, un métamorphisme de contact affecte des séries quartzitiques ou pélitiques argileuses avec formation d'andalousite (FLORES, 1929) et de graphite dans des niveaux charbonneux actuellement en exploitation.

Si de tels niveaux charbonneux n'existent pas dans notre secteur, la présence de nombreuses roches à inclusions graphiteuses indique leur parenté avec les dépôts triasiques datés, non seulement à Moradillas mais aussi à San Marcial et La Barranca.

Sans pouvoir les replacer précisément dans la Formation Barranca définie plus haut, nous pouvons en tous cas avancer un âge triasique (s.l.) pour les formations que nous venons de décrire.

Photo 12 LM - 3 c 12 . Métaconglomérat avec galeries de quartz recristallisé . L.P. x 10

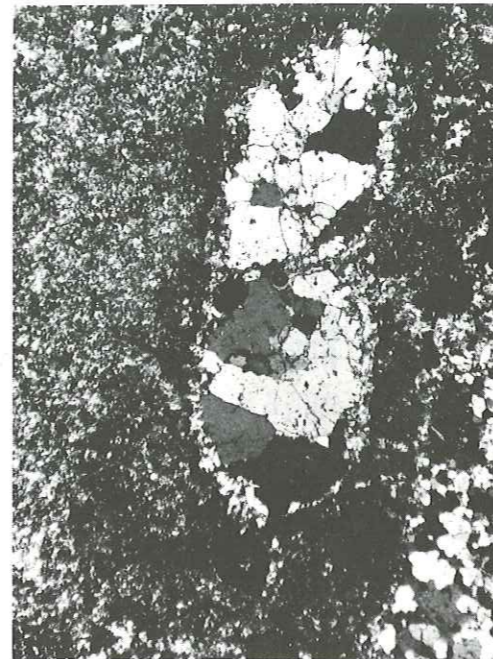


Photo 13 LM - 3 c 12' . Métaconglomérat à éléments recristallisés . L.P. x 10.

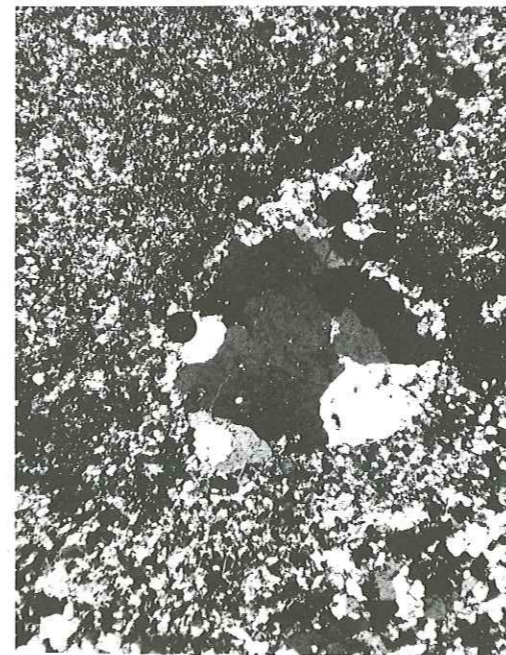
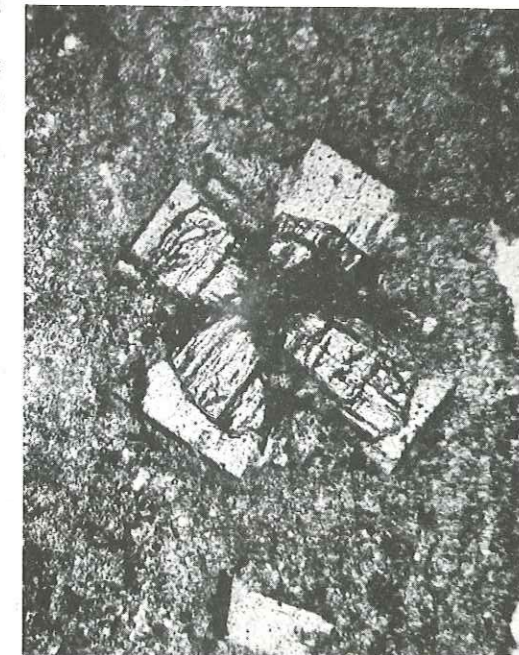


Photo 10 LM - 5 d 3' Métapélite du Cerro Pelon avec cristaux d'andalousite, variété chisariolite . L.N. x 10



Photo 11 LM - 5 d 3' Métapélite du Cerro Pelon avec andalousite maculée . L.N. x 20 .



IV - LA FORMATION DE MATAPE

A - GENERALITES

Au Nord-Ouest de Matape (Villa Pesqueira, 670 m d'altitude) se trouve un groupe de collines (920 m au point le plus haut) dont la morphologie douce contraste avec celle des formations calcaires adjacentes. Ce sont les Lomas de Coronampo et le Cerro de la Pizarra accessibles par des pistes reliant la route de Matape aux ranchs Taraices et Junto de las Cañadas.

Ces collines se composent d'une succession de schistes, micaschistes et quartzites régulièrement stratifiés et pentés de 20 à 30° vers l'Est ou l'Ouest, sans plissements apparents et recoupés par des filons pegmatitiques issus du granite sous-jacent (voir coupe p 53)

La composition pétrographique de ces roches est variable mais elles montrent cependant une certaine homogénéité du fait de la constance de certains de leurs constituants. De plus, ces roches présentent de nombreux caractères cristallophylliens qui permettent de les distinguer des Formations de La Colorada qui présentent, elles, des caractères indéniables d'un métamorphisme de contact.

Deux coupes transversales ont été effectuées dans ces massifs et nous ont permis de reconnaître, qu'il s'agit d'une ancienne formation sédimentaire à prédominance quartzomiacée et pélitique.

Nous allons décrire les principaux faciès rencontrés et essaierons ensuite de restituer cet ensemble dans le cadre géologique régional.

B - LES DONNEES DE TERRAIN ET L'ANALYSE PETROGRAPHIQUE.

1) Les niveaux pélitiques

Il s'agit de schistes ardoisiers de couleur noire, à patine roussâtre, à texture finement litée, compactés, se débitant en plaques; ces schistes sont particulièrement abondants dans le Cerro de la Pizarra (1).

LM 22 c 37 : On remarque une grande abondance de matières carbonées (40 %) transformées en graphite, des petits grains de quartz (40 %), des paillettes de muscovite et séricite et un peu de biotite décolorée; un filonnet de quartz et de muscovite recoupe la roche.

LM 22 cPx : De nombreux porphyroblastes d'andalousite de 1 à 2 cm de long recoupent la trame de grains de quartz, de séricite et de biotite brune. L'andalousite a été complètement séricitisée et de plus, transformée sur les bords en muscovite: celle-ci se présente sous forme de grandes plages subautomorphes mouvant les cristaux d'andalousite qui subsistent à l'état de fantômes. (Photo 18)

Deux phénomènes successifs se sont produits ici, dont l'interprétation sera faite plus loin :

- 1, apparition de l'andalousite puis pseudomorphose en séricite;
- 2, cristallisation de muscovite aux dépens de la séricite.

2 - Les niveaux quartzomiacés.

Il s'agit de roches allant des quartzites à des micaschistes en passant par des grès impurs et des psammites.

(1) Auquel ils ont donné leur nom, "pizarra" signifiant ardoise

a) Les quartzites.

Particulièrement abondants au Cerro de Coronampo ils affleurent également au Cerro de la Pizarra; généralement purs (90 % de quartz) ils peuvent renfermer des cristaux de microcline détritique et des paillettes de séricite.

Quelques cubes de magnétite sont disséminés au sein de la roche; associés à de l'hématite, ils lui donnent une couleur rosée. Ces quartzites résultent de la transformation d'anciens grès siliceux (LM 22 a 36).

On note parfois le passage à des grès grossiers à ciment ferrugineux (22 a 26) qui paraissent avoir échappé au métamorphisme. De même, on rencontre des psammites pulvérulentes grises à jaunâtres (22 C 14) montrant des figures de sédimentation (stratifications entrecroisées et chenaux) témoignant d'une origine continentale.

Un niveau microconglomératique avec d'anciens galets de quartz de 0,8 mm de diamètre légèrement aplatis suivant le litage a été repéré au sein de ces séries détritiques (22 à 26'). (Photo 16)

LM 22 a 26' : Les galets ne subsistent qu'à l'état de traces dans la trame et sont remplacés par des grains de quartz et quelques phyllites, le reste de la roche comprenant du quartz granulaire (50 %), de la biotite brun vert (20 %), de la muscovite (40 %) accompagnés de minéraux opaques (50 %) et de quelques plagioclases et zircons.

b) Les arkoses ou grès feldspathiques quartzeux à micas.

On passe progressivement à des roches, plus riches en biotite et muscovite avec parfois du feldspath potassique (néoformé) dans des proportions pouvant atteindre jusqu'à 15 % du volume de la roche.

Au contact du granite, les affleurements visibles le long du rio Junta de las Cañadas sont constitués de bancs de quartzites micacés de 20 à 40 cm d'épaisseur, de couleur gris clair, à cassure anguleuse, avec des alternances centimétriques de passées claires et sombres. L'ensemble est fracturé et plissé par l'intrusion granitique très bien visible au point 22 c 16.

LM 22 c 16 : la trame est faite de grains de quartz plutôt arrondis (60 %), associés à des grains de microcline et d'albite (30 %); on observe également des lamelles déchiquetées de muscovite et de la chlorite; la muscovite ainsi qu'une partie des feldspaths semblent être d'origine détritique mais la chlorite et l'albite se sont développées au cours du métamorphisme.

LM 22 c 14 : le litage originel observé à l'oeil nu se retrouve en lame mince: alternance de lits de quartz (45 %) les uns à grain fin les autres à grain grossier. Le mica prédominant est la muscovite, déchiquetée et légèrement déformée (10%); elle est vraisemblablement détritique. Par contre, la biotite verte, l'albite en partie et le microcline sont de néoformation.

La teneur en phyllites peut augmenter et atteindre 60 % du volume total, comme on peut l'observer au Cerro de la Pizarra aux points 22 a 26 et 22 a 27. La roche prend une allure nettement grésomiacée, le litage est peu marqué; les micas blancs lui donnent un aspect luisant.

LM 22 a 26 : les grains de quartz (15%) ne sont pas jointifs et sont noyés dans une trame phylliteuse composée de petites lamelles de muscovite (40 %) et de biotite brune (25 %) agencée sans orientation particulière et associés à des minéraux opaques (10 % qui colorent la roche en brun.

Des lits de zircon et de rutile se remarquent fréquemment.

c) - Les micaschistes.

Ces roches présentent les mêmes paragénèses décrites plus haut mais l'orientation des phyllites est plus prononcée ; elles se disposent en effet dans le plan du litage ; la schistosité s'affirme et confère à la roche des caractères texturaux proches de ceux d'un micaschiste.

La roche de couleur gris argenté est massive : on reconnaît à l'oeil nu les cristaux de muscovite (20 %).

Au microscope (LM 22 c11), on remarque que cette muscovite (20 %) présente une structure poeciloblastique et des sortes de golfes de corrosion contenant du quartz, lui-même rempli d'aiguilles d'apatite. La biotite brun vert (20 %) est alignée mais il semble que sa cristallisation soit contemporaine de celle de la muscovite. Du plagioclase de composition moyenne An15 (15%) ainsi que du microcline (20 %) s'associent au quartz (20%) pour constituer le fond granoblastique de la roche. (photo 15)

LM 22 c 33' : la biotite brun verdâtre (25 %) est parfois chloritisée ; elle se dispose avec la muscovite (10 %) selon le litage originel. Du quartz intergranulaire (55 %) associé à du microcline et des plagioclases (5 %) constituent la trame. Ici encore, se sont des phyllites qui donnent à la roche un caractère nettement micaschisteux. (photo 14)

Dans le Cerro de la Pizarra, on trouve dans les séries gréseuses et quartzopélitiques un micaschiste (ou phyllade ?) très orienté, de couleur gris brun argenté.

LM 22 c 15 : La muscovite ferrifère (25 %) et la biotite (45 %) sont disposées selon des plans parallèles. Du quartz apparaît (25 %) sans montrer d'extinction roulante.

3 - Les niveaux carbonatés.

Deux affleurements de calcaire ont été relevés dans les Lomas de Coronampo ; leur présence au sein d'une série quartzomiacée d'origine détritique est quelque peu surprenante : il pourrait s'agir soit d'une récurrence marine locale, soit d'un épisode lacustre.

Le premier se trouve sur la rive gauche du torrent, Junto de las Cañadas en remontant vers le Nord ; c'est un panneau de plusieurs mètres de long et de 50 cm d'épaisseur, baignant dans le granite tel un "rool pendant" ; aucune autre formation calcaire n'existe aux alentours. A l'oeil nu on distingue de la pyrite, des minéraux oranges et verdâtres disséminés dans une matrice de calcite de taille moyenne (0,2 cm)

LM 22 c 14' : au sein de la matrice calcitique se distinguent des cristaux de forstérite altérés en serpentine, des spinelles vert foncé, de l'idocrase, de la chondrodite et des minéraux opaques : nous avons là un ancien calcaire quartzodolomitique transformé en marbre à silicates par métamorphisme de contact.

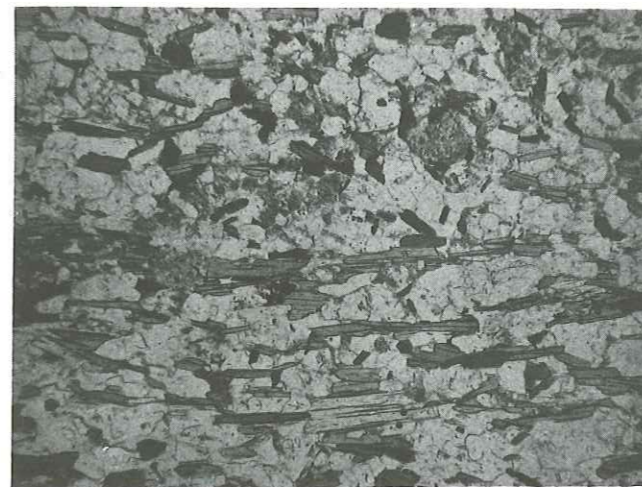


Photo 14 LM 22 c 33' . Arkose métamorphisée, Junto de las Cañadas . Biotite brun verdâtre disposée avec la muscovite suivant le litage originel . L.N. x 10.

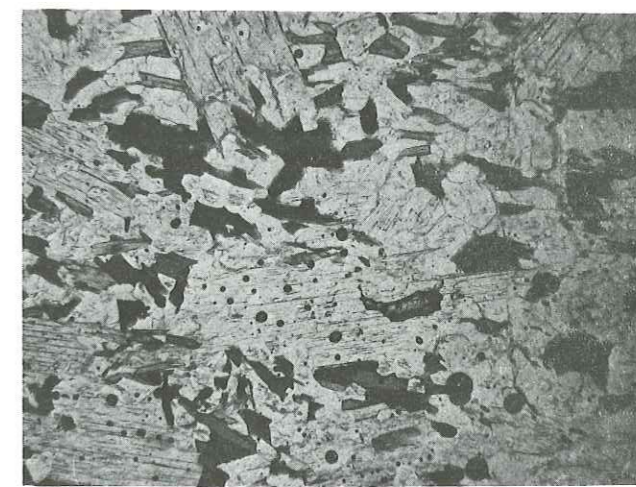


Photo 15 LM 22 c 11 . Micaschiste de Los Taraices . Muscovite poeciloblastique + biotite brun vert . L.N. x 10

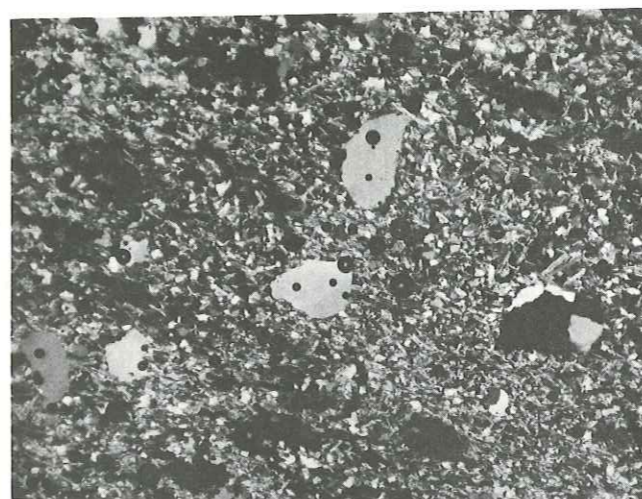


Photo 16 LM 22 a 26 . Microconglomérat métamorphisé L.P. x 5 .

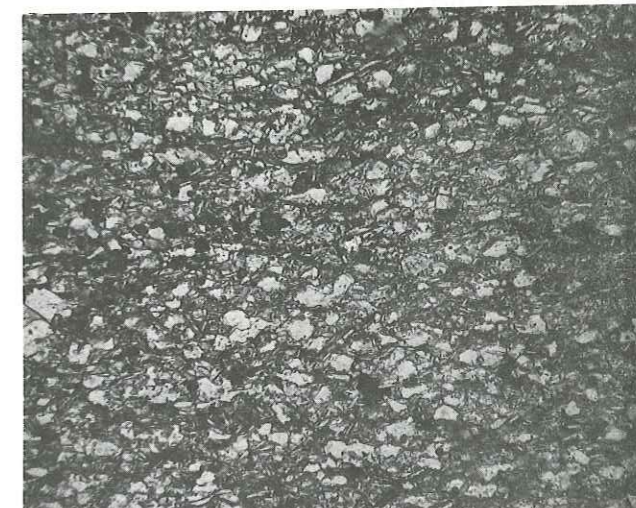


Photo 17 LM 22 a 27 . Grés Micacé . L.N. x 5 .

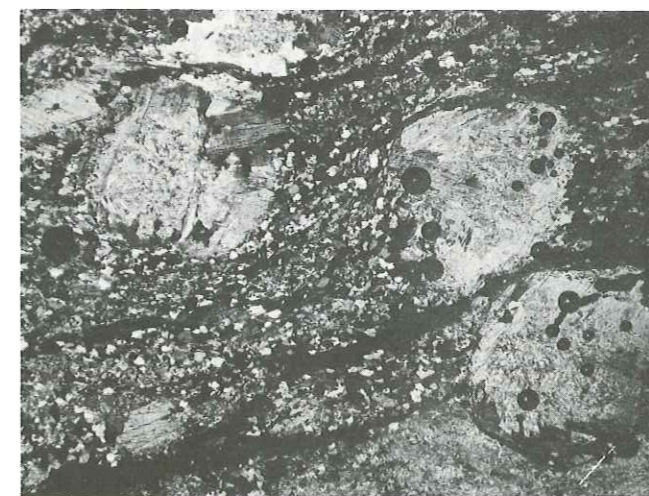


Photo 18 LM 22 c Px . Métapélite à cristaux porphyroblastiques d'andalouite transformée en séricite au centre et en muscovite sur les bords . L.P. x 5 .

Le deuxième affleurement est plus important puisqu'il constitue une partie des sommets des Lomas de Coronampo ; c'est un banc calcaire d'une dizaine de mètres d'épaisseur, de couleur grise, interstratifié dans les séries quartzopélitiques décrites plus haut. Ce calcaire, contrairement aux précédents semble avoir été épargné par le métamorphisme : la recristallisation de la calcite a pu s'effectuer mais on ne remarque pas de silicates comme dans d'autres formations carbonatées affectées par le métamorphisme.

4 - Le granite et son cortège filonien.

a) Le granite.

L'étude des séries que nous venons de décrire doit être complétée par celle du granite sous-jacent en raison des relations particulières qui existent entre eux. En effet, les reconnaissances effectuées dans et autour de ces massifs nous ont révélé que le granite recoupe les séries détritiques. On peut ainsi voir, à 2 km au Nord du ranchito Junto de las Cañadas (22 c16), dans le lit du rio, le granite déformer et transformer des bancs de quartzites micacés.

Nous décrirons uniquement deux affleurements de granite, affleurant au contact des séries détritiques, sans nous étendre sur les autres faciès rencontrés aux alentours immédiats et qui seront étudiés dans le chapitre relatif aux intrusions granitiques.

A l'oeil nu, le granite, au point 22 c 16, montre des porphyroblastes de feldspaths de 1 à 2 cm de long, facilement détachables dans les zones altérées ; ces derniers sont noyés dans une pâte grenue de quartz et de biotite.

LM 22 c16 ; les porphyroblastes de microcline, parfois maclé Carlsbad, constituent 50 % de la roche. Quelques plagioclases (5%) de taille plus réduite et subautomorphes sont associés à des grains de microcline (10 %) et de quartz (10 %). Rappelons que la roche encaissante contenait une forte proportion de microcline ; de la biotite et de la muscovite en faible quantité (5%) s'agglomèrent entre les porphyroblastes. Il s'agit d'un granite porphyroïde subalcalin.

Au contact de 22 c 33, le granite semble digérer les micaschistes.

LM 22 c 33 : la structure est granue avec du quartz (10%) xénomorphe, des plagioclases zonés de composition moyenne An35, (20 %) légèrement altérés en calcite et séricite, du microcline coexistant avec de l'orthose perthitique maclée Carlsbad (30 %), de la biotite brune peu altérée (35 %) de la muscovite (10 %) et un peu de sphène (2 %) parfois intimement associé à de la biotite. Nous avons ici un granite à biotite légèrement subalcalin.

b) - Le cortège filonien.

Les massifs de Coronampo et de la Pizarra sont recoupés par de petits filons de pegmatite issus du granite. Ces filons se composent principalement de quartz, de microcline pour les minéraux principaux et de tourmaline et muscovite pour les minéraux accessoires. Ce sont des pegmatites potassiques classiques communément associées aux granites calcoalcalins.

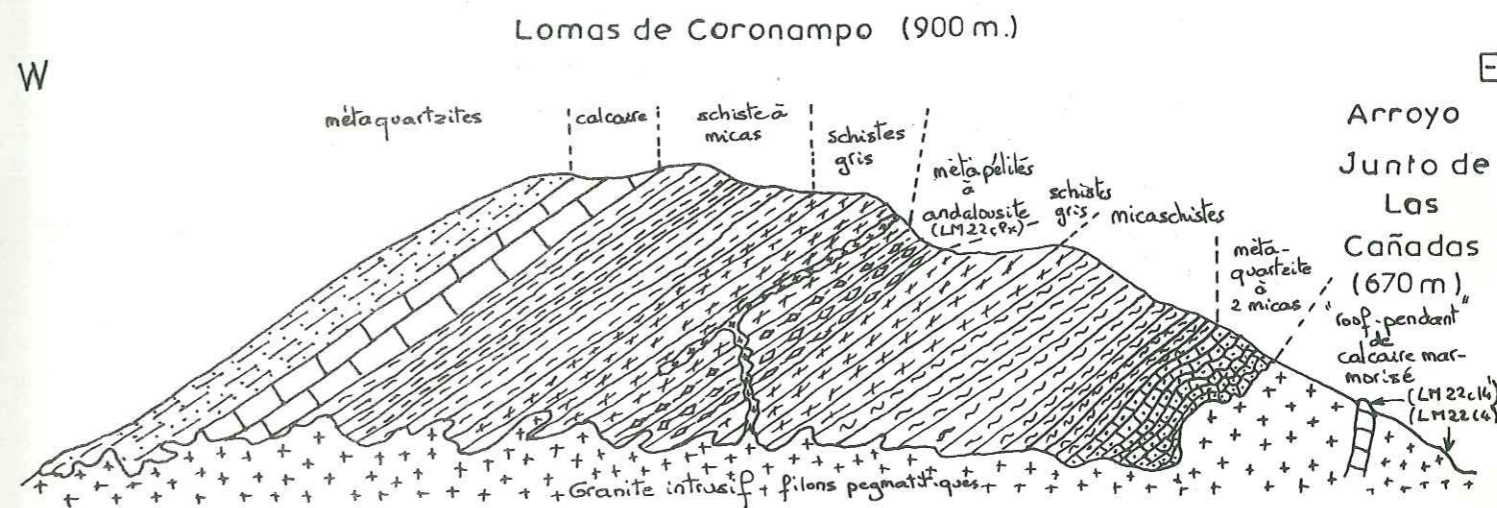


Fig. 14 Coupe schématique d'une partie des Lomas de Coronampo

C - Nature du métamorphisme

L'analyse des données de terrain et d'étude pétrographique montre que les formations quartzomiacées et schistopélitiques de Matape ont été affectées par un métamorphisme qui peut être soit régional de type basse pression, soit de contact.

Ce problème est important à résoudre car selon le cas, l'âge de la formation de Matape devra être considéré soit précambrien, soit permotriasique ou triasique.

1ère hypothèse : métamorphisme régional.

Dans le cas où il s'agirait d'une série cristallophyllienne elle devrait être rattachée aux formations métamorphiques mises en évidence dans la Sierra de Mazatan et La Venada qui constituent une partie du socle précambrien (cf. p 18).

Certes on observe dans certains termes de la série de Matape un large développement de biotite et de muscovite conduisant à la formation de véritables micaschistes. Mais ces recristallisations sont essentiellement guidées par la composition chimique particulière de certains lits et non par une pression orientée. Seule une certaine pression de charge a dû s'opérer lors des recristallisations comme l'atteste en outre l'absence de plissements.

Du point de vue tectonique, la formation de Matape, très régulièrement stratifiée, est simplement basculée à la faveur de failles N.S ; à l'inverse, les schistes cristallins de la Sierra de Mazatan et de La Venada montrent des plissements d'ampleur variable ainsi que des linéations d'intersections de la stratification et de la foliation.

2ème hypothèse : métamorphisme de contact.

Le métamorphisme serait essentiellement thermique : les constituants des séries détritiques ont subi une transformation par élévation de température provoquée par une intrusion granitique avec, en plus, une légère métasomatose au niveau du contact granite - sédiments.

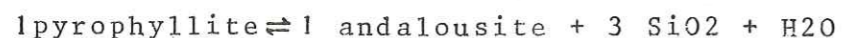
- + Les niveaux argileux ou pélitiques donnent, outre biotite et muscovite, de l'andalousite.
- + Les niveaux plus gréseux fournissent des micaschistes et des roches quartzomiacées.
- + Les niveaux franchement siliceux recristallisent en quartzite.
- + Les niveaux de calcaires impurs se chargent parfois en silicates mais les recristallisations varient suivant leur position par rapport au granite et en fonction de leur composition initiale.

C'est cette hypothèse qui paraît la plus vraisemblable d'après les données de terrain et le résultat des analyses pétrographiques. Nous allons rappeler quelques faits essentiels qui caractérisent ce métamorphisme.

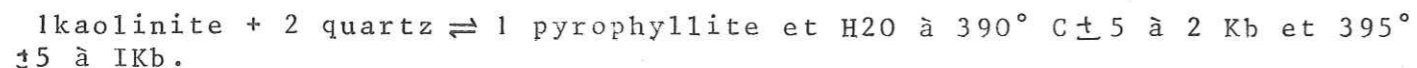
1 - Les paragénèses produites par le métamorphisme de contact.

a) - l'andalousite :

C'est le minéral de métamorphisme le plus caractéristique que nous ayons rencontré. Elle apparaît dans les niveaux argileux dans un domaine de Pression et Température correspondant à la fois au métamorphisme de contact et au métamorphisme régional de Basse Pression ($P \leq 4$ à $6,5$ Kb, $T > 495^\circ$) : la réaction la plus communément admise est :



La pyrophyllite est au préalable fournie par la réaction :



L'andalousite, dans 22 c Px, est secondairement transformée en séricite puis au détriment de cette dernière et sur les bords des anciens cristaux d'andalousite se forment de grandes plages de muscovite ; On a donc trois cristallogénèses successives qui peuvent être rapportées à trois phases : La première étant prograde et "déshydratante", la seconde rétrograde et hydrothermale, la troisième de nouveau prograde mais d'intensité moindre que la première.

Ces trois phases pourraient certes se concevoir lors d'un métamorphisme régional mais nous pensons plus logique de les rattacher à l'intrusion d'un magma granitique. En s'inspirant des diagrammes de cristallisation des magmas de NIGGLI, on pourrait concevoir le schéma suivant : la première phase s'opérerait lors du stade orthomagmatique (température élevée du magma, pression de vapeur faible), la seconde, lors du stade pegmatitique (température du magma plus basse, pression de vapeur élevée), la troisième lors du stade pneumatolytique (température du même ordre de grandeur que dans le stade pegmatitique, pression de vapeur maximale).

Notons que cette rétro-morphose de l'andalousite en micas blancs est l'inverse du processus par lequel ce minéral s'est formé par métamorphisme thermique progressif (DEER, HOWIE, ZUSSMANN, 1963). Nous verrons plus loin que ce deuxième métamorphisme peut se rattacher à une seconde phase intrusive.

b) - La muscovite.

Il semble qu'il y en ait deux catégories : l'une "héritée", d'origine détritique, appartenant à la roche initiale sous forme de lamelles plus ou moins déchiquetées et tordues, l'autre, d'origine secondaire, en grandes lamelles à contours francs, parfois poecilites, se développant soit dans l'ancien ciment, argileux ou sériciteux, des grains de quartz et de feldspaths, soit au détriment de la séricite formée elle-même aux dépens de l'andalousite.

Cette muscovite secondaire, peut, bien sûr, être due, soit à un métamorphisme général, soit plus vraisemblablement à un métamorphisme de contact. Elle a pu se développer de diverses façons :

- directement à partir d'une argile : $\text{Kaolinite} \rightleftharpoons 2 \text{ KA13 Si3 O10 (OH)2}$ (muscovite)
- au détriment de la séricite de même composition;
- aux dépens de la pyrophyllite ou de l'andalousite avec, dans ce dernier cas, apport d'ions K et en présence de CO_2 et H_2O :



Ces ions K peuvent avoir été empruntés aux minéraux voisins tels que les feldspaths potassiques détritiques, ou avoir été apportés par les solutions gazeuses pegmatitiques ou pneumatolytiques issues du magma granitique en fin de cristallisation.

Enfin, on sait qu'il existe des muscovites "fluorées" dont la formation est due à des apports métagénétiques de fluor à partir des magmas granitiques (DEER HOWIE, ZUSSMANN, 1963). Sans analyse chimique de nos muscovites, il n'est pas possible de confirmer cette possibilité mais on remarque dans LM 22 cl6 de très fins cristaux aciculaires agglomérés dans du quartz et qui pourraient être de l'apatite. On pourrait alors faire état d'apports soit de fluor, soit de phosphore, soit de ces deux éléments.

c) - La biotite.

Elle peut se présenter soit en petites lamelles plus ou moins chloritisées, tordues, déchiquetées, probablement d'origine détritique, soit le plus souvent, en plages amiboïdes d'origine secondaire.

Les plages sont petites, automorphes, avec des teintes variables soit brun verdâtre, soit brun foncé selon Ng. Cette différence dans la coloration des biotites tient aux teneurs respectives en Fe pouvant elles-mêmes être fonction de l'intensité du métamorphisme. La distribution de ces plages, le plus souvent quelconque, est analogue à celle observée dans les cornéennes à biotite. Bien qu'il ne soit pas possible d'écrire une équation précise représentant la réaction, on peut avancer que la biotite s'est formée à partir de chlorite, séricite, oxydes de fer rutile, présents dans le sédiment originel.

d) - Les feldspaths.

En ce qui concerne le microcline, son origine paraît être double :

- + détritique et alors il se reconnaît par sa légère altération ;

* de néoformation soit par migration de K à partir du granite intrusif, ce serait le cas pour les échantillons 22 cl6 et 22 c33, soit par recristallisation du feldspath potassique détritique.

Quant aux plagioclases (albite - oligoclase) qui accompagnent le microcline, ils paraissent avoir cristallisé au cours du métamorphisme.

e) - la magnétite.

Relativement abondante dans toutes les roches de la Formation de Matape, elle proviendrait de la recristallisation lors du métamorphisme des oxydes de fer hydratés disséminés dans le ciment des grès. Dans certains cas, cette recristallisation a donné également de l'hématite qui colore les roches en rose ocré. Parfois on observe la cristallisation simultanée de la magnétite et du quartz qui l'englobe.

f) - le quartz.

C'est un minéral peu significatif car facilement recristallisable ; on n'y a pas remarqué d'extinctions roulantes.

2 - Le problème de l'enclave de calcaire à silicates.

Rappelons qu'en rive gauche de l'arroyo de La Junta de las Cañadas affleure en plein granite un panneau de calcaire à forstérite, spinelle, idocrase et chondrodite. Il s'agit là typiquement d'un ancien calcaire quartzodolomitique recoupé par un pluton granitique qui l'a métamorphisé. Le problème se pose de savoir si ce calcaire appartient ou non à la formation de Matape. En effet, le seul niveau carbonaté intercalé dans cette dernière ne montre pas de traces de recristallisation métamorphique.

Toutefois, il ne paraît guère raisonnable de dissocier ce calcaire à silicates de la formation de Matape car il ne forme qu'un affleurement isolé et aucune roche équivalente n'a été retrouvée dans le secteur. Les différences pétrographiques entre ces deux calcaires qui devaient appartenir à une même série, peuvent s'expliquer par une variation, soit des chimismes originels, soit de l'intensité du métamorphisme.

3 - Comportement des roches pendant le métamorphisme.

Les roches que nous venons d'étudier présentent des caractères communs qui nous permettent de les regrouper dans une série métamorphisée par contact.

Cependant, tous les faciès de la Formation de Matape n'ont pas été affectés par un métamorphisme de même intensité. Certains bancs de grès, de calcaires, de psammites ne montrent que de rares recristallisations ; cette hétérogénéité est due, d'une part, à la "susceptibilité" variable des roches suivant leur composition chimique initiale et leur perméabilité, d'autre part à un flux thermique qui ne s'est pas propagé de façon isotrope à travers les couches. Ce dernier point semble mieux s'accorder avec des bouffées de chaleur issues d'un magma qu'avec un accroissement progressif de température lors d'un métamorphisme régional.

On observe également un effet de métasomatose au niveau du contact. Ces variations des effets du métamorphisme ne se rencontrent généralement pas dans les autres types de métamorphisme.

Suivant la classification de ESKOLA (1920), les paragénèses rencontrés sont caractéristiques au faciès cornéenne à albite-épidote.

D - Age de la Formation de Matape -

En conclusion, les Lomas de Coronampo et le Cerro de la Pizarra sont constitués d'une série détritique, d'origine continentale, métamorphisée au contact d'un pluton granitique dont la mise en place est probablement d'âge laramien.

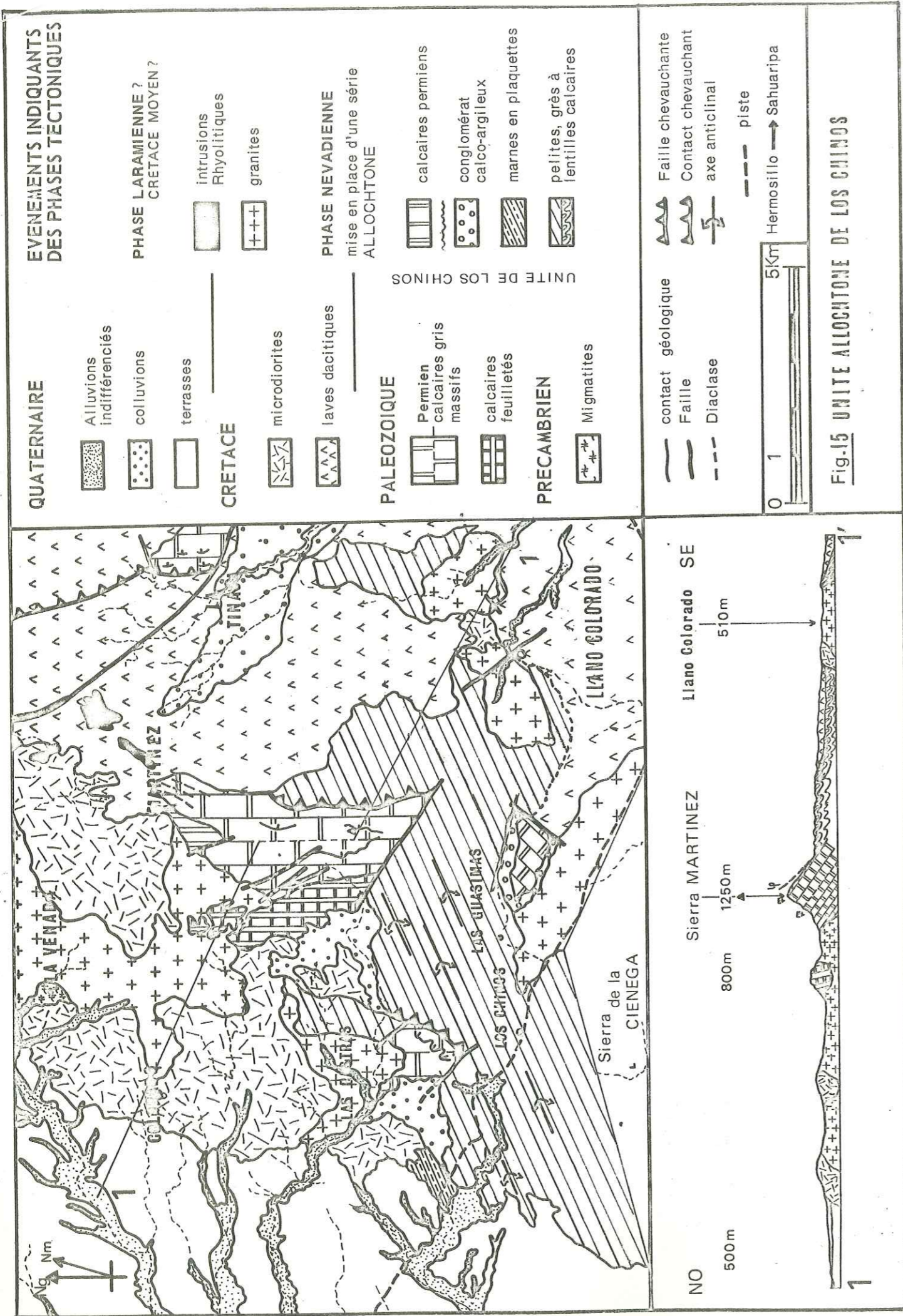
Les caractères sédimentologiques de la Formation de Matape conduisent à l'assimiler aux formations triasiques de la région de Santa Clara et de Moradillas au Sud de notre carte et qui appartiennent au Trias ou mieux aux formations de La Colorada que nous avons pu dater du Trias s.1.

Il semble en tout cas exclus d'assimiler cette série aux formations cristallophylliennes précambriennes de la Sierra de Mazatan et de La Venada. En effet celles-ci montrent une véritable schistosité cristallophyllienne, des linéations, des microplissements alors que dans la Formation de Matape les phyllites ont recristallisé le plus souvent de façon désordonnée, les linéations et microplissements sont absents. Seuls s'observent quelques basculements dus à la tectonique cassante, d'orientation Nord-Sud, caractéristique du Sonora.

CHAPITRE IV

L'UNITE ALLOCHTONE DE LOS CHINOS

L' UNITE ALLOCHTONE DE LOS CHINOS



I - LOCALISATION - DESCRIPTION

L'unité allochtone de Los Chinos se situe à l'extrême SE du secteur étudié entre le ranch Las Rastras à l'Ouest et le village de Rebeico à l'Est ; elle s'étend sur une quarantaine de Km² de part et d'autre de la route Mazatan - El Novillo qui la recoupe sur plus de 6 km. (Fig. 15)

L'accès aux principaux affleurements est facilité par la présence de quelques ranchs (Los Chinos, Las Guasimas, Los Chicleros) situés en bordure et du village du Llano Colorado implanté au centre de l'unité.

Morphologiquement cette unité se distingue par un relief moutonné ; on observe une succession de petites collines régulièrement espacées par des vallons, le tout étant orienté en gros selon WSW - ESE. Ces collines de faible altitude, montrent des croupes à courbure régulière, souvent dégarnies de végétation, contrastant avec les vallons envahis par le maquis. Cet ensemble de collines et de vallons parallèles correspond à une succession de petits anticlinaux et synclinaux de faible rayon et extrêmement serrés.

Vers le Nord s'interrompt brutalement par faille contre deux massifs à relief escarpé, la Sierra de Martinez et le Cerro de Las Rastras. A l'Est il s'enneige progressivement sous les formations volcaniques crétacées. Au Sud et à l'Ouest, cette unité se poursuit sur quelques kilomètres au-delà des limites du secteur, puis se perd de vue.

II - COMPOSITION LITHOLOGIQUE.

L'unité allochtone de Los Chinos se compose de roches de nature essentiellement quartzreuse et pélitique, de couleur sombre (noire ou roussâtre), qui se présentent sous forme de bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur, réguliers et extrêmement fracturés. Ces roches se désagrègent très facilement et sont ainsi très difficiles à échantillonner.

Nous avons pu distinguer sur divers affleurements :

- + des pélites et des quartzites de couleur noire ou blanche,
- + des passées calcaires de couleur sombre ;
- + des niveaux marneux ou argileux de couleur rosée ;
- + un ensemble de roches détritiques volcanosédimentaires.

L'épaisseur totale de cette formation ne semble pas dépasser une centaine de mètres.

A - Les niveaux marneux ou argilites

On les rencontre principalement en bordure de la route Mazatan - El Novillo, à la hauteur du Km 100. Ce sont des marnes ou argilites de couleur rouge brun, comportant quelques niveaux de couleur violette, blanche ou jaunâtre. On distingue une certaine schistosité qui confère à la roche une grande friabilité excluant tout prélèvement représentatif.

Certains niveaux, plus résistants, montrent des nodules qui se désagrègent également sous le marteau. L'épaisseur de ces niveaux argiliques atteint une quinzaine de mètres ; Latéralement, on passe à des zones plus indurées, de couleur beige grisâtre : le prélèvement d'un échantillon permet de constater une densité anormalement élevée due sans doute à la présence de Baryum qui ne paraît pas être exprimé sous la forme de barytine classique. De tels niveaux ont une dizaine de mètres d'épaisseur et se prolongent sur une centaine de mètres à la hauteur du KM 101 (1).

A quelques kilomètres plus à l'Est, MESNIER (1974) note également la présence de baryum non exprimé dans des quartzites blancs : il semble qu'il s'agit là d'un même niveau qui constitue de la sorte un gisement de type stratiforme.

B - Les niveaux carbonatés.

Ils sont de deux sortes :

Alternance de bancs calcaires et de quartzites noirs .

On les rencontre principalement aux pieds du Cerro Las Rastras et de la Sierra Martinez. Les bancs calcaires sont épais de 40 à 50 cm, ont une couleur gris sombre, une cassure noire dégageant une odeur fétide, indice de condition de dépôt en milieu anaérobie. Les quartzites sont identiques à ceux décrits plus loin ; L'ensemble calcaires-quartzites ne dépasse pas une dizaine de mètres d'épaisseur.

Les lambeaux de calcaires métamorphisés (ou skarnoïdes).

Ils contiennent de nombreux silicates de métamorphisme (grenats calciques, épidote, wollastonite) et montrent de nombreuses ressemblances avec les skarnoïdes des séries paléozoïques (cf. p. 167).

Les affleurements principaux se situent au Nord du village du Llano Colorado ainsi qu'en bordure de la route Mazatan - El Novillo, au niveau de l'embranchement pour le ranch Las Guasimas. Il s'agit vraisemblablement de fragments d'une série ancienne emballés dans l'unité allochtone lors de son charriage.

C - Les quartzites et les pélites et leurs équivalents métamorphiques

Ce sont les faciès les plus répandus au sein de l'unité allochtone de Los Chinos : on les rencontre notamment autour des ranchs Los Chinos, Las Guasimas, Los Chicleros, près du village du Llano Colorado, ainsi qu'en bordure de la route Mazatan - El Novillo.

On distingue, par ordre d'importance croissante :

1) - Les (méta)quartzites blancs.

Ce sont les faciès les moins courants ; ils affleurent principalement autour de Las Rastras et du Llano Colorado. La roche est de couleur blanc-beige, au toucher plus ou moins rugueux suivant l'intensité du métamorphisme qui les affecte.

Au microscope : (LM 2 à 2, 2 à 3) on observe une structure granoblastique constituée d'une majorité (75%) de grains de quartz imbriqués, de taille assez homogène, avec de petits amas de granules de calcite ou d'épidote (10%) ou de minéraux lourds (zircons:5%). Quelques paillettes de muscovite sont disséminées dans les interstices de la trame quartzitique.

La roche initiale devait être un grès siliceux qui a été affecté par un métamorphisme de contact d'intensité faible à moyenne, produit par les granodiorites environnantes (cf. P. 107).

(1) Ce gisement de barytine a d'ailleurs fait l'objet d'un dénonciation (lot minier) matérialisé par une borne et il est cité dans une revue locale, Presencia Minera

2 - Les (méta)quartzites noirs.

Ce sont de loin les formations les plus répandues ; la roche contient en proportions très variables, des matières charbonneuses qui lui confèrent une teinte plus ou moins noire. La roche, en bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur, est souvent aphanitique, à éclat gras ou mat, à patine roussâtre ; la cassure est conchoïdale et montre une couleur noire d'encre. De nombreuses petites craquelures la débitent en esquilles ou en prismes. On observe un certain litage mais souvent "froissé".

Au microscope, (LM 2 b2'), on reconnaît une structure granoblastique composée d'une part, de grains de quartz assez émoussés, craquelés (75 %) et de petite taille, soudés les uns aux autres, d'autre part de grains de calcite (15%). On observe également des lambeaux de muscovite, des cubes de magnétite et des matières charbonneuses régulièrement disséminées.

Cette roche ne semble pas avoir subi de métamorphisme net : seuls les grains de quartz sont soudés. Il a été noté un niveau repère contenant des nodules parfaitement sphériques également quartziteux de 1 à 3 cm de diamètre.

3 - Les (méta)pélites.

Elles peuvent remplacer progressivement ou brusquement les quartzites, mais leur identification n'est pas facilitée du fait de la grande ressemblance des deux faciès : la couleur et la texture sont les mêmes. Toutefois les niveaux pélitiques sont légèrement plus compacts et moins fracturés.

La quantité de matières charbonneuses est très variable et peut donner à la limite de véritables lignites ou charbons. Certains niveaux ont d'ailleurs été exploités autrefois comme le montrent d'anciens travaux situés à mi-chemin entre Las Guasimas et le Llano Colorado.

A l'oeil nu, la roche montre généralement un grain très fin et un litage dû à une alternance irrégulière de lits noirs probablement chargés en matières organiques et de lits plus clairs, à particules jaunâtres. Les lits sont parfois séparés par des joints argileux millimétriques feuilletés, riches en fer.

Une lame mince (LM 2 c4) effectuée dans un niveau ligniteux montre de nombreux débris organiques, des sections de macrospores écrasées ainsi que des feuilles ou des tiges emballées dans un ciment opaque de substance fondamentale. (Apparence de gel colloïdal). (Photo 19,20)

Tous ces faciès sont localement affectés par un métamorphisme de contact produit par des intrusions granodioritiques, notamment au Llano Colorado. Une étude pétrographique détaillée est donnée par MESNIER, 1974 (page 51-61). Nous en ferons un bref résumé.

- Les pélites sont transformées en métapélites ou cornéennes noires suivant l'intensité du métamorphisme et la distance du contact ; on note l'apparition de biotite de néoformation (LM G.95) (1), ainsi que des cristaux d'andalousite (chiastolite) recoupant la stratification,

(1) Références MESNIER Lames minces mises à notre disposition

- Les quartzites blancs sont les mêmes que ceux rencontrés près de Las Rastras ; ils renferment en faible quantité des phyllites de néoformation : muscovite et biotite verte.

- Les calcaires ou marbres impurs lités sont également métamorphisés avec des lits grisâtres contenant du diopside et du grossulaire et des lits verts, formés d'une masse de grenats calciques, de diopside, soudés en agrégats et de sphène. Ces paragenèses indiquent un métamorphisme de contact moyen à fort.

- Enfin MESNIER distingue un quatrième faciès, les cornéennes rubanées vertes et blanches, composées de lits blancs, surtout quartzeux et de lits verts composés surtout de diopside (LM G.95). Ces faciès sont identiques à ceux rencontrés 150 km à l'Ouest dans la formation de La Colorada (cf p 43).

D - Les conglomérats ou brèches volcanosédimentaires

Ces formations se situent à quelques centaines de mètres du ranch Las Guasimas en bordure méridionale du chemin menant au Llano Colorado. Elles affleurent sur les flancs d'une colline d'une cinquantaine de mètres de haut et sont surmontées par une dalle de calcaire paléozoïque de 10 mètres d'épaisseur qui les recouvre en contact anormal. (Fig. 16)

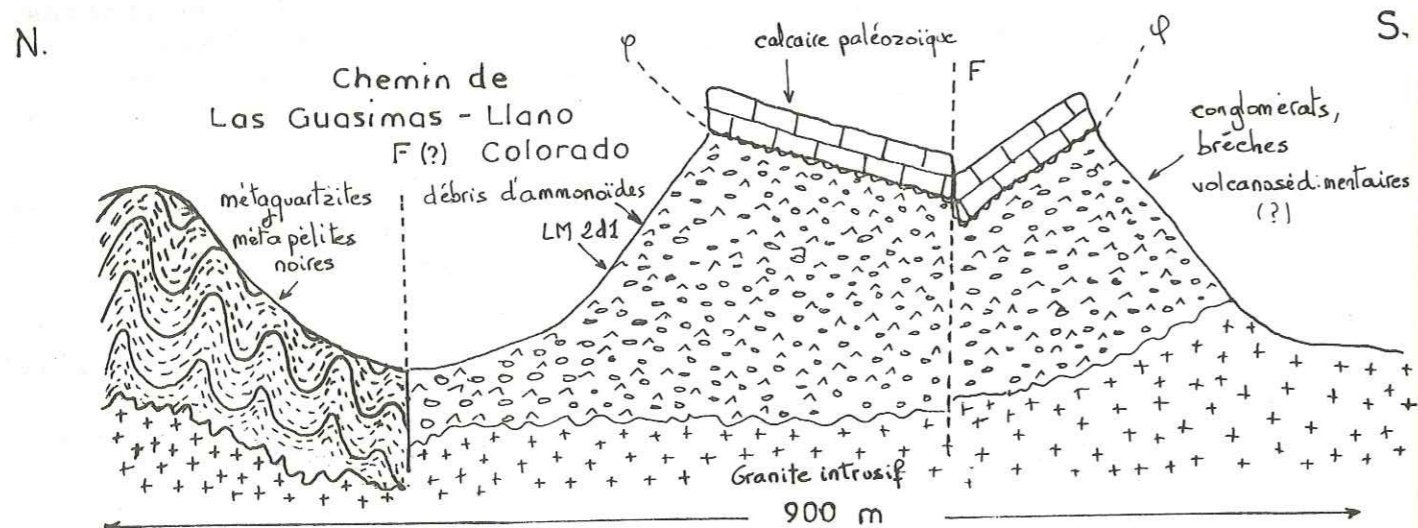


Figure 16 Coupe schématique en bordure de la nappe de Los Chinos. Les brèches volcano (sédimentaires?)

Il s'agit de brèches ou de conglomérats à éléments de forme longue, plus ou moins roulés, de petite taille (0,5 à 2 cm) de couleur brun vert ; le ciment qui unit ses éléments est apparemment de même nature que ces derniers.

Une lame mince (LM 2 d1) révèle une origine volcanosédimentaire : les fragments sont représentés d'une part par des amas de calcite secondaire et d'autre part par des débris d'andésites ; ils sont emballés dans une matrice microlithique ; quelques filonnets de calcite recourent la roche. (photo 21)

Photo 19 LM 2 a 2 Métaquartzite blanche de l'unité alloch-
tone de Los Chinos (Las Rastras) L.P. x 10



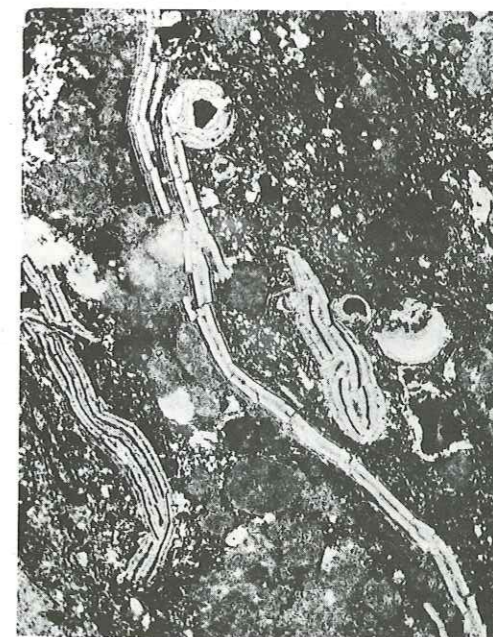
Photo 19 LM 2 c 4 Débris végétaux dans niveau ligniteux
de l'Unité allochtone de Los Chinos L.N. x 20



Photo 20 LM 2 d 1 Brèche à éléments andésitiques, calcitiques
et ciment calcitique



Photo 20 LM 2 c 4 Sections de macrospores et tiges de végé-
taux dans un niveau charbonneux L.N. x 20



Il s'agit là d'une brèche ^{mi}sédimentaire, ^{mi-volcanique} la présence quelque peu insolite de débris d'ammonoïdes (I) trouvés à mi-pente de cette colline dans ces brèches pose cependant un problème quant aux conditions de dépôt.

Cette formation constitue une entité lithologique distincte des autres faciès décrits plus haut ; elle est localisée et unique en son genre ; les relations avec les autres faciès de l'unité allochtone à laquelle nous la rattachons ne sont cependant pas clairement établies.

III - L'AGE DE L'UNITE ALLOCHTONE DE LOS CHINOS

Plusieurs arguments nous permettent de situer cette unité allochtone dans la série stratigraphique régionale ; ils sont de trois ordres :

A - Arguments structuraux

L'unité allochtone repose en discordance sur les calcaires paléozoïques (datés du Wolfcampien supérieur) de la Sierra Martinez (cf. p 32) : elle est donc post-paléozoïque.

Elle est recouverte à l'Est en discordance par des laves andésitiques attribuées au Crétacé (cf. p 85) ; de plus, elle est recoupée par les intrusions granodioritiques du Llano Colorado et de Las Rastras, mises en place au cours de la phase Laramienne, fini crétacé : elle est donc post-paléozoïque et antécrotacée.

B - Arguments lithologiques.

Les principaux faciès rencontrés et décrits plus haut, hors mis les brèches volcanosédimentaires, sont similaires à ceux de la Formation de La Colorada (cf. p 45) et dans une certaine mesure à ceux de la Formation de Matape (cf. p 50).

Bien que d'importance variable, on retrouve des pélites charbonneuses qui, au contact des granodiorites se chargent en andalousite ; elles se rapprochent donc des métapélites à andalousite de Matape (cf. p 48) et de La Colorada (cf. p 44).

De plus nous avons rencontré des quartzites blanches ainsi que des niveaux quartzitiques rubanés blancs et verts qui témoignent d'un métamorphisme de contact identique à celui relevé dans les cornéennes de La Colorada.

On note cependant que les faciès pélitiques et les quartzites charbonneux sont beaucoup plus abondants que leurs analogues supposés dans les Formations de Matape et de La Colorada.

C - Arguments paléontologique .

Les preuves sont moins nettes mais nous permettent quand même de corroborer les arguments précédents :

Les prélèvements (2cI, 2cI', 2cI'') effectués dans les niveaux calcaires ont donné une microfaune d'âge wolfcampien supérieur (cf. p 32). Cet âge peut paraître un peu trop vieux puisque les Formations de La Colorada et de Matape sont très vraisemblablement triasiques. Toutefois il est fort possible que l'alternance de calcaires et de quartzites de l'unité allochtone de Los Chinos se situe à la base de la série triasique et représente le début des conditions de dépôt de type continental.

Ainsi, il nous paraît possible d'attribuer un âge triasique s.l. ou permotriasique à l'unité allochtone de Los Chinos. Les faciès rencontrés, de nature essentiellement détritique, indiquent des conditions de dépôt de type continental avec éventuellement des épisodes lagunaires ou lacustres ; or, on sait que de telles conditions prévalaient dans certaines parties du Sonora au Trias.

IV - STRUCTURE DE L'UNITE ALLOCHTONE ET MODE DE MISE EN PLACE

A - Structure

L'unité de Los Chinos est affectée de nombreux plis isoclinaux à courbure régulière, d'axe WSW - ESE, particulièrement visibles sur photographies aériennes ; la route de Mazatan au Novillo les recoupe par endroits, perpendiculairement ; ces plis s'interrompent brusquement au Nord, coupés à l'emporte-pièce par des failles verticales.

Au Cerro de Las Rastras et au pied de La Sierra de Martinez, ces failles verticales ont une orientation WNW-SSE (N.135) et semblent assez récentes ; plus à l'Est, autour du Llano Colorado, ces plis n'apparaissent plus du fait des intrusions granodioritiques qui recoupent et disloquent la série.

Ainsi, on a à faire à une série affectée par une tectonique souple ancienne dont les traces ont été en partie effacées par les intrusions laramiennes et la tectonique cassante associée ou postérieure à ces intrusions.

Ce type de déformation souple est assez inhabituel pour le secteur étudié : il ne se rencontre dans aucun des autres ensembles de la région qui ne sont affectés, eux, que par une tectonique cassante : par exemple, la série calcaire paléozoïque de la Sierra Martinez et du Cerro de Las Rastras montrent de simples structures monoclinales, surélevées et basculées vers l'Est du fait de la tectonique cassante.

On note ainsi que l'unité allochtone, d'âge Triasique, est affectée de plissements alors que les formations voisines paléozoïques plus anciennes ne le sont pas : il y a là une contradiction qu'on ne peut à notre avis résoudre qu'en invoquant les deux processus suivants :

B - Hypothèse et mode de mise en place

- Ou bien les plis observés dans l'unité allochtone de Los Chinos ont été provoqués par le chevauchement de l'Est vers l'Ouest des séries paléozoïques à la faveur de failles inverses : les blocs de terrains paléozoïques débités et soulevés par le jeu de failles auraient chevauché les terrains triasiques qui, du fait de leur "incompétence", se seraient déformés de façon souple ; à l'encontre de cette hypothèse deux objections peuvent être faites : d'abord elles ne permettent pas d'expliquer qu'à l'Est de la Sierra de Martinez une partie de l'unité allochtone surmonte par contact anormal les terrains paléozoïques ; ensuite, le chevauchement n'aurait pu être produit que par le jeu de discontinuités structurales à valeur régionale : or celles-ci sont essentiellement des failles NS avec un basculement des compartiments vers l'Est. Les axes de plis dans l'unité allochtone devraient donc être NS c'est-à-dire perpendiculaires au sens de la poussée supposée alors qu'ils sont fait ENE-WSE.

(1) Débris trop mal conservés pour être identifiables toutefois

- Ou bien il s'agit d'une nappe gravitaire ou de charriage dont le point de départ se situerait au SSE, au delà des limites de notre terrain.

C'est cette hypothèse que nous retiendrons pour les raisons suivantes :

- les axes de plis sont orientés ENE-WSW indiquant une poussée ou un déplacement du SSE vers le NNW ; les faciès de la série de Los Chinos se rapprochent d'avantage de ceux des régions de Santa Clara-Tonichi situés justement au SSE (prédominance des niveaux pélitiques et charbonneux) que de ceux, principalement gréseux, rencontrés au Nord.

- de nombreuses figures de fluages et de remaniements, des "bourrages" de couches dans les bancs de marnes et de pélites, des microfractures dans les niveaux quartzitiques attestent des mouvements de type gravitaire : en tous cas, le déplacement de cette unité a pu être facilité par la présence de niveaux "plastiques" et lubrifiants tels que les argilites, les marnes et les couches de charbon ; il faut noter de plus que la présence de nombreux gisements de graphite existent dans la région de Santa Clara d'où se serait décollée l'unité ; ces niveaux de graphite auraient pu jouer également un rôle très important dans le transport de cette nappe ; cependant on ne peut préciser si ces niveaux ont été métamorphisés au cours de l'orogénèse Nevadienne ou Laramienne, s'ils ont effectivement participé au décollement de sa nappe (1).

- les lambeaux de calcaire appartenant vraisemblablement aux séries plus anciennes d'âge paléozoïque sont emballés au sein de cette unité et ont été métamorphisés avec les autres constituants de la nappe ; ces panneaux peuvent être considérés, non pas comme des petits olistholites mais plutôt comme des "copeaux" arrachés au substratum lors du déplacement de la nappe ; quant à la dalle de calcaire surmontant les brèches volcanosédimentaires, elle est soit en série normale (et témoigne d'une petite transgression) soit en contact anormal (et résulte alors du détachement d'une partie de la dalle structurale de la partie supérieure du Cerro de Martínez tout proche). Dans ce dernier cas, il pourrait s'agir d'un petit olistholite.

Ainsi, dans l'état actuel de nos connaissances, c'est l'hypothèse d'une nappe de glissement qui permet le mieux d'expliquer la présence d'une série plissée au sein d'ensembles peu ou pas déformés.

Quant à l'âge de la mise en place de cette nappe, il peut être fixé entre le Trias et le Crétacé ; en effet, elle repose sur des terrains paléozoïques et est recouverte par les granites laramiens et recouverte par les andésites crétacées.

CHAPITRE V

LES EPANCHEMENTS VOLCANIQUES MESOZOIQUES ET TERTIAIRES

(1) Cette nappe aurait été également reconnue près de La Barranca (comm. L.RADELLI, 1974)

LES EPANCHEMENTS VOLCANIQUES MESOZOIQUES
ET TERTIAIRES

I - INTRODUCTION

Au Mexique, les principales manifestations volcaniques survenues au cours du Mésozoïque et du Tertiaire sont à l'origine de deux grands axes structuraux : La Sierra Madre Occidentale, d'orientation NNW-SSE qui est relayée au Sud par l'axe volcanique trans-mexicain de direction Est-Ouest.

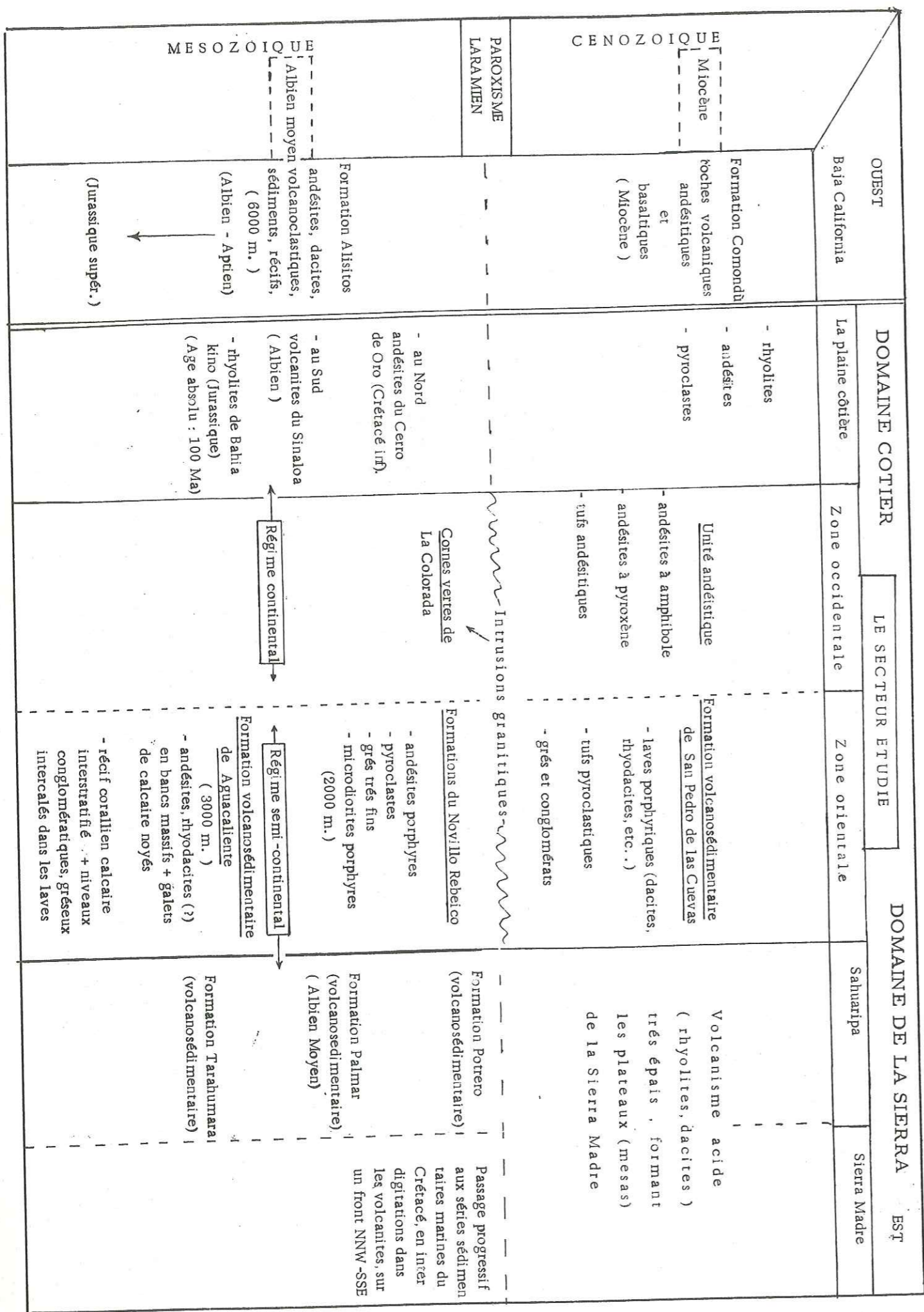
Ces formations volcaniques qui recouvrent la majorité du territoire sont largement représentées au Sonora où nous distinguerons :

- + le domaine "côtier" à l'Ouest, dans la province du désert sonoréen, plus particulièrement en bordure du golfe de Californie ;(1).
- + le domaine "de la Sierra" à l'Est, dans la province de la Sierra Madre.

Dans le secteur étudié, de telles formations se répartissent également en deux zones distinctes que nous rattacherons aux domaines définis plus haut :

- + une zone occidentale où elles forment la plupart des collines de la Sierra de La Colorada, puis les Cerros de San Mojato, Santa Catalina : ces formations volcaniques appartiennent au domaine "côtier".
- + une zone orientale où des laves affleurent au-delà des Sierras Martínez, Teracochi et Santiago et occupent les vallées de Novillo et de Rebeico ; elles s'intègrent ici dans le domaine volcanique de la Sierra Madre où leur extension atteint son maximum.

La première partie de ce chapitre sera consacrée à l'étude des principaux faciès volcaniques reconnus dans la zone occidentale et orientale de la région étudiée. Dans un second temps sera abordé le problème de l'âge de ces formations volcaniques et de la chronologie de leur mise en place.



(1) Le Domaine Cotier s'étend principalement entre Hermosillo et le golfe de Californie et empiète légèrement dans la zone occidentale de notre secteur, près de La Colorada

II - LES DONNEES DE TERRAIN ET L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

A - Zone Occidentale - Domaine Côtier

La première chaîne montagneuse de notre secteur, d'orientation Nord-Sud, séparant les Llanuras de Torres et de San Jose de Pimas, est constituée pour moitié de roches volcaniques représentées principalement par des formations andésitiques auxquelles sont associées des cornes vertes produites par altération ou par métamorphisme.

1 - Les formations andésitiques.

Il existe en fait plusieurs faciès andésitiques correspondant probablement à des épisodes volcaniques distincts ou à des conditions de mise en place différentes. Nous signalerons les caractéristiques des principaux faciès rencontrés mais leur délimitation sur le terrain n'a pas toujours été possible ; ces andésites ont donc été regroupées sous la même rubrique dans la légende de la carte à l'exception du faciès à mégacristsaux de hornblende.

D'après les auteurs, le nom d'andésite doit être restreint aux laves intermédiaires de la série magmatique calco-alcaline dont le pourcentage en silice est compris entre 53 et 62 % (L.BAQUE, 1974). En l'absence d'analyses chimiques nous utiliserons ce terme uniquement au sens pétrographique, définissant une andésite (1) comme une lave porphyrique contenant des phénocristsaux de plagioclase (andésine), de pyroxène ou d'amphibole et une mésostase à pyroxène et polymorphes de silice. Nous parlerons de dacite quand le quartz est exprimé dans la mésostase.

a) - les andésites s. lato.

Ce sont des laves porphyriques contenant d'abondants phénocristsaux de plagioclase, d'amphibole ou de pyroxène ; la couleur de la roche peut varier du rouge violacé au gris noir et l'épaisseur de ces formations andésitiques peut atteindre au maximum 200 m au Cerro Valiente par exemple. Certaines passent à des dacites par apparition de quartz xénomorphe voire même à de véritables rhyolites en coulées intercalées dans les andésites s.str. A l'opposé, on peut passer à des basaltes par diminution des phénocristsaux de plagioclases et apparition d'olivine.

b) - les divers faciès andésitiques.

+ Andésites à hornblende : il s'agit du faciès le plus répandu, qu'on rencontre notamment dans le Cerro de Santa Catalina (19^d20) ainsi que sous les rhyolites ignimbritiques de La Colorada. Les phénocristsaux de hornblende peuvent atteindre jusqu'à 1,5 cm de longueur et baignent dans une pâte microcristalline de couleur gris violet. Ils sont parfois entrecroisés donnant une figure en X et présentent une altération superficielle en forme de sablier.

Au microscope (LM -5 à 2') on note une structure microlitique porphyrique avec des plagioclases (35 %) de composition moyenne An 45, zônés, maclés Albite - Carlsbad et altérés en calcite ; quelques porphyroblastes de sanidine craquelés indiquant une tendance trachytique de la roche ; des phénocristsaux d'oxyhornblende (15 %) automorphes, maclés bordés d'oxydes de fer ou couronnés par un mélange de calcite - quartz - biotite - qui peut également en occuper le coeur - une mésostase (50 %) composée de microlites de plagioclase, de limonite, de calcite et de verre.

(1) ; Il est probable qu'à l'analyse, un bon nombre de roches que nous avons appelées andésites s'avèreraient appartenir aux familles dacitiques ou rhyodacitiques.

Des andésites à amphibole identiques ont été signalées au Nord de notre secteur près de Urés par FLORES, (1929), et à Santa Ana par G.SALAS (1968). Nous avons distingué sur notre carte par un figuré spécial ces andésites à mégaphénocristsaux de hornblende.

+ Andésites à orthopyroxène : leur couleur est généralement plus sombre :

Au microscope (LM 19^d 1) elles montrent : des phénocristsaux de plagioclase (20 %) de composition moyenne An38, des orthopyroxènes (15 %) à section subcarrée associés à quelques débris de hornblende brune ; une mésostase (65 %) de verre, de microlites de plagioclase et de grains de magnétite.

+ Andésites basaltiques à olivine : elles se distinguent des andésites s. str. par leur teinte noirâtre et se rapprochent ainsi des basaltes plioquaternaires avec lesquels il est souvent difficile de les différencier ; les affleurements les plus représentatifs se situent autour du ranch Tecolote (18^d 1).

Au microscope (LM 18^d 1) on observe une structure microlitique porphyrique avec une nette diminution de la quantité de phénocristsaux (5 %) représentés ici par quelques plagioclases enrichis en calcium (composition An55) et présentant une couronne d'altération. En outre, on observe : des hornblendes basaltiques (10 %) en partie épigénisées par de la magnétite ; de l'olivine iddingsitisée (1 %) et quelques zéolites ; une mésostase (75 %) composée de verre, de grains de magnétite et de microlites feldspathiques.

Ces andésites représentent le pôle le plus basique de la série mais nous avons également rencontré des termes acides où le quartz apparaît sous forme de phénocristsaux.

+ les tufs andésitiques : des matériaux pyroclastiques de types variés (brèches, agglomérats, tufs) sont souvent associés aux andésites, notamment près des ranchs Aguajito, La Candelaria, et le corral de la Vinateria.

Ces tufs sont de couleur rouge brique due à une pigmentation par des oxydes de fer et contiennent de nombreux éléments volcaniques de même nature que le ciment qui les lie.

Au microscope (LM 19^d d 2), on remarque : des plagioclases (30 %) (andésine) altérés, des pyroxènes (15 %) corrodés (hypersthène) et de la calcite dans un ciment opaque de nature probablement vitreuse.

Ces produits pyroclastiques correspondent sans doute à une période de calme volcanique permettant le remaniement des matériaux émis au préalable.

c) - les altérations.

Ces formations andésitiques présentent localement des phénomènes d'altération :

+ silicification : avec production de calcédoine blanche ou d'opale en concrétions bothryoïdales résultant d'une phase hydrothermale secondaire ; elle est particulièrement visible au Cerro Prieto et près du ranch La Candelaria ;

+ séricitisation : avec formation d'une roche poreuse de couleur blanche ; les caractères pétrographiques de la roche initiale sont inidentifiables (LM -5b14).

+ tourmalinisation : qui se manifeste sous forme de poches aplaties, de 2 à 5 cm de diamètre, remplies de cristaux de tourmaline noire qui indiquent le sens de la coulée ; on les observe en particulier dans les collines qui entourent le ranch de La Junta.

Mais, malgré ces phénomènes d'altération qui restent localisés, les roches andésitiques conservent un aspect relativement frais qui permet de reconnaître assez facilement à l'affleurement leur nature volcanique. Or, ce n'est pas le cas pour les cornes vertes dont l'étude suit.

2 - Les cornes vertes d'origine volcanique ou les méta-andésites.

Par analogie avec les cornéennes du Trias produites par métamorphisme de contact, nous avons regroupé sous le terme de cornes vertes des roches aphanitiques de couleur vert foncé à noir, à cassure irrégulière et patine vert de gris. Aucun indice sur le terrain ne permet de déceler la nature originelle de ces roches et seule une étude microscopique révèle des caractères propres aux roches d'épanchement.

Ces formations sont particulièrement développées au Nord de La Colorada sur plusieurs dizaines de Km² autour du Cerro de la Bronzuda (1) et Cerro de La Verde ; leur épaisseur varie de quelques mètres sur les bordures à une centaine de mètres au centre de ces massifs. Elles semblent "reposer" sur des granites intrusifs de type "caché", c'est-à-dire qui n'affleurent qu'accidentellement au fond de dépressions topographiques.

Les modifications minéralogiques subies par ces roches ne se retrouvent pas uniformément dans les massifs cartographiés comme "cornes vertes". Quatre échantillons, prélevés en différents points du Cerro de la Bronzuda illustrent le caractère irrégulier de ces transformations pétrographiques.

Nous allons décrire successivement les principaux stades de transformation subies par les andésites.

a) Analyse pétrographique microscopique.

LM -4 d20 : andésite légèrement transformée.

La structure est microgrenue à microlitique porphyrique, les phénocristaux (35 %) sont représentés par des plagioclases de composition An₄₀, à altération zonée, au cœur parfois rempli de calcite. La mésostase (65%) est composée : de granules de chlorite, épidote, de minéraux opaques, de microlites de feldspaths maclés Albite ou Carlsbad, d'agglomérats orbiculaires de minéraux noirs, de chlorite de quartz, calcite et épidote, de pyroxènes pseudomorphosés en amphiboles, de silice amorphe.

LM - 3c5' : trachyandésites transformées.

La structure microlitique est fluidale, de type trachytique, avec des lattes de plagioclase (65 %), de composition An 40 orientées dans une même direction ; des phénocristaux (10 %) de pyroxène souvent entourés d'une couronne de hornblende verte, avec de la chlorite en remplissage dans les fissures ainsi que de l'épidote ; une mésostase, réduite, constituée d'épidote (5%), de chlorite (15 %), de quartz (2 %) ; de calcite en amas, néoformée ou en pseudomorphose de minéraux dont les bords sont soulignés par des oxydes de fer présents également dans la pâte (15 %).

Les transformations minéralogiques sont ici plus avancées mais on reconnaît encore une andésite à tendance trachytique.

(1) Toponymie en relation avec la couleur verte des roches : Bronzuda = couleur de bronze, Verde = vert.

LM - 3c7 : Corne verte.

On distingue toujours une structure microlitique porphyrique avec des phénocristaux de plagioclase (50 %) de composition AN 45, peu altérés, craquelés, des pyroxènes (augite) en grosses sections basales (8 %) des fantômes d'amphiboles ou de pyroxènes, complètement pseudomorphosés en chlorite (10 %) avec de la hornblende verte secondaire automorphe ; des minéraux opaques (10 %), de l'épidote, de la chlorite, un peu d'albite et du quartz forment une pâte microlitique.

LM - 4d14 : Corne verte.

La roche a complètement recristallisé ; la structure est microgrenue, avec des fantômes de plagioclases (15 %) transformés en quartz, épidote, chlorite. Quelques anciens pyroxènes fantômes également transformés en épidote, chlorite et avec de la biotite en couronne ; de l'épidote en pseudomorphose de minéraux et en filonnets au travers de la roche ; une pâte microgrenue constituée essentiellement de quartz, épidote, chlorite, un peu d'albite et de calcite

Nous avons là une corne verte issue d'une lave andésitique mais dont la nature volcanique initiale n'est que difficilement identifiable

b) - Nature des processus de transformation : propylitisation ou thermométamorphisme.

Deux types de minéraux ont été observés :

- + minéraux primaires : pyroxènes + plagioclases ;
- + minéraux secondaires : chlorite + épidote + calcite + quartz + hornblende verte + albite + biotite + magnétite.

La seconde paragénèse peut avoir été provoquée par l'un ou l'autre processus suivante :

- soit un métamorphisme de contact affectant des roches volcaniques de type andésitique et dont l'intensité correspondrait au faciès cornéenne à albite - épidote (WINKLER, 1969) ;

- soit une altération hydrothermale de séries andésitiques appelée propylitisation et réservée à l'origine aux andésites du Nevada, avec une série d'altérations complexes dont les produits sont chlorite, épidote, zoïsite, calcite, ouralite et pyrite. Cette propylitisation peut être provoquée par des fluides issus d'un granite intrusif ou bien par une sorte d'autopneumatolyse produite en fin de consolidation de la lave ;

Dans les deux cas, les transformations minéralogiques sont identiques et la roche ainsi formée prend l'aspect d'une cornéenne (1) de couleur verte ; seuls les caractères structuraux ont été préservés (1). Il nous faut donc utiliser d'autres arguments que ceux fournis par les associations minérales pour essayer de préciser quel est le processus qui a joué ici.

+ Hypothèse d'un métamorphisme de contact.

Dans le contexte géologique régional, nous avons déjà vu que des phénomènes thermométamorphiques affectaient des séries sédimentaires paléozoïques et triasiques. C'est précisément le cas dans la région de La Colorada où des cornéennes d'origine sédimentaire d'âge triasique, de faciès albite - épidote ont été engendrées par des granites intrusifs de type "caché".

(1) Les auteurs français (JUNG, 1963) parlent de faciès paléovolcaniques, terme qui ne semble pas s'appliquer dans notre cas.

Dans la même zone affleurent des cornes vertes dont les relations avec ces mêmes corps intrusifs ne sont que partiellement perceptibles. En effet, ces derniers ne recoupent pas topographiquement les laves mais se retrouvent tout autour des massifs qu'ils circonscrivent. Ces divers corps intrusifs appartiennent en fait à un immense batholite granitique sous-jacent.

Les échantillons prélevés montrent d'ailleurs une évolution des modifications minéralogiques ; ces transformations croissent depuis la périphérie vers le centre, en concomitance avec l'augmentation de l'épaisseur des coulées andésitiques.

Nous n'avons pas retrouvé d'auréole classique à partir du granite et l'étendue de la zone à cornes vertes est assez inhabituelle pour une auréole de contact. De plus, la faible épaisseur de ces cornes vertes (200 m au maximum) implique une mise en place à faible profondeur des corps intrusifs et pose un problème que nous aborderons plus loin.

D'autre part, il ne nous a pas été permis de vérifier microscopiquement si tous les massifs volcaniques étaient affectés de telles transformations qui peuvent avoir un caractère sporadique ; certaines de ces unités volcaniques sont en effet apparemment intactes.

Il semble cependant que les formations andésitiques fraîches se soient mises en place ultérieurement à celles transformées en cornes vertes, la présence de chlorite néoformée au sein de la mésostase et associée à l'épidote fournissant un argument pétrographique en faveur d'un thermométamorphisme.

+ Hypothèse d'altération hydrothermale ou propylitisation.

Une altération de type propylitique a pu également engendrer de telles cornes vertes ; en effet, la pseudomorphose de pyroxènes ou d'amphiboles, la néoformation de minéraux opaques peuvent être dues à une autoaltération ou propylitisation de la roche lors de son épanchement.

La pyrite, qui montrerait justement l'apport de soufre par voie hydrothermale, n'apparaît que rarement au sein de ces cornes vertes ; cependant, de nombreux indices minéralisés sous forme de filons (pyrite aurifère, argent, cuivre) témoignent d'une activité hydrothermale postérieure à la mise en place des laves.

En résumé, les minéraux opaques, la présence de chlorite en pseudomorphos de cristaux de pyroxènes ou d'amphiboles, l'épidote en filonnets, pourraient tout aussi bien avoir été engendrés par un processus hydrothermal ou de type propylitique qui se confondrait avec des effets similaires produits par métamorphisme de contact, ces deux processus ne s'excluant pas forcément.

B. Zone orientale - Domaine de la Sierra

1 - Les formations volcanosédimentaires d'Aguacaliente

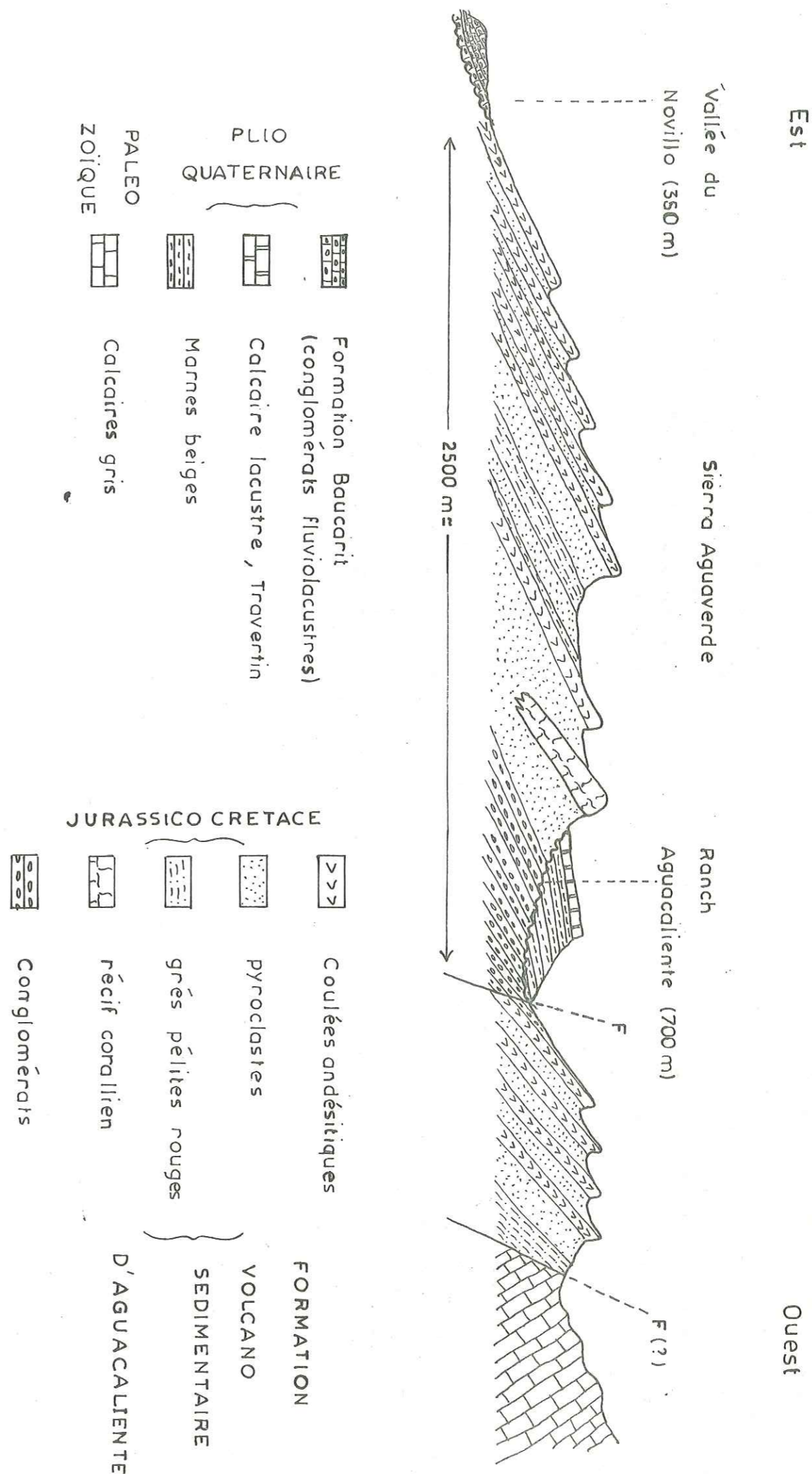
A l'extrême nord est de notre secteur, dans la Sierra d'Aguaverde affleure un ensemble volcanosédimentaire (I) très épais, de plus de 3000 mètres, caractérisé par une alternance régulière de cuestas et de dépressions, morphologie peu classique pour des formations volcaniques. (Fig. 17)

Cette série volcanosédimentaire est orientée N-130° et inclinée de 40 à 70° vers l'Est ; elle repose à l'Ouest en discordance sur des calcaires

(i) Une séquence volcanoclastique d'âge Jurassique est décrite en Arizona, dans les montagnes Canello par HAYES, 1970 et DREWES, 1968.

Fig. 17

COUPE SCHEMATIQUE LE LONG DE L'ARROYO
AGUACALIENTE



présupposés paléozoïques et elle est recouverte à l'Est par la formation Baucarit du plioquaternaire, également en contact discordant.

L'arroyo Aguacaliente qui recoupe cette formation perpendiculairement (d'Ouest en Est) nous a permis de reconnaître les principales unités lithologiques que nous avons représentées dans une coupe schématique tirée de nos observations.

Pour la clarté de l'exposé, nous séparerons les épisodes volcaniques des épisodes sédimentaires ; en fait, ils sont étroitement associés et on a à faire à une véritable série volcanosédimentaire.

a) - Episodes volcaniques .

Ils sont représentés par des coulées de nature andésitique de couleur violet - rouge ou jaune clair, formant des bancs massifs de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et délimitant topographiquement des cuestas ; certaines de ces coulées contiennent des galets de calcaire paléozoïque.

Ces dernières sont régulièrement espacées et séparées par des roches de nature pyroclastique consolidées (brèches, tufs) dont les éléments et le ciment sont de même nature. Ces matériaux sont consolidés, mais du fait de leur hétérogénéité, ils sont facilement attaqués par l'érosion si bien qu'ils donnent des dépressions particulièrement contrastés avec les cuestas.

Ces associations de coulées et de tufs se répètent régulièrement traduisant une activité volcanique à caractère rythmique avec des émissions de laves et de matériaux pyroclastiques en milieu sub-aérien ou subaquatique.

b) - Episodes sédimentaires.

Des formations de grès et de conglomérats sont intercalées irrégulièrement dans les formations volcaniques :

- les grès, de couleur rouge lie de vin sont siliceux, à grain très fin et forment des couches peu épaisses, régulièrement litées ;

- les conglomérats sont beaucoup plus répandus et leur épaisseur peut atteindre une centaine de mètres ; les éléments sont subarrondis à anguleux, de nature volcanique (75 %) calcaire (15 %) et quartzeux (10 %) ; le ciment, de couleur jaune à rouge est siliceux ; les affleurements les plus importants s'observent en contre bas du Ranch Aguacaliente, le long de l'arroyo.

Le passage aux formations volcaniques est progressif ; il est marqué localement par la présence de galets calcaires noyés dans les laves.

c) - Découverte d'un bioherme interstratifié dans les laves.

A 1 km à l'Est du Ranch Aguacaliente, nous avons découvert, dans les coulées volcaniques, un récif calcaire de 30 mètres d'épaisseur et de 5 à 600 m de long, dont la direction et l'inclinaison sont identiques à celles des roches volcaniques dans lesquelles il semble interstratifié. Latéralement, cette barre calcaire disparaît ; nous ne l'avons pas retrouvée dans la coupe naturelle produite par l'arroyo Aguacaliente.

La présence d'une abondante faune corallienne (1), l'absence de plans de stratification, de traces de litage et le caractère sporadique et

(1) Echantillons N° 33 D 1, D 2, D 3, D 4, D 5, déposés au laboratoire de paléontologie de l'Instituto de Geología de la U.N.A.M. pour détermination

limité de cet affleurement nous autorisent à penser qu'il s'agit là d'un récif ou bioherme, interstratifié dans ces laves.

Des récifs identiques ont d'ailleurs été rencontrés en d'autres parties du Sonora. Nous verrons plus loin quelle est l'explication que l'on peut donner sur la présence de ce bioherme.

En résumé, cette série volcanosédimentaire d'Aguacaliente montre un faciès de transition entre des formations volcaniques purement continentales du style de celles du domaine côtier et les séries sédimentaires marines qui les remplacent progressivement vers Sahuaripa.

2 - Le complexe volcanique de Novillo - Rebeico.

En se dirigeant vers le Sud-Est, les formations volcaniques perdent leur disposition ordonnée et régulière qui les caractérisait dans la Sierra d'Aguaverde ; elles passent à un complexe épais de 2000 mètres, essentiellement composé de laves, de tufs qui forment la plupart des montagnes en bordure occidentale de la retenue du Novillo ; leur relief est accidenté, anarchique et ne fournit aucune indication d'ordre structural.

Trois formations prédominent, dont deux sont suffisamment distinctes sur le terrain pour être représentées séparément sur la carte :

- + des formations franchement volcaniques, associées à des coulées de laves andésitiques à rhyolitiques. Nous y avons inclus les formations sédimentaires comparées d'éléments volcaniques,
- + des microdiorites, équivalents microgrenus des laves, dont la mise en place semble avoir été synchrone ou immédiatement postérieure à celles-ci.

a) Les laves andésitiques et les formations volcaniques associées.

Elles couvrent de vastes étendues entre les Sierras de Teracochi, El Pozo, Martinez et la retenue du Novillo. L'épaisseur totale de cette formation atteint 1800 m au cañon de Carricito, dans lequel est entaillée la route qui descend vers le Barrage du Novillo où on peut évaluer toute leur puissance.

Leur couleur est généralement rouge foncé ou violacée avec des zones décolorées par des processus d'altération.

+ Les laves : ce sont des roches de couleur mauve à violette, à cassure plus sombre, contenant de nombreux plagioclases automorphes. L'étude microscopique a révélé une nature dacitique ; deux prélèvements effectués, l'un au Nord sur la route de Batuc à San Pedro, l'autre au Sud, près du ranch La Bota, nous montrent une roche de couleur noire à plagioclases blancs.

LM 23 a 9 - Andésite porphyrique : on note : une structure fluidale, hyaloporphyrrique ; des phénocristaux de plagioclase (35 %) de composition moyenne AN 45, curieusement corrodés suivant les plans de mâcle ; quelques pyroxènes altérés en calcite, chlorite et épidote ; une mésostase vitreuse (65 %) qui contient de nombreux minéraux opaques (+ de 50 % de la pâte) conférant à la roche sa couleur noire.

LM 16 b 2I Andésite porphyrique :

la structure est également fluidale, hyaloporphyrrique ; les phénocristaux sont des plagioclases (35 %) complètement albitisés et séricitisés, des

pyroxènes pseudomorphosés en chlorite, calcite et accompagnés d'apatite et de magnétite ; la pâte est vitreuse, avec tantôt de belles figures de fluidalité soulignées par de minuscules bâtonnets orientés de minéraux opaques, tantôt de sphérolites de dévitrification, de quartz et de feldspaths visibles seulement en lumière polarisée. On y reconnaît également quelques zéolites en baguette ainsi que de nombreux amas de calcite (15 %) et de chlorite en grains diffus.

Ces andésites diffèrent de celles rencontrées dans la zone occidentale par leur structure hyaloporphyrrique et la faible abondance en ferromagnésiens. Dans les deux cas, les roches sont altérées ; nous verrons quelle interprétation peut-être donnée à ces phénomènes d'altération.

Plus au Sud, des laves identiques affleurent autour du village du Llano Colorado où, pour des besoins de recherche minière, une cartographie fine au 1/10.000 accompagnée d'une étude pétrographique détaillée a été effectuée par MESNIER (1974).

L'étude microscopique des laves de cette région révèle la présence de dacites, de latites quartziques et de brèches, localement métamorphosées ou altérées hydrothermalement par une granodiorite intrusive.

Des phénomènes d'altération identiques affectent les roches volcaniques situées en bordure des granites intrusifs près des ranchs La Bota et Piedra Verde : cependant les transformations qui ont pu être observées sont moins nettes et semblent moins développées que celles rencontrées dans la zone occidentale. Elles seules ne nous permettent pas de trancher sur les processus qui les ont engendrées. Nous reprendrons donc les conclusions proposées par MESNIER dans sa thèse (1974) où il démontre le rôle actif d'une phase de métamorphisme de contact dans des laves de la même formation.

+ Les roches pyroclastiques : ce sont des accumulations sur plusieurs centaines de mètres de tufs, de cinérites et de brèches de nature andésitique, de couleur mauve à rouge et fortement altérées ; les affleurements les plus représentatifs se situent autour des ranchs El Rodeo et La Tinaja.

Plusieurs reconnaissances effectuées autour du Novillo nous ont montré que ces matériaux étaient largement représentés : un litage graduel, incliné vers l'Est s'observe en divers points, notamment près du Rodeo et de La Tinaja.

A titre d'exemple, nous décrivons une des lames minces qui nous a paru la plus caractéristique.

LM 16 d7 Ranch la Tinaja - Tuf andésitique ou cinérite.

- A l'oeil nu, on distingue de nombreux débris anguleux de tailles variées (de 0,4 à 2 cm), de couleur gris violet, noyés dans un ciment brun rouge.

- Au microscope, les fragments (70 %) sont de nature andésitique ou rhyodacitique et baignent dans un ciment vitreux (20 %) opacifié par de la limonite. On observe également quelques débris altérés de plagioclase, de quartz, de la chlorite, des oxydes de fer et de la calcite dans les interstices. (10 %).

+ Les greywackes ou les sédiments gréseux : les formations sédimentaires qui se trouvent associées à ce complexe volcanique sont représentées par quelques affleurements limités : des grès très fins affleurent notamment en bordure gauche de la route qui descend sur le barrage du

Novillo à la hauteur du ranch Los Nogales (4 c1) ainsi que sur le sentier reliant les ranch de la Bota et La Tinaja (16 b 43).

Ce sont des grès très fins (siltstone) de couleur violet clair, à patine mauve, formant des bancs réguliers de 50 cm d'épaisseur et n'affleurant qu'accidentellement au milieu des formations volcaniques.

Au microscope, ces grès sont constitués de 98 % de grains de quartz, de taille homogène, à contours anguleux avec quelques minéraux opaques et un peu de séricite. Il est très vraisemblable qu'il s'agit de quartz arrachés aux formations volcaniques rhyolitiques.

b) - Les microdiorites quartziques.

Les andésites passent latéralement à des faciès de type semi-intrusif, microgrenus, macroscopiquement identiques ; il s'agit de roches de couleur vert noir contenant de nombreux phénocristaux de plagioclase et qu'il est difficile de différencier des laves effusives auxquelles on les trouve associées.

Ces microdiorites constituent un ensemble de collines à relief moutonné, tout autour de la Venada dans un rayon de 10 km.

Ils sont bordés par un granite de type intrusif mais nous n'avons pas pu mettre en évidence d'effets métamorphiques francs au niveau de ce contact.

L'étude microscopique de plusieurs échantillons (LM 16 c9, 16 b22, 16 d2I) nous montre : une structure microgrenue porphyrique avec des phénocristaux (25 %) de plagioclase de composition moyenne An 30, altérés en séricite, et parfois d'orthose ; une pâte microgrenue (60 %) composée de grains de quartz, de feldspath, de quelques amphiboles ou biotites pseudomorphosées en calcite, chlorite, épidote, minéraux opaques, et d'apatite.

Ces microdiorites quartziques peuvent passer à des termes anormalement riches en orthose, chlorite et épidote (LM 16 c 12), ces deux minéraux traduisant probablement une altération hydrothermale intense ; de tels faciès se rencontrent surtout autour du ranchito du Cerro Colorado.

Les liens de parenté entre ce type de roche et les formations andésitiques s. str. malgré des caractères pétrographiques différents, sont assez étroits ; nous avons été conduits à les regrouper sous la même rubrique dans la légende de la carte.

Signalons enfin la présence de nombreuses émissions, de rhyolites, à structure sphérolitique, associées à ces microdiorites ou même aux laves et aux tufs ; toutefois, elles semblent plutôt se rattacher aux intrusions grenues qui seront étudiées plus loin.

En résumé, ce complexe volcanique de Novillo - Rebeico semble correspondre aux formations volcanosédimentaires d'Aguacaliente mais avec une nette prédominance des épisodes volcaniques ; les séquences sédimentaires se réduisent en effet à quelques passées gréseuses.

Le caractère irrégulier et désordonné de ces formations indique des conditions de mise en place légèrement différentes de celles qui régnaient au Nord ; l'activité volcanique semble avoir été plus mouvementée ici, soit en raison de la proximité d'appareils extrusifs, soit pour des motifs d'ordre paléogéographique ou simplement tectonique.

Le but de ce travail étant de fournir un document utilisable sur le

terrain, nous avons différencié ce complexe des autres formations volcaniques définies plus haut, sans préjuger des relations chronologiques qui pourraient exister entre elles et qui seront abordées plus loin.

3 - Les formations volcanosédimentaires de San Pedro.

A l'extrémité orientale de notre secteur un ensemble de roches volcaniques et sédimentaires forme le massif montagneux du Cerro Azogue (948 m) et du Cerro Lista Blanca (1170 m).

Ce massif est limité à l'Ouest par la retenue du Novillo et à l'Est par l'arroyo Rancheria qui constitue la frontière naturelle de la carte levée.

Depuis le village de San Pedro (349 m) situé en contrebas sur l'embouchure du rio Moctezuma, on peut apercevoir une série de falaises orientées Nord-Sud, de couleur rouge clair, formées par des laves. C'est là un trait morphologique nouveau qui, mises à part les cuestas de la Sierra d'Agua Verde, n'apparaît pas dans les formations volcaniques précédemment décrites.

Plusieurs expéditions de reconnaissance, à l'Est de notre secteur, au coeur de la Sierra Madre, dans la zone des barrancas nous ont permis de retrouver ces formes particulières : elles semblent caractériser dans cette province, les grands épanchements de laves tertiaires.

Toujours pour des besoins de recherche minière, une cartographie fine a été réalisée en Mars 1972 par FLEISCHER ; nous n'avons retenu que les principales unités lithologiques ("faciès") qui nous semblaient être les plus représentatives et correspondaient aux critères grâce auxquels nous avons conduit nos reconnaissances.

On distingue donc, de bas en haut :

- + des laves porphyriques
- + des sédiments gréseux et conglomératiques
- + des tufs pyroclastiques.

a) - Les laves porphyriques.

Ces laves forment, entre autre, les cuestas superposées signalées plus haut ; (nous verrons au chapitre tectonique comment on peut expliquer la répétition de ces barres subparallèles, allongées NS.)

Ce sont des roches de couleur violette à grise, caractérisées par la présence de nombreux phénocristaux de plagioclase noyés dans une pâte microcristalline ou aphanitique ; elles ont une allure andésitique mais les analyses chimiques de nombreux échantillons ont montré qu'il s'agissait en fait de dacites ou de rhyodacites. (1)

Latéralement on peut assister à une variation de la composition de ces laves vers des rhyolites porphyriques franches. Verticalement elles passent à un conglomérat de couleur mauve ou verte, dont les éléments et la matrice proviennent des laves qu'elles recouvrent.

Ce niveau repère, épais de quelques mètres seulement, n'a pas dans la légende, été distingué des laves porphyriques.

b) - Les sédiments gréseux et conglomératiques.

Ce sont des sédiments lacustres avec des intercalations de cinérites,

de tufs pyroclastiques, qui, comme les laves, se répètent plusieurs fois sur la même transversale. Ces conglomérats sont de couleur sombre, composés d'éléments subarrondis à anguleux de laves porphyriques et de rhyolites noyés dans un ciment siliceux pigmenté.

Les cinérites sont également de couleur mauve et les arkoses, très riches en feldspaths, sont en général de couleur claire. Localement, près de la mine Guatamo, on trouve des dépôts silicocarbonatés, finement lités.

c) - Les tufs pyroclastiques.

Cette formation se trouve au-dessus des laves porphyriques : elle constitue l'équivalent latéral des formations sédimentaires où on retrouve des intercalations de tufs pyroclastiques. Elle prédomine dans la partie orientale du massif contrairement aux sédiments gréseux et conglomératiques qui eux se répartissent surtout à l'Ouest.

Ces tufs sont poreux, feldspathiques, avec parfois des structures à flammes ; ils contiennent des fragments centimétriques de roches volcaniques altérées. Localement, un faciès ignimbritique apparaît formant, soit des bancs peu épais au sein des tufs, soit des équivalents latéraux où leur épaisseur peut alors dépasser la centaine de mètres. Ces ignimbrites présentent une structure sphéroïdale particulière, sans doute due à la dévitrification de la mésostase.

La couleur des tufs est variable (rouge, blanc, mauve) suivant les coulées et en fonction des altérations locales ; elles ne constituent pas un critère de reconnaissance fiable pour la cartographie.

Ces formations volcanosédimentaires de San Pedro, comme les autres précédemment décrites reposent en discordance sur les calcaires paléozoïques affleurant au-dessus du village de San Pedro et sont recouverts par la formation Baucarit plioquaternaire, notamment dans la vallée du rio de la Rancheria à l'Est.

L'épaisseur totale ne peut être évaluée avec certitude du fait du redoublement probable de certaines coulées. On remarquera, de plus, un déplacement général de la composition globale de ces laves vers le pôle acide, trait dominant qui ressort de l'analyse et des constatations de terrain.

En résumé.

Les diverses formations volcaniques de la zone orientale présentent un certain nombre de points communs et de caractères qui les différencient de la zone occidentale :

- + des séquences sédimentaires de puissance variable s'intercalent dans les séquences volcaniques, indiquant des conditions paléogéographiques particulières de type épicontinental (milieu subaquatique ou bordure de bassin), le récif calcaire indiquant une récurrence marine temporaire ;
- + l'épaisseur de l'ensemble des formations est généralement beaucoup plus importante (entre 1500 et 3000 mètres) et de composition plus homogène qu'à l'Ouest ;
- + le matériel pyroclastique de type tuf ou brèches est abondamment représenté ; il constitue pratiquement la moitié des affleurements volcaniques connus ;
- + les phénomènes d'altération hydrothermale sont très importants

(1) Analyses semi-quantitatives par spectrophotométrie d'émission à arc ; W.A. BOWES & Co, Colorado, USA

et prennent le pas sur les modifications minéralogiques dues au thermométamorphisme. Ces dernières, tout en étant présentes, ne sont pas aussi spectaculaires que dans la zone occidentale ;(1).

- + la surface très importante couverte par ces formations, sans commune mesure avec ce qui existe à l'Ouest, préfigure l'importance des phénomènes volcaniques existant dans la Sierra Madre et auxquels on peut les associer.

III - LE PROBLEME DE L'AGE DES EPANCHEMENTS VOLCANIQUES.

Les manifestations volcaniques qui se sont produites au Sonora et plus particulièrement dans notre secteur ont débuté au Mésozoïque et se sont poursuivies, non sans quelques interruptions, jusqu'à l'époque historique.(2).

Nous verrons plus loin que, s'il est possible de différencier aisément les derniers épisodes survenus à la fin du Tertiaire et durant le Quaternaire, il n'en est pas de même pour la période couvrant le Cénozoïque et le Mésozoïque, cela pour plusieurs raisons :

- la période sédimentaire, qui aurait pu fournir de précieuses indications stratigraphiques et paléontologiques, semble, dans notre secteur n'être plus représentée que sporadiquement à la fin du Trias, tout au plus au Lias,

- les quelques récurrences marines ou lagunaires rencontrées dans les formations volcaniques de la zone orientale correspondent à des faciès de bordure d'un bassin qui existait à l'Est, en dehors de notre secteur. C'est seulement au Pliocène que réapparaissent temporairement les sédiments détritiques fluviolacustres de la formation Baucarit résultant d'un démantèlement intense des massifs volcaniques formés antérieurement ;

- aucune mesure géochronologique n'a été effectuée sur les laves ni sur les granites intrusifs qui les recourent.

Aussi, nous allons tenter d'exploiter au mieux, d'une part les indices fournis par nos levés géologiques systématiques, d'autre part les informations fournies, soit par des travaux effectués dans les régions avoisinantes, soit par des expéditions de reconnaissance qui nous ont permis de collecter des informations supplémentaires et de recalibrer nos formations volcaniques dans un cadre géologique plus large et plus cohérent.

A - Zone Orientale - Domaine de la Sierra.

Nous avons défini précédemment un certain nombre de formations ou de complexes volcanosédimentaires dans le domaine oriental de notre secteur. Nous les regrouperons en deux ensembles correspondant à des unités paléogéographiques différentes :

- une unité d'âge jurassico-crétacé ;
- une unité postérieure, d'âge probablement fini crétacé ou début tertiaire.

1 - Le volcanisme jurassico-crétacé.

- a) dans les limites de notre secteur.

Ce sont des formations volcanosédimentaires d'Aguacaliente et du Novillo-

(1) Le métamorphisme qui peut affecter ces formations volcaniques semble avoir été d'une intensité moindre que dans la zone occidentale

(2) Les dernières manifestations, de type basaltiques seront étudiées séparément

Rebeico qui constituent l'unité à laquelle nous attribuons un âge jurassico-crétacé. Reposant en discordance sur les formations carbonatées paléozoïques, elles contiennent de nombreuses intercalations sédimentaires gréseuses ou exceptionnellement calcaires.

Le récif interstratifié de Aguacaliente a fourni une abondante faune de coraux ; nous ne disposons pas encore de résultats de détermination de ces faunes mais il s'agirait vraisemblablement d'espèces apparentées à celles existant déjà dans les formations paléozoïques que nous avons pu rencontrer.

La présence de galets à crinoïdes noyés au sein des laves nous indique d'autre part que ces formations volcaniques se sont mises en place au cours de la période de démantèlement postérieure à l'émergence des séries paléozoïques, soit au Jurassico ou au Crétacé.

b) - voisinage de notre secteur.

A la suite de reconnaissances à l'Est, au Nord et au Sud de notre secteur, nous avons pu mettre en évidence une première période de volcanisme crétacé grâce à des séquences carbonatées interstratifiées ou recouvrant des laves identiques à celles présentes dans le domaine de la Sierra (zone orientale).

- + Au Nord Ouest, à 80 km, autour du puebló du Cerro de Oro, près de la mine La Sultana, affleurent, au milieu des laves andésitiques, des bancs calcaires contenant une abondante faune de gastéropodes et d'huitres, d'âge crétacé inférieur.(1)

- + Au Sud-Est, dans la Sierra du Yaqui, des formations calcaires identiques, près de la mine Villalobos, métamorphosés par contact, appartiennent également à une unité sédimentaire qui a pu être datée du crétacé.

Ces formations crétacées forment d'ailleurs une chaîne continue d'orientation NNW-SSE et qui est recoupée par la route allant à Sahuaripa ; cette unité est d'ailleurs très bien visible en photo aérienne.

Par ailleurs, plusieurs travaux ont montré que le système crétacé était presque entièrement volcanique au Sonora Central.

- + Au Nord, près de Santa Ana, la découverte de Orbitoli Texana permet à SALAS (1968) d'attribuer au Crétacé (Albien) une séquence marine intercalée dans une puissante série d'andésites et de tufs plus ou moins métamorphosés. Près de Ures, FLORES (1929), grâce à des Trigonies, avait également attribué au Crétacé (Néocomien) des bancs calcaires à huitres interstratifiés dans des laves andésitiques.

- + Au Nord-Ouest, près de Caborca, une série volcanique andésitique a été attribuée également au Crétacé par COOPER et ARELLANO (1946).

- + Au l'Est, autour de Sahuaripa et d'Arivechi KING (1939) définit les formations Palmar et Potrero, épaisses de plus de 3000 m et composées de marnes, de laves andésitiques et de calcaires contenant des fossiles de l'Albien moyen (Frédérikburg).

Ces formations sont à prédominance sédimentaire en direction de la Sierra Madre et Chihuahua ; dans notre secteur, ce sont les séquences volcaniques qui prédominent, les sédiments ne se rencontrent plus qu'occasionnellement

(1) Fossiles en cours de détermination

dans les laves (bioherme interstratifié à Aguacaliente, grès dans les formations de Novillo-Rebeico) et finissent par disparaître complètement dans la zone occidentale (La Colorada) où le volcanisme est de type purement continental.

La faune et la lithologie des séries de Sahuaripa indiquent des dépôts littoraux, les eaux de mer ne devant pas s'étendre beaucoup plus loin à l'Ouest où se situe notre unité jurassico-crétacée.

- Au Sud, près de la Barranca, DUMBLE (1900) découvre des coquilles d'huitres, de gastéropodes et d'échinoïdes dans des formations andésitiques de plus de 1000 m d'épaisseur.

- Près de Santa Clara, les volcanites Tarahumaras définies par WILSON ET ROCHA (1949) sont également composées de coulées, d'agglomérats, de brèches et de sédiments intercalés et intrudés localement par des corps plutoniques. La composition de la lave va de l'andésite à la latite, leur couleur est violette à rouge et elles appartiennent elles aussi à l'unité crétacée.

- À l'extrême Sud de l'Etat de Sonora, en Sinaloa, les récents travaux de BONNEAU (1970-1972) ont mis en évidence l'existence à la Vuelta del Cerro, d'une zone de crétacé inférieur moyen (Cénomamien), composée d'une alternance de roches volcaniques, volcanoclastiques et sédimentaires avec également des calcaires récifaux, le tout recouvert par des laves tertiaires.

- Enfin certaines corrélations peuvent être établies avec la formation Alisitos de Basse Californie ; son âge est aptien - albien mais, par endroits, des fossiles d'âge jurassique supérieur la rapprochent de la formation d'Aguacaliente par exemple.

2 - Le volcanisme tertiaire.

Il se limite aux formations de San Pedro où nous avons vu qu'elles se composaient d'une majorité de termes plus acides que la moyenne des autres formations; cette particularité ainsi que les lignes structurales générales nous permettent de les rattacher au volcanisme tertiaire.

Celui-ci se manifeste plus amplement à l'Est dans la Sierra Madre où les plateaux (mesas) composés de laves rhyolithiques et de tufs reposent en discordance sur les unités volcanosédimentaires (KING, 1939). On peut d'ailleurs remarquer que des granites recoupent les formations tertiaires ainsi que celles du Crétacé ; nous verrons dans le chapitre consacré aux roches intrusives à quelle époque ils se sont mis en place.

B - Zone Occidentale - Domaine de la Côte.

Nous avons distingué deux unités volcaniques dans la partie occidentale de notre secteur :

- les cornes vertes
- les formations andésitiques.

Ici encore, l'attribution d'un âge à ces unités volcaniques pose un problème : en l'absence d'arguments stratigraphiques, nous devons raisonner par analogie avec des formations volcaniques connues aux alentours.

En effet, dans la zone occidentale, les unités volcaniques ne comprennent

plus de séquences sédimentaires intercalées qui permettent de les rattacher avec celles de la zone orientale ; elles ont, au contraire, un caractère nettement continental et dans ce cas on peut envisager deux hypothèses :

- ou bien il s'agit d'un passage latéral des formations volcano-sédimentaires de la zone orientale, du fait de conditions paléogéographiques différentes, si on admet toutefois leur contemporanéité. Dans ce cas, les deux unités appartiendraient au même épisode volcanique produit au Jurassique ou au Crétacé ; on pourrait cependant difficilement expliquer la présence d'andésites totalement épargnées par le processus de métamorphisme ou de propylitisation et associées aux cornes vertes ;

- ou bien seule l'unité "cornes vertes" représente le passage latéral des séries volcanosédimentaires d'âge jurassico crétacé ; l'unité andésitique se serait, elle, mise en place plus tard, au Tertiaire, après les intrusions laramiennes; on pourrait ainsi expliquer leur relative fraîcheur par rapport aux formations jurassico-crétacées.

C'est cette dernière hypothèse que nous retiendrons, à savoir une première manifestation volcanique au Crétacé dont les produits ont été métamorphisés par contact par des granites post-crétacés (laramiens) et une seconde manifestation andésitique au Tertiaire.

1 - L'unité "cornes vertes" jurassico-crétacée.

Ce sont les équivalents latéraux des unités volcanosédimentaires de la zone orientale ; leur faible épaisseur (200 m au maximum) pourrait s'expliquer par une érosion intense qui aurait seulement préservé les zones indurées au contact des granites intrusifs laramiens

Nous verrons plus loin que cette hypothèse permet également d'expliquer la présence de granites intrusifs à une profondeur aussi faible. En fait, quant aux processus de transformation, ils seraient contemporains des intrusions granitiques mises en place au cours de la phase laramienne

2 - L'unité andésitique tertiaire.

Cet épisode volcanique se caractérise par des épanchements andésitiques avec des variations allant de la dacite à l'andésite basaltique ; il est accompagné de quelques tufs pyroclastiques. Ces formations reposent en discordance sur des calcaires paléozoïques ou des conglomérats permotriasiens et sont recouverts par des ignimbrites fini tertiaires. Les relations avec les cornes vertes ne sont pas visibles .

3 - A l'extérieur de notre secteur, vers la plaine côtière.

Ici, les formations volcaniques sont d'âge tertiaire :

- entre Hermosillo et Guaymas, ce sont des andésites, des rhyolites et des roches pyroclastiques, identiques à celles que nous avons dans la zone occidentale avec cependant une nette prédominance des termes acides (rhyolites); les travaux de MESNIER (1974) effectués dans cette région montrent l'appartenance de ces formations au Tertiaire. Signalons également que des mesures radiométriques effectuées sur des rhyolites près de Bahia Kino (ANDERSON et al., 1969) donnent un âge jurassique : il faut donc admettre que certaines de ces formations sont mésozoïques et correspondent à l'épisode volcano-sédimentaire du

domaine de la Sierra, dans la zone orientale de notre secteur, que nous avons attribué au Jurassico-Crétacé,

- plus à l'Est, en Basse Californie, la formation Comondû (HEIM, 1922) recouvre une grande partie de la péninsule ; d'Est en Ouest, elle se compose de roches volcaniques andésitiques à basaltiques passant graduellement à des sédiments vers l'Ouest. Cette formation volcanique a pu être datée du Miocène, notamment autour de Santa Rosalia, B.C. et représente le volcanisme tertiaire de cette région que nous englobons dans le domaine côtier - zone occidentale.

Ainsi pouvons nous considérer que les formations andésitiques de la zone occidentale se rattachent aux épisodes volcaniques datés plus à l'Ouest ; elles marquent en quelque sorte la limite paléogéographique du volcanisme existant au Tertiaire dans la zone du golfe de Californie.

III - CONCLUSIONS

En conclusion, nous retiendrons les faits suivants :

Deux épisodes volcaniques sont intervenus dans notre secteur :

+ le premier, pré-laramien, est particulièrement développé dans la zone orientale (domaine de la Sierra) avec les formations volcanosédimentaires de Aguacaliente et le complexe du Novillo-Rebeico ; ce sont principalement des andésites et des pyroclastes auxquelles s'associent des rhyolites et des séquences sédimentaires gréseuses ou calcaires.

Localement, ces produits sont métamorphisés par les granites intrusifs laramiens et donnent des cornes vertes (Llano Colorado, La Colorada.)

+ le second, post-laramien, d'âge probablement miocène - oligocène, est représenté par les formations de San Pedro de las Cuevas à l'Est et les formations andésitiques de La Colorada à l'Ouest. Bien qu'on retrouve des andésites, on remarque dans ce second épisode un déplacement de la composition des laves vers le pôle acide, avec parfois prédominance des termes rhyolitiques comme dans la Sierra Madre et vers le golfe de Californie à l'Ouest. On remarque également l'apparition de termes basaltiques (andésites basaltiques) qui annoncent le volcanisme bimodal finitertiaire.

Dans ces deux épisodes, on constate une prédominance des termes andésitiques, du moins en ce qui concerne notre secteur ; les séquences sédimentaires sont interstratifiées, principalement au cours du premier épisode et diminuent d'importance au Tertiaire où elles disparaissent complètement ; elles indiquent que le volcanisme s'est effectué dans un milieu sub-marin au cours du Crétacé avec une mer s'ouvrant vers l'Est en direction de Sahuaripa où les couches sédimentaires tendent à se généraliser.

CHAPITRE VI

LES ROCHES PLUTONIQUES INTRUSIVES

LES ROCHES PLUTONIQUES INTRUSIVES

I. INTRODUCTION

Les roches plutoniques qui affleurent dans notre région couvrent de grandes surfaces autour des villages de La Colorada à l'Ouest, de Mazatan au Nord et de Matape au NE.

Toutes sont de type intrusif : en effet, nous avons pu voir qu'elles recoupent des formations volcaniques, sédimentaires ou cristallophylliennes antérieures et les métamorphisent souvent.

Elles sont le plus fréquemment représentées par des granites, mais on trouve également des granodiorites, des diorites, des syénites et même des monzonites; des rhyolites et des microgranites peuvent être associés à ces roches plutoniques, ils seront également mentionnés dans ce chapitre.

La distinction des principaux types a été guidée par des critères macroscopiques et morphologiques mais à la suite de l'étude microscopique de nombreuses lames minces et de quelques analyses chimiques, nous avons pu définir plusieurs variétés pétrographiques qui ne correspondaient pas forcément aux ensembles définis sur le terrain (1). Les résultats de l'analyse pétrographique ne seront exploités que pour l'interprétation génétique proposée à la fin de chaque chapitre et éventuellement pour compléter et étoffer les observations de terrain.

On peut ainsi distinguer plusieurs ensembles plutoniques, regroupés par régions :

- * les intrusions de la Sierra de La Colorada,
- * Le granite de Mazatan,
- * les granites de Matape,
- * les granites de Puerto,
- * les granodiorites de Martinez,
- * les granodiorites et intrusions silicobréchiques de San Pedro.

II. LES PRINCIPAUX ENSEMBLES PLUTONIQUES

A - Les intrusions de la Sierra de La Colorada.

1 - Situation géographique, généralités.

Des roches plutoniques se rencontrent autour du village de la Colorada, près des ranchs Represo del Verde et La Esmeralda, La Garita, Valuarte et Las Norias.

Elles font partie de la Sierra de La Colorada, qui constitue la première chaîne montagneuse d'orientation NS de notre secteur : les affleurements sont souvent sporadiques et recouverts d'une arène granitique ou noyés au sein de séries carbonatées et volcaniques qui rendent leur repérage délicat à l'échelle du 1/75 000.

(1) Pour ne pas modifier le caractère pratique de la carte, les premières subdivisions correspondant aux critères utilisés pendant les levés de terrain ont été conservées.

2 - Les principaux types de roches intrusives.

Nous en avons distingué cinq types sur le terrain d'après leurs caractères morphologiques et/ou pétrographiques; de nombreux échantillons ont été prélevés mais nous n'avons pu obtenir les lames minces et analyses correspondantes (1). Nous nous contenterons donc de donner une description macroscopique de ces principaux faciès en utilisant pour deux variétés seulement les résultats fournis par l'analyse microscopique de lames minces effectuées à Grenoble.

a - les granites en "creux",

Ce sont des roches à grain fin, généralement leucocrates, souvent arénisées qui constituent des dépressions ou des étendues à relief émoussé passant progressivement à des plaines à pédiments, les Llanuras de Torres et de San Jose de Pimas. Il est alors difficile de délimiter exactement le domaine des granites qui peuvent se prolonger parfois très loin sous une faible couverture de pédiments comme l'ont montré de nombreux forages pour la recherche d'eau dans ces Llanuras.

Ces granites sont largement représentés autour du ranch Valuarte au Nord, de la mine San Antonio au centre et autour du ranch El Churi, au Sud de la Sierra de La Colorada. Malgré leur morphologie qui les ferait passer plutôt pour des granites de socle, leur nature intrusive est attestée par des phénomènes de métamorphisme de contact observés dans les séries sédimentaires triasiques ou les laves crétacées encaissantes.

De nombreux phénomènes d'altération (abondance d'épidote, damouritisation des feldspaths, etc...) témoignent d'une phase hydrothermale postérieure à leur mise en place.

b - les granites en "relief",

Associés aux précédents, ils s'en distinguent d'autant plus qu'ils forment des collines parfois assez élevées (Cerro de Trenecitos, 600 m; Cerro de las Norias, 650 m) qui émergent au milieu des granites altérés "en creux". On les rencontre surtout de part et d'autre de la route de San Jose de Pimas au Sud de la Sierra de La Colorada. Ils sont généralement hololeucocrates, à grain moyen, et montrent parfois des porphyroblastes centimétriques de feldspath. (Cerro Mojon) et se caractérisent par une très faible teneur en minéraux ferro-magnésiens.

Les granites à enclaves sont étroitement associés à ces derniers et n'en diffèrent que par la présence de panneaux de roches sédimentaires de plusieurs dizaines de m² incluses dans leur masse. Nous avons vu que ces panneaux appartenaient aux séries permotriasiques ou triasiques et avaient été transformés en de véritables cornéennes par métamorphisme de contact.

On observe dans ce cas une sensible augmentation du pourcentage des minéraux ferromagnésiens conférant à la roche une couleur gris-vert sombre; ces granites à enclaves se rencontrent principalement autour de la mine La Bronzuda et du ranch Tepehuaje (Cerro Mojon, Cerro Represo del Verde).

c - les granites intrusifs dans les séries carbonatées,

Nous les avons différenciés là où ils recoupent indiscutablement les séries carbonatées paléozoïques, notamment autour du ranch Las Norias.

(1) Echantillons déposés pour analyse chimique à l'Institut de Géologie de la U.N.A.M., Mexico

Ce sont des roches de couleur rosée contenant de nombreux ferromagnésiens et qui métamorphisent par contact les calcaires dans lesquels on les trouve en filons ou en petits massifs circonscrits. De tels affleurements sont visibles en bordure de la route Hermosillo-Mazatan, à la hauteur du Km 24, ainsi qu'aux pieds des montagnes qui forment la Sierra de San Juan de Dios.

LM-19³d 16, granite subalcalin-monzonitique à pyroxène, Las Norias.

Macroscopiquement, la roche montre un grain fin; elle est leucocrate, de couleur blanc rosé avec quelques mouchetures noires.

Microscopiquement, on observe une structure microgrenue porphyrique. Les minéraux essentiels sont représentés par quelques phénocristaux de plagioclase maclé, du quartz subautomorphe (15%), des plagioclases maclés albite et carlsbad, de composition An₂₅-An₃₅, souvent altérés ou transformés, des feldspaths potassiques (probablement orthose) très altérés, perthiques, à exsolution d'albite, des pyroxènes calciques (15%) parfois très altérés, en petites sections basales trappues et des amphiboles vertes (5%). Les minéraux accessoires sont la fluorine (rare), de nombreuses baguettes d'apatite, du zircon, du sphène et des minéraux opaques.

Les proportions de feldspaths potassiques et de plagioclases nous permettent de placer ce granite dans le groupe des granites monzonitiques de la famille calco-alcaline (1).

Il ne fait guère de doute que les pyroxènes soient secondaires et aient été produits par endomorphisme lors de l'intrusion du magma granitique dans des terrains carbonatés.

d - les granodiorites,

Ces roches, de couleur vert sombre, à grain fin, se rencontrent autour des anciennes mines de la Colorada ainsi qu'au Nord, près de San Morato; leurs limites ne sont pas toujours très nettes : en effet, elles passent parfois progressivement aux granites à enclaves ou aux granites "en creux".

Ici encore, ce sont des roches de nature intrusive qui semblent bien avoir joué un rôle important dans les altérations constatées au sein des laves andésitiques ainsi que pour la minéralisation en or et en argent de La Colorada.

LM-4 b 4, granodiorite à amphibole, Zubiata-Las Norias.

Macroscopiquement, la roche est de couleur rose et verte et montre un grain fin à moyen.

Microscopiquement, on reconnaît une structure grenue : les minéraux essentiels sont : le quartz xénomorphe (15%), les plagioclases de composition An₃₀-An₄₀, (30%) en phénocristaux subautomorphes parfois zonés et séricitisés, les feldspaths alcalins (15%) représentés par l'orthose et qui englobent les plagioclases, des amphiboles automorphes (hornblende verte 5%) souvent maclées et altérées en biotite-chlorite-sphène et de la biotite transformée en chlorite et épidote. Les minéraux accessoires sont représentés par le sphène, en cristaux déchiquetés, quelques grains d'épidote (pistachi te) associés à de la chlorite, des minéraux opaques, quelques grains de zircon et de l'apatite.

La prédominance des plagioclases sur les feldspaths alcalins nous permet de classer ces granites dans le groupe des granodiorites.

(1) Terminologie adoptée suivant la classification de JUNG, 1963.

Granite alcalin : Quartz + Feldspaths alcalins	Granite calcoalcalin : Granite subalcalin (Q + Or. + Pl.) (Or > Pl)
Diorite quartzique : Quartz + Plagioclases	Gr. monzonitique (Q + Or. + Pl.) (Or = Pl)
Diorite : Plagioclases à An < 50	Granodiorite (Q + Or. + Pl.) (Or < Pl)

e - les rhyolites ou microgranites,

Ce sont des roches microgrenues ou à la limite entre les types effusifs et intrusifs et de nature franchement acide; elles semblent avoir accompagné la mise en place des roches grenues précédentes; leur faible superficie n'a pas toujours permis de les représenter sur la carte. On les trouve autour du village de La Colorada, près du Cerro Trenecitos et dans les massifs du Cerro La Bronzuda et du Picacho Colorado.

On peut également rencontrer des roches à l'aspect macroscopique de rhyolites qui coiffent les andésites métamorphisées (cornes vertes) qu'elles paraissent avoir recoupées; elles se distinguent d'assez loin par leur couleur rose clair qui ressort sur les cornes vertes et par leur forme caractéristique de culots aux formes aiguës.

LM-5b 16, microgranite subalcalin, La Colorada.

Macroscopiquement, la roche est de couleur blanche et montre des cristaux subautomorphes de quartz et de feldspath. baignant dans une pâte microgrenue blanche; on note l'absence de ferromagnésiens.

Microscopiquement, on observe une structure microgrenue porphyrique. Les phénocristaux sont du quartz (40%), et de l'orthose perthitique; ils sont entourés de cristaux plus petits de quartz, de plagioclases An30 séricitisés, de feldspaths alcalins et d'un peu de muscovite.

Le quartz, (40%), l'orthose (30%) et les plagioclases (15%) permettent de classer cette roche dans les microgranites subalcalins.

En résumé, les intrusions granitiques de la Sierra de La Colorada sont représentées par des granites calco-alcalins (granites subalcalins à monzonitiques et granodiorites) qui recourent les séries sédimentaires triasiques et volcaniques crétacées; leur mise en place ne s'est pas forcément effectuée simultanément: il est en effet possible que certains corps granitiques en recourent d'autres mais il aurait fallu pour cela travailler à une échelle beaucoup plus faible, ce qui ne correspondait ni aux objectifs qui nous avaient été fixés, ni aux moyens dont nous disposions.

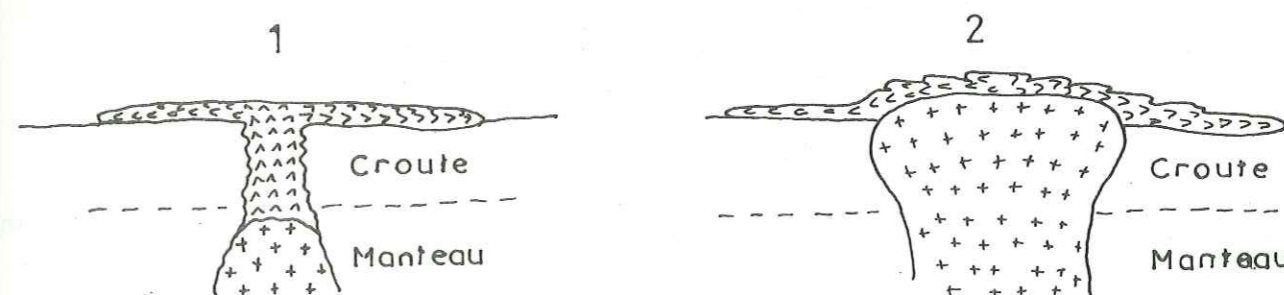
3 - Le problème de la mise en place de ces granites.

Nous avons vu, dans le chapitre consacré aux formations volcaniques, que la présence de granites intrusifs dans une série aussi peu épaisse, de l'ordre de 200 à 300 mètres était difficilement compatible avec les conditions thermodynamiques généralement admises et posait un problème quant à la profondeur de leur mise en place. Or, dans le cas de la Sierra de La Colorada, il semble bien qu'on soit amené à envisager deux hypothèses:

- * Ou bien la couverture volcanique était beaucoup plus épaisse au moment de la mise en place de ces granites et seule a subsisté la partie inférieure métamorphisée au contact de l'intrusif, la partie supérieure ayant été détruite et décapée par l'érosion. En effet, on pourrait admettre que lors des épisodes de tectonique cassante à l'origine des horsts et des grabens, l'ensemble granite-encaissant se serait soulevé et que par contre, de part et d'autre de la Sierra de La Colorada, les grabens auraient été comblés par les produits de démantèlement de la plus grande partie des formations volcaniques.
- * Ou bien la couverture volcanique était effectivement très peu épaisse et dans ce cas on aurait une mise en place d'un granite à une profondeur relativement faible, n'excédant probablement pas 1000 mètres.

C'est l'hypothèse des intrusions à faible profondeur que nous retiendrons à la suite d'ailleurs de HAMILTON, 1969 et de CHOUBERT, 1970.

En effet, HAMILTON, 1969, estime que les intrusions plutoniques (à chimisme calco-alcalin) d'Arizona se sont mises en place à faible profondeur (shallow depth granites) et qu'il n'y a pas lieu de les séparer des formations andésitiques qui les recouvrent. Ces batholites sont généralement de composition granodioritique et à grain fin; ils montent à travers la croûte et s'épanchent ensuite latéralement sous une couverture relativement peu épaisse (1000 à 1500 m) de laves fournies par leurs propres éjections. (Fig. 18)



Mise en place des plutons et volcanites calco alcalins
issus d'un même magma (batholite "roofless" ou "shallow depth")

Fig. 18 (d'après la théorie de W. HAMILTON)

De son côté, CHOUBERT, 1970, à propos de certains granites africains, pense qu'ils se sont mis en place à de faibles profondeurs (moins de 500 mètres) par une granitisation d'un matériel volcanique correspondant à une phase tardive d'extension des foyers aux détriments d'appareils superficiels.

La présence de faciès de bordures quartzitiques et de types rhyolitiques, la texture à grain fin des différents granites, nous incite à penser que l'hypothèse d'une phase subvolcanique pourrait très bien s'appliquer à ces roches intrusives de la Sierra de La Colorada.

On pourrait aussi évoquer la présence d'eau et d'éléments volatils déplaçant les courbes de solidus et de liquidus vers des températures plus faibles et permettant ainsi une mise en place à des profondeurs plus faibles (FOURNIER, 1968; FONTEILLES, 1971).

Nous verrons que les formations sédimentaires encaissantes contiennent de nombreux cristaux d'idocrase dont la composition chimique comporte normalement des éléments volatils en proportions variables.

Mais le problème se pose de savoir quelle est l'origine des magmas: en effet, même pour qu'un magma granitique saturé en H₂O puisse monter à moins d'un kilomètre de la surface, il faut que sa température soit supérieure à 800°. Or, cette condition ne semble être réalisable que pour les magmas granitiques produits par différenciation de magmas basaltiques issus du manteau et non pas pour ceux formés par fusion anatectique de la croûte sialique; une telle hypothèse s'accorde assez bien avec la théorie des plaques qui sera abordée plus loin.

4 - L'âge des intrusions de La Colorada.

Les corps intrusifs que nous venons de décrire recoupent soit des formations d'origine sédimentaire, à savoir les séries détritiques triasiques transformées en cornéennes ou les séries calcaires paléozoïques transformées en skarns, soit des formations volcaniques attribuées au Crétacé et transformées en cornes vertes. Les formations volcaniques finies tertiaires, quant à elles, ne semblent pas avoir subi de métamorphisme de contact.

On peut donc avancer un âge ^{de} Fin-Crétacé à début ^{du} Tertiaire pour ces corps intrusifs; nous verrons au chapitre tectonique que cette phase de granitisation correspond globalement à la phase laramienne, s. l.

B - Le granite de Mazatan.

Le massif de la Sierra de Mazatan se trouve au Nord du village du même nom dans la partie centrale de notre secteur; il constitue un vaste dôme à courbure régulière, d'une surface de près de 400 Km² et de forme ellipsoïdale. (photo 19)

Sa vaste coupole émerge des plaines qui l'entourent (Llanuras de Santa Rosalia, de Mazatan) et qu'elle domine de plus de 1000 mètres (ranch Bachan au sommet, 1550 m; village de Mazatan, au pied, 550 m.) (photo 24)

En bordure occidentale, ce dôme est flanqué de formations sédimentaires présumées paléozoïques mais dont les relations stratigraphiques ou tectoniques ne sont en fait pas ou peu apparentes; nous avons également vu que des formations cristallophylliennes, d'âge probablement précambrien, se trouvaient incluses dans ce massif de Mazatan. La majeure partie de celui-ci est constituée de granites qui se prolongent d'ailleurs au Sud de Mazatan en perdant toutefois cette morphologie en dôme.

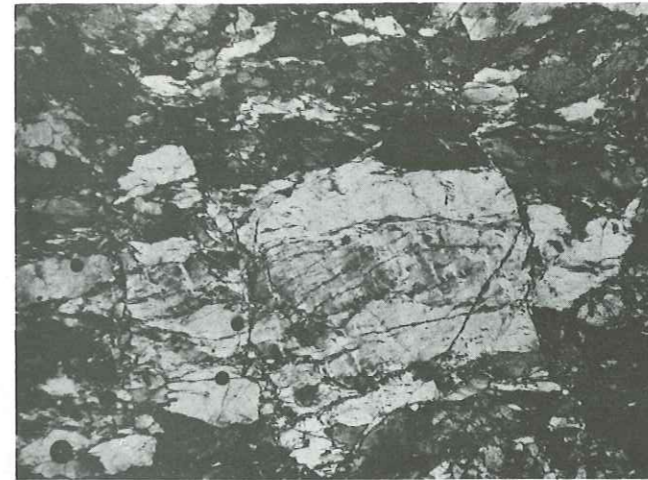
Ce sont ces granites qui nous intéressent ici et que nous allons décrire.

L'accès dans la Sierra de Mazatan n'est guère favorisé par les conditions topographiques, entre autres; en effet, la pente s'accroît assez rapidement tout autour du massif et fait place à des falaises souvent abruptes qu'il est impossible de franchir. Les seuls moyens d'accès sont quelques arroyos qui drainent le massif et par lesquels on peut parfois pénétrer assez loin vers l'intérieur. D'autre part, de nombreuses propriétés clôturées couronnent la Sierra sur plusieurs dizaines de Km et constituent de la sorte un obstacle sérieux à une approche aisée et rapide des zones basses de ce massif.

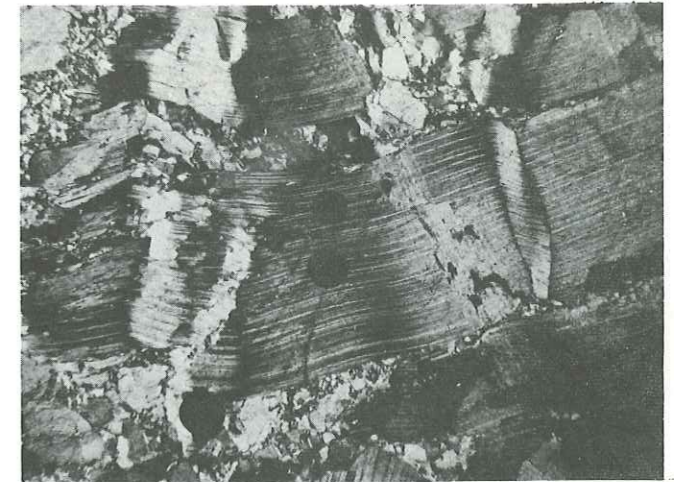
Nous avons cependant pu effectuer des reconnaissances, selon N-S et E-W, qui nous ont permis de déterminer la nature pétrographique et géologique de ce massif. A la fin de notre deuxième campagne, une piste en construction, entre le village de Pueblo de Alamos et le ranch Bachan au sommet nous a permis d'effectuer une ultime reconnaissance qui a confirmé la nature essentiellement granitique de ce massif.

Trois constatations générales peuvent être faites d'ores et déjà :

- * les faciès granitiques rencontrés dans toute la Sierra sont relativement uniformes entre eux;
- * une fracturation intense, orientée préférentiellement NS est parfaitement visible sur les photos aériennes; ses effets se retrouvent dans l'étude microscopique des échantillons récoltés.;
- * les bordures de la coupole granitique ont un débit en "pelures d'oignon"; on a l'impression d'avoir à faire à de véritables strates de granite.



LM 20 c 3 . Granite cataclastique de Mazatan ; oeil de quartz laminé, à extinction roulante et fracturé .L.P. x 10
Photo 20'



LM 18 a 1 . Granite cataclastique de Mazatan ; Plagioclase "tectonisé" . L.P. x 10 .
Photo 21'

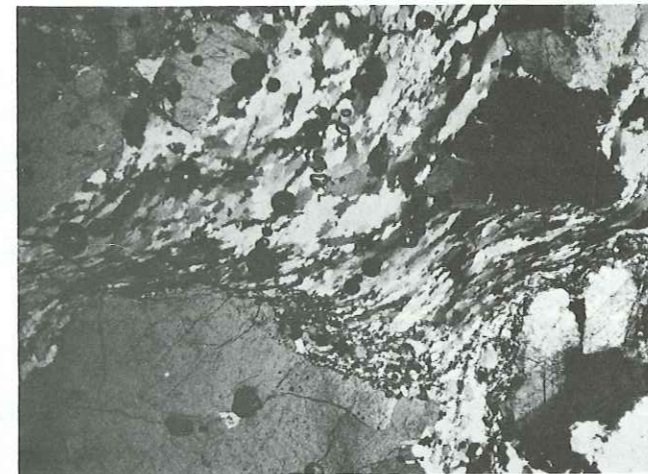


Photo 22' LM 18 c 1 . Granite cataclastique de Mazatan
Quartz de recristallisation contournant les porphyroblastes
L.P. x 10 .

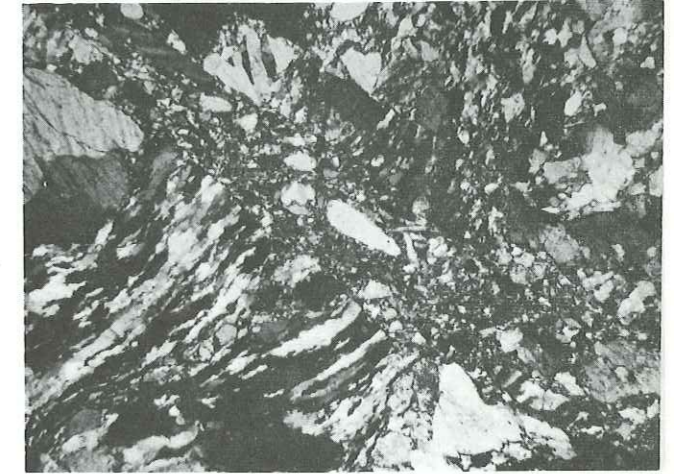


Photo 23' LM 18 a 1' . Granite cataclastique de Mazatan ;
Une seconde phase cataclastique recoupe le quartz de recristallisation . L.P. x 10.

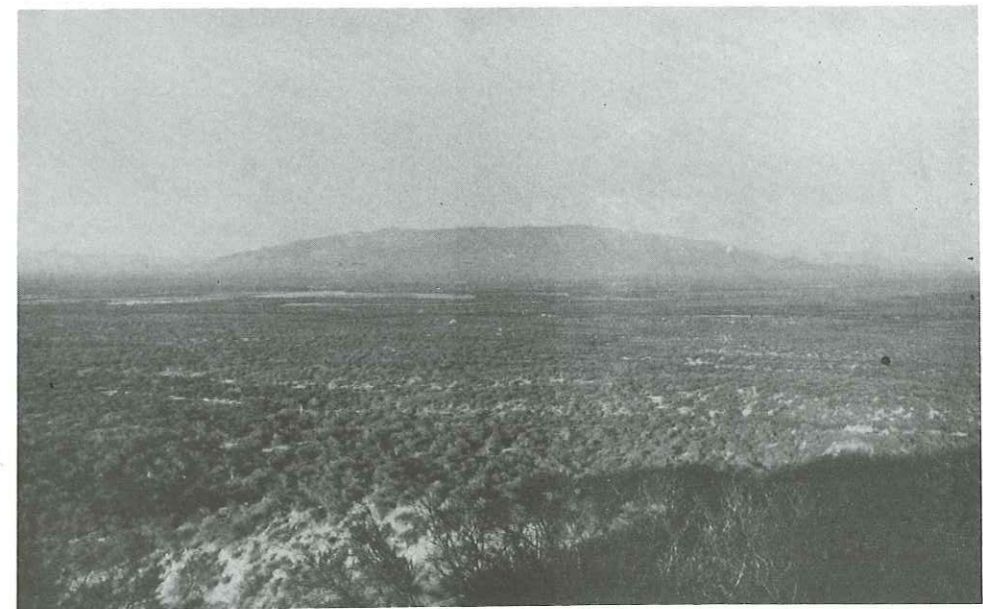


Photo 24 Le "batholite" de Mazatan vu sur sa face ouest depuis le ranch de San Lorenzo
Au premier plan la Llanura de de Santa Rosalia .

2 - Description pétrographique des granites de Mazatan.

Ces granites sont de type leucocrate, de grain moyen à gros; au sommet et en bordure à la base, certaines parties sont transformées en gore, ce qui favorise quelques rares cultures.

Les échantillons prélevés en divers points du massif (18a 1, a 2, 18c 1, 20c 2, c 3) ainsi qu'au sommet, sont des granites légèrement orientés, à grain moyen, à porphyroclastes de feldspaths et pauvres en éléments ferromagnésiens.

Au microscope, on observe une structure de type cataclastique, ou mylonitique.

- Les porphyroclastes sont des feldspaths alcalins (microcline ou/et orthose) et des plagioclases de type oligoclase; ils sont souvent tordus, fracturés et entourés de bandes flexueuses de quartz à extinction roulante et de quelques feldspaths de recristallisation qui épousent la forme des porphyroclastes. (photo 22)

- La mésostase, essentiellement quartzeuse paraît avoir recristallisé lors des fortes contraintes qui ont affecté tout le massif : elle épousé les porphyroclastes résiduels ou leurs fragments; de la sorte on pourrait parler de blastomylonites granitiques ou plus simplement de granites cataclastiques. (photos 23, 21)

- Les autres minéraux, peu abondants sont : biotite brun vert, souvent chloritisée, muscovite, allanite, calcite et accessoirement sphène, apatite et minéraux opaques.

La structure en mortier, la présence de porphyroclastes de feldspaths alcalins et leur prédominance sur les plagioclases nous permet de penser qu'il s'agit d'anciens granites porphyroïdes de la famille des granites subalcalins, transformés en blastomylonites.

Parfois la cataclase, qui ne se limite pas seulement aux zones fracturées mais qui affecte l'ensemble de la masse granitique, peut avoir été si intense, qu'on a formation de véritables mylonites : débris de quartz, de feldspaths, d'esquilles déchetées de biotite (1).

3 - Les relations du granite avec les autres formations.

a - avec les séries cristallophylliennes.

Nous avons vu (cf. p. 17) que des panneaux d'une roche probablement précambrienne de nature gneissique, baignaient dans ce granite cataclastique, le contact étant flou et diffus.

b - avec les séries carbonatées paléozoïques.

Sur le flanc ouest, le contact paraît intrusif mais on ne peut exclure ici un contact de nature tectonique; en effet, malgré la présence de nombreux indices miniers autrefois exploités (La Gonzalezna, La Plomosa), au contact granite-calcaire et apparemment liés à la mise en place du granite, nous n'avons pas remarqué de traces de métamorphisme de contact dans ce secteur.

Toutefois, des gens du pays nous ont montré des échantillons de blende et de scheelite provenant de cette zone, ce qui nous incite à penser à la présence de minéralisations de type skarn, communément répandues dans notre secteur et caractéristiques d'un métamorphisme de contact.

En tous cas, nos recherches entreprises tout au long de ce contact sont demeurées infructueuses et ne nous ont pas permis de démontrer la nature intrusive de ce granite; seule, une petite éminence de calcaire, isolée au milieu du granite, au Sud de Mazatan, montre effectivement des traces de métamorphisme thermique avec de l'épidote et de la wollastonite.

(1) Des granites de structure identique ont été décrits par SALAS, 1968, dans la Sierra de Magdalena, près de Santa Ana.

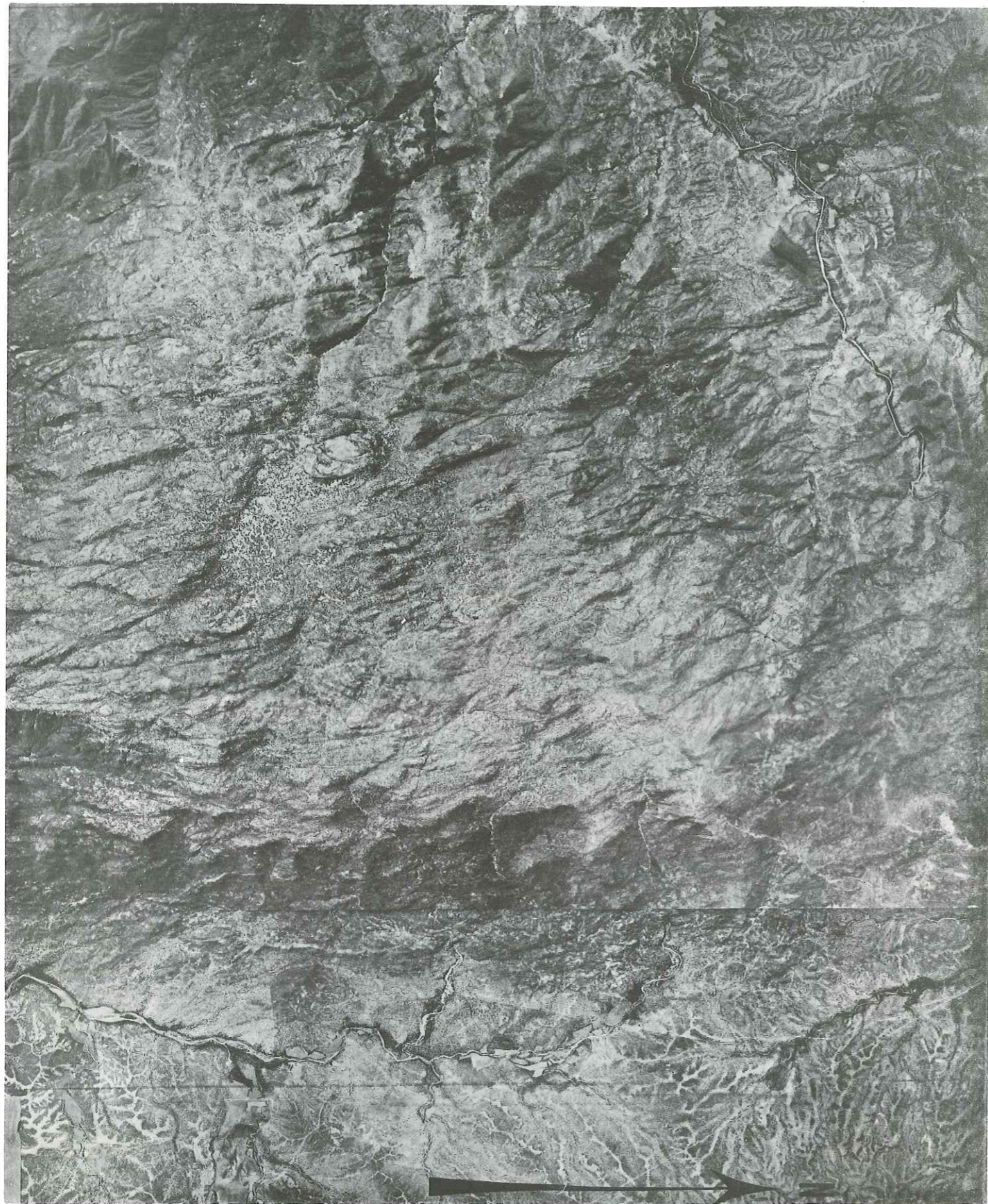


Photo 19' Vue aérienne de la Sierra de Mazatan ; on distingue très nettement les fractures et diaclases, orientées préférentiellement Nord Sud et la forme ellipsoïdale affectée par le massif .

c - avec les formations microdioritiques et effusives,

Entre le Cerro Quizuani et le ranch Quemado, affleurent des andésites porphyriques et des microdiorites de couleur vert foncé à mauve et à phénocristaux de plagioclase. Ces faciès sont mêlés au granite cataclastique qui se prolonge en soubassement au pied du massif au Sud sous forme de socle sub-affleurant. Il ne nous est pas possible de dire si ces faciès effusifs et de semi-profondeur correspondent à des faciès de bordure liés à la mise en place du granite ou bien à des venues nettement postérieures; la deuxième hypothèse semble la plus vraisemblable car à l'affleurement ces faciès ne nous sont pas apparus cataclasés.

4 - Le problème de la formation et de la mise en place de ce granite.

Rappelons tout d'abord que le massif de Mazatan essentiellement granitique affecte la forme d'une coupole batholitique parfaite, unique en son genre dans notre secteur.

En outre, il est affecté par un important réseau très dense de fractures et de diaclases orientées N. 170° - N. 30° qu'on ne retrouve dans aucun autre massif intrusif. (photo 19)

Enfin, la structure des granites qui le constitue est de type blastomylonitique à porphyro-clastes, autre caractère inconnu dans les roches intrusives de la région.

Compte tenu des différents caractères que présente ce granite de Mazatan et de ses relations avec les roches encaissantes, le mode et la mise en place sont loin d'être très clairs.

D'un côté, il apparaît intrusif dans les formations paléozoïques, (présence d'un panneau de marbre à silicates (épidote et wollastonite) et de minéralisations en scheelite), et d'un autre côté il montre une cataclase intense (postérieure à sa mise en place) qui est par contre totalement absente dans les terrains qu'il paraît recouper.

- * S'il est vraiment intrusif dans les terrains paléozoïques, il serait post-permien et plus précisément névadien; en effet, les granites laramiens ne sont jamais cataclasés et la seule phase tectonique importante entre le Permien et la limite Crétacé Supérieur-Eocène est la phase névadienne (1).
- * Si la cataclase qui affecte le granite de Mazatan est anté-permienne, la mise en place de celui-ci l'est bien sûr aussi et pourrait être alors rattachée à la "Révolution Mazatzal", Précambrienne.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il ne nous est pas possible de trancher entre un âge précambrien et un âge névadien. Une hypothèse mériterait en tout cas d'être contrôlée: le granite de Mazatan serait précambrien et aurait été affecté par une phase tectonique anté-permienne, probablement au cours de la Révolution Mazatzal; d'autre part, le métamorphisme et les minéralisations observées dans les terrains permien auraient été provoqués non pas par le granite mais soit par des venues microdioritiques dont certaines ont été observées dans la partie Sud du massif, soit par des petits pointements de granites laramiens ayant échappé à nos investigations.

Une activité postérieure, probablement médio-tertiaire (cf. p. 144) dans un second temps, aurait surélevé le massif à la manière d'un horst, ce qui pourrait expliquer sa forme relativement fraîche par rapport aux autres granites intrusifs.

Le réseau de joints et de diaclases peut s'être formé à la fin de la mise en place du batholite, en dehors de toute compression ou distension, par simple décompression lorsque des roches situées à une certaine profondeur sont amenées à la surface (MATTAUER, 1973).

(1) La forme ellipsoïdale du massif est d'ailleurs assez caractéristique des intrusions névadiennes connues dans les montagnes rocheuses des U.S.A

Ceci expliquerait la concentration de joints dans les parties élevées et par contre leur absence à la périphérie dans les parties basses.

C'est là une hypothèse de travail que nous proposons mais ce granite de Mazatan demeure l'un des problèmes principaux qu'il serait intéressant de revoir.

C - Les granites de Matape.

1 - Situation géographique, généralités.

Ce sont les granites les plus largement répandus : on les rencontre tout autour des villages de Nacori, Matape et des ranchs Sovechi, Los Alizos, Piedra Verde, Las Norias, El Pescado, El Rodeo, Tiucapora et autour de la mine de La Venada. (photo 25)

Ils constituent de vastes étendues à relief émoissé, monotones, souvent recouvertes de produits d'altération et de colluvions; le granite est lui-même fortement décomposé en une roche friable sur une épaisseur de plusieurs mètres, ce qui ne facilite pas la collecte d'échantillons frais. Cette altération (d'origine atmosphérique) s'accompagne du développement d'oxydes et d'hydroxydes ferriques colorant la roche en rouge sur des surfaces de plusieurs hectares, parfaitement repérables en avion.

L'accès aux zones signalées plus haut est facilité par la présence de nombreuses pistes qui les sillonnent du fait de conditions topographiques favorables; de plus, de nombreux ranchs sont implantés en bordure des arroyos qui drainent ces étendues granitiques.

2 - Description pétrographique des granites de Matape.

Les granites de Matape sont relativement homogènes dans leur masse, du point de vue pétrographique et morphologique. Macroscopiquement, on les reconnaît par leur couleur généralement blanchâtre, parfois pigmentée par des oxydes de fer; ils donnent des produits d'altération de type gore où on peut facilement reconnaître les grains de quartz qui s'en détachent.

Ce sont des roches de grain moyen à grossier, contenant de nombreuses enclaves grises ovoïdes; certains ont un caractère nettement pegmatitique (près du ranch Taraïces) avec de gros cristaux centimétriques de muscovite et de quartz (LM 22 à 10), d'autres sont riches en biotite ou en mégacristaux de feldspath. (photos 25, 26)

Des lames ont été effectuées sur une douzaine d'échantillons (LM 22 a 9, a 22, c 9, c 10, c 13 c 16, c 33, c 36, c 46, d 17, d 24, d 41, et 16 b 14). Elles montrent une grande constance dans les textures et les compositions minéralogiques : nous en donnerons seulement un résumé synthétique.

Microscopiquement, on observe une structure grenue.

- Les minéraux principaux sont : le quartz (30%) parfois porphyroblastique, le feldspath alcalin (30 à 40%) est soit du microcline mâclé carlsbad-péricline à grandes plages parfois poecilites, à exolutions d'albite (LM 22 c 36) soit de l'orthose perthitique (LM 22 c 33). Les plagioclases (15-20%), de composition moyenne An20 (An10-An30), sont souvent altérés en calcite-épidote-séricite; les micas, peu abondants sont représentés par de la muscovite en paillettes (2-10%) ou la biotite souvent chloritisée (6-20%).
- Les minéraux accessoires sont le sphène (2-5%) aggloméré souvent à la périphérie des biotites (LM 22 c 32), l'épidote (zoizite, pistachite ou allanite) sous forme de grains ou de produits d'altération, les minéraux opaques, le zircon et la chlorite.

La prédominance des feldspaths potassiques sur les plagioclases nous permet de ranger ces roches dans le groupe des granites sub-alcalins de la famille des granites calcoalcalins

3 - Relations avec les formations encaissantes.

a - avec les séries carbonatées paléozoïques,

Les relations avec les séries carbonatées ne sont pas toujours bien visibles.

Ainsi, dans certains cas, le métamorphisme de contact n'est pas visible et seul l'examen microscopique permet de déceler son existence; lors de notre première campagne cette absence apparente de métamorphisme nous avait conduit à considérer ce granite de Matape, du moins en partie, comme le représentant d'un socle très ancien sur lequel semblaient reposer les calcaires paléozoïques; nous avons pu par la suite nous rendre compte que ces granites étaient intrusifs dans les terrains paléozoïques.

Le métamorphisme de contact, quand il est bien développé, ne laisse aucun doute quant à sa nature intrusive : il se traduit par la présence de skarnoïdes ou marbres à silicates (cf. p.167) dont les cristaux apparaissent à l'oeil nu (Los Alizos, Las Cuevitas, Cerro Purigua Represa de la Hacienda), de skarns minéralisés en scheelite (zone de la Venada, cf. p.176), en molybdène (Prospect San Antonio) ou en magnétite (Cerro Torillo) et également des calcaires feuilletés (Represa de La Hacienda, cf. p.28 & 171).

Enfin, la présence de nombreux "roof-pendants" de calcaires, métamorphisés et redressés à la verticale, complètement immergés et isolés au sein de ces granites (Represa de La Hacienda, ranch Los Taraices, alentours du village de Matape) ainsi que les nombreuses minéralisations piégées dans les calcaires, à la périphérie de ces granites, nous permet d'avancer qu'il s'agit très probablement d'un granite intrusif.

b - avec les séries détritiques triasiques,

Enfin, nous avons montré (cf. p.57) que ces granites subalcalins sont également intrusifs dans les formations détritiques de Matape présumées triasiques, ce qui nous permet déjà de situer ces intrusions dans l'échelle stratigraphique, au plus tôt au Jurassique.

Quant aux formations microdioritiques (Santa Fe, La Venada) et volcaniques (El Alamo) supposées crétacées, il n'est pas possible, avec les éléments dont nous disposons, de démontrer qu'elles sont intrudées par ces granites, aucun phénomène de métamorphisme de contact n'étant visible, à l'oeil nu tout au moins, en bordure de ces roches.

4 - Age de ces granites.

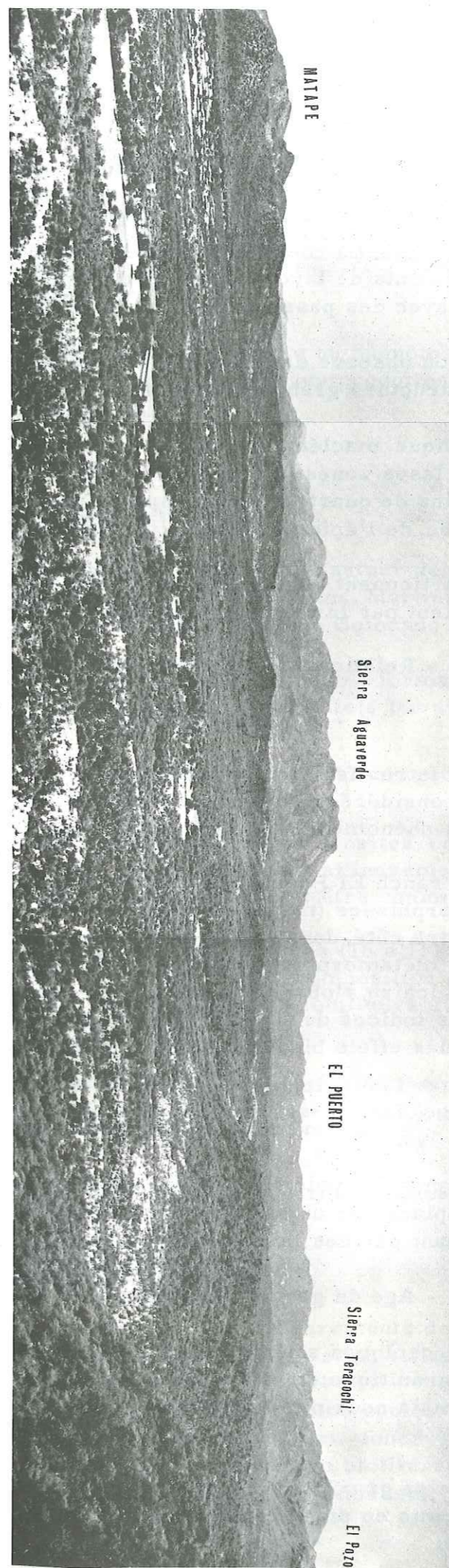
D'après les données stratigraphiques et pétrographiques, les granites de Matape sont post-triasiques : ils recoupent en effet les séries paléozoïques et triasiques en les métamorphisant par contact. Leur mise en place peut ainsi être rattachée soit à la phase névadienne soit plus probablement à la phase laramienne.

D - Les granites du Puerto.

1 - Situation géographique, généralités.

Ces granites affleurent à l'Est de Matape, entre la Sierra del Pozo et la Sierra Agua Verde; une piste reliant Matape à San Pedro les recoupe de part en part et permet, grâce à des affleurements frais, des observations continues sur une dizaine de Km. (photo 25)

Photo 25 Les granites de Matape (au premier plan) et du Puerto (second plan à droite) environnés de séries triasiques (Formation de Matape au dernier plan à gauche) et paléozoïques (dernier plan au centre et à droite). On remarque que ces granites, particulièrement celui de Matape, forment des dépressions.



Morphologiquement, ces granites donnent un relief caractéristique : blocs isolés arrondis, figures de desquamation et altération en gore : c'est là une particularité qui permet de les différencier des granites de Matape auxquels ils font suite latéralement.

2 - Description pétrographique des granites du Puerto.

Ces roches sont à grain fin, homogène, de couleur généralement rose contrastant avec celles des granites de Matape. La coupe effectuée le long de la route depuis le Puerto jusqu'aux premiers affleurements de lave de Batuc nous a permis de relever quelques variations locales de faciès avec des passages aplitiques et pegmatitiques.

Au microscope, on observe dans les différentes lames minces effectuées (23 a 11, a 17, à 25, a 27) une structure grenue porphyrique avec :

- des phénocristaux de quartz, corrodés, subautomorphes, de l'orthose perthitique, maclée Carlsbad et Baveno, opacifiée par de la poussière brune et quelques plagioclases zonés (An20-An25). Ces phénocristaux sont souvent séricitisés et entourés de grains de quartz et de feldspaths (orthose et plagioclases) avec un peu de biotite chloritisée, de l'épidote (zoïsite, pistachite, allanite) et quelques minéraux opaques.

Ces granites appartiennent comme ceux de Matape à la famille des granites subalcalins ; ils s'en différencient par la présence d'orthose et par leur caractère porphyrique.

3 - Relations avec les formations encaissantes.

a - avec les formations carbonatées paléozoïques,

Ces granites sont intrusifs dans les séries carbonatées de la Sierra Agua Verde et de la Sierra del Pozo, considérées comme paléozoïques. Ici encore, on observe une grande irrégularité dans les phénomènes de métamorphisme de contact.

Ainsi, du côté du ranch El Puerto, les séries carbonatées de la Sierra Agua Verde sont fortement métamorphosées (métaquartzites à ciment pyroxénique, calcaires à grenats, etc) tandis que de l'autre côté, dans la Sierra del Pozo, les calcaires sont pratiquement indemnes de traces de métamorphisme, sauf au pied du Cerro de la Agua où, au niveau du contact granite-calcaire, s'observe une zone grenatifiée d'un mètre d'épaisseur seulement. Plus loin, quelques indices de Cu et de W_4Ca attestent le caractère intrusif de ce granite qui produit ainsi des effets bien différents à seulement quelques centaines de mètres de distance.

b - avec les laves andésitiques crétaées,

Au niveau des formations volcaniques, par contre, le contact andésite-granite n'est pas franc : il est remplacé par un passage progressif depuis des microgranites jusqu'à des andésites en passant par des laves claires puis foncées.

4 - Age du granite du Puerto.

Les calcaires paléozoïques sont les seuls repères stratigraphiques qui nous permettent de dater l'intrusion granitique ; en effet, les laves, d'âge crétaé, sont sans doute recoupées par les granites mais nous n'avons pas de preuve formelle, tant pétrographique que de terrain.

Il est possible que ce granite soit, comme pour ceux de La Colorada, un représentant d'un faciès volcanique mis en place pendant ou immédiatement après les effusions andésitiques.

en effet, nous avons pu voir que le contact avec les formations andésitiques qui affleurent sur la route allant à Batuc n'est pas net et s'effectue progressivement.

D'autre part, nous avons remarqué dans une ou deux lames minces des structures micropegmatitiques (pegmatite graphique), trait que souligne CHOUBERT, 1970, dans son hypothèse sur l'origine de certains granites (cf. p.35).

Enfin, par comparaison avec celui de Matape, le granite du Puerto paraît sensiblement plus récent, ne serait-ce que par sa morphologie.

Nous pensons donc pouvoir rattacher ces granites du Puerto au phénomène de granitisation ayant accompagné ou suivi de près les émissions andésitiques produites lors de la phase Laramienne, soit fin-Crétaé, début Tertiaire.

E - Les granodiorites de Martinez.

1 - Situation géographique, généralités.

On les trouve principalement à l'Est du secteur cartographié, autour des ranchs la Bojuda, la Bota, Tacuco, la Sevillena et Varela d'une part, los Taraicitos, Martinez, las Rastras et las Guasimas d'autre part, ainsi qu'autour du village du Llano Colorado au Sud Est.

Ils forment généralement des dépressions par rapport aux autres formations (séries sédimentaires, coulées volcaniques) qui, elles, constituent les reliefs les plus élevés de la Sierra Martinez, d'orientation générale méridienne (NS).

2 - Description pétrographique.

Contrairement à toutes les roches intrusives précédemment décrites, celles de Martinez se distinguent par leur caractère nettement mélanocrate. A l'affleurement comme à la cassure, la roche est en effet très sombre et peut facilement être confondue avec un gabbro.

En fait, l'analyse microscopique de nombreuses lames minces (16 a 1, 16 b 1, b 38, b 39, b 41, b 42, 16 c 11, c 15, c 15', c 23, 16 d 5, 2 a 4, a 5) montre une composition pétrographique généralement proche des granodiorites et des granites monzonitiques avec des variations allant de la diorite quartzique à la monzonite.

Ces variations sur le terrain se traduisent par une modification de l'aspect de la roche en relation avec leur position vis à vis des formations encaissantes qui jouent un rôle important dans leur genèse.

Nous ne donnerons que les principales caractéristiques macroscopiques et microscopiques des faciès les plus représentatifs.

a - les granodiorites s. s.,

Ce sont les faciès les plus représentés ; ils donnent des affleurements de couleur sombre et sont visibles autour des ranchs Sevillena, Tacuco, La Bota et au village du Llano Colorado.

Macroscopiquement, la roche montre un grain fin à moyen, une couleur blanche et vert foncé (cristaux de feldspaths blancs et ferro magnésiens vert foncé) et du quartz en moindres proportions. Certains contiennent davantage soit de biotite, soit d'amphibole, suivant la position de la roche par rapport aux calcaires encaissants.

Microscopiquement, on observe une structure grenue avec :

- quartz (de 15 à 40% xénomorphe), plagioclase (de 15 à 40%) de composition moyenne An30 avec des variations allant de An25 à An45,
- amphibole calcique (de 5 à 10%), poeciloblastique, parfois clinopyroxène ou biotite brun vert, chloritisée,
- sphène, particulièrement abondant (5 à 8%) accompagné de quelques zircons ou apatite,
- minéraux opaques et épidotes (pistachite, allanite) dans certaines lames.

On remarque une certaine augmentation de la teneur en An et l'apparition de pyroxènes et d'amphiboles calciques quand on se rapproche des séries carbonatées; il s'agit là d'un phénomène d'endomorphisme caractéristique que nous retrouverons dans la plupart des roches intrusives recoupant les séries calcaires.

A ces granodiorites s. s., se rattachent certains faciès où la teneur en feldspath alcalin et en plagioclase est identique; ce sont alors des granites monzonitiques (2 a 4, a 5) qui affleurent notamment autour du ranch Las Rastras. (photo 30)

On y observe toujours un enrichissement en An du plagioclase (An35), en amphibole calcique et en clinopyroxène au contact des calcaires mais, en plus, on a de l'orthose perthique. Ces granites monzonitiques assurent la transition entre les granites subalcalins de Matape et du Puerto et les granodiorites de Martinez.

b - les diorites quartziques,

Par ordre d'importance, ce sont les roches les plus répandues après les granodiorites; on les rencontre tout autour des ranchs de Taraices et aux pieds de la Sierra Martinez.

Macroscopiquement, ces diorites quartziques montrent un grain fin et une couleur gris sombre; elles contiennent de nombreuses enclaves de roches calcaires, parfois de la taille d'une petite colline; nous verrons que de telles enclaves jouent un rôle prépondérant dans la composition minéralogique de ces diorites quartziques.

LM 16 c 15, Diorite quartzique à amphibole, Los Aseños.

La structure est grenue, cloisonnée, avec comme minéraux essentiels :

- plagioclases automorphes (50%) de composition moyenne An42, zonés, avec An80 au centre et An45 sur les bords; ils sont parfois séricitisés,
- biotite brune peu ou pas altérée (25%),
- amphiboles automorphes (15-20%) (hornblende et trémolite-actinote) dont quelques unes résultent de la transformation des pyroxènes,
- quartz (5 à 10%).

Les minéraux accessoires : apatite, sphène et minéraux opaques.

Ces diorites représentent parmi les roches intrusives, un des termes les plus "appauvris" en silice; la "digestion" des formations carbonatées en est la cause; la silice libre du magma s'est combinée avec en particulier CaO et MgO pour donner, à la place du quartz, des amphiboles, des clinopyroxènes et des plagioclases calciques.

Localement, dans un filon recoupant le calcaire, on peut même observer une monzonite avec disparition totale du quartz et équilibrage des teneurs en feldspaths alcalins et plagioclases (LM 16 c 23).

3 - Relations avec les formations encaissantes et âge de leur mise en place

Les granodiorites s. l. de Martinez recoupent toutes à des degrés divers leurs formations

encaissantes. Les phénomènes de métamorphisme qu'elles développent à leur contact sont décrits dans les chapitres correspondants à chacune de ces formations dans l'ordre chronologique.

a - les séries carbonatées paléozoïques,

Ce sont des formations carbonatées de la Sierra de Martinez dans lesquelles nous avons découvert des fusulines indiquant un âge wolcampien supérieur (1). Au contact des diorites on observe la formation de skarns (voir définition au chapitre XI) produits par métamorphisme avec parfois des minéralisations de cuivre (Tiliban, los Aseños) ou d'argent (Sol de Mayo, Sevillena) ou encore de tungstène (La Venada, Sacrificio, etc...).

A ces séries paléozoïques nous rattachons les collines de calcaires, complètement recristallisées qui baignent dans les diorites quartziques, notamment au pied de la Sierra Martinez, sur son versant occidental.

Ces collines sont de gigantesques enclaves qui ont été transformées par l'intrusion granodioritique en de véritables amas de silicates calciques; nous avons pu voir quel rôle jouaient ces calcaires qui ont modifié la composition du magma granodioritique, lequel par un enrichissement en minéraux calciques a donné une granodiorite.

Nous avons là un phénomène d'endomorphisme typique d'un métamorphisme de contact. Celui-ci se manifeste également et bien évidemment dans les roches encaissantes par des phénomènes d'exomorphisme du fait d'apports issus de la masse magmatique.

b - les séries péliquoartzeuses de l'unité allochtone,

On observe également des phénomènes de métamorphisme de contact avec production de cornéennes noires, de métaquartzites et de métapélites dans l'unité allochtone de los Chinos présumée permotriasique ou triasique (cf. p. 64).

Au Llano Colorado, une granodiorite à biotite (MESNIER, 1974) recoupe et métamorphose ces séries péliques ou quartziques; près du ranch Las Rastras, ces granodiorites à amphiboles transforment des formations gréseuses en quartzites blanches.

c - les formations volcaniques crétacées du Novillo-Rebeico,

Au Llano Colorado et en bordure de la route Mazatan-El Novillo, la granodiorite recoupe les formations dacitiques et andésitiques crétacées (MESNIER, 1974). Comme nous l'avons déjà vu précédemment, ces roches volcaniques sont localement transformées en roches vertes (2).

En résumé, ces granodiorites s. l. recoupent des séries paléozoïques, permotriasiques et crétacées; on est donc en droit de situer leur mise en place lors de la phase laramienne soit à la fin du Crétacé comme c'est le cas pour les intrusions de La Colorada et dans une certaine mesure celui de Matape.

F - Les granodiorites et intrusions silicobréchiques de San Pedro.

Plusieurs masses intrusives existent dans les formations volcaniques de San Pedro qui ont été décrites précédemment; elles se répartissent en deux groupes qui ont été distingués sur la carte :

(1) 2 b 3, 16 d 6, : liste des microfaunes déterminées par M. LYS, p. 32

(2) Cornes vertes pour nous, métavolcanites pour MESNIER

- les intrusions grenues et microgrenues
- le complexe silico-bréchiq.ue.

1 - Les intrusions grenues et microgrenues.

Ce sont des granodiorites qui forment des massifs d'environ 500 m de diamètre au milieu des formations volcaniques de San Pedro et recourent les lignes structurales de la région; ces roches montrent un grain moyen avec quartz, plagioclase et biotite.

Quelques enclaves grises, décimétriques, se remarquent dans les portions décapées au fond des arroyos. Des intrusions microgrenues de type intermédiaire, similaires à celles de la zone de la Bota, sont associées à ces granodiorites.

2 - Le complexe silico-bréchiq.ue.

Ce complexe apparaît surtout à l'Est des Cerros Azogue et Lista Blanca; il est constitué par d'énormes masses de quartz saccharoïde et de brèches à éléments de laves porphyriques silicifiées ou de tufs pyroclastiques. Leurs bordures sont généralement abruptes et des éboulis cachent leurs contacts avec les roches environnantes.

Il recoupe des roches volcaniques ou volcanosédimentaires. Ces formations ne s'enracinent pas; des études de terrain à petite échelle (FLEISCHER, 1972) montrent qu'elles sont synchrones ou postérieures de peu aux extrusions microgrenues acides.

3 - Age de ces intrusions.

Nous avons vu au chapitre V que les roches effusives affleurant dans le massif de la Sierra de San Pedro pourraient appartenir à l'activité volcanique, à dominante acide, produite au début du Tertiaire.

Dans ce cas, les intrusions grenues et microgrenues, et le complexe silicobréchiq.ue qui traversent ces formations volcaniques seraient ~~post~~-tertiaires et correspondraient peut-être aux dernières manifestations intrusives qui clôturent le grand cycle orogénique laramide.

III . CARACTERES GENERAUX DES DIVERS TYPES D'INTRUSIONS PLUTONIQUES

Nous avons distingué plusieurs ensembles régionaux auxquels correspondaient des roches plutoniques de nature certes variée mais qui présentent néanmoins certains caractères communs d'ordre géologique, géochimique et chronologique.

A - Caractères géologiques.

Le premier trait se rapporte à la morphologie de ces batholites; à l'exception de celui de Mazatan, tous les granites intrusifs de la région ont la particularité d'être à l'origine de dépressions; par contre, le granite de Mazatan a la forme classique d'une coupole batholitique; ceci peut à certains égards apparaître comme aberrant puisqu'il y a de grandes chances pour que ce granite de Mazatan soit plus ancien que tous les autres "en creux".

Le deuxième trait concerne la nature intrusive des plutons et leurs effets sur les formations géologiques encaissantes; ils recourent de diverses façons les terrains de couverture et y développent une auréole de contact extrêmement irrégulière. Ainsi, la production d'une roche métamorphique à proximité même du contact n'est pas systématique, loin de là, et bien souvent, on constate que tel granite recoupe une série sans y laisser de traces,



Photo25 LM 22 c 13 . Granite subalcalin à microcline porphyrique et muscovite .Junto de las Canadas ; L.P. x 5 .



Photo26 LM 22 c 16 . Porphyroblaste de microcline dans granite subalcalin (Granite de Matape) . L.P. x 10 .

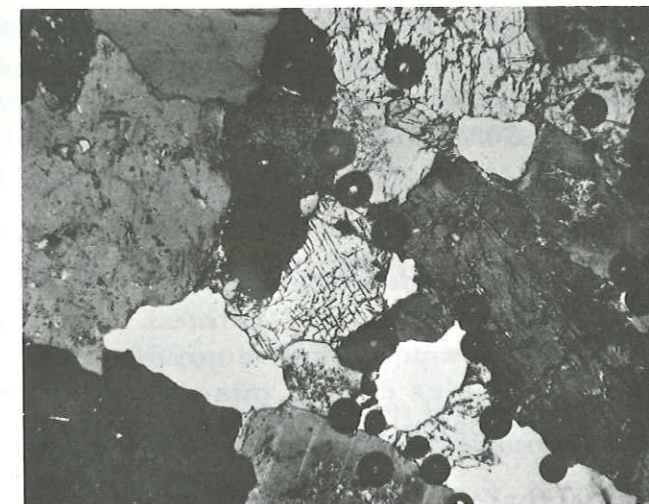


Photo27 LM 19³ d 16 . Granite sub-alcalin à monzonitique à pyroxène . Las Norias . L.N. x 10 .



Photo28 LM La V. 10 . Granite sub alcalin à pyroxène (diopside) de La Venada L.P. x 20 .

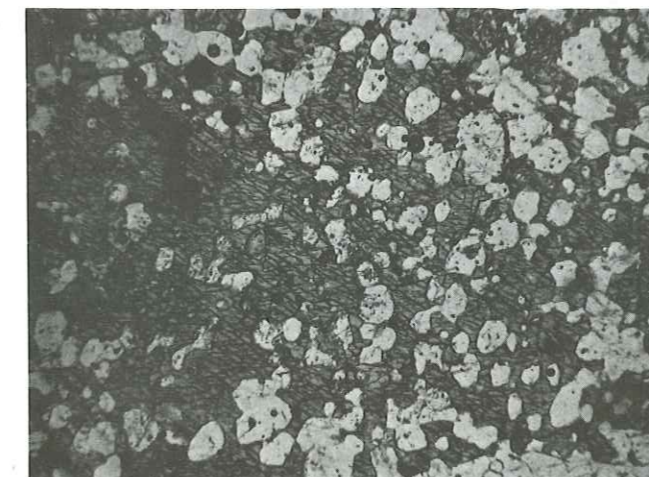


Photo29 LM. 16 a 11 . Amphibole poeciloblastique dans Granite calco-alcalin, La Venada .L.N. x 20 .

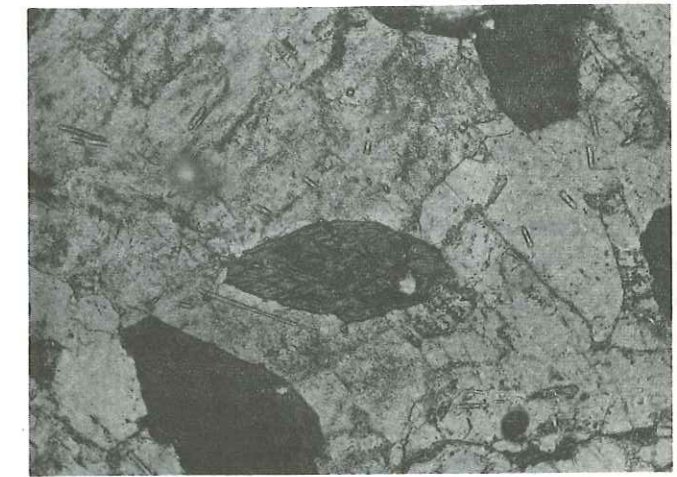


Photo30 LM 2 a 5 . Granodiorite à amphibole, Las Rastras (Granodiorite de Martinez) . L.N. x 10 .

du moins décelables à l'oeil nu.

Quant aux zones franchement métamorphisées, elles sont très localisées et ont une distribution apparemment anarchique; de la sorte, il ne nous a pas été possible de dégager de règles sur la répartition des flux thermiques issus de masses magmatiques et par là même d'établir une zonéographie cartographique. Celle-ci était d'ailleurs rendue d'autant plus difficile que le plus souvent les contacts granite-encaissant ne s'observaient que sur quelques centaines de mètres. L'étude des contacts est en outre délicate : ainsi, lors de notre dernière campagne, nous avons interprété le granite de Matape comme un granite de socle sur lequel semblaient reposer les séries paléozoïques; or, des levés ultérieurs ont montré que ce granite de Matape était bien intrusif dans ces séries carbonatées.

Le troisième trait tient aux caractéristiques pétrographiques qui se dégagent de l'étude microscopique et géochimique : toutes les roches plutoniques appartiennent à la famille des granites calcoalcalins représentés principalement par deux groupes : les granites subalcalins à monzonitiques (granites de La Colorada, de Mazatan, de Matape, du Puerto) et les granodiorites (de Martinez, du Llano Colorado, de San Pedro).

Le quatrième trait concerne la structure de ces intrusions : il s'agit presque toujours de protubérances de batholites cachés, coalescents, constituant le soubassement : leur mise en place est conditionnée en général par des phénomènes de distension déterminant des ouvertures verticales (systèmes de failles normales d'extension) qui paraissent avoir canalisé les montées intrusives; les roches encaissantes ne montrent pas de déformations souples autour de l'intrusion.

Le cinquième trait est la liaison avec le volcanisme : les plutons intrusifs sont très souvent environnés de roches volcaniques (La Colorada, San Pedro, El Puerto, Martinez, Llano Colorado). C'est ce qu'on observe très souvent en Arizona où les porphyres cuprifères sont intrusifs dans d'épaisses séries andésitiques largement étalées dont la mise en place précède de très peu l'intrusion et qui constituent le toit de ces batholites.

Volcanites et plutonites seraient issus d'un magma calcoalcalin unique (HAMILTON, 1969); de plus ces batholites se mettent en place sous une couverture de roches volcaniques de nature andésitique dont l'épaisseur paraît faible : moins de 1,5 Km. C'est la théorie des granites de type "shallow depth" défendue par FOURNIER, 1968; SILLITOE, 1968; HAMILTON, 1969 et DREWES, 1970, et qui trouve de très nombreuses confirmations en Arizona et au Sonora. Ainsi pourrait-on expliquer le mode de mise en place de certains granites dans notre secteur (La Colorada par ex.) à des profondeurs très faibles et ayant cependant produit un métamorphisme de contact très intense.

B - Les relations avec les roches encaissantes.

Nous avons également mis en évidence le fait que les faciès granodioritiques et dioritiques se situaient le plus généralement aux abords immédiats des séries carbonatées encaissantes alors que les granites subalcalins monzonitiques se rencontraient de préférence vers le coeur des massifs. De telles constatations nous ont conduit à envisager les relations suivantes entre les plutons intrusifs et les terrains qui les traversent.

Au départ, on aurait un magma granitique de type calcoalcalin; lors de sa traversée des terrains carbonatés, il en assimilerait localement certaines portions et donnerait alors une granodiorite, voire dans certains cas une diorite. Du point de vue minéralogique, on note en effet dans les granodiorites par rapport aux granites les caractères suivants :

- les plagioclases s'enrichissent en anorthite,
- les amphiboles calciques, les clinopyroxènes apparaissent, (photos 29,30)
- le sphène se développe.

De tels phénomènes s'observent surtout près du contact mais également parfois à l'intérieur de certains massifs plutoniques : les zones dioritiques correspondent également pour nous à des phénomènes d'endomorphisme dus à l'assimilation des panneaux carbonatés. Il faut cependant se garder de trop schématiser car nous avons pu nous rendre compte que de tels phénomènes d'assimilation, matérialisés par des modifications minéralogiques s'avéraient en fait beaucoup plus complexes. En effet, la modification des paragenèses ne se fait pas systématiquement vers le pôle granodioritique; ainsi nous avons noté divers types de faciès au contact d'un calcaire; granite alcalin à la Venada (LM LVII), granite subalcalin-monzonitique à Las Norias (LM 19 d16), diorite-monzonite à Tiliban (LM 16 c 32), granodiorite à Sol de Mayo (LM 16 b 4).

Ces roches ont toutes subi un endomorphisme comme en témoigne notamment la présence de pyroxène calcique. (photos 2 28)

Ces phénomènes d'assimilation peuvent avoir été favorisés par la présence d'eau dans le magma; l'eau joue en effet un rôle essentiel non seulement dans les conditions de mise en place des granites intrusifs mais également favorise un certain nombre de réactions et de mécanismes (FONTEILLES, 1971) :

- le magma hydraté est plus fluide et présente une capacité d'intrusion mécanique beaucoup plus importante; il lui est possible de monter beaucoup plus haut avant de se solidifier (FOURNIER, 1968);
- la température finale de solidification est plus basse; il en résulte une capacité d'assimilation beaucoup plus grande;
- la quantité d'eau libérée à la solidification est beaucoup plus importante et est responsable de phénomènes pneumatolitiques et hydrothermaux péritholiques.

C - Les caractères géochimiques.

6 Echantillons (4 granites subalcalins et 2 granodiorites) ont fait l'objet d'analyses chimiques effectuées par voie humide (Mme Keller, Institut Dolomieu, Grenoble).

N°	Détermination pétrographique	Localisation	Coordonnées	Réfer. Lab.
1	Granite subalcalin - monzonitique	El Puerto	23 a 11	N° 1069
2	Granite subalcalin - monzonitique	Matape	22 d 4 P.V.	N° 1072
3	Granite subalcalin	Santa Fe	16 b 14	N° 1031
4	Granite monzonitique	La Bota	16 b 38	N° 1033
5	Granodiorite	Taraices	22 c 9	N° 1041
6	Granodiorite - Diorite	Martinez	16 c 15	N° 1034

Les échantillons ont été prélevés dans des zones d'affleurements frais : ils représentent les faciès les plus courants des grands ensembles plutoniques décrits plus haut. Les résultats analytiques, bien que fragmentaires, permettent de confirmer plusieurs points relevés au cours de l'étude pétrographique.

	N° 1	N° 2	N° 3	N° 4	N° 5	N° 6
SiO ₂	72,25	70,65	68,85	68,45	63,70	57,90
Al ₂ O ₃	14,80	15,05	15,05	15,05	16,05	17,05
Fe ₂ O ₃	1,45	1,70	2,05	2,60	2,75	3,85
FeO	0,60	0,65	1,40	1,25	1,85	3,35
MgO	1,05	1,10	2,15	1,75	2,90	4,05
CaO	2,80	2,20	2,80	1,90	5,80	6,60
Na ₂ O	2,90	3,50	3,70	3,70	3,70	3,50
K ₂ O	3,80	4,40	2,80	4,05	1,80	2,05
TiO ₂	0,40	0,35	0,50	0,35	0,60	0,90
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,20
MnO	0,05	0,10	0,05	0,14	0,10	0,10
H ₂ O +	0,55	0,45	0,80	0,90	1,05	0,30
H ₂ O -	0,05	0,10	0,20	0,10	0,10	0,15
	100,80	100,35	100,45	100,34	100,60	100,00

1 - Comparaison avec les tableaux de Nockolds (1954).

Par comparaison avec les valeurs moyennes données par NOCKOLDS, 1954, pour les grandes familles granitiques on remarque que :

- la composition moyenne des quatre granites subalcalins se situe entre celles des granites subalcalins et des Adamellites (fig.19);
- celle des deux granodiorites se situe entre les granodiorites et les tonalites (ou diorite quartzique) (fig.19).

On a donc deux groupes distincts : les granites subalcalins et les granodiorites (1).

2 - Indice de calcoalcalinité.

Si on utilise les diagrammes de PEACOCK, 1931 et JUNG, MICHEL, BROUSSE, 1956, qui permettent de calculer l'indice de calcoalcalinité (i) des séries volcaniques mais que l'on peut utiliser également dans notre cas, on constate que les granites subalcalins monzonitiques et les granodiorites se classent à la limite des séries calcoalcalines et calciques. En effet, les indices de calcoalcalinité sont les suivants :

- i = 62 pour le diagramme de PEACOCK; (N°2)
- i = 61,5 pour le diagramme de JUNG, MICHEL, BROUSSE. (1)

Ceci est tout à fait normal puisque toutes nos roches présentent des teneurs anormalement élevées en CaO et faibles en SiO₂ par rapport aux compositions moyennes de NOCKOLDS.

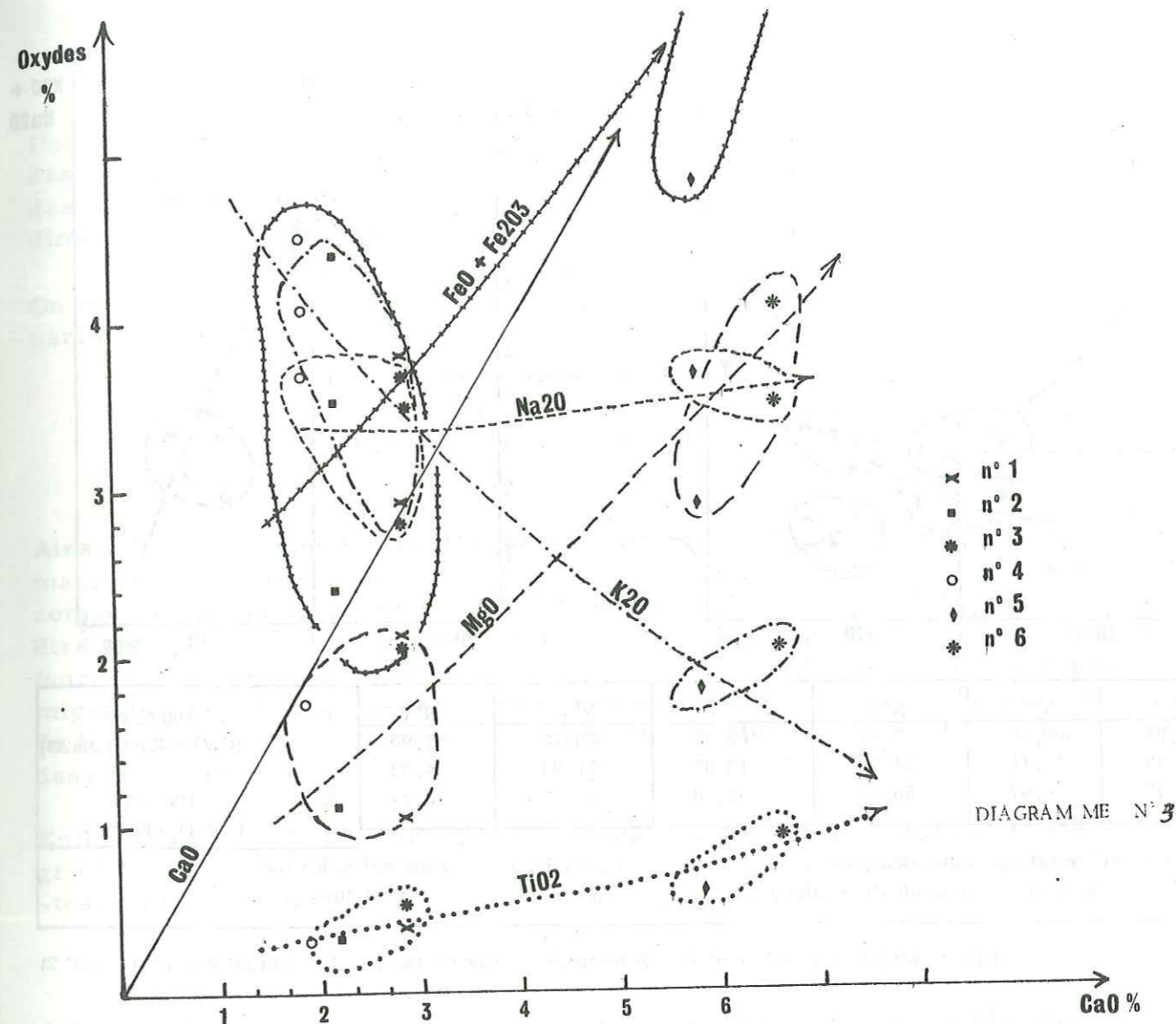
3 - Comportement des différents éléments.

Ne disposant que de six analyses chimiques complètes, il nous est très difficile de faire une étude géochimique même sommaire de nos granites; ces analyses nous ont déjà permis de montrer qu'on avait deux catégories de granitoïdes : les granites subalcalins monzonitiques et les granodiorites; le problème se pose donc de savoir quelle est l'origine de cette distinction et de l'absence apparente de termes intermédiaires.

Ceci est dû semble-t-il à ce que les granodiorites représentent des faciès d'assimilation de roches carbonatées : en effet, nous avons noté sur le terrain que les granites s'enrichissent en silicates calciques, magnésiens et ferrifères au contact des séries carbonatées encaissantes.

Les 6 échantillons analysés sont des faciès typiques des modifications pétrographiques successives observées depuis le coeur (n°1) vers la périphérie des massifs (n°6).

(1) Les diagrammes de Taylor (SiO₂ et K₂O) nous donnent les memes résultats

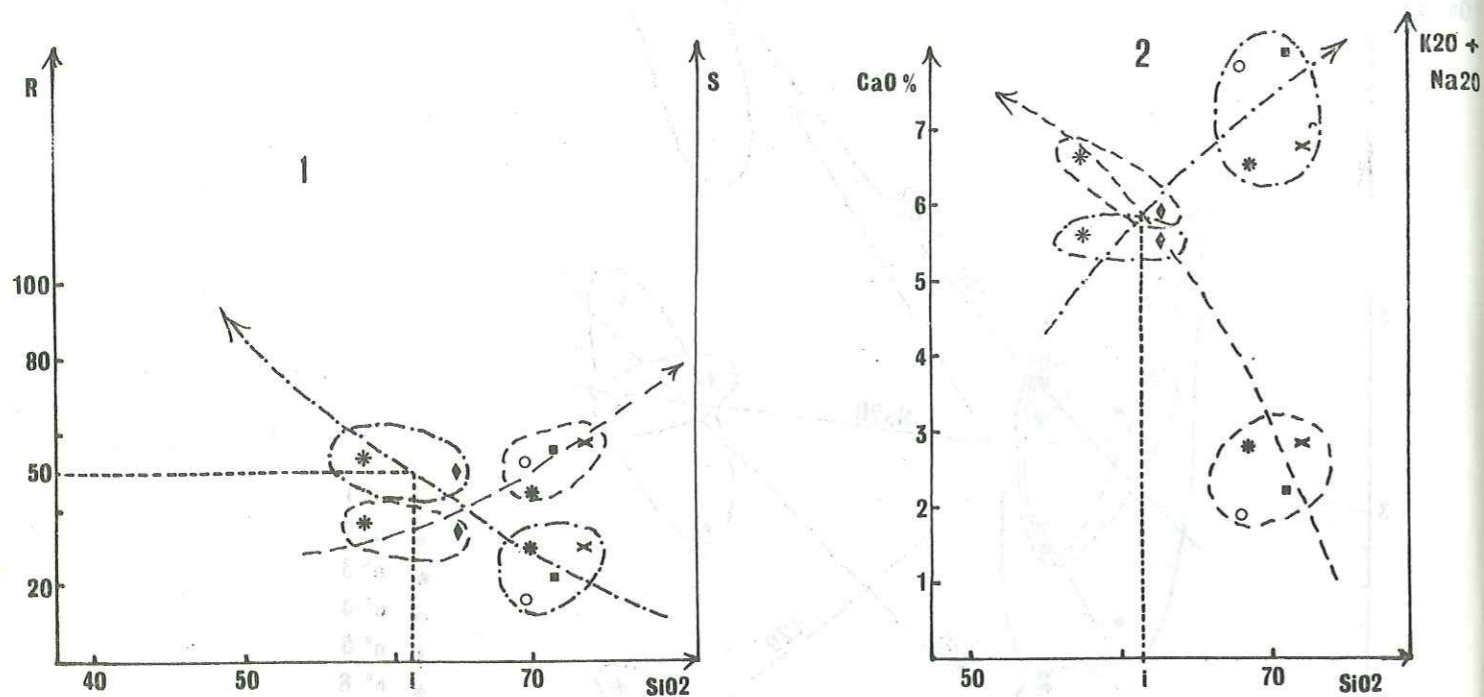


Comparaison de la moyenne des analyses chimiques des roches granitiques avec celles établies par NOCKOLDS

	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	71,08	70,05	69,15	66,88	60,75	66,15
Al ₂ O ₃	11,26	14,99	14,63	15,66	16,55	15,56
Fe ₂ O ₃	4,28	1,95	1,22	1,33	3,30	1,36
FeO	2,19	0,98	2,27	2,59	2,60	3,42
MgO	0,25	1,51	0,99	1,57	3,48	1,94
CaO	0,84	2,43	2,45	3,56	6,20	4,65
Na ₂ O	4,92	3,45	3,35	3,84	3,60	3,90
K ₂ O	4,21	3,76	4,58	3,07	1,03	1,42
TiO ₂	0,40	0,40	0,56	0,57	0,75	0,62
P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,20	0,21	0,20	0,21
MnO	0,11	0,09	0,06	0,07	0,10	0,08
H ₂ O	0,39	0,77	0,54	0,65	0,81	0,69
	100,00	100,48	100,00	100,00	99,37	100,00

I : moyenne des granites peralcalins
 III: " " des adamellites
 IV: " " des granodiorites
 VI: " " des tonalites (diorites quartziques)

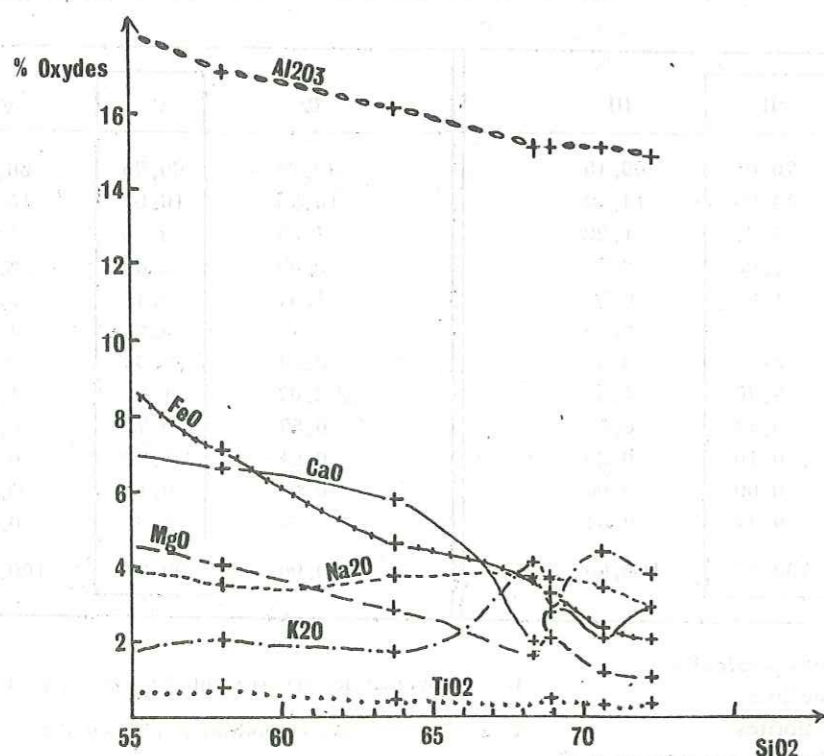
II : moyenne des granites subalcalins (N° 1, 2, 3, 4.)
 V : " " des granodiorites (N° 5 & 6)



	N° 1	N° 2	N° 3	N° 4	N° 5	N° 6	R =
SiO2	72,25	68,85	70,65	68,45	63,70	57,90	100 CaO
R	29,47	20,11	21,78	19,65	51,33	54,32	(CaO + K2O + Na2O)
S	56,72	43,07	55,70	52,26	32,73	36,94	S =
							100 K2O
							(K2O + Na2O)

$i \leq 51$: série alcaline	$56 < i < 61$: série calcoalcaline
$51 < i < 56$: série alcalino calcique	$i > 61$: série calcique

DIAGRAMMES DE JUNG MICHEL & BROUSSE (1956) (N° 1) ET PEACOCK (1931) (N° 2)



N° 4
DIAGRAMME DE HARKER

Fig 20

Pour mieux visualiser les modifications apportées au magma granitique par l'assimilation des roches carbonatées, nous avons construit deux diagrammes montrant les variations des teneurs des divers oxydes, l'un en fonction de CaO (fig. 19), l'autre en fonction de la diminution en SiO2 (fig. 20).

On constate corrélativement d'une part à l'augmentation en CaO (diagramme n° 3) et d'autre part à la diminution en SiO2 (diagramme n° 4) :

- une augmentation très forte de MgO, FeO;
- une augmentation légère de TiO2;
- une augmentation très faible de Na2O;
- une diminution très forte de K2O.

Ainsi, le phénomène d'assimilation des séries carbonatées par le magma granitique se manifeste du point de vue chimique par une forte diminution des teneurs en SiO2 et K2O compensé par un accroissement des teneurs en CaO, MgO et FeO. Ces variations peuvent être attribuées aux phénomènes d'assimilation au contact des séries carbonatées qui fourniraient, entre autre, Ca et Mg. La diminution de K2O pourrait être expliquée par une migration de cet ion dans les séries encaissantes où il se recombinerait pour former soit de la biotite, de la plogopite, de la muscovite, ou plus rarement des feldspaths potassiques dans le cas de skarns.

Enfin, on remarque que sur les quatre diagrammes, les points se répartissent en deux groupes distincts correspondant aux granites subalcalins monzonitiques et aux granodiorites, confirmant ainsi le classement adopté plus haut.

D - Age de ces intrusions.

A l'exception du granite de Mazatan, toutes les roches intrusives plutoniques de la région étudiée paraissent s'être mises en place au cours de l'orogénèse laramide s.l., soit à la limite Crétacé Supérieur-Tertiaire (cf. p. 139). On les voit en effet recouper les séries sédimentaires permienne et les formations volcaniques crétacées; par ailleurs, ces roches plutoniques possèdent plusieurs caractéristiques des intrusions laramides du SW des USA :

- la composition chimico-minéralogique, oscillant entre les granodiorites et les granites subalcalins à monzonitiques est proche de celle des cordillères de l'Ouest des USA (adamellites ou quartz monzonites des auteurs US);
- ces intrusions sont à grain fin et se sont mises en place semble-t-il à faible profondeur : elles sont souvent associées à d'importants épanchements andésitiques qui constituent le toit des batholites; ce sont des granites de type "shallow depth" caractéristiques de la plupart des porphyres cuprifères laramides d'Arizona,

Toutefois nous ne disposons d'aucune mesure radiométrique permettant de confirmer ce point de vue ni de lever l'indétermination qui subsiste pour certains granites intrusifs (granites du Puerto, de San Pedro, certains de ceux de La Colorada) qui ont pu se mettre en place au cours des événements postlaramiens.

Quant au granite de Mazatan, du fait en particulier de la blastomylonisation qui l'a affecté et qui ne s'observe dans aucun autre massif ni dans les formations qu'il recoupe, il est certainement plus ancien. Il pourrait être contemporain soit de la phase névadienne, soit même de la révolution Mazatzal.

IV . CONCLUSION

En conclusion, on peut retenir les points suivants.

- La composition moyenne des différents granites rencontrés se situe autour d'un pôle calcoalcalin (granites submonzonitiques ou granodioritiques). C'est là un trait caractéristique que l'on retrouve dans toute la cordillère Nord-Américaine et qui s'intègre bien dans la lignée des intrusions laramiennes : les statistiques effectuées par les auteurs US montrent une moyenne correspondant au granitique monzonitique (quartz monzonite ou adamellite).

- L'évolution vers des termes calciques (granodiorites) semble être liée à des phénomènes d'assimilation des séquences carbonatées encaissantes avec enrichissement en CaO et appauvrissement en SiO₂; on observe localement des phénomènes d'endomorphisme avec apparition, en particulier de pyroxènes calciques.

- Ces intrusions semblent être liées génétiquement aux manifestations volcaniques andésitiques auxquelles on les trouve souvent associées. Il semble en effet que les plutons correspondent à la partie profonde d'un complexe calcoalcalin dont la zone supérieure serait le champ andésitique supergène (HAMILTON, 1969; CHOUBERT, 1970).

- La majorité des intrusions s'est mise en place sous forme de batholites coalescents lors du paroxysme de la phase laramienne à la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire; ces batholites sont de type caché et donnent une morphologie en dépressions sauf en ce qui concerne le granite de Mazatan qui affecte la forme d'une coupole parfaite.

- On n'observe pas de déformations souples au moment de l'intrusion qui semble avoir été conditionnée par une tectonique cassante; cette mise en place, dans le cadre orogénique, apparait comme nettement tardive.

CHAPITRE VII

LES IGNIMBRITES FINI - TERTIAIRES

LES IGNIMBRITES FINI - TERTIAIRES

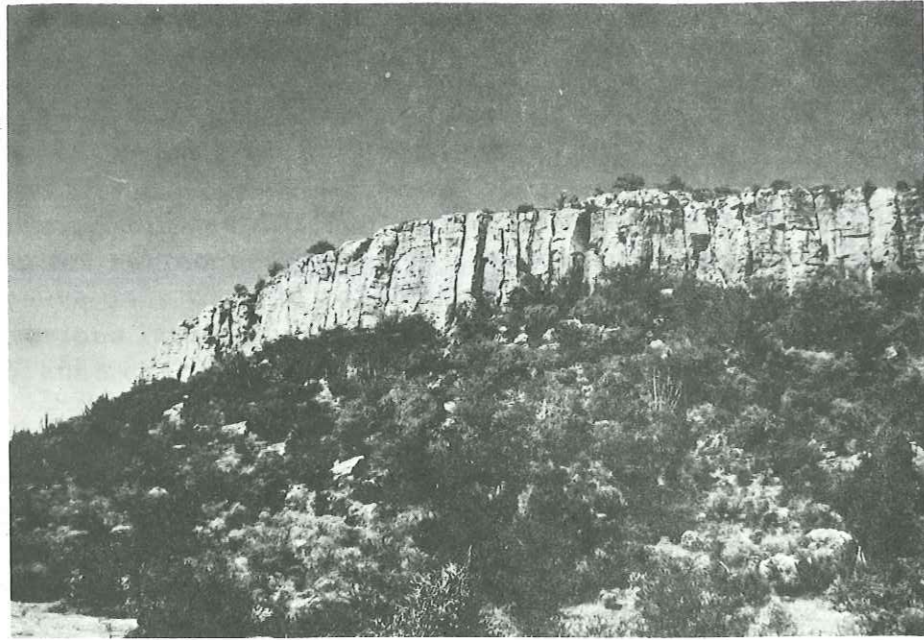


Photo 31 Les tufs soudés rhyolitico ignimbristiques de La Colorada ; on observe une certaine prismation au front de la coulée.



Photo 32 Figures de fluidalité vues de près dans un échantillon de tuf soudé (-5 a 1)

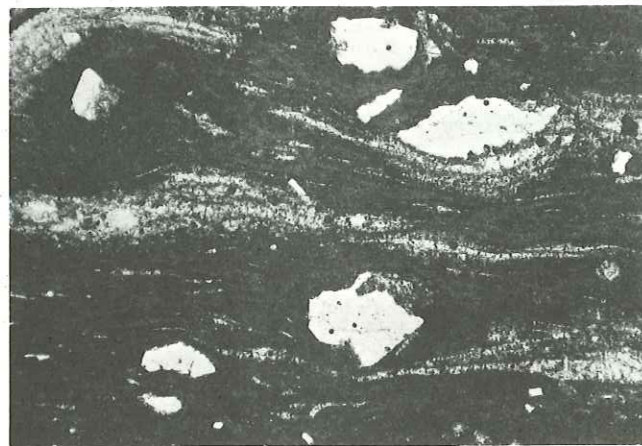


Photo 33 LM -5 a 2 Les figures de fluidalité se retrouvent en lame mince * L.N. x 5

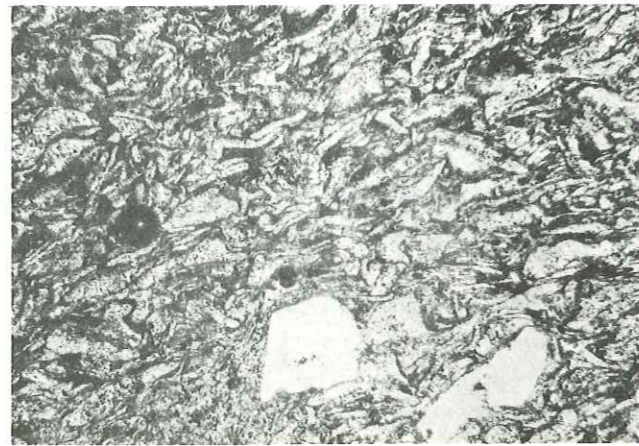


Photo 34 LM 23 a 30 Structure vitroclastique d'une olite - ignimbrite de Batuc .

I - INTRODUCTION

Au cours de l'établissement de notre carte, nous avons distingué une séquence volcanique acide, qui, par ses caractéristiques morphologiques, pétrographiques et structurales se différencie sans ambiguïté des autres formations d'origine volcanique auxquelles on les trouve associées.

Il s'agit d'un ensemble d'épanchements de nature acide et de sédiments détritiques fait d'éléments volcaniques. On les rencontre principalement à l'Ouest de notre terrain, aux abords de La Colorada, ainsi qu'entre le village de Cobachi et le ranch de Las Calaveras et autour du ranch El Aguajito, sur la route de Mazatan. Plus à l'Est, nous avons retrouvé des formations sensiblement équivalentes, à 1 km à l'Ouest du village de Colonia Batuc, et au Nord de Matape, près du ranch Represa del Alamo.

Le trait le plus frappant quand on parcourt ces localités est la morphologie particulière en cuestas de ces coulées de nature ignimbristique, de teinte claire, surmontant des coteaux à pente moyenne formés de sédiments détritiques et de laves andésitiques. (photo 31)

Dans la zone de La Colorada, les cuestas, exposées à l'Est, forment un escarpement de 12 à 15 m de hauteur présentant une vague prismation verticale qui pourrait correspondre au front de la coulée. Les cuestas se prolongent sur le versant Ouest par une pente douce de l'ordre de 15 à 20° et régulière et finissent par s'envoyer dans la plaine. Ces surfaces structurales formées par des coulées volcaniques se détachent nettement à l'horizon quand on les observe depuis la route de Mazatan, à la hauteur de Las Norias. Au-dessous, affleurent sur le versant est les formations détritiques à éléments volcaniques et qui forment une partie du coteau avec une pente plus forte de l'ordre de 30 à 40°.

On a ainsi une chaîne de petits massifs isolés et alignés suivant une direction grossièrement Nord-Sud. Ils jalonnent la bordure Est de la Llanura de Torres sur plusieurs dizaines de kilomètres. Ce sont les Cerros Chivato (900m), Chapala (650m) et Relizudo (500m) au Sud de La Colorada et au Nord, ceux du Puertecito (390 m), de la Cantara et du Pajarito (430).

Bien que séparés et isolés, ces massifs possèdent les mêmes caractéristiques géologiques ; ils appartiennent à la même unité et constituaient à l'origine une coulée unique qui a été fragmentée par la suite.

II.- DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

A - LA SEQUENCE VOLCANIQUE

Elle se compose d'une coulée épaisse d'une douzaine de mètres d'épaisseur, de couleur rose orangé, subhorizontale à légèrement inclinée de quelques degrés (de 10 à 15° maximum),

La texture de la roche est fluidale, soulignée par de nombreuses cavités amygdalaires, dont la taille n'excède pas 5 à 6 cm. Ces cavités sont distribuées dans toute l'épaisseur de la coulée et orientées suivant un plan correspondant à celui de l'épanchement de la lave. Elles sont parfois tapissées de microcristaux d'adulaire, de trydinite, de grenat et d'oligiste, tous produits par une phase téléthermale.

La cassure montre une alternance millimétrique de bandes rose foncé et blanchâtre avec des passées plus épaisses de 1 à 2 cm, favorisant le débit en plaques. Localement, on remarque la présence de petits sphérolites, de couleur rose clair qui semblent s'être formés par altération ou dévitrification de la roche, (phénomène très marqué dans les roches de Cobachi notamment).

Au represa del Alamo, la texture témoigne indiscutablement d'une origine explosive, avec de nombreux éléments allochtones, noyés dans une matrice siliceuse.

Dans tous les cas il s'agit en fait de tufs soudés constitués de lamelles de fragments lenticulaires de ponce écrasée et d'échardes de verre.

LM-1 à 1 Rhyolite-ignimbrétique ou tuf soudé Cobachi.

Quelques fragments de sanidine, corrodés et craquelés, baignent dans une pâte composée d'échardes, d'esquilles à contours onduleux, légèrement opaques et soudées les unes aux autres; elles épousent les contours des phénocristaux de quartz et de sanidine.

En lumière polarisée, on observe de petits sphérolites constitués de fibres radiantes (sans doute de quartz et de feldspath), avec formation d'une croix noire, parallèlement aux plans principaux des nicols.

LM 22 a 1-9 : Tuf soudé, Represa del Alamo.

A l'oeil nu, on distingue des agmydales étirés de 0,5 à 0,7 cm, de couleur mauve, soulignant la fluidalité de la pâte de couleur rosé.

Au microscope, on observe quelques phénocristaux de plagioclase altéré, des grains de quartz arrondis, quelques anciens cristaux à contours polygonaux, complètement pseudomorphosés par du quartz, de la calcite, le tout baignant dans une pâte vitreuse. On remarque également des amas de sphérolites à contours polygonaux, de couleur plus foncée, contenant des échardes identiques à celles de Cobachi, des grains de quartz arrondis et des cristallites sous forme d'aiguilles courbes.

LM 22 à 30 : Rhyolite-ignimbrétique Batuc

La roche est beaucoup plus homogène que les précédentes et ne montre que quelques vésicules allongés qui pourraient être des "fiammes".

Au microscope, on remarque une structure vitroclastique, avec quelques débris de quartz automorphes montrant des golfes de corrosion, de sanidine, de microcline, baignant dans une mésostase quartzofeldspathique constituée d'échardes identiques à celles rencontrées dans les échantillons précédents.

La nature de ces roches se situe à la limite entre le tuf soudé (welded tuf des auteurs américains) dont elles ont la texture et la rhyolite par leur cohérence. Nous leur appliquerons le terme d'ignimbrite, celui-ci étant utilisé au sens large.

A la base de cette coulée se retrouve constamment une couche d'obsidienne de 0,50 à 2,00 mètres d'épaisseur, passant graduellement de bas en haut du noir au brun café au lait. Elle marque la limite inférieure de la séquence volcanique.

B - LA SEQUENCE EPICLASTIQUE

En concordance sous cette formation ignimbrétique repose une série détritique d'origine volcanique composée de sables fins consolidés que nous appellerons grès "volcaniques" et de microconglomérats à éléments andésitiques à la base. L'épaisseur totale de cette formation est très variable; elle peut atteindre 50 mètres près du ranch San Lorenzo, ou quelques mètres seulement comme au Cerro de La Cantera, ou ne pas exister du tout.

Il semble que cette séquence épicastique soit répartie très irrégulièrement à la base de la séquence volcanique et corresponde à des accumulations de matériaux volcaniques dans des dépressions de style lacustre ou peut-être même à des dépôts éoliens comme c'est souvent le cas en Arizona, quelques centaines de kilomètres plus au Nord.

Une coupe, levée près du ranch San Lorenzo, donne un aperçu de l'ensemble de cet épisode volcanoclastique. (Fig. 21)

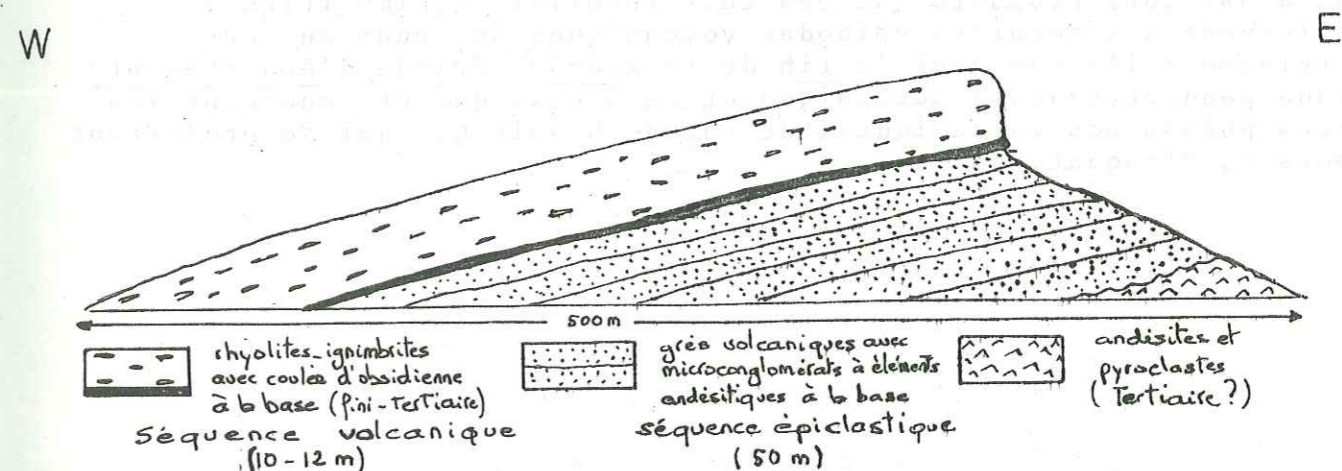


Fig. 21 - Coupe schématique près du ranch San Lorenzo -

III - AGE DE CET EPISODE VOLCANOCLASTIQUE

L'ensemble volcanoclastique que nous venons de décrire repose sur des roches volcaniques de nature andésitique mises en place au Tertiaire (cf. p. 86) Ces dernières ont fourni les principaux éléments rencontrés dans les microconglomérats de la séquence épicastique.

A l'Ouest de Batuc, les coulées rhyolitico-ignimbrétiques sont recouvertes par la formation Baucarit, d'âge plioquaternaire, et, dans la zone de La Colorada, par des pédiments et des alluvions quaternaires.

De plus les caractères morphologiques et structuraux (faible inclinaison de la formation, fraîcheur des affleurements) semblent indiquer une mise en place assez récente que nous situons vers la fin du Tertiaire, avant le Pliocène, soit au Miocène.

De telles formations sont, par ailleurs, assez répandues au Sonora :

- + à l'Est et au Sud de notre secteur, ainsi qu'en divers points de la Sierra Madre, KING (1939) signale des associations de tufs rhyolitiques associées à des conglomérats et des grès volcaniques qu'il attribue au Tertiaire inférieur.
- + au Sud, entre Hermosillo et Guaymas, MESNIER reconnaît des complexes rhyolitico-ignimbricitiques semblables à ceux de La Colorada et qui se seraient mis en place au cours du Tertiaire.

Enfin, quelques mesures radiométriques effectuées récemment sur des roches indéniables, au Sonora et en Arizona, permettent, par corrélation, de confirmer l'âge de ces formations :

- + en Arizona, les tufs soudés des montagnes Chiricahua ont donné un âge de 20 M.a. (DREWES, 1971);
- + au Sonora, les tufs rhyolitiques de la Caridad ont donné un âge de 24 M.a. soit Miocène (SAEGART et al, 1974).

Il est ainsi fort probable que ces tufs rhyolitico-ignimbricitiques appartiennent aux derniers épisodes volcaniques survenus au cours du Tertiaire : ils marquent la fin de la grande période d'épanchements survenue pendant tout le Mésozoïque et le Cénozoïque et annoncent les derniers phénomènes volcaniques, de nature basaltique qui se produiront au cours du Plioquaternaire.



Photo 35 Le Cerro de La Cantera près de La Colorada avec la séquence volcanoclastique recouvrant la séquence épicyclastique qu'on devine au dessous.

CHAPITRE VIII

LES CONGLOMERATS PLIOQUATERNAIRES

LES CONGLOMERATS PLIOQUATERNAIRES

I - GENERALITES

DUMBLE (1900) est le premier à avoir baptisé "Division Baucarit" une ... "série de sables indurés, de sables argileux et de conglomérats, parfois très bien lités... d'épaisseur considérable" dont les affleurements les plus caractéristiques se situent près du village de Baucarit, sur la rivière Cedros, au Sud de l'Etat du Sonora.

A la suite de KING, (1939) qui propose de modifier le terme de "Division" pour l'élever au rang de "Formation", nous utiliserons cette dernière formule qui a déjà été adoptée par d'autres auteurs ; WILSON et ROCHA (1949) et SALAS, (1968).

Cette Formation Baucarit appartient à un ensemble de sédiments détritiques déposés à la fin du Tertiaire dans le fond des vallées ; elle est largement développée au Nord Ouest du Mexique et au Sud Est des USA où lui correspond la Formation de Gila (PYE, 1959). Elle se compose de grès légèrement indurés et de conglomérats au sein desquels s'intercalent des coulées de basaltes.

- Les conglomérats forment des bancs épais et grossiers constitués de fragments ronds (80%) à subanguleux, de 3 à 80 cm de diamètre ; leur nature est volcanique (andésites porphyriques en majorité), carbonatée ou granitique. Ces éléments sont enrobés dans une matrice siliceuse, parfois arkosique et contenant une fraction argileuse plus ou moins importante. La composition pétrographique de ces conglomérats varie suivant la nature des massifs rocheux préexistants aux alentours des bassins de dépôts.

- Les bancs grésosableux sont composés d'éléments détritiques de roches ignées. Ils présentent des plans de stratification assez nets. L'ensemble de la Formation présente une coloration rose, grisâtre ou jaune ocre uniforme.

- Les coulées basaltiques sont intercalées avec des niveaux pyroclastiques et sont signalées à la base de la Formation Baucarit au Sud-Est de notre secteur (FLORES, 1929 ; KING, 1939), ainsi qu'en Arizona au bord de la rivière Gila. La répartition de ces coulées au sein de la Formation Baucarit est très irrégulière. Elles ne se rencontrent qu'assez rarement dans notre secteur, notamment à l'Est de la Sierra Lista Blanca, au bord de l'arroyo Rancheria.

Ce sont des basaltes de couleur très sombre, à phélocristaux de pyroxènes fréquemment vésiculaires et remplis de calcite ou de zéolithes ; ils sont intercalés à différents niveaux de la Formation Baucarit. Une étude pétrographique a été faite sur des basaltes plioquaternaires ou quaternaires en tous points identiques à ces derniers ; elle est présentée dans le chapitre qui suit.

II - DISTRIBUTION - STRUCTURE

La Formation Baucarit comble le fond des dépressions intramontagneuses et se rencontre principalement dans la Province des Montagnes et Vallées Parallèles occupant la partie orientale de notre secteur, à l'Est de Mazatan.

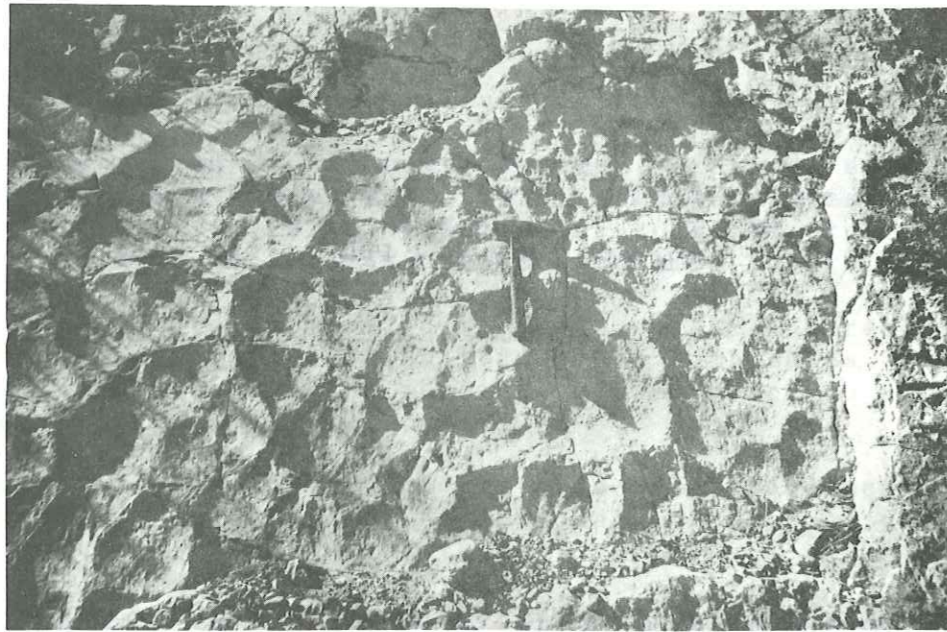


Photo 36 Figures de "mud cracks" à la surface d'un banc gréseux redressé en bordure de la piste de Rebeico. (Formation Baucarit).



Photo 37 La Formation Baucarit, entaillée par l'érosion en bordure de la retenue du Novillo, près de Colonia Batuc.

Les affleurements les plus représentatifs se situent dans la vallée du rio Yaqui, entre San Pedro et El Novillo, sur les bords de la retenue du barrage ainsi que dans la vallée de Rebeico - Soyopa. Plus à l'Ouest, la Formation Baucarit se retrouve confinée sur les contreforts de la Sierra Agua Verde et de Texacochi ; elle tend à disparaître en direction du Désert où elle semble être remplacée par l'épisode de volcanos sédimentaire étudié précédemment (cf. p.119).

L'érosion a puissamment disséqué ces formations détritiques, les réduisant parfois à l'état de buttes isolées, de pinacles, d'arches qui leur donnent un aspect ruiniforme caractéristique. (photo 37)

A l'Ouest de San Pedro de Las Cuevas, de nombreux cañons, taillés par les arroyos, dévalant des pentes de la Sierra Agua Verde nous ont permis de noter une inclinaison de la stratification de 15° vers l'Est. Cette disposition des couches correspondrait à un basculement survenu au cours de mouvements tardifs à la fin du Tertiaire au début du Quaternaire (cf. p.143). C'est là une caractéristique structurale de la Formation Baucarit qu'on retrouve pratiquement dans tout le Sonora.

Nous avons pu également mesurer une épaisseur de 150 à 200 m de sédiments mais il est cependant probable que cette Formation est beaucoup plus puissante et qu'elle se poursuit sous le niveau de l'eau de la retenue qui a envahi le fond des cañons.

III - MODE DE DEPOT

Le dépôt des sédiments de la Formation Baucarit semble s'être effectué dans des eaux très calmes correspondant à un milieu lacustre ou fluvio-lacustre. Il y aurait eu une forte accumulation de ces sédiments dans des bassins intracontinentaux dont l'emplacement correspondrait à peu près à celui des vallées actuelles, leurs bordures étant délimitées approximativement par les affleurements de la Formation Baucarit. Ce remplissage de bassin serait consécutif à la tectonique de horst et graben très active au cours de la mi-Tertiaire (cf. p.143).

Les conglomérats ont été probablement déposés sous forme de cônes de déjection au pied des montagnes environnantes ; les couches de matériaux plus fins, de nature gréseuse, seraient d'origine lacustre.

Dans la vallée de Rebeico, au bord de la route menant à la piste d'atterrissage, nous avons pu observer des figures de "mud-cracks" à la surface d'un banc gréseux. (photo 36)

IV - AGE DE LA FORMATION BAUCARIT

Nous n'avons pas rencontré de fossiles au sein de la Formation Baucarit mais on nous a signalé des restes de vertébrés mis à jour à Nacori Grande ainsi que près du Ranch La Tinaja, au Nord de Rebeico^{ou} en 1948, un squelette de plusieurs mètres de long a été découvert et expédié à l'université d'Arizona. (ORTEGA, comm. orale.)

KING, (1939) signale des ossements de proboscidiens dans des terrasses au Sud de San Jose de Pimas, à Baroyeca et au Tepeguaje ; il propose un âge fini-tertiaire ou quaternaire pour cette Formation.

Enfin, une abondante faune de vertébrés a été déterminée en Arizona, dans la Formation de Gila de la vallée de San Pedro, indiquant un âge pliocène. Nous pouvons donc admettre comme plausible un âge-quaternaire pour la Formation Baucarit reconnue dans notre secteur.

CHAPITRE IX

LE QUATERNAIRE

(1) En Arizona, les conglomérats de Gila atteignent plus de 2000 m. d'épaisseur

LE QUATERNAIRE

I - LES FORMATIONS VOLCANIQUES BASALTIQUES

A - Localisation - Morphologie - Description

A l'extrême NW de notre secteur, on peut apercevoir depuis la route de Mazatan à la hauteur du ranch las Norias, une série de collines de teinte sombre, au sommet tabulaire. Elles forment la Sierra de Monterrey (ou Juvaebenal) qui s'étend au-delà des limites de notre carte, en direction de URES et sont composées par un matériel volcanique de nature basaltique.

D'autres épanchements du même type, mais légèrement inclinés, ont été reconnus plus au Sud, entre le Cerro Tordillo et les ranchs Valuarte et Las Pozas, formant le Cerro de Las Pozas.

Plus à l'Est, on les retrouve autour du village de Santa Rosalia et dans le lit de l'arroyo La Junta qui le traverse. Ces laves se distinguent sur le terrain par leur couleur légèrement violette et l'allure parfaitement horizontale de la dernière coulée, épaisse d'une dizaine de mètres, délimitant une cuesta au sommet des collines.

L'épaisseur totale de ces coulées basaltiques ne dépasse pas une centaine de mètres au centre ; sur les bordures elle n'atteint que la dizaine de mètres. Aux deux tiers inférieurs, on ne distingue pas nettement les traces de coulées mais plutôt une sorte d'agglomérat de nodules basaltiques soudés les uns aux autres. Ces paquets, de forme plus ou moins arrondie, se détachent et rappellent vaguement la structure de "pillows". Seule la dernière coulée qui forme une "mesa" à la partie supérieure possède les caractéristiques d'un véritable épanchement basaltique.

A l'oeil nu, ces basaltes, de couleur gris noir, sont aphanitiques avec quelques petits vésicules de 0,5 à 1 cm de diamètre, remplies de carbonates ou de zéolithes. La quantité de ces vésicules peut augmenter dans la dernière coulée, comme dans la Sierra de Monterrey, par exemple.

Cette zone bulleuse passe latéralement à des niveaux colorés en rouge ; on remarque également la présence d'yeux d'obsidiennes noires de 1 à 2 cm, noyés dans la masse de la dernière coulée qui forme la cuesta supérieure.

LM 18⁴d7 -Basalte à olivine - Cerro de las Pozas

La structure est microlitique trachitique ; quelques phénocristaux de plagioclase (An52), entourés d'une couronne d'altération sont noyés dans une pâte composée de microlites (40%) de labrador (An55) de granules craquelées subautomorphes d'olivine iddingsitisée (25%), de quelques cristaux d'augite et de nombreux minéraux opaques (10%) représentés surtout par de la magnétite.

B - Âge de ces Basaltes - Corrélations

Les relations de ces coulées basaltiques avec les terrains sous-jacents ne sont pas toujours clairement visibles. Cependant, nous avons pu noter dans la Sierra de Monterrey qu'elles recouvraient indifféremment les calcaires paléozoïques, le granite ou même des formations détritiques quaternaires, ce qui conduit à leur attribuer un âge très récent.

On se souvient que KING (1939) avait noté à la base de la Formation Baucarit des coulées de basalte associées à des agglomérats de même nature dans le Sud Est du Sonora. Cette formation détritique qui n'existe pas dans la moitié Ouest de notre secteur, pourrait se réduire à cet épisode volcanique, qui, nous l'avons vu ne se manifeste pas partout, et indiquerait pour ces laves, un âge plioquaternaire. Par ailleurs, la plupart des coulées de basaltiques connues dans le Sonora, ont été datées du Quaternaire ou du Pliocène tardif.

- Au Nord Ouest, dans le désert de Pinacates, IVES (1956,64,65), GALBRATH (1959), JAHNS (1957) et SHAKE et al. (1971,72) décrivent de vastes champs de laves basaltiques alcalines à olivine ainsi que des cratères mis en place au quaternaire récent (Holocène-Pléistocène).

- Au Nord Est, près d'Esqueda, IMLAY (1938) signale des coulées très épaisses de basaltes qu'il suppose récentes, du Quaternaire. Toujours dans cette région, SALAS (1968) définit près de Santa Ana la Formation Comedores : coulées horizontales de basaltes, de 50 m d'épaisseur, auxquelles il propose d'attribuer un âge plio-pléistocène. Près de Cabullona, des laves basaltiques affleurent au Cerro de la Aguja (ONU, 1968) et ont été datées fini-tertiaires ou pleistocènes.

- Au Nord, plus près de nous cette fois, de San Pedro de Las Cuevas, GAINES (1969) parle de laves quaternaires épanchées sur plusieurs centaines de km², donnant le nom de "mal país" à la région où elles s'étendent, près de Moctezuma. Elles seraient âgées de 25.000 ans.

- Au Sud-Ouest de notre secteur, entre Guaymas et Hermosillo, FLORES (1929), KING (1934-38) signalent des formations basaltiques d'âge plioquaternaire. MESNER (1974) qui a effectué la cartographie de la région Guaymas-Hermosillo, a reconnu d'importants épanchements basaltiques qu'il attribue au quaternaire.

- Au Sud, à la frontière du Sinaloa, DE CSERNA (1961) définit sur les rives du río Fuerte, la Formation Hornillos, composée de coulées basaltiques et de brèches épaisses de 120 m et qu'il date du Pliocène tardif.

La description et les conditions de mise en place de ces différentes coulées nous permettent d'établir des corrélations et de les rapprocher de nos formations volcaniques ; ces dernières appartiendraient soit aux épanchements survenus à la fin du Pliocène, soit à ceux survenus durant le Quaternaire (Pléistocène).

Ainsi, le volcanisme basaltique aurait débuté à la fin du Pliocène pour se poursuivre jusqu'à l'époque historique dans des zones isolées du Sonora comme le désert de Pinacates. A l'exclusion de cette région où ont été mis en évidence des appareils extrusifs de type caldera, le volcanisme est de type fissural. Les zones de faiblesses empruntées par les laves sont des éléments structuraux post-tertiaires qui sont encore de nos jours le siège de manifestations séismiques et volcaniques (MALDONADO KOERDELL, 1961).

En ce qui nous concerne, ces dernières éruptions basaltiques clôturent la période d'activité éruptive qui a affecté le Sonora central depuis la fin de Mésozoïques. Nous verrons plus loin à quels éléments tectoniques peuvent être associés ces épisodes basaltiques,

II - LES FORMATIONS DETRITIQUES SEDIMENTAIRES

Nous avons distingué 3 types de terrains de couverture représentés sur notre carte par :

- Les alluvions anciennes
- Les alluvions récentes
- Les pédiments.

A - Les Alluvions anciennes.

Elles se concentrent sur le pourtour des principales chaînes de montagnes et forment des terrasses extrêmement disséquées. En coupe, elles montrent un mélange semi-induré de blocs, sables et graviers, parfois grossièrement lités et cassés, de composition hétérogène et variant suivant la nature des massifs rocheux adjacents.

Ces terrasses se rencontrent principalement à l'Est de Mazatan où elles recouvrent une large surface autour des villages de Nacori, Matape, et Adivino. A l'Ouest, elles sont progressivement remplacées par des pédiments.

Elles montrent une morphologie douce et sont disséquées par un réseau de ruisseaux de forme dendritique, drainant les eaux vers les principaux arroyos. Ces formations se repèrent facilement par leur morphologie, leur lithologie et la présence d'une végétation particulière, composée en majorité d'Ocotillos. L'épaisseur moyenne de ces alluvions anciennes est d'une vingtaine de mètres, leur origine serait essentiellement torrentielle.

B - Les alluvions récentes.

Composées de sables, de graviers et de limons, elles remplissent le lit des arroyos et des rios ; dans les Llanuras, on observe un élargissement de ces lits où une partie des alluvions est utilisée pour la culture du maïs ; il faut noter qu'ont été regroupées sous la même rubrique dans la carte, les alluvions proprement dites, et ces portions de terres cultivées gagnées sur des alluvions sensiblement plus anciennes.

Leur épaisseur n'a pu être mesurée avec précision mais il semble qu'elle ne dépasse pas la dizaine de mètres ; le substratum affleurant, sous une tranche parfois très mince (1 à 2m) est représenté par du basalte à Santa Rosalia, par du Granite à Mazatan et à Matape.

C - Les pédiments.

Leur distinction n'est faite surtout d'après la morphologie des plaines qu'ils recouvrent. Dans la moitié ouest s'étendent de grandes plaines (Llanuras) très faiblement inclinées vers l'Ouest, parcourues par un réseau ramifié de ruisseaux peu profonds ; leur caractéristique principale est la quasi horizontalité et l'uniformité des terrains qui la composent.

Ce sont les Llanuras de Torres, Santa Rosalia, San Jose de Pimas, et Mazatan, recouvertes de sables limoneux de couleur beige que l'on retrouve dans tout le Désert du Sonora.

La morphologie de ces Llanuras est caractéristique du Sonora où le terme de "bolsones" est souvent utilisé par les auteurs (Mc GEE, 1897, FLORES, 1929). Ces plaines seraient composées d'une faible épaisseur de pédiments recouvrant non pas des alluvions mais un bedrock aplani de nature identique à celui qui affleure dans les montagnes avoisinantes.

Nous avons pu vérifier en partie cette interprétation dans le lit du rio Matape où affleure le granite, à Mazatan, au niveau de San José de Pimas, et avec les basaltes de Santa Rosalia.

Cependant, de nombreux forages effectués dans des plaines, à l'Ouest d'Hermosillo, pour la recherche d'eau ont traversé des épaisseurs de 100 m de matériaux détritiques sans toujours atteindre le substratum (MAHEUX, comm. or.).

Il semble que ces Llanuras correspondent à une série de grabens effondrés à des profondeurs différentes et comblés uniformément par des alluvions et des pédiments. On pourrait ainsi expliquer d'une part les variations parfois brutales de l'épaisseur de la couche de pédiments et de la profondeur du substratum, et d'autre part la présence de collines, parfois réduites à de petits monticules, isolés au milieu de ces plaines.

CHAPITRE X

LA TECTONIQUE

Photo 38 . La Llanura de Torres au premier plan et les chaînes de Sierras Monterrey, San Juan de Dios, La Colorada au fond.

PREMIERE PARTIE : LES GRANDS TRAITES STRUCTURAUX EN LIAISON AVEC
LES EVENEMENTS OROGENIQUES DU SONORA

PERIODE TECTONIQUE	Age absolu Système	SERIES	Evenements géologiques liés aux diverses orogénèses				
			VOLCANISME	PLUTONISME	TECTONIQUE	METAMORPHISME	TYPE DE SEDIMENTATION
POST - LARAMIENNE	15	Quaternaire	Basaltes		Failles de décrochement et failles normales		Alluvions, limons, remplissage des bassins tertiaires
		PLIOCENE					
	7	MIOCENE	Ignimbrites Rhyodacites Rhyolites	Granodiorites Complexes silico bréchiqes	"Block faulting" Chaînes et Vallées parallèles		Conglomérats Pluvio-lacustres très épais (f. Baucarit)
	26	OLIGOCENE	?				
LARAMIENNE	64	PALEOCENE	andesites rhyolites, pyroclastes à tendance calcoalcaline très épais	nombreux batholites coalescents de granodiorites ou quartz-monzonites (calcoalcalins)	Fracturation de type "block faulting"? Failles inverses?	métamorphisme de contact très abondant	
		CRETACE SOB.					
PRE - LARAMIENNE	130	JURASSIQUE	Volcanisme andésitique et sédiments intercalés très abondants	quelques batholites Granitiques	mouvements épirogéniques		Volcanisme épirogénique et épanouissement sporadique de mers chaudes
		CRETACE INF.					
	150	JURASSIQUE			mise en place de l'unité de los Chinos.	métamorphisme de contact (?)	
	190	TRIAS			contacte des Granites de Mazatlan Fracturation de la plateforme paléozoïque émission de la plateforme paléozoïque.		Continentalité (clastes, pérites, bassins lagunaires, charbon, etc...)
PRECAMBRIEN	600	PERMIEN LEONARDIEN SILESIEN ANPIEN			calme tectonique		Sédimentation de plateforme et évolution vers le domaine néritique (récifs, etc...) au Permien
	1450	CAMBRIEN					
REVOLUTION MAZATZAL	1450	Récents				Gneiss et Nicaschistes de Mazatlan (soda?)	
	?	Ancien					

I. INTRODUCTION

Comme il a été dit en début de ce travail, le trait structural le plus caractéristique du Sonora est la grande abondance de failles quasi verticales, de direction sensiblement Nord-Sud, responsables de la formation de vallées et de chaînes de montagnes parallèles. Une telle morphologie se retrouve dans notre région où, de l'Ouest vers l'Est, nous avons pu délimiter une série de bassins (Llanuras) et de chaînes (Sierras), toutes orientées Nord Sud. (cf. chap I, p.13)

Cette apparente simplicité structurale est due à une tectonique cassante très récente (fin Tertiaire); il n'en est pas de même pour les déformations antérieures qui ont pu avoir lieu mais dont le déchiffrement est beaucoup plus complexe. En effet, les derniers événements tectoniques ont complètement oblitéré les structures pré-existantes produites lors des orogénèses prétertiaires :

- une érosion puissante, affectant les blocs soulevés a pu éliminer une partie des traces de plissements antérieurs.

- cette érosion a également accumulé dans les blocs affaissés adjacents des épaisseurs considérables d'alluvions masquant les relations entre blocs voisins, notamment le tracé des failles normales. De plus dans notre secteur la rareté de sédiments (1) depuis le Permien jusqu'au Pliocène ne permet pas toujours de dater stratigraphiquement ni de reconstituer la chronologie des événements produits durant cette période. Seules les formations les plus massives, telles que les séries calcaires du Permien ou parfois certaines parties plus résistantes du Trias, quand elles sont suffisamment éloignées des corps intrusifs, montrent quelques lignes structurales.

- enfin, les intrusions granitiques ont passablement perturbé les structures des roches sédimentaires ou volcaniques existantes; celles-ci sont en effet affectées par une multitude de petites fractures de toutes directions, accompagnées de basculement des couches et une partie d'entre elles ont été affectées par un métamorphisme de contact.

Nous allons tout d'abord énumérer les principales phases orogéniques qui ont affecté le Sonora Central, puis nous verrons dans quelle mesure peuvent être rattachées à chacune d'entre elles les principaux phénomènes tectoniques intrusifs, extrusifs et métamorphiques observés dans notre secteur.

II. LES GRANDS EVENEMENTS OROGENIQUES OU GEOTECTONIQUES

La phase laramienne jouant un rôle primordial dans l'histoire géotectonique du Sonora, nous avons regroupé les grands événements orogéniques en deux catégories :

- + les événements pré-laramiens qui sont la révolution Mazatzal, les orogénèses névadiennes et sonoréennes.
- + les événements laramiens et post-laramiens les plus importants.

(1) Des séries sédimentaires calcaires du Crétacé affleurent au delà de la limite orientale du secteur étudié, en allant vers Sahuaripa

A - Les événements pré-laramiens.

1 - La révolution Mazatzal. (1450 M. a.)

Les événements tectonométamorphiques survenus au Sonora avant l'orogénèse laramienne sont encore assez mal connus : les plus vieilles roches du secteur étudié sont les gneiss de Mazatan et ceux de la Venada; elles sont litées, profondément plissées et métamorphosées (cf. chap. II, p. 17).

Nous ne disposons pas d'âge radiométrique mais nous avons vu (p. 19) qu'elles pourraient être comparées aux roches métamorphiques de Caborca-Altar, datées rappelons le, du Précambrien "ancien".

Le métamorphisme qui a affecté ces roches est relié au plus vieil événement tectonique connu en Arizona, la révolution Mazatzal (1700 M. a.) définie par WILSON (1939); cette orogénèse est également caractérisée par de très nombreux batholites de roches intrusives acides. Elle constitue le premier événement géotectonique majeur enregistré au Sonora. Nous lui attribuons la formation des gneiss et des micaschistes de Mazatan et de La Venada.

Ces roches forment le socle prépaléozoïque de la région étudiée.

2 - L'orogénèse sonoréenne (220 - 150 M. a.)

Après une longue et calme période de sédimentation calcaire qui dure pendant tout le paléozoïque jusqu'à la fin du Permien (Léonardien), certaines parties du Sonora, voisines de notre secteur, se soulèvent : les couches paléozoïques sont alors puisamment érodées et un environnement continental s'instaure dès le Permo-trias, avec formation de petits bassins marins ou lagunaires où se déposent des grès rouges, des pélites et des conglomérats.

De tels mouvements sont attribués à l'orogénèse sonoréenne (220 - 150 M. a.) définie par FRIES, (1962) qui lui attribue les premières fracturations de la plate-forme paléozoïque ainsi que quelques événements plutoniques et des désordres structuraux au début du Trias.

- dans notre secteur : la discordance angulaire signalée par Fries (1962) entre les sédiments clastiques triasiques et les roches permienues n'est pas clairement visible, ni à Sovechi où les couches rouges sont en concordance stratigraphique, ni à Valuarte où les séries léonardiennes semblent passer graduellement aux silts gréseux.

Quand aux événements plutoniques éventuels, s'ils ont été signalés, en Arizona par exemple (DREWES, 1972), aucun indice ne permet au Sonora d'en démontrer l'existence. Dans notre secteur en tous cas nous ne disposons d'aucun élément pour en affirmer la présence.

En résumé, les seuls indices indirects de l'orogénèse sonoréenne se limitent à des accumulations locales de clastes permo-triasiques ou triasiques issus du démantèlement des compartiments surélevés par le jeu d'un système de failles. Cependant, l'absence de discordance marquée indique que les effets de cette orogénèse sont très modestes dans notre secteur.

3 - L'orogénèse névadienne (150 - 130 M. a.)

L'orogénèse névadienne s'est produite dans le Sud Ouest des USA entre le Jurassique et le Crétacé; elle se caractérise par un plissement isoclinal, un métamorphisme régional très développé affectant des sédiments eugéosynclinaux et par la mise en place de batholites de grande taille.

On peut rattacher à cette orogénèse des plissements post-permiens et pré-crétacé inférieur qui ont été signalés en Arizona où ils sont accompagnés d'un certain métamorphisme (DREWES, 1972). Quant aux événements plutoniques, le plus connu est l'intrusion granitique de Sacramento Hills, à Bisbee, datée radiométriquement de 163 M. a.

Au Sonora par contre, tout au moins dans notre secteur, aucun de ces phénomènes n'a eu lieu : le métamorphisme régional y est absent tout comme les plissements isoclinaux; seul le batholite de Mazatan, par sa taille et sa forme pourrait rappeler certains types de plutons névadiens. Toutefois il est probable que cette phase névadienne a laissé quelques traces plus ou moins visibles que nous allons énumérer :

a - autour de notre secteur

Au Nord, près de Ures, nous avons pu voir, au Cerro de Oro, des granites post-paléozoïques et anté-crétacés.

Au Sud, le long de la voie ferrée Hermosillo-Guaymas, MESNIER (1974) signale des laves crétacées reposant sur le sommet ou la base de la Formation Barranca (Trias).

b - dans notre secteur

Le récif calcaire intercalé dans les laves d'Aguacaliente (cf. p. 76) d'âge jurassico-crétacé, résulterait d'un envahissement sporadique d'une mer chaude et peu profonde, provoqué par des mouvements épiorogéniques d'abaissement et de soulèvement, contemporains de la phase névadienne.

L'unité allochtone de Los Chinos (cf. p. 61) fortement plissotée, semble s'être mise en place avant les laves crétacées qui la recouvrent; cette unité allochtone pourrait correspondre à une petite "nappe" provenant du SE et qui se serait bloquée contre les séries paléozoïques soulevées au cours de la phase sonoréenne et indemnes de tout plissement.

A l'heure actuelle, nous ne sommes pas encore en mesure de préciser la cause et l'origine de ce déplacement mais il est possible que les mouvements de soulèvement de la plate-forme paléozoïque aient décollé localement cette formation à comportement relativement souple.

Ainsi est-il possible d'envisager ici l'existence d'effets de cette tectonogénèse névadienne qui a pu affecter le Sonora mais de façon beaucoup plus discrète qu'au USA plus au Nord.

D'une manière générale, les événements pré-laramiens qui ont pu affecter notre région ne sont pas toujours individualisés :

- d'une part, parce que leur zone d'extension maximale n'est pas située spécialement au Sonora Central mais plutôt au NW, aux USA.

- d'autre part et surtout, du fait de l'importance des événements contemporains ou postérieurs à l'orogénèse laramienne, qui ont complètement ou en grande partie oblitéré les effets de ces orogénèses antérieures.

B - Les événements laramiens et post-laramiens

1 - L'orogénèse laramienne s. s. (90 - 53 M. a.)

Les activités tectoniques, plutoniques et volcaniques qui se sont produites durant la fin du Crétacé et le début du Tertiaire dans la zone des cordillères péri-pacifiques correspondent à l'orogénèse laramienne.

Dans le SW des USA cette orogénèse a duré à peu près depuis le début du Crétacé supérieur (Maestrichtien) jusqu'au Paléocène, soit grossièrement entre 90 et 53 M. a. (1), âges mesurés dans les montagnes de Santa Rita en Arizona, tout près de la frontière mexicaine (DREWES, 1972).

Cette orogénèse laramienne possède les caractéristiques suivantes :

- une tectonique de plis et de failles chevauchantes ou de cisaillement
- un plutonisme granodioritique ou monzonitique très développé, même dans des sédiments miogéosynclinaux et de plate-forme, sous forme de petits batholites ou de stocks en nombre considérable
- un volcanisme de nature andésitique à rhyolitique avec de nombreux produits pyroclastiques; ces laves, plus vieilles ou contemporaines du plutonisme, constituent parfois le toit des batholites
- pas de métamorphisme régional, ce qui la distingue de la névadienne.

Au Sonora Central, de nombreux faits indiquent qu'une telle orogénèse a eu lieu mais la durée et l'intensité des divers phénomènes qui la caractérisent varient suivant les endroits.

a - le plutonisme.

Le plutonisme associé à l'orogénèse laramienne est le trait le plus marquant de notre secteur. Nous avons déjà vu que la majorité des plutons intrusifs de notre secteur se sont mis en place au travers de séries paléozoïques et mésozoïques.

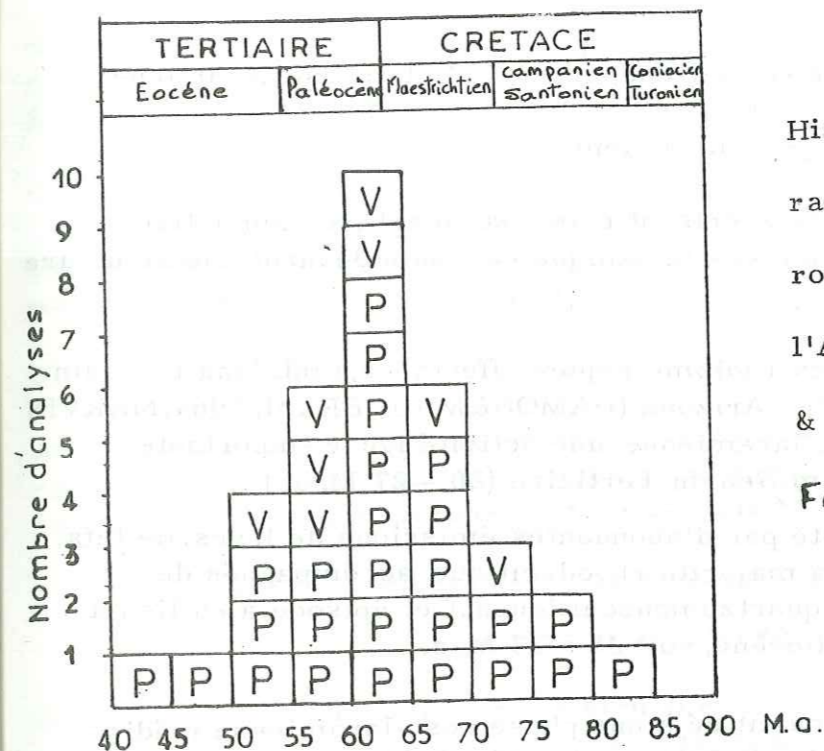
On peut donc d'ores et déjà, grâce aux arguments stratigraphiques, parler d'intrusions post-crétacées; de plus, certaines caractéristiques de plutons laramiens se reconnaissent dans la région étudiée.

Les batholites sont de taille relativement petite, subaffleurants et souvent coalescents. Ils ont une composition granodioritique à monzonitique et sont généralement à grains assez fins. Leur mise en place s'est souvent produite à faible profondeur avec une couverture de volcanites issues du même magma. Il s'agirait de granites de type "shallow depth" identiques à ceux reconnus en Arizona.

Enfin, bien que ne disposant d'aucune mesure radiométrique, les statistiques nous permettent, dans une certaine mesure, de rattacher la majorité de ces corps intrusifs à la phase laramienne :

- en Arizona : les résultats radiométriques de 34 échantillons de roches ignées (quartz monzonites, granodiorites, rhyodacites) ont été rassemblés dans un histogramme des fréquences (DAMON et al, 1964); le résultat est intéressant : on constate en effet que 65% des âges se situent entre 55 et 70 M. a. soit la limite Crétacé sup-Tertiaire, qui peut être considérée comme la période du paroxysme magmatique de la phase laramienne (GILLULI, 1963). (Fig. 22)

(1) L'orogénèse Laramienne définie par DREWES (1972) comporte en fait deux phases principales (Pima et Helvète) au cours desquelles se mettent en place des intrusions plutoniques et qui sont séparées par une période de calme tectonique. Nous utiliserons donc ce terme d'orogénèse Laramienne au sens large



Histogramme de fréquence des âges radiométriques K - Ar mesurés sur 35 roches volcaniques ou plutoniques de l'Arizona et du Sonora (d'après DAMON & al, 1964).

Fig. 22

- au Sonora : les quelques datations qui ont été effectuées ces dernières années (GILETTI & DAMON, 1961; DAMON & al, 1962, 1968; ANDERSON & SILVER, 1974) vont dans le même sens : les âges varient de 100 M. a. à 80 M. a. pour des granodiorites de Bahia Kino et de Caborca, et de 54 à 48 M. a. pour les "porphyry" de la Caridad, mais la majorité des âges se situe entre 80 et 55 M. a. Enfin, au Sud du Sonora, à El Fuerte (Sinaloa), une granodiorite aurait été datée récemment à 60 M. a.

Nous sommes donc en présence d'une grande ceinture batholitique parallèle à la côte Pacifique dans laquelle s'intègrent très certainement la majorité des plutons intrusifs de notre secteur; ce serait notamment le cas des granites ou granodiorites de La Colorada, de Llano Colorado, du Puerto et peut-être de Matape.

b - le volcanisme.

Il précède ou accompagne les intrusions granitiques au cours de l'orogénèse laramienne; il constitue la couverture ou le toit des plutons qui les recoupent en les métamorphisant au contact. Une telle association plutons-volcanites est d'ailleurs caractéristique de tous les intrusifs laramiens et post-laramiens qui ont été répertoriés dans les Rocheuses et plus particulièrement en Arizona.

Dans notre secteur, ces formations volcaniques sont représentées par les andésites du Novillo et de La Colorada.

c - la tectonique.

Les effets tectoniques associés à l'orogénèse laramienne sont oblitérés du fait de la surimposition de mouvements postérieurs et du recouvrement de laves tertiaires qui masquent les principales structures. Là où les formations sédimentaires sont visibles on peut cependant remarquer une absence totale de plissements tant dans les unités paléozoïques que mésozoïques. Seuls certains types d'accidents de nature chevauchante orientés NNW et pentés vers l'Est pourraient appartenir au diastrophisme laramien; mais il est plus probable que dès cette époque, commence une fracturation de type normal donnant une structure en horst et graben, qui deviendra évidente au milieu du Tertiaire. Il s'agirait alors du résultat d'une tectonique de distension dont l'étude sera

abordée au chapitre suivant.

Notre région n'aurait donc subi que le contre-coup atténué de la phase laramienne.

2 - Les mouvements post-laramiens.

Les événements post-laramiens se caractérisent principalement par une activité effusive très développée, accompagnée d'une tectonique cassante donnant une structure en horst et graben.

- Aux USA : toutes les mesures radiométriques effectuées, tant dans le Basin & Range Province (Mc KEE, 1971) qu'en Arizona (DAMON & MAUGER & al, 1964; MARVIN & al, 1973) montrent qu'après la phase laramienne, une activité ignée importante, plutonique et volcanique, a eu lieu au milieu du Tertiaire (20 - 27 M. a.)

Ce magmatisme est surtout représenté par d'abondantes émissions de laves, de tufs, et de quelques dykes de composition à majorité rhyodacitique, accompagnés de quelques plutons granodioritiques ou quartzomonzonitiques. Cet épisode a eu lieu à la fin de l'Oligocène et au début du Pliocène, soit 28 à 23 M. a.

- Au Sonora : KING (1939) signalait déjà une phase post-laramienne médio-tertiaire, à laquelle il rattachait certains granites intrusifs ainsi que de puissants épanchements de laves (andésites, rhyolites, tufs et basaltes) reposant en discordance sur des andésites crétacées. Ces laves, généralement plus acides que celles de la fin Crétacé sont très abondantes dans la Sierra Madre où elles forment des hauts plateaux et les barrancas.

- dans notre secteur : les laves de San Pedro, à tendance nettement plus acide (rhyodacites, cf. p.80) se seraient mises en place au milieu du Tertiaire. De même, dans la partie occidentale, autour de La Colorada, certaines formations volcaniques pourraient appartenir à cette phase post-laramienne. Ce serait notamment le cas pour les rhyolito-ignimbrites très abondantes ici et dont des faciès équivalents ont été décrits sur la côte par MESNIER (1974). De plus, nous avons vu (cf. p.22) que la géo-chronologie donnait un âge miocène (20-24 M. a.) pour des tufs ignimbritiques identiques en Arizona et à la Caridad.

Quant aux phénomènes intrusifs, ils ne sont pas toujours facilement reconnaissables du fait de l'absence de bons arguments stratigraphiques. Cependant, nous avons signalé au NE de notre terrain deux batholites de granodiorites associés à des complexes silicobréchiques (cf. p.108) qui recoupent des laves tertiaires et que nous rattachons aux phénomènes intrusifs post-laramiens.

- Au Llano Colorado, les altérations hydrothermales (quartz-séricite) observées dans les granodiorites se seraient produites au milieu du Tertiaire pendant cette phase post-laramienne (MESNIER, 1974).

- Les granites du Puerto (cf. p.103) qui recoupent les granites de Matape seraient eux aussi post-laramiens.

- De plus, nous verrons que les minéralisations (La Colorada, etc...) semblent s'être mises en place assez récemment puisque les laves crétacées et tertiaires sont recoupées par des filons minéralisés, donc peut-être au cours de cette phase post-laramienne.

Quant à la tectonique associée, elle est surtout caractérisée par des formes de

distension donnant une structure de bassins effondrés et de chaînes surélevées, comme dans la Basin & Range Province des USA. L'analyse en sera faite séparément, tout comme les événements tectoniques laramiens.

Ces événements post-laramiens, et en particulier la tectonique cassante, vont imprimer à la région de grands traits structuraux que nous reconnaissons actuellement. Ils clôturent le grand cycle orogénique laramien qui a joué une part prépondérante dans l'histoire géologique du Sonora.

III . LES DEFORMATIONS LIEES AUX DIVERSES PHASES

Au cours des différentes phases que nous venons de décrire, les grandes unités géologiques de notre secteur ont été plus ou moins affectées par des déformations tectoniques que nous regrouperons en deux catégories :

- Les déformations liées aux phénomènes de compression
- Les déformations liées aux phénomènes de distension ou d'extension

Nous avons déjà vu que les traits structuraux majeurs de notre secteur correspondaient à une tectonique cassante, récente, ayant donné une morphologie typique de bassins et de montagnes parallèles.

C'est là une figure classique de distension, phénomène qui semble être prépondérant au Sonora, mais plus particulièrement dans notre secteur. Toutefois nous avons pu observer quelques figures de compressions : bien que peu abondantes, elles nous indiquent que ce type de déformation a également eu lieu au cours d'un ou des événements orogéniques qui ont affecté la région.

A - Les phénomènes de compression.

Ce sont principalement, et par ordre d'importance :

- des plissements
- des failles inverses ou chevauchantes
- des figures de cataclase

1 - Les plissements.

Une des caractéristiques de notre secteur est l'absence quasi générale de plissements régionaux ou locaux, tant dans les roches sédimentaires que volcaniques; c'est du moins ce que nous avons pu conclure après nos reconnaissances.

Cependant, nous en avons observé dans l'unité allochtone de Los Chinos (cf. p.60), il s'agit d'une succession de petits plis synclinaux et anticlinaux dont l'axe moyen a une direction N. 70°. La cause de ce plissement, d'âge névadien probable, est difficile à définir mais elle pourrait être liée au mode de mise en place de cette unité, interprétée comme allochtone.

2 - Les failles inverses ou chevauchantes.

Nous avons crû reconnaître, par endroits, la présence de failles inverses :

- à l'Est, dans le massif de Lista Blanca où on observe une répétition de laves porphyriques, de poudingues, de conglomérats et de grès lacustres avec des biseautages

latéraux; la présence de lambeaux de calcaires paléozoïques sur les laves et de phénomènes de torsion dans les couches ainsi que la position du poudingue, sont difficilement expliquables sans faire intervenir une tectonique tangentielle (1) se traduisant par des failles orientées NS, chevauchantes vers l'ouest.

Ce dispositif est recoupé par les intrusions granodioritiques et silicobréchiques que nous avons attribuées à la phase post-laramienne. Ces laves étant elles-mêmes post-laramiennes, on peut avancer que la phase de compression a eu lieu entre les effusions et les intrusions co-magmatiques.

- à l'Ouest, près de las Norias, au col de l'Oregano, les séries calcaires paléozoïques semblent se chevaucher suivant une faille orientée NW - SE.

- à La Colorada, à l'intérieur des anciens travaux miniers, on signale la présence d'une faille décrochante un plan de faille chevauchant plus ancien (KING, 1939).

Dans tous les cas, ces failles chevauchantes sont orientées généralement WNW-ESE et chevauchent vers l'Ouest. De telles figures de compression sont caractéristiques du style tectonique des Montagnes Rocheuses.

- En Arizona, elles sont très courantes et s'associent aux mouvements de la phase laramienne.

- Au Sonora, IMLAY (1939) et KING (1939) reconnaissent en bordure de la Sierra Madre, au Nord du 28^{ème} parallèle, des failles chevauchantes; certaines unités auraient été de la sorte poussées vers l'Ouest le long de grands accidents N-S sur des vallées remplies de sédiments pliocènes (à Sahuaripa, par exemple).

De tels phénomènes semblent se cantonner localement à la limite des Barrancas et des hauts plateaux de la Sierra et disparaître vers l'Ouest. Nous n'avons cependant pas suffisamment d'arguments pour interpréter de tels accidents dans notre secteur.

3 - La cataclase du granite de Mazatan.

Nous avons vu que ce massif de Mazatan était affecté dans son intégralité par un phénomène de cataclase, voire même de blastomylonitisation (cf. p.99)

Une telle transformation n'a pu avoir lieu que lors d'une phase de compression avec cisaillement qui aurait affecté le granite pendant ou après sa mise en place; l'importance et l'étendue de cette mylonitisation indique que cette phase de cisaillement s'est produite à la suite de fortes contraintes lors d'une orogénèse : les autres intrusions granitiques, d'âge laramien, n'ayant pas été affectées par de telles contraintes, on peut légitimement attribuer ces phénomènes, soit à l'orogénèse névadienne, soit plus vraisemblablement à la Révolution Mazatzal, puisque les séries paléozoïques ne sont pas affectées par cette mylonitisation.

Il est toutefois possible que certaines fractures visibles dans le massif correspondent à une nouvelle phase de cisaillement plus récente, probablement tertiaire. C'est en tous cas ce que semble indiquer l'étude microscopique qui montre une deuxième mylonitisation recoupant la première.

B - Les phénomènes de distension.

Ce sont les figures tectoniques les plus répandues au Sonora et plus particulièrement dans la région étudiée. Les conséquences morphologiques de cette distension se

(1) FLEISCHER, R., 1972 ; interprétation tectonique de L. RADELLI

traduisent par une série de blocs montagneux soulevés et séparés par des bassins représentant les blocs affaissés.

C'est là une structure très classique dite en "horst et grab en" (1) orientée NS à légèrement NW, elle est caractéristique non seulement du Sonora mais également du SW des USA où a été définie la province des Basins & Ranges.

Cette province se prolonge d'ailleurs jusqu'au Sonora Central où, par extension, a été utilisée l'expression "vallées et montagnes parallèles"; notre secteur se situe à cheval sur cette province et celle du Désert Sonoréen (cf. p.13).

1 - Les structures actuelles.

Nous avons défini dans notre région 8 unités morphotectoniques (4 bassins + 4 chaînes) orientées toutes grossièrement NS : (Fig. 23)

- à l'Ouest, les bassins sont en fait des plaines (Llanuras) très vastes, à pente très faible, comblées et recouvertes par des alluvions et/ou des pédiments.

- vers l'Est, elles passent progressivement à des vallées plus encaissées, profondément entaillées par le réseau hydrographique, et montrent de puissantes accumulations de conglomérats grossiers.

Les chaînes de montagnes, régulièrement intercalées entre ces bassins, voient leur altitude s'élever régulièrement vers l'Est; elles présentent la plupart du temps un escarpement assez brutal vers l'Ouest et une pente relativement douce vers l'Est.



Fig 23. Coupe schématique du secteur étudié montrant l'alternance de horsts et de grabens.

- les bassins :

ce sont des blocs affaissés ou effondrés équivalents des grabens; les trois premières plaines à l'Ouest (Llanura de Torres, de San Jose de Pimas, de Santa Rosalia) sont recouvertes de pédiments et présentent une surface très aplanie.

A la faveur d'une érosion torrentielle, nous avons pu constater que le "bed-rock" était parfois très proche de la surface, ce qui a fait interpréter par certains auteurs ces plaines comme des zones rocheuses affectées d'une érosion intense. En fait, nous avons vu que la puissance de ces pédiments était très irrégulière d'une plaine à l'autre (cf. p.32).

Quant aux bassins les plus orientaux (vallée du rio Novillo, etc...) leur surface est plus irrégulière et ils sont recouverts d'épais conglomérats généralement d'âge plio-quatenaire (Formation Baucarit, cf. p.25) profondément entaillés par le réseau hydrographique.

(2) Il s'agit du "block faulting", terme utilisé par les auteurs américains pour qualifier la tectonique médio-tertiaire dans les Basins & Ranges

On a ainsi, dans la vallée du Novillo, plusieurs centaines de mètres de conglomérats entaillés et mis à nu, montrant toute une variété de produits de démantèlement. L'épaisseur de ces conglomérats n'est pas connue : celle que nous avons pu mesurer ne représente peut-être qu'une infime partie d'une très épaisse formation accumulée dans des dépressions structurales.

Aux USA, l'épaisseur moyenne des matériaux accumulés dans de tels bassins serait de 2 à 3000 mètres (EARDLEY, 1962; KING, 1969; SHURBET & al, 1971), ordre de grandeur que nous retiendrons donc pour le remplissage des bassins de notre région.

Un volcanisme basaltique intermittent qu'on retrouve associé à ces dépôts conglomératiques, se manifeste tout au long de cette période d'accumulation.

- les chaînes de montagnes :

ce sont les blocs soulevés ou demeurés les plus stables, c'est à dire les horsts. D'orientation NS, comme les bassins, ces chaînes ne sont pas uniformément alignées : les séries calcaires paléozoïques qui sont les plus rigides en constituent l'ossature sur laquelle reposent diverses unités volcaniques; l'ensemble est découpé de façon anarchique par de nombreuses fractures secondaires, et recoupé par les batholites granitiques qui, curieusement, constituent le plus souvent des dépressions.

2 - Les failles normales.

Cette structure en horst et grab en est déterminée par un système de failles d'orientation NS à NW-SE résultant de mouvement de distension; de telles failles, normales, sont responsables du mouvement relatif vertical des divers blocs. Elles bordent les montagnes et les bassins sur plusieurs dizaines, voire des centaines de Kms et ne sont jamais, sauf exception, directement visibles.

En effet, leur tracé est très souvent masqué par les accumulations d'alluvions, dûes à l'érosion des parties surélevées. Ce sont essentiellement des arguments physiographiques qui permettent de déceler leur présence :

- * - le relief montagneux présente une certaine régularité linéaire quelle que soit la lithologie.
- * - l'élévation est rapide, brutale parfois, avec des falaises abruptes au dessus de vallées comblées d'alluvions.
- * - les ravins sont profondément entaillés ce qui indique que l'érosion a été accélérée par un dénivelé intervenu brusquement; par ailleurs, les vallées transversales sont rares ou inexistantes.
- * - on n'observe pas de cônes de déjection comme il est courant d'en rencontrer en montagne.
- * - de nombreux séismes jalonnent ces zones de contact.

Dans notre secteur, de telles failles existent en bordure des unités tectoniques définies plus haut; elles s'alignent (1) grossièrement NNW-SSE et peuvent mesurer plusieurs dizaines de Kms de long. Ces systèmes de failles sont responsables des structures actuelles.

3 - Les fractures.

Par différence avec les grandes failles normales, les fractures, également de distension, sont surtout visibles à l'intérieur des chaînes de montagnes ou elles ont une direction à dominante NW. De tels accidents, à l'échelle plus réduite, se sont produits semble-t-il plus récemment que les failles normales. Ces fractures déterminent généralement les petits arroyos.

C - L'âge de ces accidents de distension.

La présence de volumineuses accumulations de conglomérats pliocènes post-datent la grande période diastrophique qui les a engendrées. Cependant, il est probable que les grandes lignes structurales aient déjà été mises en place au cours de la phase tectonique de l'orogénèse laramienne.

Après les éruptions du début Tertiaire, une vigoureuse phase de surrection et de fracturation a lieu, principalement dans la province des montagnes et vallées parallèles: les blocs montagneux sont alors brusquement soulevés et vont fournir un matériel abondant qui va s'accumuler tout au long du Pliocène dans les dépressions.

Associée à cette phase de surrection et de distension, un volcanisme basaltique se met en place et se poursuit jusqu'à l'époque historique.

Enfin, une nouvelle phase tectonique assez récente semble affecter ces conglomérats qui sont souvent inclinés de 10 à 15°; de nouveau, le réseau hydrographique s'attaque à ces formations qui sont peu à peu démantelées et donnent la morphologie actuelle connue dans les vallées.

IV . CONCLUSION

Les actions régionales paraissent avoir essentiellement un caractère de distension bien que localement des structures de compression soient observables.

Cette distension s'est matérialisée par :

- * - un magmatisme intense calcoalcalin puis bimodal
- * - la surrection de massifs montagneux et la subsidence de bassins continentaux disposés en sillons allongés entre les massifs.
- * - la mise en place d'ignimbrites, probablement avant celle des basaltes plio-quaternaires; elles jalonnent parfois la trace des failles de distension.
- * - la mise en place de batholites dont la forme est souvent allongée suivant la direction NS.

Selon certains auteurs, la fracturation responsable des horsts et grab ens ne serait pas plus ancienne que le milieu du Miocène (HAMILTON & al, 1966).

Dans notre secteur, il semble qu'en fait elle soit plus ancienne et date de la fin Crétacé; elle aurait depuis joué par intermittence. Durant les 80 derniers millions d'années, la région a été caractérisée en effet par une succession de soulèvements et d'affaissements de blocs, du fait de jeu de failles normales. C'est sans doute à la faveur de ces mouvements qu'aurait été exhumé le massif de Mazatan.

A la fin du Pliocène, et au Pleistocène, les failles jouent à nouveau : les bassins remplis d'alluvions sont légèrement basculés et localement plissés. Certaines failles deviennent alors décrochantes comme à Bavispe par exemple.

(1) Le tracé de ces grandes failles est cependant beaucoup moins rectiligne que dans les Grands Bassins des USA

DEUXIEME PARTIE : EVOLUTION STRUCTURALE ET TECTONIQUE DANS LE CADRE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES

I. INTRODUCTION

La bordure occidentale de l'Amérique du Nord occupe une place primordiale du point de vue tectonique : située sur la grande ceinture orogénique péripacifique, elle a fait l'objet de très nombreuses études géologiques et géophysiques, tant à l'intérieur qu'au large du continent.

Durant la dernière décennie, les travaux entrepris dans cette zone par les américains ont été guidés par l'hypothèse de l'expansion des fonds océaniques (sea-floor spreading) de DIETZ, 1961; HESS, 1962, puis par la théorie de tectonique de plaques lithosphériques, développée par VINE, 1966; MACKENZIE & PARKER, 1967; ISACKS & al, 1968; LE PICHON, 1968; MORGAN, 1968. La somme des renseignements géologiques et géophysiques recueillis depuis lors a permis de vérifier et d'étayer cette théorie et d'aborder de manière globale la compréhension des grands phénomènes géologiques de cette région.

Il s'agit dans le cas présent de la zone du golfe de Californie, au centre de la cordillère pacifique de l'Amérique du Nord; la présence d'une zone d'une telle importance située seulement à quelques 150 Km à l'Ouest de notre terrain nous autorise à déborder de notre étude pour tenter d'intégrer nos observations et conclusions dans un cadre plus général.

Pour cela, nous ferons d'abord un résumé des principaux éléments de cette région tels qu'ils apparaissent dans les travaux les plus récents et qui serviront de support à notre interprétation des principaux phénomènes géologiques survenus dans le secteur étudié.

II. LE GOLFE DE CALIFORNIE, PROVINCE STRUCTURALE

La théorie des plaques lithosphériques englobe les concepts d'expansion des fonds océaniques, de failles transformantes et de chevauchements sur les marges continentales et dans les arcs insulaires. Nous allons voir que ces trois concepts fondamentaux peuvent s'appliquer au golfe de Californie qui a fait et fait encore l'objet de nombreuses recherches.

A - Le golfe de Californie.

Ce golfe est partie intégrante d'un segment de la cordillère pacifique nord-américaine situé entre les latitudes 18° et 30° Nord, soit grosso modo entre les "Transverse Range" de la Californie méridionale et l'axe volcanique trans-mexicain au Sud. Long de 1120 Km, large de 160 Km en moyenne, il est bordé à l'Ouest par la péninsule de Basse Californie, au Nord par le delta du Colorado et à l'Est par la côte continentale mexicaine avec le désert du Sonora et la plaine côtière du Sinaloa.

Le golfe de Californie constitue une province tectonique dont la principale caractéristique est son instabilité structurale, exprimée historiquement par une activité séismique et volcanique intermittente, et géologiquement par des massifs de roches extrusives et intrusives (HAMILTON, 1961).

De récentes études géophysiques (1964, 1968, 1972) ont prouvé que cette province correspondrait à une zone de séparation de plaques lithosphériques et de croissance

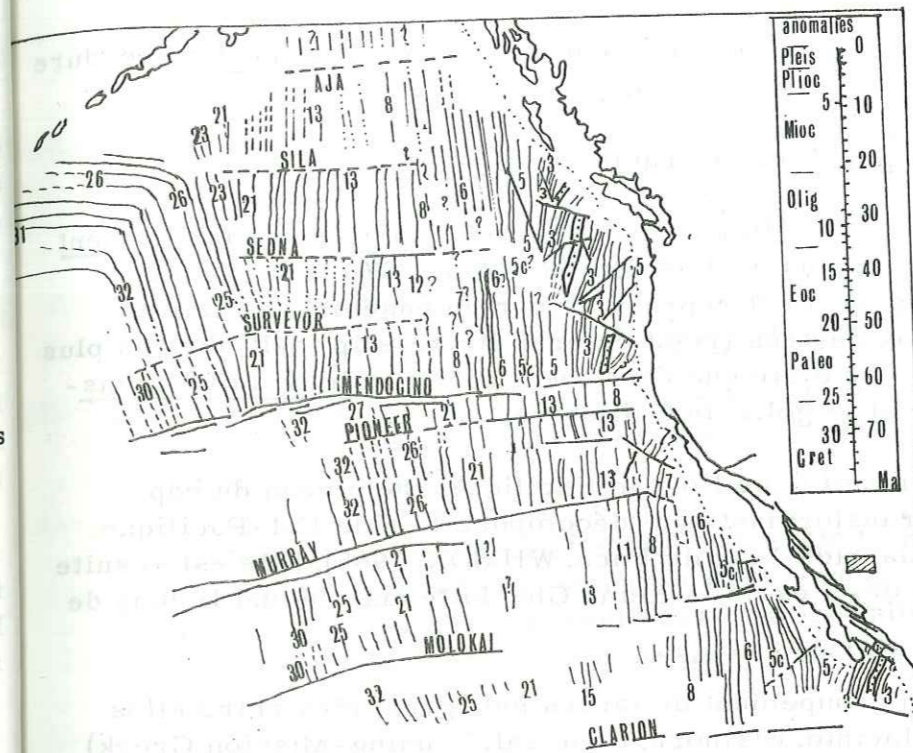


Fig. 24

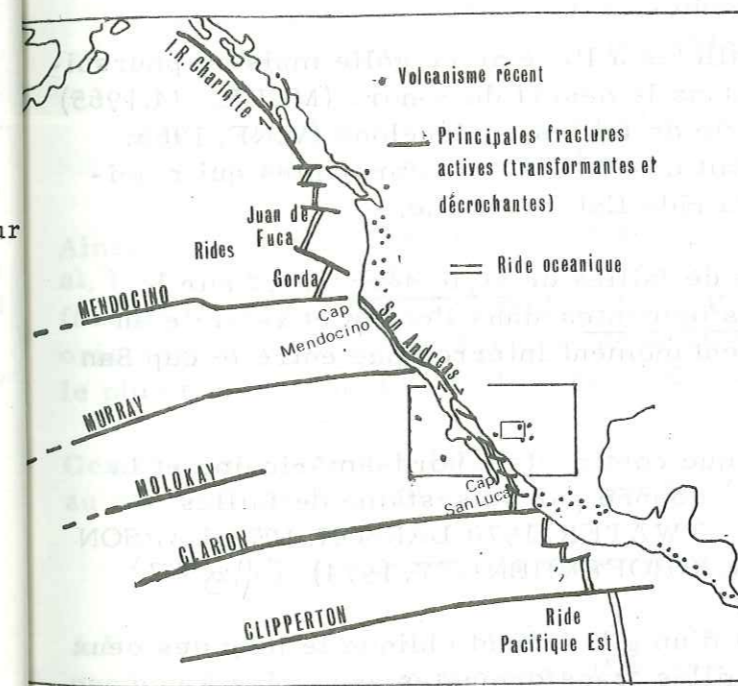


Fig. 25

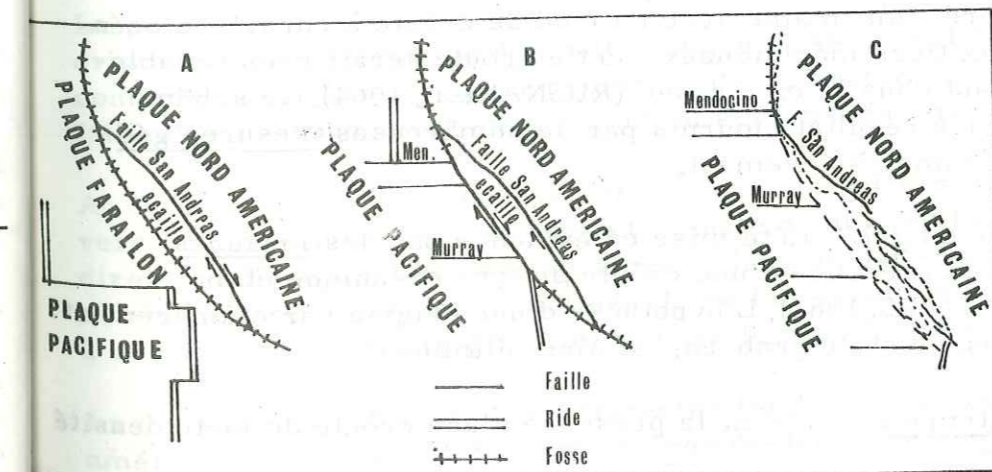


Fig. 27

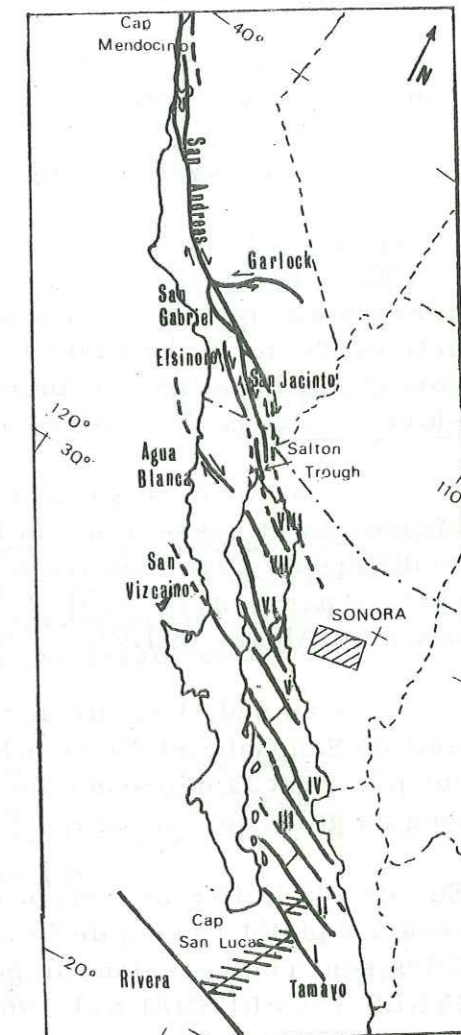


Fig. 26

Fig. 24 Les anomalies magnétiques dans le Nord Est de l'Océan Pacifique, d'après ATWATER (1970)

Fig. 25 Le système de failles San Andreas et la ride océanique Pacifique, d'après MATTAUER, 1973, MENARD, 1965.

Fig. 26 Les failles transformantes dans le golfe de Californie en relation avec le système de failles décrochantes de San Andrés et la ride Est Pacifique.

Fig. 27 Mode d'interaction entre les plaques Pacifique et Nord Américaine, d'après GARFUNKEL, 1973.

A : Situation avant le contact direct entre les deux plaques; la faille San Andreas originelle délimitait une écaïlle bordée à l'Ouest par une fosse.
 B : Situation après le contact direct entre les deux plaques; une zone de fractures se forme au large du continent. Migration des points de jonction triple
 C : Situation actuelle : le mouvement a virtuellement cessé le long de la zone de fractures au large du continent et s'est entièrement reporté sur la Faille San Andreas.

de la crôte, reliée dans sa partie septentrionale à une zone de cisaillement de bordure continentale, le système de failles de San Andreas.

B - Le système de failles San Andreas, limite de plaques.

Le système de failles San Andreas ne se limite pas seulement au rôle de cisaillement (SILVER, 1971) qu'on lui connaît sur plus de 1500 Km (SUPPE, 1970) le long de la bordure continentale californienne où il est représenté par un ensemble de failles actives, de décrochements latéraux dextres (right-lateral strike-slip fault) dont la plus connue est la faille San Andreas; il se distingue également par un rôle de faille trans-formante dans l'océan Pacifique et le golfe de Californie.

- au Nord, ce système s'enfouit dans l'océan Pacifique au niveau du cap Mendocino et passe à une faille transformante qui décompose la ride Est-Pacifique en différents segments (ride Gorda, ride Juan de Fuca, WILSON, 1965). Elle est ensuite relayée par le système de failles des îles de la Reine Charlotte qui s'étend le long de la cote d'Alaska (SILVER, 1971).

- au Sud, il se divise en un groupement de failles sub-parallèles entre elles (failles San Gabriel, Cupaca, San Jacinto, Elsinore, Imperial, Banning-Mission Creek) qui jalonnent la dépression salée (Salton Trough) et semblent ensuite disparaître le long du golfe de Californie. (Fig. 25)

En fait ces failles ne sont pas vraiment parallèles à l'axe de ce golfe mais se poursuivent plutôt le long de la côte mexicaine dans le désert du Sonora (MERRIAM, 1965) Elles sont relayées dans le golfe par une série de failles en échelons (VINE, 1966; SYKES, 1968; RUSNAK & al, 1964) qui sont en fait des failles transformantes qui rejoignent à l'entrée du golfe, au cap San Lucas, la ride Est-Pacifique.

Nous pouvons donc constater que ce système de failles de style décrochant sur le continent, passe à un système de failles transformantes dans l'océan et se relie au Nord et au Sud à la ride Est-Pacifique, momentanément interrompue entre le cap San Lucas et le cap Mendocino.

Nous avons là la zone de contact entre la plaque continentale nord-américaine et la plaque océanique pacifique dont la limite est jalonnée par ce système de failles (WILSON, 1965; MACKENZIE & PARKER, 1967; ATWATER, 1970; LARSON, 1972; LARSON & al, 1972; MOORE, 1973; GARFUNKEL, 1973; BISCHOFF & HENLEY, 1974). (Fig. 27)

La configuration actuelle du golfe résulterait d'un glissement oblique le long des deux plaques lithosphériques avec production de failles transformantes associées à une expansion des fonds océaniques (LARSON & al, 1968). Le golfe serait un "rift" créé dans la plaque continentale nord-américaine avec un fond de crôte à caractère océanique, du moins dans ses deux tiers méridionaux : cette crôte serait remarquablement similaire à celle existant dans la mer rouge (RUSNAK & al, 1964). Ce schéma (LARSON, 1972) s'appuie sur des résultats fournis par de nombreuses mesures géophysiques que nous allons résumer brièvement.

- * La structure océanique du golfe a été mise en évidence par des mesures sismiques démontrant la présence d'une crôte de type océanique et du manteau supérieur (PHILIPS, 1964). L'hypothèse d'une origine par effondrement de roches continentales, de style grab en, est ainsi éliminée.
- * Des mesures gravimétriques montrent la présence d'une crôte de forte densité

notamment dans la dépression de la Salton Trough.

- * La mesure du flux thermique montre la présence d'isothermes surprenants et anormalement élevés dans le golfe (VON HERZEN, 1963) ainsi que dans sa prolongation structurale, les dépressions d'Altar au Mexique et Salton Trough et Imperial Valley aux USA où se trouvent de nombreux geysers et des puits géothermiques en exploitation (Cerro Prieto, B. C.). Cet accroissement du flux thermique suggère que des courants de convection remontent dans cette région en créant une ride, ce qui avait déjà été avancé par HAMILTON, 1961.
- * L'étude de plusieurs séismes dans le golfe (SYKES, 1968) montre un mouvement de failles transformantes parallèles aux profils bathymétriques déduits par RUSNAK & al, 1964.
- * Au Nord du golfe, THATCHER & BRUNE, 1971, mesurent des ondes sismiques caractéristiques et identiques à celles classiquement associées aux rides océaniques. Des indices identiques dans la Salton Trough permettent d'envisager la présence de centres de croissance crustale sous l'épaisse couche alluviale (plus de 7000 mètres).
- * Au Sud, et jusqu'au bassin de Guaymas, en remontant le golfe, les anomalies magnétiques qui ont pu être enregistrées (LARSON, 1968; LARSON & al, 1972; BISCHOFF & HENLEY, 1974) indiquent une croissance de l'ordre de 6 cm/an depuis 4 millions d'années (MOORE & BUFFINGTON, 1968).
- * Il a pu également être démontré que la faille Tamayo (faille transformante) décalait la ride Est-Pacifique de 75 Km (MOORE, 1973) à l'entrée du golfe.

Ainsi peut-on délimiter dans le golfe 8 zones de fractures transformantes (LARSON & al, 1972) décalant chaque fois des centres d'expansion (décalage de 75 Km le long de la fracture Tamayo, MOORE, 1973) et donnant une série de failles en échelons, toutes orientées vers le NW; le système de failles San Andreas représente alors le membre le plus septentrional de cette famille de failles transformantes (LARSON & al, 1968). (Fig. 26)

Ces deux phénomènes, faille transformante et centre d'expansion auraient contribué au décalage de la péninsule de Basse Californie vers le NW.

C - Décrochement de la péninsule californienne.

A l'entrée du golfe, nous avons vu que la plupart des centres d'expansion se sont créés pendant les 4 derniers millions d'années, soit depuis la limite Pliocène-Pleistocène.

La péninsule californienne (Baja California + Californie Méridionale) aurait été originellement décrochée dès cette époque (GARFUNKEL, 1973; LARSON, 1968) du continent mexicain par un mouvement latéral dextre provoqué par une série de plusieurs failles de décrochement appartenant au système de failles San Andreas. (Fig. 27)

Au fur et à mesure que la ride "entre" dans le golfe, sa direction s'oriente lentement vers l'Est, ce qui la met en contact à angle droit avec la faille transformante. La direction d'épanchement se fait alors le long de cette faille si bien que la péninsule semble s'être déplacée suivant une direction parallèle à cette faille et avoir dérivé à une vitesse constante de 6 cm/an vers le NW (LARSON & al, 1968; LARSON, 1972).

La distance cumulée par les différentes failles transformantes a permis aux auteurs américains d'évaluer à 260 Km environ de décrochement total de la péninsule

(CROWELL, 1962; RUSNAK & al, 1964; LARSON & al, 1968; MOORE, 1973) et cela depuis 4 millions d'années.

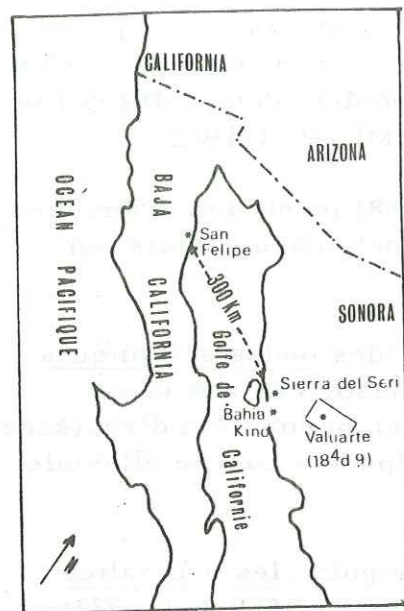


Fig. 10. Localisation des 2 affleurements de conglomérats à éléments calcaires à Fusulines wolcampiennes, décrochés par le golfe de Californie.

A l'aide d'arguments paléontologiques, GASTIL & al, 1973 arrivent aux mêmes conclusions : la découverte de fusulines léonardiennes (*Schwagerina* et *Parafusulina*) dans un conglomérat Pliocène à San Felipe, sur la bordure orientale de la Basse Californie leur a permis de le rattacher au même conglomérat Pliocène, situé 300 Km au SSE sur le bord opposé du golfe, dans la plaine côtière du Sonora à Bahia Kino (Sierra del Serri). Pour ces auteurs, la source de ces calcaires devait se situer à quelques 50 à 75 Km à l'Est, ce que pour notre part nous confirmons d'ores et déjà puisque c'est à 100 Km à l'Est de Bahia Kino que nous avons découvert des fusulines wolcampiennes-léonardiennes (Valuarite 184 d 9, cf. p. 53, Chap. III).

L'hypothèse d'un décrochement de 240 à 300 Km entre cependant en contradiction avec celle de 540 à 600 Km représentant le déplacement mesuré de part et d'autre de la faille San Andreas en Californie depuis la mi-Crétacé (GARFUNKEL, 1973). (p. 27)

Cette distance de 500 à 600 Km, bien que faisant l'objet de nombreuses controverses (1), est reconnue par plusieurs auteurs (HAMILTON, 1961; SUPPE, 1970; etc...) et appuyée par divers arguments géologiques :

- * - massifs d'anorthosites précambriennes décalées de 300 miles de part et d'autre de la faille San Andreas.
- * - décalage de granites Franciscains et de ceux de la Sierra, de Quartz-gabbros (ROSS, 1970) etc...

Il faut donc admettre un âge plus ancien pour le système de failles San Andreas mais il a dû alors jouer un rôle différent (GARFUNKEL, 1973; ATWATER, 1970). De même a été envisagée la présence d'un protogolfe de Californie, antérieur au décrochement de la péninsule, soit pré-pliocène (MOORE, 1973; LARSON, 1972; etc...).

Nous allons maintenant voir quelles étaient les données structurales de cette région de la côte pacifique avant l'ouverture du golfe de Californie et quels étaient les rapports entre les plaques mises en présence.

D - La subduction au niveau de la bordure Nord-Américaine.

Un modèle d'évolution tectonique a été proposé par ATWATER en 1970 en ce qui concerne la bordure de la plaque continentale Nord-Américaine. (p. 79)

Le profil des anomalies magnétiques mesurées dans l'océan Pacifique au large de la côte Nord-Américaine montre une asymétrie anormale : seule apparaît la moitié occidentale de ces anomalies, sans aucune trace de leur symétrique du côté oriental, ce qui est contraire aux observations faites sur d'autres rides océaniques.

Une telle géométrie indique qu'une autre plaque existait à l'Est au delà de la ride et

(1) Si les déplacements survenus depuis la fin de l'Oligocène sont généralement admis, ceux antérieurs le sont moins : en Californie centrale, le fait est acquis (500 à 600 km); ailleurs, on admet qu'ils sont dans le rapport de 1/2, soit 300 km =

devait contenir les anomalies manquantes : 2000 Km de croûte océanique se seraient donc enfouies à la limite de la plaque américaine depuis la fin du Crétacé (80 M. a.) jusqu'à la mi-Tertiaire le long d'un plan de Benioff qui pourrait avoir été l'ancêtre de l'actuelle "Middle America Trench".

Cette portion de croûte correspondrait à la plaque Farallon définie par MACKENZIE & MORGAN, 1969; elle se trouvait à l'origine coincée entre deux plaques, la plaque Nord-Américaine et la plaque Pacifique, et était séparée de cette dernière par une ride océanique active.

La zone de subduction et la ride sont ensuite entrées en collision, du fait vraisemblablement d'une plus grande vitesse d'enfouissement du plan de Benioff par rapport à celle de l'accroissement de la ride (5 cm/an selon ATWATER, 1970).

Quand la plaque Farallon et la ride ont été complètement "digérées", les plaques Nord-Américaine et Pacifique sont entrées directement en contact et une nouvelle limite de plaques, de style faille transformante ou décrochante s'est créée, s'étendant entre deux pôles de jonction triple (ATWATER, 1970) qui migraient l'un par rapport à l'autre.

Le mouvement des plaques s'est alors reporté sur le système de failles San Andreas qui existait déjà avant la collision des deux plaques (GARFUNKEL, 1973) du moins en Californie Centrale, avec à l'Ouest une zone de subduction. La situation aurait été un peu analogue à celle existant actuellement à Sumatra, où une faille de décrochement est parallèle à la fosse de Java, ou en Alaska où la faille de Dekali se trouve à l'intérieur de la fosse aléoutienne (KING, 1969).

Quand le contact s'est agrandi, du fait de la migration des deux points triples, le mouvement s'est amplifié le long du système de failles San Andreas où il s'était progressivement transféré jusqu'au Néogène. A partir de cette époque, tout le mouvement s'est concentré sur cette zone de failles, l'écaïlle contenant probablement la péninsule californienne étant alors rattachée à la plaque océanique (GARFUNKEL, 1973).

Le mouvement du système de failles San Andreas est donc lié à la formation de cette nouvelle limite de plaque de type faille transformante-décrochante. Depuis, les plaques Nord-Américaine et Pacifique coulissent l'une contre l'autre à une allure de 6 cm/an, le mouvement étant plutôt oblique que convergent.

Trois éléments sont donc intervenus :

- expansion des fonds océaniques,
- subduction,
- migration de points de jonction triple.

En même temps qu'à lieu ce réajustement des limites entre plaques Nord-Américaine et Pacifique, se produit le décrochement de la péninsule californienne et l'ouverture du golfe dans sa partie méridionale, avec apparition d'une nouvelle ride, datée de 4 millions d'années.

La péninsule est alors rattachée à la plaque Pacifique (GARFUNKEL, 1973) et dérive en zig-zag vers le NW par segments, comme pourraient l'indiquer certaines zones de fractures décrochantes (failles d'Agua Blanca, de San Vizcaino, etc...). Certains auteurs, par contre, pensent que ce déplacement se serait effectué d'un seul bloc (MOORE, 1973).

Quand à la "Middle America Trench", elle aurait récemment cessé d'être la limite des deux plaques il y a 8 à 10 M. a. selon LARSON, 1972, et d'agir en tant que zone de subduction, du moins au Nord de la "Fracture Rivera", il y a 2 M. a.

Il est fort probable que cette fosse représente l'ancienne zone de subduction qui fonctionnait jusqu'à la mi-Tertiaire le long des côtes des USA et du Mexique et dans laquelle a été enfouie la plaque Farallon. (ATWATER, 1970). Cette zone de subduction avait une vitesse d'absorption de l'ordre de 7 à 10 cm/an et serait comparable à celles existant actuellement (Kouriles, Japon, Tonga, cf. LE PICHON, 1968). Ces dernières possèdent un plan de Benioff très développé, un volcanisme calco-alcalin et une tectonique verticale associée.

Cette zone de subduction, aujourd'hui disparue, aurait été recouverte par la plaque continentale Nord-Américaine, ce qui explique cette interruption brutale à la hauteur des îles Tres Marias, au large de la côte mexicaine.

E - Le problème de l'ouverture du golfe de Californie.

L'étude paléontologique des sédiments tirés de sondages effectués dans la zone cotière du Sonora (entre Hermosillo et Guaymas) a montré (GOMEZ, 1971) que des couches marines miocènes à pliocènes existaient sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

Dans le "Salton Trough" et "l'Imperial Valley", des dépôts marins de la fin du Miocène et du début du Pliocène ont été rencontrés et indiquent un cycle de sédimentation de type marin. Enfin, dans la partie septentrionale de la péninsule californienne, divers arguments paléontologiques indiquent également la présence d'une mer épicontinentale.

Le golfe de Californie, du moins dans sa partie septentrionale, existait donc certainement dès la fin du Miocène, ce qui serait en contradiction avec le fait que son ouverture au Sud se serait effectuée au Pliocène-Pleistocène, si l'on en croit les mesures magnétiques.

Pour résoudre ce dilemme, on a évoqué la présence d'un protogolfe (HAMILTON, 1967; MOORE, 1968; etc...) qui existait au NE et recouvrait une partie de l'Arizona du Sud et du Sonora Occidental. Ce protogolfe était envahi par une mer épicontinentale recevant les sédiments du continent pendant le Miocène jusqu'au Pliocène.

Il y a 4 millions d'années, le mouvement des plaques Nord-Américaine et Pacifique se modifie (LARSON, 1972) et une nouvelle limite de plaque se forme dans le protogolfe, réunissant le système de failles de San Andreas avec la ride Est-Pacifique.

EN RESUME

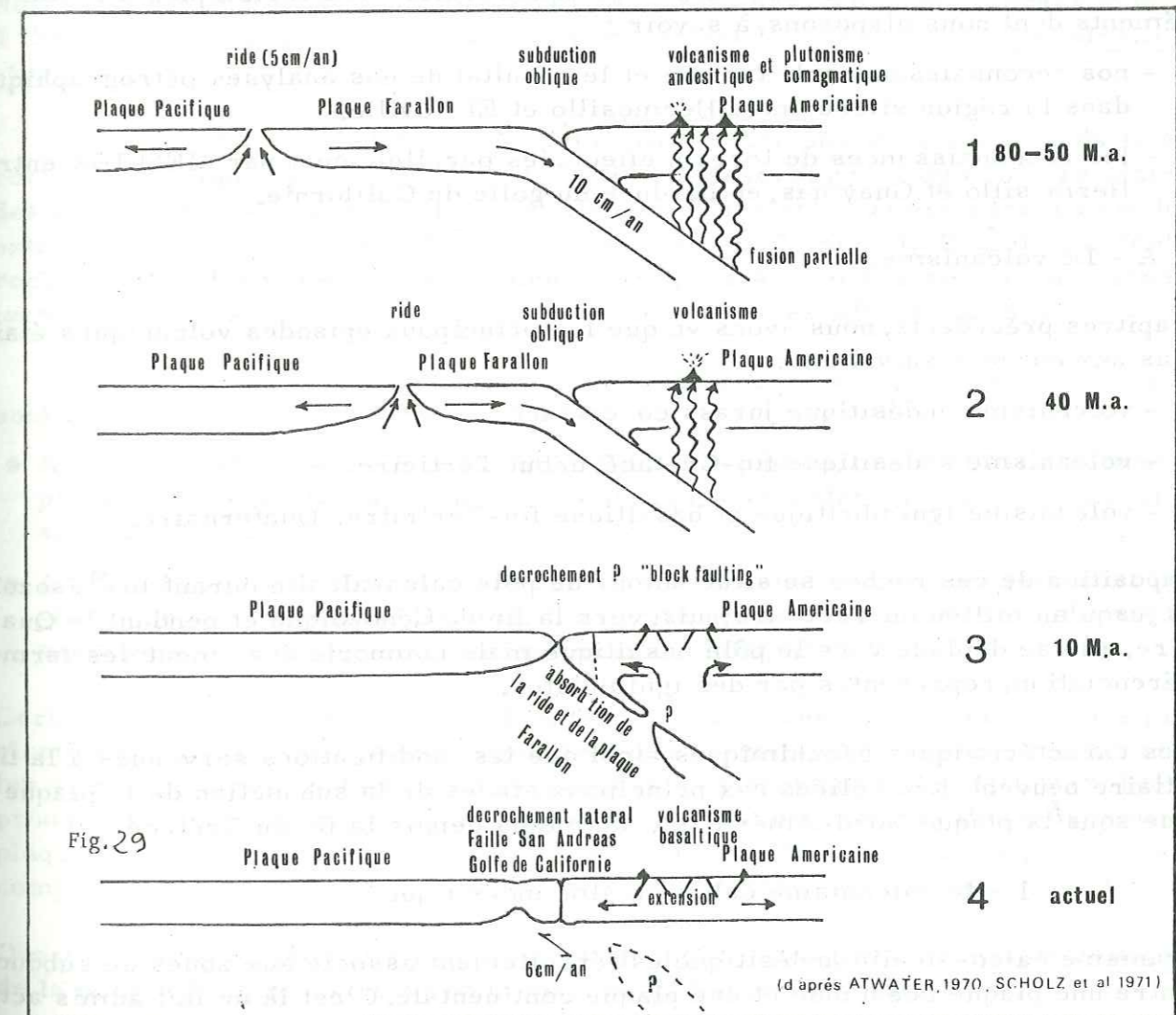
Depuis le milieu du Crétacé (80 M. a.) jusqu'à la fin du Pliocène, le contact des plaques Nord-Américaine et Pacifique se fait par l'intermédiaire d'une plaque indépendante, la plaque Farallon qui est sous-charriée suivant un plan de Benioff situé le long de la côte Ouest des USA et du Mexique.

A la fin du Pliocène, la plaque Farallon est complètement absorbée le long du plan de Benioff (future "Middle America Trench"). La nature du contact entre les deux plaques se modifie : elles entrent en contact direct, la subduction cesse à ce niveau et est remplacée par un coulissage latéral de la plaque océanique contre la plaque continentale.

Le résultat est le nouveau rôle de faille décrochante joué par le système de failles San Andreas auquel s'ajoute celui des failles transformantes du golfe. Ce dernier est un rift d'extension oblique créé à partir d'un golfe ancien.

En même temps, la péninsule californienne dérive vers le NW en glissant obliquement le long de la zone de failles San Andreas. La nouvelle limite des deux plaques passe alors le long de ce golfe pour relier au Nord et au Sud la ride Est-Pacifique.

Nous allons maintenant tenter d'une part de voir les conséquences, dans le domaine continental, qu'impliquent la collision et l'interaction des plaques lithosphériques Nord-Américaine et Pacifique; et d'autre part de confronter les résultats de notre étude sur la région d'Hermosillo avec le modèle d'évolution géologique proposé pour le golfe de Californie. Nous pouvons d'ores et déjà préciser que les grands événements volcaniques, plutoniques métamorphiques et tectoniques qui se sont produits peuvent être reliés à la présence de cette importante zone que constitue la limite de deux plaques lithosphériques.



III. CONSEQUENCES DE LA COLLISION DES PLAQUES SUR LA GEOLOGIE CONTINENTALE - ESSAI DE RECONSTITUTION DES GRANDS EVENEMENTS VOLCANIQUES, PLUTONIQUES, METAMORPHIQUES ET TECTONIQUES

Quelles peuvent être sur le continent les implications géologiques résultant de l'interaction des deux plaques lithosphériques?

- aux USA : de très nombreux travaux sur la géologie de la bordure occidentale ont fourni un grand nombre d'éléments permettant d'établir des corrélations avec le mouvement des deux plaques en présence. Si certaines de ces relations, telles que la minéralisation des porphyres cuprifères, font l'objet de nombreuses controverses, (LOWELL, 1974), d'autres, telles que volcanisme et plutonisme, leur nature, leur parenté, leur chronologie, leur distribution ainsi que la tectonique qui y est associée, sont par contre attribuées sans grande difficulté, aux mouvements des deux plaques lithosphériques.

- au Mexique : par contre, et plus précisément dans une zone aussi intéressante que le Sonora, la géologie est encore trop mal connue, les travaux trop peu nombreux voire inexistant, pour fournir une synthèse cohérente et une interprétation valable des faits. Nous ne disposons pas, entre autre, de mesures radiométriques, géophysiques et géochimiques permettant d'établir des corrélations bien étayées.

Nous allons cependant essayer de dégager quelques traits caractéristiques à l'aide des éléments dont nous disposons, à savoir :

- nos reconnaissances de terrain et le résultat de nos analyses pétrographiques dans la région située entre Hermosillo et El Novillo.
- les reconnaissances de terrain effectuées parallèlement par MESNIER entre Hermosillo et Guaymas, en bordure du golfe de Californie.

A - Le volcanisme.

Aux chapitres précédents, nous avons vu que les principaux épisodes volcaniques étaient survenus aux époques suivantes :

- volcanisme andésitique jurassico-crétacé
- volcanisme andésitique fin-Crétacé, début Tertiaire
- volcanisme ignimbritique et basaltique fin-Tertiaire, Quaternaire.

La composition de ces roches se situe autour du pôle calco-alcalin durant le Mésozoïque et jusqu'au milieu du Tertiaire; puis, vers la fin du Cénozoïque et pendant le Quaternaire, elle se déplace vers le pôle basaltique mais comporte également des termes de différenciation, représentés par des ignimbrites.

De telles caractéristiques géochimiques ainsi que les modifications survenues à la fin du Tertiaire peuvent être reliées aux principaux stades de la subduction de la plaque pacifique sous la plaque Nord-Américaine, du moins depuis la fin du Crétacé.

1 - le volcanisme calco-alcalin andésitique.

Le volcanisme calco-alcalin andésitique est étroitement associé aux zones de subduction entre une plaque océanique et une plaque continentale. C'est là un fait admis actuellement par de nombreux auteurs (DICKINSON & al, 1967; GILLULY, 1965; etc...).

On le retrouve constamment dans les chaînes éruptives situées à l'aplomb des plans de Benioff existant actuellement dans les Andes et au Japon. Les produits de ce volcanisme sont représentés par des projections pyroclastiques, des coulées et des intrusions de termes intermédiaires (andésites, dacites) associées à des rhyolites et même quelques basaltes.

Ces roches seraient issues de volumineux magmas calco-alcalins engendrés le long du

plan de Benioff à une distance de 150 à 500 Km en arrière de l'axe de la fosse (DICKINSON & HATHERSTON, 1967; DICKINSON, 1970) par fusion partielle résultant de la chaleur de friction au niveau de la plaque chevauchée et saturée en eau (DICKINSON & HATHERSTON, 1976; MYASHIRO, 1967; GREEN & RINGWOOD, 1968; HAMILTON, 1969; SILLITOE, 1972).

La présence d'eau provoquerait une fusion et la formation de magmas intermédiaires (GREEN & RINGWOOD, 1968) qui subiraient ensuite de profondes modifications par différenciation et par réaction avec le manteau et la croûte au travers desquels ils remontent (HAMILTON & MYERS, 1966; TAYLOR, 1967). Cette hypothèse semble s'appliquer parfaitement aux bordures péri-pacifiques.

- sur la bordure continentale Nord-Américaine.

Nous avons noté que dans un premier temps (cf. p. 51), entre la fin du Crétacé et le début du Tertiaire, la plaque Farallon s'enfonçait le long d'un plan de Benioff sous la plaque Nord-Américaine. A cette phase d'enfouissement correspondent diverses manifestations à l'intérieur du continent dont la plus marquée est le volcanisme calco-alcalin andésitique.

- aux USA : en Californie Méridionale, en Arizona, dans les Grands Bassins, les roches volcaniques prédominantes de la fin du Mésozoïque et du début Tertiaire sont des dacites, des andésites et des rhyolites représentant certainement les produits extrusifs de magmas calco-alcalins engendrés dans le plan de Benioff. (En Idaho, les roches métavolcaniques correspondent à peu près aux roches volcaniques sous-marines formées actuellement dans les arcs insulaires des îles Aléoutiennes.)

- au Sonora : Plus au Sud, au Sonora, les roches volcaniques correspondantes sont également de type intermédiaire :

- * A l'Ouest d'Hermosillo, sur la côte, MESNIER (comm. orale, 1973) a reconnu la présence de complexes rhyolito-ignimbritiques, et andésitiques (??) qu'il attribue au Tertiaire.
- * A l'Est d'Hermosillo, dans notre secteur, les formations volcaniques sont représentées par des andésites, des tufs, des dacites et des rhyolites avec des méta-andésites associées à des épisodes pyroclastiques ou épicycliques.

Certains épisodes récifaux (cf. p. 76) intercalés dans des laves, ainsi que des produits clastiques d'origine volcanique rappellent des formations identiques rencontrées dans les arcs insulaires modernes (mers chaudes, peu profondes), (HAMILTON, 1969). Ces produits volcaniques à chimisme calco-alcalin résulteraient de l'enfouissement de la plaque Farallon le long d'une fosse située à 200 ou 300 Km à l'Ouest, ce qui est très compatible avec les distances indiquées plus haut (150 à 500 Km) pour un arc volcanique.

Quant à la chronologie, elle semble correspondre à peu près à l'époque de la subduction de la plaque Farallon, soit entre la mi-Crétacé et le Pliocène.

Dès la fin du Miocène, ce volcanisme calco-alcalin andésitique cesse dans le SW des USA (CHRISTIANSEN & LIPMAN, 1971; MCKEE, 1971). Au Sonora, le volcanisme semble lui aussi s'arrêter vers la moitié du Cénozoïque : la composition des dernières laves montre une tendance plus marquée vers les basaltes (cf. les andésites basaltiques du ranch Tecolote, p. 73) annonçant peut-être les basaltes plioquaternaires.

Ce sont là les dernières manifestations volcaniques liées au stade final de l'enfouissement de la plaque Farallon; une seconde phase volcanique va lui succéder; elle est liée

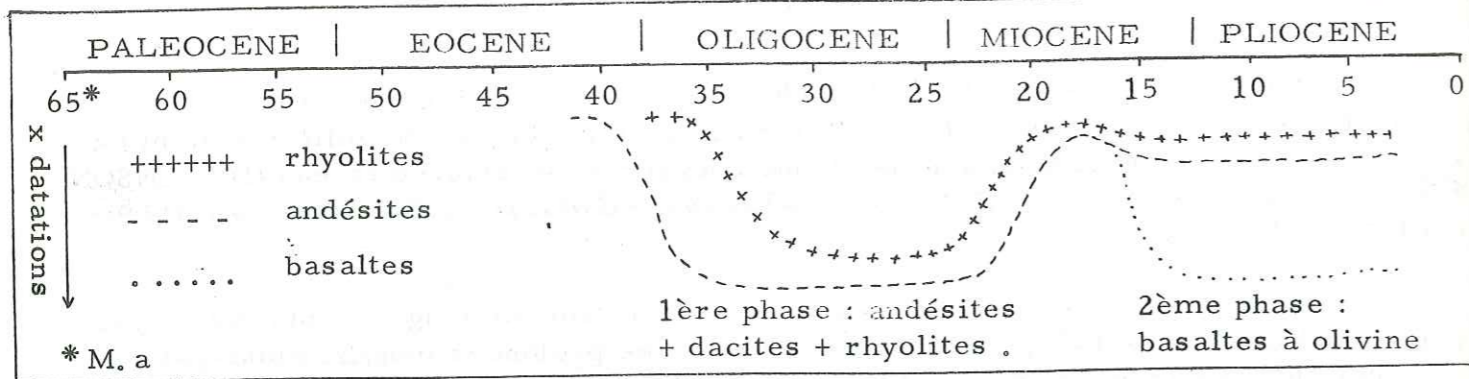


Fig.30 Chronologie des événements volcaniques tertiaires dans les Grands Bassins des USA, à partir de 500 mesures radiométriques (d'après McKEE, 1971).

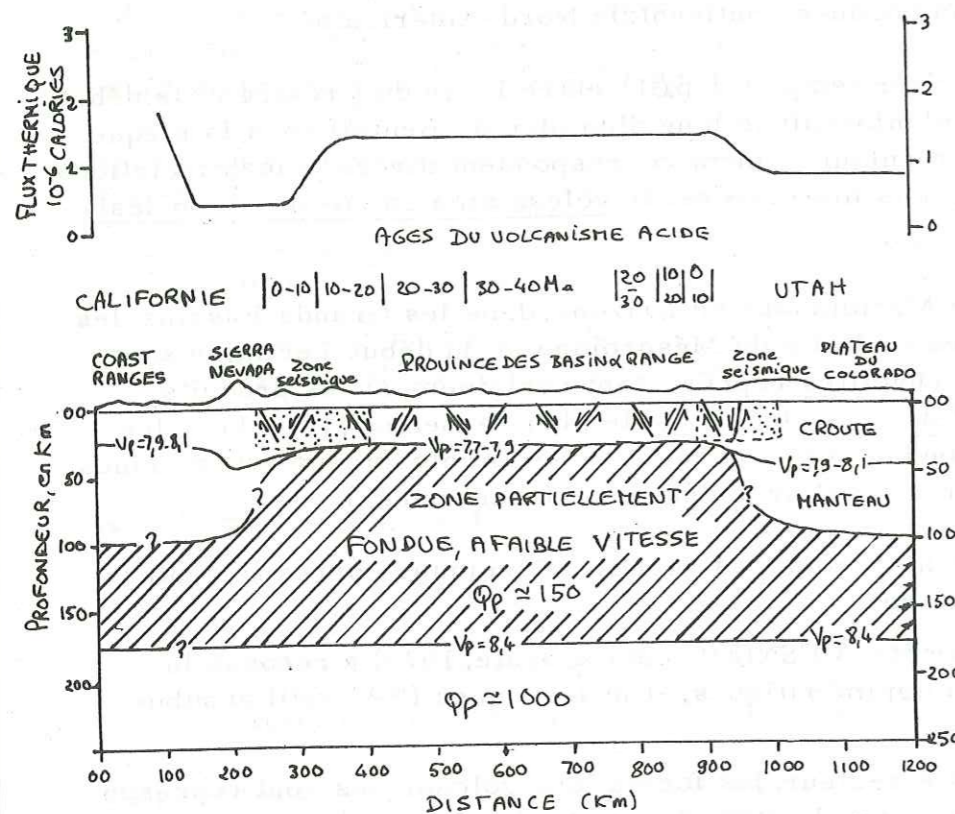


Fig.31 Coupe Est - Ouest dans la Province des Basins and Range indiquant, de haut en bas : le flux thermique, l'âge du volcanisme acide, la structure de la croûte et du manteau supérieur et la position de zones sismiques.

(d'après SCHOLZ, et al., 1971)

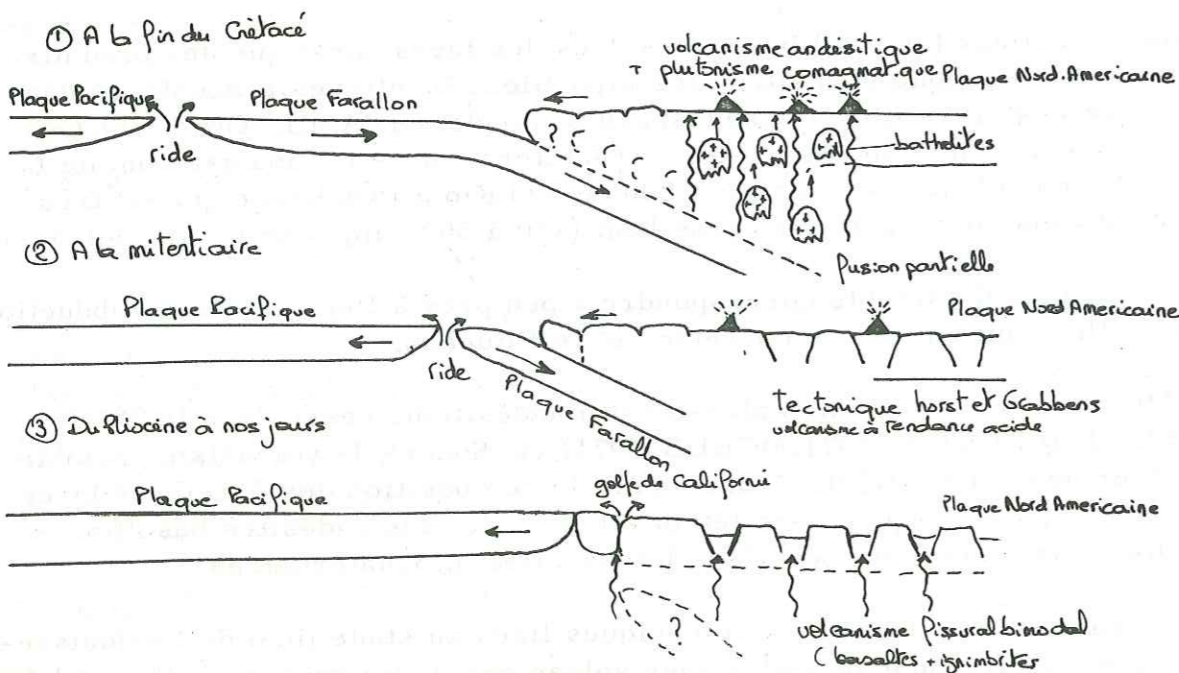


Fig.32 Evolution géologique du Sonora central, depuis le golfe de Californie jusqu'au rio Yaqui suivant le modèle d'évolution tectonique proposé par ATWATER 1971

à une tectonique cassante qui débute à la fin du Miocène ou au début du Pliocène : à ce moment-là, la plaque Farallon est complètement absorbée : un nouveau type de mouvement (décrochement) s'instaure entre les deux plaques, avec pour conséquence, un style tectonique et volcanique nouveau à l'intérieur de la bordure continentale.

2 - Le volcanisme basaltique et ignimbrétique fin-Tertiaire-Quaternaire

Il y a 10 ou 15 millions d'années intervient un changement brutal sur la bordure continentale Nord-Américaine : un volcanisme bimodal (rhyolites et basaltes) se met en place (MCKEE, 1971) au lieu des andésites rencontrées jusqu'alors : à la même époque, a lieu le décrochement de la péninsule californienne et l'activation de la faille San Andreas. Certains auteurs envisagent une relation directe et étroite entre la nature de ce volcanisme, la tectonique qui y est associée, et le changement de mouvement entre les deux plaques.

- aux USA : dans la province des "Basins & Range", le volcanisme basaltique accompagne la formation de failles normales (structure en horst et grab en) correspondant à une phase d'extension crustale à la fin du Cénozoïque. D'âge pliocène à pléistocène, ce volcanisme basaltique serait lié au nouveau type d'interaction existant alors entre plaques Nord-Américaine et Pacifique (CHRISTIANSEN & LIPMAN, 1971).

Récemment, SCHOLZ & al, 1971, ont proposé un modèle d'évolution tectonique pour les "Grands Bassins"; le volcanisme basaltique de la fin du Cénozoïque succède brutalement au volcanisme calco-alcalin andésitique et accompagne le début de l'extension crustale des "Grands Bassins". On aurait là un changement de volcanisme, d'abord de type arc insulaire puis de type interarc, ce dernier étant déclenché par l'achèvement de la subduction sur la côte Ouest; le relâchement des contraintes favoriserait l'expansion interarc, une fracturation de type failles normales et des structures en horst et grab en.

- au Sonora : nous retrouvons dans notre secteur à peu près les mêmes éléments : volcanisme plioquaternaire bimodal à dominante basaltique et tectonique cassante, à l'origine des "Montagnes et Vallées Parallèles".

Le volcanisme plioquaternaire est essentiellement représenté par des basaltes à olivine associés ou suivant des tufs soudés ignimbrétiques ou des rhyolites produits par différenciation. Les premières manifestations basaltiques se produisent au Pliocène dans la formation Baucarit (cf. p.25) où elles se trouvent irrégulièrement intercalées et se poursuivent tout au long du Quaternaire.

Au NW au delà de notre secteur, les vastes champs volcaniques du Pinacate se sont mis en place depuis la fin du Tertiaire jusqu'au Quaternaire avec paroxysme au Pléistocène (JAHNS, 1959; IVES, 1956) ou à l'Holocène (MERRIAM, 1969).

Au NE, le "mal pais", près de Moctezuma correspond à un vaste plateau basaltique de plusieurs milliers de Km² (GAINES, 1965) et d'âge probablement quaternaire.

A l'Ouest enfin, entre Hermosillo et le golfe, la zone couverte par MESNIER comporte de très nombreuses coulées de basaltes à olivine, d'allure très fraîches, et qu'il attribue au Quaternaire (comm. orale, 1973).

Sans pouvoir affirmer que ce volcanisme basaltique est directement lié au mouvement des deux plaques, plusieurs coïncidences nous amènent à reprendre pour cette région le modèle proposé plus haut par SCHOLZ & al, 1971. (Fig. 31) :

* - la mise en place de ces basaltes au plioquatenaire correspond à l'ouverture du golfe de Californie, daté du Pliocène (4 M. a.);

* - situés à l'intérieur de la bordure continentale, ils semblent être liés à la phase de tectonique cassante, qui, dès la fin du Tertiaire, produit des horsts et des grab'ens (vallées et montagnes parallèles) dans lesquels ils se répandent, après avoir été injectés à la faveur d'accidents normaux.

Ces deux phénomènes, volcanisme basaltique et tectonique cassante de distension, correspondraient, comme aux USA, à la fin de l'enfouissement de la plaque Farallon et au nouveau type de mouvement entre les deux plaques. Ainsi, le passage d'un volcanisme andésitique d'âge cénozoïque, à un volcanisme basaltique fin-Tertiaire et Quaternaire, pourrait être expliqué par le jeu complexe de mouvements entre les deux plaques.

Nous ne disposons cependant que de quelques arguments pétrographiques ainsi que d'une première carte de reconnaissance de notre secteur : ceci ne nous permet que de proposer un essai de corrélation avec des zones mieux connues et où ont été clairement démontrées de telles relations.

Dans le Sud du Mexique, un argument intéressant nous est fourni par la présence d'un volcan (Ceboruco) toujours actif et qui serait lié à l'ancienne subduction dans la "Middle America Trench" (LARSON, 1972); la majorité de ses épanchements sont de nature andésitique mais la dernière éruption de 1870 a donné des laves à tendance basaltique, indiquant peut-être la récente cessation de la subduction le long de la "Middle America Trench".

La liaison entre l'activité ignée et, d'abord une fosse "offshore" de subduction, puis un mouvement de décrochement entre deux plaques paraît pouvoir être démontré tout au long de la bordure continentale et particulièrement dans notre secteur. Ce n'est là cependant qu'une interprétation à partir d'un modèle et il conviendrait de ne pas l'adopter définitivement sans disposer d'arguments supplémentaires.

B - Le plutonisme.

L'association roches plutoniques - zone de subduction à la limite d'une plaque continentale et d'une plaque océanique est un fait généralement admis : les roches plutoniques comme les volcanites qui les accompagnent seraient issues d'un même magma calco-alcalin produit par le mouvement rapide d'une plaque sur l'autre (HAMILTON, 1969; DICKINSON & al, 1967, 1970; GILLULY, 1971; SILLITOE, 1972). Cette hypothèse, qui a été vérifiée plus haut pour le volcanisme (cf. p. 154) semble également très vraisemblable pour le plutonisme.

Après les épanchements andésitiques, se mettent en place des plutons granodioritiques ou monzonitiques issus probablement d'un même magma; ces derniers forment une grande ceinture batholitique qui s'étend en bordure du Pacifique depuis l'Alaska jusqu'à la Terre de Feu. De tels batholites sont très bien exposés dans notre région et les zones limitrophes.

- dans les zones limitrophes : signalons le batholite californien d'âge fin-Mésozoïque, largement représenté puisqu'il s'étendrait, suivant certains auteurs, en Basse Californie et au Sonora (HAMILTON, 1969). De plus, des mesures radiométriques ont donné un âge de 80 à 100 M. a. pour les granodiorites situées entre Bahia Kino et San Luis Rio Colorado, à l'Ouest (ANDERSON & al, 1969) et pour un granite situé au NW près de Caborca (GILETTI & DAMON, 1961).

- dans notre secteur : nous avons vu que certains batholites pouvaient être attribués aux phases Pima ou Helvète de l'orogénèse laramienne (DREWES, 1972).

Dans tous les cas, ces plutons ont une composition chimique de type granodioritique et recourent des formations volcaniques qu'ils métamorphosent. A La Colorada, au Novillo, à Matape, au Llano Colorado, les granites et les laves andésitiques seraient sans doute issus d'un même magma calco-alcalin. Ces batholites seraient du type "shallow depth" ou "roofless" défini par HAMILTON & MYERS, 1966, : les plutons montent à travers la croûte pratiquement jusqu'à la surface sous une couverture de quelques Km seulement, faite de leurs propres éjections volcaniques. Leur niveau de mise en place est donc très élevé, contrairement aux batholites classiques : c'est le cas pour tous les plutons des "porphyry copper" en Arizona notamment.

De plus, la mise en place de ces batholites a été rendue possible par la présence de zones de distension favorisant leur ascension. Ainsi, peut-on remarquer que la consanguinité des roches volcaniques et plutoniques semble être due à la présence d'un plan de Benioff où se formerait, au départ, un magma calco-alcalin produit par fusion partielle des matériaux enfouis sous la plaque continentale.

Enfin, si l'on observe la distribution spatiale des différents plutons, depuis la Basse Californie jusqu'à la Sierra Madre, on constate une migration de la date de leur mise en place : les plutons de Basse Californie sont cénozoïques, puis crétacé supérieur sur la côte du Sonora et enfin paléocène - éocène aux abords de la Sierra.

Ouest	Baja California (San Vicente)	Sonora (cote) (Bahia Kino)	Sonora (centre) (Caborca)	Sonora (Sierra Madre) (La Caridad - Nacoziari)	Est
	115 M. a. (SILVER et al.) (1963)	100-90 M. a. (ANDERSON et al.) 1969	80 - 90 M. a. (DAMON et al.) (1962)	54 - 48 M. a. (SAEGART et al.) 1974	

Une telle disposition s'intègre parfaitement dans le modèle de tectonique globale et a été déjà vérifiée dans les Andes, notamment au Chili.

C - La tectonique.

Aux deux phases principales, subduction de la plaque Farallon, puis affrontement des plaques Nord-Américaine et Pacifique et cisaillement le long de la faille San Andreas, devraient correspondre respectivement, à l'intérieur de la bordure continentale, deux phases de tectonique aux caractéristiques différentes et au style propre :

- à la phase de subduction, devrait correspondre une phase de compression. Or, nous n'en avons pas observé la matérialisation dans notre secteur : les séries calcaires paléozoïques et les formations volcaniques plus récentes qui les recouvrent ne sont pas plissées mais disloquées et parfois redressées à la verticale; ce sont là des formes typiques de distension et non de compression. En outre, nous notons un important volcanisme produit pendant l'enfouissement de la plaque qui n'a pu se manifester que grâce à des fractures de distension.

- à la phase de cisaillement le long de la faille San Andreas, correspond à l'intérieur de la bordure continentale et dans notre secteur plus particulièrement, une phase de distension, ce qui est conforme au schéma classique observé plus au Nord, dans les Grands Bassins des USA.

A cette phase de cisaillement qui débute à la mi-Tertiaire, correspondent sur le continent de grands accidents de type failles normales, donnant une structure de horsts et de grab ens ("Basins & Range" aux USA, vallées et montagnes parallèles au Sonora).

- * Aux USA, des mesures géophysiques effectuées dans les Grands Bassins montrent la présence d'anomalies gravimétriques de Bouguer négatives ainsi qu'un haut flux thermique et des foyers de séismes (SHURBET & al, 1971). La croûte serait plus mince à cet endroit et correspondrait à une zone d'extension ou de distension avec remontée du manteau supérieur; cette expansion crustale serait certainement, d'après GARFUNKEL, 1973, liée à l'ouverture du golfe de Californie.
- * En bordure des Grands Bassins, les failles ont un caractère décrochant latéral dextre; le volcanisme qui y est associé est de nature basaltique, comme nous l'avons vu plus haut.
- * Au Sonora, on retrouve les mêmes structures de horsts et de grab ens avec un volcanisme basaltique plioquaternaire. La distension qui a eu lieu pendant la phase de cisaillement le long des deux plaques se distingue donc de la première par le caractère basaltique du volcanisme qui lui est associé.

Cette distension s'accompagne en effet de mouvements décrochants latéraux dextres qui se surimposent aux failles normales peut-être déjà formées dès le début Tertiaire au cours de la première phase de distension.

Le rôle de ces accidents est ainsi modifié; dans un premier temps, ils accentuent les phénomènes de distension en provoquant des horsts et des grab ens; dans un deuxième temps, certaines de ces failles acquièrent une dynamique décrochante et atteignent des profondeurs plus grandes permettant la montée de magmas basaltiques ou ignimbritiques issus du manteau. Cette ascension est déjà favorisée par la position anormalement haute du manteau comme cela a été prouvé dans les Grands Bassins (SCHOLZ & al, 1971).

Ainsi, peut-on remarquer que les émissions ignimbritiques de La Colorada semblent précisément jaloner une direction de fracture NNW invisible mais séparant un Horst (chaîne de La Colorada) d'un Grab en (Llanura de Torres).

De plus, certaines failles délimitant des grab ens (à Bavispe, par exemple, au NE de notre secteur) se sont révélées récemment actives lors du dernier séisme du 3 Mai 1888 (GIANELLA, 1960) et ont montré un rejet latéral dextre de plus de 6 mètres, confirmant des observations analogues faites aux USA dans les Grands Bassins (HAMILTON & MYER, 1966).

EN RESUME

Aux deux types de mouvements des plaques correspondraient deux phases tectoniques de type distensif avec un volcanisme calco-alcalin andésitique pour la première puis bimodal (basaltes et ignimbrites) pour la seconde.

Le changement de chimisme serait peut-être dû à la nature des failles en présence et à une position différente du manteau.

L'absence d'eau, qui pendant la subduction se mêlait aux produits de la plaque océanique pour donner un magma de type intermédiaire, serait aussi une des raisons de cette modification chimique.

D - Le métamorphisme.

Les phénomènes de métamorphisme mis en évidence dans la zone occidentale de notre secteur pourraient, dans une certaine mesure être reliés à l'interaction des deux plaques en présence, entre le Crétacé Supérieur et le Tertiaire.

On admet en effet, grâce à des observations actuelles (voir fig. 33 p. 162) qu'il y a deux grands types de métamorphisme en liaison avec les zones d'affrontement des deux plaques :

- * au niveau de la zone de subduction, un métamorphisme de type Haute Pression, Basse Température est engendré par l'enfouissement de la plaque océanique sous la plaque continentale.
- * en arrière de cette fosse, sur la marge continentale et l'aplomb du plan de Benioff un métamorphisme de type Haute Température, Basse Pression, dû à la présence d'un haut flux thermique.

De telles conditions peuvent avoir existé sur la bordure continentale Nord-Américaine lorsque la plaque continentale chevauchait la plaque Farallon il y a 80 M. a.

Au Sonora Central, à l'Ouest de notre secteur, nous avons montré que les phénomènes de métamorphisme étaient d'un type particulier : il s'agit d'un métamorphisme thermique général accompagné de métamorphisme de contact local (1). Les effets de ce métamorphisme s'observent dans les séries carbonatées paléozoïques grésopélitiques triasiques et volcaniques crétacées.

1 - Les séries carbonatées.

Dans ces séries, l'élévation de température paraît avoir été beaucoup plus forte qu'à l'Est : la roche est complètement recristallisée et très dure à casser, elle montre une grande abondance de silicates produits par ce métamorphisme, en cristaux souvent visibles à l'œil nu (trémolite, actinote, idocrase, wollastonite, grenats, épidote, phlogopite, spinelles, etc...). Ces transformations ne se localisent pas seulement à proximité du contact avec les plutons mais affectent les massifs dans leur ensemble, parfois sur plusieurs Km².

2 - Les séries grésopélitiques

Les transformations sont également importantes : les formations de La Colorada ont subi un métamorphisme de contact et un métamorphisme thermique général produisant des cornéennes aux structures initiales inidentifiables. A l'Est par contre, la formation de Matape laisse encore apparaître de telles structures.

3 - Les séries volcaniques.

Les faciès sont plus caractéristiques d'un métamorphisme thermique général que d'un métamorphisme de contact local : la structure initiale de la roche est complètement oblitérée, les transformations s'étendent sur des surfaces assez grandes. A l'Est, près du Llano Colorado (cf. p. 74) le métamorphisme de contact qui affecte les formations andésitiques est beaucoup plus discret, tant en intensité qu'en extension.

Ainsi on observe, de l'Est vers l'Ouest, un accroissement des caractères du métamorphisme thermique général qui oblitère de plus en plus les traces du métamorphisme de contact local.

(1) Nous distinguons trois types de métamorphisme :

- métamorphisme de contact local (en relation avec les intrusions plutoniques)
- métamorphisme thermique général (ou statique, sans déformations)
- dynamométamorphisme (avec déformations)

Une telle évolution se confirme quand on se dirige vers la côte, à l'Ouest de notre secteur : les séries paléozoïques d'Hermosillo, celles situées de part et d'autre de la route de Guaymas, de Bahia Kino, les laves andésitiques crétacées et les sédiments permotriasiques entre Hermosillo et Guaymas (MESNIER, 1974) sont encore plus largement métamorphisées.

Ainsi, s'il est vrai que les plutons ont participé aux modifications pétrographiques des roches encaissantes dont les paragenèses sont celles soit du faciès cornéenne à horn-blende, soit du faciès cornéenne à albite, ils ne sont pas à eux seuls responsables de toutes les transformations affectant des volumes de roches considérables; il faut faire intervenir des conditions thermiques exceptionnelles qui ont prévalu à une certaine époque dans la partie côtière du Sonora.

Du fait de sa position au voisinage d'une paléozone de subduction (située probablement à 150 ou 200 Km à l'Ouest), on peut envisager l'hypothèse suivante :

Il y a eu action plus ou moins simultanée d'un métamorphisme de contact local et d'un métamorphisme thermique général lors de la subduction de la plaque Farallon à la limite Crétacé Supérieur, Tertiaire : le premier est produit par les intrusions de plutons dans un bati affecté par un flux thermique anormalement élevé qui détermine le second.

La zone affectée par ces effets thermiques se situe sur la marge continentale du côté où plonge le plan de Benioff (voir fig. p.162). Au Sonora, ce domaine correspond à peu près à la zone côtière qui s'étend depuis le golfe de Californie jusqu'aux abords de la province des chaînons et vallées parallèles, soit approximativement les premières chaînes de La Colorada.

L'absence de métamorphisme dans les laves médiotertiaires correspondrait à la dissipation du flux thermique après l'absorption complète de la plaque Farallon et l'arrêt de la subduction au Miocène.

Il n'est cependant pas possible de séparer le rôle de ces deux événements, flux thermique généralisé et intrusions plutoniques, et d'établir dans quelle mesure chacun est responsable des modifications observées. La schistosité étant inexistante, les paragenèses rencontrées pouvant être attribuées aussi bien aux intrusions qu'à un réchauffement plus général, il est difficile d'établir les caractéristiques propres, ou même la chronologie absolue ou relative de ces deux phénomènes.

Tout au plus peut-on constater que les différences entre métamorphisme de contact local et métamorphisme thermique général s'estompent dans ce cas : c'est peut-être là un trait caractéristique du métamorphisme observé sur la marge continentale à l'aplomb des plans de Benioff.

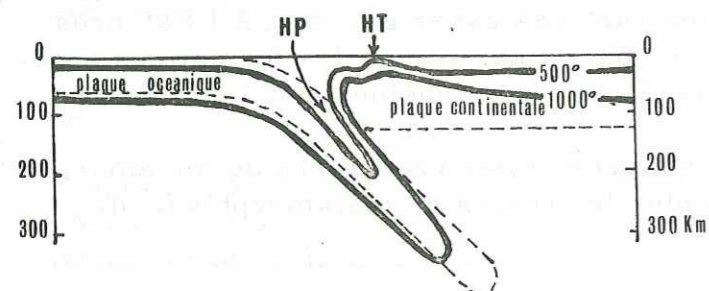


Fig.37 Allure possible de la distribution des températures dans une chaîne de type péri-océanique. (d'Après MATTAUER, 1973)

CHAPITRE XI

LES MINÉRALISATIONS

MÉTAMORPHISME DE CONTACT - SKARNS - TUNGSTÈNE

METAMORPHISME DE CONTACT - SKARNS - TUNGSTENE

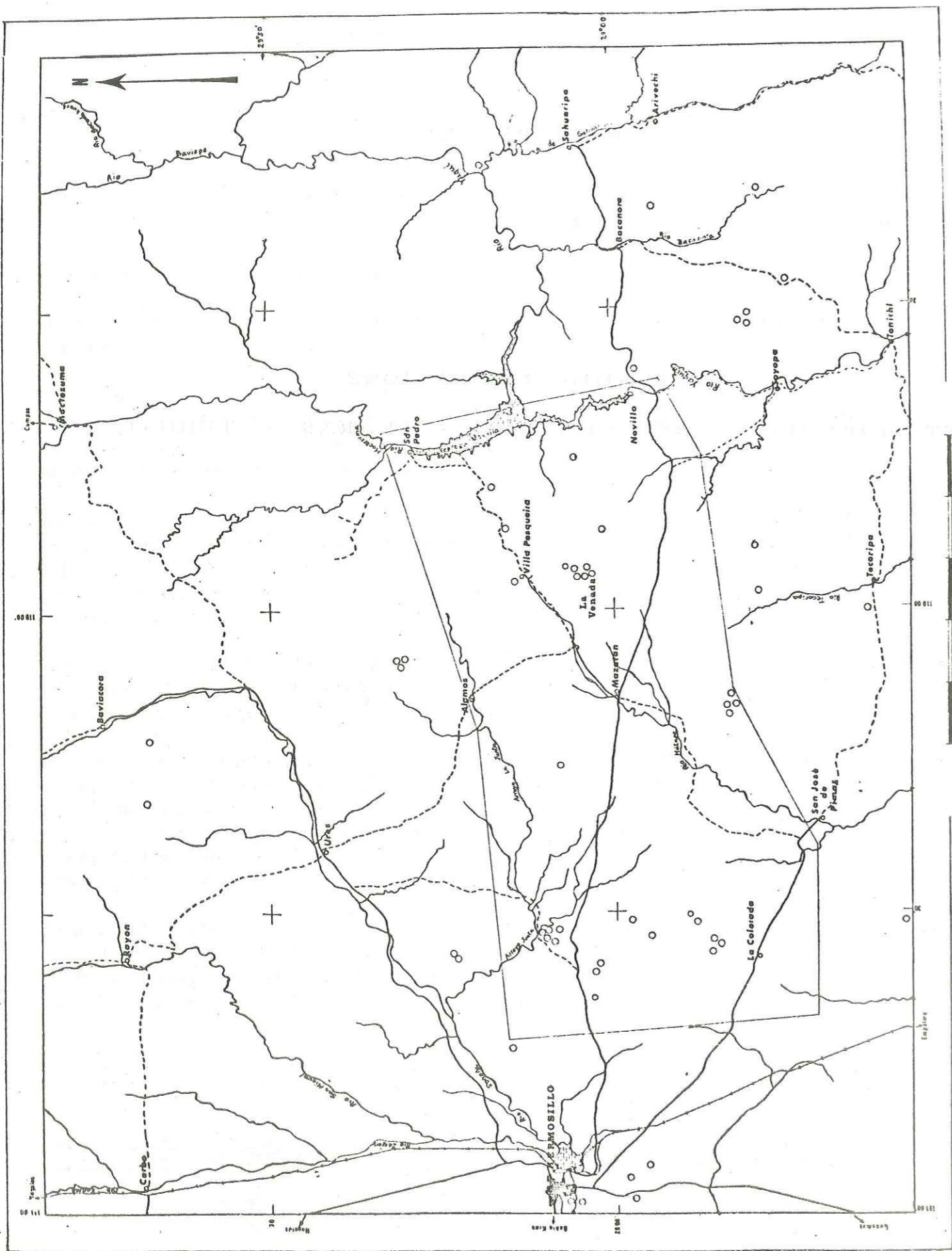


Fig. 34. Les indices de tungstène (scheelite) de la région entre Hermosillo et le rio Yaqui

Au cours de nos reconnaissances, nous avons rencontré un grand nombre d'indices minéralisés et d'anciens travaux miniers, qui ont été reportés sur la carte.

Il ne nous est pas possible ici de faire une étude métallogénique détaillée de toutes ces minéralisations ; nous traiterons surtout des gisements de tungstène, particulièrement abondants et dont les particularités géologiques ont retenu plus précisément notre intérêt.

Auparavant, nous donnerons un très rapide aperçu des autres types de minéralisations en indiquant leur distribution géographique et leur mode de gisement, puis aborderons plus en détail le métamorphisme de contact dans les séries carbonatées et les minéralisations en Scheelite qui lui sont associées.

I - LES PRINCIPALES MINERALISATIONS AUTRES QUE CELLE EN TUNGSTENE

Ce sont pratiquement toujours des minéralisations de type filonien, liées à des phénomènes magmatiques ; les indices minéralisés se rencontrent aussi bien dans les roches carbonatées ou gréseuses que dans les formations volcaniques ou les granodiorites intrusives. Les éléments métalliques utiles présents sont, par ordre d'importance décroissante : Ag, Au, Cu, Mo, Pb, Zn, Sb, U.

Très souvent, ces indices ont donné lieu à de petits "grattages" remontant pour la plupart à plusieurs dizaines d'années, voire à un siècle ou deux. Ces travaux rudimentaires étaient le fait de gambusinos (1) ou d'indiens qui peuplaient alors la région ; la plupart des 50 mines repertoriées ont été abandonnées du fait de nombreux aléas (enfouissement des travaux, instabilité des cours, événements liés à la révolution de 1911).

Seuls deux d'entre eux sont actuellement en exploitation : La Venada près de Matape et Guatamo (Ag.) à l'Est près de San Pedro de las Cuevas.

A - Or et Argent

Ils ont fait l'objet de nombreuses exploitations au début du siècle. Souvent associés, on les trouve soit en inclusions dans la pyrite ou la galène, soit à l'état natif.

- L'or : Il a été abondamment exploité à La Colorada à la fin du siècle dernier. De nombreux puits (+ de 330 m. de profondeur ; avec un niveau horizontal tous les 100 m) ainsi que de volumineux schlamms (2) attestent des grosses quantités extraites ; de plus amples détails à propos de ce district minier sont fournis dans l'ouvrage de FLORES (1929).

Les gisements en place sont aussi assez répandus, notamment au Llano Colorado et à la Bota ; l'or, issu de la granodiorite, se ramassait par orpillage dans la couverture quaternaire (elluvions) où il s'est accumulé sous forme de paillettes ; de nombreux "arrastras" (moulins de pierre) témoignent là aussi d'une extraction passée très active.

D'autres petits travaux ont été exécutés sur des chapeaux de fer, dans la zone oxydée des filons ; l'or, libre, peut s'y trouver à des teneurs variant entre 2 et 15g/T. ; plus bas, il est en inclusion dans la pyrite et sa teneur n'est pas connue.

(1) Mineur indépendant, travaillant à la journée sur des "prospects" ne lui appartenant pas
 (2) Haldes résultant de la lixiviation ou la cyanuration des minerais aurifères

- l'argent : il est également abondant, notamment à La Bronzuda et à Zubiato où se trouvent d'importants travaux ; associé à la galène et à la pyrite ou sous forme de minéraux secondaires (oxydes rouges, chlorures) il était exploité à des teneurs variant de 100 à 1000 gr/ t.

Les mines de Guatamo et El Porvenir, dans le massif de Lista Blanca, à l'Est de San Pedro de las Cuevas sont, à l'heure actuelle, en cours d'exploitation (galène et quartz argentifères en filons dans les laves porphyriques).

On peut encore citer les "prospects" de Sol de Mayo, La Coruga, La Santa Fe, La Chipriona, La Sevillena, El Pilar, La Coloradita, La Cananea, El Creston, La Gloria, qui fournirent en leur temps de substantielles quantités d'argent et d'or.

B - Cuivre

Il est très répandu et se trouve associé à d'autres métaux, Il n'a pas toutefois fait l'objet de recherche systématique ni d'exploitation rationnelle alors que nous nous trouvons dans le prolongement de la province cuprifère d'Arizona avec ses importants gisements de "Porphyry Copper" ou plus près de nous ceux de Cananea et Nacozari-La Caridad situés à seulement quelques 250 km au Nord du secteur étudié.

Le cuivre se présente soit sous forme de chalcopryrite ou bornite, soit, plus couramment, dans la partie supérieure oxydée de la zone minéralisée, sous forme de minéraux secondaires tels que malachite, chrysocolle et parfois azurite, diopside et aurichalcite.

C - Molybdène

Il se rencontre, sous sa forme sulfurée, dans des filons de quartz d'origine hydrothermale, dans le cerro de Cobachi, au Sud de Mazatan. Des indices sont également signalés par MESNIER (1974) au Llano Colorado ; en diverses parties de la granodiorite intrusive.

D - Antimoine

On le rencontre la plupart du temps sous forme d'oxydes jaunes et de sulfures (stibine) notamment près du Ranch Sovechi, au "prospect" El Antimonio, et en minéralisation secondaire à El Dique.

E - Plomb et Zinc

De la galène et de la blende existent en divers points au pied de la Sierra de Mazatan (La Gonzaleña, La Ponderosa), de la Sierra Martinez (La Coruga, Los Aseños) ainsi que dans le massif de Lista Blanca (Guatamo, La Gloria) avec les minéraux secondaires suivants : hydrozincite, pyromorphite, mimétite, aurichalcite.

F - Uranium

De l'uranium aurait été décelé près du village de Matape, dans les granites intrusifs, au pied de la Sierra del Chivato ; personnellement nous n'en avons pas rencontré.

Toutes ces minéralisations sont en relation avec des phénomènes ignés : les minéralisations en cuivre et molybdène se rattachent classiquement aux intrusions laramides éocènes tandis que celles en Au et Ag sont liées aux émissions volcaniques acides tertiaires. A l'échelle régionale on peut rattacher deux principaux types de minéralisations respectivement à la province cuprifère porphyrique du SW et USA et à la province argentifère du NW du Mexique.

II - LE METAMORPHISME DE CONTACT ET LES GITES PYROMETASOMATIQUES OU DE TYPE SKARNS

Nous avons pu voir, au cours des chapitres précédents qu'une des caractéristiques de notre secteur était la grande abondance des intrusions granitiques à granodioritiques. Ces intrusions provoquent dans les séries carbonatées un métamorphisme de contact parfois spectaculaire auquel s'associent souvent des minéralisations, notamment en tungstène.

Nous regrouperons donc dans ce dernier chapitre nos observations sur les phénomènes provoqués par le métamorphisme dans les séries carbonatées et sur les minéralisations qui lui sont liées.

A - Le métamorphisme de contact dans les séries carbonatées

Les intrusions granitiques ou granodioritiques provoquent dans les roches carbonatées des modifications minéralogiques et pétrochimiques plus ou moins intenses qui conduisent à trois grandes catégories de roches :

- Les marbres : la roche a conservé son aspect initial et ne montre à l'oeil nu aucun minéral de métamorphisme ; elle est constituée presque uniquement de carbonates de recristallisation (calcite, dolomite) ;

- Les marbres à silicates ou skarnoïdes : la roche montre soit un rubanement ou un feuilletage dû à la présence de lits sombres riches en silicates de métamorphisme soit des taches sombres plus ou moins diffuses, enrichies en silicates ;

- Les skarns : la roche est essentiellement silicatée et rien ne permet à première vue d'en déceler l'origine ; elle a été le siège d'échanges métasomatiques intenses et contient parfois des substances utiles ;

1 - Les marbres

Leur ressemblance avec les calcaires non métamorphisés rend leur identification délicate et ne permet pas d'apprécier leur importance volumétrique ; toutefois, on peut penser que les marbres sont très répandus car toutes les séries carbonatées sont, à des degrés divers, recoupées par des plutons, leur distribution dans ces séries est très irrégulière ; ils sont parfois étroitement associés à des niveaux de skarnoïdes.

L'aspect de ces roches, proche de celui d'un calcaire classique en diffère par la cassure qui montre une texture saccharoïde plus ou moins grossière. En effet, du fait du flux thermique dégagé par les intrusions, la calcite a recristallisé largement ; l'absence originelle d'impuretés n'a pas permis évidemment l'apparition de silicates qui peuvent cependant exister à l'état de traces.

2 - Les marbres à silicates ou skarnoïdes

Ce sont des roches très fréquentes et facilement repérables du fait de l'importance des modifications pétrologiques subies et souvent visibles à l'oeil nu.

Les affleurements les plus représentatifs sont :

dans la partie occidentale, autour du ranch las Norias, au col de l'Oregano, près des ranchs La Garita, Valuarte, San Morato, San Lorenzo ; aux Cerros Tordillo, Bartolo, Mojino et Cobachi ;

dans la partie orientale, autour de la mine La Venada, des ranchs La Sevilleña, Tacuco, Las Cuevitas, El Pescado et Los Alizos ; au pied des Sierras de Martinez, de Teracochi et au tour des represqs de La Hacienda et du village de Matape.

a) - mode de gisement

Les skarnoïdes constituent soit des barres compactes au sein d'épais ensembles carbonatés soit des petits massifs isolés ou des lambeaux de bancs, baignant littéralement dans les granites intrusifs ; ces lambeaux, très répandus dans notre secteur sont désignés sous le terme de "roof pendants" ou septa ou "pendentifs du toit" ; leur taille peut varier de quelques dizaines à quelques centaines de mètres carrés. (photos 38, 39)

Il faut noter que parfois le granite, responsable du métamorphisme, n'est pas visible et que les skarnoïdes peuvent être assez éloignés de son contact.

b) - minéralogie

Comme il a été dit précédemment, les skarnoïdes se caractérisent par la présence, au sein de la masse carbonatée, de silicates qui se répartissent soit en lits assez réguliers, soit en taches, soit en cristaux disséminés.

Ces silicates sont souvent visibles à l'oeil, du fait de leurs grandes dimensions, et, dans le cas de rubanements, reconstituent fidèlement les figures de sédimentation. (photos 38, 39, 40, 41)

De nombreuses lames minces (LM -5b8, 16b41, c18, d8, 19³d 1', 18⁴a 3, 19³d d14, d18', 20L69, 21L69, 22a40, 22b3, 22b8, 22b11', 22b11'', 22c14, 22c17 c36, c36PV, c38, c40, d8, d15, d18, d25, d33) ainsi que des diagrammes de poudres (SM1, SM3, SM12, SM20, SM21), nous ont permis de reconnaître ou de confirmer, à côté de la calcite de recristallisation, les minéraux suivants :

- | | |
|-----------------|--|
| * wollastonite | * Grenats calciques (andradite, grossulaire) |
| * idocrase | * épidotes (clinozoïsite, pistachite) |
| * forstérite | * clinopyroxènes (diopside-hédenbergite) |
| * phlogopite | * clin amphiboles (témolite-actinote) |
| * chondrodite | * scapolites (marialite-méionite) |
| * spinelle vert | |

Certains minéraux sont altérés et peuvent ainsi apparaître :

+ antigorite + talc + chlorite + calcite

c) - pétrogénèse

A côté de la calcite présente en proportions variables, on note donc dans les skarnoïdes la présence de très nombreux silicates contenant, selon, les espèces, et en proportions variables, les éléments suivants : Ca, Fe, Al, Mg, et parfois F., B., Cl, Na, OH.

Il est évident que ces silicates sont des minéraux de métamorphisme développés lors des intrusions plutoniques mais le problème se pose de savoir s'il y a eu ou non apports d'éléments à partir de ces intrusions.

Photo 40 Niveaux impurs transformés en wollastonite reconstituant la sédimentologie

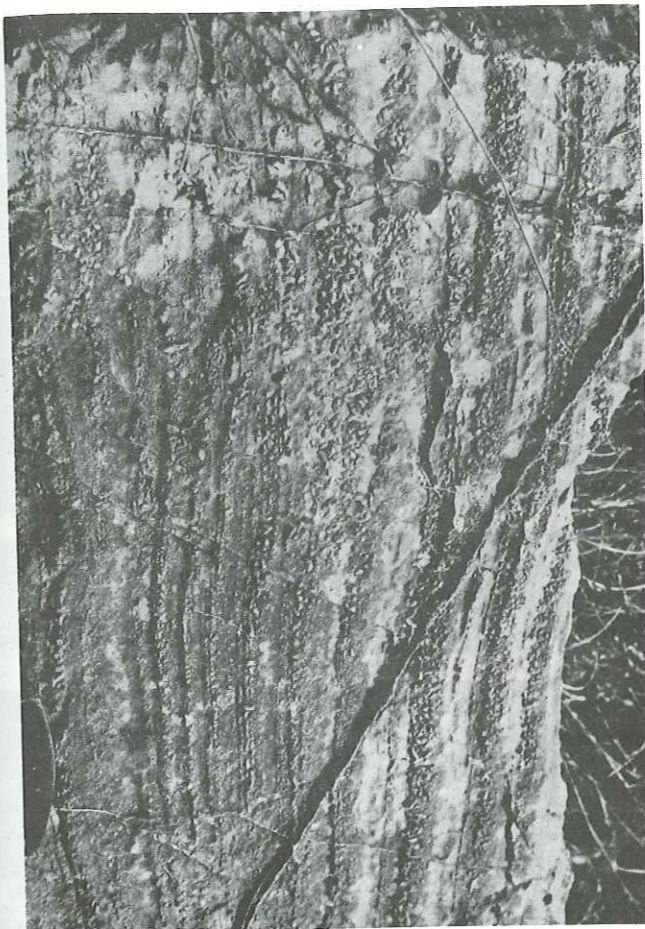


Photo 38 Calcaires rubanés à silicates : Los Alizos : 1 : Grenats, 2 : wollastonite

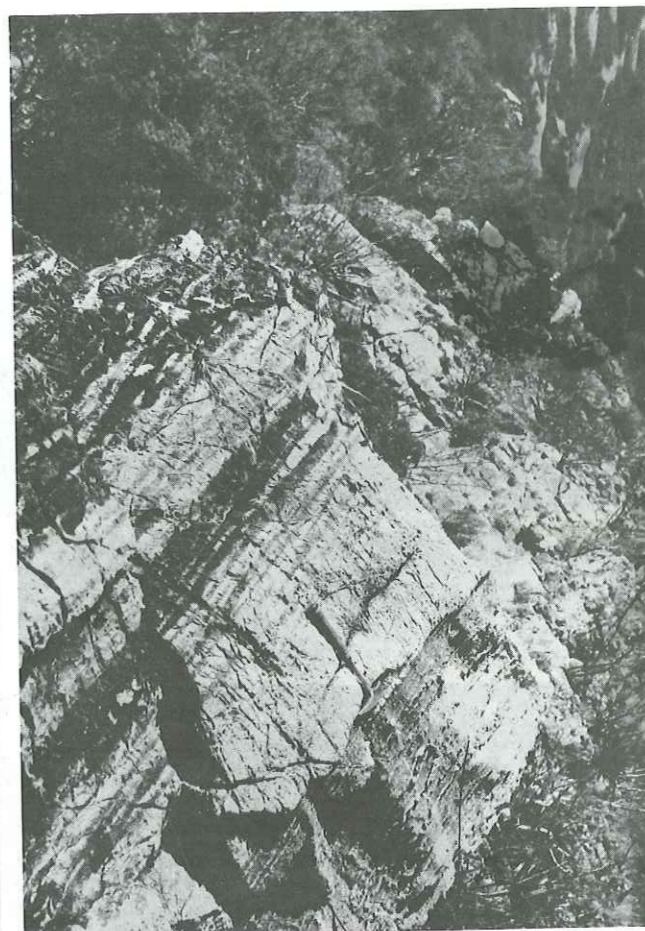


Photo 41 Les memes calcaires mais constitués uniquement de lits de grenats andradite

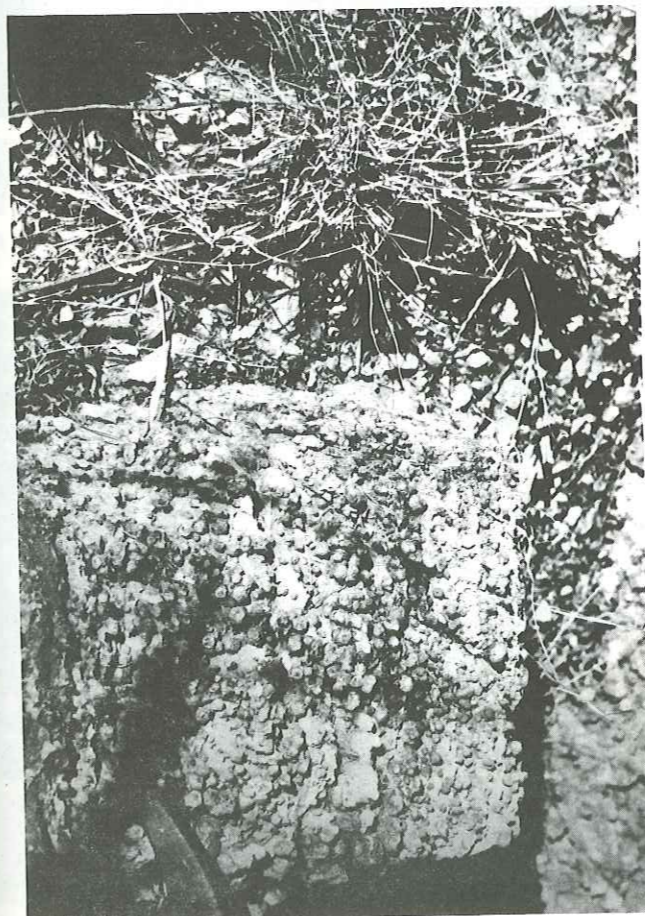


Photo 39 Calcaire complètement transformé en grenatite : le litage se reconnaît encore (La Venada)



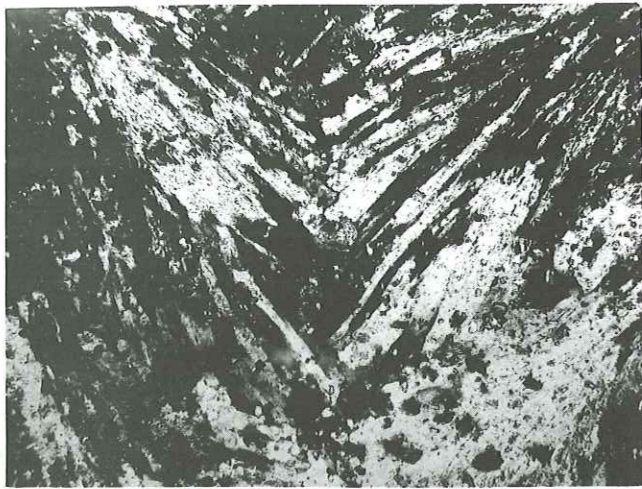


Photo 42 LM 22 c 45 . Calcaire métamorphisé : wollastonite en faisceaux . L.P. x 20

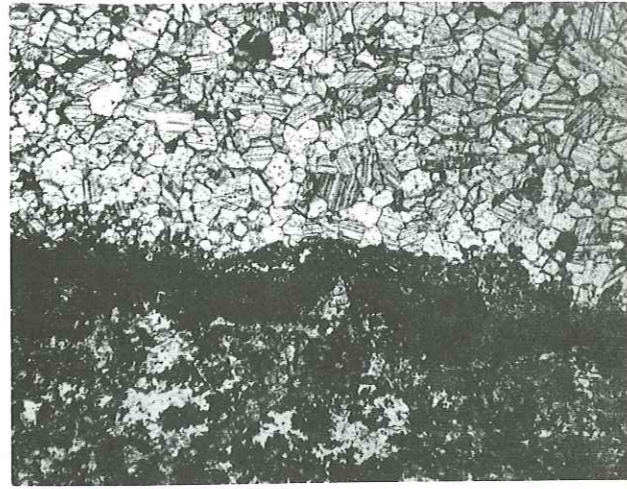


photo 43 LM 22 d 8 . Calcaire métamorphisé : les lits purs (en clair) ne contiennent que de la calcite; les lits impurs (en sombre) sont un mélange de diopside, wollastonite et quartz.



Photo 44 LM 19³ d 1 . Marbre à phlogopite et grenat . L.P. x 20

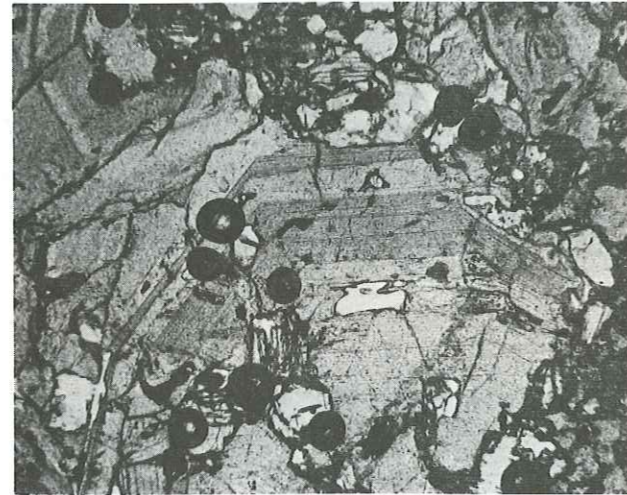


Photo 45 LM La V 2 . Grenat andradite zoné . L.N. x 10 La Venada



Photo 46 19³ d 18 . Marbre à actinolite - tremolite en gerbes naissantes parmi la calcite . L.P. x 20

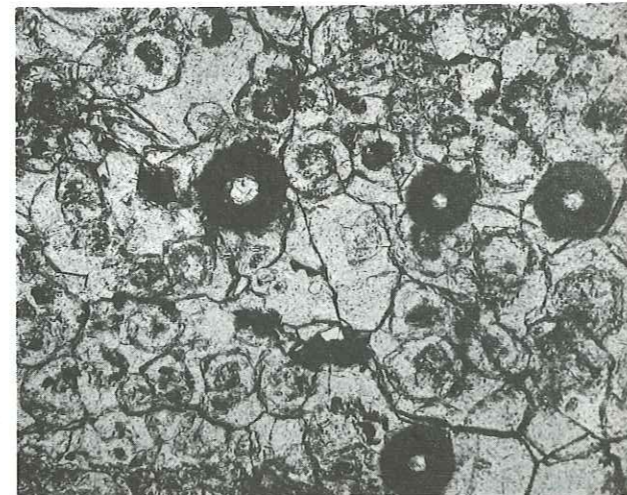


Photo 47 18⁴ a 3 . Sections de crinoïdes complètement pseudomorphosées en vésuvianite (idocrase) . Cerro Sonora L.N. x 5 .

En l'absence d'analyses chimiques des skarnoïdes et des roches originelles ayant pu les produire il n'est pas possible d'établir de façon rigoureuse s'il y a eu des échanges et quel en est le bilan. Toutefois on peut avancer que dans les skarnoïdes, la part revenant au métamorphisme topochimique l'emporte sur celle attribuable à la metasomatose.

Il est en effet admis qu'un métamorphisme isochimique, qu'il soit régional ou de contact, peut développer dans des calcaires impurs (dolomitiques, quartzeux et argileux) des minéraux tels que ceux que nous avons identifiés : wollastonite (CaSiO_3), diopside ($\text{CaMg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) forstérite (Mg_2SiO_4), actinote-trémolite ($\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Fe}_5$) andradite et grossulaire ($\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{Fe}_2)_3\text{SiO}_4$) épidotes ($\text{Ca}_2(\text{Fe},\text{OH})\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$), et ceci dans des conditions thermodynamiques du faciès cornéenne à hornblende (dans le cas d'un métamorphisme de contact). (photos 42,43,44,45,46,47)

De plus, nous avons pu observer que la distribution de ces minéraux silicatés reflétait la stratification originelle.

- près de Los Alizos, par exemple, de grands panneaux de calcaires paléozoïques sont transformés en marbres rubanés ; ils montrent une succession très régulière de lits grenatifères (grossulaire (1) en dodécaèdres réguliers de plus de 2 cm) et plus haut la même succession représentée cette fois par de la wollastonite (2) en cristaux plus ou moins développés suivant les niveaux. (photo 38)

- près du col El Oregano, de très fins cristaux d'actinote blanche (LM 9³d14) et de trémolite verte (LM/9³d18) se répartissent selon des lits parfaitement réguliers.

- enfin, nous avons déjà signalé la présence fréquente de calcaires feuilletés (cf.p) caractérisés à l'affleurement par une alternance de lits très réguliers les uns en relief et les autres en creux ; au microscope, (22c45), (22d28) on constate que les feuilletés plus résistants à l'érosion sont composés de diopside et de wollastonite alors que les lits en creux contiennent surtout de la calcite et de la wollastonite.

Ces exemples montrent que la distribution des principaux silicates de métamorphisme est un héritage de la roche originelle et reflète les variations de sa composition initiale suivant des lits, en général réguliers.

La recristallisation semble donc s'être effectuée, pour l'essentiel, topochimiquement ; par simple remobilisation des éléments présents dans la roche lors du métamorphisme de contact.

Toutefois, la présence de certains minéraux contenant des éléments inhabituels dans les calcaires conduit à envisager certains apports de l'extérieur ; c'est notamment le cas pour :

- + l'idocrase $\text{Ca}_5(\text{Mg},\text{Fe})\text{Al}(\text{OH},\text{F})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_5$
- + les scapolites $\text{NaCl} \cdot 3\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_8 / \text{CaCO}_3 \cdot 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
- + le chondrodite $(\text{Mg}_2\text{SiO}_4)_2 \cdot \text{Mg}(\text{Fe},\text{OH})_2$
- + le phlogopite $\text{H}_2\text{KMg}_3\text{Al}(\text{SiO}_4)_3$ (souvent fluorée)

Ces minéraux renferment des éléments habituellement qualifiés de minéralisateurs (F,B,Cl,OH, etc..) et d'autres éléments peu courants dans les calcaires, (Na,K,..) ;

(1) Détermination aux rayons X, référence : SM 19

(2) " " " " référence : SM 6

certaines de ces éléments, tels Cl, Na et K pourraient provenir d'impuretés salines mais il est beaucoup plus probable que la plupart de ces derniers ont été introduits dans la roche par des fluides (liquides ou gazeux) issus des magmas granitiques lors de leur intrusion).

En effet, le mode de répartition de certains de ces minéraux ne semble pas être contrôlé par la lithologie : ainsi, l'idocrase, de couleur jaune à verte, particulièrement abondante dans les skarnoïdes de la partie occidentale, se répartit en auréoles, en taches diffuses dans la roche et non pas selon des lits réguliers. Il en va de même pour les scapolites et la phlogopite. A propos de cette idocrase, notons qu'elle se substitue à d'autres minéraux, et même qu'elle épigénise totalement des sections de crinoïdes (LM 18⁴a3). (photo 47)

En définitive nous pensons que les marbres à silicates ont été produits en grande partie par la recristallisation topochimique de formations carbonatées impures mais que dans certains cas, une certaine métasomatose, produite au cours de la phase pneumatolytique liée à la cristallisation des magmas, s'y est surimposée.

En ce sens, les marbres à silicates peuvent parfois être appelés skarnoïdes par analogie avec les skarns qui, eux sont produits par une métasomatose très puissante. Notons, qu'à la différence de ces derniers, les skarnoïdes ou marbres à silicates ne sont jamais ou rarement minéralisés.

3 - Les skarns

Ces roches, composées d'un ou de plusieurs silicates et minéralisées ou non, se situent généralement au contact immédiat du granite et résultent d'une métasomatose intense. Elles se rencontrent en divers points qui, pour la plupart, correspondent aux gîtes de tungstène repérés sur la carte.

Leur couleur est généralement assez sombre, leur forme souvent irrégulière, leurs dimensions variables ; en général, en partant du granite, la tranche de skarn est peu épaisse ; elle peut varier de quelques dizaines de centimètres à une quinzaine de mètres.

A la suite de la synthèse effectuée par PHANKIEU DUONG sur les skarns (1969) et leur minéralisation, nous retiendrons que ces derniers sont constitués par un petit nombre de minéraux, essentiellement des silicates calciques, fréquemment ferrifères, alumineux ou magnésiens et qu'ils sont en relation avec d'anciens carbonates ayant subi une métasomatose à haute température avec apport de Si, Al, Fe comme éléments majeurs.

Les silicates sont souvent regroupés dans le skarn en zones minérales aux limites parfois très tranchées.

a) - la minéralogie

Elle est variée et comporte un certain nombre de silicates déjà rencontrés dans les skarnoïdes ;

- Les minéraux essentiels sont : grenats calciques, clinopyroxènes, clinéoamphiboles, idocrase, quartz, albite, épidote, calcite.

- Les minéraux accessoires : (olivine, spinelle, hydroxyle, sulfure) contiennent souvent des minéralisateurs (F, Cl, B, S, OH) ainsi que des métaux utiles : W, Mo, Cu, Sb, Fe, etc...

b) - origine du skarn

Il n'est pas toujours possible de déceler l'origine exacte de la roche initiale ; parfois on rencontre quelques vestiges de bancs isolés au sein du skarn qui ont été épargnés par les transformations et dans ce cas on peut, par extrapolation, déduire que la roche initiale était de ce type ; mais la plupart du temps, il n'en reste plus de traces et il est alors impossible de faire la part entre ce qui reste de cette dernière et ce qui a été apporté par les fluides skarnisants, issus de la masse magmatique.

En tout cas, les skarns montrent des textures échantonnées et on n'y observe jamais de rubanements comme dans les skarnoïdes ; la zonalité observée dans la répartition des silicates est de nature essentiellement métasomatique et n'obéit pas à un contrôle lithologique.

c) - minéralisations

Les minéralisations sont fréquentes mais non systématiques ; les skarns sont souvent stériles et la prospection des substances utiles est malaisée du fait de cette irrégularité.

Les principales minéralisations que nous y avons rencontrées sont le tungstène, sous forme de scheelite (CaWO₄) disséminée. Nous consacrerons à ce type de minéralisation une place primordiale puisqu'il s'agit du type le plus répandu dans notre secteur, avec comme exemple, l'étude de la mine La Venada.

Il faut cependant signaler d'autres types de minéralisations que nous avons rencontrées au cours de nos explorations ; il s'agit du cuivre, du fer et du molybdène.

- Les skarns à fer (magnétite). Ils affleurent au Nord du village de Matape, près du represo del Horno, dans des calcaires gréseux paléozoïques et au contact avec le granite intrusif. La magnétite, qui constitue la principale minéralisation est présente sous forme de gros blocs massifs, de tailles variées, au sein du skarn composé principalement de grenat andradite, de trémolite, de pyroxènes et d'albite.

De l'hématite en quantité notable se trouve dans un skarn à grenat au pied de la Sierra Martínez, "prospect" Los Asenos.

- Les skarns à molybdène (molybdénite). Ils se situent tout près des skarns à magnétite dans le Cerro del Chivato ("prospect" San Antonio) ; le skarn contient comme minéral principal de la molybdénite et de la powellite (CaMoO₄) associées à de la chalcopirite. Notons ici que certains bancs de calcaires gréseux adjacents au skarn sont minéralisés en molybdénite. Cette dernière se présente sous forme de paillettes millimétriques régulièrement disséminées dans la roche. Il semble ainsi que certains bancs aient joué le rôle de véritables éponges vis-à-vis des fluides minéralisateurs.

La mine de El Atlas, citée précédemment, peut être considérée comme un gisement de skarns ; elle se situe en effet au contact du granite et du calcaire.

- Les skarns à cuivre (bornite-chalcopryrite). Le cuivre est souvent présent dans les skarns sous forme de sulfures, mais en faibles proportions. Au "prospect" de Nueva Ilusion, par contre, sur la bordure de la retenue du Novillo, la minéralisation principale est représentée par de la bornite; la zone oxydée est composée principalement par de la malachite qui donne de grandes taches vertes sur les parois de la montagne, visibles depuis la bordure opposée de la retenue. Il s'agit ici d'un gisement par contact dans des séries paléozoïques de la Sierra de Santo Niño, mais la présence de skarns n'a pu être décelée. Cette mine est actuellement en cours de réouverture.

III - UN EXEMPLE DE SKARN A TUNGSTENE : LA MINE LA VENADA

Les skarns à tungstène sont les plus courants que nous avons rencontrés au cours de nos deux campagnes de terrain ; nous allons les étudier plus en détail et plus particulièrement la mine de La Venada, la seule en exploitation, qui donne un excellent exemple de type de skarn à tungstène.

Une partie de notre temps a été consacrée à l'étude détaillée de cette mine (levés topographiques et géologiques, échantillonnages, évaluation des réserves, analyses chimiques, pétrographie, diffractométrie) et à la rédaction d'un rapport (MENICUCCI, 1973). Nous reproduisons (1) ici les grandes lignes en insistant particulièrement sur les aspects purement géologiques.

A - Situation et accès

La mine La Venada est située près du ranch San José à 25 km à l'Est du village de Mazatan et à 13 km au Sud de celui de Matape ; elle est juchée sur une petite colline (670 m) limitée au Nord et au Sud par deux arroyos.

B - Géométrie du gisement

A titre indicatif, il convient tout d'abord de préciser l'ordre de grandeur du volume que constitue le corps minéralisé de la Venada : sa puissance moyenne est de 3 à 8 m, celle-ci pouvant varier, tant en profondeur qu'en surface. Long d'environ 300 m, il descend en profondeur jusqu'à 60 m, niveau le plus bas atteint par les dernières explorations (2). Son orientation générale est N.35° à N.40° ; la disposition des principaux affleurements est illustrée par une carte schématique.

C - Les formations géologiques

La mine La Venada est constituée principalement de quatre types de formations : un panneau ou "roof pendant" de calcaire baignant dans un granite intrusif avec des skarns au contact de ce dernier ; le tout étant recoupé à angle droit par des filons lamprophyriques. (Fig. 36)

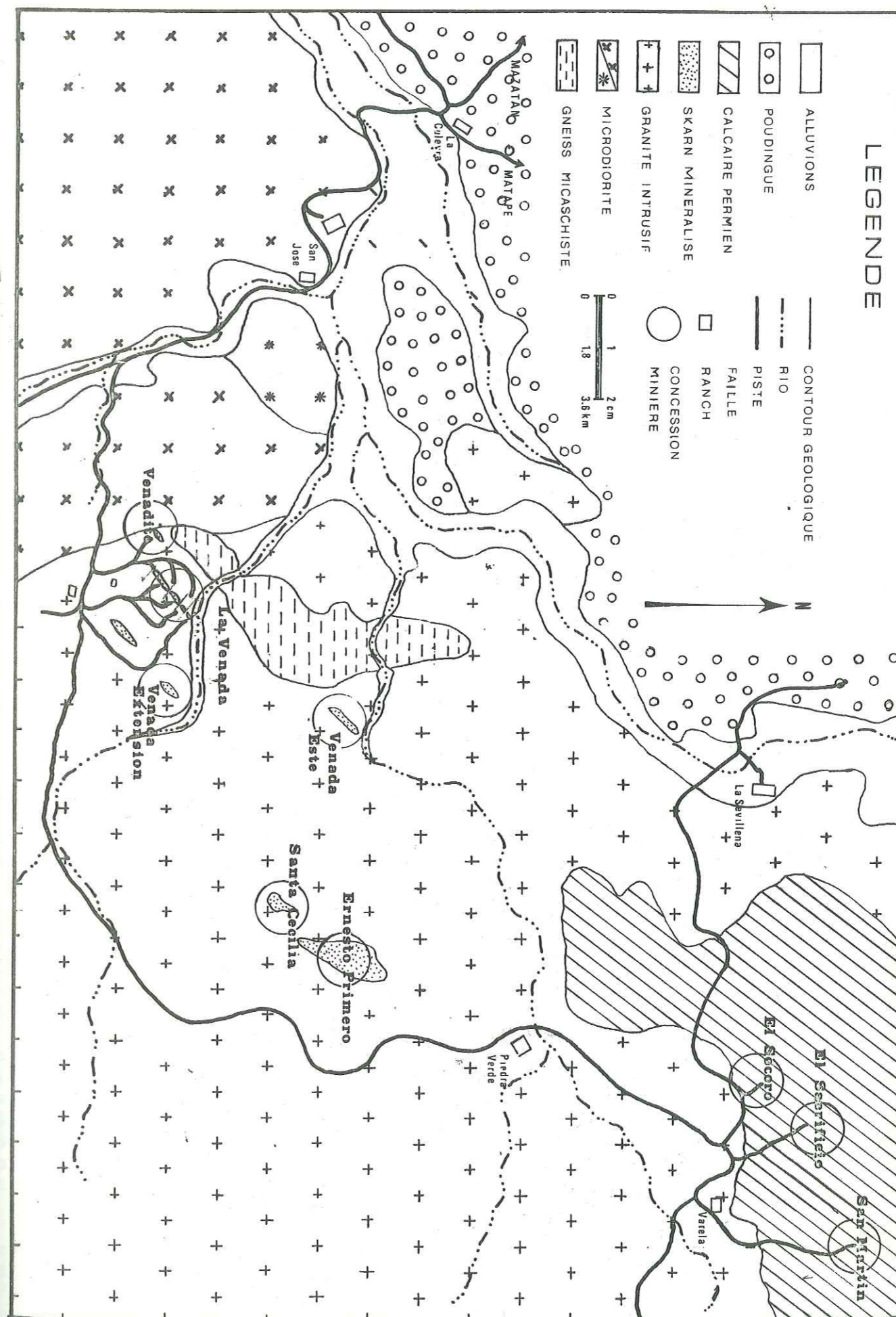
1 - Le granite intrusif.

Le granite est la formation la mieux représentée puisqu'il cerne de toutes parts les lambeaux de calcaire et le skarn ; de couleur généralement beige, il est souvent altéré ce qui ne facilite pas les prélèvements. De nombreuses petites enclaves de roches cristallophylliennes (micaschistes) appartenant au socle précambrien (cf. p. 18) se remarquent autour de la mine. Ce granite offre la particularité d'être légèrement orienté suivant une direction parallèle à celle du lambeau de calcaire. C'est là une texture quelque peu insolite pour un granite intrusif mais qui a déjà été signalée dans des cas similaires.

(1) avec l'autorisation de la Compagnie Minera Nacori Grande



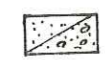
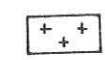
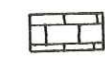
(2) données remontant aux observations effectuées en Novembre 1973

Fig. 35 Situation de la Mine de La Venada dans le contexte géologique régional



LA VENADA

Carte géologique sommaire

-  déblai
-  dyke lamprophyrique
-  skarn à grenat
épidote
scheelite
-  granite
-  calcaire à
silicates

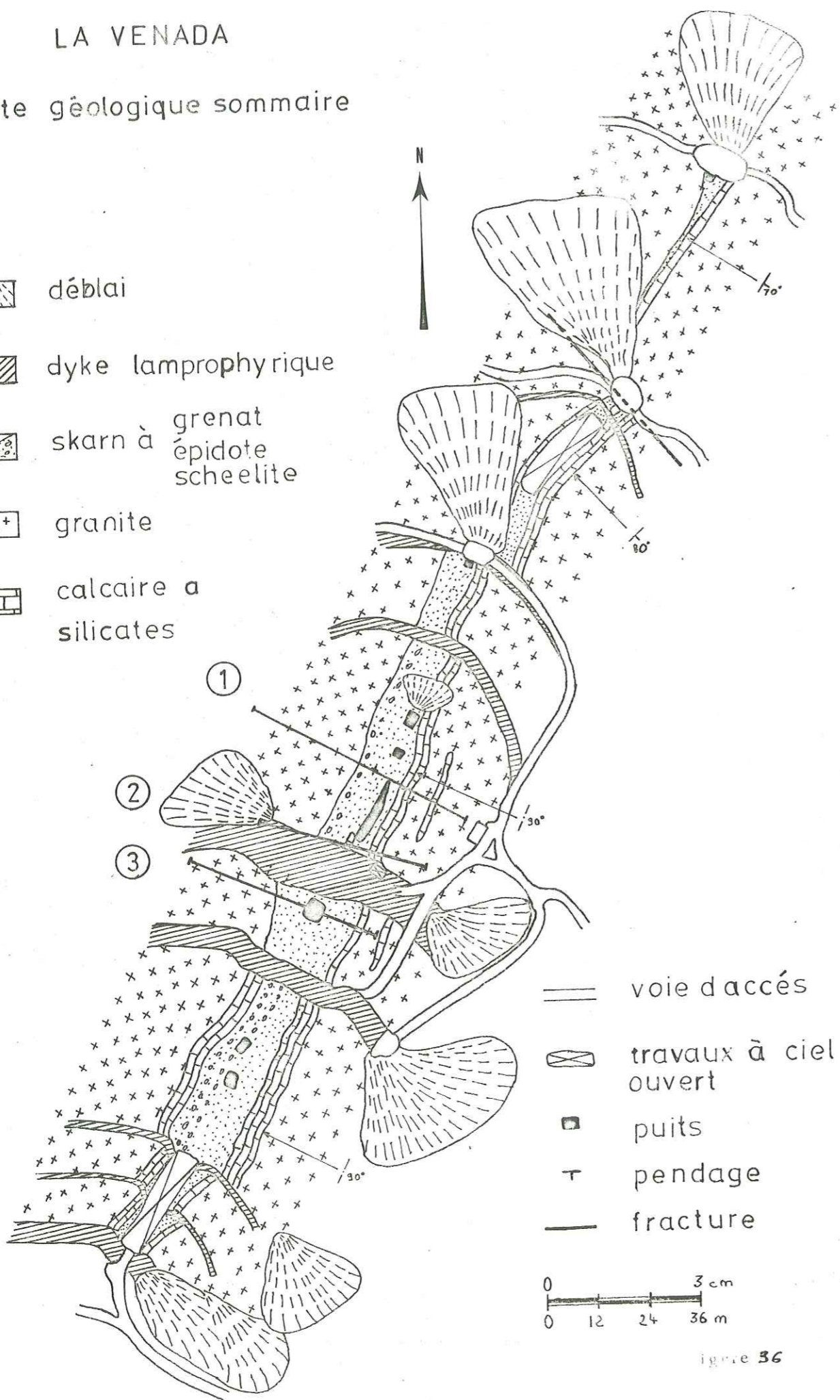


Figure 36

A l'oeil nu on remarque : biotite, feldspath, amphibole et quartz ainsi que de nombreuses petites taches vertes d'épidote ; de nombreux filonnets d'aplite lardent de granite.

A proximité des contacts avec le skarn ou le calcaire, on remarque parfois une variation de faciès du granite : sa couleur est plus claire, la biotite a disparu et la texture est équante ; la taille des minéraux a tendance à diminuer et localement, on observe un passage à un micro-granite.

On observe de plus de nombreux fragments de skarns, à contours anguleux, emballés dans ce granite : il est fort possible que ce faciès corresponde à une deuxième venue granitique postérieure à la skarnisation et d'importance réduite.

Une lame mince (LM LV10) effectuée dans ce granite à enclaves montre une structure grenue avec les minéraux suivants : quartz (30%), microcline (30%) à nombreuses exsolutions myrmékitiques ; plagioclase de composition moyenne An25 (15%), de nombreux (15%) cristaux automorphes de clinopyroxène (diopside-hédenbergite) au coeur parfois transformé en amphibole ; sphène en grosses quantité (5%), peu d'épidote (clinozoïte), calcite et apatite. (photo 28 p.109)

Une telle composition correspond à un granite subalcalin de la famille calcoalcaline, mais renfermant du pyroxène calcique. La présence de ce dernier est le résultat évident d'un phénomène d'endomorphisme, le granite ayant assimilé partiellement en bordure son encaissant carbonaté (cf. ch.VI, p.110)

D'autres lames minces (LV3, LV3', LV4) montrent de fortes augmentations des teneurs en épidotes (clinozoïsite, pistachite), calcite et sphène selon la proximité du calcaire ou du skarn.

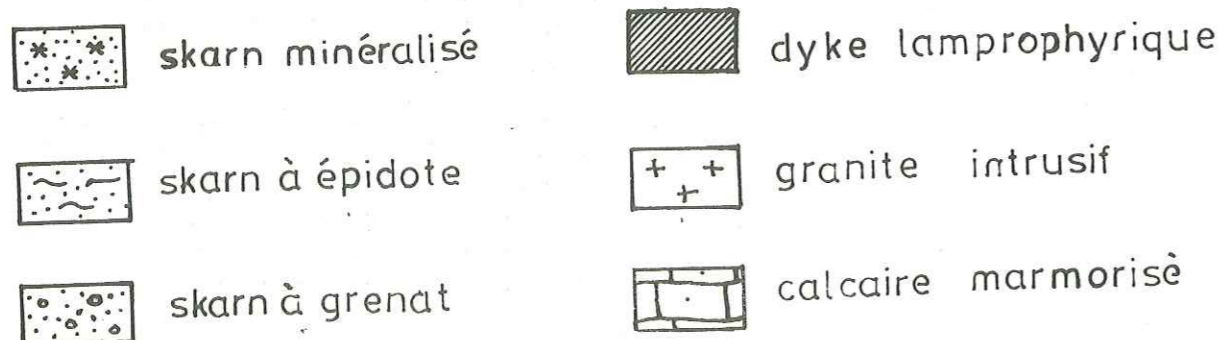
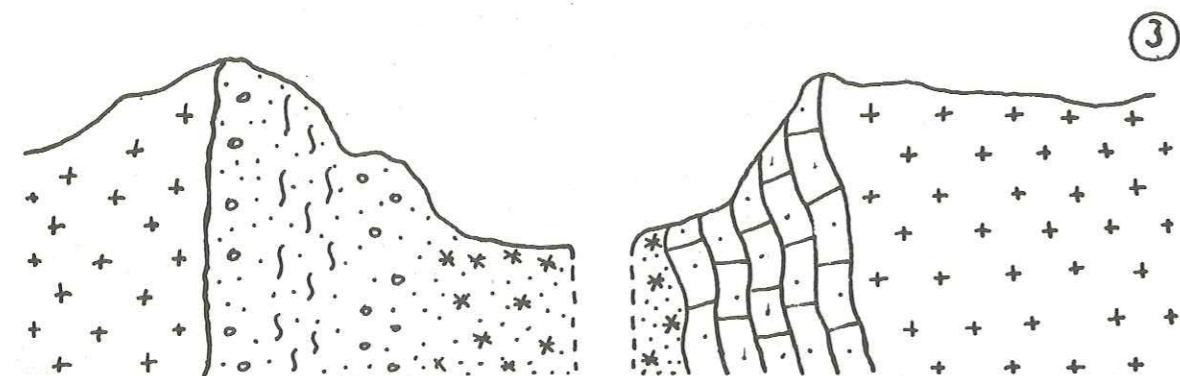
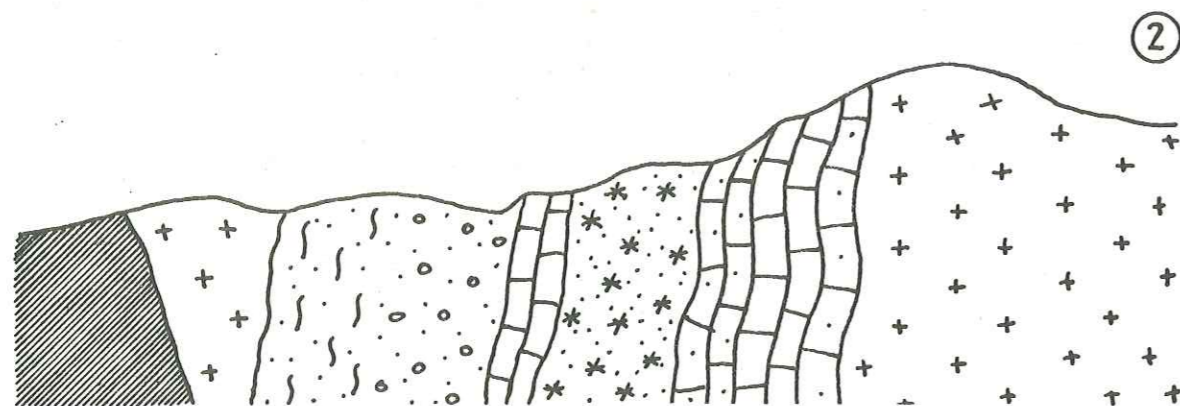
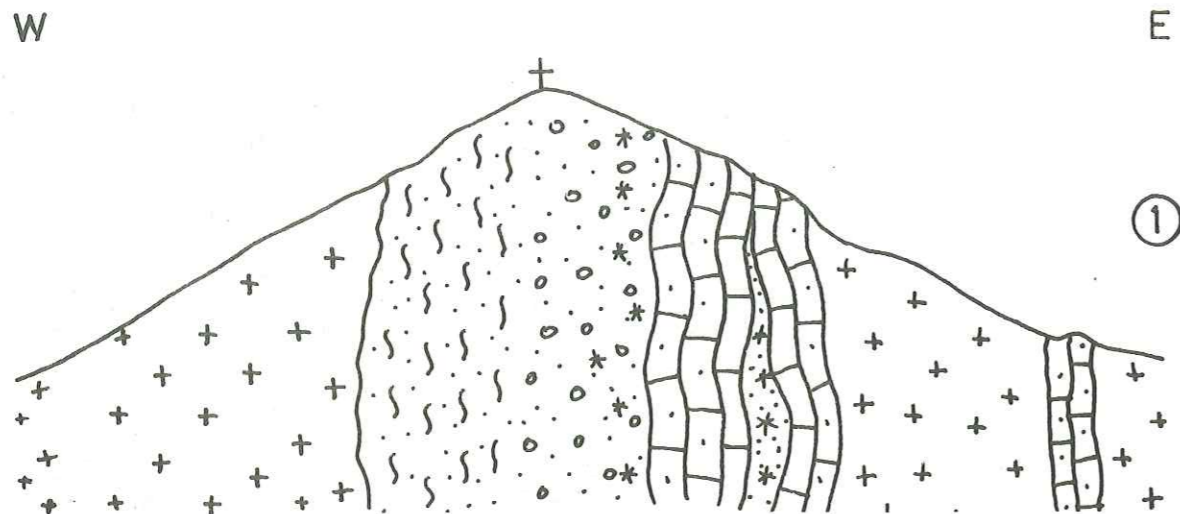
2 - Le calcaire à silicates ou skarnoïde.

Il s'agit d'un "roof pendant" de taille assez grande, légèrement supérieure à celle du corps minéralisé soit approximativement 300 m de long, 4m de large et 60 m de hauteur, cette dernière côte étant provisoire puisque les travaux n'ont pas encore permis de dire jusqu'à quelle profondeur s'enfonce ce panneau.

Le lambeau de calcaire baigne, tel un iceberg dans le granite avec une orientation variant de N.20° à N.35° et un pendage de 75° vers l'Est. Il est composé de bancs de 20 à 45 cm d'épaisseur, parfois décollés les uns des autres pour laisser place à des amas de skarn ou de granite, littéralement interstratifiés.

Ces calcaires sont complètement marmorisés et contiennent de nombreux silicates de métamorphisme dont les plus visibles sont des grenats calciques (grossulaire), en cristaux dodécahédriques, de 0,3 à 5 cm de diamètre, mis en relief par l'érosion différentielle. Ils paraissent souligner d'anciennes figures de sédimentation (lits, chenaux, etc...). On reconnaît également de la wollastonite, de la serpentine, du diopside et de la calcite.

L'orientation des bancs n'est pas rigoureusement rectiligne : de nombreuses déformations, produites probablement lors de l'intrusion du granite, se sont matérialisées par des virgations, des ondulations à l'échelle du mètre ; elles s'observent particulièrement bien en profondeur sur les parois des galeries constituées de skarnoïdes et taillées, elles, dans les skarns.



La Venada: coupes géologiques du corps minéralisé

De plus, des fractures quasi perpendiculaires à l'orientation du corps minéralisé affectent tout le massif et le découpent en une série de panneaux décalés les uns par rapport aux autres, ce qui complique souvent l'avancement des travaux souterrains. Comme les autres skarnoïdes, celui de la Venada n'est pas minéralisé.

3 - Le skarn minéralisé

Il constitue le corps minéralisé proprement dit ; il se trouve intercalé entre le granite et le marbre à silicates dont il se distingue facilement, en particulier par sa densité. Le skarn résulte d'échanges métasomatiques produits entre ces marbres et les fluides enrichis en certains éléments issus du granite.

a) minéralogie

Sa couleur dominante est vert sombre mais on distingue en gros deux zones caractérisées chacune par la prédominance de un ou deux minéraux :

- + une zone brunâtre (zone 1), située du côté du granite et composée essentiellement de grenat andradite ;
- + une zone verdâtre (zone 2), située du côté du calcaire silicates et composée d'un mélange d'épidote, idocrase et amphibole.

L'ensemble est envahi par du quartz contenant lui-même des cristaux isolés et automorphes parfois de grande taille de grenat, d'idocrase et d'épidote ; le quartz a tendance à se concentrer dans la zone à grenat, proche du granite. Une étude en lame mince (LV2, LV3) ainsi que de nombreux diagrammes de diffractométrie (SM4, SM5, SM8, SM10, II, I2, I4, I5, I6, I8) nous ont permis de dénombrer les minéraux suivants :

- silicates de métamorphisme :

- + épidotes : la pistachite et la clinozoïsite sont très abondantes dans la zone 3 sous forme de petits cristaux millimétriques mais également dans le quartz en cristaux plus ou moins aciculaires, de 3 à 5 cm de long, de couleur vert foncé, souvent altérés ;
- + grenats : il s'agit d'abord d'andradite de couleur brun noir en petits cristaux dans la zone 1 et ensuite de grossulaire cristaux dodécahédriques centimétriques de couleur brun rouge ou orange, en inclusion dans le quartz. au microscope, l'andradite est souvent zonée et montre une biréfringence anormale ; on y remarque également des intercroissances d'épidote suivant les plans de zonalité. Les grenats andradite et grossulaire forment localement la quasi-totalité du skarn auquel on pourrait alors donner le nom de grenatite.
- + amphiboles : représentées par de la richtérite, de l'édénite et de la hornblende verte, elle se rencontrent dans la zone 1 ou dans la zone 2 en association avec d'autres silicates. On en rencontre parfois de beaux cristaux automorphes centimétriques dans la gangue de quartz.
- + pyroxènes : la série diopside-hédenbergite est représentée par ces deux termes extrêmes qui se rencontrent en petits cristaux trapus, de couleur vert pâle ou sombre et forment une partie des skarns, de la zone 1 comme de la zone 2. Ces silicates sont très répandus dans le skarn. On les rencontre rarement dans le quartz.

+ idocrase : de couleur généralement vert olive, elle se confond facilement avec l'épidote à laquelle elle est mêlée sous forme de petits cristaux dans la zone 2 ; de beaux échantillons se trouvent en inclusions dans le quartz ;

+ albite : moins fréquente, elle se rencontre en cristaux subautomorphes dans l'une ou l'autre des deux zones.

- minéraux d'altération : ce sont les chlorites, les hydroxydes de fer et dans une certaine mesure la calcite qui résulte de l'altération de certains minéraux précédents.

- substances utiles : outre la scheelite que nous étudierons séparément, on rencontre de la powellite ainsi qu'à titre accessoire, des sulfures, (pyrite, chalcopryrite, molybdénite) et des oxydes de fer (magnétite et hématite).

Tous ces minéraux se rencontrent préférentiellement dans l'une des zones 1 ou 2 ou plus généralement dans l'ensemble du skarn. Ces zones de grenats et à épidote-idocrase se trouvent à peu près tout au long du contact granite-calcaire ; elles correspondent aux zones fréquemment signalées dans les skarns de ce type.

b) minéralisation en tungstène

La scheelite constitue la principale minéralisation des skarns de La Venada où elle se trouve à l'état disséminé : il s'agit d'un tungstène de calcium, CaWO_4 , contenant 80, 60 % de WO_3 et 19,40% de CaO ; sa couleur est généralement gris clair à blanchâtre et il est difficile de la distinguer du quartz ; cependant, sa densité élevée (5,9-6,1) et ses propriétés fluorescentes permettent aisément son identification.

On distingue à La Venada deux catégories de scheelite : l'une pure, l'autre, la plus répandue, contenant quelques pourcents de powellite. On sait en effet que la scheelite et la powellite forment une série isomorphe, la scheelite pouvant contenir jusqu'à 8% de powellite dans sa maille cristalline.

Ces deux variétés sont facilement identifiables du fait des propriétés de photoluminescence : lorsqu'elle est exposée aux rayons ultraviolets de courte longueur d'onde (environ 2500 Å), la scheelite pure donne une lumière blanc bleuâtre ; celle-ci passe graduellement au blanc jaunâtre en présence de powellite.

La scheelite est dispersée dans les skarns en grains équidimensionnels de taille millimétrique, parfois centimétrique, ou en cristaux automorphes en remplissage de petites géodes. On la rencontre également en petites traînées et en amas le long de microfractures dans les skarns ainsi qu'un grains plus ou moins gros, souvent subautomorphes, dans le quartz.

En tous cas sa distribution au sein du skarn est extrêmement capricieuse et n'est pas contrôlée ni par des facteurs structuraux, ni par des données lithologiques. Dans le skarn, les zones minéralisées forment des amas lenticulaires disposés en chapelets ; chaque amas a des tailles variables et peut constituer des poches atteignant parfois plus de 10 mètres d'envergure. L'axe d'allongement principal est vertical ; l'axe d'allongement moyen est horizontal et parallèle à la direction du skarn quant à l'axe d'applatissage, il est perpendiculaire à la stratification du skarnoïde.

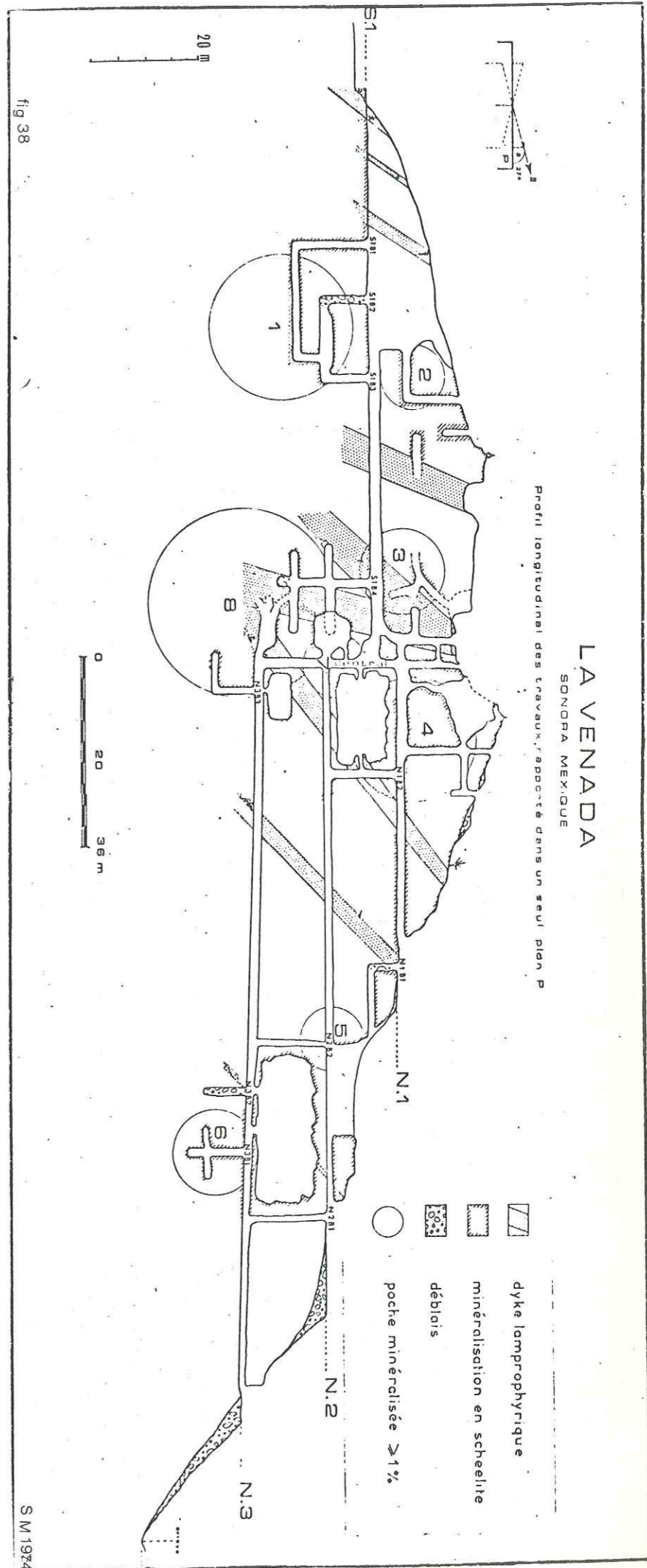


Fig. 38 Profil longitudinal des travaux, rapportés dans un même plan. (échelle approximative 1/1000)

Photo 48 Vue de la face nord de la Mine avec les trois principaux niveaux N1, N2, N3.

Les teneurs varient de 0,4 à 3,5 % selon les roches et suivant leur position vis-à-vis du calcaire, les zones les plus riches se trouvant à proximité immédiate de ce dernier, soit dans la zone 2. Notons que de telles teneurs sont nettement situées en dessus de la moyenne des gisements de scheelite connus qui oscillent généralement autour de 0,8%.

Un profil de la mine au 1/1000 avec projection verticale dans un plan des travaux souterrains permet de mieux visualiser la répartition des zones minéralisées.

c) - forme du skarn

La forme du skarn minéralisé correspond à peu près à une tranche régulière, de quelques mètres de puissance, intercalée entre le granite et le panneau de marbres à silicates qui se suit en direction sur 300 m mais dont la hauteur ne peut être chiffrée définitivement.

Son orientation correspond sensiblement à celle du calcaire puisque les deux roches vont de pair ; cependant la "skarnisation" peut se développer dans le marbre à silicates sous forme de roches, à la faveur de fractures ou de décollements de bancs ou de "bouffées" pneumatolytiques. Inversement, on peut rencontrer au milieu du skarn dont l'épaisseur ne dépasse pas 8m, des lentilles ou des fragments de bancs calcaires qui ont échappé aux transformations métasomatiques.

Les contacts avec les calcaires sont francs et tranchés ; on n'observe pas de zone de transition entre le skarn et le skarnoïde ; des zones découpées, à la faveur de travaux souterrains permettent de voir les "murs" du "roof pendant" absolument lisses et constitués de marbres exempts de toute skarnification.

Par contre, du côté du granite, le contact est moins net, en raison soit de la présence fréquente de grosses masses de quartz qui indurent le contact, et ensuite du fait que le contact granite-skarn est diffus.

4 - les filons lamprophyriques

Ce sont des dykes de 0,50 à 5 mètres d'épaisseur, de couleur noire, à grain très fin, relativement plus tendres et moins cohérentes que les autres formations.

Une lame mince (LM LV1) montre une structure grenue composée essentiellement d'amphibole (hornblende verte) (40%), de biotite (25%), de quartz (10%), de plagioclase (albite) (10%) sphène (5%) et apatite.

L'analyse chimique montre un léger déficit en silice et des teneurs fortes en Fe, Mg, et Ca. Les paramètres de C.I.P.W LACROIX (II, 5.3.4.2.3.I.) permettent de situer cette roche entre les plagioclases et les plagioclases feldspathoïdiques.

Tous les dykes, au nombre de 8 (dont 5 ont une épaisseur supérieure à 2m) sont plus au moins parallèles entre eux et inclinés dans le même sens : ils recoupent perpendiculairement et à l'emporte-pièce le corps minéralisé suivant une direction N.135° avec un pendage de 75° vers le Sud ; (l'épaisseur de ces dykes est assez constante en direction verticale).

L'ensemble calcaire-skarn-granite est chaque fois décallé au passage d'un dyke ; c'est là l'indice d'une fracturation intervenue postérieurement à l'intrusion granitique et à la formation des skarns ; la mise en place de ces dykes a donc été favorisée par les zones de faiblesse ainsi créées.

Les dykes sont généralement stériles de toutes minéralisation ; cependant, au niveau S1B4, on observe dans le dyke N°5 de la scheelite pure sans trace de powellite, contrairement aux autres zones minéralisées. Cette minéralisation ne semble cependant pas s'étendre à toute la longueur du dyke puisqu'on ne la rencontre pas aux niveaux supérieurs.

Quelques filonnets d'aplite, bien visibles en surface, recoupent çà et là les dykes les plus importants (N°4,5,6).

C - Interprétation

1 - Formation du skarn

Les skarns rencontrés dans notre région et plus particulièrement ceux de La Venada appartiennent, d'après la classification proposée par PHAN KIEU DUONG, (1969) à la catégorie des "skarns formés par apport massif d'éléments d'origine plus ou moins lointaine" et plus spécialement à ceux "liés aux intrusions". En effet, ils présentent les principaux caractères suivants :

- + densité élevée, couleur sombre.
- + présence de silicates ferrocaltiques (andradite, hedenbergite) à côté de la vésuvianite, du diopside de l'actinote, etc... certains de ces silicates sont zonés (par exemple, andradite et grossulaire).
- + présence de magnétite, de pyrite et de chalcopyrite.
- + forme irrégulière de leurs amas.
- + lien évident avec des batholites granitiques qui contrôlent étroitement leur répartition et qui montrent eux-mêmes des phénomènes d'endomorphisme (granite à diopside).

Ainsi nous pensons qu'après la cristallisation de l'essentiel de la masse magmatique granitique, les solutions résiduelles enrichies d'une part en Si, Fe, Mg, ainsi que sans doute en Al, Na, K, d'autre part en W, Mo, Cu, S, F, Cl, B, et bien sûr OH, s'échappent du granite et sont "piégées" dans les roches et les structures favorables.

Comme cela est classique, ce sont les roches carbonatées qui réagissent le mieux, compte tenu du profond déséquilibre chimique existant entre ces derniers et les fluides.

Les conditions thermodynamiques sous lesquelles s'effectue la skarnisation sont estimées en général, pour la température, à 600 - 800° et pour la pression à quelques milliers de kg/cm² (PHAN KIEU DUONG, 1969). En fait, en ce qui concerne, par exemple la pression, il y aurait évidemment lieu de distinguer entre Psolide, PH₂O, PCO₂, PCl, etc... car, en fonction de leurs valeurs respectives, la température de certaines réactions peut être profondément modifiée.

En tous cas (sans parler pour l'instant de la minéralisation tungstifère), il semble qu'à La Venada on puisse considérer deux phases dans la skarnisation :

- 1ère phase silicatée avec développement des silicates calciques, ferrocaltiques, etc., à une température entre 600° et 800° (1),
- 2ème phase hydrothermale essentiellement siliceuse, se produisant à une température plus basse que celle de la première phase. On voit en effet le quartz et l'épidote envahir le skarn.

Dans le cas de La Venada se pose le problème de la position du skarn. Ils n'occupent en effet que la partie occidentale du panneau carbonaté alors que ce dernier baigne en totalité dans le granite. On pourrait d'abord envisager que le "roof pendant" a été basculé à la verticale après la skarnisation alors que pendant celle-ci il était horizontal, la partie actuellement occupée par le skarn se trouvant à la base.

Ceci est très peu vraisemblable car d'une part, on ne voit pas à quelle phase tectonique rattacher ce basculement et d'autre part on sait que la diffusion des fluides se fait très difficilement perpendiculairement aux strates.

En fait, il est plus logique de penser que le panneau carbonaté avait la position verticale actuelle avant la skarnisation et que les fluides, considérés comme généralement ascendants, ont été guidés soit par une composition chimique particulière de la partie occidentale du "roof pendant", soit par des décollements le long du contact occidental : granite-panneau carbonaté et selon les plans de stratification de ce dernier. Il n'est guère possible de dire lequel de ces facteurs a été primordial.

2 - Stades de minéralisations

La scheelite se trouve principalement sous trois formes :

- + dans les skarns, c'est la variété à photoluminescence jaune (présence de powellite) elle est disséminée parmi les silicates qu'elle entoure parfois.
- + dans les masses quartzeuses qui envahissent plus ou moins le skarn ; c'est la même variété que dans le cas précédent.
- + dans un dyke lamprophyrique qui recoupe aussi bien le skarn que le granite ; il s'agit de la variété "pure" à thermoluminescence bleue.

De la sorte, on peut déceler à la Venada trois phases minéralisantes successives, mais il n'est pas possible de dire en ce qui concerne les 2 premières si elles ont été espacées ou non dans le temps.

La première est contemporaine de la phase silicatée de la skarnisation, ou plus précisément très légèrement postérieure à la cristallisation des silicates.

La seconde est liée à la phase siliceuse hydrothermale et est contemporaine de l'apparition de la chalcopryrite.

(1) D'après BATEMAN (1949), l'andradite perd sa biréfringence anormale au dessus de 800°; or, tous les cristaux d'andradite rencontrés à la Venada sont biréfringents.

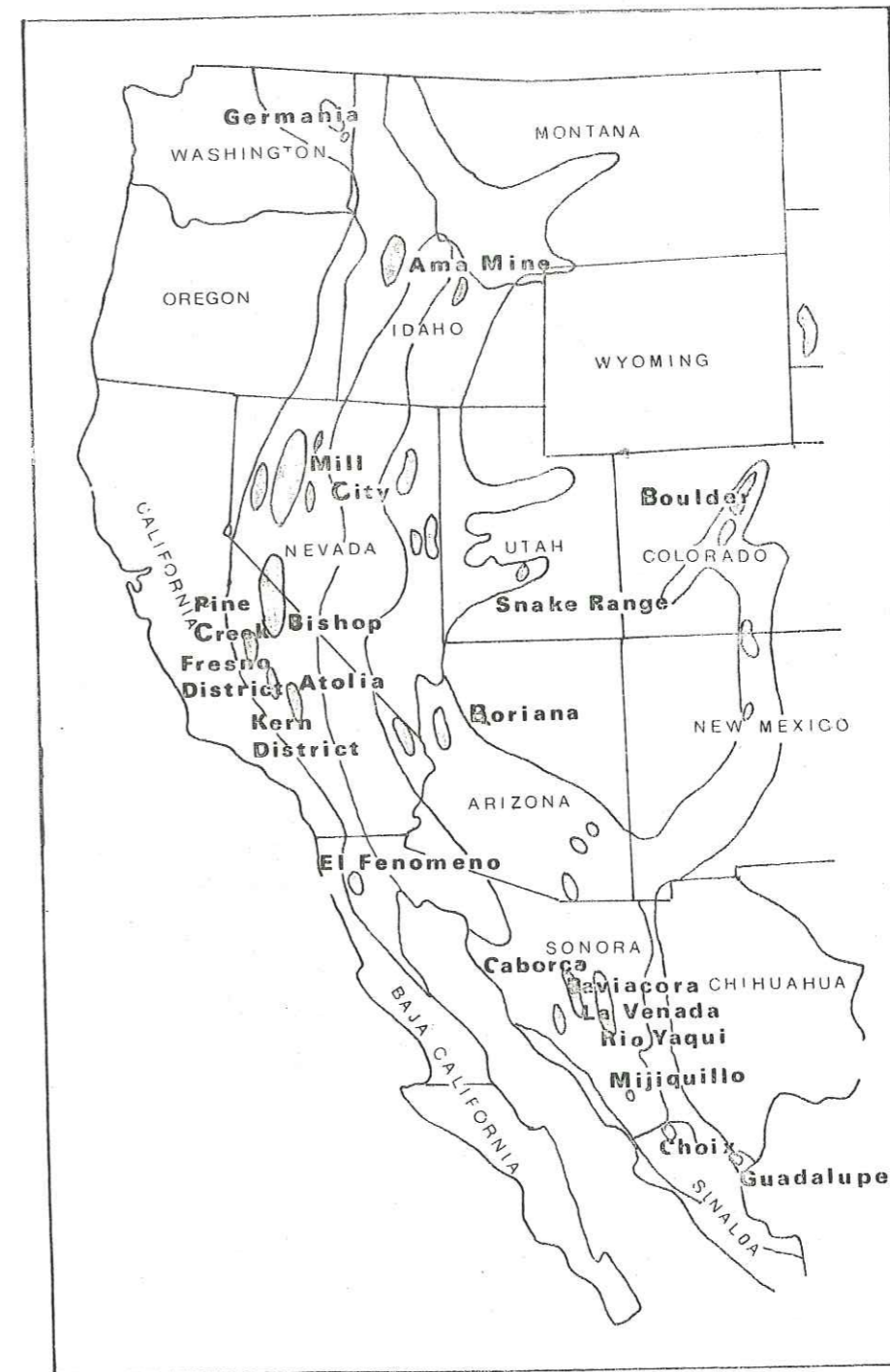


Fig. 39 Répartition du tungstène dans l'Ouest des USA et au Nord Ouest du Mexique, délimitant une ceinture métallogénique. Les régions les plus productives sont indiquées en sombre.

La troisième enfin correspond à la mise en place de dykes lamprophyriques et est donc largement postérieure aux précédentes; si dans ce dernier cas, on peut avancer qu'il y a eu mobilisation locale de la minéralisation de la première phase, il est difficile de dire si la scheelite associée au quartz provient également d'une remobilisation ou bien a été déposée lors d'une venue minéralisante indépendante de la première.

IV - LES GISEMENTS DE TUNGSTENE DU SECTEUR DANS LE CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL -

Au cours de nos explorations géologiques entre Hermosillo et Sahuaripa, nous avons repéré plus d'une vingtaine d'indices de scheelite et de mines de tungstène exploités autrefois. Il va de soi que cet inventaire est loin d'être complet et on peut estimer que les probabilités de découvrir des gisements du type de celui de La Venada sont élevées, surtout si certaines zones d'accès actuellement difficile, sont viabilisées.

Du point de vue géologique, on constate qu'un bon nombre de ces gisements jalonnent plus ou moins les intrusions granitiques suivant une direction NNW qui correspond grossièrement à celle des chaînes de montagnes et des vallées parallèles.

Ils se localisent soit dans des "roof pendants" baignant dans un granite intrusif soit dans des séries paléozoïques carbonatées recoupées par des granodiorites. Les minéralisations sont toutes représentées par de la scheelite disséminée dans des skarns à grenats ou de l'épidote; cependant, quelques gisements de type pegmatique sont signalés.

L'ensemble de ces indices repérés dans notre secteur et de quelques mines connues situées aux alentours dans l'Etat de Sonora nous permet de délimiter une ceinture métallogénique qui, à notre avis vient se rattacher, sans discontinuité à celle qu'a déterminée KERR (1946) à partir des districts miniers des Montagnes Rocheuses des USA. (P.g. 39)

Cette province tungstifère traverse tout le Sonora, déborde sur l'Etat de Chihuahua à l'Est et sur la Basse Californie à l'Ouest et se prolonge jusqu'en Sinaloa au Sud.

Dans tous les cas, il s'agit de gisements de type pyrométasomatique ou skarn similaires à celui de La Venada.

CHAPITRE XII

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Nous allons maintenant tenter d'intégrer dans un schéma d'évolution géologique, les différentes données stratigraphiques, tectoniques, magmatiques et métallogéniques qui viennent d'être exposées au cours des chapitres précédents. Il va de soi qu'une part plus ou moins grande d'interprétation est intervenue dans l'élaboration de ce schéma géologique que nous proposons en guise de conclusion et d'hypothèse de travail.

I. LA PÉRIODE PRÉ - PALEOZOÏQUE

Nous ne disposons que de très peu de renseignements concernant l'histoire géologique de notre secteur avant l'ère paléozoïque. Les seuls témoins de cette période sont des roches cristallophylliennes (gneiss ocellés, micaschistes, migmatites) qui affleurent à l'Ouest, dans la Sierra de Mazatan et à l'Est aux alentours de la mine La Venada et que nous considérons comme les plus anciennes de notre secteur.

Ces formations montrent d'une part des paragenèses du faciès schistes verts et d'autre part des plis, des foliations et des linéations qui témoignent d'un dynamométamorphisme; de tels caractères n'ont été décelés dans aucun autre ensemble géologique de notre région. Ces roches cristallophylliennes représenteraient donc une partie du socle pré-paléozoïque dont il ne reste plus que quelques vestiges noyés au sein des masses ignées qui les auraient ramenées à la surface au cours de leur ascension.

Par comparaison avec des formations du même type décrites au Sud du Sonora et au Nord, notamment dans la région de Caborca - Altar et sur lesquelles ont été effectuées des mesures radiométriques, nous avons attribué aux roches de Mazatan et de La Venada un âge précambrien s. lato. , soit environ 1700 M.a. , date de la Révolution Mazatzal.

II. LA PÉRIODE PALEOZOÏQUE

La période paléozoïque est marquée par une longue phase de sédimentation monotone représentée par d'épaisses séries carbonatées; ces dernières, largement réparties, sont très développées et peuvent atteindre jusqu'à 2000 m d'épaisseur. Nous avons distingué deux grands types de calcaires :

- les calcaires feuilletés azoïques
- les calcaires sombres, biogènes, à lits de silex

- Les calcaires feuilletés, de couleur claire sont épais d'environ 150 m; souvent situés à la base ils n'ont pas livré de faune. Le métamorphisme de contact développé par les granites qui les recoupent a accentué le feuilletage originel en développant des silicates dans certains niveaux impurs

- Les calcaires sombres, à lits de silex, situés au dessus, peuvent atteindre 1500 m. Ils donnent une abondante faune composée de brachiopodes, crinoïdes, coraux, bryozoaires, blastoïdes et foraminifères; cette association nous permet de situer la sédimentation de ces roches dans le domaine littoral (limite circalittoral - infralittoral).

La découverte de fusulines (*Parafusulina*, *Schwagerinida*, *Pseudofusulina*, etc. . .) en divers points de la région (Las Rastras, Los Chinos, Martinez, Valuarte, La Tinaja) nous permet de donner à la partie supérieure de ces séries un âge wolcampien supérieur - léonardien inférieur. La présence de niveaux du Paléozoïque supérieur est donc acquise mais il est permis de supposer que la série descend jusqu'au Cambrien, lequel pourrait être représenté par les calcaires feuilletés.

Tout au long de cette période, les conditions de sédimentation ne semblent pas avoir été profondément modifiées ; notre secteur aurait été une plateforme stable où se seraient déposés ces calcaires dans des eaux chaudes et peu profondes. Vers la fin du Paléozoïque apparaissent certains niveaux gréseux ainsi que des biohermes ou bancs récifaux interstratifiés ; ils traduisent une modification et un déplacement des conditions de dépôt qui relèvent tantôt du domaine littoral détritique tantôt du domaine néritique récifal.

D'une manière générale, le type de sédimentation rencontré reflète le calme tectonique qui a régné durant pratiquement tout le Paléozoïque.

III . LE PERMOTRIAS

Le régime de sédimentation marine qui prévalait durant le Paléozoïque va être progressivement remplacé, dès le Permien, par un régime semi-continental ; cette période de transition est assurée par des formations gréseuses rouges et des conglomérats calcaires qui se déposent tout autour d'un golfe marin ouvert à l'Est et dont nous avons situé l'emplacement dans les limites de notre secteur.

Tandis que les faciès marins sont encore prévalents au centre de ce golfe, on observe en bordure une sédimentation de type semi-continental avec apparition à nouveau de grès rouges (*Sovechi*, *Valuarte*), de conglomérats à éléments calcaires (*San Pedro*, *El Aguajito*) et de niveaux calcaires réduits à quelques bancs interstratifiés (*La Sultana-Cerro de Oro*, *Sierrita de Lopez-La Verde* au NW de nos limites).

Ces formations, de faible épaisseur et moins répandues que les séries paléozoïques ont fourni une faune de crinoïdes et de brachiopodes indiquant un âge permien. Leurs caractères essentiellement détritiques, parfois deltaïques annoncent le grand changement paléogéographique qui interviendra au cours du Trias durant lequel se généralisera une sédimentation à caractère franchement continental.

IV . LE TRIAS

Les formations triasiques de notre secteur sont franchement différentes, du point de vue lithologique, des séries paléozoïques et indiquent un net changement des conditions de dépôt. Les calcaires ont disparu pour laisser place à des formations essentiellement grésodétritiques qui comprennent, outre des grès et des arkoses, des niveaux pélitiques ligniteux passant localement à de véritables couches de charbon.

Nous avons différencié trois formations principales qui, par leurs caractères lithologiques et pétrographiques, permettent, en l'absence de preuves paléontologiques, de les ranger dans la période triasique ; ce sont les Formations de *La Colorada* à l'Ouest, de *Matape* au Nord Est et l'unité allochtone de *Los Chinos* au Sud Est.

A - La Formation de La Colorada

C'est sans doute celle qui s'identifie le plus facilement avec les formations triasiques datées et reconnues au Sonora, notamment au Sud de notre secteur, près de *La Barranca*.

Cette Formation, représentée par des métaarkoses, des méta-quartzites, des méta-pélites graphiteuses et des cornéennes, est profondément disloquée par les intrusions granitiques et granodioritiques de *La Colorada*. Elle se trouve en prolongement structural de la Formation *Barranca* ou de ses équivalents, situés à quelques kilomètres au Sud, dans la *Sierra de Moradillas* (Mines de graphite de *El Cochi*) et qui ont été datés du Trias.

B - La Formation de Matape

Située plus au Nord, près du village de *Matape*, elle présente des caractères sédimentologiques et pétrologiques proches de ceux de *La Colorada*, avec des quartzites, des schistes micacés et charbonneux et une dominante de niveaux quartzomicacés.

Ces roches, comme à *La Colorada*, sont recoupées par un granite intrusif (granite de *Matape* mais le métamorphisme de contact qu'il y développe est sujet à controverses. En effet, il n'est pas toujours possible de dire si la biotite et la muscovite, très abondantes, sont détritiques ou métamorphiques. Nous avons cependant assimilé cette Formation de *Matape* aux autres formations triasiques de la région.

C - L'unité allochtone de Los Chinos

Cette unité, située au SE de notre secteur, se compose de méta-quartzites, de méta-pélites charbonneuses et d'argilites très plissotées et recoupées par les intrusions granodioritiques de *Martinez* qui y développent un métamorphisme de contact.

Contrairement aux autres formations, celle-ci est allochtone et se serait déplacée sous forme de nappe gravitaire depuis la région de *Santa Clara*, située à quelques dizaines de kilomètres au Sud où la présence de couches de charbon, parfois transformées en graphite, jouant un rôle lubrifiant, auraient permis ce déplacement. La mise en place de cette nappe serait probablement contemporaine de la phase névadienne.

En résumé, ces trois formations présentent des caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques qui permettent de les rapporter au Trias. Composées essentiellement de roches détritiques et charbonneuses, elles ont été affectées par un métamorphisme de contact développant des paragénèses similaires. Ainsi, on trouve de l'andalousite aussi bien à *La Colorada* qu'à *Matape* et à *Los Chinos* ; bien moins répandues que ne l'étaient les séries paléozoïques, elles reflètent des conditions de dépôt correspondant, semble-t-il, à de petits bassins intracontinentaux bien circonscrits, alimentés en alternance par des cours d'eau et par de brèves récurrences marines.

On peut faire correspondre cette modification de la sédimentation et son caractère détritique continental à un contrecoup de l'orogénèse sonoréenne ; cette dernière provoquerait l'émersion et le démantèlement de la plateforme paléozoïque permettant le comblement de divers bassins. En tous cas, il semble que cette région ait été, durant la phase sonoréenne, à l'abri de mouvements importants.

Avec cet épisode détritique prend fin, dans notre secteur, la période de sédimentation proprement dite qui, mis à part les rares niveaux de calcaires interstratifiés dans les laves crétacées, ne sera reprise qu'au cours du Pliocène avec le dépôt de la Formation *Baucarit*.

V . LA PERIODE PRE-LARAMIENNE OU MESOZOIQUE

Après les épisodes sédimentaires du Paléozoïque et du Trias, s'instaure dans notre secteur

une longue période d'activité magmatique durant le Jurassique et jusqu'au Crétacé Supérieur.

Dans la zone orientale (Domaine de la Sierra) un puissant volcanisme se manifeste par l'émission de volumineuses formations andésitiques auxquelles se mêlent des faciès pyroclastiques et épicycliques. Deux grands ensembles ont été individualisés.

A - La Formation d'Agua-Caliente.

Il s'agit d'une série volcanosédimentaire épaisse de plus de 3000 m et affleurant au NE. Elle se compose d'épaisses coulées andésitiques ou rhyodacitiques massives, régulièrement stratifiées, contenant parfois des galets bien roulés de calcaires paléozoïques; dans ces coulées s'intercalent des niveaux épicycliques (conglomérats, grès, grès pélitiques) ainsi qu'un récif corallien que nous avons découvert près du ranch Agua Caliente.

B - Le complexe de Novillo - Rebeico.

Ce complexe, situé au SE, est très épais lui aussi puisqu'il atteint près de 2000 m; il est composé surtout de laves andésitiques associées à de très volumineuses formations pyroclastiques (brèches, tufs, etc...). Nous y avons aussi noté la présence de niveaux gréseux très fins interstratifiés (Los Nogales, La Tinaja); à ce complexe, nous avons rattaché des microdiorites porphyriques qui constituent l'équivalent semi-intrusif des laves andésitiques et qui pourraient s'être mises en place en même temps que ces dernières sous forme de laccolites.

Ces deux formations, de type volcanosédimentaire, se sont mises en place dans un environnement sub-aquatique ou sub-marin comme le prouvent la présence de galets de calcaire noyés dans les laves, celle de couches gréseuses ou pélitiques bien litées ainsi que celle d'un récif corallien interstratifié.

Quand on se dirige plus à l'Est dans la Sierra Madre, on constate que les faciès sédimentaires s'étendent et s'épaississent aux dépens des formations volcaniques; ainsi, sur la route de Sahuaripa, affleurent des séries calcaires contenant des huîtres d'âge crétacé. On peut donc dire que, dans la zone orientale, le volcanisme est de type semi-continental: les épanchements se sont effectués à proximité ou en bordure d'une mer chaude qui s'étendait à l'Est en direction de Chihuahua. Les passées calcaires récifales résulteraient de l'envahissement sporadique de cette mer provoqué par des mouvements épiorogéniques contemporains de la phase névadienne.

Quant à la zone occidentale (Domaine de la Côte), le volcanisme y est beaucoup moins développé et n'y étant pas accompagné d'épisodes sédimentaires, il s'y est donc déroulé dans un contexte nettement plus continental.

Les laves mésozoïques de cette région sont beaucoup moins épaisses et le métamorphisme de contact et/ou la propylitisation qui les ont affectées ont été plus intenses que dans la zone orientale.

En définitive, la période mésozoïque est surtout marquée par une intense activité magmatique dont il n'est pas possible de dire si elle a connu un paroxysme durant la phase névadienne; à cette dernière, il semble que seuls des mouvements verticaux d'abaissement et de soulèvement puissent être rattachés. En tous cas, c'est lors d'un soulèvement de la plateforme paléozoïque au Sud de notre secteur que se serait mise en place l'unité allochtone de Los Chinos.

VI. LA PERIODE LARAMIENNE

A la fin du Crétacé et au début du Tertiaire, notre secteur est d'une part le siège de nombreuses intrusions plutoniques à l'origine dans l'encaissant d'un métamorphisme de contact et de minéralisations, d'autre part est soumis aux effets d'une tectonique cassante. Ces phénomènes peuvent être rattachés à l'orogénèse laramienne s. lato.

A - Les intrusions plutoniques

Elles sont contemporaines ou légèrement postérieures aux épanchements volcaniques; (ceux-ci ont en effet commencé au Jurassique et se poursuivent encore à la fin du Crétacé.) Nous avons regroupé ces intrusions en quatre ensembles, qui sont, de l'Ouest vers l'Est:

- les intrusions de La Colorada
- les granites de Matape
- les granites du Puerto
- les granodiorites de Martinez

Morphologiquement, ces granites sont rarement en relief et le plus souvent forment des dépressions donnant ainsi l'impression de constituer le socle des formations plus anciennes qui les entourent; il ne s'agit pas de grandes masses circonscrites mais d'une succession de petits batholites coalescents qui, peut-être, sont réunis en profondeur.

Leur grain est généralement fin, leur texture équante, très rarement orientée. Ils renferment de nombreux "rospendants" ou enclaves de roches plus anciennes qui n'ont pas été digérées. Ces granites appartiennent tous à la famille calcoalcaline mais on peut y distinguer des granites sub alcalins, des granites monzonitiques, des granodiorites et parfois des diorites et des monzonites.

La répartition de ces diverses variétés n'obéit pas à de règles bien précises; toutefois, nous avons pu constater, à l'approche des séries carbonatées encaissantes un enrichissement en éléments calcoferromagnésiens corrélativement à l'appauvrissement en silice. Il s'agit là de phénomènes d'assimilation ou d'endomorphisme dont l'ampleur ne peut être estimée mais qui, en tout cas, affecte souvent une frange assez épaisse de la bordure des massifs.

Ces granites recoupent indifféremment les séries paléozoïques, triasiques ou jurassico-crétacées; les formations volcaniques tertiaires qui les recouvrent n'étant pas affectées par un métamorphisme de contact, ces granites sont donc antérieurs ^{à ces dernières} contemporains de la phase laramienne. Ils présentent d'ailleurs de nombreux points communs avec les intrusions les plus fréquentes du Nord Ouest du Mexique et de l'Arizona, lesquelles ont été datées laramiennes. Il ne nous a cependant pas été possible de reconstituer la chronologie relative de leur mise en place sauf en ce qui concerne les granites du Puerto qui semblent légèrement plus récents que ceux de Matape.

B - Le métamorphisme de contact

Toutes les intrusions citées plus haut recoupent les diverses formations géologiques; elles y développent un métamorphisme de contact d'intensité variable selon la nature de l'encaissant, son épaisseur ainsi que sa position vis à vis de la masse intrusive; une zonéographie précise n'a pu être établie.

1 - Dans les formations volcaniques

Les modifications pétrographiques et minéralogiques qui y sont produites par les intru-

sions se distinguent difficilement de celles produites par l'autopneumatolyse, l'altération hydrothermale ou la propylitisation, phénomènes très courants dans les séries andésitiques qui constituent chez nous la majorité des formations volcaniques. Le résultat est une roche de couleur vert foncé, dans laquelle toute trace de la texture et des constituants originels a disparu et qu'il est ainsi difficile d'identifier; ce sont les cornes vertes, particulièrement développées au Llano Colorado et à La Colorada.

a) - au Llano Colorado

Les cornes vertes réparties autour de la granodiorite intrusive montrent les principaux minéraux de métamorphisme suivants : albite + épidote + calcite + chlorite + biotite + amphibole. Ces paragenèses indiquent d'après MESNIER, 1974 des conditions de métamorphisme proches de la limite des faciès cornéenne à albite - épidote et hornblende.

b) - à La Colorada

Les cornes vertes y sont très répandues et résultent semble-t-il d'un flux thermique plus largement développé qu'à l'Est. Les minéraux rencontrés (chlorite + épidote + calcite + hornblende verte + albite + biotite + magnétite) résulteraient soit du métamorphisme de contact soit d'une propylitisation ou d'une combinaison de ces deux phénomènes.

2 - Dans les formations détritiques grésopélitiques

Les effets du métamorphisme de contact y sont également très variés; on a en effet formation soit de véritables cornéennes, soit de métasédiments.

a) - les cornéennes

Dans cette catégorie se rangent les cornéennes de La Colorada qui sont associées aux formations triasiques et qui se trouvent complètement disloquées et parfois même immergées sous forme de "roof pendants" dans les granodiorites ou granites intrusifs. La roche acquiert une couleur verdâtre et sa nature originelle n'est plus identifiable sans étude microscopique. Les minéraux déterminés (quartz + albite + actinote-trémolite + diopside-hédénbergite + épidote + magnétite) indiquent que les conditions du métamorphisme de contact sont, selon les cas, soit celles du faciès cornéenne à albite-épidote, soit celles du faciès cornéenne à hornblende.

b) - les métasédiments

Dans cette deuxième catégorie se rangent les formations de Matape, de La Colorada et de Los Chinos; la texture originelle de la roche est ici conservée; certains niveaux sont même épargnés de toute recristallisation; les autres donnent, suivant les cas, des métapélites, des métaarkoses ou des métaquartzites. Les principaux minéraux de métamorphisme rencontrés (graphite, andalousite, muscovite, biotite, magnétite, microcline) indiquent un métamorphisme correspondant au faciès cornéenne à albite-épidote supérieur.

3 - Dans les séries carbonatées

Le métamorphisme de contact est particulièrement développé dans les séries carbonatées paléozoïques où nous avons distingué trois catégories de roches :

- les marbres
- les marbres à silicates ou skarnoïdes
- les skarns

- Les marbres sont d'anciens calcaires purs qui ont simplement recristallisé.

- Les marbres à silicates ou skarnoïdes, montrent la présence de silicates de

métamorphisme répartis le plus souvent suivant le litage originel de la roche. On observe ainsi des lits de wollastonite, de grenats calciques (gossulaire ou andradite), de clinopyroxène (diopside) ou de clino-amphiboles (actinote-trémolite) qui résultent uniquement de la recombinaison in situ des divers constituants de certains niveaux "impurs" : calcite, dolomite, quartz, minéraux argileux.

Parfois certains silicates sont distribués irrégulièrement dans la roche en nuages plus ou moins diffus (idocrase, scapolite, phlogopite, chondrodite); ils résultent d'apports extérieurs issus du granite intrusif. Ces marbres à silicates sont donc le résultat d'une part de recristallisations topochimiques et accessoirement d'apports métasomatiques.

- Les skarns eux sont les produits exclusifs d'une métasomatose produite sur les calcaires par les fluides issus des magmas granitiques en fin de cristallisation. Il s'agit de roches généralement vert sombre dont les principaux constituants sont les silicates calciques ou ferro-magnésiens; certains d'entre eux ne sont constitués que d'un seul silicate : grenatites, diopsidites, etc; si les skarns se trouvent systématiquement en "sandwich" entre le granite et la série carbonatée encaissante, leur présence n'est pas systématique au contact des divers granites. Leur épaisseur dépasse rarement quelques dizaines de mètres et on y trouve très souvent des minéralisations en substances utiles.

Les paragenèses rencontrées aussi bien dans les skarnoïdes que dans les skarns sont très variées : nous avons pu identifier plus d'une vingtaine de minéraux : wollastonite, idocrase, forstérite, phlogopite, chondrodite, spinelle vert, grenats calciques (andradite-grossulaire), épidotes (clinozoïsité-pistachite), clinopyroxènes (diopside-hédénbergite), amphiboles (actinote-trémolite), scapolites, albite, antigorite, talc, calcite, sans compter les minéraux renfermant W, Cu, Mo, Fe. Ces paragenèses identifiées indiquent des conditions de métamorphisme proches de celles du faciès cornéenne à hornblende.

C - Les minéralisations en substances utiles

Elles se rencontrent principalement sous deux formes :

- en filons hydrothermaux
- dans les skarns

Dans les deux cas, elles sont associées aux intrusions granitiques post-crétacées et plus particulièrement à celles contemporaines de l'orogénèse laramienne, réputées pour leur activité minéralisatrice, notamment en Cu, Mo, et W. Il est cependant probable que certaines de ces minéralisations, Ag et Au entre autres, soient liées à des intrusions plus tardives, post-laramiennes.

1 - Minéralisations filoniennes

Elles sont contrôlées par les intrusions et se répartissent aussi bien dans les séries carbonatées paléozoïques que dans les formations sédimentaires permotriasiques ou volcaniques crétacées. Nous avons inventorié un très grand nombre d'indices à : Au, Ag, Cu, Mo, Sb, Pb, Zn, avec une très nette prédominance de l'or et de l'argent.

2 - Minéralisations dans les skarns

Les skarns sont souvent minéralisés en W, Mo, Cu, Fe. Dans notre secteur, il s'agit surtout de tungstène sous forme de scheelite (CaWO_4); nous avons pu inventorier plus de 20 indices ou anciens travaux miniers dans les skarns, au contact de granites et de séries carbonatées; ces indices ne se limitent pas seulement à la région étudiée mais se poursuivent au Nord et au Sud, délimitant ainsi une ceinture métallalogénique qui vient se rattacher sans discontinuité à la province tungstifère des montagnes rocheuses américaines.

L'étude détaillée de la mine La Venada, la seule actuellement en exploitation dans le secteur, nous a permis de noter les points suivants :

- * le skarn n'est pas uniformément minéralisé mais présente plutôt des poches, de forme ovoïde dans lesquelles les teneurs sont particulièrement élevées (+ de 3% de scheelite);
- * la distribution de la minéralisation n'obéit pas à des contrôles structuraux ou lithologiques : la scheelite est disséminée dans le skarn sous forme de petits cristaux mêlés aux silicates ferrocaltiques et magnésiens qui constituent la gangue;
- * la teneur en minerais sulfurés accessoires (pyrite, chalcoppyrite) augmente avec la profondeur;
- * il y a trois générations de scheelite : la première, la plus abondante, est liée à la "skarnisation", la seconde est associée au quartz hydrothermal, la troisième, la seule sans traces de molybdène, est contrôlée par des dykes lamprophyriques recoupants.

D - La tectonique.

Tout comme pour les périodes sonoréenne et névadienne, la période laramienne se caractérise par l'absence de plissements. Les séries antélaramiennes ne sont affectées que par une tectonique cassante qui les fragmente et les bascule. Certaines de ces failles produites ont, à notre avis, été de véritables linéaments permettant la mise en place de magmas ayant donné les batholites et les appareils volcaniques. Toutefois, l'étude de ces accidents laramiens est très délicate; en effet, ils sont souvent caractérisés par du matériel éruptif ou bien, ayant joué au Tertiaire lors d'une phase de "block faulting", leur activité laramienne n'est plus décelable. Il semble en tous cas que les ensembles morphotectoniques modelés durant la tectonique cassante tertiaire soient hérités de structures laramiennes.

VII . LA PERIODE POSTLARAMIENNE.

Après l'épisode laramien, un important volcanisme à tendance acide se manifeste; il est accompagné, vers le milieu du Tertiaire, d'une tectonique cassante de horsts et de grabens qui va imprimer à la région ses grands traits morphotectoniques actuels.

A - Le volcanisme.

Le volcanisme tertiaire est surtout développé à l'Est dans la Sierra Madre, qui est formée, rappelons-le, de très épaisses accumulations andésitiques à rhyolitiques.

La Formation de San Pedro comporte des laves porphyriques (dacites, rhyodacites, andésites), des tufs pyroclastiques, des grès et des conglomérats, le tout formant les "barrancas" si caractéristiques de la Sierra Madre.

A l'Ouest, le volcanisme médio-tertiaire est représenté par des andésites à amphibole, à pyroxène et des tufs pyroclastiques. On n'y retrouve plus d'épisode épicalastique interstratifié; la présence de termes à tendance basaltique dans les andésites annonce l'apparition d'un volcanisme bimodal (basaltes et ignimbrites) qui va remplacer le volcanisme intermédiaire (andésites) dès la fin du Tertiaire.

Vers la fin du Tertiaire (Miocène-Pliocène) se mettent en place des tufs soudés rhyolitico-ignimbritiques qui jalonnent le tracé des grandes failles normales apparues à la même époque. Ces formations acides se rencontrent près de Batuc à l'Est ainsi qu'à la Represa del Horno au Nord mais elles sont surtout représentées à l'Ouest près de La Colorada, sous forme de petites collines alignées sur plus de 30 Km, du Cerro Chivato au Cerro de la Mona. Ces tufs soudés se développent plus au SW dans le domaine côtier où ils recouvrent

des milliers de Km². Ils marquent une profonde modification dans la nature du volcanisme qui était jusqu'à présent à tendance andésitique.

B - Le plutonisme.

Il est difficile de préciser quelle a été l'importance de l'activité plutonique post-laramienne; tout ce qu'on peut dire c'est qu'à l'Est, les granodiorites et complexes silico-bréchi-ques de San Pedro paraissent recouper les laves présumées tertiaires ainsi que les grandes lignes structurales de la région.

Au centre, le granite de Mazatan nous était d'abord apparu comme pouvant être d'âge tertiaire comme certains granites d'Arizona ou du Sonora, en raison en particulier de son gisement en coupole très régulière et très "fraîche"; en fait, la cataclase, voire la blastomylonitisation qui l'affecte et qui ne peut être qu'anté-paléozoïque, conduit à penser qu'il s'agit vraisemblablement d'un vieux matériel précambrien remonté en horst soit par la poussée de magmas laramiens ou post-laramiens, soit par le jeu de la tectonique cassante médio-tertiaire.

C - La tectonique.

A la mi-tertiaire se produisent de violents mouvements verticaux qui donnent à la région une structure en horsts et en grabens responsable de la formation des vallées et montagnes parallèles. Cette structure est déterminée par un système de failles normales, d'orientation NS à NW-SE, qui se prolongent sur plusieurs dizaines, voire centaines de kilomètres sans toutefois être visibles car "camouflées" par les produits d'érosion des blocs soulevés lesquels donnent les Sierras.

Dans les bassins qui correspondent aux compartiments abaissés, s'accumulent parfois sur plus de 3000 m des formations fluviolacustres, surtout conglomératiques (Formation Baucarit) produits du démantèlement des blocs soulevés.

En même temps que se déposent ces conglomérats, se manifeste un volcanisme basaltique dont les produits sont interstratifiés dans la Formation Baucarit (La Rancheria).

En définitive, la période tertiaire post-laramienne se caractérise par un diastrophisme très violent.

VIII . LE QUATERNAIRE.

Au Quaternaire, les dépôts conglomératiques continuent à s'accumuler dans les bassins où on note de légers mouvements verticaux qui provoquent une augmentation de la pente des cours d'eau et une érosion accrue des conglomérats plioquaternaires surélevés.

Pendant ce temps, le volcanisme basaltique qui avait débuté au cours du Pliocène se poursuit par intermittence jusqu'à l'époque historique en donnant de vastes plaines comme celles de la Sierra de Monterrey.

ANNEXES ET BIBLIOGRAPHIE

Faint, mostly illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page. Some words like "ANNEXES" and "BIBLIOGRAPHIE" are visible at the top.

BIBLIOGRAPHIE REGIONALE

SONORA

- AGUILERA, J.G., 1896 Itinerarios geologicos . Bosquejo Geologico de Mexico, Inst. Geol. Mexico, vol. 4, 5, 6, p. 118-119.
- * ALENCASTER, G., 1961 Paleontologia del Triásico superior de Sonora, pt. I; Estratigrafia del Triasico superior de la parte central del Estado de Sonora; pt. III: Fauna fosil de la formacion Santa Clara, Estado de Sonora. U.N.A.M., Inst. Geol. Mexico, Paleont. Mexicana, N°11, 18 & 33 pages.
- * ALLISON, E.C., 1964 Geology of areas bordering the gulf of California . Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem. 3, p. 3-25.
- * ALVAREZ, M.A., 1949 Notas sobre el Paleozoico mexicano . Ass. Mex. Geol. Petrol., Bol. 1, vol. 1, p. 47-56.
- AMERICAN ASSOCIATION ADVANCEMENT OF SCIENCE, 1969
Guidebook of northern Mexico, Sonoran desert region
Intern. Conf. Arid Lands in Changing World, Tucson, Arizona, Univ. Ariz., 53 pages.
- * ANDERSON, C.A., 1950 Geology of islands and neighboring land areas in "The 1940 E.W. Scripps cruise to the Gulf of Cal"
Geol. Soc. Amer., Mem. N° 43, vii, p. 1-23.
- * ANDERSON, T.H., SILVER, L.T., et al., 1969
Mesozoic magmatic events of the northern Sonora coastal region, Mexico
Geol. Soc. Amer., Abstr., pt. 7, p. 3-4.
- ANDERSON, T.H., SILVER, L.T., 1969
Reconnaissance survey of precambrian rocks of northwestern Sonora, Mexico
Geol. Soc. Amer., Abstr., vol. 2, N° 7, p. 484.
- ANDERSON, T.H., LEON, T., 1971
Preliminary history of precambrian rocks, Bamori region, Sonora, Mexico
Geol. Soc. Amer., Abstr., vol. 3, N° 2, p. 72-73.
- ANDERSON, T.H., SILVER, L.T., et al., 1972
Observaciones sobre los complejos cristalinos de Sonora y Oaxaca, Mexico
Soc. Geol. Mex., Conv. Nac., Mem. N° 2, p. 115-122.
- ANDERSON, T.H., SILVER, L.T., 1973
The Cananea granite implications of its precambrian age (abstr.)
Geol. Soc. Amer., Abstr., vol. 5, N° 7, p. 534.
- ANDERSON, T.H., SILVER, L.T., 1974
Late cretaceous plutonism in Sonora, Mexico and its relationships to circumpacific magmatism
Geol. Soc. Amer., Abstr., vol. 6, N° 5, p. 484.
- * ANGERMANN, E., 1904 Apuntes sobre el Paleozoico en Sonora . Inst. Geol. Mexico, Parergones, t. I, N° 3, p. 81-90.
- ANTUNEZ, E.F., 1942 Estudio geologico minero de la mina de Pilares en Nacozari, Sonora.
Mineria, vol. I, N° 1, p. 10-12.
- ANTUNEZ, E.F., et al., 1962 Pecblenda en rocas volcanicas del Terciario en el area de Granaditas, Estado de Sonora, Mexico
Int. Amer. Symp. Peac. Appl., Nucl. Energy, 4th Mexico, D.F., proc., vol. 1, Wash. D.C., P.A.U., p. 287.
- ARELLANO, A.R.V., 1946 Noticias geologicas del distrito de Altar, Sonora, Mexico . Soc. Geol. Mex., Bol. 12, p. 52-58.
- * ARELLANO, A.R.V., 1956 Relaciones del Cambriico de Caborca, especialmente con la base del Paleozoico : en El sistema Cambriico, su paleogeografia y el problema de su base
20ème Cong. Geol. Intern. Mexico, 1956, symp., t. 2, pt. 2, p. 509-527
- * ARVIDSON, R.E., MUTCH, T.A., 1974
Sedimentary patterns in and around craters from the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico.
Geol. Soc. Amer., Bull., vol. 85, N° 1, p. 89-104.
- AUSTIN, W.L., 1903 The ore deposits of Cananea (Sonora).
Eng. Min. Journal, vol. 76, p. 310-311 & A. I. M. E. Trans., vol. 33, p. 1070-1077.
- AVILA, J.T., 1972 Proyecto de exploracion por cobre en Sonora, Mexico
Soc. Geol. Mex., Conv. Nac., Mem., N° 2, p. 167-169.
- BARNAZA, Z.L., 1972 Las reservas carboniferas de Mexico (abstr.) . Soc. Geol. Mex., Conv. Nac., Mem., N° 2, p. 173.
- * BLASQUEZ, L.L., 1953 Estudio hidrogeologico de la region desértica y subdesértica del Estado de Sonora, Mexico.
in "Hydrologie des régions desertiques", 19ème Cong. Geol. Intern., Alger, 1952, Fasc. VIII, p. 15-23.

- * BLASQUEZ, L.L., 1959 Hydrogeologia de la regiones desérticas de Mexico . U.N.A.M., Inst. Geol. Mexico, Ann., t. XV, p. 26.
- * BONNEAU, M., 1971 Una nueva area cretácica fosilifera en el Estado de Sinaloa
Soc. Geol. Mex., Bol. 32, N° 2, p. 159-167.
- * BONNEAU, M., 1972 Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique
Bull. Soc. Geol. France, t. 7, vol. XIV, p. 55-65.
- BOTSFORD, C.W., 1911 Southern Sonora and Chihuahua . Eng. Min. Journ., vol. 92, p. 704-706.
- BRINSMADE, R.B., 1907 The Cananea copper deposits . Mines & Minerals, vol. 27, N° 4, p. 422-424 & N° 5, p. 464-569.
- BURCKHARDT, K., 1923 Quelques remarques critiques sur l'ouvrage de M.W. Fruedenberg, "Geologie von Mexico"
Mem. Succ. Antonio Alzate, vol. 41, 185 pages.
- * BURCKHARDT, K., 1930 Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain
Soc. Paléont. Suisse, Mem., 1ère partie, vol. 49, p. 39-42.
- COOLBAUGH, D.F., 1969 La Caridad Mexico's newest and largest copper ore deposit : an exploration case history (abstr.)
Min. Eng., vol. 21, N° 12, p. 63 & Am. Inst. Min. Metal. Eng., Trans., vol. 250, p. 133-138 (1971).
- COOPER, G.A., ARELLANO, A.R.V., 1946 Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, Mexico
Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 30, N° 4, p. 607-611.
- COOPER, G.A., ARELLANO, A.R.V., 1952 Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwestern Sonora, Mexico
Smith. Misc. Coll., vol. 119, N° 1, vi, 83 pages.
- COOPER, G.A., DUNBAR, C.O., et al., 1953 Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico.
Smith. Misc. Coll., vol. 119, N° 2, 106 pages.
- * COOPER, G.A., ARELLANO, A.R.V., et al., 1954 Paleontologia y estratigrafia del Cambriico de Caborca, norponiente de Sonora, parte 1 a
U.N.A.M., Inst. Geol. Mexico, Bol. 58, pt. Ia, 259 p. & Smith. Misc. Coll., vol. 119, N° 1, 124 pages.
- COOPER, G.A., ARELLANO, A.R.V., 1956 El Cambriico de Sonora . 20ème Cong. Geol. Intern. Mexico, 1956, livre guide Excurs. N° A 8.
- * COOPER, G.A., DUNBAR, C.O., et al., 1965 Fauna permica del Antimonio, Oeste de Sonora, Mexico.
U.N.A.M., Inst. Geol. Mexico, Bol. 58, Pt III, 117 pages.
- CRACRAFT, J., 1968 First record of the turkey Meleagris gallopavo from the Pléistocène of Mexico.
Condor., vol. 29, N° 3, p. 274.
- CSERNA, de, Z., 1960 Orogenesis in time and space in Mexico . Geol. Rundschau, vol. 50, p. 595-606.
- CSERNA, de, Z., 1961 Tectoni map of Mexico . Geol. Soc. Amer., N.Y., Map 1 : 2,500,000.
- * CSERNA, de, Z., KENT, B.H., 1961 Mapa geologico de reconocimientos y secciones estructurales de la region de San Blas y El Fuerte, Estados de Sinaloa y Sonora . U.N.A.M., Inst. Geol. Mexico, Carta Geol. y Minera, N° 4, 1/100,000.
- * CSERNA, de, Z., GUZMAN, E.J., 1963 Tectonic history of Mexico . Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem. 2, p. 113-129.
- DAMON, P.E., 1961 How old is the older Precambrian of Arizona and Sonora, Mexico (abstr.)
Jour. Geoph. Research, vol. 67, N° 4, p. 1634, & Am. Geoph. Union, Reunion in L.A., Cal.
- * DAMON, P.E., LIVINGSTON, D.E., GILETTI, B.J., 1962 Extension of the older Precambrian of the Southwest into Sonora, Mexico
Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 68, p. 158-159.
- * DAMON, P.E., MAUGER, R.L., BIKERMAN, M., 1964 K-Ar dating of Laramide plutonic and volcanic rocks within the Basin & Range province of Ariz. & Son.
Intern. Geol. Cong., 22nd. India, Report pt3, Proc., Sect. 3, p. 47-55.
- DAMON, P.E., et al., 1968 Correlations and chronology of ore deposits and volcanic rocks
U.S. At. Energy Commission, Ann. Rept., N° C00-689-100, p. 48.
- DRAKE, R.J., 1962 Non marine molluscs from La Playa site, Sonora, Mexico
South. Calif. Acad. Sci. Bull., vol. 60, pt. 3, p. 127-129.

- DOUGLAS, J., HUNT, T.S., 1887
The Sonora earthquake of May 3rd, 1887
Amer. Nat., vol. 21, p. 1104-1106, & *Britt. As. Report*, vol. 57, p. 712-713. (1888).
- * DUNBAR, C.O., 1939
Permian fusulines from Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 50, p. 1745-1760.
- DUNBAR, C.O., 1953
Giant permian fusulines from Sonora, Mexico. *Smith. Misc. Coll.*, vol. 159, N° 2, p. 18.
- * DUNBAR, C.O., et al., 1960
Correlations of the permian formations of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 71, p. 1763-1806.
- DUMBLE, E.T., 1900 (a)
Triassic coal and coake in Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 11, p. 10-14.
- * DUMBLE, E.T., 1900 (b)
Notes on the geology of Sonora, Mexico. *Amer. Inst. Min. Eng., Trans.*, vol. 29, p. 122-152.
- DUMBLE, E.T., 1900 (c)
Natural coke of the Santa Clara coal field, Sonora, Mexico,
Amer. Inst. Min. Eng., Trans., vol. 29, p. 546-549.
- * DUMBLE, E.T., 1901 (a)
Cretaceous of Obispo canyon, Sonora, Mexico. *Texas Acad. Sc., Trans.*, vol. 4, p. 82.
- * DUMBLE, E.T., 1901 (b)
Occurrence of oyster shells in volcanic deposits in Sonora, Mexico,
Texas Acad. Sc., Trans., vol. 4, p. 82.
- DUNBLER, R., 1968
The Sonoran desert, its geography, economy and people. *Tucson, Univ. Ariz. Press*, 1968, 462 pages.
- * EARDLEY, A.J., 1962
Structural geology of North America. *Harper & Row Ed.*, New York, 743 pages.
- EASTON, W.H., SANDERS, J.R., KNIGHT, J.B., MILLER, A.K., 1958
Mississippian fauna in northwestern Sonora, Mexico. *Smith. Misc. Coll.*, vol. 119, N° 3, 87 pages.
- ECHAVARRI, A.P., 1973
Petrography and alteration at La Caridad deposit, Naco, Sonora, Mexico (abstr.)
Min. Eng., vol. 25, N° 12, p. 57.
- ELSING, M.J., 1929
Secondary enrichment at Cananea, Sonora, Mexico. *Eng. Min. Journ.*, vol. 127, N° 3, p. 509-513.
Mining World, vol. 1, N° 9, p. 460-463. & *Eng. Min. Journ.*, vol. 130, N° 6, p. 285-288 (1930).
- EMMONS, S.F., 1906
Los Pilares mine, Naco, Sonora, Mexico. (abstr.)
Econ. Geol., vol. 1, p. 629-643. & *Eng. Min. Journ.*, vol. 82, p. 1066-1067.
- EMMONS, S.F., 1910
Cananea mining district of Sonora, Mexico. (abstr.)
Econ. Geol., vol. 5, p. 312-356. & *Eng. Min. Journ.*, vol. 90, p. 402-404.
- ENGINEERING & SCIENCE, 1952
Collapsed volcano, Mexico. *Engineering & Science*, vol. 15, N° 15, p. 13-16.
- * FLEISHER, R., 1972
Rapport San Felipe, Sonora, Mexique. *Rapport interne, Cia Minera Penaverde, Hermosillo*, pages.
- * FLORES, T., 1929
Reconocimientos geologicos en la region central del Estado de Sonora
Inst. Geol. Mexico, Bol., 49, 267 pages.
- FLORES, T., 1940
Algunas notas acerca de una region aurifera de la parte central del Estado de Sonora, Mexico
Inst. Geol. Mexico, Anuario 1935 - 1936, p. 260-264.
- * FRIES, C., 1961
Resena de la geologia del Estado de Sonora con enfasis en el Paleozoico
Assoc. Mex. Geol. Petrol., Bol. N° 11, 12, p. 257-273.
- * FRIES, C., 1962
Estudios geocronologicos de rocas mexicanas. *U.N.A.M., Inst. Geol. Mexico, Bol.*, 64, 151 pages.
- GABB, W.M., 1864
Triassic and cretaceous fossils of California and adjacent territories
Calif. Geol. Survey, Paleont., vol. 1, p. 28.
- GABB, W.M., 1869
Notes on some mexican cretaceous fossils with descriptions of new species
Calif. Geol. Survey, Paleont., vol. 2, p. 257-276.
- * GAINES, R.J., 1965 (a)
Mineralisation de telurio en la mina La Moctezuma, cerca de Moctezuma, Sonora,
U.N.A.M., Inst. Geol. Mexico, Bol., 75, pt. I, p. 1-15.
- GAINES, R.J., 1965 (b)
Tellurium mineral from Moctezuma, Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 68, p. 233.
- GAINES, R.J., 1969 (a)
A new tellurite mineral from Sonora, Mexico. *Amer. Miner.*, vol. 54, N° 5-6, p. 697-701.
- GAINES, R.J., 1970
The Moctezuma tellurium deposit. *Mineral Rec.*, vol. 4, N° 2, p. 45.
- GAINES, R.J., 1969 (b)
Cliffordite, a new mineral from Moctezuma, Sonora, Mexico. *Amer. Miner.*, vol. 54, N° 5-6, p. 697-701.
- GAINES, R.J., 1971
Schmitterite, a new tellurite from Moctezuma, Sonora, Mexico
Amer. Miner., vol. 56, N° 3-4, p. 1828-1909.

- GAINES, R.J., DONNAY, G., HEY, M.H., 1969
Sonoraite. *Amer. Miner.*, vol. 53, N° 12, - 11, p. 1828-1909; & *Carnegie Inst., Wash. Yearbook* 67, p. 233.
- GALBRAITH, F.W., 1959
Craters of the Pinacates, Mexico.
South. Ariz. Guidebook II, Ariz. Geol. Soc., Digest, 2nd Ann., p. 160-164.
- GARFIAS, V.R., CHARPIN, T.C., 1949
Geologia de Mexico. Ed. Jus, Mexico, 202 pages.
- * GASTIL, R.G., LEMONE, D.V., STEWARD, W.J., 1973
Permian fusulinids from near San Felipe, Baja California, Mexico
Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., vol. 67, N° 4, p. 746.
- GAWARECKI, S.J., 1970
Geologic interpretation of Apollo VI stereography from Baja California to West Texas
Eath Res. Progr., 3d ann., Sec. 15, vol. 1, *Geol. & Geogr., Houston, Tex., NASA, Msc.* 035742 - p. 15-1.
- GENTRY, D.W., 1973
The determination of residual stresses in the vicinity of the 755 breccia pipe at Cananea, Sonora
Ph. Doctoral, 1972, Arizona.
- * GIANELLA, P., 1960
Faulting in northeastern Sonora, Mexico, in 1887 (abstr.)
Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, N° 12, pt. 2, p. 2061.
- * GILETTI, B.J., DAMON, P.E., 1961
Rubidium-Strontium ages of some basement rocks from Arizona and northwestern Mexico
Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 72, N° 5, p. 639-643.
- GOMEZ, M., 1971
Sobre la presencia de estratos marinos del Mioceno en el Estado de Sonora, Mexico
Rev. Inst. Mex. Petroleros, vol. 3, p. 77-78.
- * GUTMANN, J.T., JAHNS, R.H., 1969
Eruptive sequence at Crater Elegante, a small caldera in northern Mexico. (abstr.)
Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 121, p. 123.
- GUTMANN, J.T., 1972 (a)
Eruptive history and petrology of Crater Elegante, Sonora, Mexico
Ph. Doctoral, 1972, Stanford.
- GUTMANN, J.T., 1972 (b)
Giant phenocrysts from basaltic lavas at Crater Elegante, an argument for rapid growth of large crystals at shallow depths. *Geol. Soc. Amer., Abstr.*, vol. 4, N° 7, p. 522.
- HARRIS, D.C., NUFFIELD, E.W., 1972
Bambollaite, a new telluro-selenide. *Can. Miner.*, vol. 1, pt. 4, p. 738-742.
- * HAYES, P.T., 1970
Cretaceous paleogeography of southeastern Arizona and adjacent areas
U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 658 B, p. 34-35.
- HERTLEIN, L.G., EMERSON, W.K., 1956
Marine pleistocene invertebrates from near Puerto Penasco, Sonora, Mexico
San Diego Soc. Nat. History Trans., vol. 12, N° 8, p. 154-176.
- HESS, F.L., 1909
Graphite mining near La Colorada, Sonora. *Eng. Mag.*, vol. 28, p. 26-48.
- HUMPHREYS, E.W., 1916
Triassic plants from Sonora, Mexico, including a Neocalamites not previously reported from N. America,
N. Y. Bot. Garden, Mem., vol. 6, p. 75-78.
- HYNES, D.P., 1912
Notes on the geology of the Mina Mexico vein, Sahuaripa district of Sonora, Mexico
Econ. Geol., vol. 7, p. 280-286.
- * IMLAY, R.W., 1939
Paleogeographic studies in northeastern Sonora. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 50, p. 1723-1744.
- * IMLAY, R.W., et al., 1960
Correlations of the cretaceous formations of the Pacific Coast (USA and northwestern Mexico)
Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 71, p. 1491-1540.
- IVES, R.L., 1951
High sea levels of the Sonoran shore, Mexico. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 249, N° 3, p. 215-223.
- IVES, R.L., 1956
Age of Cerro Colorado crater, Pinacate, Sonora, Mexico. *Amer. Geoph. Un., Trans.*, vol. 37, p. 221-223.
- IVES, R.L., 1959
Shell dunes of the Sonoran shore, Mexico. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 257, N° 6, p. 449-457.
- IVES, R.L., 1964
The Pinacate region, Sonora, Mexico. *Calif. Acad. Sci., Occas. Paper* 47, 43 pages.
- IVES, R.L., 1965
The Lava desert of Pinacate, Sonora, Mexico. *Pacif. Discovery*, vol. 18, N° 1, p. 18-24.
- JAHNS, R.H., 1969
Collapse depressions of the Pinacates volcanic field, Sonora, Mexico
Ariz. Geol. Soc. Digest, 2nd Ann., Southern Ariz. Guidebook II, L.A. Heindl Ed., p. 165-184.
- JAWORSKI, E., 1929
Eine Liasfauna aus Nordwest Mexico. *Schweizer Paleont., Gessel. Abh.*, vol. 48, p. 1-12.

- * KELLER, W.T., 1928 Stratigraphische beobachtungen in Sonora, Nordwest Mexico *Ecol. Geol. Helvetiae*, vol. 21, p. 327-335 & *Soc. Helv. Sci. Nat., Actes*, 109ème Sess., p. 170-172.
- KELLEY, V.C., 1935 Paragenesis of the Colorado copper sulphides, Cananea, Sonora, Mexico *Econ. Geol.*, vol. 30, N° 6, p. 663-668.
- KELLY, A.O., 1952 Mysterious Crater Elegante, Mexico. *Sci. Monthly*, vol. 74, N° 5, p. 291-296.
- * KING, P.B., 1942 Tectonics of northern Mexico. *Proc. 8th. Amer. Sci. Congr.*, Wash, D.C., vol. 4, p. 395-398.
- * KING, P.B., 1947 Carta geologica de la parte septentrional de la Republica Mexicana U.N.A.M., Inst. Geol. Mexico, *Cartas Geol. & Miner.*, N° 3, Mexico.
- KING, P.B., 1968 Regional relationships of an ancient massif in northwestern Sonora, discussion of paper by R.G. Gastil & R.H. Merriam. *Conf. Geol. Probl. San Andreas Syst. Fault, Stanford, Calif., 1967. Proc.*, vol. 11, p. 288-9.
- * KING, P.B., 1969 The tectonics of North America: a discussion to accompany the tectonic map of N.A., 1/500,000. U.S. Geol. Survey, *Prof. Paper* 628, p. 1-94.
- * KING, R.E., 1934 Geological reconnaissance in central Sonora. *Amer. Journ. Sci.*, 5th Sess., vol. 28, p. 81-101.
- * KING, R.E., 1939 Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 50, p. 1625-1722.
- * KING, R.E., 1942 Paleozoic stratigraphy of Mexico. *Proc. 8th. Amer. Sci. Congr.*, Wash, D.C., vol. 4, p. 109-119.
- * KING, R.E., 1949 Pretertiary history of Sierra Madre Occidental of Sonora & Chihuahua and some adjacent part of central Sonora. *Proc. 6th. Pacif. Sci. Congr.*, vol. 1, p. 217-222.
- KLUG, H., 1972 Geomorphologische beobachtungen in suedlichen randgebiet der Wueste Sonora, Mexiko. *Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, Schr.*, vol. 42, p. 35-46.
- LEE, M.T., 1912 A geological study of the Elisa mine, Sonora, Mexico. *Econ. Geol.*, vol. 7, N° 4, p. 324-329.
- LIVINGSTON, D.E., 1974 K-Ar age and Sr isotope of La Caridad compared to other porphyry copper deposit of the southern Basin and Range province (abstr.). *Geol. Soc. Amer., Abstr.*, vol. 6, N° 3, p. 208.
- * LOCHMAN, C., 1956 The Cambrian of the rocky mountains and SW desert of USA and adjoining Sonora province, Mexico 20ème Congr. Geol. Intern. Mexico, 1956, tome II, p. 529-553.
- * LOPEZ, R.E., 1969 Marine paleozoic of Mexico. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 53, N° 12, p. 2399-2417.
- * LOWELL, D.J., 1974 Regional characteristics of porphyry copper of the Southwest. *Econ. Geol.*, vol. 69, N° 5, p. 601-607.
- McANULTY, W.N., HOFFER, J.M., 1972 A new Howlite occurrence in Sonora, Mexico. *Soc. Geol. Mex., Bol.*, vol. 33, N° 1, p. 21-24.
- * McGEE, W.J., 1896 Expedition to Seriland, Sonora. *Science, n.s.*, vol. 3, p. 493-505.
- * McGEE, W.J., 1897 Sheetflood erosion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 8, p. 87-112.
- * McKEE, E.D., 1951 Sedimentary basins of Arizona and adjoining areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 62, p. 481-506.
- MALDONADO-K., M., 1953 Formaciones con fusulinidos del permocarbonifero superior de Mexico. *Ciencia*, vol. 12, N° 9-10, p. 235-248.
- * MALDONADO-K., M., 1954 Nomenclatura, bibliografia y corelaciones de las formaciones arqueozoicas y paleozoicas de Mexico *Ass. Mex. Geol. Petrol., Bol.*, vol. 16, p. 113-138.
- MALPICA-C., V.M., GUTIERREZ E.M., 1972 Fisiografia y sedimentos recientes de la region de Agiabampo, Sonora *Soc. Geol. Mex., Conv. Nac., Mem.*, N° 2, p. 176.
- MANDARINO, J.A., WILLIAMS, S.J., 1961 Five new minerals from Moctezuma, Sonora, Mexico. *Science*, vol. 133, N° 3469, p. 2017.
- MANDARINO, J.A., WILLIAMS, S.J., 1962 Tellurium mineral from Moctezuma, Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 68, p. 233.
- MANDARINO, J.A., WILLIAMS, S.J., MITCHELL, R.S., 1962 *Spiroffite*, a new tellurite mineral from Moctezuma, Sonora, Mexico in *Misc. Papers, Intern. Miner. Ass., 3rd Gen. Meet., Wash, D.C., 1962* *Miner. Soc. Amer., Spec. Paper* 1, p. 205-209, (1963) & *Amer. Miner.*, vol. 47, N° 1-2, p. 196 (1962)
- MANDARINO, J.A., et al., 1962 Denningite, a new tellurite mineral from Moctezuma, Sonora, Mexico *Can. Miner.*, vol. 7, pt 3, p. 443-452 & vol. 7, pt 2, p. 340-341 (abstr.) *Can. Min. Metall. Bull.*, vol. 55, N° 599, p. 202-203.

- MANDARINO, J.A., MATZAT, E., WILLIAMS, S.J., 1969 Zemmaite, a new tellurite mineral from Moctezuma, Sonora, Mexico *Canad. Miner.*, vol. 10, pt 1, p. 139-140.
- MAPES, V.E., 1972 Yacimientos minerales de los estados fronterizos del Norte de Mexico *Soc. Geol. Mex., Conv. Nac., Mem.*, N° 2, p. 177-178.
- MATHEZ, A., 1903 Geology of the Cananea (State of Sonora, Mexico). *Min. Sci. Press*, vol. 80, p. 352-353.
- MASON, B.H., VITALIANO, C.H., 1952 Bistromite, magnesium antimonates, a new mineral, Mexico. *Amer. Miner.*, vol. 37, N° 1-2, p. 53-57.
- MENICUCCI, S.G., 1974 Les gisements de tungstène au Sonora Central; etude de la mine La Venada *Rapport Interne, Cia Minacor, Hermosillo, 1974*, 30 pages.
- MERRIAM, R.H., 1965 San Jacinto fault in northwestern Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, vol. 76, N° 9, p. 1051-1054.
- MERRIAM, R.H., 1968 Geologic reconnaissance of northwestern Sonora, Mexico in "Conference on geologic problems of San Andreas Fault system, Stanford, Calif.", *Proc., Standf. Univ. Pr., Geol. Soc.*, vol. 11, p. 287.
- MERRIAM, R.H., 1969 Source of sand dunes of southeastern California and northwestern Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 80, N° 3, p. 531-534.
- * MERRIAM, R.H., 1972 Evidence for 200 miles of right lateral displacement on faults of the San Andreas zone in SW Sonora *Geol. Soc. Amer., Abstr.*, vol. 4, N° 3, p. 198.
- * MERRIAM, R.H., 1972 Reconnaissance geologic map of the Sonoyta quadrangle, northwest Sonora, Mexico *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, N° 11, p. 3533-3536.
- * MERRIAM, R.H., CHANDLER, P.B., 1971 Thrust faults in northwestern Sonora, Mexico (abstr.). *Geol. Soc. Amer., Abstr.*, vol. 3, p. 160.
- MERRIL, F.J.H., 1905 Geology of Sonora, Mexico. *Eng. Min. Journ.*, vol. 80, p. 876.
- MERRIL, F.J.H., 1906 The Copete district, Central Sonora. *Eng. Min. Journ.*, vol. 82, p. 628-629.
- MERRIL, F.J.H., 1907 Shear zones in Sonora. *Eng. Min. Journ.*, vol. 83, p. 583.
- MERRIL, F.J.H., 1908 Metamorphic range in Sonora, Mexico. *Min. Sci. Press*, vol. 96, p. 296.
- * MESNIER, H.P., 1974 Contribution à l'étude de l'altération des indices cuprifères présents dans le district de Granel, Sonora Central, Mexique. *Univers. Paris IV., Thèse Doct. Spec.*, 241 pages.
- * MILLER, A.K., 1945 A permian ammonoid from Sonora, Mexico. *Journ. Paleont.*, vol. 19, N° 1, p. 14-21.
- * MILLER, H.W., 1961 Belemnoides del Triasico superior del Estado de Sonora U.N.A.M., Inst. Geol. Mexico, *Paleont. Mexicana*, N° 11, pt 4, p. 1-13.
- MISHLER, R.T., 1920 Geology of El Tigre district, Sonora, Mexico. *Min. Sci. Press.*, vol. 121, p. 593-591.
- MITCHELL, G.J., 1924 Primary chalcocite at Cananea, Sonora. *Eng. Min. Journ. Press.*, vol. 117, N° 72, p. 880-892.
- MITCHELL, G.J., 1928 The geology of Sonora. *Science, n.s.*, vol. 76, p. 373.
- * MULCHAY, R.B., VELASCO, J.R., 1954 Sedimentary rocks at Cananea, Sonora, Mexico, and tentative correlation with the section at Bisbee and Swisshelm Mountains, Arizona. *Min. Eng., A.I.M.E. Trans.*, p. 628-632.
- MULLERIED, F.K.G., 1953 El paleozoico de Mexico (abstr.). 19ème Congr. Geol. Intern. Alger, 1952, *Cptes Rend., s. 2, f. 2*, p. 187.
- NICHOLS, E.H., MAYNARD, M., 1963 Hydrography and sedimentology of Sonora Lagoons, Mexico (abstr.) *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 73, p. 210-211.
- ORDONEZ, G., 1936 Principal physiographic provinces of Mexico. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 35, N° 8, p. 1723-1780.
- ORDONEZ, G., ULLOA-ARREDONDOS, 1956 Notas sobre la geologia del Estado de Sonora y la peninsula de Baja California 20ème Congr. Geol. Intern. Mexico, D.F., 1956, *Excurs. A1, C4*, p. 11-31.
- ORDONEZ, G., 1962 Notas sobre las perspectivas para el descubrimiento de districtos cupriferos en la Republica Mexicana. *Soc. Geol. Mex., Bol.*, vol. 25, N° 2, p. 121-133.
- PAREDES, T., 1920 El Carbon, la grafita (sic) de Sonora. *Bol. Minero*, vol. 9, p. 608-613.
- PESQUERA, V.R., CARBONEL, C.M., 1960 Geologia y explotacion de los depositos de carbon de la region de San Marcial, Estado de Sonora. *Con. Rec. Nat. No. Renovables (Mex.)*, Bol. 59, 41 pages.

- POND, A., 1965 Deserts, silent lands of the World. W.W. Norton & Co. Inc., Ed., New York, 157 pages
- POOLE, F.G., HAYES, P.T., 1971 Depositional framework of some paleozoic strata in northwestern Mexico and southwest USA (abstr.) Geol. Soc. Amer., Abstr., vol. 3, N° 2, p. 19.
- PYE, W.D., 1959 Catalog of principal sedimentary formations names in southern Arizona and northern Sonora, Mexico Ariz. Geol. Soc., Digest, 2nd Ann., South. Ariz. Guidebook II, p. 274-281.
- PYE, W.D., 1959 Marine sedimentation in southern Arizona Ariz. Geol. Soc., Digest, 2nd Ann., South. Ariz. Guidebook II, p. 5-11.
- * REESIDE, J.B., et al., 1957 Correlations of the Triassic formations of North America, exclusive of Canada Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 68, N° 11, p. 1451-1514.
- REMOND DE CORBINEAU, A., 1866 Notice of geological exploration in northern Mexico Calif. Acad. Sci. Proc., 1st Sect., vol. 3, p. 244-257 & Amer. Journ. Sci., vol. 42, p. 261-264.
- ROCHA, V.S., 1953 (a) El yacimiento de tungsteno El Nacimiento, municipio de Ciudad Obregon, Sonora Mex. Inst. Nat., Inv. Rec. Minerales, Bol. N° 34, p. 9-19.
- ROCHA, V.S., 1953 (b) El yacimiento de cobre Filadelfia, municipio de Alamos, Sonora Mex. Inst. Nat., Inv. Rec. Minerales, Bol. N° 34, p. 1-8.
- * RUSNAK, G.A., FISHER, R.L., 1964 Structural history and evolution of the gulf of California Amer. Ass. Petr. Geol., Mem., N° 3, p. 144-156.
- * SALAS, G.A., 1968 Areal geology and petrology of the igneous rocks of the Santa Ana region, northwestern Sonora, Mexico Soc. Geol. Mex., Bol., vol. 131, N° 1, p. 11-63.
- SALAS, G.A., HOOLISTER, V., 1972 Alteration minerals as ore guides in the porphyry copper province of northern Sonora, Mexico Intern. Geol. Congr., Progr., - Congr. Geol. Intern., Proc., Miner. Dep., - Gites Miner., Sect. 4, N° 24, p. 268
- * SAEGART, W.E., SELL, J.D., KILPATRICK, B.E., 1974 Geology and mineralisation of La Caridad copper deposit, Sonora, Mexico Econ. Geol., vol. 69, N° 7, p. 1060-1077.
- SANTILLAN, M., 1936 Synopsis of geology of Mexico. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., vol. 20, p. 394-402
- SELF, E.D., 1894 A visit to the falls of Basaseachic. N. Y. Acad. Sci., Trans., vol. 13, p. 148-151.
- SHAKEL, D.W., HARRIS, K.M., 1971 Revised minimum age of Cerro Colorado crater, Pinacate volcanic field northwestern Sonora, Mexico Ariz. Geol. Soc., Digest, vol. 9, p. 259-265.
- SHAKEL, D.W., HARRIS, K.M., 1972 Postherd evidence for minimum age of Cerro Colorado crater, Pinacate volcanic field, NW Sonora, Mex, Geol. Soc. Amer., Abstr., vol. 4, N° 1, p. 408.
- SHREVE, F., 1951 Vegetation of the Sonoran Desert. Carnegie Inst. Wash. Publ., 591 pages.
- SHREVE, F., WIGGINS, I.L., 1964 Vegetation and flora of the Sonoran Desert. Standf. Univers. Press., 2 vols., 1740 pages.
- * SILVA, A., 1961 Flora fosil de la Formacion Santa Clara (Carnico) del Estado de Sonora U.N.A.M., Inst. Geol. Mexico, Paleont. Mexicana, N° 11, pt II, 48 pages.
- SMITH, D.L., ROY, R.F., BRUNE, J.N., 1972 Heat flow in northwestern Mexico. Geol. Soc. Amer., Abstr., vol. 4, N° 7, p. 670
- SMITH, D.L., 1973 The vertical distribution of heat flow and heat production in northwestern Mexico Diss. Abstr., Int., vol. 33, N° 7, p. 3152 & Doctoral Ph., 1972, Minnesota.
- * SOBEL, H.L., HARRIS, D., 1973 A subjective probability appraisal of metal endowment of northern Sonora Econ. Geol., vol. 68, N° 2, p. 222-241.
- SRINIVASAN, B., ALEXANDER, E.C., MANUEL, O.K., 1972 Te 130 - Xe 130 age determination of Tellurium minerals. Econ. Geol., vol. 67, N° 5, p. 592-596.

- STANCIOFF, A., PASCUCCI, R., RABCHEUSKY, G., 1974 E.R.T.S. application to mineral exploration in Sonora, Mexico. in Management and utilisation of remote sensing data. Am. Soc. Photogramm., p. 313-332, Falls Church, Va.
- STOYANOW, A., 1942 Paleozoic paleogeography of Arizona. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 53, p. 1255-1282.
- SUMNER, J.R., 1971 Tectonic significance of geophysical investigations in Southeastern Arizona and northwestern Sonora, Mexico, at the head of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer., Abstr., Vol. 3, p. 204-205.
- SWITZER, G.S., SWANSON, H.E., 1960 Paratellurite; a new mineral from Mexico. Amer. Miner., vol. 45, N° 11-12, p. 1272-1274.
- TALIAFERRO, N.L., 1933 An occurrence of upper Cretaceous sediments in northern Sonora, Mexico. Journ. Geol., vol. 41, p. 12-37.
- TITLEY, S.R., 1972 Pre-ore environments of southwestern northamerican porphyry copper deposits in Miner. Deposits, Gites Miner., Sect. 4, Intern. Geol. Congr. - Congr. Geol. Intern., Progr., N° 24, p. 252-9.
- TORON, V.L., 1946 La cuenca carbonifera del Yaqui, Sonora, pt I, de Estudios de la zonas carboniferas de Mexico Inves. Indus. Banco de Mexico, SA XXI, 201 pages.
- TOWNSEND, R., 1968 Exploring Pinacate. Desert, vol. 31, N° 5, p. 30-31.
- TURNER, H.W., RANSOME, F.L., 1897 Description of the Sonora quadrangle. U.S. Geol. Survey, Geol. Atlas, Sonora, fol. N° 41, 5 pages
- * UNITED NATIONS, 1969 Survey of metallic mineral deposits in Mexico. N.Y., U.N. Publ., DF:SF:UN / 19, Mexico, Plan Z, zone 9
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 1970 Apollo VI photo map, west - east corridor from the Pacific Ocean to northern Louisiana U.S. Geol. Survey, 4 sheet, Wash. D.C.
- U.S. N.A.S.A., 1967 Earth photographs from Gemini III, IV, V. U.S.N.A.S.A., Publ., SP. 129, 266 pages.
- VALENTINE, W.G., 1936 Geology of the Cananea, Sonora, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 47, p. 53-86.
- VELASCO, J.R., 1956 Geology of the mineral of Cananea, Sonora, Mexico. Inst. Geol. Mexico, 20eme Congr. Geol., Exc. A1, C4.
- WADE, W.R., WANDKTE, 1919 Geology and Mining methods at Pinares mine. Amer. Inst. Min. Eng. Bull., N° 152, p. 1143-1169. & A.I.M.E. Trans., vol. 63, p. 382-407.
- WAITZ, P., 1940 Las condiciones geograficas de algunas boquillas de la parte nordeste del Estado de Sonora Irrigacion en Mexico, vol. 20, N° 2, p. 17-63.
- * WALKER, T.R., HONEA, R.M., 1969 Iron content of modern deposits in the Sonora desert; a contribution to the origin of red beds Geol. Soc. Amer., Bull., vol. 80, N° 3, p. 533-543.
- WANDKTE, A., 1925 The Caridad mine, Sonora, Mexico. Econ. Geol., vol. 22, p. 311-318.
- WARREN, H.W., 1932 Relations between silver content and tetraedrite in the ores of North Cananea Mining Co, Cananea, Son. Econ. Geol., vol. 27, p. 737-743.
- * WHITE, D.E., GUIZA, R., 1949 Antimony deposits of El Antimonio district, Sonora, Mexico. U.S. Geol. Survey, Bull. 962 B., p. 81-119 & Inst. Nac. Invest. Rec. Miner., Bol., N° 23, vol. 1, 48 pages
- * WIESE, H.J., CARDENAS, S., 1945 Los yacimientos de tungsteno en la parte Sur del Estado de Sonora Bol. Com. Direct. Inves. Rec. Miner. Mex., N° 3 (1946) & U.S. Geol. Survey, Bull., 946 D, p. 103-130.
- WILLIAMS, N. Jr., 1971 Geology of the northern Nacozari district, Sonora, Mexico. Diss. Abstr. Int., vol. 31, N° 11, p. 6697-6698.
- WILLIAMS, S.A., 1972 Zapatalite, a new mineral from Sonora, Mexico. Miner. Mag., vol. 38, N° 297, p. 541-544.
- WILLIAMS, S.A., 1973 Quetzacoalite, a new mineral from Moctezuma, Sonora. Miner. Mag., vol. 39, N° 303, p. 261-263.
- * WILSON, E.D., 1939 Precambrian revolution Mazatzal, in central Arizona. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 50, p. 113-164.
- * WILSON, I.F., ROCHA, V.S., 1949 Coal deposit of the Santa Clara district near Tonichi. U.S. Geol. Survey, Bull., 962 A, 80 pages & Traduct. Espagn., Bol. Com. Direct. Inves. Recur. Min. Mex., N° 9, 108 pages. (1946)
- WISSER, E., 1966 The epithermal precious metal province of northwest Mexico. Neva. Bur. Mines, Rpt. 13, pt C, p. 63-92
- WOOD, C.A., 1972 A geophysical investigation of MacDougal crater, Sonora, Mexico. Masters, 1972, Arizona.
- ZAVODNI, Z.M., 1971 Influence of geology structure on slope stability in the Cananea mining district, Cananea, Mexico Ph. Doctoral, 1971, Arizona.

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

- ANDERSON, C.A., 1966 Geology of the porphyry copper deposits of southwestern North America Univ. Ariz. press, Tucson, Arizona, p. 3-16.
- * ATWATER, T., 1971 Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western North America Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, p. 3513 - 3536
- * AUDEBAUD, E., et al., 1973 Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou - Bolivie) Rev. Geog. Phys. et Geol. Dyn., vol. XV, fasc. 1 - 2, p. 73-114, 197.
- * BAQUE, L., 1974 L'association andésitique cénozoïque du Loguduro et du Bosano (Sardaigne nordoccidentale) au sein de l'ensemble du volcanisme andésitique calcoalcalin de l'île. Trav. Lab. Sc. Terre St Jérôme, Marseille, N°9, p. . .
- * BATEMAN, A.M., 1949 Economic mineral deposits. John Wiley & Sons Eds., N.Y., p. 82.
- * BISCHOFF, J.L., et al., 1974 Tectonic elements of the central part of the Gulf of California Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 85, n° 12, p. 1893 - 1904.
- * CHOUBERT, G., et al., 1970 Colloque international sur les corrélations du précambrien. Notes & Mem., Serv. Geol., N° 229, Rabat
- * CHRISTIANSEN, R.L., LIPMAN, P.W., 1971 Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of western United States, pt 2, Late Cenozoic Royal Soc. London Transact., . . .
- * COATS, R.R., 1962 Magma types and crustal structure in the Aleutian arc, in The cruts of the Pacific Basin Amer. Geophys. Union, Geophys. Monog. 6
- * COOPER, J.R., 1971 Mesozoic stratigraphy in the Sierrita Mountains, Pima County, Arizona U.S. Geol. Survey, Prof. Paper n° 748, 35 pages
- * CROWELL, J.C., 1962 Displacements along the San Andreas Fault, Calif. Geol. Soc. Amer. Bull, Spec. Paper 71, 61 pages
- * DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMANN, J., 1963 Rock forming minerals, John Wiley & Sons, Eds, N.Y.,
- * DICKINSON, W.R., HATHERTON, T., 1967 Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. Science, N.Y., vol. 157, p. 801-803.
- * DICKINSON, W.R., 1970 Relations of andésites, granites and derivative sandstone to arc-trench tectonics Rev. Geophys. & Space Phys., vol. 8, p. 813-860.
- * DIETZ, R.S., 1961 Continent and ocean bassins evolution by spreading of the Sea floor. Nature, vol. 190, p. 854-857.
- * DREWES, H., 1972 Structural geology of the Santa Rita Mountains, southeast of Tucson, Arizona U.S. Geol. Survey, Prof. Paper N° 658 C, 81 pages.
- * ESKOLA, P., 1920 The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr. 6, p. 143-194
- * FOLK, R.L., 1959 Practical petrographic classification of limestones. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., vol. 43, p. 1-38.
- * FONTEILLES, M., 1971 Relations entre l'hydratation des magmas en milieu ouvert et leur activité métallogénique i in Les Roches plutoniques dans leur rapport avec les gites minéraux; Masson, Ed., Paris, 1973, p. 299-309
- * FOURNIER, R.O., 1968 Depths of intrusions and conditions of hydrothermal altération in porphyry copper deposits. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 121, p. 101.
- * GARFUNKEL, Z., 1973 History of the San Andreas Fault as a plate boundary. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, N°6, p. 2039-42
- * GILLULY, J., 1963 The tectoni evolution of the western United States. Quater. Jour. Geol. Soc. London, vol. 119, p. 133-74.
- GILLULY, J., 1965 Volcanism, tectonism and plutonism in the western United States Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 80, 69 pages.
- * GOLDICH, S.S., et al., 1961 The precambrian geology and geochronology of Minnesota Minnesota Geol. Survey, Bull., vol. 41, p. 1 - 193.
- * GREEN T.H., RINGWOOD, A.E., 1968 The genesis of the calc alkaline igneous rock suite. Contrib. Miner. Petrol., vol. 18, p. 105 - 162
- * HAMILTON, W., 1961 Origin of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 72, p. 1307-1318.

- HAMILTON, W., MYERS, W.B., 1966 Cenozoic tectonics of the western United States. Rev. Geophys., vol. 4, p. 509 - 549
- HAMILTON, W., 1969 Mesozoic California and the underflow of Pacific Mantle Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 80, n° 12, p. 2409 - 2430.
- HAMILTON, W., 1971 Recognition on space photographs of structural elements of Baja California U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 718, 25 pages
- HAWKINS, J.W., 1970 Petrology and possible tectonic significance of Late Cenozoic volcanic rocks, southern California and Baja California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 3323 - 3396.
- HAYES, P.T., 1970 Mesozoic stratigraphy in southeastern Arizona. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper N° 658 A, 28 pages.
- HEIM, A., 1922 Notes on the tertiary of southern lower California. Geol. Mag., vol. 59, N° 702.
- HESS, H.H., 1962 History of Ocean Basins, in Petrology studies, Engel, A.E.J., et al., Eds, Geol. Soc. Amer., New York.
- ISACKS, B., et al., 1968 Seismology and the new global tectonics. Journ. Geophys. Res., vol. 73, p. 5855-5900.
- JUNG, J., MICHEL, R., et al., 1956 Caractères magmatiques régionaux du volcanisme récent de l'Auvergne (Massif Central Français) Congr. Geol. Inter. Mexico, 1956, sect I., c.r., p. 439 - 450.
- JUNG, J., 1963 Précis de pétrographie. Masson et al., Ed., Paris, 319 pages.
- KERR, P.F., 1946 Tungsten mineralisation in United States. Geol. Soc. Amer., Mem. N° 15, 241 pages
- * LARSON, R.L., et al., 1968 Gulf of California : a result of ocean floorspreading and transform faulting. Science, vol. 161, p. 781-4.
- * LARSON, P.A., et al., 1972 Magnetic anomalies and fracture zone trends in the Gulf of California Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 3361 - 3368
- * LARSON, R.L., 1972 Bathymetry, magnetic anomalies and plate tectonics history of the moun of the Gulf of California Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 3345 - 3360
- * LE PICHON, X., 1968 Sea floor spreading and continental drift. Journ. Geophys. res., vol. 73, p. 3661 - 3697.
- * MC KEE, E.H., 1971 Tertiary igneous chronology of the Great Basin of Western United States, implication for tectonic model Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 82, p. 3497 - 3502.
- * MC KENZIE, D.P., et al. 1967 The north Pacific : an example of tectonics on a sphere. Nature, vol. 216, p. 1276 - 1280.
- * MARVIN, R.F., et al., 1973 Radiometric ages of igneous rocks from Pima, Santa Cruz and Cochise counties, southeastern Arizona U.S. Geol. Survey, Bull., 1379, 27 pages.
- * MATTAUER, M., 1973 Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Coll. Methodes, Hermann Ed., Paris, p.
- * MEGARD, F., 1973 Etude géologique d'une transevsrale des Andes au niveau du Pérou central Univ. Sci. Techn. Languedoc, Thèse Doct. Es Sciences, 263 pages.
- * MOORE, D.G., et al., 1968 Transform faulting and growth of the Gulf of California since the Late Pilocène Science, vol. 161, p. 1238 - 1241.
- * MOORE, D.G., 1973 Plate edge deformation and crustal growth of Gulf of California, structural province Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, p. 1883 - 1906.
- * MORGAN, W.J., 1968 Rises, trenches, great faults and crustal faults. Jour. Geophys. Res., vol. 73, p. 1959 - 1982.
- * NOCKOLDS, S.R., 1954 Average chemical composition of some igneous rocks Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 65, N° 10, p. 1007 - 1032.
- * PEACOCK, M.A., 1931 Classification of igneous rocks series. Journ. Geology, vol. 39, p. 54-67.
- * PHAN, K.D., 1969 Skarns et mineralisations associées. Chron. Mines et Rech. Min., N° 387 - 388, p. 292-360, 339-362.
- * PHILLIPS, R.P., 1964 Seismic refraction studies in the Gulf of California Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Mem. 3, p. 144 - 156.
- * ROSS, D.C., 1970 Quartz gabbro and anorthositic gabbro markers of offset along the San Andreas Fault in California Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, p. 3647 - 3662
- * SCHOLZ, C.H., et al., 1971 Late cenozoic evolution of the great Basin, western United States as en ensialic interarc Basin. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 82, p. 2979 - 2999.
- * SCOLARI, G., et al., 1973 Nomenclature et classification des roches sédimentaires (roches détritiques terrigènes et roches carbonatées). B.R.G.M., II Séeries, Section IV, N° 2, pages

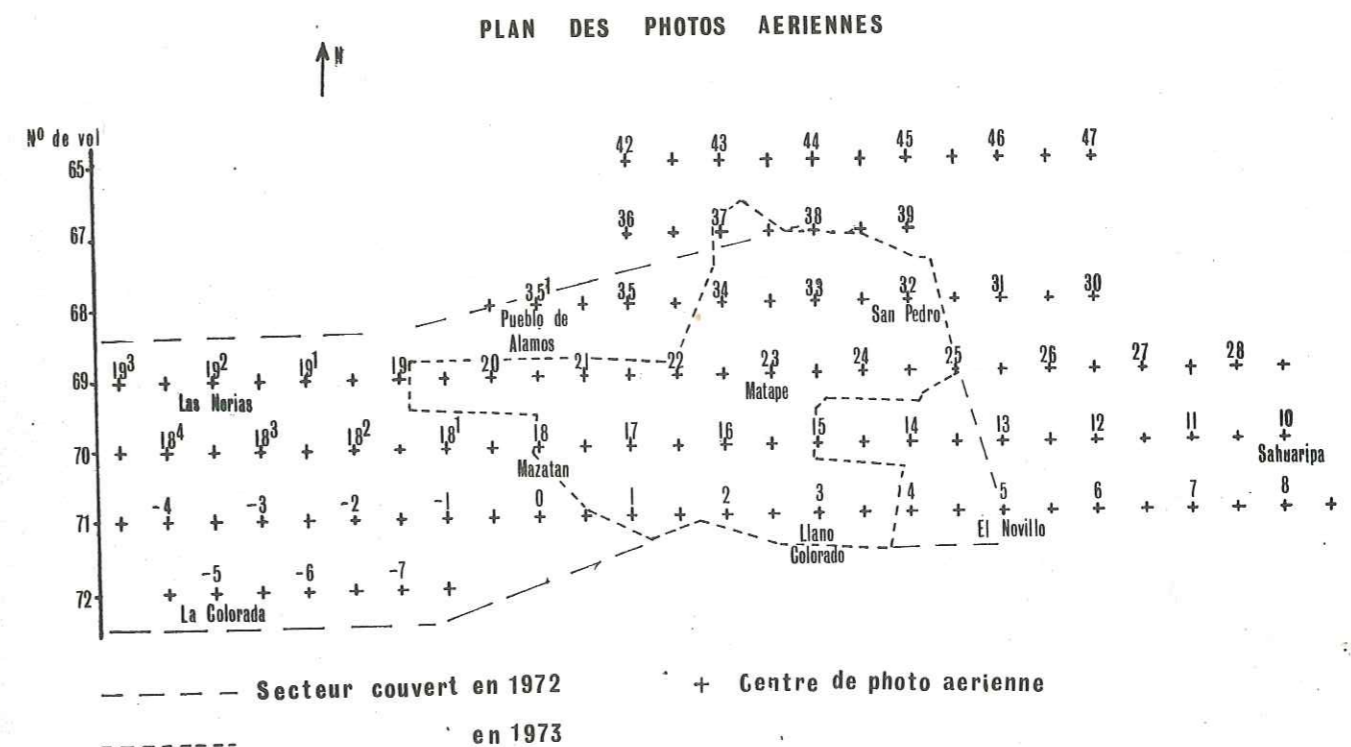
- * SHURBET, D.H., et al., 1971 Crustal low velocity layer and regional extension in Basin & Range province
Geol.Soc.Amer.Bull., vol. 82, p. 2979 - 2999.
- * SILLITOE, R.H., 1972 A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits
Econ.Geol., vol. 67, p. 184-197.
- * SILVER, L.T., et al., 1963 Lower cretaceous prebatholithic rocks of northern Baja California, Mexico
Amer.Ass.Petrol.Geol.Bull., vol. 47, p. 2054-2059.
- * SIMONS, E.A., 1971 Small plate tectonic in the northeastern Pacific
Geol.Soc.Amer.Bull., vol. 83, p. 3491 - 3496.
- * STOCKWELL, C.H., 1968 Geochronology of stratified rocks of Canadian shield
Can.Journ.Earth Sci., vol. 5, N° 3.
- * SUPPE, J., 1970 Offset of late mesozoic basement terranes by the San Andreas Fault system
Geol.Soc.Amer.Bull., vol. 81, p. 3253 - 3258.
- * SYKES, L.R., 1968 Seismological evidence for transform faulting, sea floor spreading and continental drift
Symph.NASA.Proceed.;History of Earth Crust, Princeton, Princ.Univers.Press, p. 120 - 150.
- * THATCHER, W., et al., 1969 Surface waves and crustal structure in the Gulf of California, Baja California and Sonora (abstr.)
E.O.S.Amer.Geoph.Trans.Union, vol. 20, N° 4, p. 740.
- * THATCHER, W., et al., 1971 Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the gulf of California
Royal Astron.Soc., Geophys.Journ., vol. 22, p. 473 - 489.
- * THORNTWAITE, C.W., 1943 Problems in the classification of climates
Geogr.Rev., vol. 33, p. 233 - 255.
- * VAN EYSINGA, F.W.B., 1972 Geological time Table
Elsevier Publish.Cy, Ed., Amsterdam, 1972.
- * VINE, F.J., 1966 Spreading of the ocean floor new evidence
Science, vol. 154, p. 1405 - 1415.
- * VON HERZEN, R.P., 1963 Geothermal heat flow in the gulf of California and Aden
Science, vol. 140, p. 1707 - 1708.
- * WILSON, J.T., 1965 Transform fault, oceanic ridges and magnetic anomalies southwest of Vancouver island
Science, vol. 158, p. 482 - 485.
- * WINKLER, H.G., 1967 Petrogenesis of metamorphic rocks
Springler Verlag Ed., Berlin ; Heildeberg, N.Y., 236 pages.

* Ouvrages consultés et / ou cités dans le texte

Analyse physico chimique d'un échantillon prélevé à la source d'Agua Caliente dans la Sierra d'Agua Verde, Etat de Sonora, et effectuée au Laboratoire d'hydrogéologie de l'Institut de Geologia de la U.N.A.M par Mme Esperanza Schroeder, le 22 Janvier 1974.

Références : N° 27299

Conductivité	340 microhms / cm
pH	7,1
Solides dissous	334 ppm
Dureté en Ca Co3	260 ppm
C1	0.00 ppm
SO4	16.44
NO3	1.76
CO3	0.00
HCO3	327.35
Na	10.00
K	4.00
Li	0.00
Ca	104.00
SiO2	16.00



L'assemblage des photos aériennes est ici représenté schématiquement sans tenir compte des éventuelles distorsions. Les vols ont été effectués sur une ligne Est Ouest, tantôt aller, tantôt retour; leur référence officielle est indiquée en marge gauche (N° 65, 67, etc.).

Une photo sur deux a été affectée d'un numéro qui nous a permis de repérer nos levés ainsi que les échantillons récoltés; ces derniers possèdent donc le numéro de la photo correspondant à leur emplacement, suivi d'une lettre a, b, c ou d suivant que l'affleurement se situait dans le quart supérieur gauche, droit, ou inférieur gauche, droit, elle même suivie d'un numéro correspondant à la chronologie des prélèvements.

Ainsi, l'échantillon -5 a 1 a été prélevé près de la Colorada (-5), au Nord Ouest (a), le premier (1)

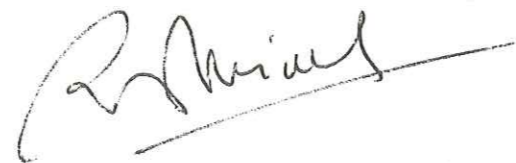
Tous les échantillons, lames minces, analyses, etc. ont été fichés et sont déposés au Laboratoire de Pétrologie de L'Institut Dolomieu, Rue Maurice Gignoux, 38031, Grenoble.

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 26 juin 1975.

Le Président de la thèse



Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

