

50376
1985
245

50376
1985
245

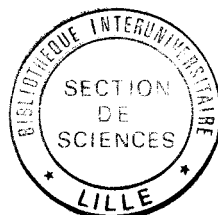
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Publication n° 14

I.S.S.N. 0291 - 3062

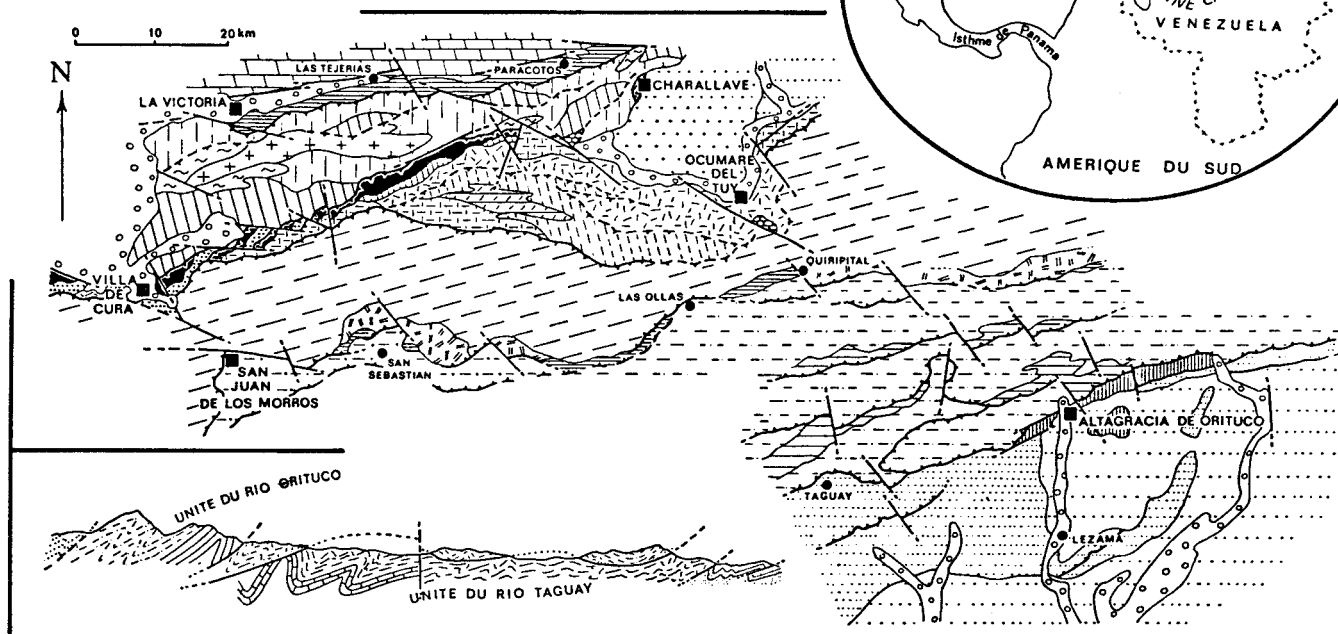
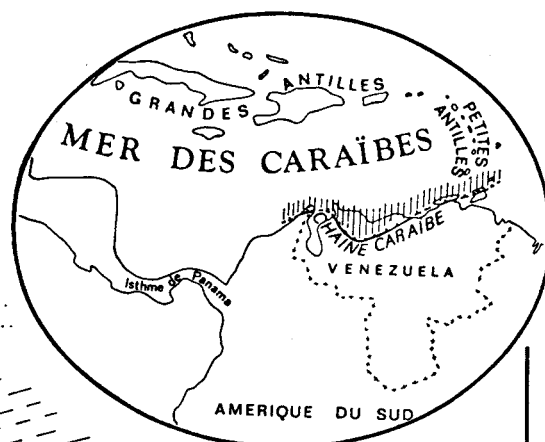
N° d'ordre 669

Christian BECK



Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas

(Venezuela)



S. G. N.

59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex

- 1986 -

à Marie-José
qui, depuis dix ans, m'aide
à être moi-même.

à Marine et Pierre
en souhaitant qu'ils aient toujours
envie de comprendre la nature.

AVANT - PROPOS

Tucumán ... Huancabamba... Jujuy... Barquisimeto...

En écoutant ces noms, prononcés à la manière "autochtone", je n'étais sans doute pas le seul de cette promotion de Maîtrise à quitter, quelques secondes, le cours de Tectonique Comparée pour rejoindre un coin d'Altiplano...

C'était en 1971, à l'Université Pierre et Marie Curie; le Professeur Jean Aubouin dispensait ce cours, passionnant par les contrées évoquées et, surtout, par l'explication de leur genèse. De cette quarantaine d'auditrices et auditeurs qui avaient choisi de consacrer leur vie professionnelle à la Géologie, trois au moins, à ma connaissance, ont participé à l'aventure géologique latinoaméricaine. La chance d'avoir été l'un des trois, je la dois à ceux qui m'ont permis d'intégrer le programme de coopération franco-vénézuélienne dans le domaine de la Géologie et, plus tard, d'orienter mes travaux vers la préparation d'un Doctorat d'Etat. Ainsi je remercie très sincèrement les artisans de cette coopération, MM. Alirio Bellizzia, Jean Aubouin et René Blanchet. Acteurs de cette recherche commune, ils ont accepté d'en devenir juges; pour cette lourde tâche, pour la confiance qu'ils m'ont accordée, je leur exprime ma gratitude.

Melle Sarrut, Chargée des relations culturelles franco-latinoaméricaines au Ministère des Affaires Etrangères, M. Geyre, Conseiller Culturel à Caracas, et M. Butterlin, artisan de longue date de la coopération scientifique avec l'Amérique Latine et les Grandes Antilles, ont accepté ma participation au "convenio" franco-vénézuélien; je les en remercie sincèrement.

Les cours du Professeur Jean Aubouin me révélèrent l'aspect dynamique de la Géologie, cette vision si synthétique qui me fut présentée de chaque orogène dérivant toujours des données de terrain les plus précises. Cinq années après mon départ de l'Université Pierre et Marie Curie, c'est à Caracas même que le Professeur Jean Aubouin me proposa de prolonger mon séjour au Vénézuéla et de préparer une thèse. C'est peu dire que c'est un grand honneur qu'il me fait en acceptant de juger le présent mémoire; je lui exprime ma profonde reconnaissance.

Le Professeur René Blanchet, dès le début de mon séjour au Vénézuéla, a suivi mon travail, parcourant au cours de plusieurs missions la région présentée ici. Sur le terrain, rien n'échappant à son regard expérimenté, il m'a mis en garde contre certaines interprétations et guidé vers de nouvelles observations. J'ai bénéficié de la grande expérience de géologue géodynamicien qu'il a acquise dans de multiples régions du monde; me transmettant ses propres observations et interprétations et orientant mes recherches bibliographiques, il a guidé mes analyses d'une manière dont la discrétion n'a d'égal que l'efficacité. Le travail présenté ici doit beaucoup au Professeur René Blanchet qui a accepté, de plus, la lourde tâche d'en réviser une bonne partie et d'en être juge. Qu'il me permette de mêler à une immense gratitude et à un profond respect, une part d'amitié.

M. Alirio Bellizzia, Directeur de la Géologie au Ministère Vénézuélien de l'Energie et des Mines m'a accueilli dans son service. Malgré ses lourdes charges administratives, il a de nombreuses fois troqué son bureau de la capitale pour les "campamentos"; j'ai pu au cours de ces expéditions profiter de sa grande expérience du terrain et de sa connaissance géologique quasi exhaustive de son pays. J'ai apprécié dans ces circonstances sa simplicité et sa gentillesse et je suis heureux aujourd'hui de lui soumettre les résultats d'un travail dont il a souhaité l'entreprise et auquel il a largement contribué. C'est un grand honneur qu'il me fait de participer au jury de cette thèse. Pour tout cela, Estimado Profesor, le agradezco sinceramente.

M. Bernard Biju-Duval, dirigeant, à l'Institut Français du Pétrole, un programme d'études géologiques et géophysiques des marges caraïbes, a parcouru beaucoup des régions mentionnées dans ce mémoire. J'ai bénéficié de son expérience de géologue de terrain, combinée avec cette vision précise et actualiste des structures et des corps sédimentaires que confère l'expérience des études sismiques. Spécialiste de la géodynamique de la Méditerranée et des Caraïbes, M. Bernard Biju-Duval a accepté de juger ce mémoire. De tout cela, je le remercie très sincèrement.

A mon retour du Vénézuéla, je rencontrai le Professeur Hervé Chamley qui, mettant en oeuvre un enseignement de sédimentologie, me proposa d'en assurer la partie pratique. Avec chaleur et simplicité, il m'initia patiemment à la sédimentologie moderne, issue notamment des campagnes océanographiques et, en particulier du D.S.D.P.. La confiance que m'a accordée le Professeur Hervé Chamley, partie du domaine de l'enseignement, a atteint celui de la recherche; je lui exprime ici ma profonde reconnaissance pour tout ce que sa présence à Lille m'a apporté et pour avoir accepté de juger ce mémoire.

Le Professeur Marc Tardy compte parmi les premiers d'une grande équipe à entreprendre une vaste étude géologique sur le sol latinoaméricain. J'ai bénéficié de son expérience sur le terrain et de sa connaissance des problèmes géodynamiques de l'Amérique Centrale et de ses confins. Il a accepté de porter un regard "mexicain" sur la Chaîne Caraïbe et d'être juge de mon travail. Je l'en remercie bien sincèrement.

Au Professeur Paul Celet, je dois d'avoir pu faire mon apprentissage sur le terrain dans le cadre d'un 3ème Cycle qu'il dirigea. La précision de l'observation et la concision dans la transmission écrite des faits et interprétations sont deux aspects de la méthode de travail qu'il s'efforça de m'enseigner. Pour cela, pour des longues marches communes sur les "monopates" de Grèce Continentale, et pour avoir accepté d'être juge du présent mémoire, je l'assure de ma profonde gratitude.

Après mon séjour dans le laboratoire du Professeur Paul Celet, je fus accueilli en tant qu'assistant dans le laboratoire des Professeurs Charles Delattre et Michel Waterlot. Bien qu'après mon retour de coopération, mes préoccupations scientifiques se soient sensiblement éloignées des leurs, ils ont maintenu leur intérêt pour mon travail, et leur aide matérielle. Je tenais, à l'occasion de ce mémoire, à leur exprimer ma gratitude.

Durant mes premières années d'apprentissage en Grèce, ce pays accueillait les élèves du Professeur Jean Dercourt qui, acceptant de juger mes travaux de 3ème Cycle, me fit bénéficier de ses critiques pertinentes. Ayant quitté notre U.E.R. lilloise, il a continué à m'encourager dans mes travaux et ma carrière en manifestant, à chaque occasion, son intérêt pour ceux-ci; je l'en remercie sincèrement.

Le Professeur Jacques Butterlin m'a apporté une double aide : celle du micropaléontologiste qui a observé bon nombre de mes lames minces et celle du spécialiste des régions caraïbes toujours prêt à discuter de celles-ci; je lui témoigne, ici, ma profonde gratitude.

Participant aux études menées par l'Institut Français du Pétrole, Alain Masclé a parcouru la région présentée ici, mais aussi les Caraïbes Orientales et les Grandes Antilles; au cours de plusieurs missions et séminaires, j'ai profité de son expérience de la géodynamique des Caraïbes. Je le remercie bien amicalement.

Le Professeur Jacques Paquet m'a initié à l'utilisation de la microsonde électronique; j'ai bénéficié des programmations qu'il a élaborées avec le Professeur Christian Lefèvre. Pour cette aide et leurs conseils en matière de pétrologie, je les remercie.

Le Professeur René Maury, acceptant de passer de fraîches laves récentes à des spilites du Crétacé inférieur, s'intéressa à ces dernières en dépit d'une reconnaissance de terrain qui se fit au plus fort de la saison des pluies. Ainsi débutèrent les travaux de 3ème Cycle de Danielle Girard sur la Chaîne Caraïbe. Le Professeur Hervé Bellon développa parallèlement un programme de radiochronologie. Pour l'enrichissement scientifique que je dois à ces collaborations brestoises et le climat chaleureux et de confiance dans lequel elles se sont effectuées, je prononce un grand merci.

La collaboration étroite et empreinte d'une grande confiance qui s'établit durant ces années vénézuéliennes entre Jean-François Stéphan et moi-même, a été un moteur pour le travail que je présente ici. Le soutien moral et matériel que Liliane et Jean-François Stéphan ont apporté, durant la traversée de périodes difficiles, à Marie-José et Christian Beck, a été déterminant. Ce mémoire est l'occasion de témoigner d'une reconnaissance et d'une amitié sincères.

Au Ministère Vénézuélien de l'Energie et des Mines, la division des recherches pétrologiques, géochimiques et micropaléontologiques, était dirigée par Madame Cécilia Martin, qui prit une part importante dans la réalisation de la coopération. Pour les nombreuses discussions sur la géologie et la géodynamique des Caraïbes, et pour l'aide matérielle que j'ai toujours reçue dans son laboratoire, je lui exprime ma gratitude.

A la Division des Explorations, je dois à mon Chef de Zone d'avoir pu travailler rapidement et dans les meilleures conditions; pour son dévouement, sa gentillesse et son efficacité, je remercie bien sincèrement Victor Campos. Mais là ne s'arrête pas ma dette envers lui; grand connaisseur de la géologie de son pays, et homme de terrain expérimenté, Victor Campos conduisit de nombreuses expéditions au cours desquelles j'ai bénéficié de son expérience.

Au Vénézuëla, une aide précieuse me fut apportée par Oliver Macsotay, en particulier au début de mon séjour; démarches administratives et recherches de la bibliographie locale me furent ainsi facilitées. Paléontologiste et paléoécologiste, il a examiné beaucoup de mes récoltes de fossiles; préférant le campamento à son bureau de la capitale, il fut plusieurs fois un compagnon de terrain dont j'ai apprécié la compétence et la bonne humeur. Je le remercie sincèrement.

L'edificio Lagoven, à Caracas, abrite, entre autres, le laboratoire de micropaléontologie du Dr. Max Furrer; il m'y accueillit cordialement de nombreuses fois et l'aide de ce spécialiste fut précieuse. Je l'assure de mon respect et d'une amicale reconnaissance.

Au cours de mes missions de 1980, je fus accueilli par Régis Ardaens; issu de notre U.E.R. lilloise, il avait pris le relais de la coopération. J'ai pu, grâce à lui, effectuer un maximum de terrain durant ces missions; ce mémoire est l'occasion de lui exprimer ma gratitude et mon amitié.

Dans l'étude présentée, les apports de la Biostratigraphie ont été fondamentaux, et je remercie tous les spécialistes pour leur contribution. Différentes microfaunes et nannofaunes ont été étudiées: par MM. Pedro Bermudez et Hector Gamez, du Ministère Vénézuélien de l'Energie et des Mines; par M. Max Furrer, de la Compagnie Lagoven de Caracas; par MMdames Georgette Glaçon, Armelle Poignant, MM. Jacques Butterlin, Alphonse Blondeau, Hugues Feinberg, de l'Université de Paris VI; par M. Hans Bolli, de l'Institut Polytechnique de Zürich; par MMdames Carla Müller et Germaine Bizon, M. Jacques Sigal, de l'Institut Français du Pétrole.

Dans notre U.E.R. lilloise, j'ai bénéficié de l'aide de Jean-François Raoult et de Jean-Jacques Fleury; je leur exprime ma cordiale reconnaissance.

Patrick De Wever a étudié des assemblages de Radiolaires; c'est un pote d'ichi qui le remercie.

Mdame Louise Beauvais, M. Alain Poignant, de l'Université de Paris VI, ont examiné des Algues et Madréporaires; M. Bruno Mistiaen, de l'Université Catholique de Lille, et Mdame Dragica Turnsek, de l'Université de Lubljana, ont examiné des Stromatopores. M. William Van Den Bold, de l'Université de Louisiane, a étudié des assemblages d'Ostracodes; MM. Peter Jung et Otto Renz, du Museum d'Histoire Naturelle de Bâle, ont étudié respectivement des assemblages de Gastéropodes et une faune d'Ammonites. Oliver Macsotay, du Ministère Vénézuélien de l'Energie et des Mines, a étudié des assemblages de Gastéropodes et Lamellibranches.

Jacky Ferrière, qui m'accueillit en Grèce en 1971 pour mes débuts sur le terrain, a accepté, quelques années plus tard, de relire une partie de mon manuscrit; je l'en remercie. Confronté à des problèmes semblables à ceux étudiés par François Thiebault et Jacky Ferrière, j'ai bénéficié de leur expérience; ils ont toujours réservé un bon accueil à mes lames minces et à mes questions; je leur exprime ma très cordiale reconnaissance, ainsi qu'à mes collègues: Jean-Marie Dégardin, Jean-Louis Mansy, et John Terry.

Melle Mulliez et Mdame Massinon ont assuré la dactylographie; M. Carpentier a réalisé planches et réductions photographiques, l'illustration ayant été réalisée par l'auteur. J'ai bénéficié aussi, pour la réalisation pratique de ce mémoire, des conseils avisés de Mdame Brebion et de M. Pluquin.

Altagracia de Orituco, c'est un peu Macondo¹, ou, si l'on préfère, Aracataca², la ville natale de Gabriel Garcia Marquez. Porte des llanos, dont la vie est décrite notamment par Rómulo Gallego, cette bourgade comptait un français parmi ses habitants; Christophe Magnet-Cristobal, ingénieur-agronome et petit-fils d'un paléontologiste célèbre, nous y accueillit, Marie-José et moi-même, et c'est peu dire qu'il facilita notre installation. Je lui exprime amitié et reconnaissance. Merci aussi à Pedro et Panchita Rosa et à la famille Aponte qui nous aidèrent et nous firent connaître leur ville, leur région et ses coutumes.

Sur le terrain, Juan Pedro Delgado-Jésús et Antonio Robles furent des guides doués d'un sixième, voire d'un septième sens qui m'évitèrent les pièges d'une nature pas toujours commode.

Au moment de confier ce travail à ses juges, je me remémore, non sans émotion, certains temps forts de ce séjour au Vénézuëla, et je songe à celle qui accepta, quelques mois avant le départ, de joindre son nom au mien. Marie-José Wagrez de Beck a beaucoup sacrifié pour que ce séjour et ce travail deviennent réalistes: un emploi, une carrière peut-être, et des mois et des mois à expliquer à Marine et Pierre que "Papa n'a pas le temps, mais, qu'après, cela va changer". Alors... c'est promis!

1) "Cien años de soledad"

2) "El olor de la guayaba. Conversaciones con Plinio Apuleyo Mendoza"

3) "Doña Bárbara"

RESUME

Les différents chapitres qui constituent ce mémoire se regroupent, outre l'introduction (Chap. I), en trois ensembles :

- les chapitres II à IV présentent une analyse stratigraphique lithologique et structurale d'un transect de la Chaîne Caraïbe centrale des "llanos" au versant Sud de la Cordillère Côtière; se succèdent, du Sud-Est au Nord-Ouest : l'avant-pays piémontin, la Zone Piémontine (zone externe) et les trois Nappes d'Aragua (nappes internes);

- les chapitres V et VI complètent le transect étudié - à partir d'une analyse bibliographique et de quelques observations personnelles - en présentant la Zone de la Cordillère Côtière et la Zone de la Frange Côtière-Margarita, arrière-pays de la chaîne;

- le chapitre VII propose un schéma d'évolution géodynamique mésozoïque-cénozoïque de la Chaîne Caraïbe centrale le long d'un profil transverse à la marge nord-vénézuélienne; un essai d'intégration de cette évolution dans l'ensemble du domaine caraïbe est proposé.

L'AVANT-PAYS PIEMONTIN

Transition entre l'avant-pays non déformé et la Zone Piémontine, fortement écaillée, il comprend :

- deux épaisses séries terrigènes à faciès sublittoral à paraliqne d'âges Oligocène-Miocène moyen et Miocène supérieur-Pliocène, séparées par une discordance à l'approche du front de la Zone Piémontine;

- une série à dominante carbonatée d'âge Néocomien à Paléogène, dissociée au sein des Ecaillés Frontales; l'Eocène moyen terminal ou l'Eocène supérieur y sont localement en discordance angulaire et passent en continuité aux molasses oligocènes.

LA ZONE PIEMONTINE

Fortement écaillée et chevauchant vers le Sud, l'avant-pays piémontin, elle comprend trois unités superposées constituées d'un épais flysch pélitique à gréso-conglomératique d'âge Paléocène-Eocène moyen; celui-ci surmonte en continuité du Crétacé supérieur hémipélagique calcaire-siliceux et pélitique. Ce dernier repose normalement sur des calcaires néritiques d'âge albien, dans l'unité méridionale; dans l'unité septentrionale, le Sénonien supérieur ou le Paléocène supérieur-Eocène inférieur reposent directement en discordance sur le bord Sud des Nappes d'Aragua.

LES NAPPES D'ARAGUA

En position allochtone sur le bord Sud de la Zone de la Cordillère Côtière, elles constituent un ensemble lithologique et structural propre à la Chaîne Caraïbe centrale; elles chevauchent également au Sud, la Zone Piémontine. Elles comprennent de bas en haut :

- la Nappe de Cauagua-El Tinaco, composée d'un socle pré-mésozoïque à amphibolites, quartziques, micaschistes et trondhjémite-diorites intrusives. Il est surmonté d'une couverture

épimétamorphique calcaro-pélimitique intercalée de basaltes d'âge Crétacé inférieur-Sénonien inférieur, elle-même surmontée en discordance de calcaires conglomératiques Sénonien supérieur;

- la Nappe de Loma de Hierro, comportant un substratum ophiolitique, une couverture volcano-sédimentaire Crétacé inférieur, surmontée d'une épaisse série basaltique; le Sénonien supérieur discordant sur les termes précédents comprend des conglomérats et des calcaires hémipélagiques et est lui-même repris ainsi que des calcaires épinéritiques Paléocène supérieur-Eocène inférieur, dans des pélites à olistolithes;
- la Nappe de Villa de Cura composée de deux ensembles : une épaisse série volcano-sédimentaire métamorphisée HP/BT, et une formation épimétamorphique à brèches et coulées basaltiques, datée de l'Albien.

LA ZONE DE LA CORDILLERE COTIERE

Zone intermédiaire entre les Zones Internes (représentées par les Nappes d'Aragua et la Z. de la Frange Côtière-Margarita) et la Zone Externe (Z. Piémontine), elle comprend un socle pré-Mésozoïque lui-même composite et une couverture métasédimentaire. Celle-ci se compose d'un Malm-Crétacé inférieur calcaro-dolomitique et terrigène et d'un Albien grésopélimitique. Au moins deux générations de granitoïdes traversent l'ensemble : les uns, Sénonien, non métamorphisés et non cisailés, les autres, Jurassique terminal ou plus anciens, métamorphisés et cisailés.

LA ZONE DE LA FRANGE COTIERE-MARGARITA

Arrière-pays de la chaîne, elle correspondrait à la racine des Nappes d'Aragua. Ensemble polymétamorphique complexe, elle comporterait une unité ophiolitique et une unité comportant un socle (pré-mésozoïque ?) et des intrusifs, ensemble comparable à la Nappe de Caucagua-El Tinaco. Les deux unités de la Frange Côtière-Margarita auraient en commun une couverture sédimentaire et volcanosédimentaire métamorphisée d'âge Crétacé inférieur à Sénonien inférieur, elle-même recouverte en discordance par des jaspes et tufs d'âge Sénonien supérieur. L'ensemble est recouvert en discordance par un flysch grésopélimitique carbonaté d'âge Eocène moyen-Eocène supérieur.

ESSAI DE SYNTHESE

L'évolution géodynamique mésozoïque-cénozoïque de la marge nord-vénézuélienne, au méridien de Caracas, peut se résumer en :

- une période d'ouverture océanique Jurassique moyen-supérieur (cf. ophiolites de la Zone de la Frange Côtière-Margarita et de la Nappe de Loma de Hierro) séparant un arc insulaire (Nappe de Villa de Cura) du craton sud-américain (zone de la Cordillère Côtière et Zone Externe), et de sa marge (Zone de la Frange Côtière-Margarita et Nappe de Caucagua-El Tinaco);

- deux phases compressives majeures *grosso modo* orthogonales à la marge (fini-jurassique et intra-sénonienne) responsable de la suturation du domaine océanique, d'une obduction, et d'un écaillage de la marge; la seconde phase étant responsable de la tectonisation et du métamorphisme de la Zone de la Cordillère Côtière;

- le creusement en position intracontinentale du sillon du flysch piémontin et l'écaillage de celui-ci, au Paléocène-Eocène.

Les deux phases compressives majeures sont séparées par une longue période (Aptien-Albien à Sénonien inférieur) de distension et coulissage, associée à un magmatisme basique généralisé réparti en une province arrière-arc prenant appui sur la marge nord-vénézuélienne, et un arc insulaire, développé de la future île de Tobago vers le Nord-Ouest.

RESUMEN

Los diferentes capítulos que componen esta memoria se pueden agrupar, a parte de la introducción (cap. I), en tres conjuntos :

- los capítulos II hasta IV presentan una análisis estratigráfica, litológica y estructural de un corte de la Cadena Caribe desde los llanos hasta la ladera Sur de la Cordillera de la Costa; así se sigan del Sureste hacia el Noroeste : el pie-de-monte, la Zona Piemontina (zona externa) et las tres Napas de Aragua (napas internas);

- los capítulos V y VI completan el corte estudiado-utilizando una análisis bibliográfica y algunas observaciones personales - presentando la Zona de la Cordillera de la Costa y la Zona de la Franja Costanera-Margarita, zona mas interna de la Cadena;

- el capítulo VII propone un esquema de evolución geodinámica mesozoica-cenozoica de la Cadena Caribe central a lo largo de un corte transversal del margen Norte de Venezuela; se propone un ensayo de integración de esta evolución en el dominio caribe en su conjunto.

EL PIE-DE-MONTE

Correspondiente a una zona de transición entre el autóctono frontal no deformado y la Zona Piemontina, el pie-de-monte se compone :

- de dos espesas formaciones terrigenas con facies sublitoral hasta somera o parálico, de edades respectivas Oligoceno-Mioceno medio y Mioceno superior-Plioceno, separadas por una discordancia a lo largo del frente de la Zona Piemontina;

- de una serie mayormente calcarea de edad Neocomiense hasta Paleogeno, disociada tectonicamente dentro de las Escamas Frontales; el Eoceno medio superior o el Eoceno superior se encuentran localmente en discordancia angular por encima y gradan hacia arriba a las molasas del Oligoceno.

LA ZONA PIEMONTINA

Cortada en escamas tectónicas superpuestas, la Zona Piemontina sobrecorre por parte el Pie-de-monte; ella se compone de tres unidades principales constituidas por un espeso flysch pelítico hasta arenoso-conglomerático de edad Paleoceno-Eoceno medio; este ultimo suprayace concordantemente el Cretaceo superior, hemipelágico calcareo, siliceo y pelítico. Este ultimo a su vez suprayace calizas neríticas de edad Albiense, en la unidad meridional; en la unidad septentrional, el Senoniense superior o el Paleoceno superior-Eoceno inferior se encuentran discordantes sobre el borde Sur de las Napas de Aragua.

LAS NAPAS DE ARAGUA

Descansando alóctonas sobre el flanco Sur de la Zona de la Cordillera de la Costa, ellas forman un conjunto litológico y estructural característico de la Cadena Caribe central; estas napas sobrecorren también, hacia el Sur, la Zona Piemontina. Se componen, desde abajo hacia arriba, de :

▪ La Napa de Caucagua-El Tinaco, compuesta de un zócalo pre-mesozoico con anfibolitas, cuarcitas, esquistos y tronjemitas-dioritas untrusivas. Este zócalo infrayace a un manto epimetamórfico de calizas y lutitas intercaladas por flujos basálticos de edad Cretaceo inferior-Senoniense inferior; esto infrayace, a su vez, calizas conglomeráticas discordantes de edad Senoniense superior;

▪ La Napa de Loma de Hierro, agrupando un basamento ofiolítico, una cobertura volcánica-sedimentaria de edad Cretaceo inferior, ella misma infrayacendo a un espeso manto basáltico; el Senoniense superior, discordante sobre las series precedentes, se compone de conglomerados y calizas hemipelágicas, y esta a su vez retrabajado en lutitas con olistolitos, así como calizas macizas epineríticas de edad Paleoceno superior-Eoceno inferior;

▪ La Napa de Villa de Cura, compuesta de dos conjuntos : una espesa serie volcánica-sedimentaria andesítica metamorfozada AP/BT, y una formación epimetamórfica con brechas y flujos basálticos fechada del Albiense.

LA ZONA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

Representa una zona intermedia entre las zonas internas (representadas por las Napas de Aragua y la Zona de la Franja Costanera-Margarita) y la zona externa (Z. Piemontina). Ella está constituida por un zócalo pre-mesozoico complejo y una cobertura sedimentaria metamorfozada; esta última se subdivide en un Malm-Cretácico inferior calcareo-dolomítico y terrígeno, y de un Albiense arenoso-lutítico. Al menos dos generaciones de plutones graníticos-dioríticos intrusionan el conjunto : unos, de edad Senoniense, no metamorfozados y no cizallados, y otros, de edad Jurásico superior o más antiguos, metamorfozados y cizallados.

LA ZONA DE LA FRANJA COSTANERA-MARGARITA

Zona más interna de la cadena, ella corresponde a las raíces de las Napas de Aragua. Se trata de un conjunto polimetamórfico complejo, que se compone de una unidad ofiolítica y de una unidad con basamento (pre-mesozoico ?) y intrusiones; esta segunda unidad se asemeja a la Napa de Caucagua-El Tinaco. Las dos unidades de la Franja Costanera-Margarita poseen una cobertura común, sedimentaria y volcánica-sedimentaria metamorfozada, de edad Cretaceo inferior-Senoniense inferior. Esta, a su vez, infrayace a una formación de cherts y diabasas, de edad Senoniense superior. El conjunto infrayace discordantemente un flysch arenoso-lutítico calcareo de edad Eoceno medio-Eoceno superior.

SÍNTESIS

La evolución geodinámica mesozoica-cenozoica del margen Norte de Venezuela, a lo largo del meridiano de Caracas, puede resumirse en :

- una época de acreción oceánica Jurásico medio-superior (cf. las ofiolitas de la Zona de la Franja Costanera-Margarita y de la Napa de Loma de Hierro); esta zona oceánica separa un

arco insular (Napa de Villa de Cura) del cratón suramericano (Zona de la Cordillera de la Costa y Zona Externa), y de su margen en distensión (Zona de la Franja Costanera-Margarita y Napa de Caucagua-El Tinaco);

- dos fases compresivas mayores grosso modo ortogonales al margen (Jurásico terminal y Senoniense) que ocasionaron una suturación del dominio oceánico, una obducción; y un recorte del margen, la segunda fase siendo responsable del tectonismo y del metamorfismo de la Zona de la Cordillera de la Costa;

- el hundimiento, en posición intracratónica, de la cuenca del flysch piemontino y luego el tectonismo de aquello, durante el Paleoceno-Eoceno.

Las dos fases compresivas mayores están separadas por una larga época (Aptiense-Albiense hasta Senoniense inferior) de distensión y de fallamiento transcurrente, asociados con un magmatismo básico generalizado; este último se divide : en una provincia de tipo detrás-de-arco ("back arc") que se desarrolla desde el margen suramericano hacia el Noroeste; y en un arco insular, que se desarrolla desde la futura isla de Tobago hacia el Noroeste.

CHAPITRE I

CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE GENERAL DE LA REGION ETUDIEE

La région des Caraïbes -qui comprend la Mer des Caraïbes et les terres émergées périphériques (fig. 1)- apparaît "coincée" entre les Océans Pacifique et Atlantique, d'une part, et entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud, d'autre part. La Mer des Caraïbes est séparée de l'Océan Pacifique par l'Amérique Centrale Isthmique, de l'Amérique du Nord par l'ensemble Yucatan-Golfe du Mexique, et de l'Océan Atlantique par les Grandes et Petites Antilles. La bordure sud-orientale de la Mer des Caraïbes, quant à elle, correspond aux reliefs de la Chaîne Caraïbe, objet de la présente étude, et qui appartient, pour l'essentiel au Venezuela septentrional (fig. 1).

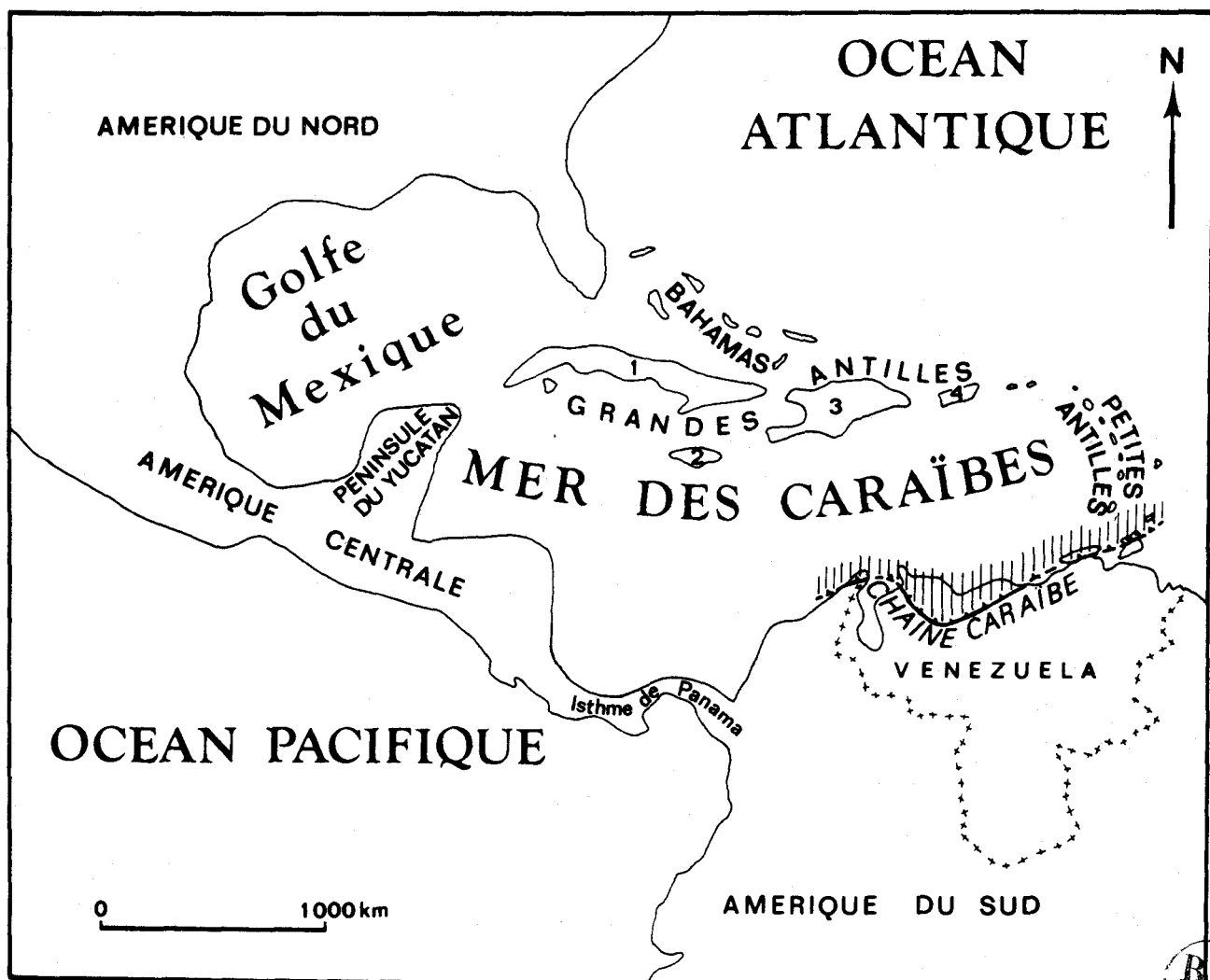


Fig. 1.- Cadre géographique simplifié de la Chaîne Caraïbe.
1. Cuba ; 2. Jamaïque ; 3. Hispaniola ; 4. Puerto Rico.

Fig. 1.- Cuadro geográfica simplificado de la Cadena Caribe.
1. Cuba ; 2. Jamaica ; 3. Hispanola ; 4. Puerto Rico.

I.- APERÇU SUR LA GEOGRAPHIE HUMAINE ET PHYSIQUE DU VENEZUELA

Pays "carrefour" tant sur le plan humain que physiographique et géologique, la République du Venezuela possède une portion de chacune des trois grandes entités géographiques du continent sud-américain : cordillères (Andes de Mérida et Cordillère Caraïbe), grandes plaines ou "llanos" (notamment celle de l'Apure), et plateaux guyanais et amazoniens.

A) La République de la "Petite Venise"

Plusieurs populations -africaine, espagnole, "indienne" autochtone- se sont rencontrées dans ce pays ; très présente dans les régions andines, la population "indienne" autochtone est faiblement représentée et de façon très dispersée dans les régions guyanaises et amazoniennes. Un groupe "indien" dit "Goajira" -du nom de la Péninsule située au Nord-Ouest de Maracaïbo- a installé des villages sur pilotis en bordure des lagunes situées au Nord de cette ville. Les premiers navigateurs européens qui découvrirent ce site le baptisèrent "Petite Venise", soit en langage local : Venezuela.

La partie guyanaise et amazonienne, limitée au Nord par l'Orénoque, couvre à elle seule environ la moitié d'un pays dont la superficie totale est de 912 050 km². La population, qui dépasse actuellement 15 millions d'habitants recensés, est concentrée dans la capitale, Caracas, et dans les grands centres industriels (Maracay, Valencia, Maracaïbo, Barquisimeto) ou portuaires (Barcelona et la ville voisine de Puerto La Cruz). De moindre importance, des villes comme San Cristobal, San Fernando de Apure ou Ciudad Bolivar sont surtout des marchés agricoles. La ville de Mérida, située au coeur des Andes et réputée pour son climat agréable, a connu un grand développement dans le domaine culturel et universitaire. La petite ville de Puerto Ayacucho, au nom évocateur, représente, quant à elle, l'ultime étape avant l'"exploration" amazonienne. Trois noms doivent être associés à l'"or noir" : Maracaïbo, le plus célèbre, mais aussi Maturin et Barinas.

Bordé à l'Ouest par la Colombie, au Sud par le Brésil, et à l'Est par la Guyana, le Venezuela comprend également la série d'îles et d'archipels -les Antilles Vénézuéliennes- situés entre les Antilles Hollandaises, à l'Ouest, et les îles de Trinidad et Tobago, à l'Est (fig. 2). Le Venezuela comprend également un îlot dit "d'Aves" (ou île des Oiseaux) situé à 400 km environ au Nord de l'île de Margarita.

Administrativement, la République du Venezuela est divisée en Etats (cf. noms et limites sur fig. 2) dont certains (Portuguesa, Lara, Zulia et Cojedes) revendiquent des portions de territoire. Le secteur entourant la capitale Caracas, et noté D. F. sur la figure 2, correspond au District Federal. Parmi tous les noms qui apparaissent sur la figure 2, le lecteur notera trois provenances différentes ; en effet si certains noms sont ceux de grandes villes d'Espagne, d'autres ont une consonnance nettement autochtone, "indienne" ; quant à "Sucre" ou "Miranda", ils représentent les noms des généraux et maréchaux qui assistèrent le "libertador" Simon BOLIVAR, héros parmi tous les héros vénérés au Venezuela.

B) Du territoire "Amazonas" aux Andes de Mérida

La figure 3 présente les grands traits de la géographie physique du Venezuela septentrional. Du Sud au Nord, distinguons :

1.- Les reliefs du bouclier guyanais

Débutant immédiatement au Sud de l'Orénoque, ce bouclier, dans la portion représentée sur la figure 3, correspond à une région d'altitude moyenne et peu accidentée ; plus vers le Sud (Etat d'Amazonas et Sud de l'Etat de Bolivar) apparaissent de grands entablements comparables à ceux du Colorado aux Etats-Unis ou à ceux d'Afrique du Sud. Ces plateaux, localement appelés "tepuy", dépassent 2 000 m d'altitude ; l'"Auyan Tepuy", culminant à 2 950 m, est le plus élevé et le plus célèbre de ces reliefs spectaculaires. Environ 120 km au Sud de Ciudad

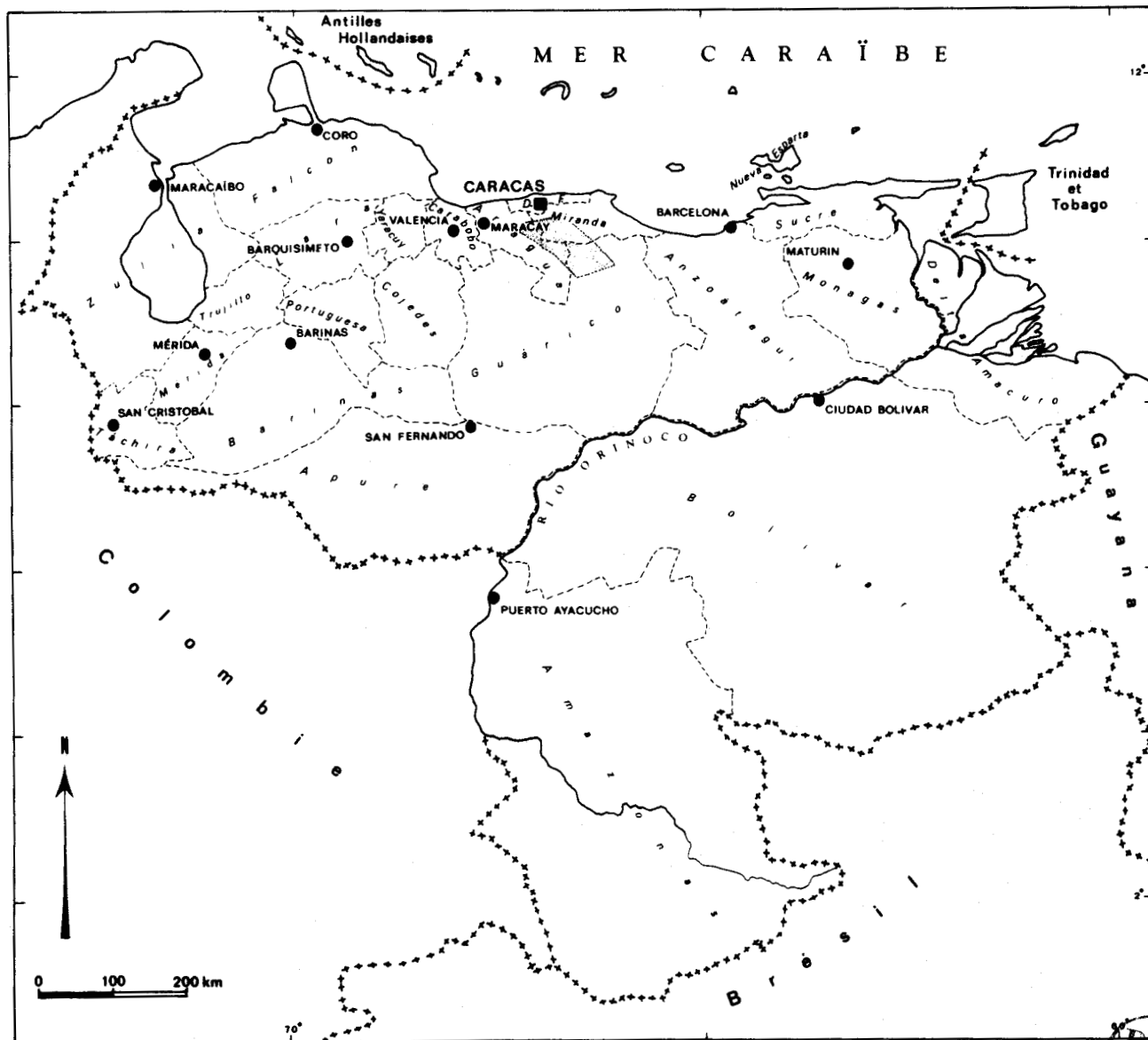


Fig. 2.- La République du Vénézuéla ; découpage administratif.

D. F. : District Fédéral.

Sources : Carte Physique et Politique du Vénézuéla au 2 000 000e, Ministère des Travaux Publics, Caracas, 1974.

Fig. 2.- La República de Venezuela ; divisiones administrativas.

D. F. : Distrito Federál.

Fuentes : Mapa Físico y Político de Venezuela a escala 1 : 2 000 000, Ministerio de Obras Publicas, Caracas, 1974.

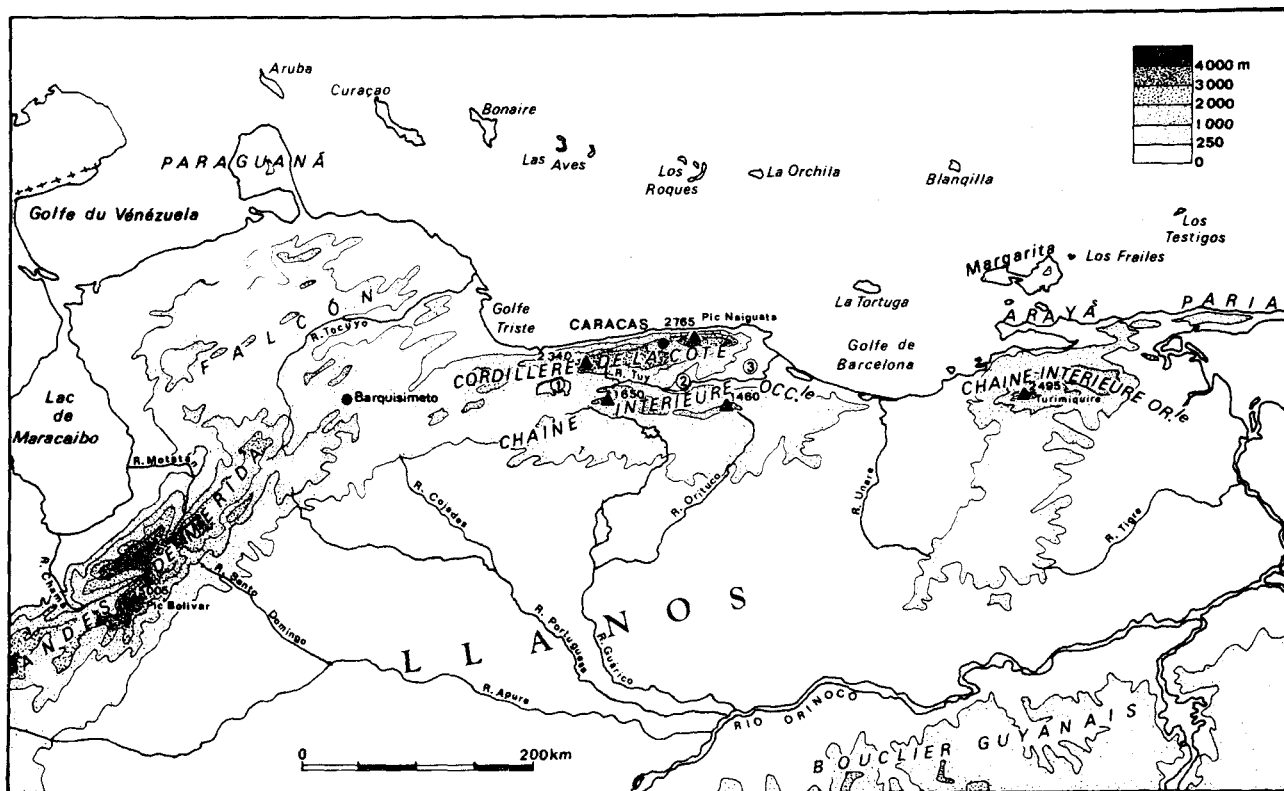


Fig. 3.- Orographie et hydrographie simplifiées du Vénézuéla septentrional.

1. Lac et dépression de Valencia . 2. Dépression du Tuy moyen ; 3. Dépression du Barlovento.

Sources : Carte Physique et Politique du Vénézuéla au 2 000 000e, Ministère des Travaux Publics, Caracas, 1974 ; Carte des Unités Géomorphologiques du Vénézuéla au 3 000 000e, Ministère des Mines et Hydrocarbures, Caracas, 1976.

Fig. 3.- Orografia y hidrografia simplificadas de Venezuela septentrional.

1. Lago y Cuenca de Valencia ; 2. Cuenca del Tuy medio ; 3. Cuenca del Barlovento.

Fuentes : Mapa Físico y Político de Venezuela a escala 1 : 2 000 000, Ministerio de Obras Publicas, Caracas, 1974 ; Mapa de Las Unidades Geomorfológicas de Venezuela a escala 1 : 3 000 000, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Caracas, 1976.

Bolivar, un autre relief -baptisé Cerro Bolivar- est célèbre également ; constitué d'un minerai de fer d'excellente teneur, cette énorme colline est grignotée du sommet vers la base et alimente l'industrie sidérurgique installée sur la rive droite de l'Orénoque. La végétation, de type savane au Sud immédiat de l'Orénoque, passe vers le Sud à la forêt de type amazonien.

2.- Les "llanos" ou grandes plaines

Ils constituent la terre des "llaneros", avant tout cavaliers gardiens de troupeaux, parcourant d'immenses "haciendas" ou "fincas". Le contraste saison sèche-saison des pluies, peu marqué au Sud de l'Orénoque, est ici très net. Pendant six mois, ces grandes plaines correspondent à une savane desséchée où les points d'eau (souvent des lagunes creusées par l'homme et se remplissant durant la saison des pluies) sont rares et très disputés. L'arrivée des pluies (au mois de mai) transforme ces paysages en l'espace de quelques jours et d'immenses secteurs sont totalement inondés. L'ensemble de ces "llanos" constitue, du point de vue hydrographique, une bonne partie du bassin versant septentrional du "Rio Orinoco" ; seul le Rio Unare et ses affluents correspondent à un transit vers la Mer Caraïbe.

3.- Les cordillères : Andes de Mérida et Cordillère Caraïbe

Les premières correspondent à l'extrémité du rameau nord-oriental de l'ensemble du système andin, lequel débute... plus de 8 000 km plus au Sud ! Relief massif et relativement rectiligne, les Andes de Mérida (ou "Andes Merideños") culminent à plus de 5 000 m au pic baptisé Bolivar. La végétation, forestière et dense jusqu'à 2 000 m d'altitude, est représentée plus haut par des eucalyptus clairsemés ; au-dessus de 3 500 m subsistent en vastes prairies les "frailejones". Entre 1 500 et 3 000 m environ, les moindres parcelles cultivables sont utilisées pour une production maraîchère intensive. La Cordillère Caraïbe, encore appelée Système Montagneux Caraïbe (ou "Sistema Montañoso del Caribe") est un ensemble plus composite et de moindre altitude ; il comprend un bourrelet côtier, la Cordillère de la Côte, prolongée par la Péninsule d'Araya-Paria, et un bourrelet intérieur appelé Chaîne Intérieure (ou "Serranía del Interior"). La Cordillère de la Côte surplombe -par l'intermédiaire d'un versant très escarpé- la Mer Caraïbe, et ce, d'une hauteur de 2 765 m en son point culminant, le Pic Naiguata. La Chaîne Intérieure, dans sa portion orientale, culmine à 2 495 m au Mont Turimiquire. Cordillère de la Côte et Chaîne Intérieure Occidentale sont séparées par une série de dépressions grossièrement alignées : celle de Valencia avec son lac (notée 1 sur fig. 3), celle du Tuy moyen ou Bassin de Santa Lucia-Ocumare del Tuy (notée 2) et celle du Barlovento (notée 3). La région de Barquisimeto correspond à une zone déprimée relativement (ou "Surco") mais accidentée, qui fait lien entre les Andes de Mérida et la Cordillère Caraïbe. La Cordillère de la Côte et la Chaîne Intérieure (Orientale et Occidentale) ont, dans les secteurs préservés, une couverture forestière dense ; dans ces régions, le contraste saison sèche-saison des pluies se fait peu sentir et il y subsiste localement les vestiges de grandes "haciendas" de café ; cette culture est encore activement pratiquée dans le Nord des Andes de Mérida (Etat Trujillo). La Chaîne Intérieure Orientale a également un couvert végétal important tandis que la Péninsule d'Araya-Paria est surtout le domaine des cactus et des arbustes épineux. Les portions "préservées" mentionnées précédemment correspondent surtout à deux parcs nationaux déserts et pauvres en voies de pénétration : le Parc Henry Pittier au Nord de Maracay et le Parc du Guatopo situé immédiatement au Sud de la dépression du Tuy moyen ; ailleurs le défrichement, dont le but est l'installation d'une petite agriculture vivrière, s'accompagne le plus souvent d'incendies volontaires qui détruisent beaucoup plus que le demi-hectare destiné aux haricots noirs ou à la "yuca" (racine féculente semblable au manioc). Ce phénomène a considérablement modifié le paysage de la Chaîne Intérieure Occidentale surtout, contribuant notamment à l'assèchement de nombreux petits cours d'eau de fond de vallée le long desquels s'installent les "caseros" (petits groupes d'habitations). Il faut rappeler que l'agriculture traditionnelle de ces hauteurs se pratique en sous-bois, les caféiers constituant une strate inférieure, les orangers, les cacaoyers et les bananiers constituant parfois une strate moyenne.

4.- Le Falcón

Formée d'une série de chaînons d'altitude moyenne, cette région très localement escarpée, a un couvert végétal fait essentiellement de cactus et d'arbustes épineux.

Le secteur que j'ai étudié (en grisé sur la figure 2) s'étend donc depuis la transition entre les "llanos" et la Chaîne Intérieure Occidentale jusqu'à la dépression qui sépare cette dernière de la Cordillère de la Côte. Pour le détail de l'hydrographie, de la topographie, de

la toponymie et des voies d'accès, le lecteur voudra bien se reporter aux différents schémas de localisation ainsi qu'à la carte annexée au présent mémoire.

II.- GRANDS TRAITES GEOLOGIQUES DU VENEZUELA SEPTENTRIONAL

Après avoir résumé les principales caractéristiques lithostratigraphiques et structurales du Vénézuéla septentrional, nous envisagerons plus en détail la Chaîne Caraïbe, édifice aux caractères alpins.

A) Du Bouclier Guyanais aux Chaînes Andines et Caraïbes. Généralités

Les trois principaux reliefs mentionnés au paragraphe précédent correspondent à trois entités géologiques majeures du Vénézuéla :

- la Cordillère Caraïbe correspond à la Chaîne Caraïbe ; orogène dont nous détaillerons ultérieurement les caractères, elle se prolonge (fig. 4) vers l'Est dans les îles de Trinidad et Tobago. Vers l'Ouest, dans la région de Barquisimeto (ou "Surco"), la limite méridionale de la Chaîne Caraïbe subit une déflexion vers le Nord-Ouest, baptisée "Transversale de Barquisimeto" (AUBOUIN, 1977a ; AUBOUIN et TARDY, 1980). Dans ce secteur, la Chaîne Caraïbe chevauche une des extrémités de la Chaîne Andine (STEPHAN, 1977a), en l'occurrence les Andes de Mérida.

- les Andes de Mérida correspondent à l'extrémité du rameau nord-oriental de la Chaîne Andine, laquelle en Colombie, se subdivise en Cordillère Centrale et Cordillère Orientale. Cette dernière à son tour se subdivise en un rameau occidental à l'Ouest du Lac de Maracaïbo (Massif de Santa Marta et Cordillère de Perija), et un rameau oriental : les Andes de Mérida (*in* STEPHAN *et al.*, 1980 ; *in* SHAGAM, 1975). Composées d'un bâti précambrien et paléozoïque, les Andes de Mérida reçoivent une couverture sédimentaire continentale rubéfiée du Jurassique et une couverture sédimentaire marine néritique carbonatée et détritique durant le Crétacé-Paléogène. La caractéristique principale de cette portion de la Chaîne Andine est d'être liée à des épisodes tectoniques essentiellement verticaux dont les plus récents, plio-quaternaires, sont responsables de la topographie actuelle. C'est à leur faveur que sont remontés des panneaux d'un socle précambrien empruntés au craton guyanais, dont les Andes de Mérida ne sont, comme le rappellent STEPHAN *et al.* (1980), qu'une "dépendance". Chaîne "liminaire", donc, (AUBOUIN, 1977a), les Andes de Mérida passent vers l'Ouest et le Sud à des portions de la Chaîne Andine où un puissant magmatisme acide à intermédiaire de type calco-alkalin (plutons granodioritiques et laves andésitiques) s'est développé au Trias-Jurassique (*in* STEPHAN *et al.*, 1980) ;

- les collines et plateaux des régions guyanaises et amazoniennes correspondent au Bouclier guyanais où affleurent différents ensembles ou "provinces" magmatiques et métamorphiques d'âge précambrien. Sans entrer dans le détail, signalons que l'ensemble le plus ancien, le complexe granitique d'Imataca (DOUGAN, 1977 ; GAUDETTE *et al.*, 1978) a été affecté par l'évènement dit "Gürrien" daté de $2\ 700 \pm 100$ M.A. Des "ceintures" vertes comparables à celles connues en Afrique, sont décrites au Vénézuéla. Les grands entablements appelés "tepuy" correspondent à la célèbre formation Roraïma composée essentiellement de grès ; ceux-ci forment une "chappe" horizontale de plus de 1 500 m d'épaisseur dont on connaît des témoins sur une superficie équivalente

valente à celle de la France. La formation Roraïma est l'objet d'une controverse peu banale : recoupés à leur base par des dykes de gabbro-diorite datés de 1 800 M.A., ces grès seraient, pour GANSSER (1974), le résultat d'une sédimentation discontinue mais concordante, depuis le Précambrien moyen jusqu'au Crétacé supérieur.

Au Nord de l'Orénoque, le Précambrien du Bouclier Guyanais se recouvre progressivement de sédiments détritiques d'âge quaternaire puis pliocène et miocène ; ces derniers recouvrent eux-mêmes des sédiments continentaux ou lagunaires du Crétacé, lesquels recouvrent, dans la moitié Nord des "llanos", du Paléozoïque (connu en sondages).

Le Massif d'El Baül (fig. 4) est un jalon précieux pour la stratigraphie et la paléogéographie du Paléozoïque. Pour l'ensemble des données concernant ce dernier, le lecteur pourra se reporter à l'ouvrage de GONZALEZ de JUANA *et al.* (1980) ainsi qu'à la compilation et la synthèse réalisées par THERY (1982). Rappelons, toutefois, que dans le Massif d'El Baül sont connus des schistes noirs à Trilobites du Cambrien supérieur (*in* ANONYME, 1970) ; dans les Andes de Mérida, des schistes parfois calcareux, à Graptolites et Trilobites, représentent le Paléozoïque inférieur (Cambrien (?) - Ordovicien - Silurien) ; au-dessus repose en discordance une épaisse série carbonifère-permienne, gréseuse à sa base et calcaire au sommet.

Deux grands bassins oligo-miocènes plissés affleurent partiellement :

- celui du Guárico, en position frontale par rapport à la Chaîne Caraïbe ; ses structures correspondent au raccord topographique relativement progressif entre le Nord des "llanos" et la Chaîne Intérieure Occidentale ;

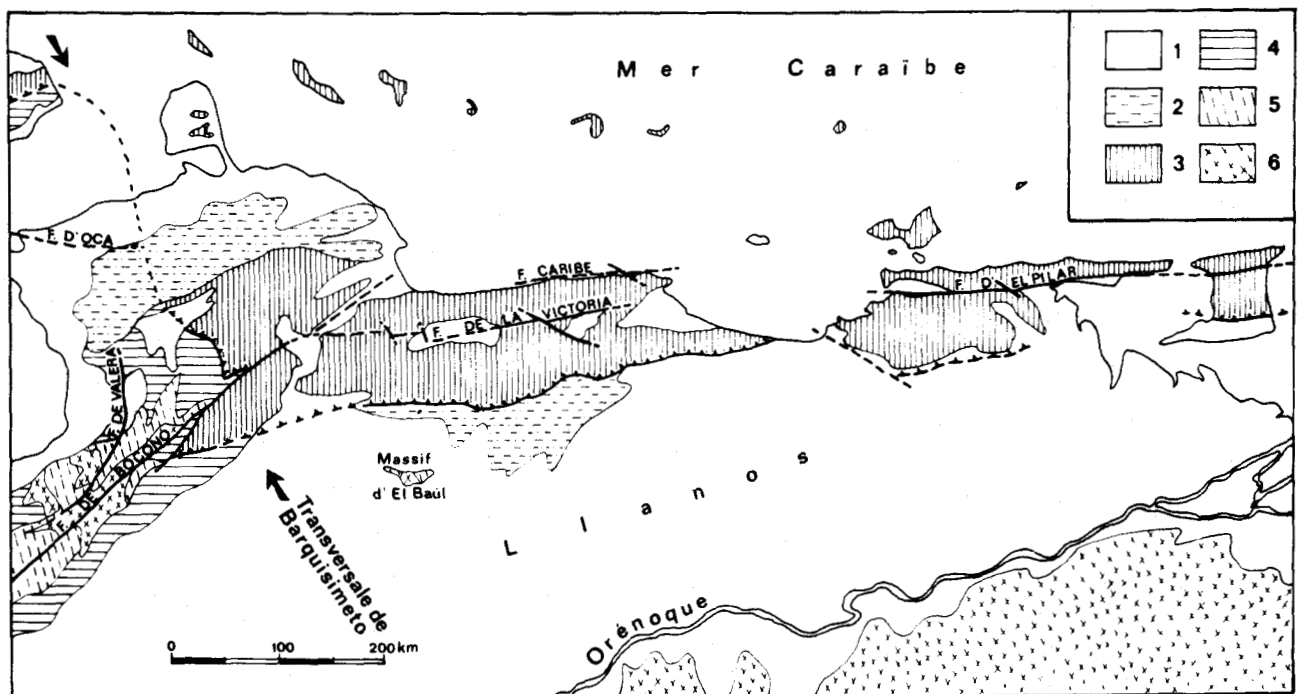


Fig. 4.- Principaux ensembles géologiques du Vénézuéla septentrional.
Légende : 1. Plio-Quaternaire ; 2. Oligo-Miocène ; 3. Chaîne Caraïbe ; 4. Mésozoïque-Paléogène andins ; 5. Paléozoïque (Andes de Mérida et Massif d'El Baül) ; 6. Précambrien (Andes de Mérida et Bouclier Guyanais).

Fig. 4.- Conjuntos geológicos principales de Venezuela septentrional.
Leyenda : 1. Plio-Cuaternario ; 2. Oligo-Mioceno ; 3. Cadena Caribe ; 4. Mesozoico-Paleogeno andinos ; 5. Paleozoico (Andes Merideños y Macizo de El Baül) ; 6. Precámbrico (Andes Merideños y Escudo de Guyana).

- celui du Falcón, qui s'appuie à la fois sur la Chaîne Caraïbe et sur son autochtone andin.

De grands accidents verticaux -décrochants ou normaux- découpent l'ensemble du Vénézuéla septentrional, présentant souvent un jeu (ou rejeu) plio-quadernaire important, ces failles ont une expression topographique très nette ; les principales d'entre elles ont été notées sur la figure 4.

B) La Chaîne Caraïbe : bref historique et organisation géologique

Avant d'envisager l'organisation géologique, proposée notamment par MENENDEZ (1966), BELLIZZIA (1972), BELLIZZIA *et al.* (1980) et STEPHAN *et al.* (1980), il nous faut revenir près de deux siècles en arrière pour retracer les étapes principales de la connaissance géologique de la Chaîne Caraïbe ainsi que le cadre dans lequel elles se sont déroulées.

1.- Bref historique de la connaissance de la Chaîne Caraïbe

a) Premiers récits et premières descriptions

Parmi les premières explorations à but géographique ou naturaliste, celles de HUMBOLDT se déroulèrent de 1799 à 1804 ; l'ensemble des observations a été consigné dans un ouvrage intitulé "Voyage aux régions équinoxiales du Nouveau Continent" (HUMBOLDT, 1820). Cet auteur mentionne notamment (HUMBOLDT *in* MORGAN, 1970) la présence de "roches à grenats et amphiboles" dans la région de Caracas. LAMARE (1927) considère que la période proprement exploratoire qui débute avec les travaux de HUMBOLDT va se poursuivre jusque vers 1910, date à laquelle la présence d'hydrocarbures -connus en surface- va susciter des travaux nombreux et systématiques. Entre-temps, KARSTEN (1886 *in* LAMARE, 1927) et SIEVERS (1896 *in* LAMARE, 1927) établissent l'un et l'autre une carte géologique du Vénézuéla.

b) Les débuts de l'ère "pétrolière"

Dans son historique de l'exploration pétrolière, LAMARE (1927) rappelle que les premières concessions furent délivrées en 1878 à la Compagnie Pétrolière du Tachira et, en 1896, à une compagnie française, la Compagnie du Pétrole des Andes. C'est dans les années 1920 que débute l'exploration et l'exploitation des champs pétrolifères et avec eux, de nombreux travaux géologiques régionaux. Pour un historique détaillé ainsi que pour la structure et le développement récent des bassins pétroliers, le lecteur se reportera à l'ouvrage de GONZALEZ de JUANA *et al.* (1980). LIDDLE (1928, 1946) a, par deux fois, réalisé un ouvrage de synthèse tentant d'intégrer l'ensemble des données géologiques disponibles sur le Vénézuéla et l'île de Trinidad, cette dernière également productrice de pétrole.

c) Les grandes séries de travaux régionaux

La publication des premiers travaux régionaux coïncident avec la parution des premiers numéros du "Bulletin de Géologie et des Mines" (devenu en 1951 Bulletin de Géologie) diffusé par le Ministère des Mines et Hydrocarbures à Caracas. C'est ainsi que AGUERREVERRE et ZULOAGA (1937, 1938) publient une étude de la partie centrale de la "Cordillera de la Cos-

ta" (équivalent de ce que nous avons appelé Chaîne Caraïbe) ; ils proposent un découpage en grandes ceintures ainsi qu'une nomenclature stratigraphique dont beaucoup de noms apparaissent dans la dernière édition du Lexique Stratigraphique du Vénézuéla (ANONYME, 1970). La distinction du point de vue géologique entre les Andes de Mérida et la future Chaîne Caraïbe est acquise ; déjà, SIEVERS (1888, *in* LAMARE, 1927) avait souligné la discontinuité entre les deux et considérait la région de Barquisimeto comme "intermédiaire".

Comme le rappellent STEPHAN *et al.* (1980), à partir des années 50, les études régionales s'organisent en plusieurs axes et sont le fait de plusieurs groupes de chercheurs :

- les géologues du Ministère Vénézuélien des Mines et Hydrocarbures (devenu récemment Ministère de l'Energie et des Mines), groupe dirigé pendant de nombreuses années par A. BELLIZZIA, et travaillant dans l'ensemble du pays ;

- les géologues des compagnies pétrolières, travaillant surtout la bordure méridionale de la Chaîne Intérieure (Orientale et Occidentale), le Nord des Andes, le Falcón et le pourtour du Lac de Maracaïbo ;

- les chercheurs de l'Université de Princeton, longtemps dirigés par H. HESS, travaillant dans le cadre du "Caribbean Research Project"- les portions métamorphiques et ignées de la Chaîne ; la plupart des mémoires de leurs Ph. D. ont été traduits et publiés en espagnol dans le Bolletín de Geología, à Caracas ;

- les chercheurs de l'Université Centrale du Vénézuéla, dirigés par Cl. GONZALEZ de JUANA, travaillant beaucoup également dans les régions métamorphiques de la Chaîne ;

- l'équipe universitaire néerlandaise, dirigée par H.J. Mac GILLAVRY, effectuant des recherches dans les Antilles Hollandaises.

A ces travaux, il faut bien sûr ajouter de nombreuses études, vénézuéliennes et internationales, plus ponctuelles et portant sur différentes disciplines géologiques ainsi que sur la géomorphologie. C'est ainsi que s'affine la stratigraphie du Crétacé et du Paléogène du Nord des Andes et de la région de Barquisimeto (RENZ, 1959 ; VON DER OSTEN, 1967 ; BUSHMAN, 1959, 1965 ; BELLIZZIA et RODRIGUEZ, 1968 ; etc...) et de la Chaîne Intérieure (EVANOFF, 1951 ; RENZ et SHORT, 1960 ; HEDBERG, 1950 ; PEIRSON, 1965 ; ROSALES, 1960 ; etc...). Le Néogène est étudié principalement dans le Bassin du Falcón, pour ce qui concerne la surface (WHEELER, 1960 ; GAMERO y DIAZ de CAMERO, 1963 ; etc...). Les nombreux sondages pétroliers effectués au pied de la Chaîne Intérieure Orientale précisent aussi la stratigraphie du Paléogène et du Néogène (DE SISTO, 1960 ; SALVADOR, 1964 ; etc...). Magmatisme, métamorphisme et microstructures sont étudiés dans le Cordillère de la Côte, la Péninsule d'Araya-Paria, l'île de Margarita et la partie septentrionale de la Chaîne Intérieure Occidentale (DENGO, 1953 ; SMITH, 1953 ; SHAGAM, 1960 ; etc...) ; des études pétrologiques et géochimiques sont réalisées notamment dans le laboratoire du Ministère Vénézuélien des Mines et Hydrocarbures sous la direction de C. MARTIN. Les différents travaux mentionnés dans ce paragraphe sont très loin de représenter un inventaire exhaustif ; un rappel plus détaillé sera présenté dans les chapitres qui suivent, pour chacun des différents ensembles envisagés.

d) Charriages et allochtonie dans -et de- la Chaîne Caraïbe

La mise en évidence de structures tectoniques tangentielles apparaît, pour ce qui concerne la portion centrale de la Chaîne Caraïbe, dès les travaux de KAMEN-KAYE (1938, *in* PEIRSON, 1965) et d'EVANOFF (1951) ; analysées et figurées par PEIRSON (1965), ces structures concernent la Chaîne Intérieure Occidentale (soit la "Ceinture Piémontine" de la figure 5). Pendant la même période Mac KENZIE (1953; *in* Mac KENZIE, 1960) cartographie, sur plus de 60 km, le "Chevauchement de Manrique", dans la terminaison occidentale de la Chaîne Intérieure Occidentale (région de El Tinaco). En 1965, HESS (communication orale, *in* OXBURGH, 1965) émet l'hypothèse de l'allochtonie de la "Ceinture métavolcanique de Villa de Cura" définie par AGUERREVERRE et ZULOAGA (1937), ensemble long de plus de 200 km et large de 25 à 30 km. Dans sa synthèse de 1966, MENENDEZ, le premier, donne une coupe de la Chaîne Caraïbe sur laquelle ces structures apparaissent clairement. BELL (1968 b) complète la coupe de MENENDEZ vers le Sud et donne une série de profils rétrotectoniques sur lesquels apparaissent des mouvements à vergence Sud dont le moteur est la gravité. L'organisation de la Chaîne Caraïbe établie par ces deux auteurs ainsi que par PEIRSON (1965) est reproduite sur la figure 5, tirée de BELL (1968 b). Mac GILLAVRY (1970) parle de "nappe vénézuélienne" et considère que la bordure du continent sud-américain est impliquée dans des charriages ; il s'agit pour cet auteur de mouvements compressifs et non gravitationnels. BELLIZZIA (1972) propose une allochtonie complète pour la Chaîne Caraïbe. GRATEROL (1972) , BELLIZZIA *et al.* (1972) analysent les principaux ensembles considérés comme "ophiolitiques" ; BUTTERLIN (1972a et b) et AUBOUIN (1974) analysent la Chaîne Caraïbe à la lueur du concept de chaîne géosynclinale. A partir de 1972, apparaissent les premières tentatives d'interprétation de la formation de la Chaîne Caraïbe en termes de nouvelle tectonique globale ; nous reviendrons sur celles-ci dans le chapitre consacré à la géodynamique d'ensemble de la marge sud-caraïbe.

2.- Organisation "alpine" de la Chaîne Caraïbe

Deux schémas d'organisation sont résumés ici :

- celui tiré de BELL (1968 b) pour la portion centrale de la Chaîne, et qui m'a servi de référence de base lors du début de mes travaux en novembre 1975 ;
- celui de STEPHAN *et al.* (1980), auquel je me référerai par la suite, et dont certains éléments d'argumentation détaillée seront développés dans différents chapitres du présent mémoire.

a) Le découpage tectonique et lithostratigraphique de PEIRSON-MENENDEZ-BELL

La figure 5 est une reproduction du schéma d'organisation géologique présenté par BELL (1968 b) et issu des travaux de cet auteur ainsi que de ceux de PEIRSON (1965) et de MENENDEZ (1966). Le terme "ceinture" a été choisi pour traduire le vocable espagnol "faja" utilisé pour désigner les différents ensembles définis par ces auteurs.

Les quatre ceintures septentrionales comprennent essentiellement des roches métamorphiques et ignées tandis que vers le Sud, il s'agit exclusivement de roches sédimentaires d'âge crétacé à néogène. Ces ceintures sont séparées par des grands accidents verticaux ou inverses (Faille de La Victoria, Faille de Santa Rosa) ou chevauchants (Faille de Agua Fria, Faille de Cantagallo, Zone des Chevauchements Frontaux). Rappelons l'essentiel de la composition de chaque ceinture :

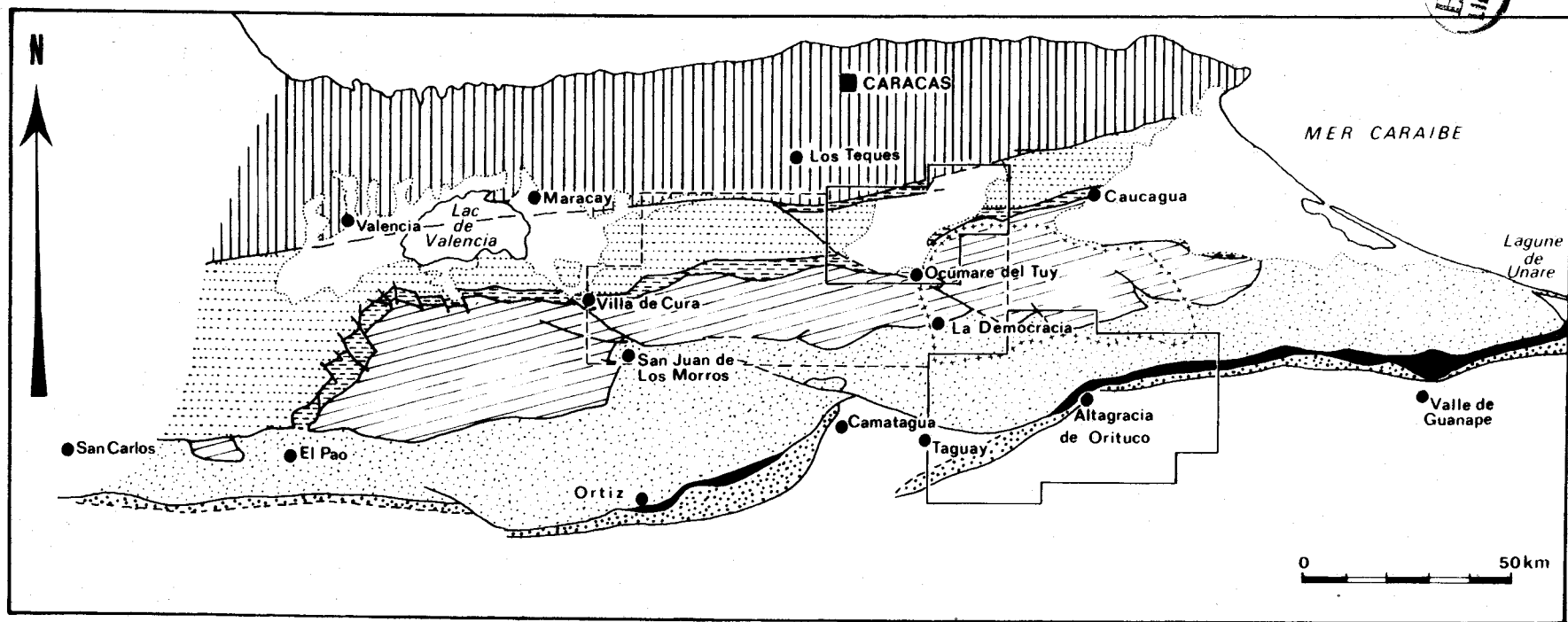
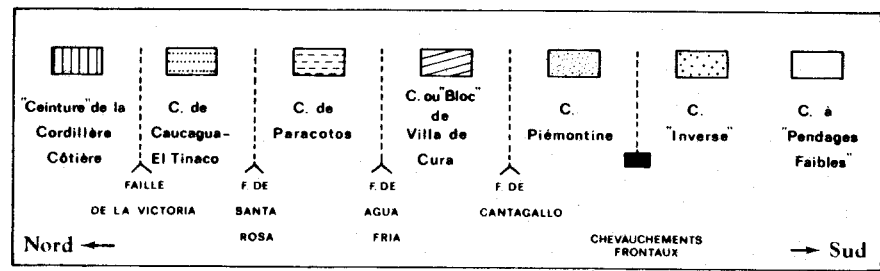


Fig. 5.- Les "Ceintures Tectoniques" de la Chaîne Caraïbe Centrale selon BELL (1968b).
 (Secteur entouré de petites croix : Parc National Guatopo ; trait continu : limites de la zone levée au 50 000e ; trait discontinu : limite de la zone levée au 100 000e).

Fig. 5.- Las "Fajas Tectónicas" de la Cadena Caribe según BELL (1968b).
 (Area limitada por pequeñas cruces : Parque Nacional Guatopo ; línea continua : límite de la zona levantada a escala 1 : 50 000 ; línea discontinua : límite de la zona levantada a escala 1 : 100 000).



- la "Ceinture de la Cordillère Côtière" comprend une série métasédimentaire Jurassique à Crétacé inférieur (Groupe Caracas) ainsi que des noyaux de socle granito-gneissique ;
- la "Ceinture de Caucagua-El Tinaco" est une succession de "panneaux de socle" (MENENDEZ, 1966) recouverts d'une série volcano-sédimentaire épimétamorphique d'âge crétacé (Groupe Post-Caracas). S'y ajoutent des ensembles intrusifs de gabbros et ultrabasites (SMITH, 1953 ; SHAGAM, 1960) ;
- la "Ceinture de Paracotos" formée de sédiments d'âge maastrichtien (formation Paracotos) ;
- la "Ceinture de Villa de Cura", appelée aussi "Bloc Allochtone de Villa de Cura", formée de roches volcaniques métamorphisées, dans lesquelles SHAGAM (1960) signale la présence de glaucophane ;
- la "Ceinture Piémontine", faite d'une épaisse série à faciès flysch (Formation Guárico) d'âge paléocène-éocène ;
- la zone des Failles de Chevauchement du front de la Ceinture Piémontine ; il s'agit d'une

Fig. 6.- Organisation géologique de la Chaîne Caraïbe et de la Terminaison Nord-Andine selon STEPHAN *et al.* (1980).

Légende Stratigraphie

- Chaîne andine et plate-forme guyanaise (autochtone) : 1. Socle précambrien et paléozoïque avec granites jurassiques, crétacés et éocènes (Cordillère Centrale et massif de Santa Marta ; 2. Socle précambrien et paléozoïque (Cordillère Orientale, Sierra de Perija et Andes de Mérida) ; 3. Couverture mésozoïque et tertiaire.

- Chaîne Caraïbe (allochtone) :

. nappe piémontine : 4. Flysch paléocène-éocène et substratum crétacé ;

. nappe complexe de Lara : 5. Socle paléozoïque ou plus ancien (nappe de Tinaco-Tinaquillo, complexe de Yumare) ; 6a. Socle précambrien-paléozoïque et couverture jurassico-crétacée, métamorphisés (unité de la Cordillère Côtière et équivalents) ; 6b. Jurassico-Crétacé métamorphique à éclogites et ultrabasites (unité "frange côtière-Margarita") ; 7. Granodiorites, Crétacé sup. (Cordillère Côtière, Antilles Néerlandaises et Vénézuélienne), Paléocène et Eocène (Santa Marta, Coajira) ; 8. Magmatisme basique, Crétacé ou plus ancien, avec ou sans métamorphisme (nappe de Villa de Cura, Ile de Tobago) ; 9. Complexes ophiolitiques et autres ensembles ultramafiques ; 10. Sénonien sup. épimétamorphique (nappe ophiolitique de Loma de Hierro) ;

. domaine des Antilles Néerlandaises : 11. Crétacé inf. à sup. volcanique et sédimentaire, non ou très peu métamorphique.

- Séquences post-Eocène moyen : 12. Oligo-Miocène ; 13. Mio-Pliocène ; 14. Quaternaire.

Tectonique :

15. Charriage post-Eocène moyen ; 16. Charriage pré-Eocène moyen ; 17. Faille inverse ou petit chevauchement ; 18. Faille verticale décrochante ou pas ; bF. Faille de Boconó ; LvF. Faille de la Victoria ; OF. Faille d'Oca ; SF. Faille de San Francisco ; SmbF. Faille de Santa Marta-Bucaramanga ; cf. Faille Caribe.

Toponymie :

B. Barquisimeto ; Ba. Barcelona ; C. Caracas ; Ca. Carupano ; M. Maracaïbo ; P.C. Puerto Cabello. Ps. Port-of-Spain ; Sc. San Carlos.

Fig. 6.- Organización geológica de la Cadena Caribe y de la Terminación Norte-Andina según STEPHAN *et al.* (1980).

Leyenda : Estratigrafía :

- Cadena andina y plataforma guyanesa (autóctono) : 1. Zócalo precámbrico y paleozoico con granitos jurásicos, cretácicos y eocenos (Cordillera Central) y Macizo de Santa Marta ; 2. Zócalo precámbrico y paleozoico (Cordillera Oriental, Sierra de Perija y Andes Merideños) ; 3. Cobertura mesozoica y terciaria.

- Cadena Caribe (alóctono) :

. napa piemontina : 4. Flysch paleoceno-eoceno y subestrato cretácico ;

. napa compleja de Lara : 5. Zócalo paleozoico o mas antiguo (napa de Tinaco-Tinaquillo, complejo de Yumare) ; 6a. Zócalo precámbrico-paleozoico y cobertura jurásica-cretácica, metamorfizados (unidad de la Cordillera de la Costa y equivalentes) ; 6b. Jurásico-Cretácico metamorfizado con eclogitas y ultramáficas (unidad "Franja Costa-Margarita") ; 7. Granodioritas, Cretácico sup. (Cordillera de la Costa, Antillas Holandesas y Venezolanas), Paleoceno y Eoceno (Santa Marta, Coajira) ; 8. Magmatismo básico, Cretácico o mas antiguo, metamorfizado o no (napa de Villa de Cura, Isla de Tobago) ; 9. Complejos ofiolíticos y otros conjuntos ultramáficos ; 10. Senonense sup. epimetamorfico (napa ofiolitica de Loma de Hierro) ;

. dominio de la Antillas Holandesas : 11. Cretácico inf. hasta sup. volcanico y sedimentario, poco o no metamorfizado.

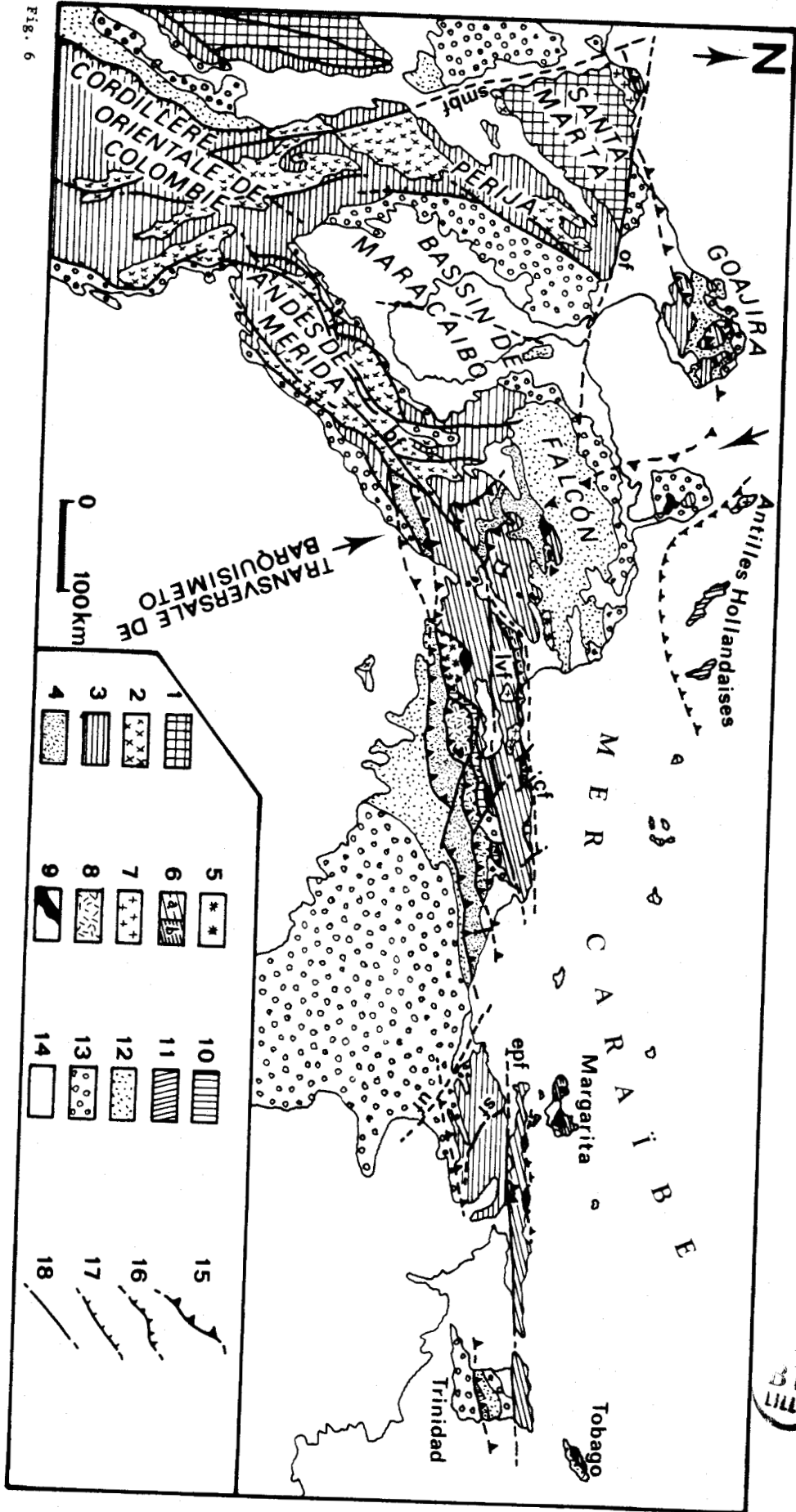
- Secuencias post-Eoceno medio : 12. Oligo-Mioceno ; 13. Mio-Plioceno ; 14. Cuaternario.

Tectónica :

15. Corrimiento post-Eoceno medio ; 16. Corrimiento pre-Eoceno medio ; 17. Falla inversa o corrimiento pequeño ; 18. Falla vertical con o sin juego transcurrente ; bF. Falla de Boconó ; LvF. Falla de La Victoria ; OF. Falla de Oca ; SF. Falla de San Francisco ; SmbF. Falla de Santa Marta-Bucaramanga ; cf. Falla del Caribe.

Toponimia :

B. Barquisimeto ; Ba. Barcelona ; C. Caracas ; Ca. Carúpano ; M. Maracaïbo ; P.C. Puerto Cabello ; Ps. Port-of-Spain ; Sc. San Carlos.



frange complexe sur le plan tectonique et stratigraphique qui implique des sédiments d'âge paléocène-éocène inférieur, mais aussi éocène supérieur et oligo-miocène (PEIRSON, 1965) ;

- la "Zone Inverse" doit son appellation au fait d'être constituée d'une épaisse formation détritique d'âge oligocène-miocène inférieur à moyen, entièrement en série inverse à plongement Nord ;

- la "Zone à Pendages Faibles" où les sédiments détritiques miocènes ont des déformations plicatives faibles qui disparaissent vers le Sud.

Pour MENENDEZ (1965), le Bloc Allochtone de Villa de Cura a glissé, par gravité, vers le Sud au cours du Maastrichtien ; pour BELL (1968 b) ce mouvement a été suivi par la tectonisation et le glissement par gravité, vers le Sud, du flysch de la Ceinture Piémontine, mouvement qui s'est poursuivi jusqu'au Miocène.

b) L'organisation géologique de la Chaîne Caraïbe et de la Terminaison Nord-Andine selon STEPHAN (1978) et STEPHAN, BECK, BELLIZZIA, BLANCHET (1980) (fig. 6)

Analysant la région de Barquisimeto, STEPHAN (1977 a, 1978) montre que le Nord des Andes de Mérida sert d'avant-pays autochtone à la prolongation occidentale de la Ceinture Piémontine ; cette dernière est elle-même, dans cette région, chevauchée par des éléments appartenant à la Ceinture de la Cordillère Côtière, ainsi que des éléments d'une écaïlle ophiolitique (STEPHAN, 1980). BECK (1980 b) définit - dans la partie centrale de la Chaîne - la Nappe ophiolitique de Loma de Hierro, dont les éléments ignés étaient inclus dans la "Ceinture de Caucaagua-El Tinaco" ; il considère que la Ceinture de Paracotos est une couverture sédimentaire de ces ophiolites.

Comparant ces deux secteurs de la chaîne entre eux, ainsi qu'avec la Péninsule d'Araya-Paria et les îles de Trinidad et Tobago, STEPHAN (1980) et STEPHAN *et al.* (1980) définissent l'"Allochtone Complexe et Polyphasé de Lara", ensemble à structure d'anticlinorium de nappes dont la base correspond à la Cordillère Côtière (STEPHAN, 1978). Cette dernière est surmontée, de bas en haut, par :

- la Nappe de Tinaco-Tinaquillo, qui comprend un socle gneissique sus-jacent à des péridotites de haute température (Mac KENZIE, 1960) et une couverture volcanique et sédimentaire non métamorphique d'âge aptien-albien à sénonien ;

- la Nappe Ophiolitique de Loma de Hierro-Siquisique comprenant un substratum ophiolitique d'âge jurassique moyen, une couverture volcanique basique discordante d'âge crétacé inférieur (?) et une couverture sédimentaire d'âge Sénonien supérieur ;

- la Nappe de Villa de Cura, ensemble de laves basiques et pyroclastites métamorphisées HP/BT et considéré comme d'âge Crétacé inférieur ; elles sont elles-mêmes recouvertes d'une épaisse série volcanique d'âge albien (à Crétacé supérieur ?).

Par ailleurs, au sein de la Ceinture de la Cordillère Côtière, ces auteurs distinguent une unité baptisée "Frange Côtière-Margarita" comprenant notamment des lambeaux de serpentinite et d'éclogite, et accolée précocement à la Cordillère Côtière (CAMPOS *et al.*, 1980 ; CAMPOS, 1981). Pour STEPHAN *et al.* (1980), les Antilles Hollandaises constituent l'"arrière-pays" de la Chaîne Caraïbe, dans lequel on retrouve des traces des principaux événements

ayant affecté cette dernière. Pour ces auteurs, trois grandes étapes sont à distinguer dans la genèse de la Chaîne Caraïbe :

- une suture Jurassique supérieur-Eocrétacé, associée à une première mise en place d'ophiolites et un métamorphisme de type HP/BT ;
- une réorganisation paléogéographique profonde à l'Aptien-Albien, associée à un magmatisme basique généralisé ;
- une série d'épisodes compressifs au Crétacé supérieur et au Tertiaire, provoquant des charriages à vergence Sud tout au long de la nouvelle marge créée.

III.- CADRES DE L'ETUDE ET LIGNES DIRECTRICES DE L'OUVRAGE

A) Cadre et but de l'étude

Réalisés dans le cadre du projet de coopération franco-vénézuélienne en géologie, les travaux présentés dans ce mémoire s'insèrent :

- dans le programme d'études géologiques régionales et de cartographie au 50 000e entrepris par la Direction de la Géologie au Ministère Vénézuélien de l'Energie et des Mines, sous la direction d'Alirio BELLIZZIA. J'ai délimité sur la figure 5 les deux secteurs levés au 50 000e (Feuille d'Altogracia de Orituco, moitié Est de la Feuille de Taguay, Dépression de Santa Lucia-Ocumare del Tuy). Le secteur encadré d'un trait discontinu, sur la figure 5, a été levé de façon moins détaillée, au 100 000e. Débutés au Sud à la limite des "llanos", les travaux se sont poursuivis vers le Nord-Ouest en contournant, en quelque sorte, le Parc National Guatopo. Ce dernier -limité sur la figure 5 par des petites croix- a un couvert végétal continu très épais et très peu de voies de pénétration ;
- dans le programme d'étude de la marge sud-caraïbe élaboré et dirigé par Jean AUBOUIN et René BLANCHET ; débuté en 1976, il comprend entre autres, des études régionales, structurales et stratigraphiques (Jean-François STEPHAN, Victor CAMPOS, Christian BECK), des études pétrologiques-géochimiques (Danielle GIRARD, René MAURY), des études radiochronologiques (Hervé BELLON) et des études biostratigraphiques et paléoécologiques (Olivier MACSOTAY).

Un troisième cadre est venu s'ajouter à mes travaux de par l'étroite collaboration maintenue avec les géologues de l'Institut Français du Pétrole (Alain MASCLE, Bernard BIJU-DUVAL), ces derniers ayant entrepris un vaste programme d'études géologiques "onshore" et "offshore", et d'études géophysiques, de la marge nord-vénézuélienne.

Le but des travaux entrepris est avant tout une analyse stratigraphique et tectonique d'un transect de la Chaîne Caraïbe dans sa portion centrale, étude comparée avec celle effectuée en parallèle par Jean-François STEPHAN au niveau de la Transversale de Barquisimeto. Pour ce qui concerne les relevés réalisés personnellement, le transect étudié est incomplet puisqu'il s'arrête à hauteur de la Faille de La Victoria ; Cordillère Côtière et Unité Frange Côtière-Margarita seront envisagées essentiellement à partir des données préexistantes. Dans un deuxième temps, une tentative a été faite pour déterminer l'âge et la physionomie des différentes paléogéographies qui ont marqué la marge sud-caraïbe au Mésozoïque et au Cénozoïque ; enfin, pour la période crétacée, les apports de la pétrologie-géochimie ont été précieux.

B) Présentation et lignes directrices de l'étude

Dans les chapitres qui vont suivre, j'ai choisi une présentation par grands ensembles structuraux et lithostratigraphiques, notamment en raison du manque de données chronostratigraphiques, indispensables à une présentation "horizontale". Le long du transect étudié, seules les Unités de Tinaco-Tinaquillo, Loma de Hierro, Siquisique et Villa de Cura apparaissent en nappes s.s. totalement isolées de leurs racines et seront regroupées sous le vocable "Nappes d'Aragua"; à la différence, les autres ensembles seront désignés en tant que "zones".

J'utiliserai une nomenclature légèrement différente de celle proposée par STEPHAN *et al.* (1980) en distinguant, du Sud vers le Nord :

- l'avant-pays piémontin ;
- la Zone Piémontine (ou Zone Externe) ;
- les Nappes d'Aragua (ou Nappes Internes) ; elles regroupent les Nappes de Caucagua-El Tinaco, Loma de Hierro et Villa de Cura ; en désaccord avec l'idée de la prolongation, dans le secteur étudié, de l'Unité de Tinaco-Tinaquillo (*in* STEPHAN *et al.*, 1980, p. 50), je me suis convaincu ultérieurement de l'existence de cette prolongation et apporterais des arguments en ce sens ; j'utiliserai l'appellation "Nappe de Caucagua-El Tinaco" ; par ailleurs, l'Unité de Loma de Hierro-Siquisique de STEPHAN *et al.* (1980) est devenue Nappe de Loma de Hierro, à la suite des interprétations récentes du secteur de Siquisique (STEPHAN, 1982) ;
- la Zone de la Cordillère Côtière (ou Zone Intermédiaire) ; le long du transect étudié, les rapports entre celle-ci et la Zone Piémontine ne sont pas observables (fig. 6) ;
- la Zone de la Frange Côtière - Margarita (ou Zone Interne).

L'étude réalisée porte essentiellement sur les trois ensembles les plus externes (les plus méridionaux) ; les Zones de la Frange Côtière - Margarita et de la Cordillère Côtière seront envisagées surtout à partir de données bibliographiques. Les différents ensembles seront présentés de l'extérieur vers l'intérieur, avec, pour chacun d'entre eux, une analyse stratigraphique et des considérations structurales.

Fig. 7.- Schéma géologique et structural de la région étudiée.

Légende : 1. Quaternaire; 2. Plio-Pléistocène; 3. Mio-Pliocène; 4. Oligo-Miocène; 5. Crétacé et Paléogène (Ecaillles Frontales); 6. Paléogène à olistolithes; 7. Paléogène (flysch, Fm. Guárico); 8. Crétacé supérieur; 9. Albien (Fm. Chuspita); 10. Crétacé inférieur (Fm. Las Mercedes); 11. Sénonien supérieur; 12. Crétacé "moyen" (Aptien à Sénonien inférieur, Fm. Tucutunemo); 13. Paléozoïque ? Mésozoïque inférieur ? (Schistes de Tinapú); 14. Paléozoïque-Precámbric ? (Gneiss de La Aguadita); 15. diorite; 16. Eocène à olistolithes; 17. Paléocène-Eocène inférieur; 18. Sénonien supérieur; 19. Crétacé "moyen" volcanique (Fm. Tiara); 20. Crétacé inférieur volcano-sédimentaire (du Rio Guare); 21 à 23. complexe ophiolitique (Jurassique supérieur ?); 21. gabbros lités amphibolitisés; 22. gabbros lités; 23. péridotites; 24. Sénonien supérieur-Paléocène; 25. Crétacé "moyen" volcanique (Fm. Dos Hermanas); 26. Jurassique supérieur-Neocomien ? volcano-sédimentaire métamorphisé HP/BT (Gr. Villa de Cura).

Fig. 7.- Esquema geológico-estructural del area estudiada.

Leyenda : 1. Cuaternario; 2. Plio-Pleistoceno; 3. Mio-Plioceno ; 4. Oligo-Mioceno; 5. Cretaceo y Paleogeno (Ecaillles Frontales); 6. Paleogeno con olistolitos; 7. Paleogeno (flysch, Fm. Guárico); 8. Cretaceo superior; 9. Albiense (Fm. Chuspita); 10. Cretaceo inferior (Fm. Las Mercedes); 11. Senoniense superior; 12. Cretaceo "medio" (Aptiense hasta Senoniense inferior, Fm. Tucutunemo); 13. Paleozoico ? Mesozoico inferior ? (Esquistos de Tinapú); 14. Paleozoico, Precámbrico ? (Gneiss de La Aguadita); 15. diorita; 16. Eoceno con olistolitos; 17. Paleoceno-Eoceno inferior; 18. Senoniense superior; 19. Cretaceo "medio" volcánico (Fm. Tiara); 20. Cretaceo inferior volcánico-sedimentario (del Rio Guare); 21 a 23. complejo ophiolitico (Jurásico superior ?); 21. gabbros bandeado amphibolitizado; 22. gabro bandeado; 23. peridotita; 24. Senoniense superior-Paleoceno; 25. Cretaceo "medio" volcánico (Fm. Dos Hermanas); 26. Jurásico superior-Neocomiense ? volcánico-sedimentario con metamorfismo AP.BT (Gr. Villa de Cura).

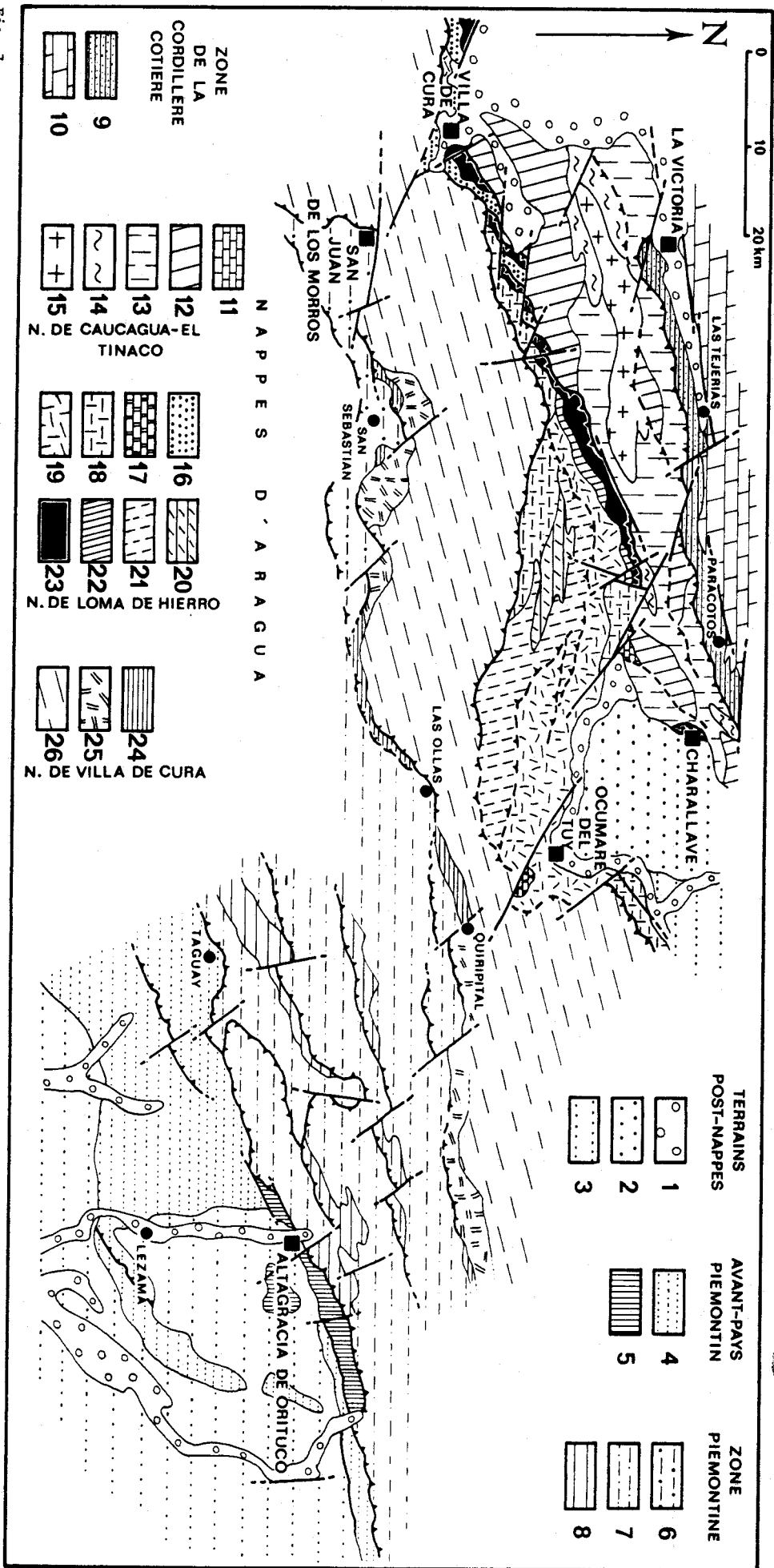


Fig. 7



Avant d'entrer dans le détail de chacune des différentes zones distinguées, je présenterai leurs caractéristiques lithologiques et structurales principales en commentant le transect étudié (fig. 7), de l'extérieur vers l'intérieur, soit du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

C) Résumé de la constitution géologique de la région étudiée

1.- L'avant-pays piémontin

Il est compris entre l'avant-pays non déformé et le front de la Zone Piémontine; il comprend :

- une épaisse série molassique oligocène-Miocène moyen, plissée et écaillée à l'approche du front de la Zone Piémontine
- une frange complexe - les Ecailles Frontales - où s'imbriquent, sous forme d'écailles, les molasses oligo-miocènes et une série calcaire ou pélitique Crétacé inférieur à Eocène moyen.

Ces deux termes sont recouverts en discordance par des molasses d'âge Miocène supérieur-Pliocène.

2.- La Zone Piémontine

Elle est constituée d'une superposition d'écailles comportant surtout un flysch d'âge Paléocène-Eocène inférieur; ce dernier recouvre en concordance des calcaires en plaquettes, pélites et cherts d'âge Crétacé supérieur. La bordure Nord de cette zone est jalonnée par un complexe olistolithique à matrice paléocène-Eocène inférieur-moyen.

3.- Les Nappes d'Aragua

A l'inverse des deux zones précédentes, présentant des contacts tangenciels inclinés vers le Nord (à vergence Sud), les Nappes d'Aragua sont séparées - entre elles et de leur substratum - par des contacts inclinés vers le Sud. Elles seront présentées ici du Sud vers le Nord, soit de haut en bas.

a) La Nappe de Villa de Cura

Elle est constituée essentiellement d'une épaisse série - non datée - de laves, pyroclastites et sédiments volcanodétritiques et terrigènes fins, le tout métamorphosée dans un faciès HP/BT (glaucofane, lawsonite). Cette série - le Groupe Villa de Cura - est recouverte en discordance par une épaisse succession de laves et brèches basaltiques datées de l'Albien, elle-même surmontée en discordance par des calcaires Sénonien supérieur ou Paléocène supérieur-Eocène inférieur.

b) La Nappe de Loma de Hierro

Elle comprend, de bas en haut :

- . un substratum ophiolitique;
- . une couverture volcanosédimentaire et volcanique, elle-même subdivisée en un ensemble volcano-sédimentaire inférieur d'âge Crétacé inférieur (Néocomien possible) et une épaisse série basaltique d'âge Albien à Sénonien inférieur;
- . une couverture sédimentaire discordante, terrigène à intercalations de calcaires en plaquettes, d'âge Sénonien supérieur;
- . un complexe de conglomérats et pélites à blocs, discordant, remaniant des calcaires Sénonien supérieur et Eocène inférieur.

c) La Nappe de Caucagua-El Tinaco

Elle comprend de bas en haut :

- . un ensemble à valeur de socle composé de quartzites, amphibolites, schistes et métaconglomérats, le tout recoupé par un pluton de diorite;
- . une couverture métasédimentaire terrigène fine et carbonatée localement intercalée de laves basiques; cette couverture est attribuée à la période Aptien-Albien à Sénonien inférieur;
- . très localement, des calcaires conglomératiques, discordants, d'âge Sénonien supérieur.

4.- La bordure méridionale de la Zone Côtière

Correspondant au versant Sud de la Cordillère de la Côte, cette étroite bande - étudiée dans le but d'analyser les rapports entre la Zone de la Cordillère Côtière et les Nappes d'Aragua - présente les deux formations sommitales de la série, soit :

- . le Crétacé inférieur constitué de schistes et marbres dolomitiques quartzitiques;
 - . l'Albien représenté par des phyllades et quartzites.
-
-
-



CHAPITRE II

L'AVANT-PAYS PIEMONTEIN

I.- INTRODUCTION

Dans la région d'Altagracia de Orituco, le "front" topographique de la Chaîne Intérieure correspond presque exactement au "front" tectonique de la Zone Piémontine. Depuis ce dernier jusqu'aux sédiments néogènes non déformés situés environ 30 km plus au Sud (cf. fig. 8 et 9), deux grands ensembles se distinguent :

- des séries détritiques d'âge oligocène à pliocène ; elles forment le Piémont proprement dit et le début des "llanos" ;
- des affleurements réduits de sédiments détritiques et carbonatés d'âge Crétacé inférieur à éocène, imbriqués dans les "Ecailles Frontales".

A) Les séries terrigènes de l'Oligocène-Miocène-Pliocène

Elles se divisent elles-mêmes en deux ensembles séparés -au moins le long des Ecailles Frontales- par une discordance ; ils seront nommés respectivement "Oligo-Miocène" et "Mio-Pliocène" (BECK, 1977 a et b ; STEPHAN *et al.*, 1980). Leurs caractéristiques sédimentologiques séparent également ces deux ensembles. Les âges attribués aux différentes formations qui composent ces deux ensembles sont peu précis en raison de la rareté des données biostratigraphiques pour la région étudiée.

1.- L'Oligo-Miocène

Epais de plusieurs milliers de mètres, il montre une stratification régulière où alternent des séquences gréseuses bien lithifiées et des séquences pélitiques. La portion inférieure observée au Sud de Taguay, à dominante pélitique (notée Ro, fig. 9 A), correspondrait à la Fm. Roblecito (PATTERSON et WILSON, 1953 ; ANONYME, 1970) définie en sondage au Sud du secteur représenté sur la figure 8, et considérée comme oligocène. La partie supérieure, plus riche en grès, correspond à la Fm. Quebradon (EVANOFF, 1951) ; les plus gros bancs gréseux sont responsables d'un relief en longues cuestas rectilignes appelées "galeras" (notées Ga, fig. 9 A) bien visibles sur les images radar. A l'Ouest de Taguay, ces faciès se développent fortement et correspondent au Membre Galera de la Fm. Quebradon (PEIRSON, 1963) ; cette dernière est attribuée au Miocène inférieur-moyen. A l'Est d'Altagracia de Orituco, affleure, le long des Ecailles Frontales, une série plus riche en grès et comportant des veines de charbon (noté c, fig. 9-B) ; cette frange qui se poursuit vers l'Est (PEIRSON, 1965 ; VIVAS et CAMPOS, 1977 ; CAMPOS et OSUNA, 1977) correspond à la Fm. Naricual (notée Na, fig. 9 B) attribuée à l'Oligo-Miocène inférieur (ANONYME, 1970 ; MACSOTAY, 1978). Au Sud de Taguay (secteur de "Carboneras de Taguay", fig. 8) des grès et pélitites semblables à ceux de la Fm. Quebradon s'intercalent de lentilles de lignite (notées l, fig. 9 A) ; ces niveaux correspondent à la Fm. Chagaramas (EVANOFF, 1951) (notée Ch, fig. 9 A) attribuée à l'Oligo-Miocène (ANONYME, 1970).

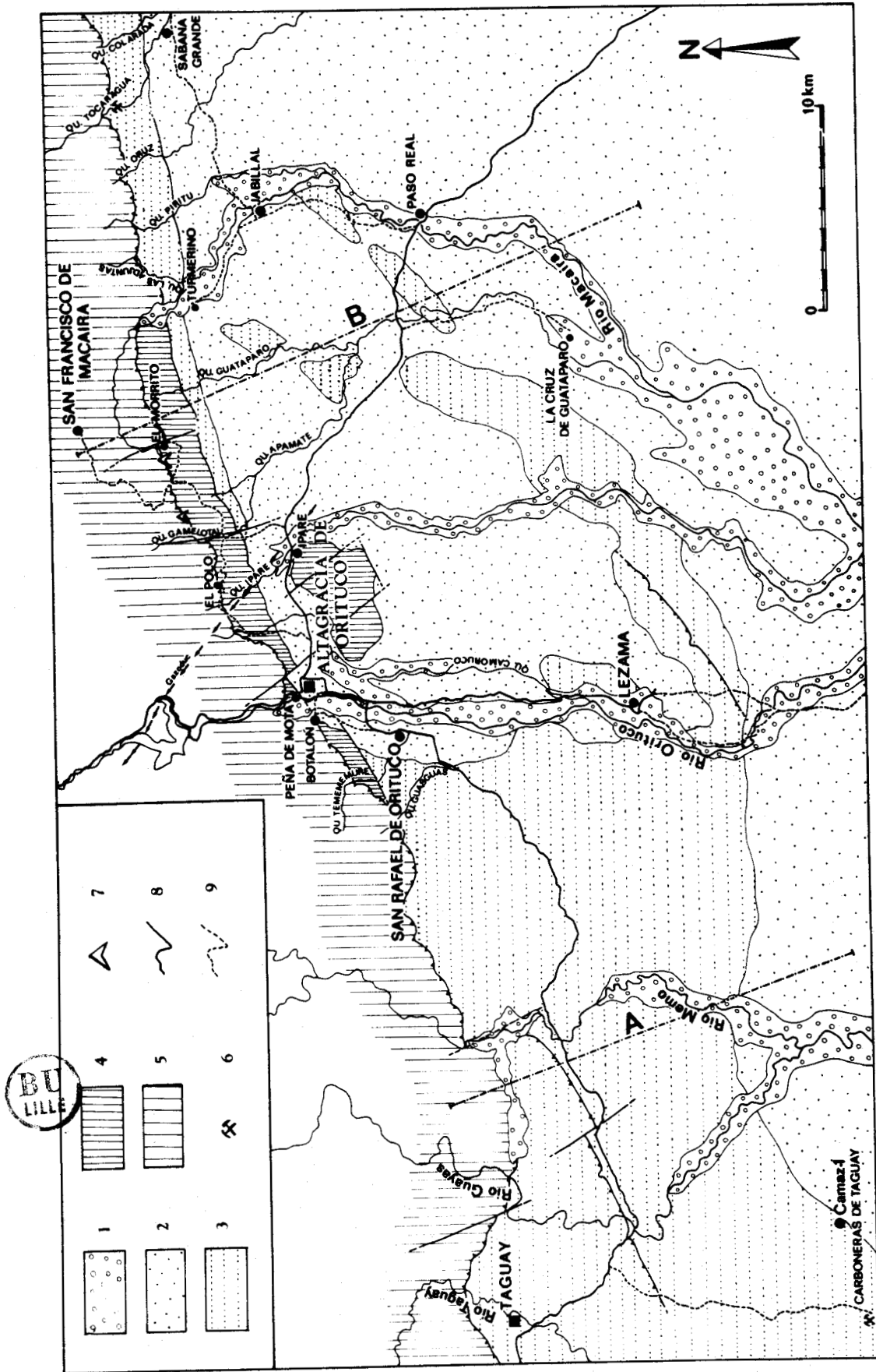


Fig. 8 - L'avant-pays piémontin : schéma géologique et localités de référence.
 Légende : 1. Quaternaire; 2. Mio-Pliocène; 3. Oligo-Miocène; 4. Ecaillies Frontales; 5. Zone Piémontine; 6. mine de charbon; 7. carrière de gypse; 8. route; 9. piste.

Fig. 8 - El pie-de-monte : esquema geológico y localidades de referencia.
 Leyenda : 1. Cuaternario; 2. Mio-Plioceno; 3. Oligo-Mioceno; 4. Escamas Frontales; 5. Zona Piemontina; 6. mina de carbon; 7. cantera de yeso; 8. carretera; 9. carretera de tierra.

Les différentes formations et membres qui viennent d'être mentionnés, qui ont entre eux des relations de passage latéral, vertical ou mixte, forment un ensemble à faciès marin peu profond à littoral devenant paralique vers le Sud (Fm. Chaguaramas).

2.- Le Mio-Pliocène

D'épaisseur plus réduite que celle de l'Oligo-Miocène, le Mio-Pliocène comporte des argilites, des grès et conglomérats (poudingues surtout) à stratification irrégulière et mal cimentés ; l'ensemble est rapporté à la Fm. Quiamare, définie à l'Est de la région étudiée (ANONYME, 1970). Dans le secteur d'Altagracia de Orituco, affleure le Membre Peña de Mota riche en conglomérats. L'ensemble est attribué au Miocène supérieur (Cf. *in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980) mais pourrait "monter" dans le Pliocène (Cf. discussion ultérieure). Aucun indice d'influence marine n'a été signalé dans le Mio-Pliocène de la région étudiée.

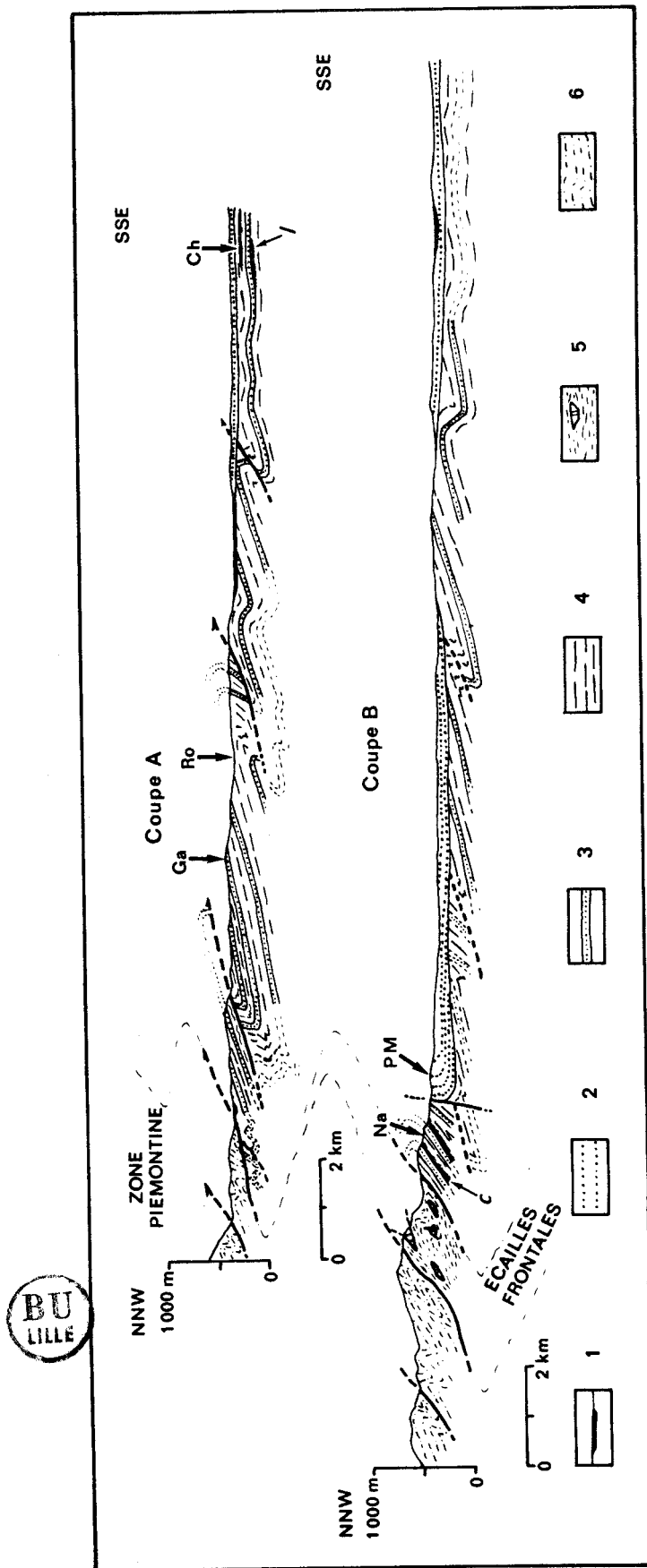
B) Les Ecailles Frontales

Elles affleurent entre San Rafael de Orituco (secteur de la Qu. Tememure) et Turmerino (secteur du Rio Macaira) ; elles constituent une frange, complexe pour deux raisons : sa position au front d'un contact tangentiel important, d'une part, et la présence de phénomènes olistolithiques, d'autre part. Ces derniers seraient responsables de l'incorporation de blocs de calcaire Crétacé inférieur et supérieur dans des pélites paléogènes. Baptisées Complexe Chacual par PEIRSON (1965) à l'Est du secteur étudié, ou Zone des Chevauchements Frontaux par BELL (1968 b), les Ecailles Frontales ont été rattachées à l'avant-pays piémontin par le fait qu'elles comportent les jalons les plus occidentaux visibles de la série crétacée-paléogène de l'avant-pays subautochtone de la Chaîne Intérieure Orientale.

Au sein des Ecailles Frontales, le Paléogène se termine par un niveau calcaire à Algues et grands Foraminifères de l'Eocène moyen terminal, lui-même terminé par une surface durcie. Il s'agit de la Fm. Peñas Blancas (ANONYME, 1970). A l'Est de la région étudiée, le matériel Crétacé inférieur et supérieur et la série à olistolithes disparaissent ; les écailles frontales incluent, selon PEIRSON (1965), les calcaires Eocène moyen terminal et les premières séquences grésopélitiques de l'Oligo-Miocène (Fm. Naricual). Les relations paléogéographiques entre ces derniers, le Crétacé des Ecailles Frontales et le bord méridional de la Zone Piémontine, constituent un des problèmes majeurs posés par l'étude de l'avant-pays piémontin.

II.- LES SERIES DETRITIQUES DE L'OLIGOCENE-MIOCENE-PLIOCENE

A l'Ouest du Rio Orituco (fig. 8), l'Oligo-Miocène affleure largement, tandis qu'à l'Est de celui-ci, il s'agit soit d'affleurements dispersés, soit d'une bande continue longeant le front de la Zone Piémontine et des Ecailles Frontales. Les routes et pistes qui parcourent les derniers reliefs du Piémont à l'Ouest du Rio Orituco (route San Rafael de Orituco-Taguay, notamment) offrent de bons affleurements ; vers le Sud, les lagunes et tranchées creusées pour le stockage de l'eau donnent des renseignements ponctuels. La bande d'Oligo-Miocène située au Nord-Est d'Altagracia affleure entre 700 et 400 m d'altitude et est recoupée transversalement par une série de rivières descendant vers le Sud ; ces dernières offrent de bons affleurements.



BU
LILLE

Fig. 9 - L'avant-pays piémontin : coupes transversales synthétiques. (Localisation sur fig. 8).
 Légende : 1. Quaternaire; 2. Mio-Pliocène, argillites et conglomérats; 3. Oligo-Miocène, séquence gréseuse; 4. Oligo-Miocène, séquence péritique; 5. pérites à blocs et écaillles calcaires, Crétacé inférieur à Eocène; 6. flysch paléogène de la Zone Piémontine.

Fig. 9 - El pic-de-monte : cortes transversales sintéticas (Ubicación sobre fig. 8).
 Legenda : 1. Cuaternario; 2. Mio-Plioceno, arcillitas y conglomerados; 3. Oligo-Mioceno, secuencia arenosa; 4. Oligo-Mioceno, secuencia lutitica; 5. Lutitas con bloques, escamas de caliza, Crétaceo inferior hasta Eoceno; 6. flysch paleogeno de la Zona Piemontina.

Le Mio-Pliocène, présent surtout à l'Est du Rio Orituco, montre ses meilleurs affleurements le long d'une frange septentrionale (Peña de Mota, Turmerino, Sabana Grande) où les niveaux conglomératiques sont abondants et les couches redressées (lors des ultimes déformations compressives) (fig. 9, coupe B).

Après avoir présenté les différents affleurements étudiés, j'envisagerai les corrélations stratigraphiques dans l'ensemble Oligocène-Miocène-Pliocène, en rappelant les données de sondage pétrolier concernant la région étudiée. Une comparaison avec les niveaux supposés synchrones du bord occidental de la Chaîne Intérieure Orientale complétera la discussion.

A) L'Oligo-Miocène à l'Ouest du Rio Orituco

1.- Coupe du Paso de Los Conucos

Le bord Est de la tranchée de la piste conduisant aux Carboneras de Taguay, montre un ensemble bariolé à dominante pélitique et argilo-sableuse. Les niveaux les plus argileux ont des teintes lie-de-vin à ocre dont les variations soulignent une stratification fine (décimétrique à centimétrique) ; les niveaux gréseux sont soit blanchâtres soit ocres à rouge sombre. De bas en haut, on observe (fig. 10, coupe 1) :

- a) des grès à grain moyen en banc de quelques cm d'épaisseur et régulièrement stratifiés ;
- b) une alternance de bancs de grès mal cimentés et d'argilite sableuse-silteuse ou de sable ou silt argileux ;
- c) une séquence exclusivement pélitique (argilo-silteuse) bariolée, localement à aspect de varve et enrichie en débris végétaux (de taille inférieure au cm ; noté v, fig. 10) ; ces niveaux (ainsi que les intercalations meubles de la séquence sous-jacente) montrent, en lavage, une fraction grossière très variable en pourcentage, mais de composition constante : silt à sable fin (grains peu ou pas usés dominants, grains cariés à gangue ferrugineuse plus rares), micro-débris lithiques rubéfiés ;
- d) une séquence à stratification entrecroisée composée d'argilite sableuse et de lentilles ou bancs de grès mal cimentés et de lentilles de sable (contours en pointillés sur fig. 10, coupe 1).

2.- Coupe 2

Il s'agit d'un rebord de cuesta armé par une séquence à bancs gréseux qui, à la différence de ceux de la coupe précédente (qui se situerait stratigraphiquement en dessous) sont bien cimentés et indurés et présentent des limites nettes. Ces grès sont localement conglomératiques (galets de quartz, jaspe et siltite, de 1 à 2 cm). On observe (cf. détail) :

- des granoclassements variables verticalement et latéralement au sein d'un ensemble à grain moyen à grossier ;
- des entrecroisements (notés e) nombreux, d'amplitude décimétrique au sein d'un banc continu ;
- des rides observables en surface supérieure de banc (notées r), d'amplitude pluricentimétrique, de type symétrique, parfois à sommet aplati.

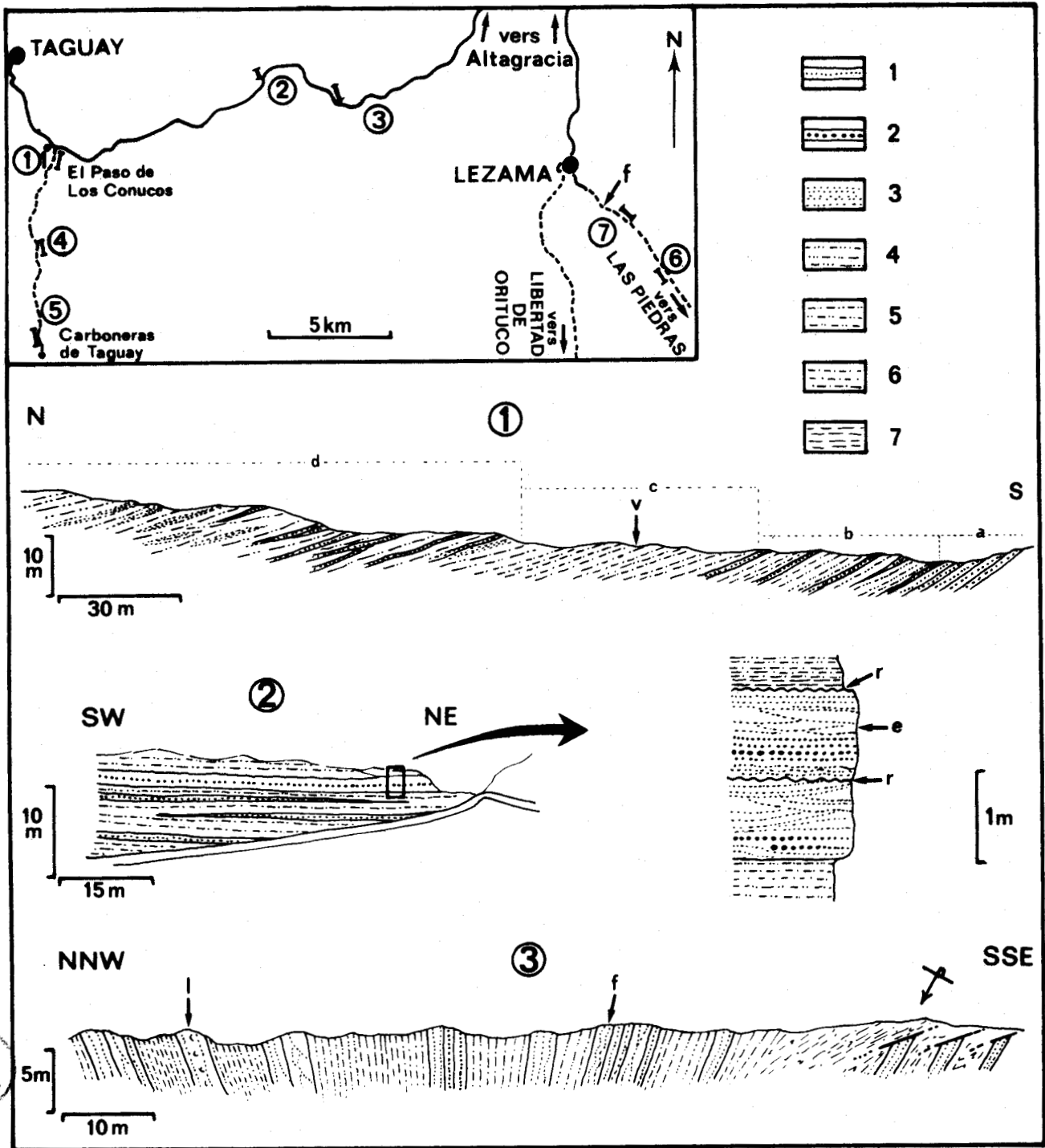


Fig. 10.- Coupes détaillées dans l'Oligo-Miocène de l'avant-pays piémontin.

Légende : 1. grès à grain fin à moyen; 2. grès grossier à conglomératique; 3. sable fin à moyen; 4. sable argileux; 5. argilite sableuse; 6. pélite argilo-silteuse; 7. argilite.

Fig. 10.- Cortes detallados en el Oligo-Mioceno del pie-de-monte.

Leyenda : 1. arenisca de grano fino a medio; 2. arenisca de grano grueso, a conglomerática; 3. arena fina a media; 4. arena arcillosa; 5. arcillita arenosa; 6. lutita arcillosa-siltosa; 7. arcillita.

3.- Coupe 3

Elle montre 100 m environ d'une séquence riche en bancs gréseux à gréso-conglomératique de 1 à 5 m d'épaisseur ; ces niveaux (de granulométrie identique à ceux de la coupe 2) présentent des stratifications entrecroisées intra-banc et localement une structure flaser (notée f). Des restes de Lamellibranches -valves généralement disjointes- ont été observées dans un banc (noté f) ; il s'agit de formes à coquille lisse et mince, de petite taille (1 à 3 cm) semblables à celles qui seront mentionnées pour les coupes 4 et 7.

4.- Coupe 4

Une tranchée creusée en contrebas de la piste, du côté Est, montre une succession d'intervalles pélitiques ou argileux et sableux séparant des séquences gréseuses finement stratifiées, à la différence des successions observables sur les coupes 2 et 3.

a) Les séquences gréseuses

Il s'agit de grès quartzeux à quartzo-lithiques à grain fin à moyen, homogènes du point de vue granulométrique ; en lame mince, on observe un ciment interstitiel ferrugineux et siliceux, ainsi qu'un nourrissage léger. Un échantillon provenant du banc à Lamellibranches (noté l) a montré de très rares Foraminifères indéterminables (benthiques, de petite taille). La séquence gréseuse inférieure montre des structures flaser très serrées et en continuité sur plusieurs mètres d'épaisseur. La séquence gréseuse médiane présente un banc riche en plusieurs types d'ichnofossiles (Cf. détail, coupe 4) : tubulures ramifiées légèrement aplaties (notées t), terriers verticaux (notés tv), coprolithes cylindriques d'environ 1 cm formant une couche (notée v). Par ailleurs, ce banc présente des restes de Lamellibranches (moules et fragments non dissous de coquille) identiques à ceux observés sur les coupes 3 et 7.

b) Les séquences meubles

Elles sont à dominante argileuse, parfois légèrement perturbées et écailleuses (niveau noté e). Le niveau noté gm correspond à des argilites grises contenant des lentilles ovoïdes, centimétriques de siltite rouge (anciens galets mous probables). Des échantillons provenant des trois séquences argileuses ou pélitiques ont montré un faible pourcentage de gypse (en cristaux de quelques 1/10e de mm).

5.- Le secteur des Carboneras de Taguay

De la coupe 4 à la coupe 5 (Cf. encart fig. 10), les affleurements ponctuels observés correspondent à des argilites silteuses ou sableuses, bariolées, à des pélites sableuses, bariolées, ou à des pélites argilo-silteuses montrant localement des traces de tectonisation. Dans le secteur de la coupe 5 réapparaissent des grès légèrement ferrugineux et friables, en bancs minces, et montrant des entrecroisements de grande dimension (coupe 5, fig. 11). Cette séquence, visible sur une dizaine de mètres d'épaisseur, renferme des niveaux discontinus de lignite (noté li) ayant fait l'objet d'une exploitation. Ces niveaux sont associés à des argilites et pélites argilo-silteuses à lentilles de lignite de taille variée (détail de la coupe C, fig. 11)

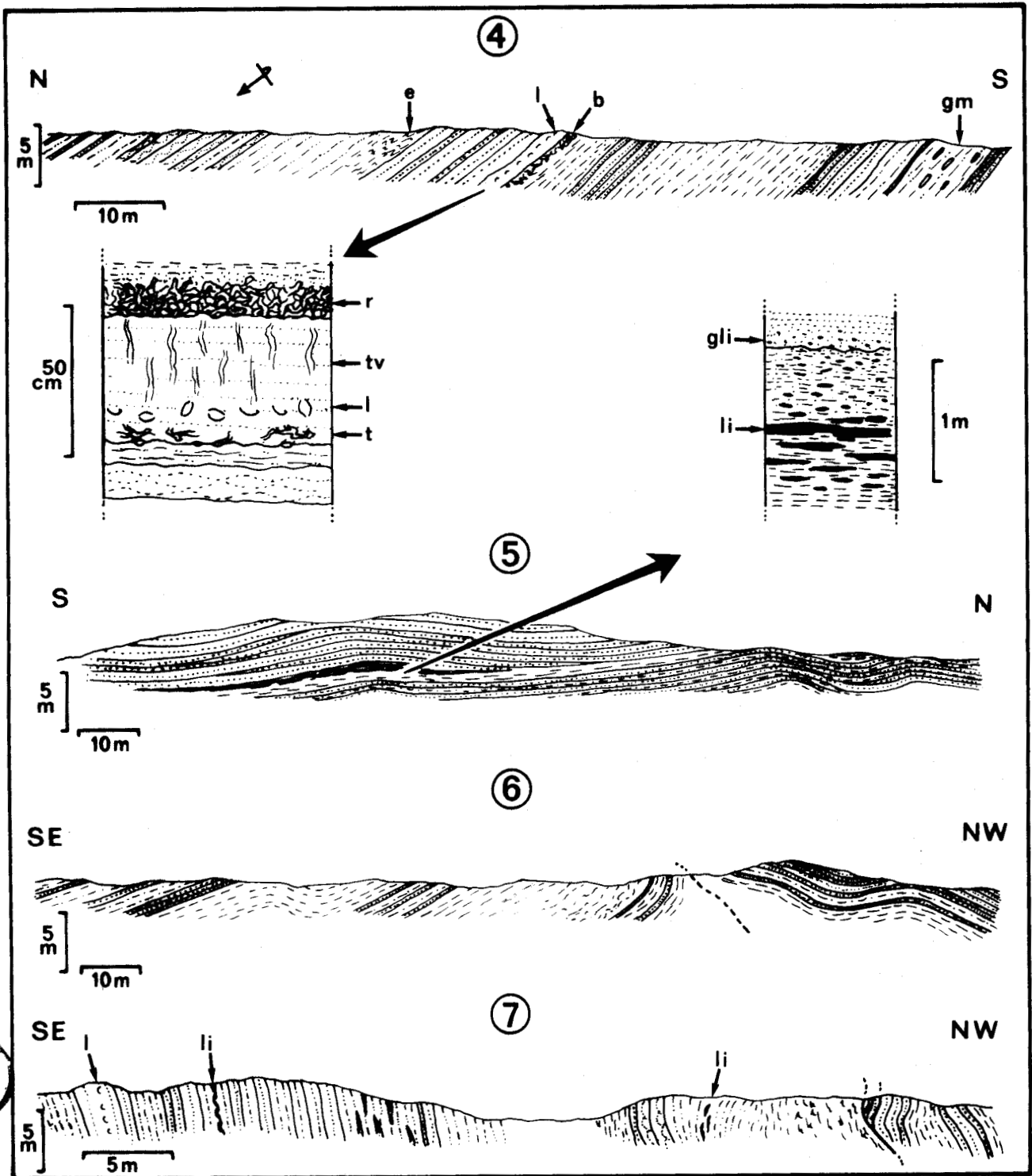


Fig. 11.- Coupes détaillées dans l'Oligo-Miocène de l'avant-pays piémontin (suite).
Même légende que pour la figure

Fig. 11.- Cortes detallados en el Oligo-Mioceno del pie-de-monte (continuación).
Misma leyenda que por la figura

; les grès sus-jacents renferment également des galets de lignite (notés gli).

6.- Le secteur au Sud de Lezama (coupes 6 et 7, fig. 11)

Les deux pistes se dirigeant respectivement vers Libertad de Orituco et vers Las Piedras (encart fig. 10) montrent, en affleurements discontinus, des séquences terrigènes identiques

BU
LILLÉ

à celles décrites le long des coupes 3, 4 et 5. On retrouve également des minces niveaux ligniteux (notés 11, coupe 7). Deux observations complètent les précédentes : la présence de deux niveaux à Lamellibranches légèrement différents, d'une part, et une plus grande variété de faciès des niveaux gréseux, d'autre part.

a) Les localités fossilifères

- la première (notée 1, coupe 7) correspond à un banc de grès quartzeux à grain moyen à ciment calcaire et ferrugineux ; ce niveau renferme des valves séparées ou jointes de Lamellibranches qui appartiendraient selon MACSOTAY aux genres *Pitar* et *Polymesoda*, dont *P. cf. falconensis* (HODSON), connue dans le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur-moyen du Falcon ;

- la seconde (notée f, encart fig. 10) a été observée sur un affleurement de quelques mètres ; comportant un banc (de 1 m d'épaisseur environ) de grès quartzeux légèrement lithique mal classé et à matrice argilo-silteuse ; ce banc est riche en valves séparées orientées de façon homogène. Ce Lamellibranche appartiendrait, selon MACSOTAY, aux genres *Tellina*, *Coryoconchula* et *Gastrochoena*. Selon cet auteur, la première localité correspondrait à des conditions euryhalines, la seconde à des conditions sténohalines.

b) Les grès

En plus des grès quartzeux à quartzo-lithiques déjà observés sur les coupes 2, 3 et 4, on observe :

- des grès quartzeux micacés à ciment calcaire ; bleutés en cassure fraîche et très durs. Ils contiennent de la muscovite et de rares plagioclases ; ils sont finement stratifiés ;

- des grès quartzeux purs, à grain fin, très bien classés et montrant un nourrissage des grains ;

- des grès quartzeux micacés et feldspathiques à ciment calcaire et ferrugineux.

Ces différents grès montrent, à l'échelle de la lame mince, des granoclassements et des entrecroisements ; ils s'enrichissent localement en ferromagnésiens détritiques oxydés.

Par ailleurs, les argilites sableuses et les pélites prélevées le long des coupes 6 et 7 contiennent un faible pourcentage de cristaux de gypse (quelques 1/10e de mm) ; ce dernier pourrait être d'origine secondaire.

B) L'Oligo-Miocène à l'Est d'Altagracia

Il forme une bande continue et très homogène du point de vue épaisseur et faciès à partir de Turmerino en allant vers l'Est (fig. 12). A l'Ouest, entre Turmerino et Altagracia (fig. 8), les affleurements sont réduits et dans un contexte tectonique plus complexe ; ils seront envisagés avec les Ecailles Frontales.

1.- Coupe de la Quebrada Tocoragua

Elle montre l'alternance de séquences exclusivement pélitiques de couleur sombre et de

séquences exclusivement gréseuses à grés-conglomératiques de teinte ocre à rougeâtre le plus souvent.

a) Les grès

Ils forment des "barres" d'une dizaine de mètres d'épaisseur en moyenne et subdivisées de différentes manières :

- en bancs épais, à grain moyen à grossier, et légèrement conglomératique ; en lame mince, il s'agit le plus souvent de grès quartzeux à quartzo-lithique à ciment ferrugineux, riche en débris ferromagnésiens oxydés ; ces niveaux présentent des granoclassements internes variés et des microfailles synsédimentaires ;

- en bancs épais, à grain fin, finement laminés et à structure flaser ; en lame mince, ces niveaux apparaissent généralement à grain fin, très bien classés, et légèrement micacés ; les lames minces montrent également des micro-entrecroisements et des laminations liées à des enrichissements en phyllites et en opaques ; la matrice est interstitielle à dominante phylliteuses ; un nourrissage des grains de quartz s'observe également ;

- en successions de bancs de 5 à 20 cm d'épaisseur, verdâtres en cassure fraîche ; ces niveaux correspondent, en lame mince, à des grès quartzeux à grain fin très bien classés, à rares débris de feldspath et de muscovite ; la matrice peut être abondante et phylliteuse et conférer à ces niveaux un caractère graywackeux (cf. PETTIJOHN *et al.*, 1973, p. 158).

b) Les séquences pélitiques

Elles affleurent plus difficilement du fait de leur recouvrement fréquent par des chaos de blocs de grès ; les échantillons prélevés montrent l'association, en proportions variables, de silt quartzeux, argile, débris ferromagnésiens oxydés et de muscovite. Je n'ai pas observé de microfaune dans les échantillons prélevés dans la Qu. Tocoragua ; toutefois, dans la partie basse de la Qu. Las Adjuntas (fig. 12) -où l'on recoupe exactement la même succession que cel-

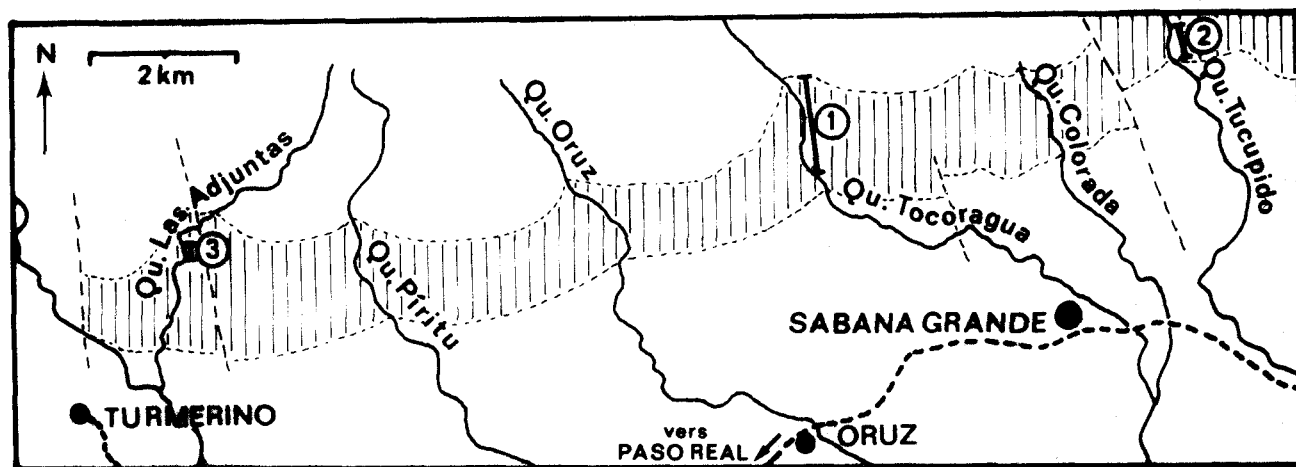


Fig. 12.- L'Oligo-Miocène de l'avant-pays piémontin à l'Est d'Altigracia de Orituco; limites d'affleurement et localisation des coupes.

Fig. 12.- El Oligo-Mioceno del pie-de-monte al Este de Altigracia de Orituco; limites de afloramientos y ubicación de los cortes.

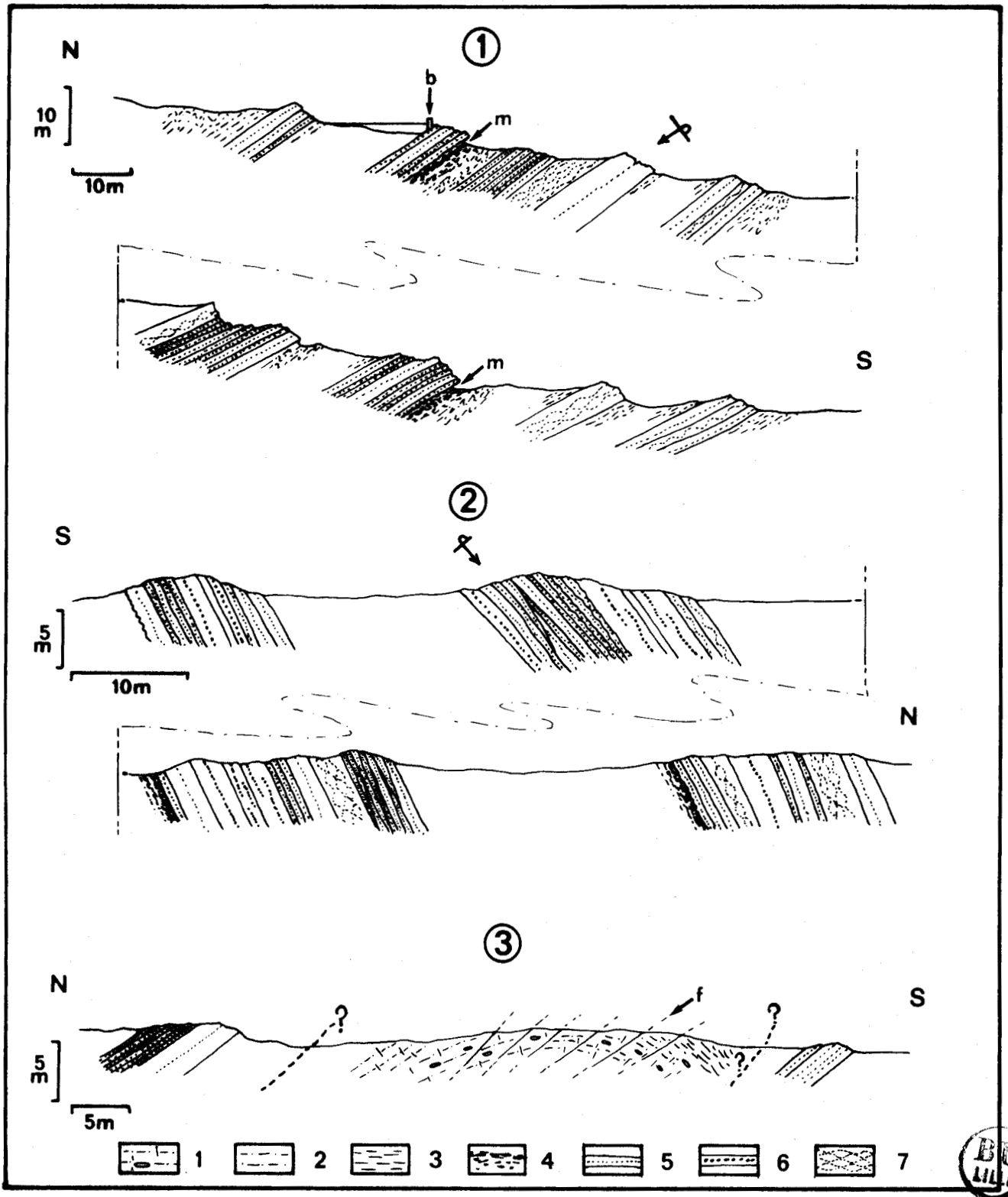


Fig. 13.- Coupes détaillées dans l'Oligo-Miocène à l'Est d'Altagracia de Orituco.

Légende : 1. pélites calcâreuses à nodules; 2. pélites argilo-silteuses; 3. argillite ; 4. lentilles de charbon et pélites carbonneuses; 5. grès à grain fin à moyen; 6. grès grossier à conglomératique; 7. grès à structure flaser.

Fig. 13.- Cortes detallados en el Oligo-Mioceno al Este de Altagracia de Orituco.

Leyenda : 1. lutitas calcâreas con concreciones; 2. lutitas arcillosas-siltosas; 3. arcillita; 4. lentes de carbón y lutitas carbonosas; 5. arenisca de grano fino a medio; 6. arenisca de grano grueso, a conglomerática; 7. arenisca con estructura flaser.

le de la coupe 1- l'intervalle pélitique le plus méridional (le plus élevé stratigraphiquement) a livré de rares Foraminifères benthiques de petite taille à test non carbonaté (*Miliammina* sp. possible, et *Ammodiscidés* possibles).

c) Les veines de charbon

Des niveaux charbonneux -qui se suivent dans l'ensemble du secteur limité sur la figure 12- s'observent au toit de certaines séquences gréseuses ; épais de 40 à 50 cm au maximum, ils passent à des pélites charbonneuses identiques à celles des Carboneras de Taguay (coupe 5, fig. 11). Deux galeries, disposées en direction, ont été exploitées à partir de la Qu. Tocoragua.

Les pélites -observées le plus souvent au contact des bancs gréseux- montrent généralement un débit en écailles lustrées et des replis disharmoniques.

2.- Coupe de la partie haute de la Quebrada Tucupido (coupe 2)

Cette coupe illustre plus en détail la lithostratigraphie interne de quatre des différentes séquences gréseuses schématisées sur la coupe 1.

3.- Coupe de la partie haute de la Quebrada Las Adjuntas (coupe 3)

En remontant ce torrent, on recoupe 8 "barres" gréseuses (comme dans la Qu. Tocoragua), puis après quelques mètres sans affleurement, des pélites marneuses à nodules décrivant une antiforme. Une fracturation (notée f, coupe 3) est associée à ce pli. Les pélites marneuses sont silteuses et micacées et les nodules (lenticulaires, de quelques cm de diamètre) correspondent à une microsparite silteuse.

Cet affleurement pourrait correspondre à un redoublement tectonique de l'alternance grès-pélite la plus septentrionale, soit la plus basse dans la série (l'ensemble étant systématiquement en pendage inverse ; cf. coupes 1 et 2).

C) Le Mio-Pliocène

La ville d'Altagracia et ses faubourgs Peña de Mota et Camoruco sont construits sur les argilites, sables et poudingues attribués au Mio-Pliocène. Horizontaux au Sud -*grosso modo* de la route Altagracia-Ipare- ces niveaux ne sont alors visibles que sur quelques mètres d'épaisseur (cf. coupe 8, fig. 15). A la différence, au Nord de cette ligne, les couches se redressent et les différentes coupes de la figure 15 sont observables.

1.- Le secteur de Peña de Mota (coupes 1 à 4)

a) Les coupes 1 et 2

Elles montrent les différentes lithologies suivantes :

- argilites bariolées sableuses, argilites sableuses à graviers centimétriques (quartz à

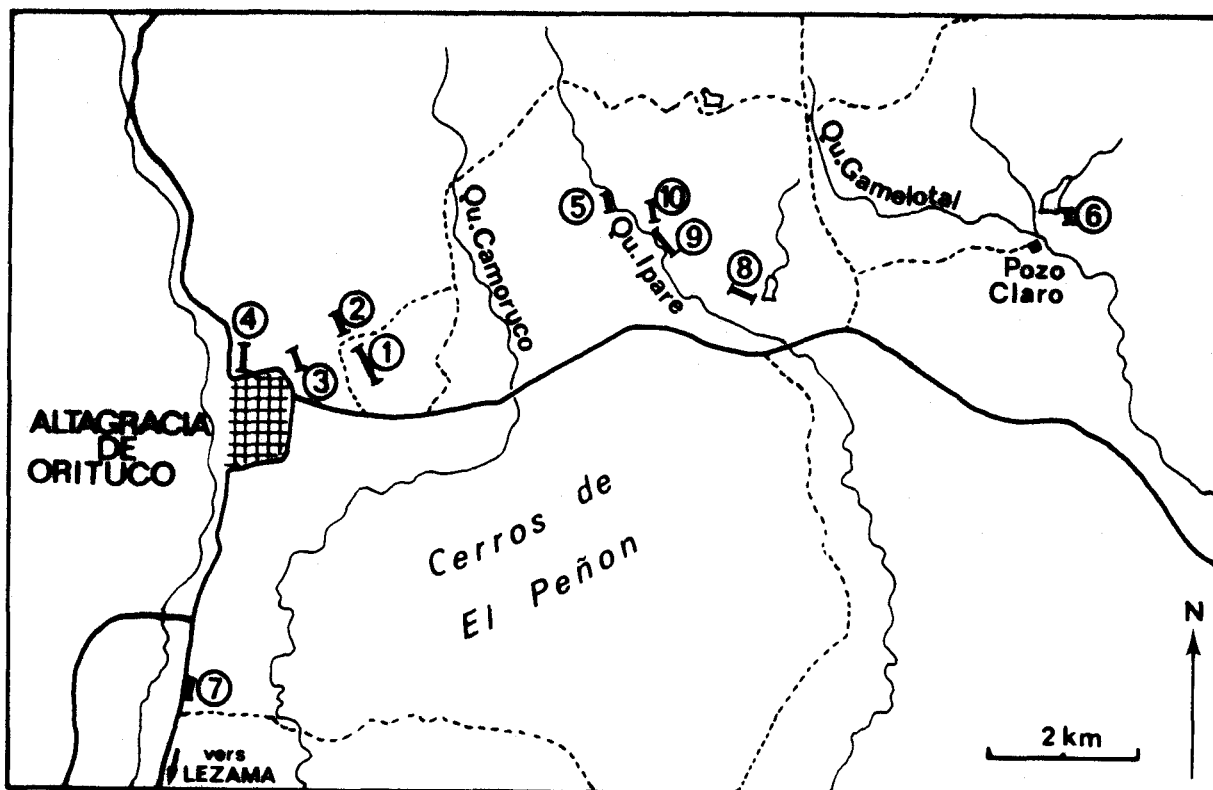


Fig. 14.- Localisation des coupes dans le Mio-Pliocène des environs d'Altigracia de Orituco.

Fig. 14.- Ubicación de los cortes en el Mio-Plioceno de los alrededores de Altigracia de Orituco.

gange ferrugineuse ou débris lithiques généralement rubéfiés), ou sables argileux ;

- grès en bancs ou en lentilles, à cimentation incomplète et limites supérieure et inférieure floues ; ces grès sont mal classés, à grain grossier, ou conglomératiques ;

- conglomérats lithiques à éléments de grès, siltite, chert, souvent rubéfiés ; il s'agit de poudingues à galets atteignant 10 à 20 cm de diamètre, mal classés et inclus dans une matrice de grès grossier pauvrement cimentée.

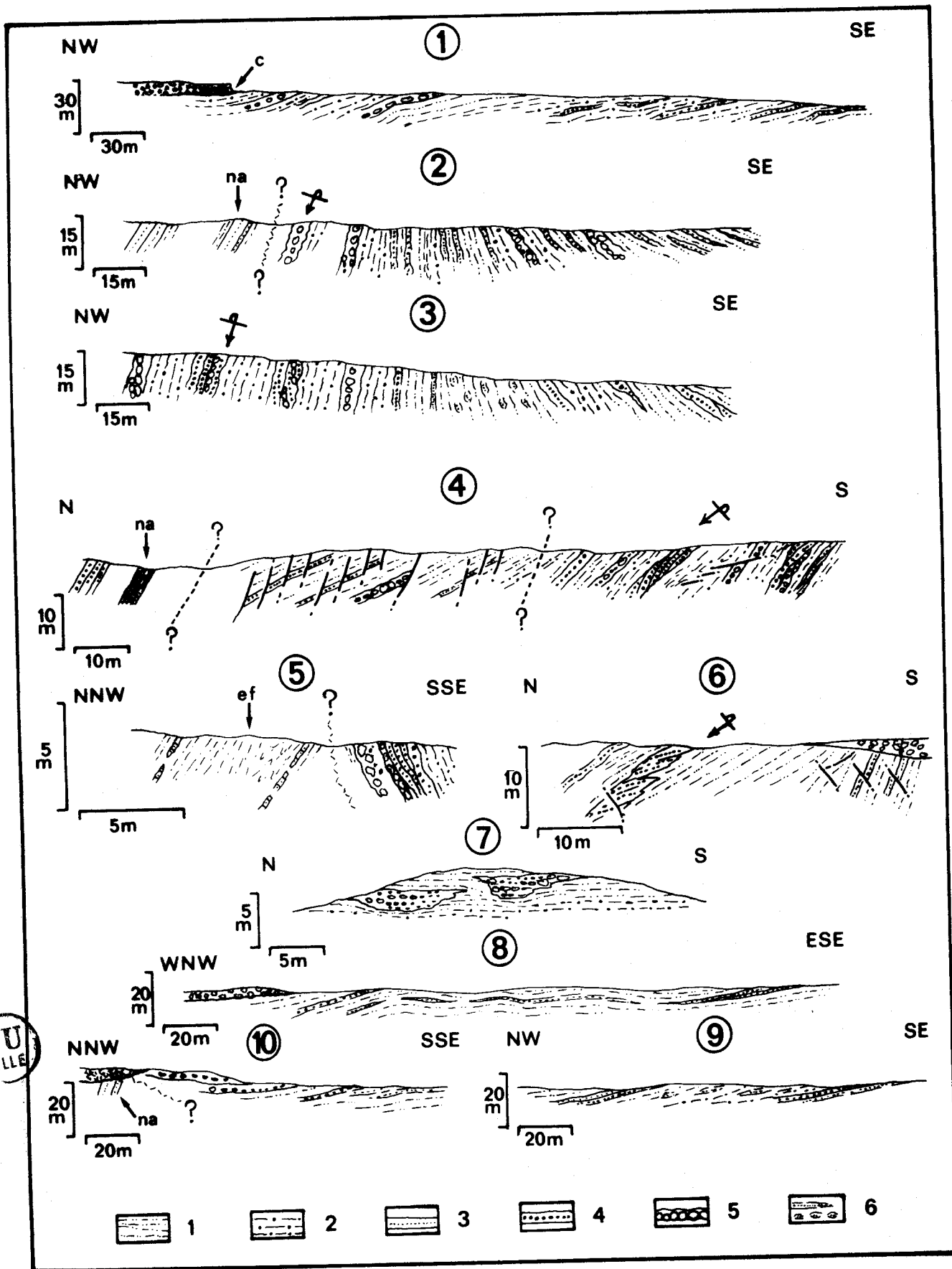
A l'extrémité Nord de la coupe 1, ces niveaux sont recouverts par une formation récente de 5 à 10 m d'épaisseur, constituée d'éléments subanguleux provenant exclusivement du Crétacé supérieur calcaro-siliceux du mont situé immédiatement au Nord (Cerro El Diamante). Cette brèche de piémont est exploitée au niveau d'une petite carrière (notée c).

Les niveaux conglomératiques sont plus abondants et plus épais dans la portion Nord de la coupe 2 ; ils sont suivis -par l'intermédiaire d'un contact non observé- par des grès (notés na) identiques à ceux décrits dans l'Oligo-Miocène de la Qu. Tocoragua.

b) Les coupes 3 et 4

Elles se situent à la sortie Nord d'Altigracia (au niveau d'une "alcabala" désaffectée) ; elles montrent (fig. 15) :

- des sables argileux et des argilites sableuses à graviers ; on observe en lavage les éléments suivants : granules de siltite et grès rubéfié (ferrugineux), granules de grès et silti-



BU
LILLE

Fig. 15

te verdâtre, granules de chert noir, microconcrétions de teinte rouille (oxydes ou hydroxydes), quartz millimétriques de forme complexe, peu usés à gangue ferrugineuse, quartz très fins (silt-sable fin) transparents peu usés à non usés. Ces derniers, identiques à celui observé dans les niveaux de l'Oligo-Miocène, pourraient en dériver ;

- des bancs durs exclusivement à faciès grossier ; dans ces poudingues, les galets sont soit du grès graywackeux d'altération verdâtre provenant du flysch paléogène affleurant immédiatement au Nord, soit du grès rouge semblable à ceux de l'Oligo-Miocène. Les bancs de poudingue montrent (comme sur les coupes 1 et 2) une continuité latérale (SW-NE) sur plusieurs dizaines de mètres. Ces bancs montrent souvent une obliquité très forte (30°) de leur stratification interne (soulignée par un granoclassement fruste) sur leurs limites supérieures et inférieures de banc.

Au Nord, les argilites et conglomérats viennent au contact de grès attribués à l'Oligo-Miocène (notés na, coupe 2) identiques à ceux observés dans la Qu. Tocoragua. La limite serait une faille normale comme le suggère la fracturation observable.

2.- Le secteur au Nord d'Ipare

Une succession semblable du point de vue lithostratigraphique à l'ensemble coupe 1-coupe 2, est observable, en plusieurs tronçons, en suivant la Qu. Ipare et une portion de la tranchée du gazoduc (Cf. fig. 8). On n'observe pas ici (coupes 5 et 10) une inversion des couches aux abords de la base de la série. Localement, une couverture horizontale de quelques mètres de dépôt récent (argilite sableuse à galets dispersés) recouvre le Mio-Pliocène (coupes 8 et 9). Par ailleurs, la coupe 10, qui correspond au versant Ouest d'une colline bordant la Qu. Ipare, montre à mi-hauteur des conglomérats peu inclinés, tandis que le ruisseau coupe des bancs de grès très redressés attribués à l'Oligo-Miocène (notés na). La partie haute de la Qu. Ipare (coupe 5) montre des conglomérats plus inclinés, au contact avec des pélites et calcaires gréseux paléogènes (Ecailles Frontales).

3.- L'affleurement de Pozo Claro

Il correspond à une tranchée située à l'Est du talus de retenue de la lagune de Pozo Claro ; de taille réduite, cet affleurement permet l'observation de stratifications très obliques dans les niveaux conglomératiques (coupe 6, fig. 15).

4.- Au Sud d'Altagracia

A partir de la sortie Sud d'Altagracia, le Mio-Pliocène est horizontal et s'observe en affleurements ponctuels mais nombreux. La coupe 7, située au sommet d'une côte le long de la route de Lezama, illustre une différence nette dans la stratification entre les affleurements septentrionaux et ceux situés *grosso modo* au Sud d'une ligne Altagracia-Ipare. Les poudingues sont

Fig. 15.- Coupes détaillées dans le Mio-Pliocène des environs d'Altagracia de Orituco.

Légende : 1. argilite sableuse; 2. argilite sableuse à graviers; 3. grès à grain fin à moyen; 4. grès grossier à conglomératique; 5. poudingue; 6. grésification partielle.

Fig. 15.- Cortes detallados en el Mio-Plioceno de los alrededores de Altagracia de Orituco.

Leyenda : 1. arcillita arenosa; 2. arcillita arenosa con gravas; 3. arenisca de grano fino a medio; 4. arenisca de grano grueso, a conglomerática; 5. pudinga; 6. cementación discontinua de capas o lentes arenosas.

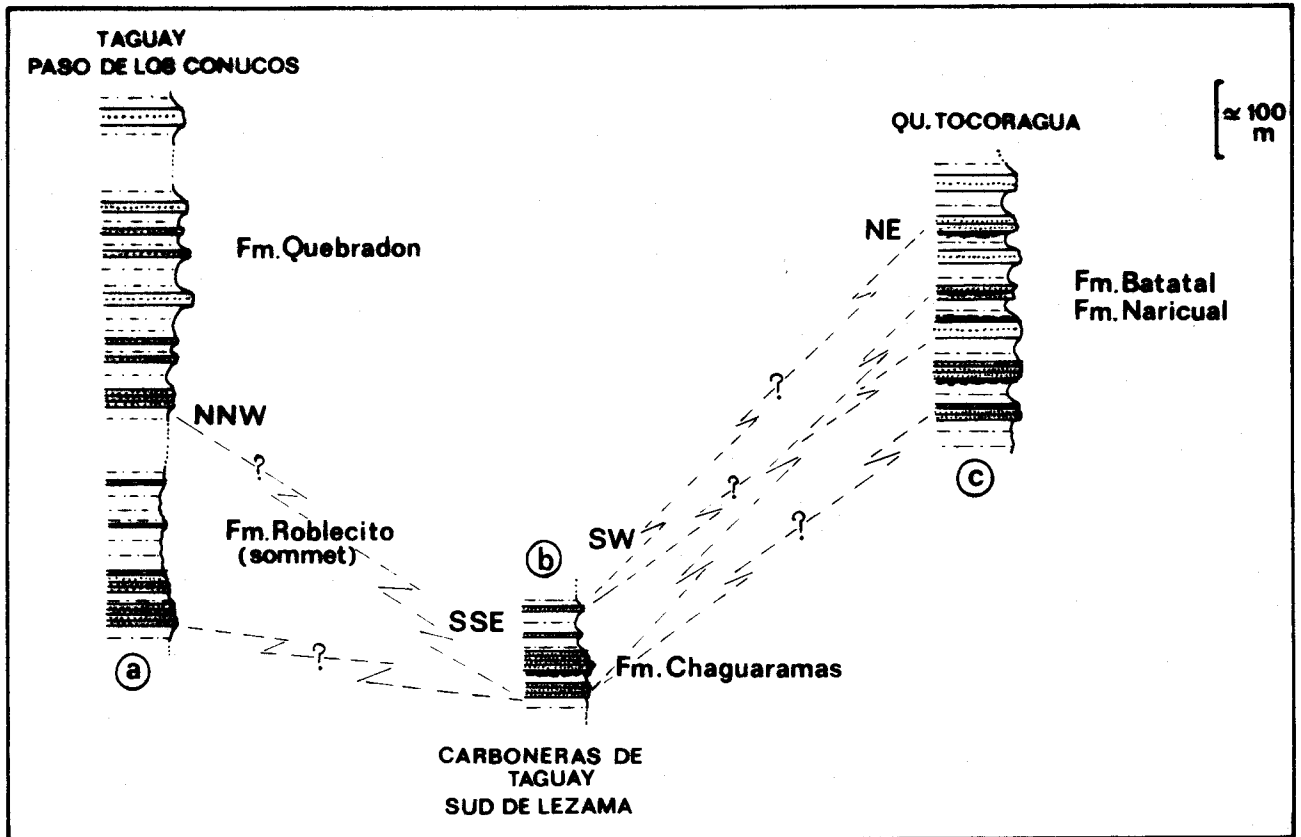


Fig. 16.- Relations entre les différents affleurements observés dans l'Oligo-Miocène.
 Fig. 16.- Relaciones entre los diferentes afloramientos observado en el Oligo-Mioceno.

plus rares et apparaissent fortement chenalisés. Le caractère trop discontinu des affleurements et leur petite taille ne m'a pas permis de préciser la géographie de ces chenaux.

D) Résumé des observations. Corrélations. Conclusions

1.- Distinction de deux séries séparées par une discordance

L'étude des différents affleurements décrits dans les paragraphes A, B et C ainsi que le lever cartographique de la région, m'ont conduit à diviser les sédiments terrigènes de l'avant-pays piémontin en deux ensembles (BECK, 1977 a et b), les différences suivantes pouvant être soulignées :

a) La répartition géographique des dépôts et leur tectonisation

La série inférieure, dont l'épaisseur minimale est de l'ordre de 1 000 m, est présente dans l'ensemble de la région étudiée et appartient à un bassin beaucoup plus étendu que cette dernière (cf. *infra*) ; la série supérieure a une épaisseur variable avec un maximum (quelques centaines de mètres) au pied des reliefs frontaux actuels. La série inférieure est tectonisée (fig. 10, 11 et 13) dans une zone d'environ 20 km de large (entre le front de la zone piémontine et les Carboneras de Taguay, par exemple ; fig. 9, coupe B) ; la série supérieure montre une tectonisation limitée à une frange de 1 à 2 km de large. Par ailleurs, les niveaux d'argilite sableuse et de poudingue observables autour des Cerros de El Peñon (au Sud-Est d'Altagra-

cia, fig. 14 et 8) sont subhorizontaux tandis que, dans ces collines, des grès et pélites de la série inférieure sont impliqués dans une tectonique complexe en écailles.

b) Les caractères sédimentologiques

- Variations latérales ; faibles dans la série inférieure, elles sont très rapides dans la série supérieure.

- Granulométrie, granoclassement ; dans la série inférieure, les séquences gréseuses ou les bancs gréseux montrent un grain généralement homogène ; les séquences meubles étant surtout pélitiques, avec localement une composante sableuse fine. Dans la série supérieure, les niveaux indurés comme les niveaux meubles sont plus hétérogènes du point de vue granulométrique (Cf. argilites sableuses à graviers).

- Lithification, diagenèse ; les niveaux gréseux et conglomératiques de la série supérieure montrent une cimentation très partielle ; dans la série inférieure, celle-ci est généralement plus complète ; localement, un ciment calcaire et (ou) un nourrissage des grains de quartz y sont observables.

- Présence de restes d'organismes marins littoraux dans la série inférieure.

- Figures sédimentaires ; stratifications entrecroisées d'échelle métrique à millimétrique, structures flaser, ripple-marks et bioturbations caractérisent la série inférieure.

2.- Relations entre les différentes coupes observées dans l'Oligo-Miocène

Au Sud de la route Taguay-San Rafael de Orituco, une partie des structures affectant l'Oligo-Miocène peuvent être suivies axialement, en particulier sur les photographies aériennes ; les successions des coupes 1, 3 et 2 (fig. 10) apparaissent disposées stratigraphiquement dans cet ordre (fig. 16, colonne a). Le raccordement entre les affleurements méridionaux (coupes 5 et 6, fig. 11) et les précédents, de même que le raccordement des affleurements de la bande Turmerino-Sabana Grande (fig. 12 et 13) aux deux précédents ensembles, n'ont pas été observés. Les corrélations proposées (fig. 16), hypothétiques, sont basées sur des analogies lithologiques (stratification des grès, présence de charbon ou de lignite, présence de niveaux calcaires).

En terme de formations, EVANOFF (1951) appelle Fm. Batatal les affleurements de la bande Turmerico-Sabana Grande, et Fm. Chaguaramas les affleurements situés au Sud d'une ligne Carboneras de Taguay-Lezama-Cruz de Guataparo (fig. 8). Une formation essentiellement pélitique et dépourvue de dépôt organique - la Fm. Quebradon - s'intercalerait entre les deux premières citées, à l'Est du secteur étudié. L'ensemble Batatal-Quebradon-Chaguaramas représenterait, pour EVANOFF (1951), l'Oligocène-Miocène inférieur et moyen en raison de sa position au-dessus de calcaires Eocène supérieur (appartenant aux Ecailles Frontales). PEIRSON (1963) appelle Fm. Quebradon les affleurements du secteur Altagracia-Taguay (coupes 2 et 3, fig. 10) ; à l'Ouest de Taguay, les niveaux gréseux de celle-ci se développent considérablement pour former le Mem-bre Galera (PEIRSON, 1963). Pour cet auteur (PEIRSON, 1965), les niveaux à charbon de la bande Turmerino-Sabana Grande sont à rattacher à la Fm. Naricual comme sur le bord Sud-Ouest de la Chaîne Intérieure Orientale (Cf. *infra*).

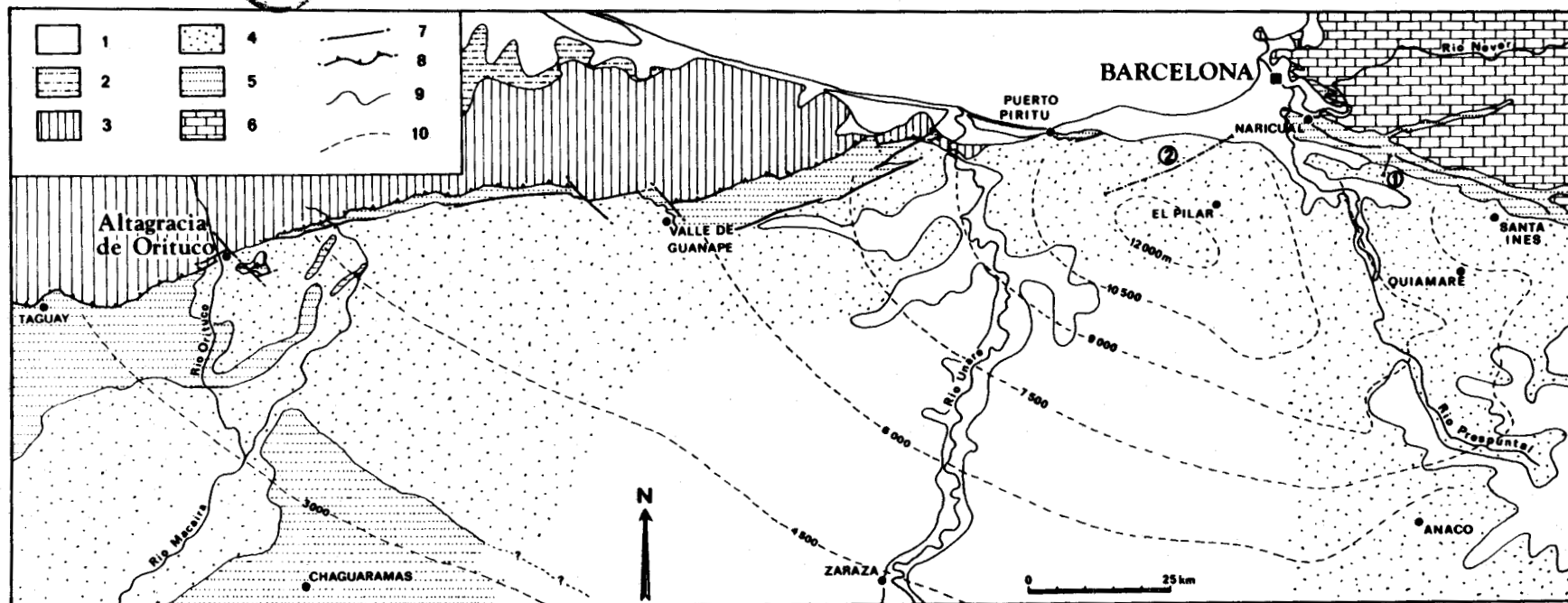


Fig. 17.- L'Oligocène-Miocène-Pliocène, de la région étudiée à la Chaîne Intérieure Orientale; localités de référence.

D'après les cartes de BELLIZZIA *et al* (1976), CAMPOS et OSUNA (1978) et CAMPOS, VIVAS et OSUNA (1978).

Légende : 1. Quaternaire; 2. Pliocène-Pléistocène du Barlovento; 3. Zone Piémontine et Ecailles Frontales; 4. Mio-Pliocène; 5. Oligo-Miocène; 6. Crétacé-Paléogène de la Chaîne Intérieure Orientale; 7. accident subvertical; 8. chevauchement; 9. contact stratigraphique; 10. isobathe du toit du socle anté-Crétacé.

Fig. 17.- El Oligoceno-Mioceno-Plioceno, desde el area estudiada hasta la Serrania del Interior Oriental; localidades de referencia.

Según los mapas de BELLIZZIA *et al* (1976), CAMPOS y OSUNA (1978), CAMPOS, VIVAS y OSUNA (1978).

Leyenda : 1. Cuaternario; 2. Plioceno-Pleistoceno del Barlovento; 3. Zona Piemontina y Escamas Frontales; 4. Mio-Plioceno; 5. Oligo-Mioceno; 6. Cretáceo-Paleogeno de la Serrania del Interior Oriental; 7. falla vertical; 8. corrimiento; 9. contacto estratigráfico; 10. curvas isobatas del tope del basamento pre-Cretáceo.

3.- Données de sondage et comparaison avec le bord sud-occidental de la Chaîne Intérieure Orientale

Depuis le secteur étudié jusqu'au Sud-Ouest et au Sud de la Chaîne Intérieure Orientale, de nombreux sondages d'exploration pétrolière ont montré (fig. 17) l'existence d'un vaste bassin oligo-miocène-pliocène subsident. Les isobathes de la figure 17 concernent le toit du socle pré-crétacé mais, le Crétacé-Paléocène-Eocène étant d'épaisseur moindre et peu variable (fig. 18), ce sont surtout les séries terrigènes de l'Oligocène-Miocène-Pliocène qui ont assuré le remplissage. Au Sud d'Altagracia, comme pour le reste du bassin, l'analyse stratigraphique ne bénéficie pas des mêmes données selon que l'on s'adresse aux affleurements de la bordure septentrionale ou aux sondages effectués plus au coeur du bassin et dont GONZALEZ de JUANA *et al.* (1980) ont rassemblé beaucoup de résultats.

Deux raisons expliquent cette différence :

- le caractère généralement marin franc des séries dans les régions médianes du bassin (régions de Zaraza-Anaco et plus vers l'Est) ;
- la meilleure préservation des éventuels fossiles et micro-fossiles dans les sondages.

a) Données de sondage au Sud d'Altagracia

Dans le sondage CAMAZ-1 (fig. 8 et 18), PATTERSON et WILSON (1953) décrivent la Fm. Roblecito (HEDBERG, 1950), essentiellement péritique (et dans laquelle ils incluent une bonne part de la Fm. Chaguaramas d'EVANOFF, 1951). PEIRSON (1965) mentionne l'existence dans un sondage proche de la ville de Chaguaramas (fig. 18) d'un niveau à Foraminifères représentant la zone à *Globigerina ciperiensis* (p-22^{*}) d'âge Oligocène supérieur (Cf. cadre biostratigraphique de DIAZ de GAMERO, 1977a ; et in GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980, p. 563).

VAN DEN BOLD (1972) analyse des assemblages d'Ostracodes marins provenant de forages ef-

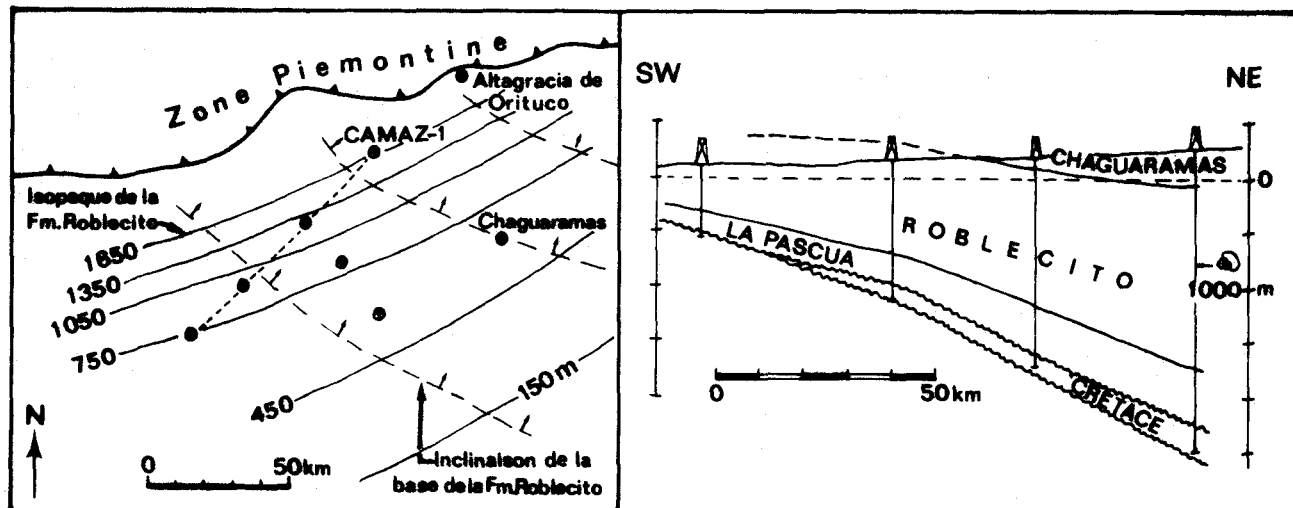


Fig. 18.- La Formation Roblecito; extension verticale et horizontale en Guárico septentrional. Extrait de GONZALEZ de JUANA *et al* (1980).

Fig. 18.- La Formación Roblecito; desarrollo vertical y horizontal en Guárico septentrional. Tomado de GONZALEZ de JUANA *et al* (1980).

(*) Zone de BLOW (1969).

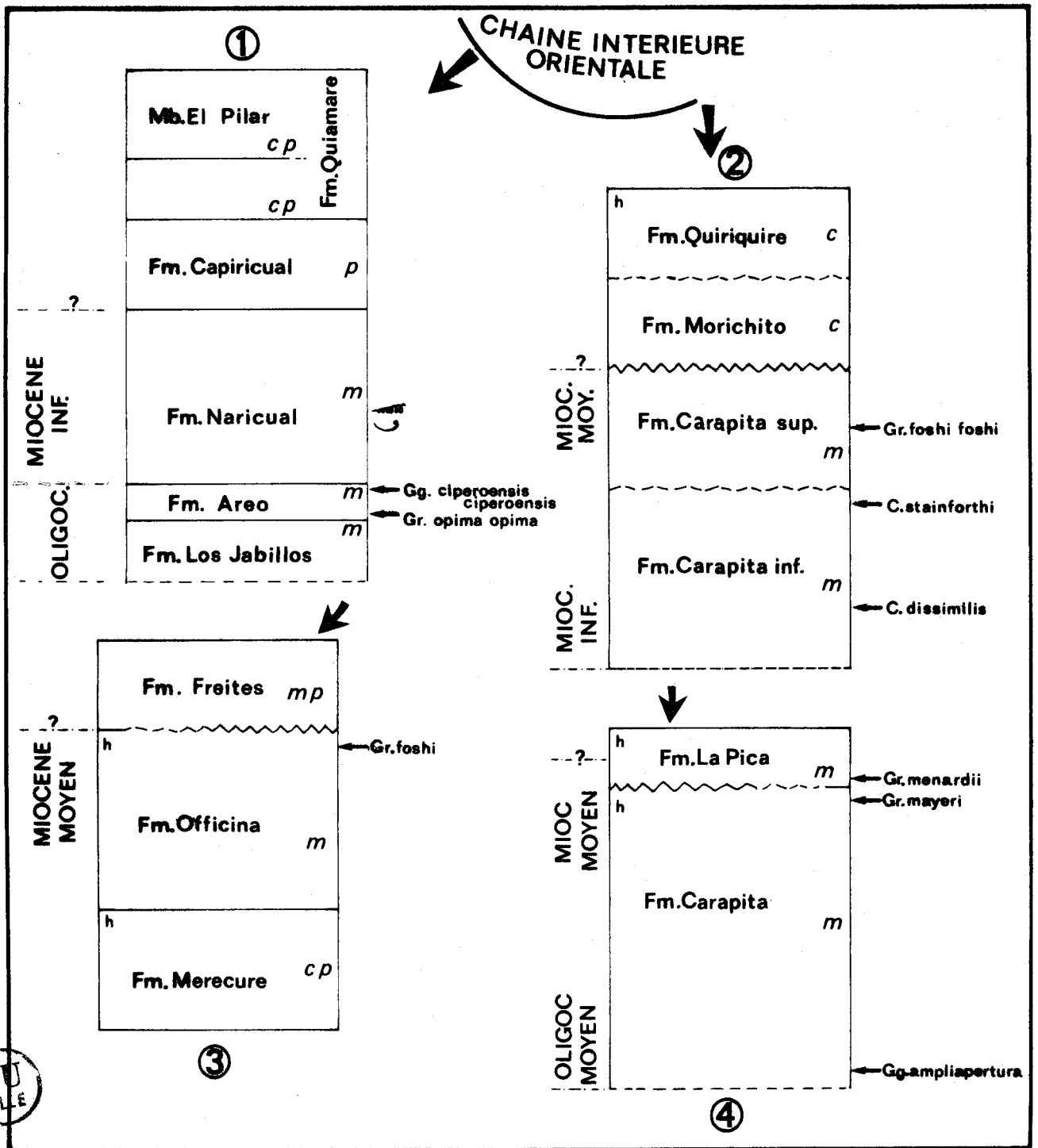


Tableau I.- L'Oligocène-Miocène-Pliocène au Sud-Ouest et au Sud de la Chaîne Intérieure Orientale; successions des principales formations. (m. marin; p. paraliq; c. continental; h. formation productrice d'hydrocarbures; sources mentionnées dans le texte).

Cuadro I.- El Oligoceno-Mioceno-Plioceno al Suroeste y al Sur de la Serrania del Interior Oriental; sucesiones de las formaciones principales. (m. marino; p. parálico; c. continental; h. formación productora de hidrocarburos. Fuentes de informaciones en el texto).

fectués dans le même secteur ; il place la Fm. Roblecito dans le Miocène inférieur et la Fm. Chaguaramas dans le Miocène moyen. Rappelons que près de Zaraza, la Fm. Chaguaramas a livré, en surface, des restes de Vertébrés attribués au Miocène (in ANONYME, 1970).



b) Données de sondage au Sud-Ouest de la Chaîne Intérieure Orientale (tabl. I, col. 3)

L'Oligo-Miocène est représenté par les Fms. Merecure et Officina (respectivement 2 000 et 3 000 m d'épaisseur environ). Le sommet de cette dernière (SULEK, 1961, *in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980) correspond au toit de la zone à Globorotalia foshi (partie supérieure du Miocène moyen ; N-9 à N-12). Dans la région de Anaco, la Fm. Officina est surmontée en discordance par la Fm. Freites (FUNKHOUSER *et al.*, *in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980) ; cette dernière formation, riche en conglomérats, a livré des Lamellibranches littoraux ; elle n'est pas datée directement.

c) Données de sondage au Sud de la Chaîne Intérieure Orientale (tabl. I, col. 2 et 4)

L'Oligo-Miocène y est représenté par une formation unique (4 500 à 6 000 m de pélites), la Fm. Carapita (*in* HEDBERG, 1950). Selon STAINFORTH (1971), cette formation représente, en continuité, la période Oligocène moyen à Miocène moyen (P-20 à N-14 incluses) (col. 4). Cet auteur mentionne la zone à Globigerina ampliapertura à la base et la zone à Globigerina mayeri au sommet. La Fm. La Pica (essentiellement sableuse) surmonte la Fm. Carapita en concordance dans l'axe du bassin et en discordance sur le versant Nord ; BARNOLA (1960, *in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980) mentionne, à la base de la Fm. La Pica, la zone à Globorotalia menardii.

Dans la région de Quiriquire, proche du bord Nord du bassin (100 km à l'Est d'Anaco), LAMB et DE SISTO (1963), LAMB et SULEK (1968) divisent la Fm. Carapita en deux parties séparées par une légère discordance (col. 2), entre la zone à Catapsydrax stainforthi et la zone à Globorotalia foshi foshi. L'ensemble est recouvert en discordance angulaire par 400 à 1 600 m d'argilites et de conglomérats représentant la Fm. Morichito (LAMB et DE SISTO, 1963), dépourvue d'indices d'influence marine. La Fm. Quiriquire, riche en grès, recouvre l'ensemble précédent en discordance légère.

d) Le bord sud-occidental de la Chaîne Intérieure Orientale ; données de surface (tabl. I, col. 1)

HEDBERG (1950) a rassemblé l'ensemble des formations attribuées à l'Oligocène-Miocène du secteur Quiamare-Santa Ines-Naricual (fig. 17) dans le Groupe Santa Ines. Au sein de celui-ci, la Fm. Los Jabillos -essentiellement gréseuse- est surmontée par la Fm. Areo -pélitique- qui a livré des Foraminifères planctoniques appartenant aux zones à Globorotalia opima opima (p. 21) et à Globigerina ciperensis ciperensis (p. 22), représentant l'Oligocène supérieur. La Fm. Naricual, riche en grès et en charbons bitumineux (BELLIZZIA et MARTIN BELLIZZIA, 1961 ; ROSALES, 1967 ; KAPO y LOPEZ, 1972) est l'élément principal de la colonne avec une épaisseur de plus de 2 000 m. MACSOTAY (1978) mentionne un assemblage de Mollusques marins attribués au Miocène inférieur (partie supérieure). Les Fms. Capirucual et Quiamare, essentiellement pélitiques (à dominante argileuse), ont un faciès paraliq à continental ; la seconde montre un fort développement de conglomérats mal cimentés dans le secteur Puerto-Piritu-El Pilar (fig. 17). Une épaisseur maximale de 4 500 m diminuant très rapidement vers le SW, est mentionnée (ANONYME, 1970) pour ce Membre El Pilar. L'ensemble de la colonne (tabl. I, col. 1) est considéré comme en concordance (BELLIZZIA *et al.*, 1976 ; GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980, p. 608) ;

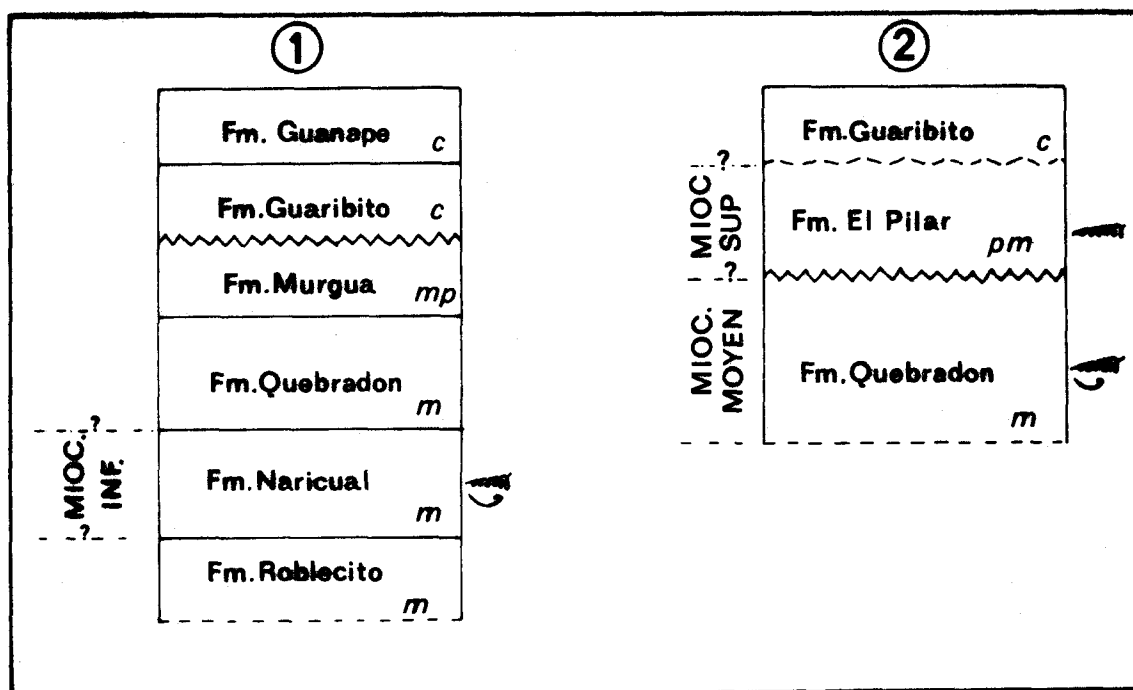


Tableau II.- L'Oligocène-Miocène-Pliocène de l'avant-pays piémontin dans le secteur de Valle de Guanape-Puerto Píritu; selon CAMPOS, OSUNA et VIVAS (1978) et CAMPOS et OSUNA (1978). (Même légende que pour le Tableau I).

Cuadro II.- El Oligoceno-Mioceno-Plioceno del pie-de-monte en el área Valle de Guanape-Puerto Píritu; según CAMPOS, OSUNA y VIVAS (1978) y CAMPOS y OSUNA (1978). (Misma leyenda que por el Cuadro I).

toutefois, sur un rapport de la Compagnie Lagoven, publié dans l'ouvrage de GONZALEZ de JUANA *et al.* (1980, p. 635), l'hypothèse d'une discordance du Membre El Pilar sur la Fm. Quebradon, apparaît. Les observations personnelles que j'ai effectuées dans la région considérée me conduisent à appuyer cette hypothèse et considérer que les "conglomérats d'El Pilar" sont dans une position analogue à ceux de Peña de Mota (fig. 9, coupe B ; fig. 15). Une coupe effectuée le long de la route Zaraza-Barcelona (tronçon San Miguel-Caigua-Potoco ; fig. 19, coupe 2, localisation sur la fig. 17) montre un redressement progressif des couches vers le NE et un enrichissement en niveaux conglomératiques mal cimentés ; ces derniers sont constitués essentiellement de galets de calcaires et cherts Crétacé supérieur, provenant de la Chaîne Intérieure Orientale ; on y reconnaît en particulier les calcaires siliceux caractéristiques du Morro de de Barcelona (petite presqu'île située immédiatement au Nord de Barcelona, fig. 17). Le dispositif sédimentaire observé pourrait correspondre à un système progradant avec structure "down-lap" dans sa partie proximale (cf. MITCHUM *et al.*, 1977). L'épaisseur réelle du Membre El Pilar serait alors très inférieure à celle mentionnée précédemment.

Le long de la route Naricual-Capiricual - km 52 (fig. 19, coupe 1 ; localisation sur fig. 17), on observe du côté NE des grès et pélites en pendage inverse (Fm. Naricual ou Capiricual), et du côté SW, des pélites argileuses et des conglomérats (Mbr. El Pilar) en pendage normal (la coupe présentée se situe environ 2 km avant le village de Capiricual). Ces conglomérats re-manient également des galets de calcaire et chert provenant du Crétacé supérieur de la Chaîne Intérieure Orientale et, en faible proportion, des galets de grès quartzique rubéfiés. Bien que n'ayant pas observé le contact intime entre les deux portions de la coupe présentée, j'é-mets l'hypothèse de l'existence d'une discordance, compte tenu du dispositif structural et des arguments lithologiques ; elle se situerait entre la Fm. Capiricual et le Mbr. El Pilar de la Fm. Quiamare (tabl. I, col. 1).

e) Le secteur Valle de Guanape-Puerto Piritu

La subdivision en Oligo-Miocène et Mio-Pliocène -séparés par une discordance- des séries terrigènes de l'avant-pays piémontin (BECK, 1977 a et b) est confirmée à l'Est de la région étudiée. CAMPOS, OSUNA et VIVAS (1978) proposent la succession 1 du tableau II pour la région de Valle de Guanape. Rappelons que, autour de cette localité, se développe un puissant conglomérat très faiblement incliné vers le Sud, la Fm. Guanape ; elle remanie des galets provenant des différents niveaux tertiaires et crétacés affleurant immédiatement au Nord (VIVAS et CAMPOS, 1977). Plus vers l'Est, dans le secteur Boca de Uchire-Clarines, CAMPOS et OSUNA (1978) proposent la succession 2 du tableau II ; ils mentionnent (CAMPOS et OSUNA, 1977) une faune de Mollusques attribuée au Miocène supérieur. MACSOTAY (1980, comm. écrite) note la présence dans cette faune marine de Gastéropodes d'eau douce connus dans le Néogène du Barlovento (Cf. fig. 17) situé plus au Nord en position intra-montagneuse.

4.- Conclusions

a) Du point de vue chronostratigraphique

Les observations concernant le secteur étudié et les données concernant les régions plus orientales conduisent aux remarques suivantes :

- ce que j'ai appelé "série supérieure" débute dans le Miocène et monte probablement dans le Pliocène ; la comparaison avec les sédiments du graben intra-montagneux du Tuy moyen apportera un argument supplémentaire ;
- la coupure importante existant entre les deux séries -dites "inférieure" et "supérieure"- se situerait soit dans la partie supérieure du Miocène moyen, soit à la limite Miocène moyen-

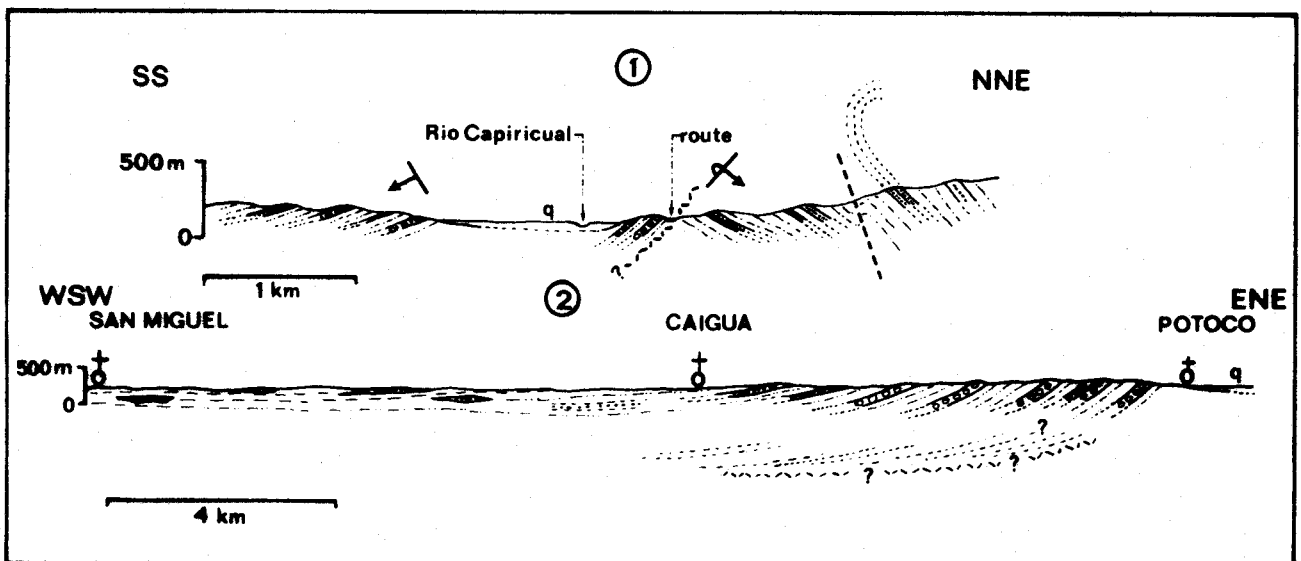


Fig. 19.- Coupes schématiques du Membre El Pilar de la Formation Quimare sur le bord Sud-Ouest de la Chaîne Intérieure Orientale. (Même légende que pour les figures 11, 13 et 15).

Fig. 19.- Cortes esquemáticos del Miembro El Pilar de la Formación Quimare en el borde suroeste de la Serranía del Interior Oriental. (Misma leyenda que por las figuras 11, 13 y 15).

Miocène supérieur, soit encore dans le Miocène supérieur ; la faible précision des données biostratigraphiques pour les affleurements ne permet pas d'apprécier un éventuel diachronisme de cette coupure ;

- dans la portion orientale de ce "Bassin Est-Vénézuélien" ("Eastern Venezuelan Basin" de HEDBERG, 1950), la coupure principale apparaît précédée par une discordance intra-Miocène inférieur-moyen ; la série supérieure est elle-même divisée par une discordance légère. Cette succession se rapprocherait de celle observée dans le Sud de l'île de Trinidad (KÜGLER, 1959 ; BARR et SAUNDERS, 1968) prolongement du Bassin Est-Vénézuélien.

b) Du point de vue sédimentologique

L'ensemble des séries terrigènes de l'Oligocène-Miocène-Pliocène correspond à des molasses, à la fois sur le plan descriptif (Cf. définition in FOUCAULT et RAULT, 1980) et sur le plan chronologique par rapport à l'histoire tertiaire de la chaîne (AUBOUIN, 1964). Dans le secteur étudié, la sédimentation n'est pas turbiditique mais plus vers l'Est, la Fm. Naricual est riche en séquences de Bouma (MACSOTAY, 1978) ; cet auteur n'hésite pas à parler de "gisement de charbon d'origine turbiditique proximale".

Du point de vue de la répartition verticale et horizontale des faciès, plusieurs remarques s'imposent

- pour l'Oligo-Miocène, comme pour le Mio-Pliocène, les influences marines augmentent de l'Ouest vers l'Est (Cf. également GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980, p. 642) ; les formations de l'Oligo-Miocène montrent, dans le secteur étudié, des restes de faune de type littoral ou paraliq, tandis que vers l'Est, elles s'enrichissent en Foraminifères planctoniques. Le Mio-Pliocène apparaît continental (épandage de piémont, sédimentation fluviatile) dans le secteur étudié ; dans la région de Puerto Piritu, il montre des influences marines temporaires ; enfin, il est franchement marin au Sud de la Chaîne Intérieure Orientale ;

- l'Oligo-Miocène inférieur (Fms. Roblecito et Chaguaramas) présente des dépôts de charbon et de lignite ; la pétrographie et le contexte sédimentologique de ces derniers posent des problèmes d'interprétations ; la disposition des niveaux de houille et les sédiments associés diffèrent fortement du dispositif classique connu dans le Carbonifère du Nord de l'Europe. Un remaniement de la matière organique est envisagé par MACSOTAY (1978) ; par ailleurs, KAPO et LOPEZ (1972) notent que certains paramètres pétrographiques ou chimiques sont contradictoires quant à l'interprétation en terme de maturité ; pour ces auteurs, le type de matériel original expliquerait les anomalies ; le résultat actuel étant ce que l'on pourrait appeler un "lignite bitumineux" ;

- dans le secteur étudié, les dépôts de l'Oligo-Miocène montrent des influences marines littorales et paraliq saumâtres (Cf. Lamellibranches eurhalins et sténohalins) ; les grès du Membre Galera de la Fm. Quebradon (à l'Ouest de Taguay) représentent pour PEIRSON (1963) des barres sableuses "off-shore" associées à des courants côtiers. Tout en la modifiant légèrement, je pousserai plus loin cette interprétation en proposant comme modèle récent à actuel la région -toute proche- du Golfe de Barcelona (partie occidentale) et du Barlovento. Le dispositif sédimentaire actuel et subactuel (schématisé sur la fig. 20) comprend la dépression du Barlovento (bordée par des reliefs de plus de 2 000 m au Nord, de plus de 1 000 m au Sud) et la

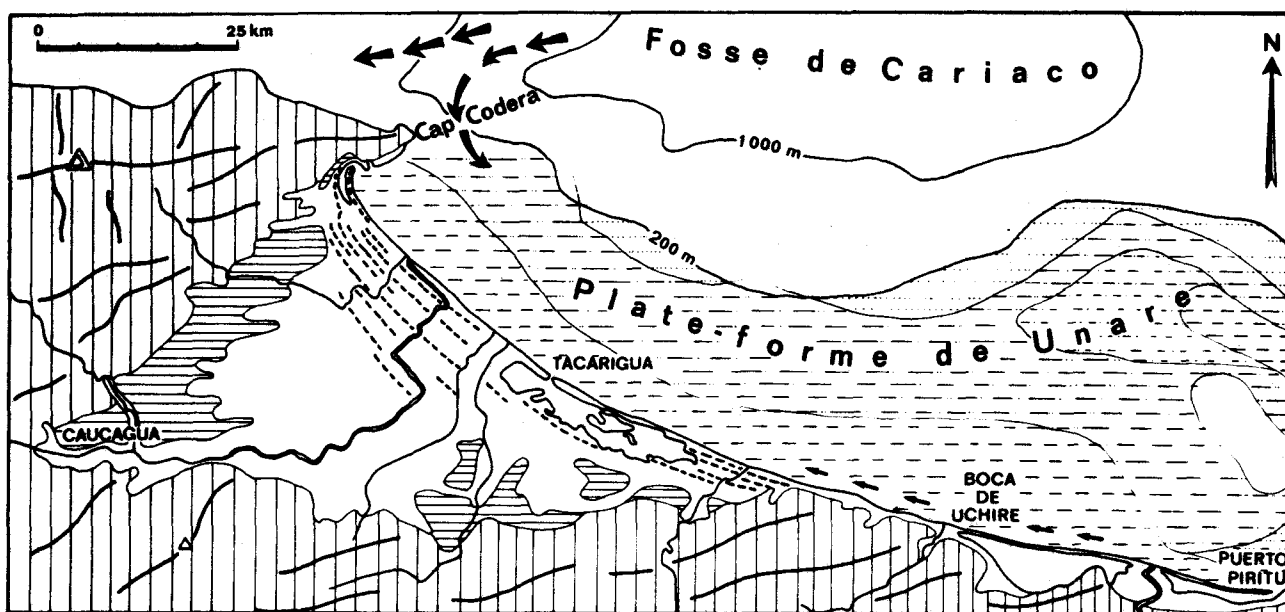


Fig. 20.- Sédimentation récente et actuelle du Barlovento et de la Plate-forme de Unare.
 Légende : 1. substratum anté-Néogène; 2. Néogène; 3. Quaternaire; 4 à 8. sédiments superficiels de la Plate-forme de Unare selon MIRÓ ORELL (1974); 4. sable silteux; 5. sable argileux; 6. terrigène mixte; 7. silt argileux; 8. argilite silteuse; 9. anciennes barres sableuses; 10. dérive littorale; 11. courants de surface selon MIRÓ ORELL (1974).

Fig. 20.- Sedimentación reciente y actual del Barlovento y de la Plata-forma de Unare.
 Leyenda : 1. basamento pre-Néogeno; 2. Néogeno; 3. Cuaternario; 4 a 8. sedimentos superficiales de la Plata-forma de Unare según MIRÓ ORELL (1974); 4. arena siltosa; 5. arena arcillosa; 6. terrigeno mixto; 7. silt arcilloso; 8. arcillita siltosa; 9. antiguos alfaques de arena; 10. corriente litoral; 11. corriente de superficie, según MIRÓ ORELL (1974).

plate-forme de Unare (MORELOCK et al., 1972, in GONZALEZ de JUANA et al., 1980) encore appelée plate-forme de l'Arc d'Anzoategui (MIRO ORELL, 1974). Des alignements de végétation particulière (visibles en photographie aérienne) soulignent les crêtes des barres sableuses qui ont précédé celle qui barre actuellement les lagunes ; ces anciennes barres ont parfois conféré au fleuve un tracé particulier (cf. fig. 20). Les grandes lagunes (Tacarigua, Uchire, Píritu) ont un remplissage variable en volume (saison des pluies, saison sèche) et en salinité (communication temporaire avec la mer). Par ailleurs, les fleuves (cf. Rio Tuy, près de Caucagua et Rio Unare, près de Puerto Píritu) sont responsables, surtout durant la saison des pluies, de volumineux apports terrigènes fins (et aussi de débris végétaux) ; la fraction quartzeuse plus grossière serait plutôt le fait de transits littoraux. La plate-forme de Unare, qui prolonge le dispositif en mer, est essentiellement le siège d'une sédimentation terrigène, selon MIRO ORELL (1974). Par comparaison, les intervalles argilo-silteux de l'Oligo-Miocène seraient plutôt des dépôts de lagune tandis que les gros bancs gréseux (grosiers à moyens) seraient liés à la progradation des barres sableuses ;

- pour le Mio-Pliocène du secteur étudié et pour celui de la bordure de la Chaîne Intérieure Orientale, j'ai proposé une interprétation en stratification oblique de type "downlap" avec biseautage et disparition des poudingues vers le Sud (ou le Sud-Ouest) ; le redressement progressif des couches vers le Nord (fig. 9, coupe B ; fig. 19, coupe 2) et la structure interne des bancs grossiers suggèrent un dépôt contemporain du soulèvement du Piémont d'une manière

comparable à ce qui est décrit sur le bord Sud des Pyrénées (IN SOUQUET et DEBROAS, 1980, p. 229).

c) S'agissant de la nomenclature en formations pour la géologie de surface, depuis Altagracia de Orituco jusqu'à Barcelona, SALVADOR (1964) a proposé une simplification d'un ensemble complexe ; je proposerai d'aller plus loin dans ce sens. Il me paraît souhaitable de ne plus parler de Fm. Quiamare, celle-ci étant dans sa région-type sous-jacente à la discordance principale. Un seul terme pourrait désigner le Mio-Pliocène : El Pilar, Guanape ou Peña de Mota ? Pour l'Oligo-Miocène, je propose d'utiliser les Fms. Quebradon, Naricual et Roblecito, cette dernière incluant les affleurements plus gréseux baptisés Fm. Chaguaramas.

III.- LES ECAILLES FRONTALES

A) Introduction

Si la Zone Piémontine et les molasses oligo-miocènes constituent deux ensembles assez homogènes, il n'en est pas de même pour la frange, de largeur variable (quelques centaines de m à quelques km), qui les sépare cartographiquement (fig. 8). Celle-ci, très tectonisée, comprend les différents éléments suivants (BECK, 1977 a, 1978) :

- une fraction (basale) de la série molassique oligo-miocène ;
- un ensemble de pélites, grès, et grès calcareux glauconieux, d'âge paléogène ; soit des faciès différents de ceux du Paléogène de la Zone Piémontine ;
- un mince niveau de calcaire bioclastique à Algues et grands Foraminifères, d'âge Eocène moyen sommital-Eocène supérieur basal ; ce niveau se termine parfois par une surface durcie encroûtée ;
- différentes portions de séries carbonatées d'âge Crétacé inférieur et supérieur ; rappelons que le Crétacé inférieur n'est quasiment pas représenté dans la Zone Piémontine ; par ailleurs, le Crétacé supérieur présente ici des faciès différents de ceux de la Zone Piémontine. Des conglomérats calcaires à Algues et grands Foraminifères (de même âge et de même faciès que ceux cités précédemment) apparaissent discordants sur ces différents niveaux calcaires.

Les pélites paléogènes contiennent des blocs et olistolithes représentant les différents niveaux de Crétacé inférieur et supérieur pré-cité.

Les Ecailles Frontales affleurent en deux ensembles distincts (fig. 8) : d'une part, une bande comprise entre La Quebrada Tememure et le Rio Macaira (à hauteur de Turmerino et d'autre part, un ensemble de trois collines -les Cerros de El Peñon- situées au Sud-Est d'Altagracia et entièrement entourées par du Mio-Pliocène. Dans le premier ensemble (entre Turmerino et El Morrito) affleurent notamment des calcaires massifs du Crétacé inférieur dans lesquels a été mis en évidence le Valanginien (BECK et FURRER, 1977) ; dans le second ensemble, affleurent notamment des calcaires du Turonien, très riches en Ammonites et localement en débris de Poissons. Ces derniers calcaires, lorsqu'ils sont observés en blocs ou olistolithes présentent d'importants restes d'hydrocarbure (odeur en cassure fraîche, reste bitumineux dans des pores).

B) Les coupes à l'Ouest d'Altagracia de Orituco

1.- Coupe de la Quebrada Tememure

Limitée au SE par des alluvions récentes et au NW par la base d'une unité de flysch appartenant à la Zone Piémontine, elle se compose de deux tronçons séparés par un coude de la rivière.

On y observe, du SE vers le NE (coupe 1, fig. 22; localisation sur fig. 21) :

1. des pélites sombres à dominante argileuse à rares bancs discontinus et lentilles de siltite et de grès à grain fin ; un échantillon a livré, par lavage, quelques Foraminifères benthiques de petite taille mal préservés (Buliminidés probables) ;
2. des pélites à dominante silteuse et légèrement micacée, localement intercalées de minces couches de calcaire sombre à débris prismatiques ; bien qu'ayant l'aspect des "beef" (cf. "shale-with-beef" in BONTE et MAILLOT, 1980), une structure en cône emboîtés ("cone-in-cone") s'observe en lame mince ;
3. des pélites à dominante argileuse et localement carbonatées, intercalées de bancs, lentilles, bancs disloqués et blocs de grès calcaireux et calcaires gréseux ; l'ensemble a un aspect très chaotique ; y faire la part des phénomènes tectoniques et des phénomènes syndimentaires m'est apparu difficile. Certaines lentilles de grès ont des formes qui suggèrent une déformation à l'état non induré. Les pélites contiennent localement des petits nodules (quelques cm) de micrite silteuse dépourvues de Foraminifères mais riches en spicules d'Echinodermes. Par ailleurs, les grès calcaires et calcaires gréseux sont localement glauconieux (notés gl sur fig. 22). Un banc de calcaire gréseux (éch. CB-76-431) montre une accumulation de fragments de grands Foraminifères, parmi lesquels BUTTERLIN a reconnu : *Helicolepidina* sp., *Amphistegina* sp., une possible *Helicostegina polygyralis* (BARKER). Cette dernière espèce indiquerait un âge Eocène moyen sommital-Eocène supérieur ;
4. des grès quartzeux légèrement graywackeux et quartzitisés par nourrissage, intercalés de pélites argilo-silteuses à lentilles puis de banc de siltites ;

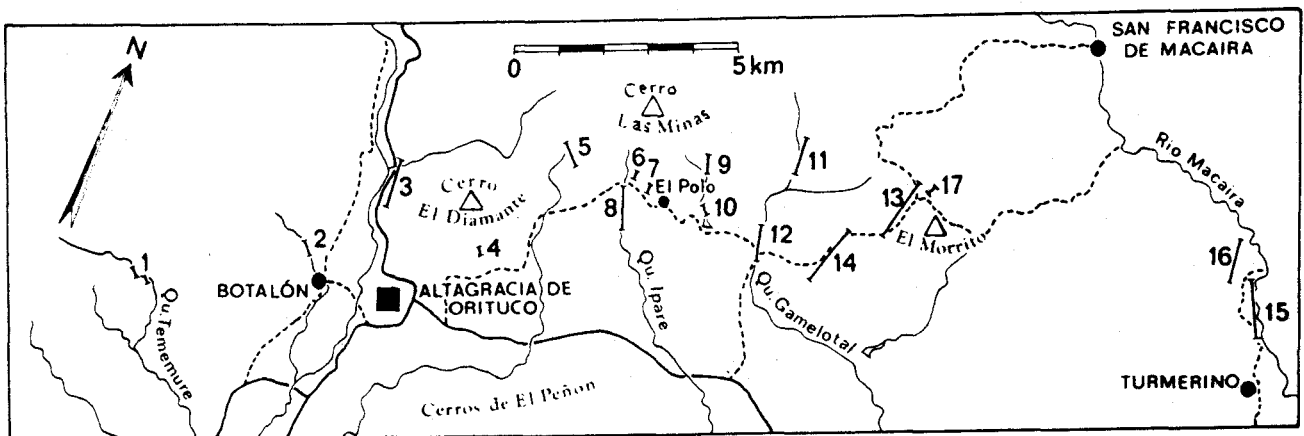


Fig. 21.- Localisation des coupes dans les Ecailles Frontales.

Fig. 21.- Ubicación de los cortes en las Escamas Frontales.

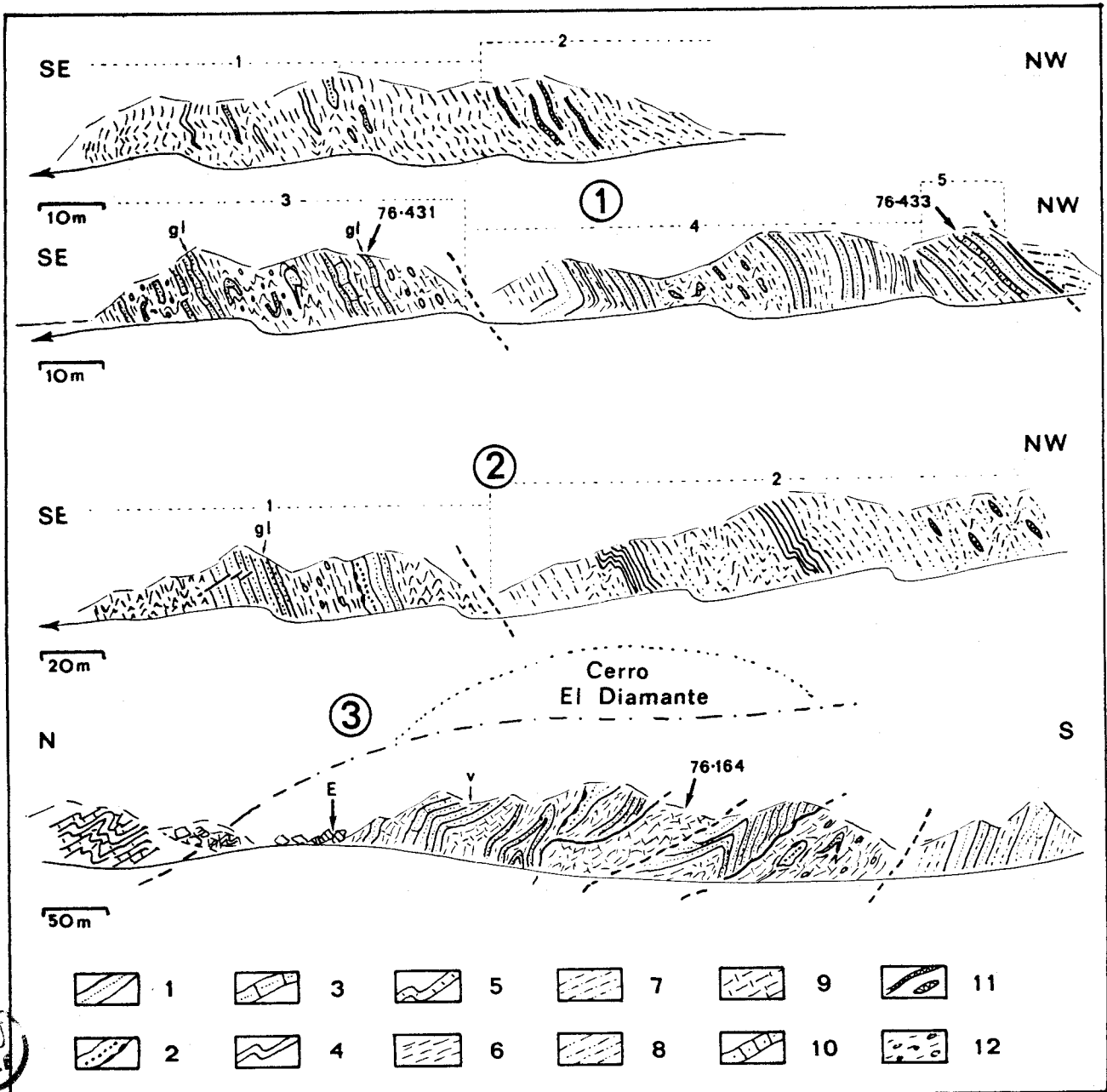


Fig. 22.- Coupes détaillées dans les Ecailles Frontales.

Légende : 1. grès à grain fin à moyen; 2. grès grossier à conglomératique, avec galets mous carbonneux; 3. grès calcaireux; 4. siltite; 5. calcaire siliceux et cherts; 6. pélites argileuses; 7. pélites argilo-silteuses; 8. pélites silteuses, 9. pélites calcaireuses, marges; 10. calcaires silteux; 11. structure "beef" et "cone-in-cone"; 12. nodules de siltite ou de calcaire silteux.

Fig. 22.- Cortes detallados en las Escamas Frontales.

Leyenda : 1. arenisca de grano fino a medio; 2. arenisca de grano grueso, a conglomeratica, con lentes carbonosas; 3. arenisca calcarea; 4. siltita; 5. caliza silicea y chert; 6. lutitas arcillosas; 7. lutitas arcillosas-siltosas; 8. lutitas silteosas; 9. lutitas calcareas, margas; 10. caliza silteosa; 11. estructuras "beef" y "cone-in-cone"; 12. nodulos de siltita o de caliza silteosa.

5. des pélites calcaireuses et des calcaires noirs pyriteux et grès en plaquettes ; ces calcaires sont des micrites ou des microsparites localement silteuses et riches en fantômes de Foraminifères planctoniques et (ou) de Radiolaires calcitisés ou pyritisés. Un échantillon (CB-76-433) montre des sections probables d'Hedbergelles. Cette observation, ainsi que la lithologie, rapproche ce dernier niveau du Sénonien observable sur d'autres coupes.

B) Les coupes à l'Ouest d'Altagracia de Orituco

1.- Coupe de la Quebrada Tememure

Limitée au SE par des alluvions récentes et au NW par la base d'une unité de flysch appartenant à la Zone Piémontine, elle se compose de deux tronçons séparés par un coude de la rivière.

On y observe, du SE vers le NE (coupe 1, fig. 22; localisation sur fig. 21) :

1. des pélites sombres à dominante argileuse à rares bancs discontinus et lentilles de siltite et de grès à grain fin ; un échantillon a livré, par lavage, quelques Foraminifères benthiques de petite taille mal préservés (Buliminidés probables) ;
2. des pélites à dominante silteuse et légèrement micacée, localement intercalées de minces couches de calcaire sombre à débris prismatiques ; bien qu'ayant l'aspect des "beef" (Cf. "shale-with-beef" in BONTE et MAILLOT, 1980), une structure en cône emboîtés ("cone-in-cone") s'observe en lame mince ;
3. des pélites à dominante argileuse et localement carbonatées, intercalées de bancs, lentilles, bancs disloqués et blocs de grès calcaireux et calcaires gréseux ; l'ensemble a un aspect très chaotique ; y faire la part des phénomènes tectoniques et des phénomènes syndimentaires m'est apparu difficile. Certaines lentilles de grès ont des formes qui suggèrent une déformation à l'état non induré. Les pélites contiennent localement des petits nodules (quelques cm) de micrite silteuse dépourvues de Foraminifères mais riches en spicules d'Echinodermes. Par ailleurs, les grès calcaires et calcaires gréseux sont localement glauconieux (notés gl sur fig. 22). Un banc de calcaire gréseux (éch. CB-76-431) montre une accumulation de fragments de grands Foraminifères, parmi lesquels BUTTERLIN a reconnu : *Helicolepiddina* sp., *Amphistegina* sp., une possible *Helicostegina polygyralis* (BARKER). Cette dernière espèce indiquerait un âge Eocène moyen sommital-Eocène supérieur ;
4. des grès quartzeux légèrement graywackeux et quartzitisés par nourrissage, intercalés de pélites argilo-silteuses à lentilles puis de banc de siltites ;

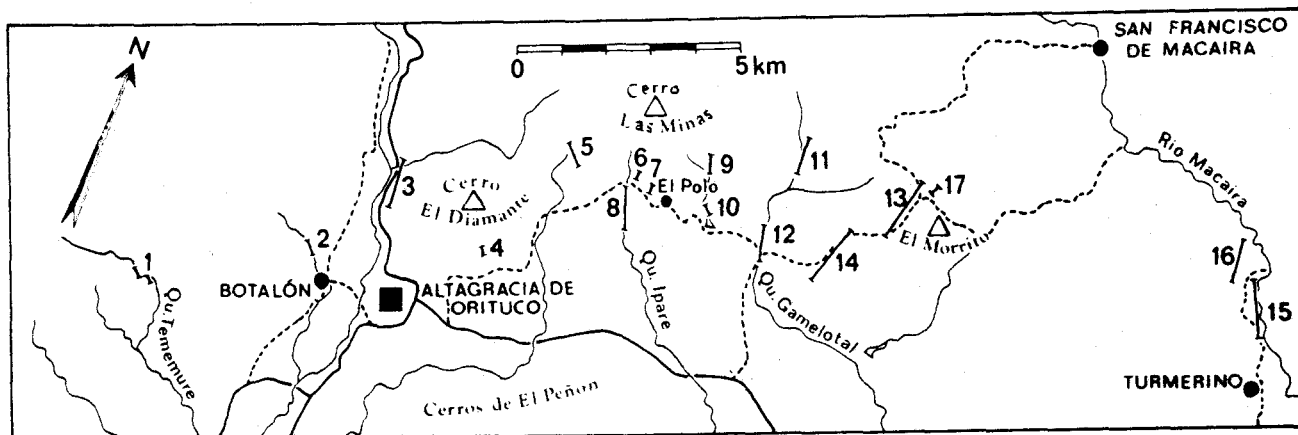


Fig. 21.- Localisation des coupes dans les Ecailles Frontales.

Fig. 21.- Ubicación de los cortes en las Escamas Frontales.

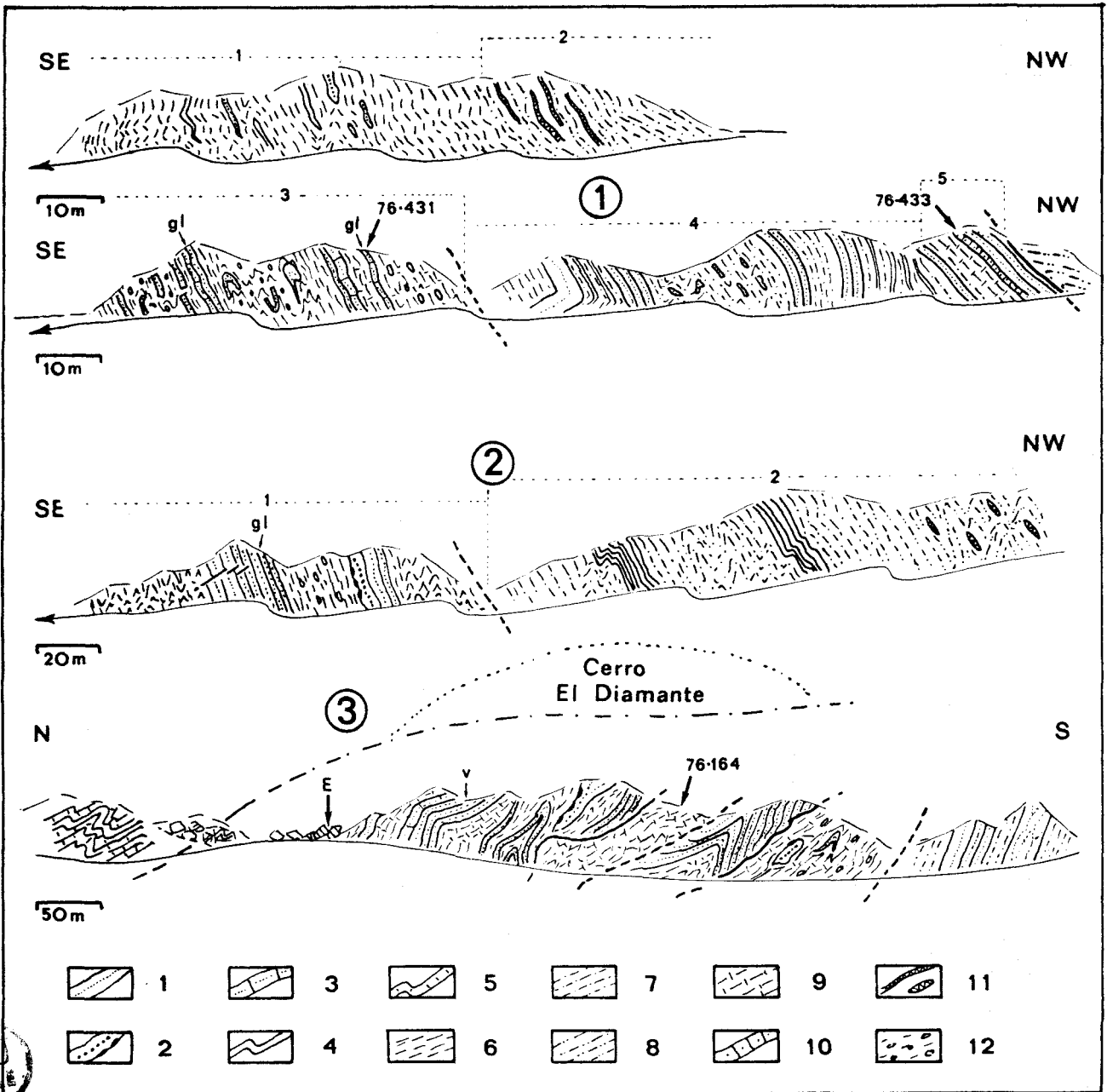


Fig. 22.- Coupes détaillées dans les Ecailles Frontales.

Légende : 1. grès à grain fin à moyen; 2. grès grossier à conglomératique, avec galets mous carbonneux; 3. grès calcaireux; 4. siltite; 5. calcaire siliceux et cherts; 6. pélites argileuses; 7. pélites argilo-silteuses; 8. pélites silteuses, 9. pélites calcaireuses, marnes; 10. calcaires silteux; 11. structure "beef" et "cone-in-cone"; 12. nodules de siltite ou de calcaire silteux.

Fig. 22.- Cortes detallados en las Escamas Frontales.

Leyenda : 1. arenisca de grano fino a medio; 2. arenisca de grano grueso, a conglomeratica, con lentes carbonosas; 3. arenisca calcarea; 4. siltita; 5. caliza silicea y chert; 6. lutitas arcillosas; 7. lutitas arcillosas-siltosas; 8. lutitas siltosas; 9. lutitas calcareas, margas; 10. caliza siltosa; 11. estructuras "beef" y "cone-in-cone"; 12. nosulos de siltita o de caliza siltosa.

5. des pélites calcaireuses et des calcaires noirs pyriteux et grès en plaquettes ; ces calcaires sont des micrites ou des microsparites localement silteuses et riches en fantômes de Foraminifères planctoniques et (ou) de Radiolaires calcitisés ou pyritisés. Un échantillon (CB-76-433) montre des sections probables d'Hedbergelles. Cette observation, ainsi que la lithologie, rapproche ce dernier niveau du Sénonien observable sur d'autres coupes.

Les niveaux 1, 2 et 3 appartiennent à ce que EVANOFF (1951) a baptisé Groupe Tememure (nomenclature invalidée ; cf. ANONYME, 1970). Les niveaux 3 et 4 (séparés tectoniquement des précédents ?) n'ont pas été observés ailleurs dans le secteur étudié ; l'intercalation au sein de pélites et de calcaires hémipélagiques de gros bancs de grès rappelle la partie supérieure du Crétacé supérieur de la Chaîne Intérieure Orientale, soit la Fm. San Juan (HEDBERG, 1950).

2.- Coupe de la Quebrada de Botalón

Du Sud au Nord, elle montre (coupe 2, fig. 22) :

1. des pélites à dominante argileuse, fortement replissées, localement riches en nodules (de quelques cm) de siltite ; s'y intercalent des séquences épaisses de grès quartzeux légèrement glauconieux et fortement fracturés. L'une des séquences montre un sommet (ou une base ?) conglomératique riche en galets mous charbonneux ;
2. des pélites argilo-silteuses intercalées de siltite en bancs minces et, localement, de lentilles, de forme discoïde et non carbonatées, à structure "cone-in-cone" (de quelques dizaines de cm de diamètre).

3.- Coupe de la sortie Nord d'Altagracia de Orituco

Cette coupe (de bordure de route) prolonge celle du faubourg de Peña de Mota (coupe 4, fig. 15). Entre les niveaux attribués aux molasses oligo-miocènes (Fm. Naricual) affleurant au Sud et les calcaires siliceux très replissés affleurant au Nord, on observe une succession d'affleurements de grès et pélites très tectonisés, et localement affectés par des déformations synsédimentaires (coupe 3, fig. 22).

Les niveaux pélitiques sont ici calcaireux ; un échantillon de marnes (76-164) a livré une microfaune comprenant des petits Foraminifères benthiques parmi lesquels A. POIGNANT a reconnu : *Anomalinoïdes ammophilus* (COLOM), *Tritaxia szabi* (HANTKEN), *Tritaxilina hantkeni* CUSHMAN, *Nuttalides trümpyi* (NUTTALL) probable, *Heterolepa eocaena* (GUMBEL), ensemble d'âge paléogène. Le même échantillon a livré des Foraminifères planctoniques étudiés par GLAÇON qui y a reconnu des exemplaires de *Globigerinatheka* sp. ; il s'agit de formes non semi-involutes, donc plutôt d'âge Eocène moyen.

Les niveaux gréseux sont généralement à grain fin et calcaireux ; on observe, comme sur la coupe précédente, des galets charbonneux plaqués sur le sommet (ou à la base ?) de bancs plus grossiers. Par ailleurs, on observe quelques mètres de grès finement stratifié très riche en débris végétaux (noté v, fig. 22).

Je n'ai pas observé le long de cette coupe de niveaux glauconieux ni de niveaux à Macroforaminifères. Toutefois, la petite vallée transversale EW qui limite la coupe au Nord, est jalonnée par d'énormes blocs (éboulis noté E) parmi lesquels des grès calcaireux glauconieux à Lepidocyclinidés et des calcaires noirs à microfaune planctonique, du Turonien-Sénonien inférieur. Par les grès calcaireux, deux échantillons ont été étudiés par BUTTERLIN qui a reconnu :

- éch. 76-154 : *Helicolipidina* sp., cf. *H. nortoni* VAUGHAN, *Fabiania cassis* (OPPENHEIM), *Nummulites* sp., cf. *N. Floridensis* HEILPRIN ;

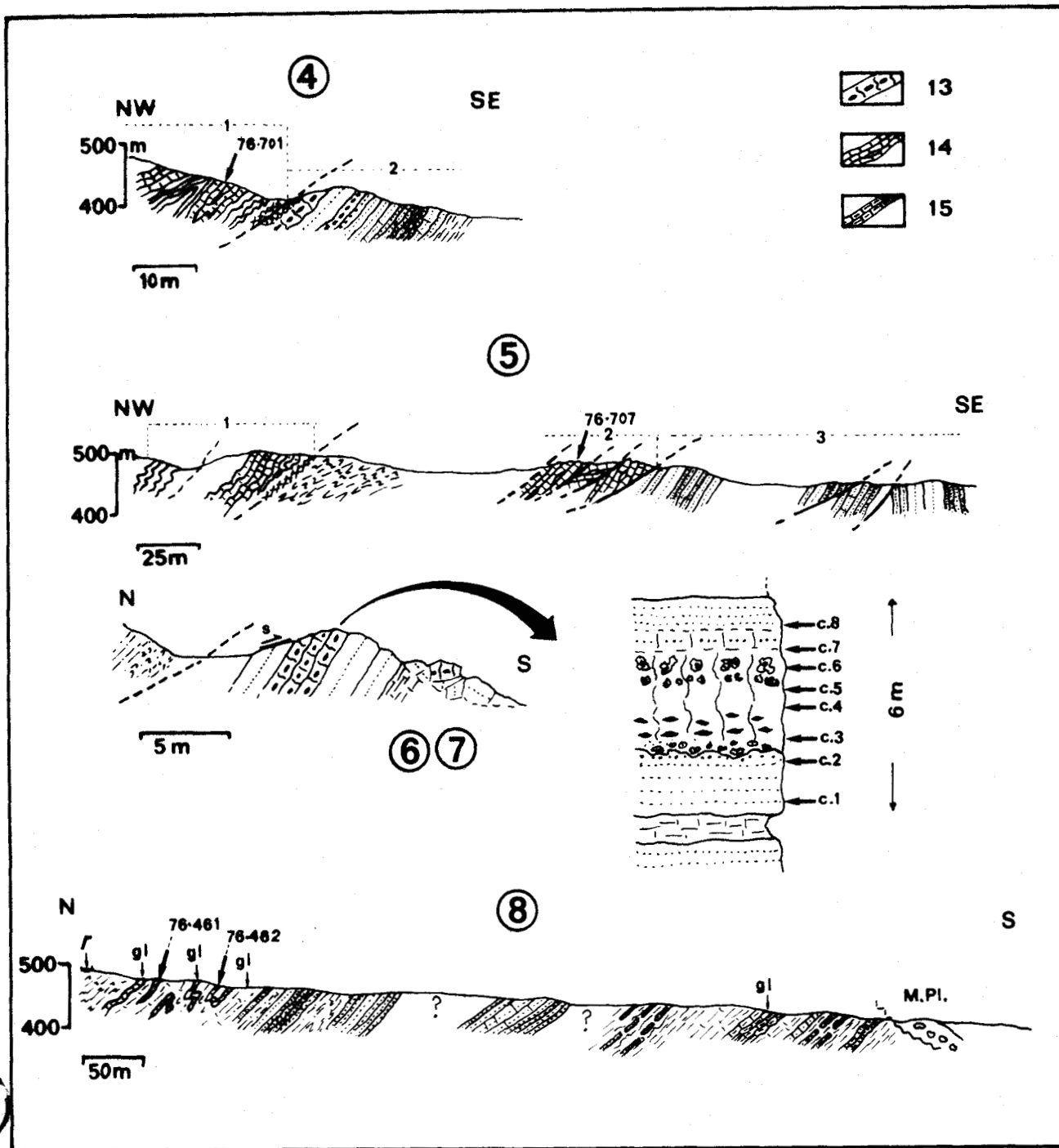


Fig. 23.- Coupes détaillées dans les Ecailles Frontales (suite)

Légende : (voir également fig. 22) 13. calcaire à Algues et Macroforaminifères; 14. calcaire en plaquettes, localement à miches; 15. marnes; r. piste; M. Pl. Mio-Pliocène.

Fig. 23.- Cortes detallados en las Escamas Frontales (continuación).

Leyenda : (vease tambien fig. 22) 13. caliza de Algas y Macroforaminíferos; 14. caliza en capas delgadas, a veces con concreciones; 15. margas; r. carretera de tierra; M. Pl. Mio-Plioceno.

- éch. 76-155 : *Lepidocyclina* (*Neolepidina*) *pustulosa* H. DOUVILLE, *Helicolepidina nortoni* VAUGHAN.

Par ailleurs, dans l'échantillon 76-154, H. FEINBERG a reconnu des exemplaires de *Globigerina-theka* sp. Ces deux échantillons seraient d'âge Eocène supérieur.

	C-3	C-4	C-5	C-6	C-7
<u>Lepidocyclina (Neolepidina) pustulosa pustulosa</u> (H. Douvillé)	•	•		•	
<u>Nummulites floridensis</u> Heilprin				•	•
<u>L. (Neolepidina) macdonaldi</u> Cushman				•	•
<u>L. (Nephrotopidina) chaperi</u> Lemoine et R Douville		•		•	•

Tableau III.- Macroforaminifères de la Fm. Peñas Blancas; affleurement d'El Polo.

Cuadro III.- Macroforaminíferos de la Fm. Peñas Blancas; afloramiento del caserío El Polo.

C) Coupes sur les versants Sud et Est du Cerro El Diamante

1.- Le flanc Sud

Il est accessible notamment par une piste qui mène de la sortie Est d'Altagracia (faubourg de Camoruco) au "caserío" El Polo.

On observe en plusieurs endroits, le contact -tectonique- entre des niveaux Crétacé supérieur qui constituent l'essentiel du Cerro El Diamante, et des niveaux d'âge éocène observés seulement en éboulis sur la coupe 3.

De haut en bas, on recoupe (coupe 4, fig. 23) :

1. des calcaires siliceux, des cherts, des jaspes à Radiolaires, des siltites, le tout en plaquettes et affectés par des grands replis subsoclineaux ; localement, les calcaires siliceux passent à des calcaires de teinte brun sombre montrant, en lame mince, une accumulation de Foraminifères planctoniques (Hedbergelles, Globigérinidés, Globotruncanidés). Dans l'échantillon 76-701, RAOULT a reconnu des sections de : *Globotruncana concavata* (BROTZEN), *Gl. concavata carinata* DALBIEZ, et situe ce niveau dans le Coniacien-Santonien ;
2. sous une zone de mylonitisation, un banc calcaire fortement recristallisé, de 3 à 4 m d'épaisseur ; il s'agit d'une calcarénite à Algues et Macroforaminifères identique à celle observée en blocs le long de la coupe 3. Ces derniers montrent en lame mince un ciment calcaire dolomitisé et ferrugineux, et de rares fragments de Foraminifères planctoniques et de Macroforaminifères.

2.- Le flanc Est

Cette coupe correspond au tracé du gazoduc qui passe entre les Cerros Las Minas et El Diamante (cf. localisation sur fig. 8) ; les travaux de mise en place de la "tubería" ont créé quelques affleurements discontinus dans un secteur peu escarpé. Du NW vers le SE, trois résultats topographiques correspondent respectivement à (coupe 5, fig. 23) :

1. des calcaires siliceux, siltites et calcaires en plaquettes, identiques à ceux du Cerro El Diamante (coupes 3 et 4) ; ils reposent, par l'intermédiaire d'un contact tectonique important, sur des pélites très déformées, localement d'aspect lustré ;

2. des calcaires gris sombre en plaquettes, intercalés de concrétions calcaires discoïdes bi-convexes pouvant atteindre jusqu'à 1 m de diamètre. Ces calcaires apparaissent en plusieurs écaillés de 10 à 20 m d'épaisseur, présentant des pendages variés. En lame mince, ils montrent une accumulation, sur fond sparitique (recristallisé), de Foraminifères planctoniques (Globigérinidés, Hedbergelles, Claviedbergelles; éch. 76-707) ainsi qu'une authigénèse d'albite. La lithologie de ces calcaires est identique à celle des calcaires Turonien-Sénonien inférieur qui seront décrits en détail dans le paragraphe consacré aux Cerros de El Peñon. Ces calcaires reposent en contact anormal sur des grès bien stratifiés, localement calcareux dans lesquels je n'ai pas observé de glauconie ;
3. des grès disposés en plusieurs écaillés ; il s'agit de niveaux bien stratifiés, localement verdâtres et riches en débris végétaux (Cf. coupe 3), et localement intercalés de pélites calcareuses. La dernière séquence gréseuse (au SE) non calcareuse, présente des niveaux plus grossiers et appartiendrait aux molasses oligo-miocènes (Em. Naricual) qui se développent vers l'Est (Turmerino-Sabana Grande).

D) Le versant Sud du Cerro Las Minas ; la Quebrada Ipate et les environs d'El Polo

1.- Le banc calcaire à Algues et Lépidocyclinidés, la formation Peñas Blancas

Comme le Cerro Diamante, le Cerro Las Minas montre sur son versant Sud une rupture de pente correspondant au contact tectonique (Cf. surface striée, notée s) entre des pélites associées à des calcaires siliceux en plaquettes (Crétacé supérieur, Cf. coupe 4) d'une part, et un épais banc calcaire et gréseux d'autre part. Ce dernier se compose, de bas en haut (Cf. détail sur fig. 23) :

- du grès grossier à ciment sparitique à clastes de quartz et de jaspe, contenant également des fragments ou des tests entiers de Foraminifères planctoniques à test épais épineux (éch. C-1) ;
- de grès conglomératique (à éléments atteignant 1 cm) glauconieux à ciment dolomitisé et ferrugineux. Les grains de glauconie peuvent localement dépasser 50 % de la roche ; leur pourtour est transformé en liaison avec les modifications du ciment (développement de quartz et surtout de rhomboédres de dolomie ou d'ankérites qui "pénètrent" dans les grains de glauconie) ; les clastes sont de même nature que dans la base de la couche ; une surface très irrégulière termine ce niveau et la base du calcaire remanie des fragments de grès et microconglomérat glauconieux ;
- de calcarénite (éch. C-4 à C-7) à ciment sparitique où dominant, à la base, des Macroforaminifères et, au sommet, des pelotes algaires (Lithothamniées) atteignant 5 cm de diamètre ; des fragments de Bryozoaires et d'Echinodermes (plus rares) sont également observables. Ces Algues montrent de nombreuses perforations ainsi que localement des imprégnations opaques et du quartz authigène. Les échantillons C-4 à C-7 contiennent une microfaune benthique riche et bien conservée qui a été étudiée par FURRER et BUTTERLIN ; les déterminations réalisées par BUTTERLIN sont présentées sur le tableau III. Ce niveau-repère connu tout au long de

l'avant-pays piémontin (à l'Est d'Altagracia) sous le nom de Fm. Peñas Blancas, représenterait le sommet de l'Eocène moyen et la base de l'Eocène supérieur ;

- de grès, séparé du calcaire sous-jacent par du calcaire gréseux (passage progressif) ; ce grès quartzique et glauconieux possède un ciment dolomitique (ankéritique ?) et ferrugineux (certains rhomboédres sont presque totalement imprégnés d'opagues) ; des petits débris d'Algues, de Macroforaminifères et de Foraminifères planctoniques sont encore présents dans ce niveau, les Foraminifères planctoniques présentent des tests épais et épineux.

2.- Coupe de la Quebrada Ipare

La série figurée sur la coupe 8 est sous-jacente, stratigraphiquement, au calcaire à Algues et Lépidocyclinidés ; elle poursuit la coupe 6 (cf. fig. 21). Elle se caractérise par la présence de nombreux niveaux glauconieux (grès, calcaires ou marnes), des grès souvent calcaireux, et des pélites à dominante argileuse. Ces dernières sont très déformées ; dans la partie supérieure de la coupe, les niveaux durs se présentent souvent en bancs discontinus et en lentilles ; comme pour la coupe 1 (fig. 22), des déformations synsédimentaire ou tectoniques anté-induration, doivent être envisagées. Dans la portion centrale de la coupe, les séquences gréseuses (épaisses de plusieurs mètres) montrent des glissements synsédimentaires (slumps de dimension métrique). Je n'ai toutefois pas observé le long de cette coupe d'éléments (blocs, lentilles) d'origine exogène.

Les grès sont généralement bien classés, à grain fin et montrent un ciment sparitique parfois poecilitique ; dans la portion médiane, on observe des bancs de grès à grain moyen dépourvus de carbonate (cimentés par nourrissage) ; un litage fin et la présence de galets mous interbancs caractérisent également les séquences gréseuses de la portion moyenne.

Les pélites de la base de la coupe ont livré, par lavage, des restes de Foraminifères benthiques, d'Ostracodes et d'Echinodermes. A la différence, la partie supérieure de la coupe est riche en Foraminifères planctoniques. Ces derniers ont été étudiés dans des minces bancs de calcaires et de calcaire silteux. Les échantillons 76-462 et 76-461 contiennent la même microfaune mais présentent deux microfaciès différents. Le premier correspond à une micrite à tests entiers dispersés (25 à 20 % de la roche) tandis que le second montre une accumulation de tests souvent brisés et jointifs, un ciment légèrement recristallisé (microsparite), des grains dispersés de glauconie, et une faible fraction silteuse. La microfaune planctonique a été étudiée par GLAÇON qui a reconnu (éch. 76-462) : *Planorotalites* sp., peut-être *Pl. renzi* (BOLLI) et *Globigerinatheka* sp., peut-être *Gl. senni* (BECKMANN). Cette microfaune confèrerait un âge Eocène inférieur élevé à Eocène moyen (zone P-9 à P-14) à ces calcaires.

E) La Quebrada Gamelotál et ses environs

Les coupes 9 à 12 correspondent à la Qu. Gamelotál et à un de ses affluents barré par une lagune artificielle (notée 1, coupe 10). Dans les deux cas, des portions de rivière sont jonchées de blocs métriques (éboulis notés E) et seules les portions amont et aval montrent des affleurements. Ce problème est d'ailleurs général pour l'ensemble des rivières situées à l'Est de la Qu. Gamelotál (fig. 24; localisation sur fig. 21).

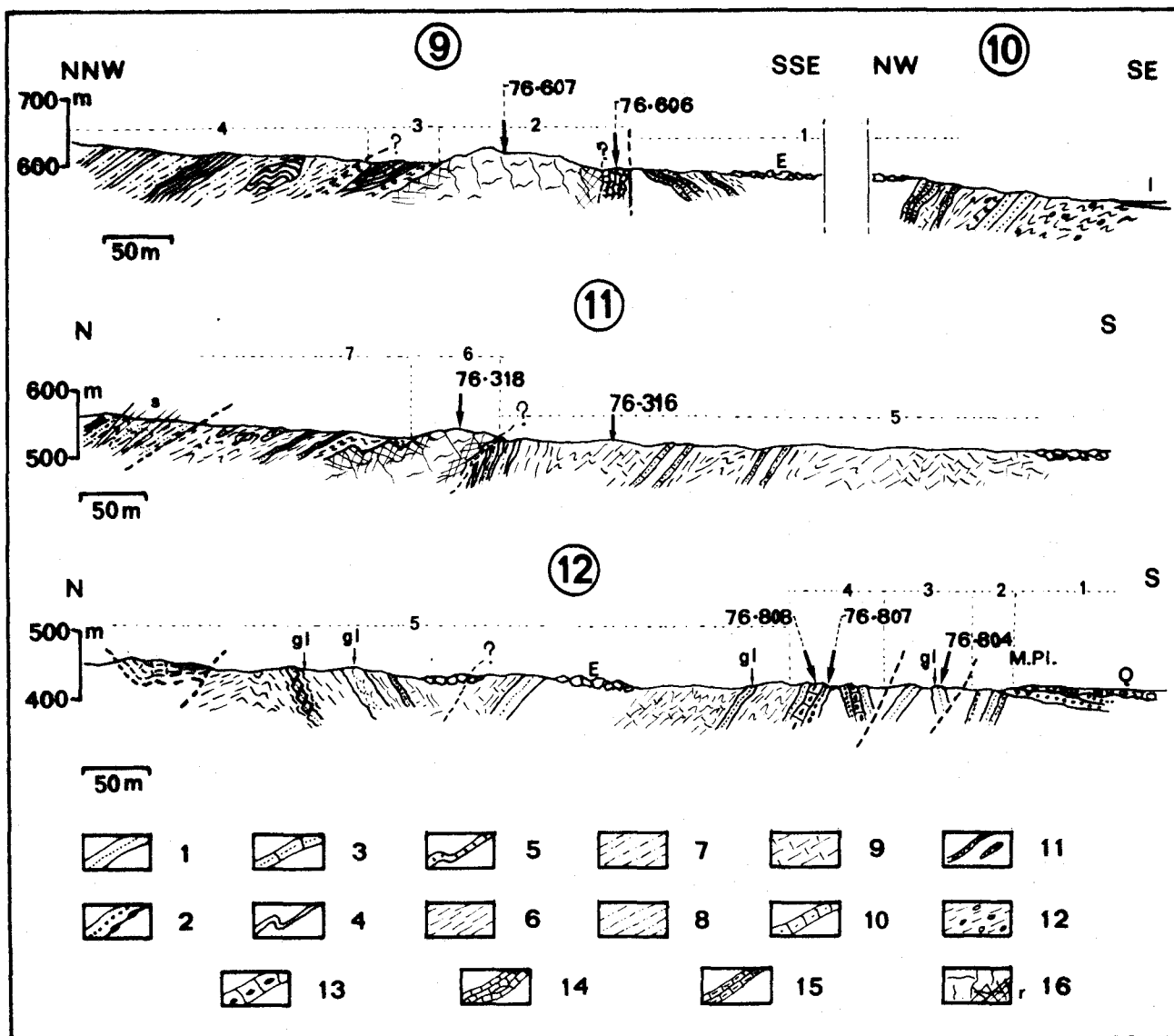


Fig. 24.- Coupes détaillées dans les Ecaïles Frontales (suite).

Légende : 1. grès à grain fin à moyen; 2. grès grossier à conglomératique, avec galets mous carbonneux; 3. grès calcaireux; 4. siltite; 5. calcaires siliceux et chert; 6. pélites argileuses; 7. pélites argilo-silteuses; 8. pélites silteuses; 9. pélites calcaireuses, marnes; 10. calcaire silteux; 11. structures "beef" et "cone-in-cone"; 12. nodules de siltite ou de calcaire silteux; 13. calcaire à Algues et Macroforaminifères; 14. calcaires en plaquettes, localement à miches; 15. marnes; 16. calcaire massif,graveleux ou oolithique; r. recristallisation, bréchification; l. lagune (d'El Polo); Q. Quaternaire; M. Pl. . Mio-Pliocène.

Fig. 24.- Cortes detallados en las Escamas Frontales (continuación).

Leyenda : 1. arenisca de grano fino a medio; 2. arenisca de grano gneso, a conglomeratica, con lentes carbonosas; 3. arenisca calcárea; 4. siltita; 5. caliza siltosa y chert; 6. lutitas arcillosas; 7. lutitas siltosas-arcillosas; 8. lutitas siltosas; 9. lutitas calcareas, margas; 10. caliza siltosa; 11. estructuras "beef" y "cone-in-cone"; 12. nodulos de siltita o de caliza siltosa; 13. caliza de Algas y Macroforaminiferos; 14. caliza en capas delgadas, a veces con concreciones; 15. margas; 16. caliza maciza, guijosa o oolitica; r. recristalizacion, brechificacion; l. laguna (de El Polo); Q. Cuaternario; M.Pl. Mio-Plioceno.

1.- La coupe 9-10.

La partie basse (coupe 10) montre une séquence gréseuse non calcaireuse en bancs métriques, intercalée dans des pélites argileuses à petits nodules de siltite ; ce niveau est identique à celui observé à la base de l'Oligo-Miocène (Fm. Naricual) de la bande Turmerino-Sabana Grande (coupe 3, fig. 13). Les pélites montrent une forte tectonisation. La partie haute (coupe 9) montre :

1. des pélites argileuses intercalées de bancs minces de grès calcaireux (10 à 30 cm) ;
2. une masse de calcaire oolithique (stratification interne non observée) accolée (en contact normal ou tectonique ?) à quelques mètres de calcaire pyriteux en plaquettes. Le premier (éch. 76-607) montre, en lame mince, une oosparite légèrement graveleuse, contenant aussi des débris d'Echinodermes, Gastéropodes, Bryozoaires et petits Rudistes ; ce faciès correspond au Crétacé inférieur (cf. *infra*). Le second calcaire (éch. 76-606) est une biomicrosparite à Foraminifères planctoniques à tests opacifiés (pyritisés ?) et débris de Lamelli-branches à coquille très fine ; la microfaune (Globigérinidés à test très fin et Hedbergel-les) et le faciès sont ceux du Crétacé supérieur (cf. *infra*) ;
3. des pélites argileuses très déformées englobant un lambeau de calcaire siliceux et siltite (identiques au Crétacé supérieur du Cerros El Dimante et Las Minas) ;
4. des pélites argilo-silteuses intercalées de siltite en plaquettes, englobant un panneau replissé, de siltite et chert en plaquettes (olistolithe) , un contact tectonique sépare les ensembles 3 et 4.

2.- La coupe 11-12.

Du Sud au Nord, on observe (cf. numérotation le long de la coupe) :

1. (coupe 12), le Mio-Pliocène (conglomératique) lui-même recouvert par des alluvions récentes ;
2. une séquence gréseuse non calcareuse, à grain moyen à grossier, rattachée à l'Oligo-Miocène (Fm. Naricual) de la bande Turmerino-Sabana Grande ;
3. plusieurs bancs gréseux métriques ; ils diffèrent nettement des précédents par un ciment microsparitique partiellement dolomitisé, la présence de glauconie et de Foraminifères benthiques et planctoniques (éch. 76-804) ; parmi ceux-ci, BUTTERLIN a reconnu : *Helicolepidina* sp. et *Lepidocyclina* (*Neolepidina*) *pustulosa pustulosa* (H. DOUVILLE) ; par ailleurs, FEINBERG y a déterminé : *Turborotalia* gr. *cerroazulensis* (COLE). Ce niveau serait donc d'âge Eocène moyen supérieur à Eocène supérieur ;
4. un banc calcaire et grés-conglomératique (doublé par un repli) correspondant au niveau à Algues et Lépidocyclinidés (Fm. Peñas Blancas) ; l'ensemble se décompose de bas en haut en :
 - un niveau conglomératique (éch. 76-807) à clastes lithiques et ciment micritique dolomitisé partiellement glauconieux ; fragments d'Algues (Lithothamniées), Macroforaminifères (dont *Helicolepidina* sp., reconnue par BUTTERLIN) et Foraminifères planctoniques s'observent dans ce ciment. Parmi les clastes lithiques, on reconnaît des éléments de Crétacé inférieur et de Crétacé supérieur ; les grains de glauconie (de 2 à 3 mm de diamètre) sont "percés" à leur périphérie par les rhomboèdres de dolomite-ankérite .
 - un niveau calcaire légèrement silteux (éch. 76-808) ; il s'agit d'une biomicrosparite glauconieuse à quartz authigène, fortement pigmentée par des microgranules opaques ; Algues et Macroforaminifères constituent l'essentiel de cette roche ; on observe également quelques Globigérinidés à test épineux. BUTTERLIN a reconnu dans cet échantillon : *Lepidocyclina* (*Neolepidina*) *pustulosa pustulosa* (H. DOUVILLE), *L. (N.) pustulosa tobleri* (H. DOUVILLE), *L. (N.) ocalana* CUSHMAN, *Helicolepidina* sp., *Nummulites* sp. cf. *N. floridensis* NEILPRIN et *Pseudophragmina* (*Proporocyclina*) *flintensis* (CUSHMAN), ensemble attribué à l'Eocène moyen (partie supérieure)-Eocène supérieur .

- un niveau gréseux quartzeux et glauconieux à grain moyen à fin. Les rapports entre les trois niveaux sont comparables à ceux décrits pour la coupe 6-7 (fig. 23) ;

5. des pélites calcareuses localement intercalées de grès et grès calcareux (portion Nord de la coupe 12, portion Sud de la coupe 11) ; un banc de grès quartzeux (de 1 m d'épaisseur) apparaît littéralement haché par une série de failles antérieures à l'induration ; en éboulis, on observe des fragments (plurimétriques) de ce banc montrant les différents tronçons décalés et soudés les uns aux autres ; localement, ces pélites sont recouvertes par une klippe probable de calcaire marneux en plaquettes à faciès du Crétacé supérieur. Un échantillon de pélites (76-316 ; localisé sur fig. 24, coupe 11) a livré des Foraminifères planctoniques parmi lesquels FURRER a déterminé : *Globigerina* sp. et *Globorotalia* cf. *Gl. compressa* (PLUMMER), cette dernière espèce étant d'âge Paléocène inférieur-Paléocène supérieur (partie inférieure) ;
6. (coupe 11), un panneau, fortement recristallisé à la base et au sommet, de calcaire massif du Crétacé inférieur, l'échantillon 76-318 montre, en lame mince, une biomicrosparite à débris d'Echinodermes, Algues, Bryozoaires ; il présente de nombreux joints de dissolution ;
7. des pélites argileuses intercalées de minces bancs gréseux et de blocs resédimentés de calcaire (olistolithes).

Un contact tectonique sépare cette dernière séquence d'un niveau de flysch pélitique (noté 8) à lentilles de "cone-in-cone" (non calcaires) et montrant des plis subisoclinaux accompagnés d'une forte schistosité de fracture plan-axial (noté S, coupe 11).

Pour la coupe 9 comme pour la coupe 11, il n'est pas exclu que les panneaux de calcaire massif Crétacé inférieur représentent eux-mêmes des olistolithes.

F) Le secteur d'El Morrito

Entre la Quebrada Gamelotal et le Rio Macaïra, apparaissent un grand nombre de chicots de calcaire massif, dont les plus volumineux sont bien visibles dans le paysage, et appelés localement "morritos". La route qui mène à San Francisco de Macaïra (Cf. fig. 21), bien que traversant un secteur complexe du point de vue structural, a l'avantage de présenter des affleurements frais et de grande dimension dus à la reconstruction récente de la route. Cette coupe montre, en outre, l'absence d'enracinement des "morritos" de calcaire Crétacé inférieur, elle a fait l'objet d'une excursion géologique lors du Ve Congrès Vénézuélien (BECK, 1977 b).

1.- Coupe de la route de San Francisco de Macaïra

Schématisée sur la figure 25, elle montre, du Nord vers le Sud (Cf. numérotation le long de la coupe) :

1. un ensemble très écaillé de flysch pélitique, siltite et chert, présentant localement une schistosité de fracture plan axial (notée s) ;
2. des siltites en bancs minces passant à des pélites contenant localement des disques à structure "cone-in-cone" ; un échantillon pélitique a livré une microfaune de petits Foraminifères benthiques arénacés (éch. 76-168) ; BERMUDEZ et GAMEZ ont identifié : *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Clavulina aspera whitei* (CUSHMAN et JARVIS), *Spiroplectamina*

semicomplanata (CARSEY), *Gaudryina* cf. *loevigata* FRANKE et *Rzehakina epigona lata* CUSHMAN et JARVIS. Ces auteurs attribuent à la dernière espèce une valeur chronostratigraphique ; elle représenterait le Paléocène ;

3. un ensemble chaotique très tectonisé argilo-silteux pris à dominante argileuse, contenant des niveaux durs intraformationnels souvent discontinus, d'une part, et des lentilles ou blocs exogènes resédimentés et des klippes, d'autre part. Les bancs durs intraformationnels sont de plusieurs types :

- grès quartzeux à grain moyen à grossier, légèrement graywackeux et cimentés par nourrissage ; ces niveaux généralement d'épaisseur métrique, peuvent contenir des galets mous charbonneux ;

- grès à grain fin à moyen à ciment carbonaté et ferrugineux, souvent dolomitisé (ankéritisé ?) et glauconieux ;

- calcaire gréseux ou silteux, glauconieux à Foraminifères abondants (surtout planctoniques).

Ces niveaux durs montrent de nombreuses traces de déformations, soit synsédimentaire, soit anté-induration (Cf. banc fracturé, portion centrale de la coupe 14, bancs dilacérés, lentilles, slumps). La microfaune planctonique étudiée par GLAÇON se répartit comme suit :

- éch. 77-702 (lame mince) : *Acarinina* sp. ;

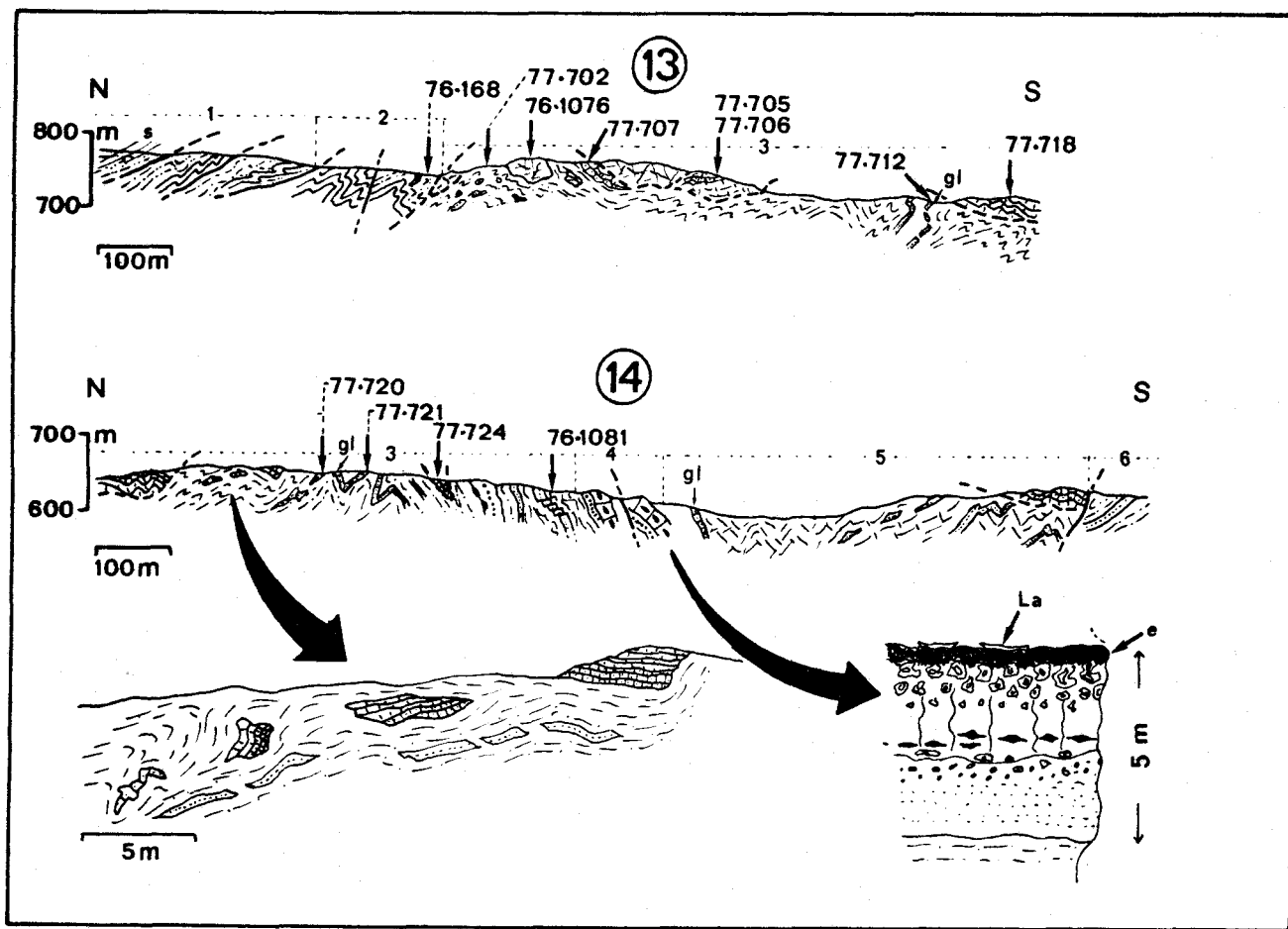


Fig. 25.- Coupes détaillées dans les Echelles Frontales (suite) . (Voir légende sur fig. 24) .

Fig. 25.- Cortes detallados en las Escamas Frontales (continuacion). (Vease leyenda sobre fig. 24) .

- éch. 77-720 et 721 (lame mince) : *Acarinina* sp., *Subbotina* sp., *Turborotalia* sp., *Morozovella* sp. et *Globigerinatheka* sp. ;

- éch. 76-1081 (pélite lavée) : *Morozovella* sp. cf. *M. spinulosa* (CUSHMAN).
(Exemplaires dextres et senestres).

Pour GLAÇON, ces échantillons sont d'âge Eocène moyen (probable, pour les 3 premiers).

Parmi les blocs remaniés ou les petites klippes associées à cet ensemble chaotique, on note la présence de :

- calcaire massif Crétacé inférieur ; l'échantillon 76-1076 est une biopelsparite légèrement oolithique à débris d'Echinodermes, Algues et *Trocholina* sp. ; ce faciès présente également du quartz authigène et une dolomitisation partielle ;

- calcaire gréseux stratifié, montrant, en lame mince, une sparite pyriteuse à petits débris de Lamellibranches et gravelles phosphatées (76-705 et 706) ;

- calcaire noir pyriteux en bancs minces, à débris phosphatés (débris de Poissons reconnaissables), riches en Foraminifères planctoniques à paroi opacifiée (76-718 et 724) parmi lesquels : *Globotruncana* cf. *sigali* REICHEL et *Gr.* cf. *schneegansi* SIGAL. Étudiées par RAOULT, ces deux espèces représentent la période Turonien-Coniacien (in FLEURY, 1980).

Un détail de la coupe 14 montre un exemple de relation entre les pélites Eocène moyen et des lambeaux de calcaire en plaquettes Crétacé supérieur, ainsi que, sur le même affleurement, des bancs de grès intraformationnels dilacérés. Ce dispositif suggère un processus de resédimentation (olistolithe) associé ou antérieur à une déformation qui a lieu elle-même avant l'induration des grès Eocène moyen. L'ensemble sera lui-même déformé lors de la tectonique miocène ;

4. un banc calcaire et gréso-conglomératique à Algues et Macroforaminifères (Fm. Peñas Blancas ; Cf. détail coupe 14). Du point de vue lithologie, macrofaune et microfaune, il est identique à celui décrit en détail sur la coupe 6-7 (fig. 23). Une différence notable porte sur la fin de la séquence carbonatée, représentée par une surface encroûtée (notée e) sur laquelle on observe, en place, des restes de Lamellibranches (notés la) ;

5. un nouvel ensemble pélitique intercalé de grès non calcareux, également recouvert par une klippe de calcaires en plaquettes ;

6. des pélites argilo-silteuses à bancs gréseux quartzeux épais, séparés de l'ensemble précédent par un contact anormal ; plus vers le Sud, ce niveau passe en continuité aux molasses oligo-miocènes (prolongation occidentale de la bande Turmerino-Sabana Grande).

2.- Le secteur de Campo Claro

La coupe 15 correspond au Rio Macaïra lui-même ; plus au Nord, celui-ci traverse une large zone alluvionnaire (lieu-dit Campo Claro) et la coupe se poursuit sur le bord Ouest de cette zone (coupe 16, fig. 26).

Du Sud au Nord, on observe (Cf. numérotation le long de la coupe) :

1. (coupe 15), une série de séquences gréseuses intercalées de pélites argilo-silteuses ; l'ensemble présente les mêmes caractéristiques lithologiques et la même position structurale que celles observables pour l'Oligo-Miocène qui se développe à l'Est de Turmerino (Cf. également fig. 8) ;

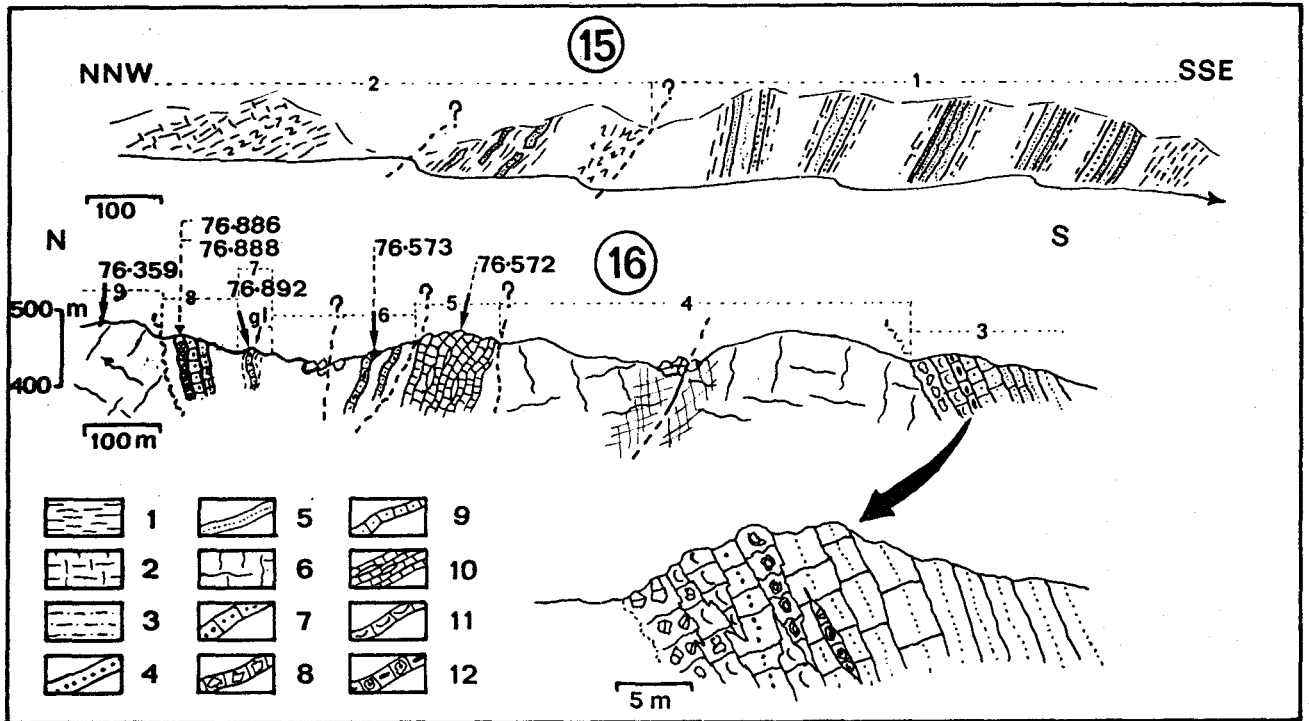


Fig. 26.- Coupes détaillées dans les Ecailles Frontales (suite).

Légende : 1. pélites argileuses; 2. pélites calcaires, marnes; 3. pélites argilo-silteuses; 4. grès grossier à conglomératique; 5. grès à grain fin à moyen; 6. calcaire massif, graveleux ou oolithique, à Gastéropodes et Rudistes; 7. grès calcaire; 8. conglomérat lithique calcaire; 9. calcaire gréseux ou silteux; 10. calcaire en plaquettes, localement à miches; 11. lumachelle gréseuse à Ostreidés; 12. calcaire à Algues et Macroforaminifères.

Fig. 26.- Cortes detallados en las Escamas Frontales (continuación).

Leyenda : 1. lutitas arcillosas; 2. lutitas calcáreas; 3. lutitas arcillosas-siltosas; 4. arenisca de grano grueso, a conglomerática; 5. arenisca de grano fino a medio; 6. caliza maciza guijosa o oolítica, con Gasterópodos y Rudistas; 7. arenisca calcárea; 8. conglomerado lítico calcáreo; 9. caliza arenosa o siltosa; 10. caliza en capas delgadas, localmente con concreciones; 11. caliza arenosa de conchas de Ostras; 12. caliza de Algas y Macroforaminíferos.

2. deux ensembles pélitiques (séparés par des contacts non observés), à dominante argileuse ; ces pélites sont localement calcaires (seconde séquence) et intercalées de bancs grésocalcaireux à grain fin discontinu (première séquence) ; un échantillon pélitique non calcaire a livré de rares Foraminifères benthiques de petite taille et à test non calcaire ;
3. (coupe 16), une séquence calcaire et conglomératique à sa base puis grésocalcaireuse et gréseuse ; la portion inférieure, à ciment carbonaté, est intercalée de lentilles de calcaire et aussi remanie des galets de calcaire (jusqu'à 50 cm). Les niveaux calcaires en place (détail coupe 16) sont soit des calcarénites à Algues (notée A1), soit des Lumachelles à Ostréidés (notées Lv), à ciment micritique et coquilles souvent recristallisées, roulées et entourées d'une gangue opaque (ferrugineuse). Parmi ces Lumachelles, un échantillon (76-567) a montré une dolomitisation partielle du ciment, quelques grains de glauconie, des Ostracodes (à paroi épaisse) et des débris de Foraminifères benthiques (Miliolidés, Planorbulinidés). Parmi les galets calcaires remaniés, deux échantillons (76-562 et 563) ont livré des Macroforaminifères du Paléocène supérieur-Eocène inférieur : *Ranikothalia bermudezi* (PALMER), *Discocyclus* sp. cf. *D. weaveri* (VAUGMAN) et *D.* sp. cf. *D. cristensis* VAUGHAN, déterminées par BUTTERLIN .

On observe par ailleurs des galets (abondants) de calcaire identique à celui d'âge Crétacé

inférieur qui affleurent en dessous. Il s'agit le plus souvent d'une biopelsparite à Lenticulines et Trocholines. Un échantillon (76-564) à faciès oolithique et à petites pelotes algaires, a montré des exemplaires de polypiers ramifiés de petite taille (2 à 3 mm de diamètre) à muraille alvéolée ; pour MACSOTAY, il s'agit du genre *Aplophylia* sp. (cf. MACSOTAY, 1980, p. 55) du Jurassique moyen-supérieur qui constituerait un des rares éléments de faune de plate-forme carbonatée de cet âge connu dans le domaine externe (non métamorphique) de la Chaîne Caraïbe.

Le conglomérat et les niveaux calcaires de la base de cette séquence sont surmontés par une dizaine de mètres de grès quartzeux ; les premiers bancs sont mal classés, à grain grossier, riches en imprégnations opaques et en débris de Lamellibranches ; les quartz sont répartis en deux stocks : gros clastes (2 à 3 mm) arrondis et souvent cariés, et petits clastes peu ou pas usés ; le ciment est microsparitique, les bancs sommitaux correspondent à des grès fins, bien classés ; cimentés grâce à une matrice fine et un nourrissage ;

4. deux masses de calcaire Crétacé inférieur séparés par une zone bréchifiée ; il s'agit de pelmicrite ou de biopelmicrite à ciment microsparitique à sparitique, à débris roulés de Gastéropodes et Foraminifères également roulés et occupant parfois le coeur d'un intraclaste ; une authigène de quartz s'observe dans les intraclastes ;
5. des calcaires gris sombre en plaquettes intercalés de concrétions calcaires discoïdes ; il s'agit de microsparite (ancienne micrite probable) à Foraminifères planctoniques ; RAOULT a confirmé la présence de *Clavibedbergella* sp. (éch. 76-572) d'âge albien à turonien ; le faciès et le microfaciès de ces niveaux sont identiques à ceux des lentilles et klippes de calcaire Crétacé supérieur décrites sur la coupe 13-14 (fig. 25) ;
6. une zone chaotique à affleurements réduits et discontinus où j'ai repéré un banc en place de brèche calcaire (environ 1 m d'épaisseur), à quartz et débris lithiques ; ce niveau remanie des fragments du calcaire précédent ; son ciment est riche en Macroforaminifères ; dans l'échantillon 76-573, BUTTERLIN a reconnu : *Lepidocyclina* sp. cf. *L. (Nephrolepidina) chaperi* LEMOINE et R. DOUVILLE, *Asterocyclina* sp. cf. *A. asterisca* (GUPPY), *Nummulites floridensis* HEILPRIN et *Helicostegina* sp. ?, soit l'assemblage présent dans la Fm. Peñas Blancas, observée sur les coupes 4, 6, 7, 12 et 14 ;
7. un banc gréseux grossier et calcaire (1 m d'épaisseur environ) montrant (éch. 76-892) des débris lithiques variés et des dragées de quartz dans un ciment micritique fortement imprégné d'opagues, et légèrement glauconieux. Dans ce ciment riche en Foraminifères planctoniques, GLAÇON a reconnu des *Acarinina* sp., d'aspect éocène, et des fragments de *Globigerinatheka* sp. ; l'ensemble serait d'âge Eocène moyen. Comme le montre la coupe, les relations entre ce banc et les niveaux voisins ne sont pas établies ;
8. une séquence conglomératique et gréseuse, reposant probablement en contact normal sur le calcaire massif sous-jacent ; semblable à la séquence 3, celle-ci montre toutefois des éléments de plus petite taille et subanguleux. Deux échantillons (76-886 et 888) montrent en lame mince des fragments de micrite-microsparite (faciès du Crétacé supérieur) et des fragments de biopelsparite remaniant elle-même du quartz (faciès du Crétacé inférieur avoisinant) ; la fraction biodétritique de ces échantillons se compose d'Algues, Echinodermes et Macroforaminifères. Parmi ces derniers, BUTTERLIN a déterminé (éch. 76-888) : *Helicolepidina* sp., *Asterocyclina* sp. cf. *A. asterisca* (GUPPY), *Lepidocyclina (Nephrolepidina)* sp.

cf. *L. (N.) chaperi* LEMOINE et R. DOUVILLE, *L. (Neolepidina) pustulosa* H. DOUVILLE et *L. (N.)* sp. cf. *L. (N.) macdonaldi* CUSHMAN, ensemble attribué à l'Eocène supérieur ;

9. une masse de calcaire Crétacé inférieur ; l'échantillon 76-359 est une biopelsparite à Lenticulines et Trocholines ; BERMUDEZ y a déterminé : *Trocholina alpina* (LEUPOLD), du Tithonien-Néocomien.

3.- La carrière de gypse d'El Morrito

Le long de la tranchée qui mène au front de taille (situé à l'extrémité Sud de la coupe et perpendiculaire à celle-ci), on observe, du Nord vers le Sud (coupe 17, fig. 27) :

1. des pélites argilo-silteuses fortement tectonisées et d'aspect lustré, intercalées de bancs (interrompus) de siltite ; elles passent à des calcaires siliceux et calcaires en plaquettes, eux-mêmes fortement fracturés et recristallisés ;
2. quelques mètres de gypse ; comme pour les autres affleurements de gypse de cette coupe, on observe un rubannement fin (pluricentimétrique à centimétrique) sous forme de lits alternativement blancs et gris (légèrement argileux) ; ce gypse (à grain infra-millimétrique) montre une déformation souple intense sous forme de replis isoclinaux très serrés à plans axiaux grossièrement parallèles au contact sous-jacent ;
3. un ensemble composé de trois niveaux : calcaires silteux et siltites, à lentilles de jaspe, pélites argilo-silteuses et calcaires marneux en bancs minces et feuilletés. Ces derniers ont un aspect d'ardoise à débit parallèle à la stratification (noté s) et montre en lame mince une fraction carbonatée entièrement faite de rhomboédres non jointifs, sur un fond de quartz micro-cristallin et surtout de phyllites légèrement recristallisés (séricite et chlorite probables d'après les biréfringences observées) ; le débit observé correspond donc à une schistosité ;

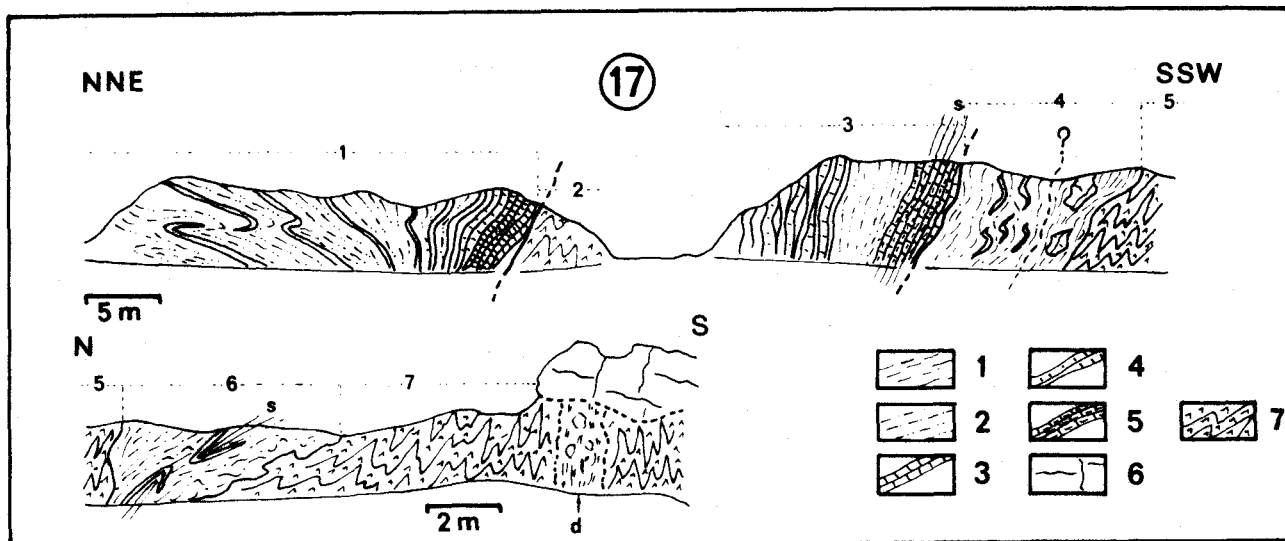


Fig. 27.- Coupe de la carrière de gypse d'El Morrito, Ecaïlles Frontales.

Légende : 1. pélites argileuses; 2. pélites silteuses et argilo-silteuses; 3. calcaire en plaquettes; 4. calcaire siliceux à cherts; 5. calcaire marneux feuilleté; 6. calcaire massif, graveleux; 7. gypse rubanné.

Fig. 27.- Corte de la cantera de yeso d'El Morrito, Escamas Frontales.

Leyenda : 1. lutitas arcillosas; 2. lutitas siltosas y arcillosas-siltosas; 3. caliza en capas delgadas; 4. caliza silicea y chert; 5. caliza margosa laminada; 6. caliza maciza guijosa; 7. yeso bandeado.

4. quelques mètres de pélites argileuses à lentilles (bancs interrompus ?) de siltite, passant à des pélites argileuses à blocs de calcaire massif de type Crétacé inférieur ;
5. en contact normal avec les argiles précédentes, une masse de gypse ;
6. un nouvel affleurement de pélites silteuses fortement déformées et d'aspect lustré, dans lesquelles j'ai observé plusieurs têtes de plis isoclinaux, affectant des bancs de siltite, celles-ci étant isolées au sein des pélites ; le débit de ces dernières correspond à une schistosité plan axial (noté s) associée à ces plis, schistosité elle-même déformée à proximité ;
7. la masse principale de gypse, qui apparaît sous un chicot de calcaire massif Crétacé inférieur (sous un "morrito") par l'intermédiaire d'un contact probablement lié aux dissolutions successives du gypse (cf. poche notée d).

4.- Les calcaires massifs Crétacé inférieur

HEDBERG (1950) mentionne la présence dans la région de San Francisco de Macaïra de témoins ("remnants") de calcaires à Rudistes représentant la Fm. El Cantil (Barrémo-Aptien) définie et très développée dans la Chaîne Intérieure Orientale. EVANOFF (1951) signale la présence, entre les caseríos El Polo et El Morrito, de "blocs de calcaire à Caprinidés (...) jamais observés *in situ*". Ces différentes masses et blocs (atteignant 500 m de long sur 40 à 50 m d'épaisseur), dont j'ai décrit certains affleurements sur les coupes précédentes (coupes 9, 11, 13 et 16), ont fait l'objet d'une étude détaillée, stimulée par la découverte de Trocholines.

Parmi toutes les masses calcaires repérées et échantillonnées, j'ai pu distinguer plusieurs lithologies (localisation sur fig. 28) :

- des calcaires oolithiques et graveleux pauvres en fragments de macro-organismes (Crétacé inférieur indifférencié) ;

- des calcaires graveleux et bioclastiques grossiers à débris de Rudistes ; il s'agit d'individus de quelques cm à 10 cm de long, à paroi creuse cloisonnée, que MACSOTAY attribue aux genres *Amphitriscoelus* sp. et *Proecaprina* sp. ; pour cet auteur, il s'agit de niveaux d'âge barrémo-aptien. Je n'ai pas observé de biohermes de Rudistes ;

- des calcaires graveleux et bioclastiques grossiers à Gastéropodes appartenant aux genres *Nerinea* sp. et *Itieria* sp., selon MACSOTAY ;

- des calcaires graveleux et oolithiques à quartz clastique ; il s'agit de petites dragées de 2 à 5 mm très arrondies et pouvant représenter 20 à 30 % de la roche. L'ensemble du secteur compris entre la route de San Francisco de Macaïra et le Rio Macaïra est couvert d'un chaos où se mêlent les calcaires Crétacé inférieur et des grès quartzeux à grain grossier en bancs épais (jusqu'à 2 m) ; je n'ai pas observé de relation entre ces deux types de roche mais la présence de faciès à quartz clastique dans le calcaire suggère l'hypothèse d'un lien stratigraphique originel entre les calcaires et les grès (par ailleurs identiques à certains niveaux observables dans les molosses oligo-miocènes) ;

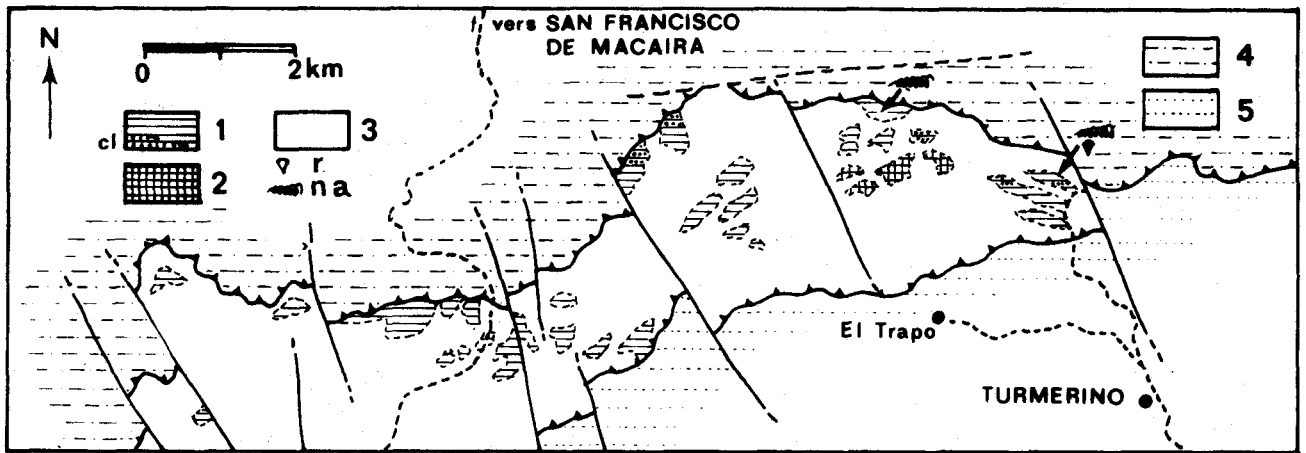


Fig. 28.- Extension des calcaires Crétacé inférieur de la région d'Altagracia de Orituco, Ecaïlles Frontales, d'après BECK et FURRER (1977).

Légende : 1. Crétacé inférieur indifférencié, calcaire oolithique et graveleux; cl.. faciès à quartz clastique; 2. Néocomien; 3. Ecaïlles Frontales indifférenciées; 4. Zone Piémontine; 5. Oligo-Miocène; r. Rudistes; n.a. Gastéropodes de types Nérinée et Actaeonelles.

Fig. 28.- Extensión de las calizas Cretaceo inferior de la region de Altagracia de Orituco, Escamas Frontales, Según BECK y FURRER (1977).

Leyenda : 1. Cretacio inferior sin diferenciar, caliza oolitica o guijosa; cl. faciès con cuarzo clastico; 2. Néocomiense; 3. Escamas Frontales sin diferenciar; 4. Zona Piemontina; 5. Oligo-Mioceno; r. Rudistas; n.a. Gas-téropodos de tipo Nerinea y Actaeonella.

- des calcaires bioclastiques à grain très fin légèrement graveleux ou oolithiques riches en débris d'Algues, Bryozoaires, Echinodermes, Stromatopores et Foraminifères benthiques calcitiques ou arénacés. Ces calcaires ont, comme les quatre types précédents, un ciment sparitique ; toutefois, certains échantillons présentent une matrice micritique à taches sparitiques ; d'autres montrent une transition micrite-pelsparite d'aspect "grapestone" (in SCHOLLE, 1978). Trente échantillons provenant du secteur d'El Trapo (fig. 28) ont été étudiés par FURRER . Presque tous montrent de nombreuses sections de *Trocholina alpina* LEUPOLD. Les associations suivantes ont été déterminées par FURRER :

- . 76-716 : *Trocholina alpina* LEUPOLD, *Tr. elongata* LEUPOLD et *Pseudocyclamina* sp. ;
- . 76-715 : *Trocholina* sp., *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), un fragment de calcaire à *Nannoconus* sp. cf. *N. steinmani* KAMPTER ;
- . 76-710 : *Trocholina* sp. cf. *Tr. alpina* LEUPOLD et *Neotrocholina* sp. cf. *Tr. valdensis* (REICHEL) ;
- . 76-709 : (micrite) : *Calpionellopsis* sp. cf. *C. simplex* (COLOM) et *Tintinnopsella* sp. cf. *T. carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU).

Pour FURRER (in BECK et FURRER, 1977), l'élément le plus intéressant du point de vue biostratigraphique et paléobiogéographique est la découverte de *Protopeneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE. Si les différents échantillons appartiennent bien à un même niveau, ce dernier peut être considéré d'âge berriasien-valanginien (BECK et FURRER, 1977). Néanmoins, si l'on se réfère à la répartition proposée par BASSOULET et FOURCADE (1979) pour les Foraminifères benthiques des séries de plate-forme carbonatée mésogéennes, et si l'on considère les échantillons prélevés individuellement, certains peuvent appartenir au Tithonique. Pour BASSOULET (1982, communication écrite), l'espèce *Neotrocholina valdensis* (REICHEL) serait exclusivement crétacée.

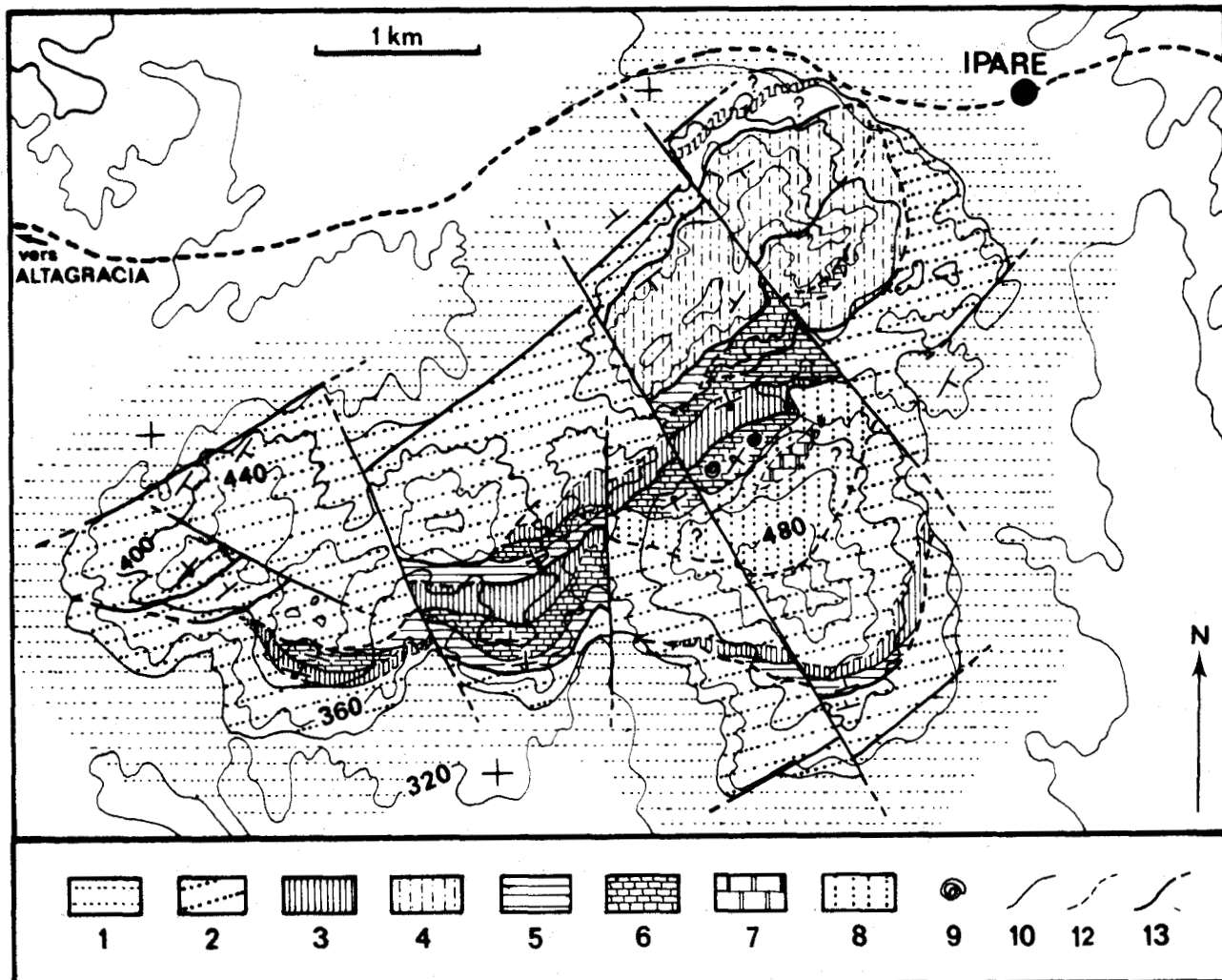


Fig. 29.- Carte géologique des Cerros de El Peñon, Escamas Frontales.

Légende : 1. Mio-Pliocène; 2. Oligo-Miocène; 3. Eocène moyen-supérieur; 4. Sénonien supérieur-Paléocène de la Zone Piémontine; 5. Sénonien supérieur; 6. Turonien-Sénonien inférieur; 7. Aptien-Albien, calcaires massifs; 8. Barrémien-Aptien (?), grès et pélites; 9. gisement d'Ammonites; 10. contact stratigraphique; 11. contact indéterminé; 12. contact tectonique.

Fig. 29.- Mapa geológico de los Cerros de El Peñon, Escamas Frontales.

Leyenda : 1. Mio-Plioceno; 2. Oligo-Mioceno; 3. Eoceno medio-superior; 4. Senoniense superior-Paleoceno de la Zona Piémontina; 5. Senoniense superior; 6. Turoniense-Senoniense inferior; 7. Aptiense-Albiense, calizas macizas; 8. Barremiense-Aptiense (?), areniscas y lutitas; 9. yacimiento de Amonites; 10. contacto estratigráfico; 11. contacto no definido; 12. contacto tectónico.

Tant par la microfaune citée ici que par la macrofaune (cf. comparaison réalisée par MACSOTAY, 1980), ces calcaires se rattachent aux formations de plate-forme carbonatée du Tithonique-Néocomien péri-méditerranéen. L'interprétation en terme de paléoenvironnement se heurte ici à la méconnaissance des relations exactes entre les différentes lithologies observées, en particulier entre les blocs micritiques à Tintinnidés et les autres faciès (encore que des fragments d'Algues soient observables dans les premiers). Certains échantillons riches en oolites représenteraient un faciès de haute énergie ; toutefois, je n'ai observé ni structures fenestrées ni dolomitisation ; une authigenèse de quartz et la micritisation des oolites sont fréquentes. Pour MACSOTAY (1980), les faciès à Gastéropodes et à Rudistes correspondraient à une paléobathymétrie de 30 à 100 m.

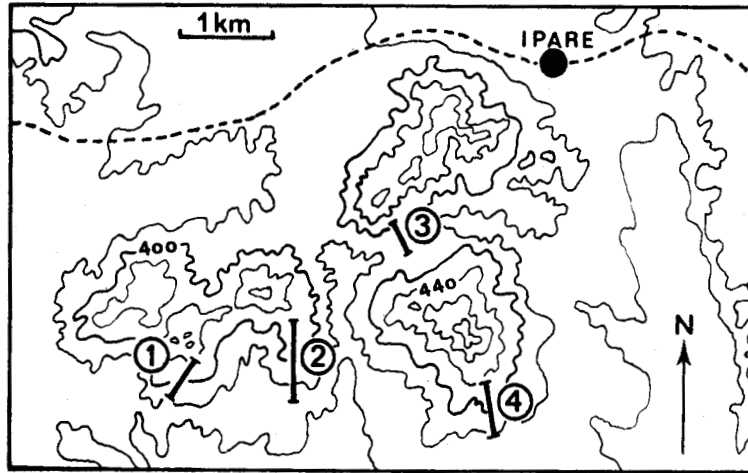


Fig. 30.- Localisation des coupes des Cerros de El Peñon, Ecailles Frontales.
 Fig. 30.- Ubicación de los cortes de los Cerros de El Peñon, Escamas Frontales.

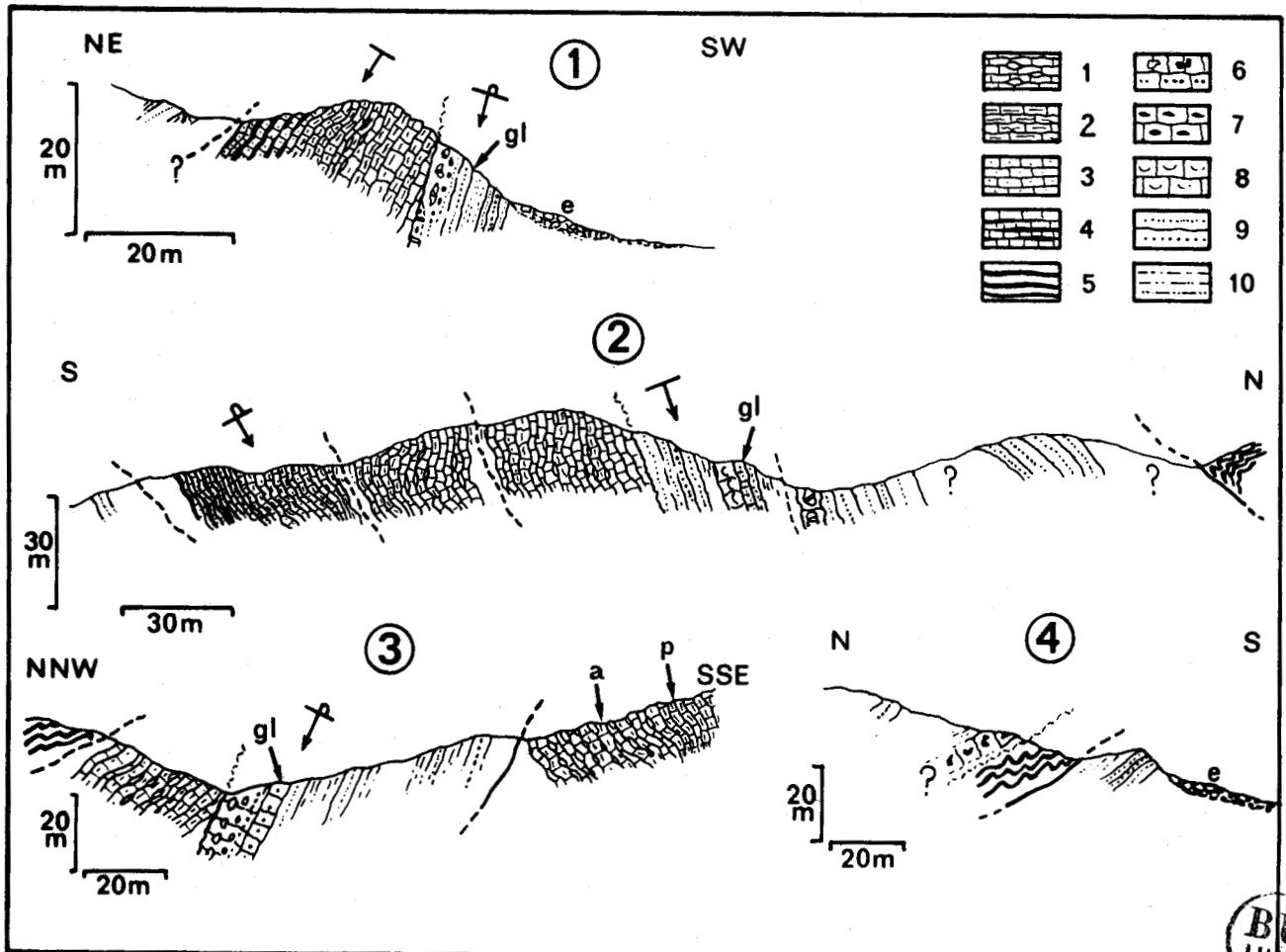


Fig. 31.- Coupes détaillées dans les Cerros de El Peñon, Ecailles Frontales.

Légende : 1. calcaire à miches; 2. calcaire à Inocerames; 3. calcaire silteux; 4. calcaire siliceux et chert; 5. chert et pélites; 6. brèche et grès calcaire à débris lithiques; 7. calcaire gréseux à Algues et Macroforaminifères; 8. lumachelle à Ostréidés; 9. grès; 10. pélites.

Fig. 31.- Cortes detallados en los Cerros de El Peñon, Escamas Frontales.

Leyenda : 1. caliza con concreciones; 2. caliza con Inoceramus; 3. caliza siltosa; 4. caliza silicea y chert; 5. chert y lutitas; 6. brecha y arenisca calcárea litica; 7. caliza arenosa con Algas y Macroforaminíferos; 8. caliza de conchas de Ostras; 9. arenisca; 10. lutitas.



G) Les Cerros de El Peñon.

Au Sud de la route Altagracia-Ipare (fig. 8) affleure le second ensemble composant les Ecaïlles Frontales. Il s'agit de trois collines dont la plus septentrionale correspond au Cerro El Peñon.

1.- La klippe du Cerro El Peñon.

Ce dernier correspond à une klippe de calcaires siliceux et cherts identiques à ceux des Cerros El Diamante et Las Minas (coupes 3 et 4, fig. 22 et 23), passant à des pélites argilo-silteuses intercalées de minces bancs de graywackes ; l'ensemble, par comparaison avec la bordure Sud de la Zone Piémontine, correspondrait au Sénonien supérieur et au passage au Paléocène.

2.- Les calcaires à Rudistes et les grès associés.

Cet affleurement (dont la taillé est exagérée sur la fig. 29, figuré 7) correspond à quelques lentilles de calcaire à petits Rudistes roulés et recristallisés. EVANOFF (1951) mentionne des lentilles de quelques cm à 20 cm d'épaisseur de calcaire à Caprinidés intercalés dans des grès quartzeux. J'ai pour ma part observé ces lentilles mais aussi quelques blocs non en place de taille plurimétrique des mêmes calcaires à Rudistes. Ces calcaires (figuré 7) sont en contact normal avec des grès quartzeux à grain grossier et ciment légèrement calcareux (figuré 8). L'essentiel de l'affleurement cartographié en grès Crétacé inférieur (Barrémo-Aptien si l'on admet que les calcaires sont de même âge que ceux observés dans le secteur d'El Morrito) correspond à un chaos de blocs de grès quartzeux à grain moyen à grossier, non calcareux ; comme pour la région d'El Morrito, la difficulté réside dans la distinction entre ces grès et ceux de la série molassique oligo-miocène, et la limite placée entre ces deux ensembles (fig. 29) est purement hypothétique.

3.- Le Crétacé supérieur des Cerros de El Peñon

Parmi les différentes bandes d'affleurement à dominante calcaire qui jalonnent les Cerros de El Peñon du SW vers le NE (fig. 29), on distingue dans l'ordre stratigraphique :

1. 20 à 30 m (au minimum) de calcaire, calcaire silteux en plaquettes (bancs de 5 à 20 cm d'épaisseur en moyenne) intercalés de nombreuses concrétions discoïdes atteignant 1 m de diamètre et 40 cm d'épaisseur (portion Sud de la coupe 2, portion Nord de la coupe 3, fig. 31). Ces calcaires à miches sont de teinte noire et très riches en matière organique (forte odeur d'hydrocarbure) et légèrement pyriteux. Deux faciès principaux s'observent :
 - un faciès "à filaments" correspondant à l'accumulation de débris de Lamellibranches à coquille très fine dans une micrite à Foraminifères planctoniques (Globigérinidés, Hedbergelles et *Globotruncana*) ; de nombreux débris et empreintes d'*Inoceramus* sp. caractérisent ce faciès, dans la portion méridionale de la coupe 3 (niveau noté p) ; parallèlement, on observe des débris de Poissons visibles à la fois sur échantillon macroscopique et en lame mince, sous forme de débris phosphatés. Ces calcaires ont un microfaciès très voisin de ceux observés le long

des coupes 13 et 14 (fig. 25), ces derniers étant toutefois dépourvus de macrofaune. Dans l'échantillon 76-666 (prélevé le long de la coupe 3), RAOULT a déterminé : *Globotruncana* gr. *linneianna* (d'ORBIGNY) et *Gl. gr. concavata* (BROTZEN), d'âge Turonien-Sénonien inférieur ;

- un faciès à concrétions à Ammonites (coupe 3, niveau noté a) ; ces dernières s'observent généralement en rompant les miches selon leur plan équatorial ; un spécimen de 40 cm de diamètre a été observé, dans ce gisement particulièrement riche. RENZ a étudié l'ensemble des spécimens que j'ai récoltés et déterminé les genres et espèces suivants : *Vascoceras* sp., *Nannovascoceras* sp., *Mitonia venezolana* RENZ et ALVAREZ, *Paramammites polymorphus pinguis* (PERVINQUIERE) et *Hoplitoides* sp. (fragments). Cet assemblage, provenant d'un même banc, est d'âge Turonien inférieur, par référence à la Fm. La Luna du Nord des Andes de Mérida (RENZ et ALVAREZ, 1979). Une Ammonite de grande taille (25 cm de diamètre environ), prélevée dans une concrétion non en place, a été déterminée par RENZ comme *Collopoceras* sp. cf. *C. newelli* BENAVIDES du Turonien supérieur.

Pour RENZ (1980, comm. écrite), les calcaires des Cerros de El Peñon représenteraient l'équivalent exact du Membre Chejendé (Turonien) de la Fm. La Luna (ANONYME, 1970) ;

2. 20 m (au minimum) de calcaires siliceux intercalés de cherts, passant à quelques m de jaspes noirs séparés par des interlits pélitiques ; cette seconde séquence est séparée de la précédente par des calcaires silteux en bancs minces, à Foraminifères planctoniques et Radiolaires remplacés par du quartz microcristallin. Cette séquence est bien visible sur les coupes 1 et 2 ; sur la coupe 3, apparaît une portion exclusivement faite de jaspes et cherts. Par corrélation avec le Crétacé supérieur de la Zone Piémontine et, surtout, avec celui de la Chaîne Intérieure Orientale, cette seconde séquence hémipélagique et siliceuse est considérée comme d'âge sénonien.

4.- Les brèches et poudingues discordants.

On observe en contact normal sur les différents niveaux décrits précédemment, une séquence de 10 à 30 m d'épaisseur (visibles en continuité) tout à fait comparable à celle de Campo Claro (fig. 26, coupe 16). Bien que différents par les successions lithologiques observées, les affleurements étudiés (coupes 1 à 4, fig. 31) ont en commun la présence d'un niveau calcaire à Algues et Macroforaminifères et le remaniement de blocs provenant du substratum immédiat.

1. Sur la coupe 1, la séquence discordante débute par un grès quartzeux calcareux à grain grossier remaniant conjointement des galets de Crétacé supérieur et des lentilles de calcaire à Algues et Macroforaminifères (type Peñas Blancas), ce niveau passe en quelques mètres à des grès glauconieux (notés g1).
2. Sur la coupe 2, on observe plusieurs mètres de grès grossier puis un banc irrégulier de Lumachelles gréseuses à Ostréidés et débris calcaires ; lithoclastes et bioclastes sont, dans ce banc, souvent entourés d'une mince gangue de teinte rouille. Après une interruption (tectonique ?), on observe un banc de poudingue calcaire à éléments de calcaire Crétacé supérieur qui passe à des grès quartzeux à grain moyen intercalés de pélites argilo-silteuses.
3. Sur la coupe 3, on observe à la base une brèche calcaire à éléments de calcaires siliceux et jaspes ; cette brèche passe progressivement à une microbrèche calcaire à fragments d'Algues et Macroforaminifères ; parmi ces derniers, BUTTERLIN a déterminé (éch. 76-670) : *Nummulites* sp. et *Amphistegina* sp., genres appartenant au Paléocène-Eocène.

4. Sur la coupe 4, on observe une brèche calcaire à éléments de jaspes et petits fragments d'Algues et de Macroforaminifères ; ce niveau a été représenté en pointillés, n'ayant pas été observé en place ; au-dessus de jaspes plissés (en place), le versant de la colline est jalonné par des blocs de brèche ; ceux-ci ne s'observent pas plus haut dans la pente.

5.- Les grès et pélites ; leurs relation avec les brèches et poudingues et avec les molasses oligo-miocènes.

La carte de la figure 29 et les coupes de la figure 31 mettent en évidence deux types de relation entre les écaillés de Crétacé (supérieur essentiellement) et leur Eocène discordant, d'une part, et des épaisses alternances de grès et pélites, d'autre part. Différents niveaux du Crétacé supérieur apparaissent allochtones sur ces grès et pélites (Sud des coupes 2 et 4) ; par ailleurs, les brèches et poudingues calcaires apparaissent en continuité stratigraphique avec des grès et pélites (coupes 2 et 3). Les alternances de grès et de pélites comportent des bancs gréseux à grain moyen à grossier non calcareux, d'épaisseur métrique à plurimétrique, et des pélites argilo-silteuses à argileuses, souvent bariolées. Ces niveaux forment l'essentiel de la colline occidentale où ils sont structurellement dans le prolongement des molasses qui affleurent à l'Ouest du Rio Orituco ; du point de vue lithostratigraphique, elles n'en diffèrent pas non plus. Aussi, sur la figure 29, ces grès et pélites ont été rattachées aux molasses oligo-miocènes.

H) A l'Est du Rio Macaira ; remarques.

Le contact entre l'Oligocène-Miocène de la bande Turmerino-Sabana Grande (fig. 12) et les premiers affleurements appartenant à la Zone Piémontine (Crétacé supérieur hémipélagique en plaquettes et flysch paléocène pélitique ou grésopélitique) suit une dépression longitudinale très marquée, correspondant probablement à une bande de nature pélitique, de quelques centaines de mètres de large. Je n'ai pu observer de coupe au travers de cette dernière me permettant d'étudier les relations entre les deux ensembles pré-cités. Néanmoins, dans les différentes rivières Nord-Sud (fig. 12), on observe des blocs décimétriques à métriques de calcaire appartenant à deux types :

- calcaire graveleux et oolithique à ciment sparitique, identique au faciès dominant dans les "morritos" de calcaire Crétacé inférieur observé plus à l'Ouest ;

- calcaire bioclastique grossier, glauconieux, à Algues et Macroforaminifères ; un bloc provenant de la Qu. Tocoragua a livré l'assemblage suivant (éch. 76-541) : *Lepidocyclina (nephrolepidina) chaperi* LEMOINE et R. DOUVILLE, L. (*Neolepidina*) *macdonaldi* CUSHMAN, L. (*Neolepidina*) *pustulosa* (H. DOUVILLE), *Nummulites floridensis* HEILPRIN et *Asterocyclina asterisca* (GUPPY), étudié par BUTTERLIN ; l'ensemble serait d'âge Eocène supérieur. Cet échantillon est par ailleurs riche en Foraminifères planctoniques ; il s'agit de formes à paroi épaisse et épineuse qui, pour FURRER, ont un aspect Eocène moyen sommital.

I) Résumé.

Entre le contact frontal de la Zone Piémontine, marqué par l'apparition de niveaux Crétacé supérieur-Paléocène fortement déformés (klippes des Cerros El Diamante et Las Minas, pélites et grès schistosés ; fig. 23, coupes 4 et 6 ; fig. 24, coupe 11 ; fig. 25, coupe 13) et

les molasses oligocènes-miocènes, affleure une frange, complexe sur la plan tectonique et stratigraphique, dont j'ai proposé (BECK, 1977 a, 1978) de "recoller" en quelque sorte les morceaux au sein de trois ensembles initiaux : une série crétacée presque complète, un Eocène moyen-supérieur discordant sur la précédente et un Paléogène presque complet (fig. 32, 33 et 34).

1.- Le Crétacé

1. Le Crétacé inférieur présente des calcaires massifs, localement à dragées de quartz et souvent riches en débris de Rudistes, Gastéropodes, Echinodermes, Bryozoaires. La taille des olistolithes ou écailles composées de ces faciès est suffisante pour proposer qu'ils représentent les restes d'une série relativement bien développée qui correspond à l'Aptien-Albien au moins *pro parte*. La position des faciès à quartz clastique n'est pas connue au sein de cette hypothétique formation (sommet ? base ?). L'existence de grès quartzeux passant à ces faciès pose problème également ; il peut s'agir de quelques niveaux ou d'une série bien développée ; j'ai évoqué la difficulté de distinguer cette éventuelle série des grès oligo-miocènes tectoniquement associés. Les calcaires à Trocholines et les calcaires à Tintinnidés proviennent de blocs de taille plus réduite et se pose à la fois le problème des relations entre les deux faciès et celui de l'existence d'une formation composée de ces niveaux ; l'hypothèse de blocs provenant du démantèlement d'un conglomérat initial (tel que celui du sommet du Crétacé inférieur du Rio Taguay ; cf. chapitre suivant) ne peut être écartée. J'ai placé les calcaires massifs immédiatement sous le Crétacé supérieur dans la mesure où, sur plusieurs coupes, ces deux formations apparaissent en contact direct (fig. 24, coupe 9 ; fig. 25, coupe 13 ; fig. 26, coupe 16). Le gypse, compte tenu de ses propriétés "tectoniques" et du contexte structural, a été placé à la base de la colonne en fonction d'une corrélation qui sera développée dans les conclusions du présent chapitre.

2. Le Crétacé supérieur est essentiellement calcaire avec quelques interlits pélitiques ou gréseux à grain très fin ; dans sa partie supérieure, il s'enrichit en niveaux siliceux. Le Turonien dans son ensemble étant représenté dans les calcaires à concrétions à Ammonites, la partie supérieure siliceuse est attribuée au Sénonien inférieur. Pour la même raison, les calcaires à Inocérames et les calcaires marneux ou silteux, sous-jacents aux niveaux à Ammonites, ont été assimilés au Cénomaniens, au moins *pro parte*. L'existence d'un Sénonien supérieur associé -qui pourrait être représenté par les niveaux de la Qu. Tememure (amont)- sera également discutée en fonction de corrélations hypothétiques.

2.- L'Eocène moyen-supérieur discordant

Sur les calcaires massifs aptiens-albiens comme sur les calcaires en plaquettes Crétacé supérieur, apparaît, discordant et remaniant souvent son substratum direct, un conglomérat calcaire associé à des grès calcaireux et glauconieux. Je n'ai pas observé d'indice d'émergence sur la surface sous-jacente ; seuls les niveaux à Ostréidés apparaissent plusieurs mètres au-dessus de la base, présentent des bioclastes à gangue ferrugineuse. Cette séquence discordante présente, soit sous forme de lentilles ou de niveau continu, soit déjà remanié, un faciès à Algues et Lépidocyclines identique au niveau rapporté à la Fm. Peñas Blancas, et dont l'âge sera discuté au paragraphe suivant.

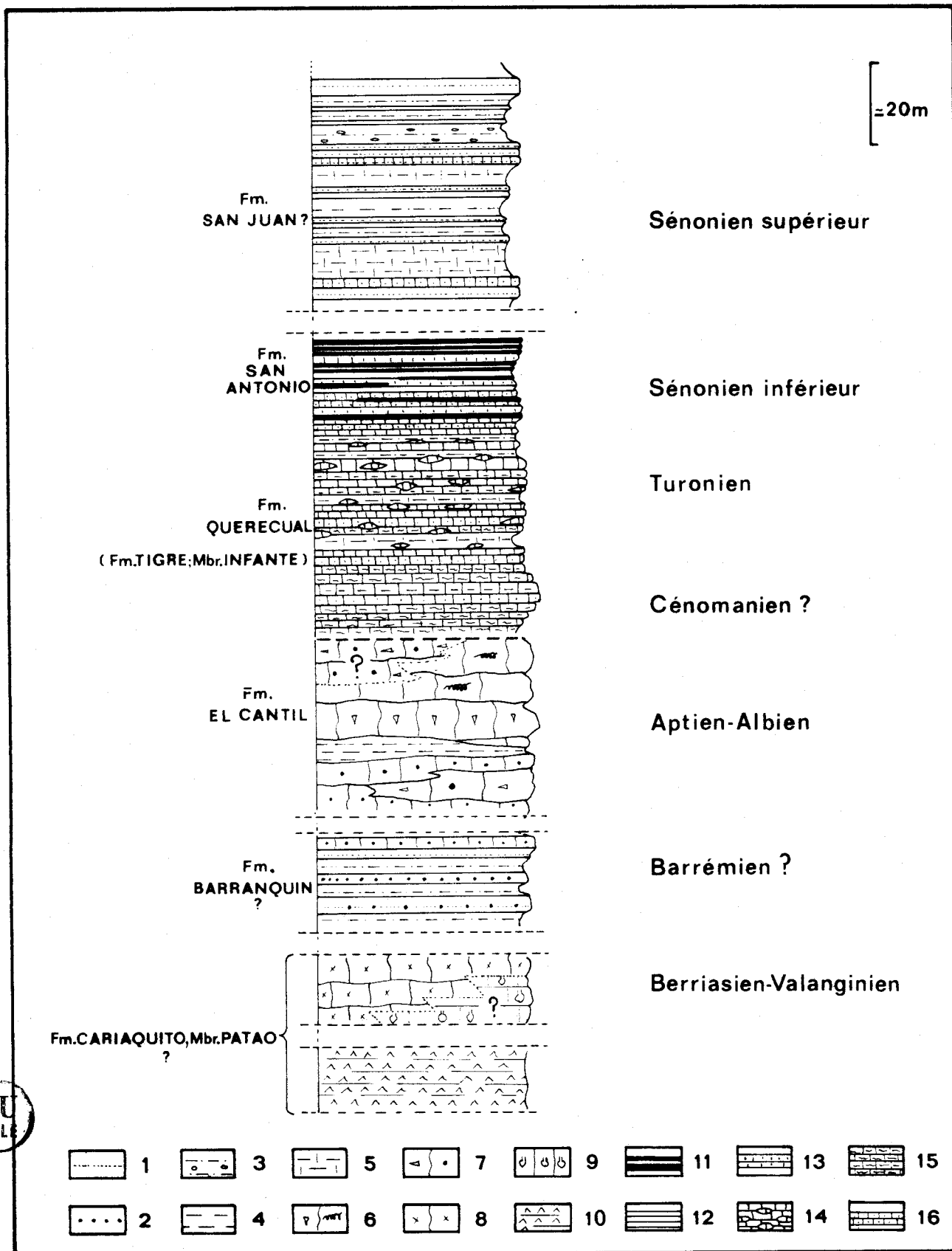


Fig. 32

Sur les différentes coupes observées, les couches basales conglomératiques passent à des grès très riches en glauconie et localement en débris de Foraminifères, qui représentent une sédimentation condensée. Dans les Cerros de El Peñon, cette séquence discordante passe en continuité aux molasses ; celles-ci, bien que non datées directement ici, étant d'âge oligocène-miocène probable (Cf. partie II de ce chapitre), il faudrait admettre que l'Eocène supérieur *pro parte* soit absent ou très condensé (niveaux glauconieux ?). Dans le secteur de Campo Claro, les relations éventuelles entre la séquence discordante et les molasses oligo-miocènes n'ont pas été observées, la colonne correspondante (fig. 33) a été complétée par comparaison avec la succession décrite ci-après.

3.- Le Paléogène concordant

1. Sous la Fm. Peñas Blancas, soit sous le banc calcaire à Algues et Lépidocyclinidés, on peut subdiviser la colonne reconstituée en une portion inférieure non carbonatée et non glauconieuse, et une portion supérieure légèrement glauconieuse et carbonatée. La portion inférieure débute par des pélites argilo-silteuses intercalées de siltite et renfermant des disques à structure "cone-in-cone", au-dessus vient un intervalle essentiellement pélitique renfermant des blocs resédimentés et qui serait également la matrice d'olistolithes de grande taille (fig. 24, coupes 9 et 11). La portion supérieure est extrêmement perturbée également (failles synsédimentaires, slumps) ; dans cette portion supérieure, plusieurs niveaux ont une microfaune planctonique de l'Eocène moyen.
2. La Fm. Peñas Blancas. Ce banc calcaire, qui contraste avec son entourage essentiellement gréso-pélitique, est connu depuis la région de Puerto Piritu (au Morro de Unare, lieu de définition de la formation, que j'ai pu observer sous la conduite de CAMPOS) jusqu'au droit d'Altagracia ; il réapparaît localement 50 km à l'Ouest de Taguay (BELL, 1968 b). Ce banc représente systématiquement une séquence de diminution de profondeur où les Algues succèdent aux grands Foraminifères benthiques ; cette évolution conduit soit à un épisode de sédimentation condensée, glauconieux (coupes 6-7, fig. 23, fig. 34, colonne de gauche), soit à une émersion marquée par une surface encroûtée ferrugineuse (coupe 14, fig. 25 ; fig. 34, colonne de droite). Par ailleurs, les premiers bancs gréseux (et glauconieux) qui surmontent l'épisode calcaire montrent localement en abondance des quartz millimétriques à contours arrondis, golfes de corrosion et extinction très homogène ; les supposés golfes de corrosion pourraient correspondre à des figures d'altération pédogénétique mais les caractéristiques optiques sont celles de quartz volcanique (rhyolitique ?). Je n'ai pas observé de tels clastes dans les grès sus-jacents ; s'agit-il d'un changement partiel de sources (le Paléozoïque du Massif d'El Baül est riche en laves acides) ou des débris d'un volcanisme subcontemporain ?

Fig. 32.- Le Crétacé des Ecaïlles Frontales; stratigraphie reconstituée hypothétique.

Légende : 1. grès à grain fin à moyen; 2. grès grossier à conglomératique; 3. pélites argilo-silteuses, localement à nodules; 4. pélites argileuses; 5. pélites calcareuses, marnes; 6. calcaire massif à Rudistes et Gastéropodes; 7. calcaire massif à petits Rudistes roulés et dragées de quartz; 8. calcaire à Trocholines; 9. calcaire à Tintimidés; 10. gypse; 11. cherts et jaspes; 12. siltite; 13. calcaire siliceux; 14. calcaire à miches; 15. calcaire à Inocérames; 16. calcaire silteux.

Fig. 32.- El Cretáceo de la Escamas Frontales; estratigrafía constituida hipotética.

Leyenda : 1. arenisca de grano fino a medio; 2. arenisca de grano grueso, a conglomerática; 3. lutitas arcillosas-siltosas, a veces con nodulos; 4. lutitas arcillosas; 5. lutitas calcareas, margas; 6. caliza maciza con Rudistas y Gasteropodos; 7. caliza maciza con pequeños Rudistas rodados y cuarzo clástico grueso; 8. caliza con Trocholinas; 9. caliza con Tintinidos; 10. yeso; 11. chert y radiolarita; 12. siltita; 13. caliza silicea; 14. caliza con concreciones discoidales; 15. caliza con Inoceramos; 16. caliza siltosa.

L'âge de ce banc calcaire ainsi que celui du conglomérat calcaire discordant (Cf. paragraphe précédent) font l'objet d'une discussion biostratigraphique. SELLIER de CIVRIEUX (1951), PEIRSON (1965), attribuent un âge Eocène supérieur à la Fm. Peñas Blancas (à l'Est du secteur étudié). Le tableau IV, qui résume la répartition proposée par BUTTERLIN, montre trois espèces considérées comme exclusivement Eocène supérieur. Celles-ci, ainsi que l'ensemble des espèces Eocène moyen-Eocène supérieur du tableau IV, ont été observées aussi bien dans la Fm. Peñas Blancas (dans le Paléogène concordant, fig. 33) que dans le conglomérat calcaire discordant (fig. 34). Par ailleurs, l'espèce *Lepidocyclina (Polylepidina) antillea* CUSHMAN, qui est exclusivement de l'Eocène moyen (DE CIZANCOURT, 1951), n'a jamais été observée dans les échantillons analysés.

Pour FURRER, qui a étudié ces échantillons, la persistance de Globigérinidés à tests épais épineux caractérisent le sommet de l'Eocène moyen. Pour GLAÇON (1984, comm. orale), qui a étudié certains échantillons contenant à la fois des Macroforaminifères et des Foraminifères planctoniques, le changement de paléoenvironnement correspondant au dépôt du calcaire pourrait expliquer l'absence des espèces planctoniques caractérisant l'Eocène supérieur, plus fragiles.

Un âge Eocène moyen sommital à (ou) Eocène supérieur basal est donc attribué ici au niveau à Algues et Lépidocyclinidés (Fm. Peñas Blancas et conglomérats calcaires discordant de Campo Claro et des Cerros d'El Peñon).

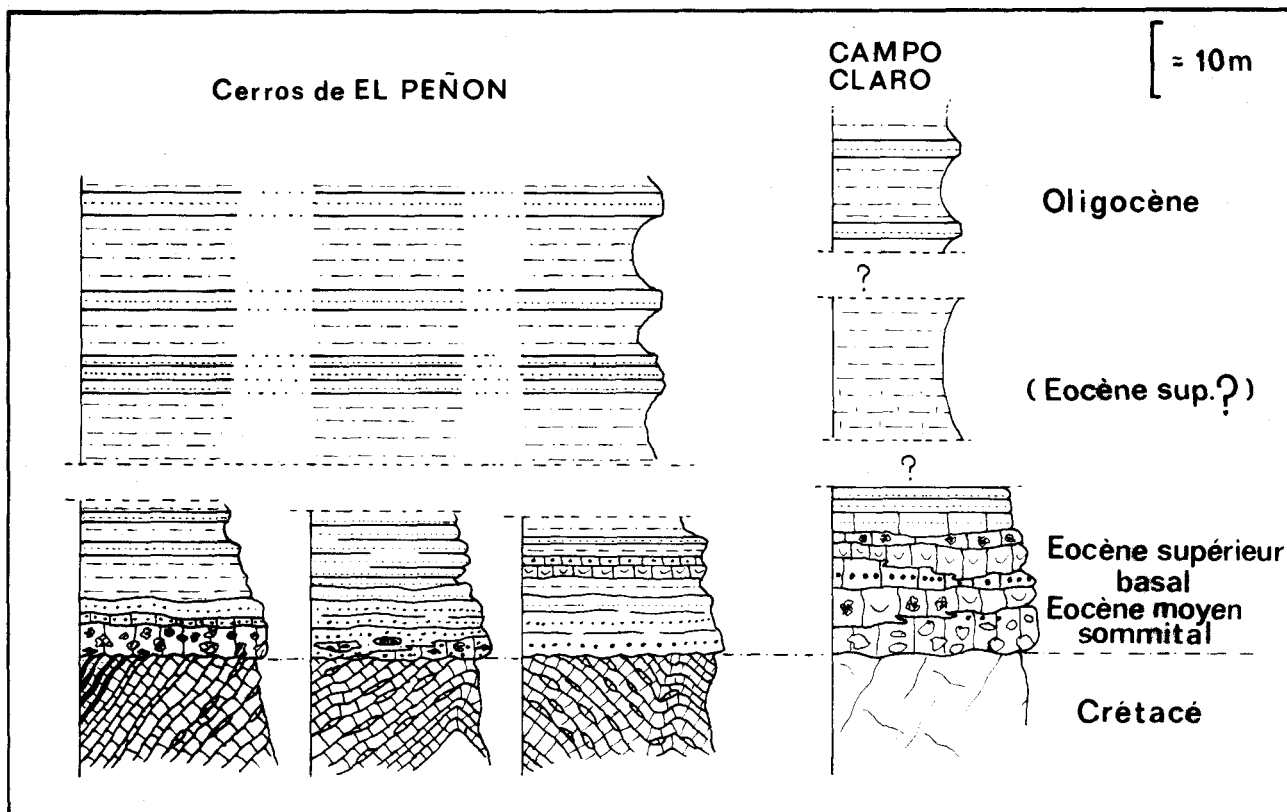


Fig. 33.- Le Paléogène des Ecaïlles Frontales; stratigraphie reconstituée hypothétique. (Même légende que pour les coupes détaillées correspondantes).

Fig. 33.- El Paleogeno de las Escamas Frontales; estratigrafía reconstituida hipotética. (Misma leyenda que por los cortes detallados correspondientes).

	Paléocène sup.- Eocène inf.	Eocène moyen				Eocène supérieur	
		basal P. 10	inf. P. 11- 12	sup. P. 13	somm. P. 14	inférieur	supérieur
		<i>Ranikothalia bermudezi</i>					
<i>Discocyclina weaveri</i>							
<i>D. barberi</i>							
<i>D. cristensis</i>							
<i>Pseudophragmina (Atheocyclina) stephensoni</i>							
<i>Fabiania cassis</i>							
<i>Mummilites floridensis</i>							
<i>Ps. (Proporocyclina) flintensis</i>							
<i>Amphistegina parvula</i>							
<i>N. wilcoxi</i>		----->					
<i>Lepidocyclina (Neolepidina) ocalana</i>			?				
<i>L. (N.) pustulosa pustulosa</i>							
<i>L. (N.) pustulosa tobleri</i>							
<i>L. (N.) macdonaldi</i>					?		
<i>Helicostegina polygyralis</i>					-----		
<i>L. (Nephrolipidina) chaperi</i>							
<i>Helicolepidina nortoni</i>							
<i>Asterocyclina asterisca</i>							

Tableau IV.- Répartition stratigraphique des Macroforaminifères du Paléocène-Eocène de la région étudiée ; selon BUTTERLIN (1984).

Cuadro IV.- Distribucion estratigrafica de los Macroforaminiferos del Paleoceno-Eoceno del area estudiada ; según BUTTERLIN (1984).

3. Le passage présumé aux molasses oligocènes-miocènes. Sans qu'il soit possible d'affirmer une continuité stratigraphique, le niveau carbonaté (Fm. Peñas Blancas) apparaît surmonté (fig. 34, colonne de droite ; fig. 24, coupe 12) par des pélites légèrement calcareuses contenant quelques bancs légèrement glauconieux, puis par des bancs gréseux épais. Cet ensemble constituerait le passage à la série de la bande Turmerino-Sabana Grande (Fm. Naricual), soit à des niveaux oligocènes. J'ai évoqué (paragraphe 8) le cas du secteur Turmerino-Sabana Grande ; sur la coupe 3 (fig. 13), on observe une séquence de pélites calcareuses à petits nodules de marne silteuse souvent ferrugineuse ; ce niveau constituerait la base de la série molassique ; il affleure également dans le secteur d'El Polo (fig. 24, coupe 10) dans la même position par rapport aux premiers niveaux molassiques. Je n'ai pas daté ces niveaux de passage (qui n'ont livré que des petits Foraminifères benthiques à test non carbonaté), qui représenteraient soit l'Eocène supérieur (*pro parte* ?), soit l'Oligocène, comme le suggèrent les corrélations proposées ci-après.

IV.- CORRELATIONS ; CONCLUSIONS

Ces conclusions, partielles, concernent essentiellement la stratigraphie ; la géologie structurale et la tectonique de l'avant-pays piémontin et en particulier des Ecailles Frontales, seront envisagées conjointement avec celles de la Zone Piémontine, dans la mesure où les

deux sont étroitement liées. Par ailleurs, les relations paléogéographiques entre la série des Ecailles Frontales et la série de la Zone Piémontine seront également traitées à l'issue du chapitre concernant cette dernière.

A) Comparaison du Crétacé des Ecailles Frontales avec celui d'"Orienté"

1.- Le Crétacé inférieur

Dans la Chaîne Intérieure Orientale -ou encore en "Orienté" selon l'appellation communément utilisée- le Crétacé inférieur, plissé mais subautochtone, présente un ensemble homogène, bien que, dans le détail, riche en variations latérales. La colonne schématique de la figure 35, peu différente de celle du célèbre Rio Querecual (HEDBERG, 1937), a été réalisée à partir des travaux de HEDBERG (1950), ROSALES (1967), GUILLAUME *et al.* (1972), ARDAENS (1980). Par ailleurs, MACSOTAY (1980) a comparé les calcaires Barrémo-Aptien-Albien avec ceux de l'Urgonien des Alpes Occidentales.

Dans les Ecailles Frontales, l'élément le plus net de similitude avec la série d'Orienté correspond aux calcaires massifs à Rudistes et Gastéropodes, que j'ai attribué (fig. 32) comme EVANOFF (1951) à la Fm. El Cantil. On retrouverait également des témoins des séquences gréseuses qui caractérisent la Fm. Barranquin ; c'est la position de ces dernières dans la colonne d'Orienté qui m'a conduit à placer les grès associés aux "morritos" calcaires, stratigraphiquement sous ces derniers (fig. 32).

Dans la série d'Orienté, les différents travaux consultés ne font pas mention de sédiments d'âge néocomien ; pour la formation inférieure, GUILLAUME *et al.* (1972) définissent une Zone à *Choffatella decipiens*. Toutefois, MACSOTAY (1980) émet, à partir de Mollusques, l'hypothèse de la présence d'Hauterivien dans les calcaires du Membre Morro Blanco.

Cherchant à corrélérer les témoins de niveaux néocomiens ainsi que les écailles de gypse avec des équivalents éventuels développés en d'autres régions de la Chaîne, je propose d'établir une comparaison et des corrélations avec la base du Crétacé épimétamorphique connue sur le versant Sud de la Péninsule de Paria (Zone de la Cordillère Côtière ; chapitre V). Cette série comprend un niveau de gypse en contact normal avec des marbres et des calcschistes (GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1965, 1972 ; NEUMAN de GAMBOA et GONZALEZ de JUANA, 1966). Ces marbres ont été datés récemment du Valanginien à la suite de la découverte de Tintinnidés (*in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980, p. 370). Le gypse observé dans les Ecailles Frontales a donc été rattaché au Crétacé inférieur en fonction de cette corrélation ; l'ensemble gypse-calcaires berriasiens-valanginiens est donc rapporté au Membre Patao de la Formation Cariaquito (fig. 32).

2.- Le Crétacé supérieur

Celui des Ecailles Frontales, bien que d'épaisseur nettement plus réduite, apparaît comparable avec celui d'Orienté, notamment avec la subdivision en Fms. Querecual et San Antonio. La première, caractérisée par ses miches calcaires est, dans la Chaîne Intérieure Orientale, plus riche en pélites ; ses niveaux calcaires sont souvent silteux et marneux. Par ailleurs, la Fm. Querecual d'Orienté débute dans le sommet de l'Albien (fig. 35). La Fm. San Antonio,

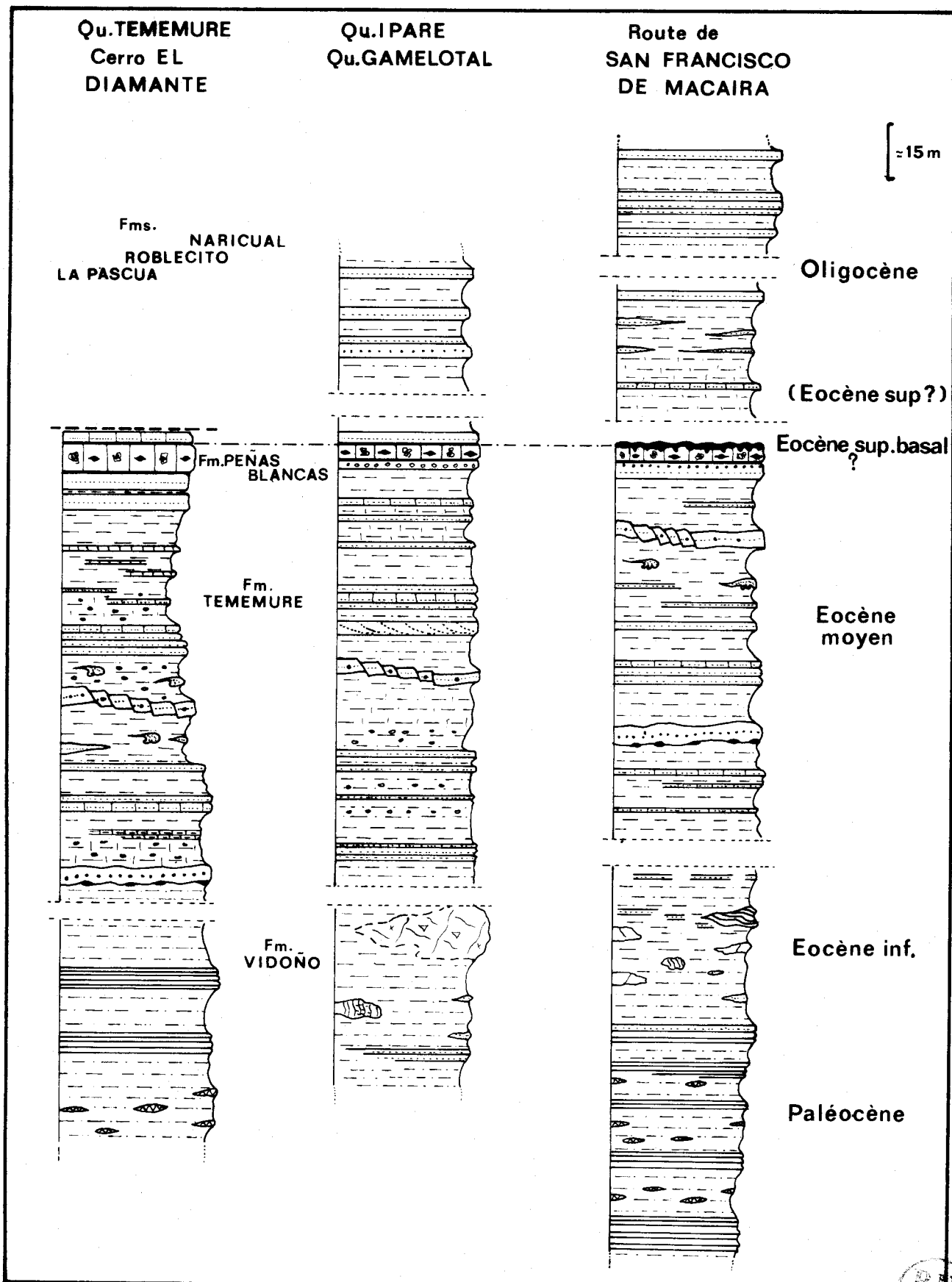


Fig. 34.- Le Paléogène des Ecaïlles Frontales; stratigraphie reconstituée hypothétique (suite).
 (Même légende que pour les coupes détaillées correspondantes)

Fig. 34.- El Paleogeno de las Escamas Frontales; estratigrafía reconstituida hipotética (suite).
 (Misma leyenda que por los cortes detallados correspondientes).



plus riche en calcaires siliceux et en cherts, couvrirait le Sénonien inférieur ; elle se retrouverait identique en faciès et en âge dans les Cerros de El Peñon.

Le Sénonien supérieur est représenté, en Oriente, par la Fm. San Juan, caractérisée par l'intercalation d'épaisses couches de grès quartziques au sein d'une série de pélites calcaires et calcaires siliceux. Je n'ai pas observé de tels niveaux dans les Cerros de El Peñon ; seule la séquence observée en amont de la Qu. Tememure (fig. 22, coupe 1) présente des affinités avec la Fm. San Juan d'Oriente.

B) Comparaison du Crétacé des Ecaïlles Frontales avec le Crétacé du Champ de Las Mercedes

Le Crétacé connu en sondage au Sud de la région étudiée, notamment dans le champ pétrolier de la région de Las Mercedes, correspond au Groupe Temblador. La stratigraphie de ce dernier a été schématisée sur la figure 36, à partir des travaux de PATTERSON et WILSON (1953) et de DUSENBURY (*in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980). Un point de comparaison apparaît : il concerne le Membre Infante de la Fm. Tigre, niveau calcaire épais de 20 m, glauconieux et riche en débris de Poissons et en Ammonites, d'une part, et les calcaires turoniens des Ecaïlles Frontales, d'autre part. La présence de glauconie et de restes phosphatés n'est pas signalée dans la Fm. Querecual de la Chaîne Intérieure Orientale. Par ailleurs, RENZ (1980, comm. écrite) signale, qu'à sa connaissance, les Ammonites des Cerros de El Peñon ne sont pas mentionnées dans la Fm. Querecual d'Oriente.

C) Le Paléogène ; comparaison entre les Ecaïlles Frontales et la bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Orientale ; le Complexe Chacual

1.- La bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Orientale

Evoquée à propos de l'Oligocène-Miocène (tabl. I), elle montre une concordance entre les différentes formations du Paléogène, lequel est lui-même sus-jacent, en continuité, aux sédiments maastrichtiens (fig. 35). La figure 37 est extraite des travaux de ARDAENS (1980) ; les marqueurs biostratigraphiques sont extraits de GONZALEZ de JUANA *et al.* (1980). J'ai pu observer la Fm. Tinajitas sous la conduite de ARDAENS ainsi que la Fm. Caratas sous la conduite de CAMPOS, dans les environs de Puerto La Cruz.

Le Paléocène exclusivement pélimitique est surmonté par un Eocène inférieur grésopélimitique ; l'Eocène moyen est marqué par la présence de niveaux carbonatés et glauconieux ; l'ensemble est régulièrement stratifié ; il se termine par un banc calcaire à Algues et Lépidocyclinidés, lui-même terminé par une surface encroûtée et un niveau de Lumachelle ferrugineuse à coquilles dissoutes. Une similitude apparaît donc entre ce Paléocène-Eocène et la succession

Fig. 35.- Stratigraphie simplifiée du Crétacé de la Chaîne Intérieure Orientale.

Légende : 1. calcaire bioclastique grossier, à Gastéropodes et Lamellibranches; 2. calcaire bioclastique grossier, à Rudistes et Polypiers; 3. calcaire marneux; 4. calcaire gréseux; 5. grès; 6. pélites; 7. argillite; 8. marne; 9. argillite sableuse; 10. calcaire et calcaire silteux en plaquettes, à miches; 11. calcaire siliceux; 12. cherts et jaspes; 13. siltite; li. lignite; 2. surface encroûtée. (Sources mentionnées dans le texte).

Fig. 35.- Estratigrafía simplificada del Cretáceo de la Serranía del Interior Oriental.

Leyenda : 1. caliza bioclastica de grano grueso, con Gasteropodos y Pelecipodos; 2. caliza bioclastica de grano grueso, con Rudistas y Corales; 3. caliza margosa; 4. caliza arenosa; 5. arenisca; 6. lutitas; 7. arcillita; 8. margas; 9. arcillita arenosa; 10. caliza y caliza siltosa, en capas delgadas, con concreciones discoïdales; 11. caliza silicea; 12. cherts y radiolarita; 13. siltita; li. lignito; e. superficie endurecida. (Fuentes de informaciones en el texto).

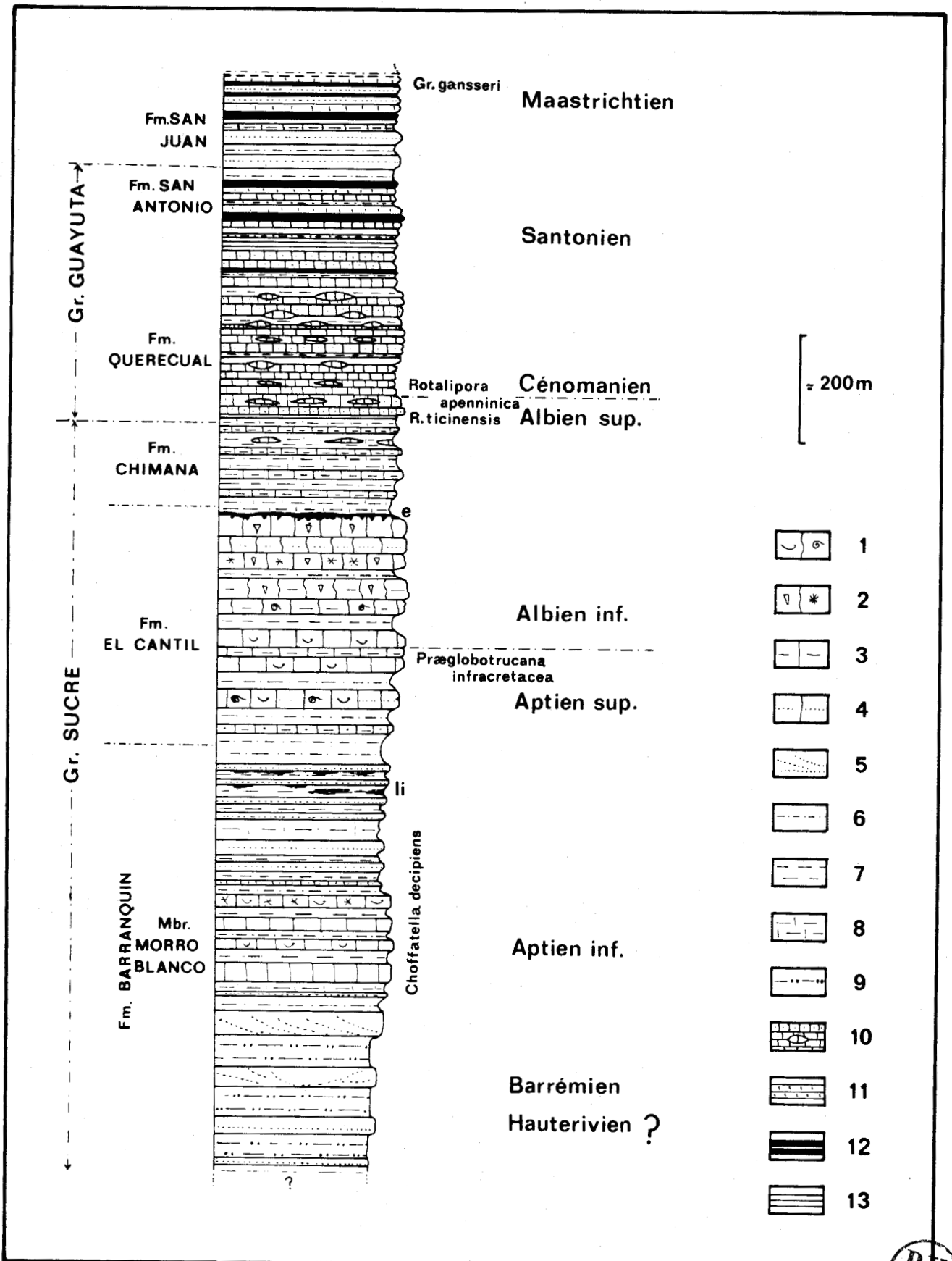


Fig. 35



reconstituée des Ecailles Frontales (fig. 34) où les niveaux datés de l'Eocène moyen sont généralement glauconieux. A la différence, le Paléocène-Eocène des Ecailles Frontales présente une sédimentation très perturbée (olistolithes, slumps, failles synsédimentaires). Pour les niveaux Eocène moyen j'ai préféré l'appellation Fm. Tememure due à EVANOFF (1951) à celle de Fm. Caratas, cette dernière étant très régulièrement stratifiée.

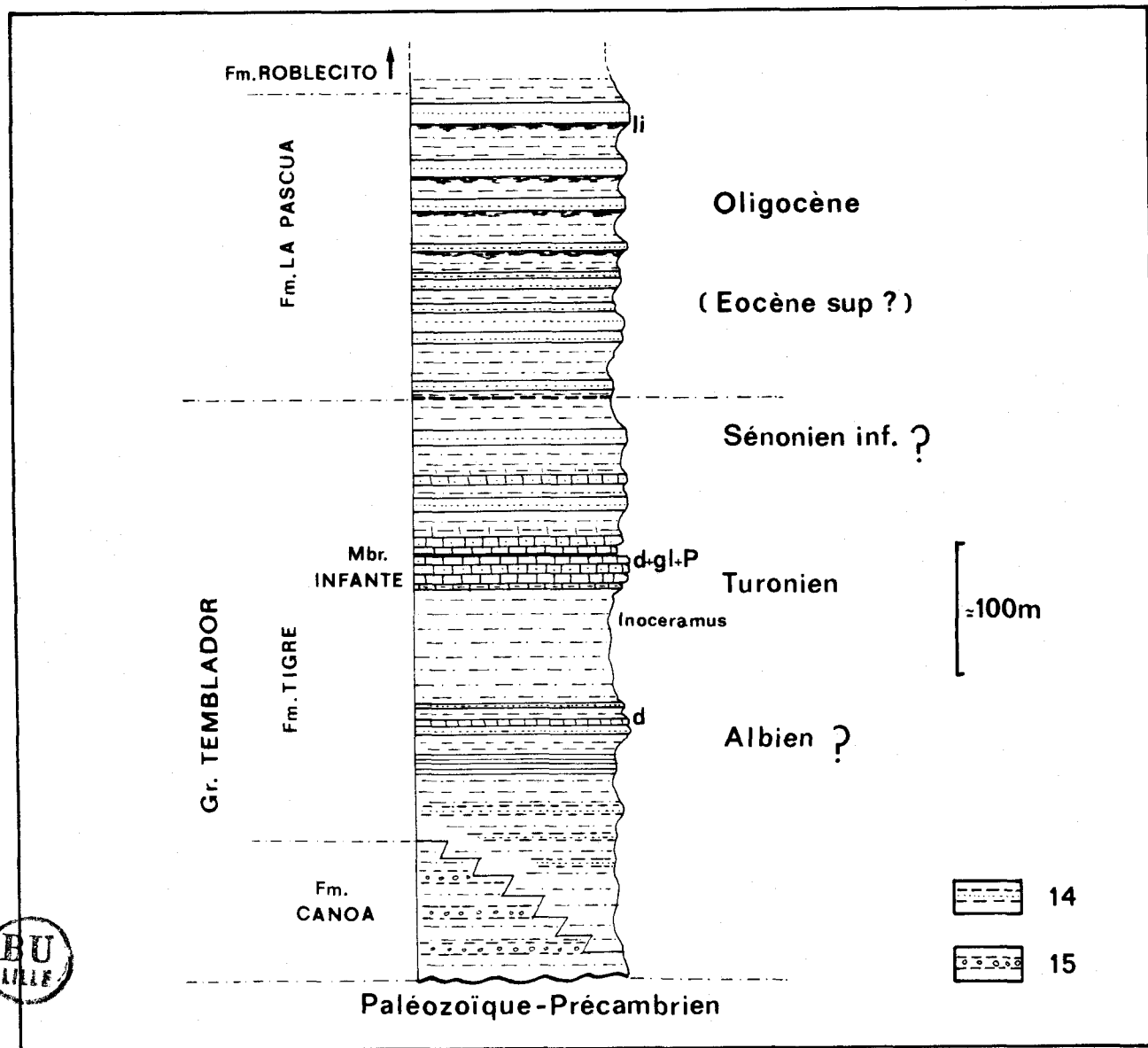


Fig. 36.- Le Crétacé-Paléogène au Sud de l'avant-pays piémontin; données de sondage.

Légende : Voir fig.35, et : 14. sable; 15. niveaux à galets; d. dolomitisation; gl. glauconie; P. restes de Poissons; li. lignite. (Sources mentionnées dans le texte).

Fig. 36.- El Cretáceo-Paleogeno al Sur del pie-de-monte; datos de pozo de exploracion petrolera.

Leyenda : Vease fig. 35 : 14. arena; 15. capas de guijarros; d. dolomitización; gl. glauconita; li. lignito; P. restos de Peces. (Fuentes de informaciones en el texto).

Le banc calcaire (Fm. Tinajitas) est l'équivalent de la Fm. Peñas Blancas de l'avant-pays piémontin. Considéré initialement comme d'âge Eocène supérieur (ANONYME, 1970), il a été placé postérieurement dans l'Eocène moyen (partie supérieure) (travaux de la Compagnie LAGOVEN ; *in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980). Ce niveau contient les mêmes Macroforaminifères que ceux observés dans la Fm. Peñas Blancas du secteur étudié et la discussion biostratigraphique déve-

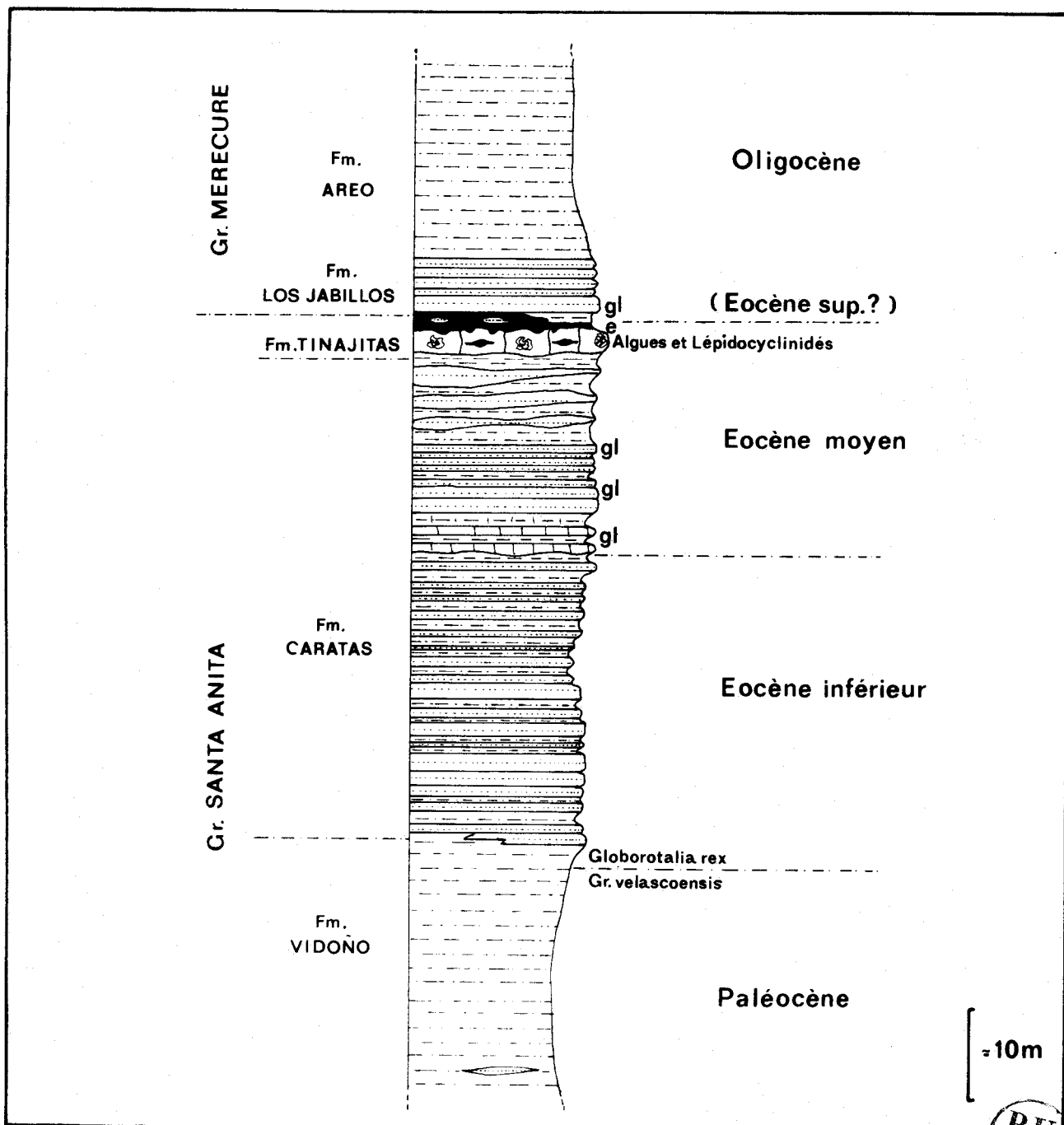


Fig. 37.- Le Paléogène du bord occidental de la Chaîne Intérieure Orientale.
(Voir légende sur fig. 32 et 33 ; sources mentionnées dans le texte).

Fig. 37.- El Paleogeno del borde occidental de la Serranía del Interior Oriental.
(Véase la leyenda sobre las fig. 32 y 33 ; fuentes de informaciones en el texto).

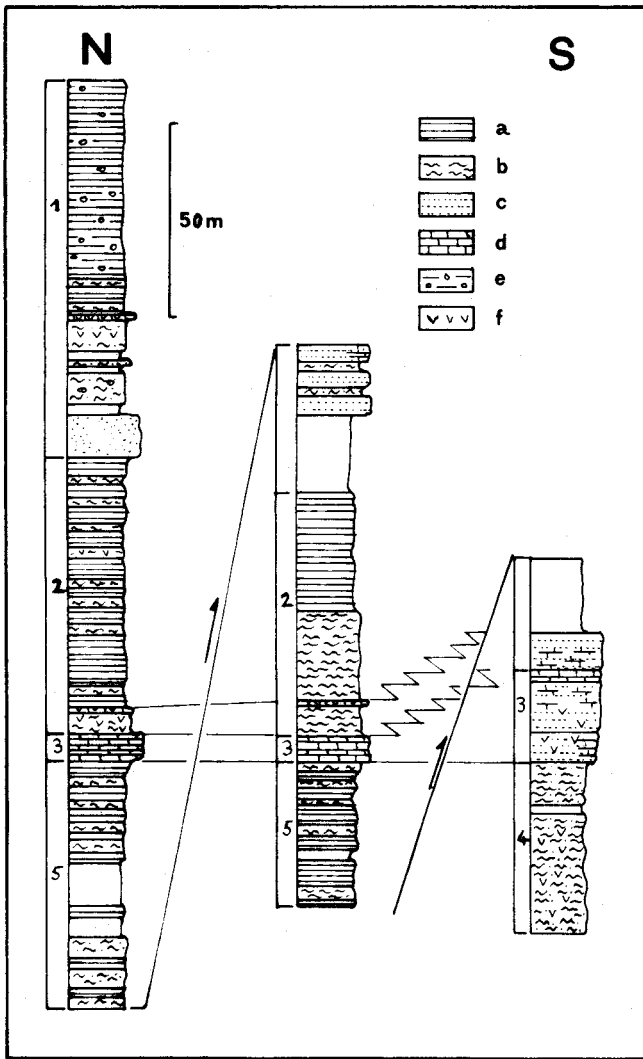


Fig. 38.- Stratigraphie du Paléogène du Complexe Chacuál, Escalles Frontales. Extrait de PEIRSON (1965).
 Légende : a. pélites; b. siltite; c. grès; d. calcaires; e. pélites à nodules ferrugineux; f. glauconie; 1. Oligocène inférieur; 2. Eo-Oligocène; 3. Eocène supérieur; 4. Paléocène supérieur; 5. Paléocène.

Fig. 38.- Estratigrafía del Paleogeno del Complejo Chacuál, Escamas Frontales. Tomado de PEIRSON (1965).
 Leyenda : a. lutitas; b. siltita; c. arenisca; d. caliza; e. lutitas con concreciones ferruginosas; f. glauconita; 1. Oligoceno inferior; 2. Eo-Oligoceno; 3. Eoceno superior; 4. Paleoceno superior; 5. Paleoceno.

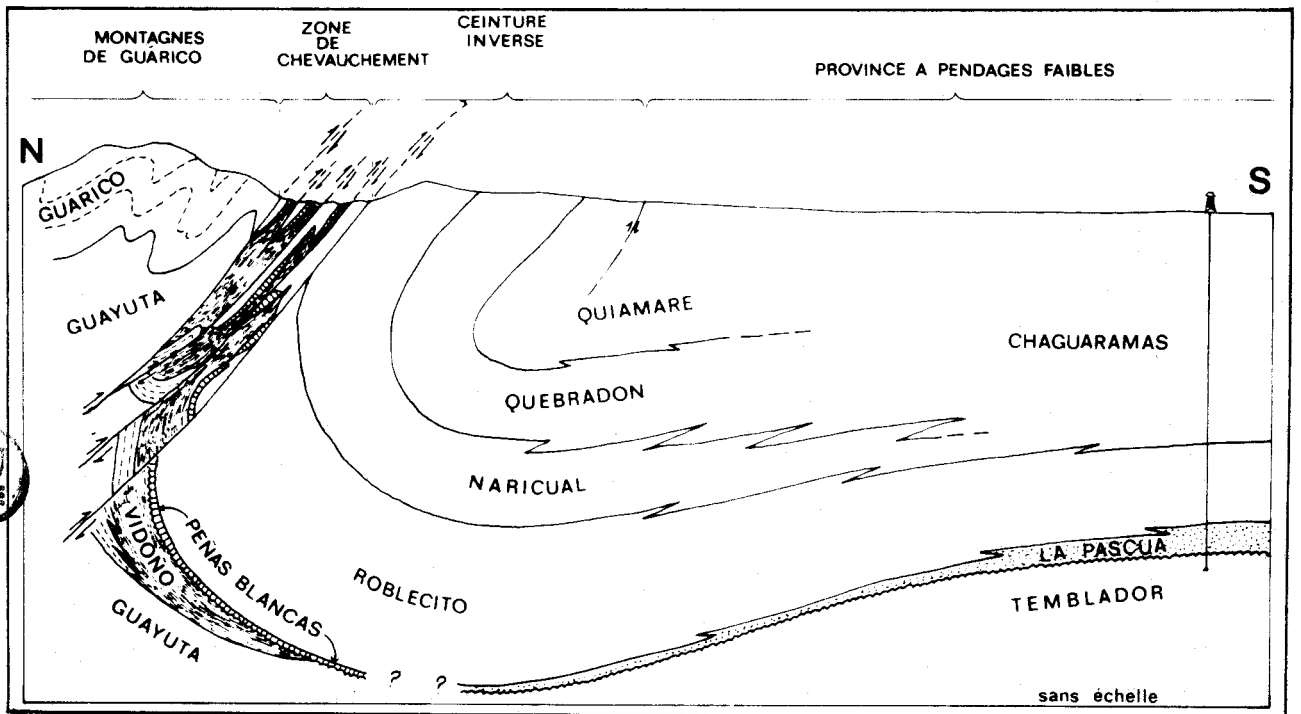


Fig. 39.- Coupe schématique du Front de Montagne en Guárico central. Extrait de PEIRSON (1965).

Fig. 39.- Corte esquemático del Frente de Montañas en Guárico central. Tomado de PEIRSON (1965).

BU
LILLE

loppée précédemment concerne également la Fm. Tinajitas. Selon les travaux de la Compagnie LA-GOVEN (in GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980), les grès immédiatement sus-jacents au calcaire (fig. 23, coupes 6-7 ; fig. 24, coupe 12) appartiendraient déjà, par corrélation, à la Fm. Los Jabillos d'âge oligocène. FURRER (1971) et HUNTER (1974) ont discuté l'âge du niveau à Lépidocyclinidés (baptisé "calcaire orbitoidal") niveau-repère dans l'ensemble du Vénézuéla septentrional ; ce niveau ne dépasserait pas la zone à *Globorotalia lehneri* et à *Truncorotaloides rohri*.

2.- Le Complexe Chacuál

Les corrélations entre le Paléogène de la Chaîne Intérieure Orientale et celui du front tectonisé de la Zone Piémontine ont été analysées en détail par PEIRSON (1965) le long d'une section située à mi-chemin entre Altagracia de Orituco et Puerto Piritu. Cette coupe du Rio Chacuál, que j'ai pu observer sous la conduite de BELLIZZIA et CAMPOS, montre selon PEIRSON (1965) la répétition -sept fois- de la Fm. Peñas Blancas au sein d'une succession d'écaillés tectoniques. La figure 38 représente trois de ces dernières ; la stratigraphie observable serait selon PEIRSON (1965) celle d'"Oriente" ; cet auteur mentionne la présence de *Globigerina ampliapertura* actuellement considérée comme Oligocène inférieur élevé (P-20) au-dessus du calcaire à Lépidocyclinidés. La succession proposée par PEIRSON (1965) serait surmontée en continuité par les grès et pélites de la Fm. Naricual (prolongement de la bande Turmerino-Sabana Grande). La zone de chevauchement correspondrait (fig. 39) au flanc inverse écaillé d'un vaste pli déversé vers le Sud.

Les Ecaillés Frontales, telles que j'ai pu les observer entre les Qu. Tememure et Turmerino, présentent aussi des éléments de Crétacé inférieur et supérieur ayant conservé un "tégument" discordant d'âge Eocène moyen sommital-Eocène supérieur basal. Ces Ecaillés Frontales incluent donc le Complexe Chacuál défini par PEIRSON (1965), et les deux appellations ne sont pas synonymes.

Si l'on se réfère à la position tectonique des écaillés à Eocène discordant (chevauchant le Complexe Chacuál ; fig. 24, 25, 26 et 28), il faut admettre que celles-ci correspondent à une succession initialement formée au Nord du Complexe Chacuál ; la région d'Altagracia de Orituco montre dont les témoins, au Nord du Complexe Chacuál, d'un domaine tectonisé avant l'Eocène moyen sommital-Eocène supérieur basal.

Il faut se déplacer au niveau de la Transversale de Barquisimeto, sur la bordure Sud du Bassin du Falcón (chap. I) pour retrouver une série Eocène moyen (élevé) discordante (STEPHAN, 1977 a). Dans cette région, la Fm. Santa Rita (ANONYME, 1970) conglomératique et calcaire montre les Algues et Lépidocyclinidés de la Fm. Peñas Blancas, ainsi que des niveaux à Lamelli-branches ; les conglomérats de Campo Claro et des Cerros d'El Peñon (fig. 26 et 31) seraient un équivalent, très modeste en épaisseur, de la Fm. Santa Rita. En Falcón, pour DIAZ de GAMERO (1977 b), l'Eocène supérieur n'est pas représenté et l'Oligocène repose directement sur l'Eocène moyen.

CHAPITRE III

LA ZONE PIEMONTE

I.- INTRODUCTION

A) Généralités

Le concept de Zone^(*) Piémontine, ou encore de Ceinture Piémontine ("Faja Piemontina" de BELL, 1968 b) est indissociable de celui de flysch, d'une part, et de Formation Guárico, d'autre part. En effet, le constituant lithologique principal de cet ensemble est une épaisse série rythmée terrigène et turbiditique, d'âge Paléocène-Eocène inférieur (PEIRSON *et al.*, 1966 ; BELL, 1968 b ; BECK, 1977 a) ; cette série s'est déposée dans un bassin allongé WSW-ENE, large d'une centaine de kilomètres et s'avançant au niveau de la terminaison nord-andine (ZAMBRANO *et al.*, 1970 ; STEPHAN, 1982 ; BECK, 1983). Par ailleurs, le dépôt de ce flysch précède de peu la période de tectonisation compressive responsable de son plissement et de son écaillage. Si à des considérations sédimentologiques (BOUMA, 1964 ; DZULYNSKI et WALTON, 1965 ; etc...) on ajoute des considérations sur la paléogéographie et la place dans la chronologie tectonique de la Chaîne (AUBOUIN, 1964), l'appellation "flysch piémontin" apparaît pleinement justifiée pour la série terrigène Paléocène-Eocène inférieur de la Zone Piémontine (STEPHAN *et al.*, 1980). Appliquant les conceptions développées dans les Chaînes Dinariques, Helléniques et l'Apennin (AUBOUIN, 1965), BOWER (1972) a placé le flysch piémontin en position miogéosynclinale.

Les affleurements de flysch grésopélitique situés autour de San Juan de Los Morros (fig. 4, chap. I) ont été baptisés Fm. Guárico par MENCHER (1950 *in* ANONYME, 1970) puis l'appellation a été étendue à l'ensemble de la Ceinture Piémontine (RENZ et SHORT, 1960 ; MENENDEZ, 1965 ; etc...). Ultérieurement, SALVADOR (1964), PEIRSON *et al.* (1966) et BELL (1968 b) ont regroupé au sein de la Fm. Guárico à la fois le flysch et -en qualité de membres- plusieurs séries sédimentaires synchrones et géographiquement associées mais de lithologies très diverses ; je reviendrai sur cette association dans une discussion ultérieure.

Le flysch piémontin apparaît sous la forme d'une succession d'écailles qui, à la manière de la Zone du Pindé des Hellénides Externes (DERCOURT *et al.*, 1977 ; FLEURY, 1980), présentent souvent une "semelle" normale de Crétacé supérieur sous la forme de sédiments carbonatés siliceux et finement terrigènes stratifiés en bancs minces (en "plaquettes", si l'on poursuit la comparaison avec les Hellénides Externes). Dans ces différentes écailles, un passage progressif s'observe entre le Sénonien hémipélagique et le Paléocène à faciès flysch.

Du point de vue structural, BELL (1968 b) et GONZALEZ SILVA et PICARD (1972) ont insisté sur la présence de contacts anormaux tangentiels au sein de la Zone Piémontine. Pour BELL

(*) Le terme "zone" est utilisé ici dans un sens descriptif (ensemble lithostratigraphique et structural homogène), indépendamment, dans un premier temps, de toute considération paléogéographique.

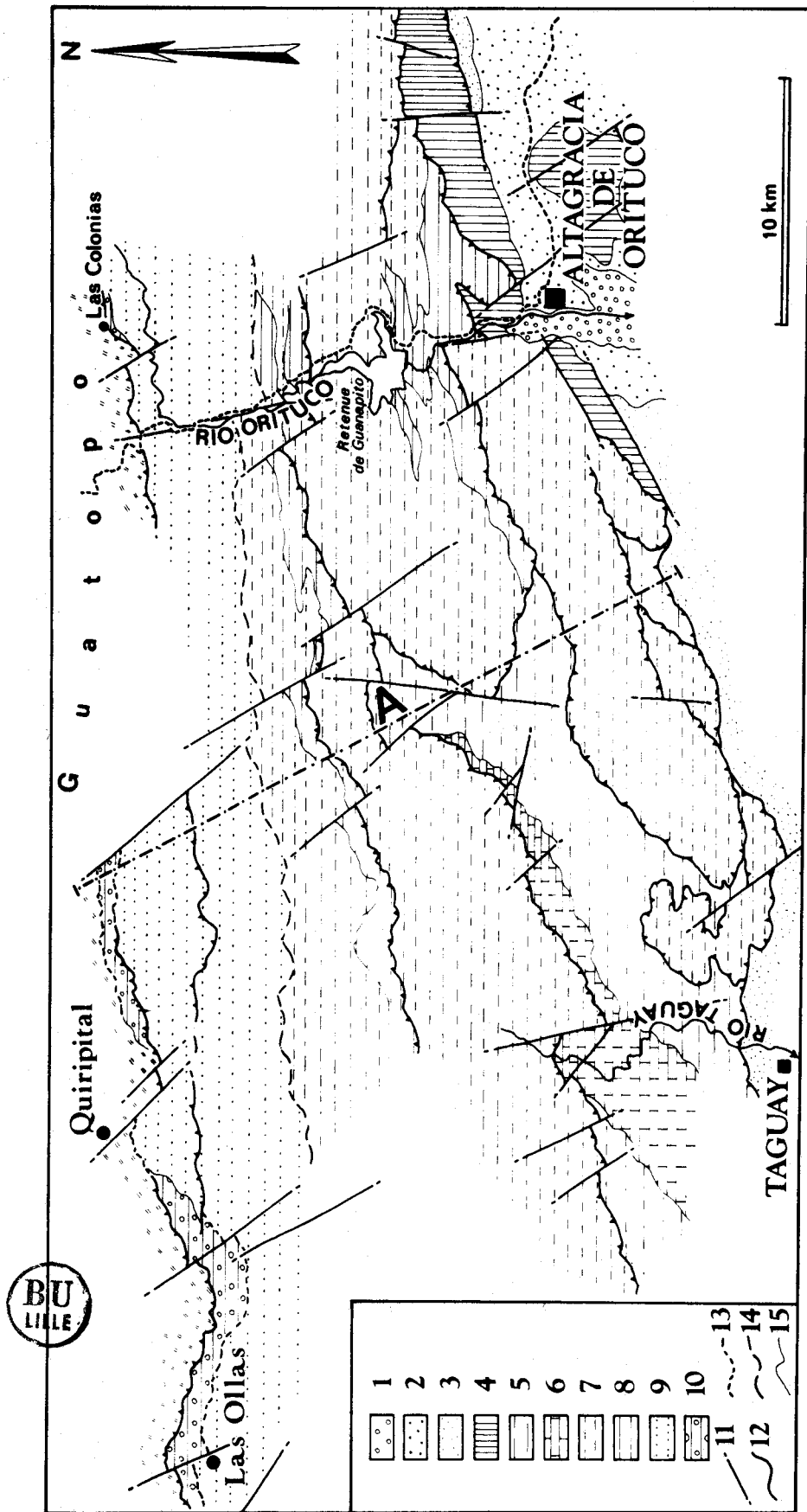


Fig. 40

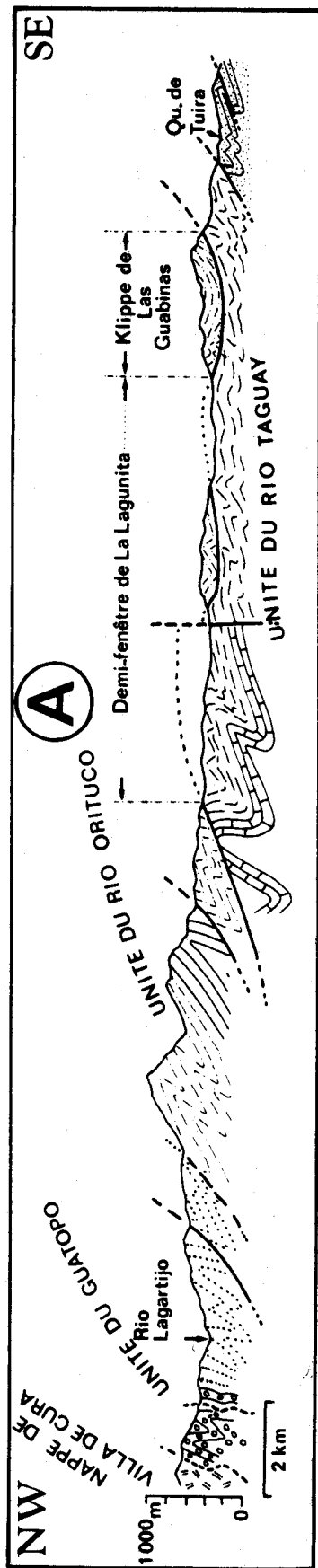


Fig. 41

(1968 b, 1971), la tectonisation de cette dernière correspond à un glissement gravitaire qui a débuté au Sénonien supérieur et s'est poursuivi jusque durant le Miocène ; j'ai apporté (BECK, 1977 a) des arguments à l'encontre à la fois du mécanisme invoqué et du caractère continu de cette tectonisation. J'ai attribué à la Zone Piémontine la valeur d'une "Nappe Piémontine" (BECK, 1977 a, 1978) ; toutefois, si l'ensemble apparaît fortement écaillé et décollé d'un substratum anté-Crétacé supérieur, il ne constitue pas globalement une nappe s.s. comme c'est le cas pour la Zone du Pinde (FLEURY, 1980 ; THIEBAULT, 1982). La tectonisation de la Zone Piémontine apparaît liée à deux périodes compressives, intra-éocène et intra-miocène (BECK, 1978 ; STEPHAN *et al.*, 1980) auxquelles il faut ajouter des épisodes de tectonique cassante normale et décrochante fini-éocène, fini-miocène et plio-quadernaire.

B) Distinction de trois unités au sein de la Zone Piémontine

Une étude du quadrilatère Taguay-Quiripital-Las Colonias-Altigracia de Orituco (fig. 40) m'a conduit à distinguer trois séries Crétacé supérieur différentes par leur lithostratigraphie, elle-même sous-jacentes à trois successions à faciès flysch sensiblement différentes : à dominante gréso-conglomératique, à dominante gréso-pélitique et à dominante pélitique (BECK, 1977 a). Par ailleurs ces trois successions Crétacé supérieur-Eocène inférieur affleurent au sein de trois ensembles individualisés du point de vue structural ; ce fait est particulièrement net pour les unités du Rio Orituco (médiane) et du Rio Taguay (méridionale). Cette dernière affleure pour l'essentiel au sein de la demi-fenêtre de La Lagunita (fig. 40 et 41).

1.- L'Unité du Guatopo, la plus septentrionale, affleure dans des conditions difficiles (Parc National Guatopo) ; par ailleurs, située au front des Nappes d'Aragua, elle est fortement écaillée et mêlée à des lambeaux de ces dernières. En rassemblant des fragments de coupes souvent discontinues, j'ai pu distinguer :

- le Sénonien supérieur (Campanien et Maastrichtien) représenté par un mince niveau de calcaire pélagique en banc épais, et (ou) par une série alternante de calcaire gréseux bioclastique à grain fin et de pélites calcareuses (quelques dizaines de mètres observés) ;

- le Paléocène-Eocène inférieur sous la forme de conglomérats à quartz et chert noir (en bancs d'épaisseur plurimétrique), pélites à galets, et pélites.

Fig. 40.- La Zone Piémontine; schéma structural et localités de référence.

Légende : 1. Quaternaire; 2. Mio-Pliocène; 3. Oligo-Miocène; 4. Ecaillés Frontales; 5 et 6. Unité du Rio Taguay; 5. flysch paléogène; 6. Crétacé supérieur; 7 et 8. U. du Rio Orituco; 7. flysch paléogène; 8. Crétacé supérieur; 9 et 10. U. du Guatopo; 9. flysch paléogène; 10. Crétacé supérieur; 11. accident subvertical; 12. chevauchement; 13. décollement; 14. limite méridionale du flysch conglomératique; 15. contact stratigraphique.

Fig. 40.- La Zona Piemontina; esquema estructural y localidades de referencia.

Leyenda : 1. Cuaternario; 2. Mio-Plioceno; 3. Oligo-Mioceno; 4. Escamas Frontales; 5 y 6. Unidad del Rio Taguay; 5. flysch paleogeno; 6. Cretaceo superior; 7 y 8. U. del Rio Orituco; 7. flysch paleogeno; 8. Cretaceo superior; 9 y 10. U. del Guatopo; 9. flysch paleogeno; 10. Cretaceo superior; 11. falla subvertical; 12. corrimiento; 13. despegamiento; 14. limite sur del flysch conglomerático; 15. contacto estratigráfico.

Fig. 41.- Coupe transversale synthétique de la Zone Piémontine dans la région étudiée (Localisation et légende sur fig. 40).

Fig. 41.- Corte transversal sintético de la Zona Piemontina en el area estudiada. (Vease ubicación y leyenda sobre la fig. 40)

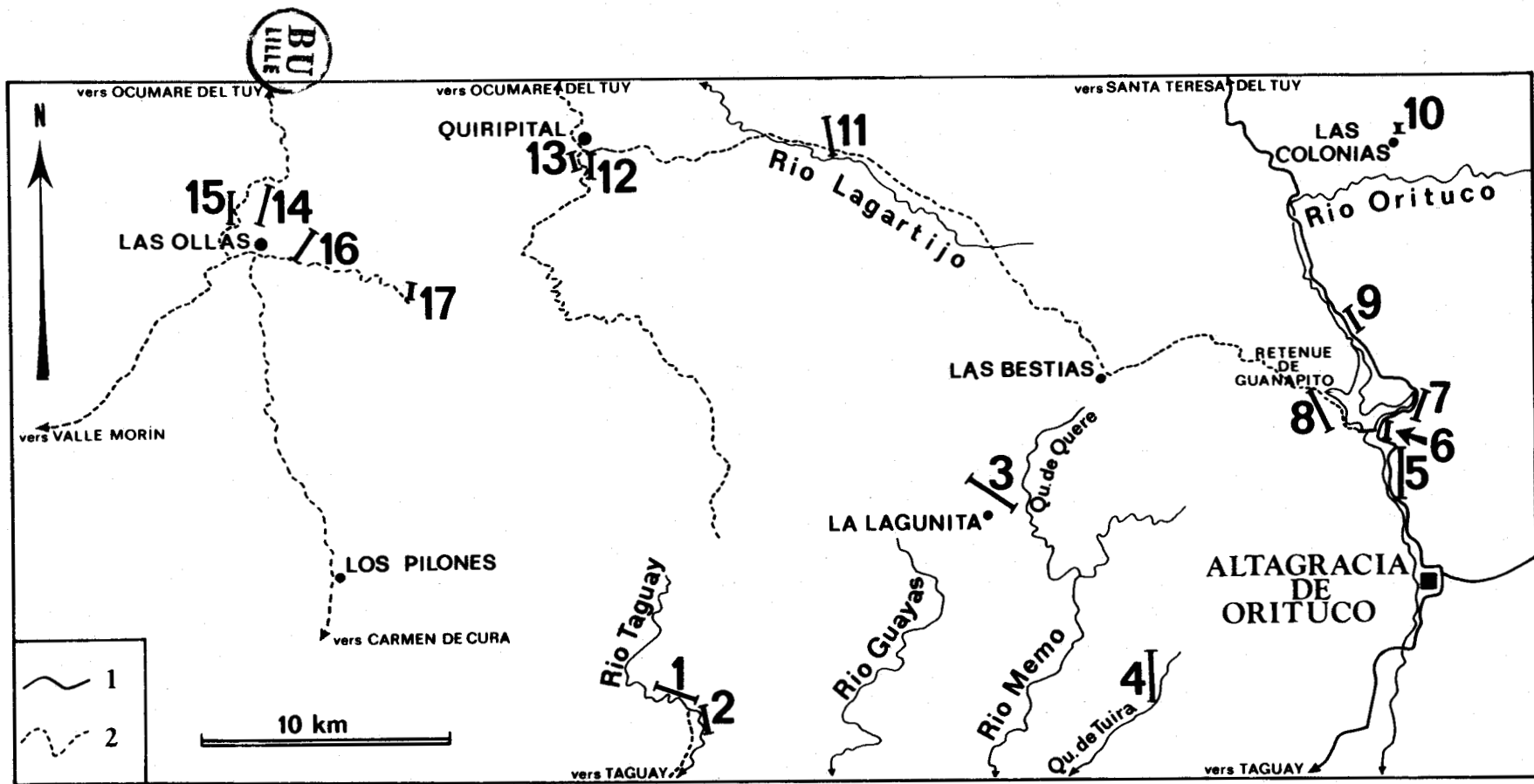


Fig. 42.- La Zone Piémontine : localisation des coupes et voies d'accès.
 (1. route; 2. piste).

Fig. 42.- La Zona Piemontina : ubicación de los cortes y vías de acceso.
 (1. carretera; 2. carretera de verano).

La transition entre les deux serait représentée par une série d'épaisseur très variable (quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres), où alternent des pélites et des grès calcaireux. Par ailleurs, soit dans la portion inférieure (sous le flysch) soit dans le Paléogène s'intercalerait une série d'épaisseur également très variable (de zéro à plus de mille mètres), de conglomérats à matériel igné basique intercalés de calcaire silteux et siltite en laminites. Ce dernier correspondrait à la Fm. Garrapata (BELL, 1968 a ; ANONYME, 1970) dont l'âge a été récemment remis en question (GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980, p. 301-302) ; cette formation pourrait représenter dans la région étudiée un équivalent latéral partiel (au moins) du flysch grés-conglomératique pré-cité, et (ou) des couches de transition entre ce dernier et le Sénonien supérieur carbonaté.

2.- L'Unité du Rio Orituco, en position médiane, offre des affleurements relativement continus le long de la vallée du Rio Orituco et de ses différents affluents occidentaux et orientaux ; par ailleurs, la mise en place d'un gazoduc (mentionné au chapitre II), à l'Ouest et au Nord-Ouest de la retenue de Guanapito m'a fourni à la fois un accès supplémentaire et de nombreux affleurements frais dans cette unité. J'ai pu distinguer :

- le Sénonien inférieur formé d'alternances (décimétriques) de pélites calcaireuses, jaspes et cherts, calcaires silteux et calcaires siliceux souvent dolomitisés et (ou) ankéritisés ;
- le Sénonien supérieur représenté par des pélites calcaires intercalées de siltite calcaireuse en bancs minces ; ce deuxième ensemble, très riche en bioturbations, s'enrichit au sommet en grès calcaireux, en siltite et en pélites non calcaireuses, annonçant le passage au flysch ;
- le Paléocène-Eocène inférieur représenté par un flysch très pélitique à la base puis grésopélitique à périto-gréseux.

Sur le bord de cette unité, là où elle chevauche directement les Ecailles Frontales (entre Altagracia et Sabana Grande), j'ai observé, en position discordante, deux affleurements très ponctuels d'un conglomérat à Gastéropodes, daté de l'Eocène moyen-Eocène supérieur.

3.- L'Unité du Rio Taguay, la plus méridionale, est aussi la plus accessible à une étude stratigraphique détaillée par la qualité et la continuité des affleurements offerts notamment par le cours supérieur du Rio Taguay. La coupe du Rio Taguay montre par ailleurs le substratum anté-Crétacé supérieur de la série (BECK, 1977 c) ; j'ai proposé de considérer le cours supérieur du Rio Taguay comme une coupe de référence pour le bord Sud de la Zone Piémontine (Cf. excursion du Ve Congrès Géologique Vénézuélien ; BECK, 1977 b). La série du Rio Taguay comprend :

- de l'Albien représenté par un calcaire massif à petits Rudistes roulés et dragées de quartz, lui-même terminé par une méga-brèche calcaire à éléments calcaires (plurimétriques) ;
- le Sénonien inférieur-Campanien inférieur représenté par 100 à 120 m d'une alternance de calcaires pélagiques, calcaires siliceux, jaspes et cherts noirs, et pélites calcaireuses ; l'ensemble est finement stratifié (en plaquettes). Dans la partie inférieure de cette série, le Turonien et le Cénomaniens n'ont pas été mis en évidence ;

- le Campanien supérieur-Maastrichtien, formé d'une alternance en bancs minces de pélites calcaires, calcaire siliceux et calcaire pélagique ; cette série est très riche en bioturbations ;

- le Paléocène-Eocène inférieur représenté par un flysch pélitique légèrement calcaireux à sa base et contenant localement des olistolithes de nature sédimentaire et de petite taille (inférieure au mètre).

Compte-tenu de la présence d'un conglomérat discordant, peut-être synchrone du conglomérat calcaire des Ecailles Frontales -d'âge Eocène moyen sommital ou Eocène supérieur basal- la partie supérieure du flysch "monte" peut-être dans l'Eocène moyen ; cette remarque s'appliquant aux trois unités.

C) Relations avec l'Avant-Pays Piémontin et les Nappes d'Aragua

"Déplier" les différentes écailles de la Zone Piémontine ainsi que les Ecailles Frontales et établir des corrélations stratigraphiques entre ces deux ensembles, fera l'objet d'un paragraphe détaillé. Du Nord vers le Sud, les changements suivants apparaissent :

- passage d'un Crétacé supérieur incomplet (par le bas) à un Crétacé supérieur complet ;
- passage d'un Paléocène-Eocène inférieur à faciès flysch à une série pélitique ou grésopélitique de plate-forme, puis à un domaine sans dépôts paléogènes ;
- passage d'un domaine à Eocène moyen-supérieur discordant à un domaine à Eocène moyen-supérieur concordant.

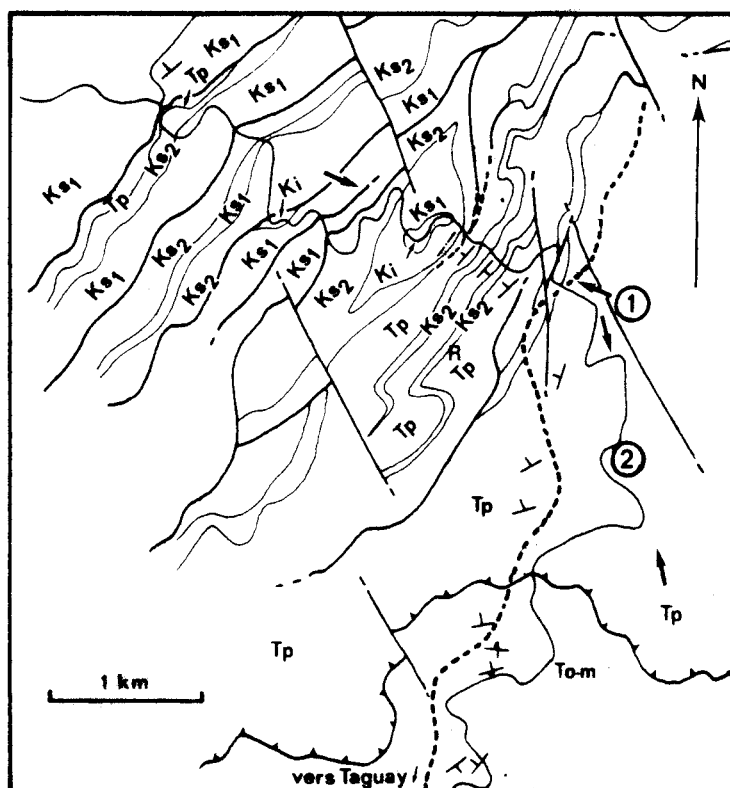


Fig. 43.- Localisation de la coupe du Rio Taguay, Zone Piémontine.
(Extrait de la Carte Géologique au 50.000e, BECK, 1977a)
Légende : Ki, Crétacé inférieur (Albien); Ks₁, (Cénomanién-Turonien ?)-Sénonien inférieur; Ks₂, Sénonien supérieur; Tp, Paléocène; To-m, Oligo-Miocène.

Fig. 43.- Ubicación del corte del Rio Taguay, Zona Piémontina.
(Tomado del Mapa Geológico a escala 1:50.000; BECK, 1977a)
Leyenda : Ki, Cretaceo inferior (Albiense); Ks₁, (Cénomanién-Turonienso ?) - Sénoniense inferior; Ks₂, Sénoniense superior; Tp, Paleoceno; To-m, Oligo-Mioceno.

De la même façon, l'étude des relations entre la Zone Piémontine et le bord Sud des Nappes d'Aragua conduira à envisager la transition suivante, du Sud vers le Nord :

- passage d'un Sénonien complet et concordant sur un substratum piémontin, à un Campano-Maastrichtien puis à un Maastrichtien seul, discordants sur un substratum antérieurement charrié sur le domaine piémontin ;
- puis passage à un domaine à Paléocène supérieur-Eocène inférieur directement discordant sur un substratum également allochtone sur le domaine piémontin.

La complexité de la frange septentrionale de la Zone Piémontine, notamment à l'Ouest de Las Ollas (KONIGSMARK, 1965 ; PEIRSON *et al.*, 1966 ; BELL, 1968 b ; GONZALEZ SILVA et PICARD, 1972) nous conduira à poser la question suivante : le Crétacé ou le Paléocène de l'Unité du Guatopo reposaient-ils initialement sur la seule Nappe de Villa de Cura -comme le suggère le dispositif actuel- ou bien les variations observables dans la série piémontine septentrionale sont-elles à relier à des soubassements différents, en l'occurrence les trois Nappes d'Aragua et leur substratum tectonique (Zone de la Cordillère Côtière) ?

II.- STRATIGRAPHIE DES TROIS UNITES COMPOSANT LA ZONE PIEMONTINE

A) L'Unité du Rio Taguay

1.- La coupe du Rio Taguay

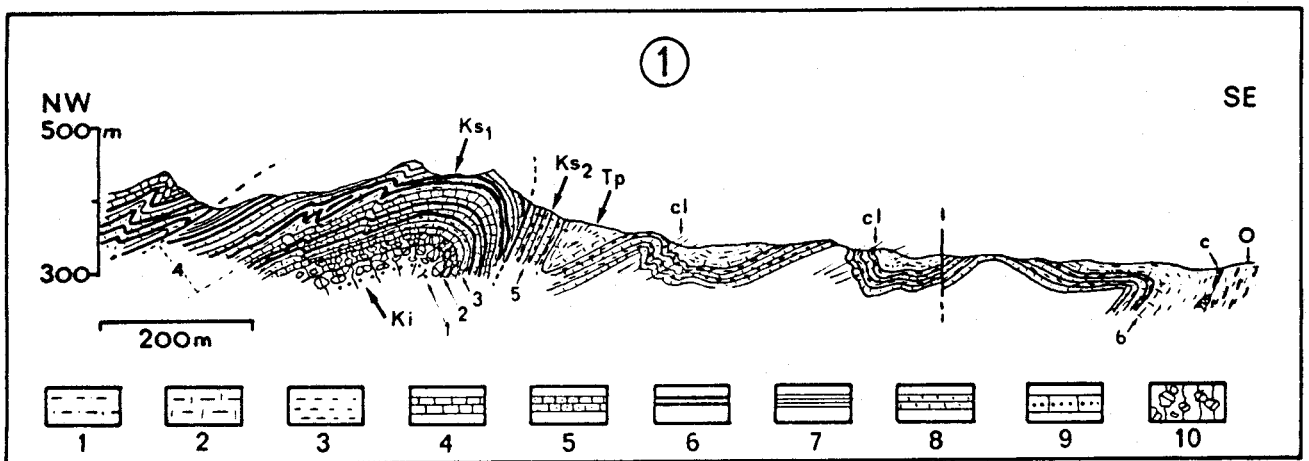


Fig. 44.- Coupe du Crétacé du Rio Taguay, Zone Piémontine.

(Localisation sur fig. 42 et 43).

Légende : 1. pélites argilo-silteuses; 2. pélites calcareuses, marges; 3. pélites argileuses; 4. calcaire pélagique en plaquettes; 5. calcaire silteux; 6. cherts et jaspes; 7. siltite; 8. calcaire siliceux (souvent à Radiolaires); 9. calcaire à dragées de quartz et petits Rudistes roulés; 10. brèche calcaire; cl. schistosité de fracture; c. structure cone-in-cone; O. niveau à Ophiomorpha.

Fig. 44.- Corte del Cretaceo del Rio Taguay, Zona Piemontina.

(Ubicación sobre las fig. 42 y 43).

Leyenda : 1. lutitas arcillosas-siltosas; 2. lutitas calcareas, margas; 3. lutitas arcillosas; 4. caliza pelágica en capas delgadas; 5. caliza silteosa; 6. cherts y radiolaritas; 7. siltita; 8. caliza silicea (a menudo con Radiolarios); 9. caliza con guijarros de cuarzo y pequeños Rudistas rodados; 10. brechas calcarea; cl. clivaje de fractura; c. estructura cone-in-cone; O. nivel con Ophiomorpha.

Au Nord du village de Taguay, le Rio du même nom coupe dans sa portion orientée NW-SE (fig. 42) une série d'écaillés de Crétacé supérieur et un anticlinal déjeté à coeur de Crétacé inférieur. Le flanc inverse de cette structure montre une coupe quasi-continue de l'Albien au Paléocène (coupe 1, fig. 43) ; la portion du Rio orientée N-S (coupe 2, fig. 44) permet de compléter l'étude de la série dans sa partie Paléocène-Eocène inférieur. Lors de la mission Sud-Caraïbe effectuée par les géologues de l'Institut Français du Pétrole en mars 1977, la coupe du Rio Taguay a été levée et échantillonnée par BIJU-DUVAL et MASCLE qui m'ont fait bénéficier des résultats des études micropaléontologiques réalisées par BIZON, MÜLLER et SIGAL.

a) Coupe 1

Du coeur de l'anticlinal vers le Sud-Est, on observe (cf. numéros le long de la coupe)

1. du calcaire massif à petites dragées de quartz (2 à 5 mm) et petits Rudistes roulés ; les accumulations irrégulières de ces éléments soulignent une stratification fruste. En lame mince, ce calcaire apparaît sparitique ; les fragments bioclastiques (Rudistes, fragments roulés d'autres Lamellibranches, d'Echinodermes, d'Algues) sont entièrement recristallisés. Pour MACSOTAY, les Rudistes appartiennent aux genres *Coalcomana* sp. et *Planocaprina* sp. et confèrent un âge Albien moyen-supérieur à ces calcaires. Au sommet de ces calcaires apparaît, sur 3 à 5 m d'épaisseur, une mégabrèche dont le ciment correspond à la biosparite sous-jacente (enrichie en quartz) ; les éléments sont des blocs (de 1 à 3 m) très légèrement arrondis de différents calcaires :
 - calcaire noir à grain très fin, laminé, montrant en lame mince une microsparite silteuse fortement imprégnée d'opales ;
 - calcaire gris sombre à Rudistes non usés, parfois en position biohermale ; il s'agit d'une micrite-microsparite graveleuse à débris bioclastiques non classés (Echinodermes, Gastéropodes, Lamellibranches, Foraminifères benthiques). Les Rudistes, bien conservés, sont différents de ceux du calcaire sous-jacent au conglomérat ; pour MACSOTAY, il s'agit des genres *Amphitriscoelus* sp., *Kipia* sp., *Caprina* sp. et *Offneria* sp., et ces calcaires seraient d'âge Aptien supérieur-Albien inférieur ;
 - calcaire gréseux et bioclastique à grain moyen, de teinte gris clair ; en lame mince, apparaissent des débris lithiques (micrite dolomitisée, jaspe dolomitique, schiste microplissé) ; dans un bloc rattaché à ce faciès, j'ai observé un fragment de roche grenue claire (granite ou diorite) ainsi que de nombreux clastes rougeâtres isotropes (verre volcanique probable).J'ai observé également un bloc de calcaire graveleux (biopelmicrite) à Foraminifères benthiques abondants, dont *Orbitolina* sp., ainsi qu'un bloc de calcaire à Stromatopores. La présence de ce dernier et son bon état de conservation ont été confirmés par MISTIAEN. Dans cet échantillon, TURNSEK a déterminé le genre *Actinostroma* sp. Pour cet auteur, l'espèce présente des similitudes avec les espèces *A. coacta* SCHNORF, *A. dehornae* WELLS et *A. le-tourneuxi* (THOMAS et PERON), connues respectivement dans le Valanginien, le Cénomaniens et le Turonien ; la position de l'échantillon serait en faveur de la première espèce ;
2. un banc d'un mètre d'épaisseur environ, de conglomérat à ciment calcaire gréseux noir à

grain très fin et à éléments calcaires. Le ciment correspond à une microsparite gréseuse à silteuse fortement imprégnée d'opagues et à débris de Foraminifères planctoniques non identifiables. Parmi les éléments de ce conglomérat, on retrouve les différents calcaires observés dans le conglomérat sommital précédent, ainsi que des galets de chert noir ; les éléments ont une taille nettement plus réduite que dans le conglomérat sous-jacent ;

3. quelques mètres d'une alternance de pélites calcaireuses, marnes et grès calcaireux à grain moyen ; ces derniers montrent, en lame mince, du quartz, des débris calcitiques entourés d'une gangue opaque, des débris isotropes brunâtres (verre volcanique probable), le tout dans un fond de microsparite à débris recristallisés de Lamellibranches ; ce ciment montre une dolomitisation partielle, les rhomboèdres étant partiellement imprégnés d'opagues (ankérite ?) ;
4. une centaine de mètres environ, d'une alternance, en strates de 10 à 20 cm d'épaisseur :
 - de pélites calcaireuses d'induration variable ;
 - de calcaire gris sombre à grain très fin ;
 - de chert et jaspe noir.

Les calcaires (appelés calcaires pélagiques sur les coupes) montrent en lame mince une micrite à Radiolaires et Foraminifères planctoniques dispersés. Les Radiolaires sont soit sparitisés, soit épigénisés (partiellement ou totalement) en opagues (pyritisés ?) ; plus rarement, ces derniers montrent un intérieur siliceux recristallisé et une périphérie calcitisée. Les Foraminifères, sparitisés, sont des Hedbergelles de petite taille et des Gumbélines. Les niveaux siliceux noirs sont soit des jaspes à Radiolaires, soit des cherts contenant une faible fraction terrigène fine.

Des modifications diagénétiques apparaissent fréquemment : jaspes dolomitisés (rhomboèdres dispersés sur un fond de quartz microcristallin), micrite localement silicifiée avec parfois des sphérolites de calcédoine.

Des phénomènes de resédimentation sont observables à différents niveaux de cette série. A l'échelle de l'affleurement, on observe du calcaire bioclastique légèrement gréseux ou silteux, à grain moyen à grossier, de teinte gris clair et dont la taille varie de quelques millimètres à quelques décimètres. Ces éléments sont soit dispersés, soit regroupés en "débris flows" dans des interlits de pélites calcaireuses. Le faciès de ces éléments resédimentés est sensiblement toujours le même ; toutefois, de très rares blocs de calcaire à Rudistes sont observables dans cette position. Des indices de remaniement sont visibles également à l'échelle de la lame mince ; les éléments biogènes (Foraminifères et Radiolaires) apparaissent souvent concentrés en lentilles (microslumps) ou en lamines au sein d'une micrite pure, ils sont parfois associés dans cette position à du silt quartzeux, voire à des débris lithiques. On peut ainsi observer des micro-galets de jaspe à Radiolaires non épigénisés au sein d'une micrite à Radiolaires calcitisés. Certaines lentilles ou lamines riches en opaque se révèlent être des accumulations de tests épigénisés de Radiolaires ("radiolarian earth"). Par ailleurs, les bancs calcaires de la partie supérieure s'enrichissent progressivement en bioturbations ;

5. 30 à 40 m d'une alternance régulière, en bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur, de calcaire gris clair à grain très fin, localement siliceux et de pélites à dominante argileuse, localement calcaireuses. Les calcaires correspondent à une micrite à Foraminifères planctoniques et rares Radiolaires. Les phénomènes diagénétiques mentionnés précédemment s'observent également

dans ce niveau ; il faut y ajouter une authigenèse locale d'albite et la présence de petits Foraminifères benthiques remaniés dans des lentilles détritiques. Les bancs micritiques montrent à l'affleurement des petits glissements synsédimentaires et des structures de type "ball and pillow" (in PETTIJOHN et al., 1973). Une des caractéristiques de ces niveaux est la forte densité de bioturbations (identiques à celles du sommet de la série précédente). Ces structures apparaissent noires sur fond gris et aplaties lors de la compaction. Pour MACSOTAY, elles appartiennent aux ichnogènes *Zoophycos* sp., *Chondrites* sp., *Planolites* sp. et *Scalarituba* sp., du faciès *Zoophycos* de SEILACHER (1967). Cette même association se retrouve avec la même abondance dans les niveaux synchrones (et de lithologie très voisine) carottés dans le Bassin du Vénézuéla (Leg 15 ; WARME et al., 1973).

Cette série présente à différents niveaux des Foraminifères planctoniques du Campanien supérieur-Maastrichtien dont :

- un échantillon à *Rugoglobigerina* sp. et *Globo truncana stuarti* (de LAPPARENT) déterminées par G. BIZON ;
- un échantillon à *Rugoglobigerina* cf. *rotundata* BRONNIMANN, *Globo truncana* gr. *stuarti* (de LAPPARENT), *Gr. arca* (CUSHMAN) et *Gr. aff. falsostuarti* SIGAL, déterminées par SIGAL.

Par ailleurs, la partie supérieure contient l'assemblage de nanfossiles suivants : *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Tetralithus murus* (MARTINI), *Microrhabdus decoratus* DEFLANDRE, *Predicosphara cretacea* (ARKHANGELSKII), *Cribrosphaerella ehrenbergeri* ARKHANGELSKII, *Parhabdolithus embergeri* (NOEL) et *Eiffellithus turriseiffelli* (DEFLANDRE) déterminées par MÜLLER. Cet échantillon appartient à la Zone à *Tetralithus murus* du Maastrichtien supérieur (cf. également la répartition de la nannofaune du Leg 15 ; HAY et BEAUDRY, 1973) ;

6. un intervalle de 10 à 15 m de pélites calcareuses qui passent aux pélites argilo-silteuses qui seront décrites le long de la coupe 2 (fig. 45).

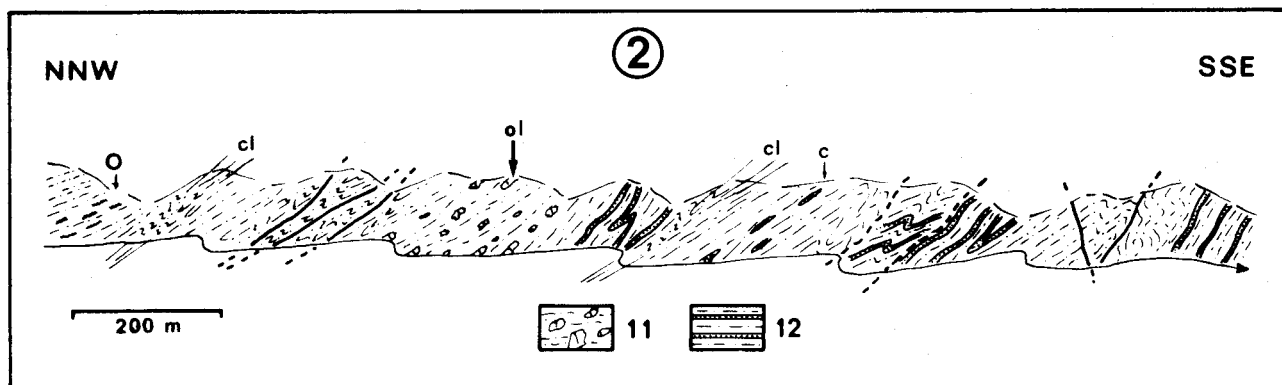


Fig. 45.- Coupe du Paléocène-Eocène du Rio Taguay, Zone Piémontine.
(localisation sur fig. 42 et 43)

Légende : voir fig. 44 et : 11. pélites à blocs resédimentés; 12. pélites argilo-silteuses intercalées de graywacke à grain fin; ol. olistolithes.

Fig. 45.- Corte del Paleoceno-Eoceno del Rio Taguay, Zona Piemontina.

(Ubicación sobre las fig. 42 y 43)

Leyenda : vease fig. 44 y : 11. lutitas con bloques redepositados; 12. lutitas arcillosas-siltosas con capas de graywacka de grano fino; ol. olistolitos.

b) Coupe 2

Surmontant les pélites calcareuses décrites sur la coupe 1, apparaît un ensemble essentiellement pélitique dont j'ai évalué l'épaisseur à 500 m minimum. Ces pélites argilo-silteuses ont un débit écaillé qui apparaît localement comme une schistosité (notée c 1) ; cette dernière s'observe également dans les alternances calcaro-pélitiques du Sénonien supérieur (coupe 1). Localement, s'intercalent quelques couches minces (quelques cm) de graywackes à grain fin, ainsi que des disques à structure "cone-in-cone" (notés c). Deux niveaux particuliers sont visibles, respectivement à la base de cette série et dans la partie moyenne (fig. 45):

- quelques mètres riches en ichnofossiles tubulaires (notés O), légèrement aplatis et à surface pustuleuse (quelques cm de diamètre jusqu'à 20 cm de long), que MACSOTAY attribue à l'ichnogène *Ophiomorpha* sp. (in MACSOTAY, 1967). Ces structures apparaissent constituées d'un matériau induré noirâtre à grain très fin et non calcaire ; des plaques d'épaisseur centimétrique de même nature sont associées aux ichnofossiles tubulaires. Ces bioturbations apparaissent identiques aux "Tubotomaculum" connus des géologues spécialistes des Chaînes Bético-Rifaines. RAOULT, qui a observé des exemplaires provenant du Rio Taguay, a confirmé cette identification. PAUTOT *et al.* (1975) ont montré que les Tubotomaculum et les plaques associées sont de composition ferromanganésifères, le coeur en carbonates et le cortex en oxydes. Ces auteurs, comparant la minéralogie et la géochimie des nodules de certains fonds océaniques actuels, envisagent une origine soit purement chimique pour les Tubotomaculum, soit une origine mixte biogène et chimique (transformation à la faveur d'une bioturbation initiale, terrier de Crustacé tapissé de coprolithes). Pour la genèse des Tubotomaculum comme pour celle des plaques associées, PAUTOT *et al.* (1975) envisagent un milieu de sédimentation profond et soumis à des courants (avec des périodes de vacuité) permettant une épigenèse lente. Par ailleurs, l'ichnogène *Ophiomorpha* sp. est généralement branchu et associé à d'autres ichnofossiles dans un faciès infra-littoral (SEILACHER, 1967) et à un sédiment gréseux (AGER et WALLACE, 1970), ce qui ne correspond pas au contexte analysé ici ;

- une séquence très épaisse riche en blocs resédimentés (notée O1) de calcaire ; il s'agit de petits olistolithes (30 à 40 cm pour les plus gros observés) dispersés, parmi lesquels les deux types de calcaire à Rudistes mentionnés pour la coupe 1, du calcaire noir laminé à grain très fin et du calcaire gréseux et bioclastique à grain moyen.

Dans les échantillons prélevés à différents niveaux de cette série pélitique, je n'ai pas récolté de microfaune ; un âge Paléocène-Eocène inférieur (Eocène moyen *pro parte* ?) leur est attribué par leur position au-dessus du Maastrichtien supérieur et leur tectonisation anté-Eocène moyen sommital (Cf. discussion ultérieure).

2.- Coupe du secteur de La Lagunita

Située sur le bord Nord de la demi-fenêtre de La Lagunita, elle montre du Nord vers le Sud (Cf. numéros le long de la coupe, fig. 46) :

1. du flysch pélitogréseux en bancs épais, en contact anormal sur du Crétacé supérieur semblable à celui du Rio Taguay ;

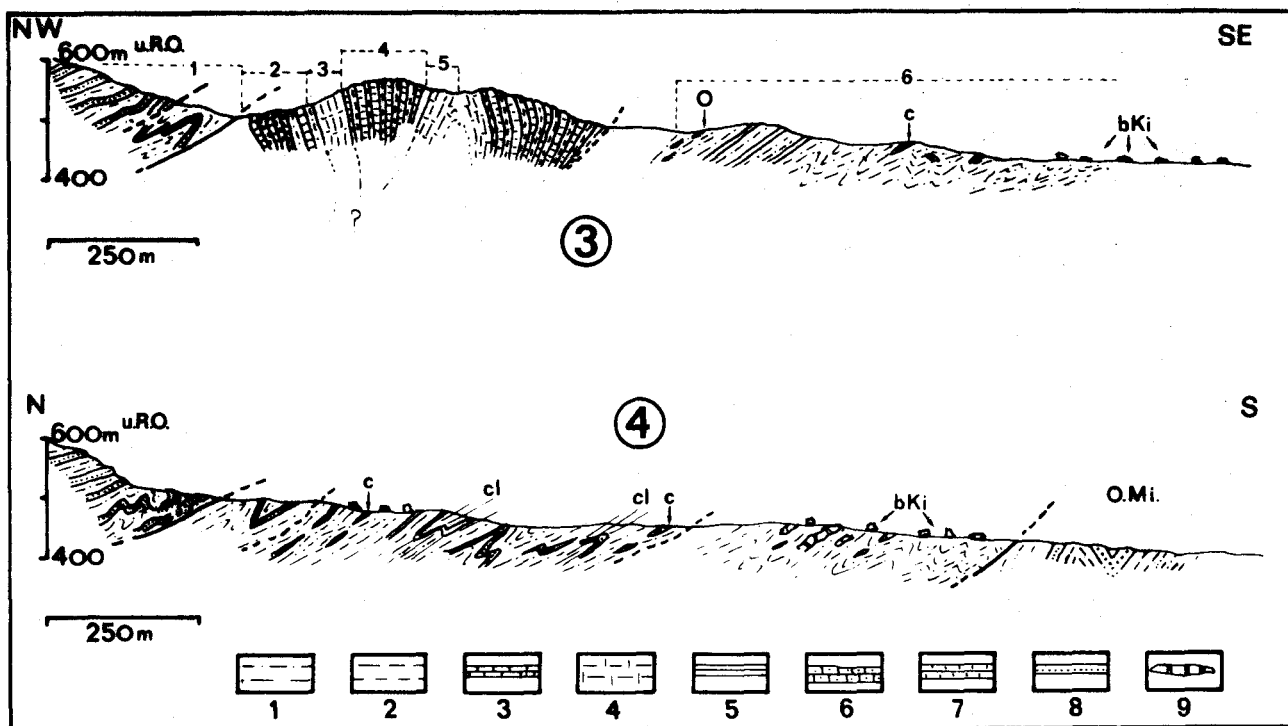


Fig. 46.- Coupes dans l'Unité du Rio Taguay, Zone Piémontine.

Légende : 1. pélites argilo-silteuses; 2. pélites argileuses; 3. calcaire pélagique en plaquettes; 4. pélites calcaireuses; 5. siltite; 6. calcaire silteux; 7. calcaire siliceux; 8. grès et graywackes; 9. calcaire bioclastique grossier (olistolithes); cl. schistosité; c. structure cone-in-cone; o. niveau à Ophiomorpha; bki. blocs de calcaire Crétacé inférieur; uRO. unité du Rio Orituco; O.Mi. Oligo-Miocène.

Fig. 46.- Cortes de la Unidad del Rio Taguay, Zona Piemontina.

Leyenda : 1. lutitas arcillosas-siltosas; 2. lutitas arcillosas; 3. caliza pelágica en capas delgadas; 4. lutitas calcáreas; 5. siltita; 6. caliza siltosa; 7. caliza silicea; 8. areniscas y graywackas; 9. caliza bioclastica de grano grueso (olistolitos); cl. clivaje; c. estructura cone-in-cone; o. nivel con Ophiomorpha; bki. cantos de caliza Cretaceo inferior; uRO. unidad del Rio Orituco; O.Mi. Oligo-Mioceno.

2. 30 m environ d'une alternance de calcaire noir à grain fin localement silteux, chert noir et pélites peu ou pas calcaireuses ; les calcaires montrent en lame mince, une micrite fortement pigmentée par des opaques, à débris de Foraminifères planctoniques dispersés, recristallisés, et parfois étirés le long d'une schistosité naissante ; ces calcaires montrent une transformation partielle en dolomies (ou ankérite ?) sous forme de rhomboèdres imprégnés d'opaques ;
3. un intervalle de pélites calcaireuses feuilletées ;
4. 40 à 50 m d'une alternance calcaro-pélitique identique à l'affleurement et par ses microfaciès, au Campano-Maastrichtien du Rio Taguay ; la microfaune correspond surtout à des Foraminifères planctoniques parmi lesquels des *Globotruncana* et des *Roboglobigérines*. Dans un échantillon, j'ai observé la transformation suivante : silicification d'une micrite initiale avec développement de dolomite (ou ankérite ?) euhédrique dans les plages silicifiées ; bréchification de la partie non silicifiée, probablement associée à des bioturbations ;
5. 20 m environ de marnes roses feuilletées intercalées de lentilles indurées (micrites à Foraminifères planctoniques et Radiolaires) ; cette séquence associée à la précédente se répète tectoniquement ;
6. après une lacune d'observation, des pélites argilo-silteuses, intercalées (de façon espacée)

de rares bancs d'épaisseur centimétrique de graywacke à grain fin à structure de turbidite (cycle de Bouma généralement incomplet, base manquante). On observe le niveau à *Ophiomorpha* (noté O) et des lentilles à structure "cone-in-cone" (notées c). Par ailleurs, j'ai observé de nombreux blocs de calcaire (notés bki) atteignant une taille métrique et que je suppose être des olistolithes extraits par érosion du flysch pélitique sous-jacent. Ces blocs correspondent à différentes lithologies (et différents âges) : calcaire micritique à débris de Polypiers, calcaire sparitique gréseux à petits Rudistes roulés ; calcaire micritique à Né-rinées et Rudistes très bien préservés et calcaire micritique noir laminé en fragments de bancs ou en concrétions discoïdes. Ce dernier est riche en Ammonites, débris d'Inocérames ; en lame mince, j'ai observé des débris phosphatés de Poissons et des Claviedbergelles, soit le microfaciès du Turonien des Cerros de El Peñon (Ecailles Frontales).

3.- Coupe de la Quebrada de Tuira (coupe 4)

Elle se situe sur le rebord Sud de la klippe de Las Guabinas. On observe, entre le contact méridional de cette dernière et les molasses oligo-miocènes, un ensemble de pélites argilo-silteuses intercalées (de façon espacée) de minces bancs, parfois discontinus, de graywacke à grain fin. Ces pélites fortement tectonisées (C₄, schistosité notée c1) contiennent localement des concrétions à structures "cone-in-cone" et, observées en place et en blocs superficiels, de nombreux olistolithes (notés bki) de calcaire (Crétacé inférieur et Turonien) comme sur la coupe précédente.

4.- La série du Río Taguay : résumé

Les observations faites sur la coupe du Río Taguay et sur les autres coupes ont été rassemblées pour établir la colonne de la figure 47.

a) Du point de vue stratigraphique, je soulignerai les points suivants :

- existence d'une mégabrèche terminant les calcaires albiens et remaniant des calcaires plus anciens ;
- existence d'un conglomérat basal du Crétacé supérieur dont la matrice a le faciès des calcaires sus-jacents ;
- absence d'un niveau de faciès semblable à celui du Cénomano-Turonien des Ecailles Frontales (type El Peñon) ; bien que la moitié inférieure du Crétacé supérieur présent n'ait pas été directement datée, elle s'assimile par son faciès au Sénonien inférieur des Ecailles Frontales. Cette remarque, jointe à la présence de calcaire turonien en olistolithes dans les pélites sus-jacentes, m'ont conduit à l'hypothèse d'un hiatus du Cénomaniens-Turonien (BECK, 1977 a et c) ;
- le flysch pélitique débute avec le Paléocène ou à la limite Maastrichtien-Paléocène. La "montée" dans l'Eocène inférieur sera discutée, par corrélations, à la fin du présent chapitre.

b) Du point de vue sédimentologique, je ferai les remarques suivantes :

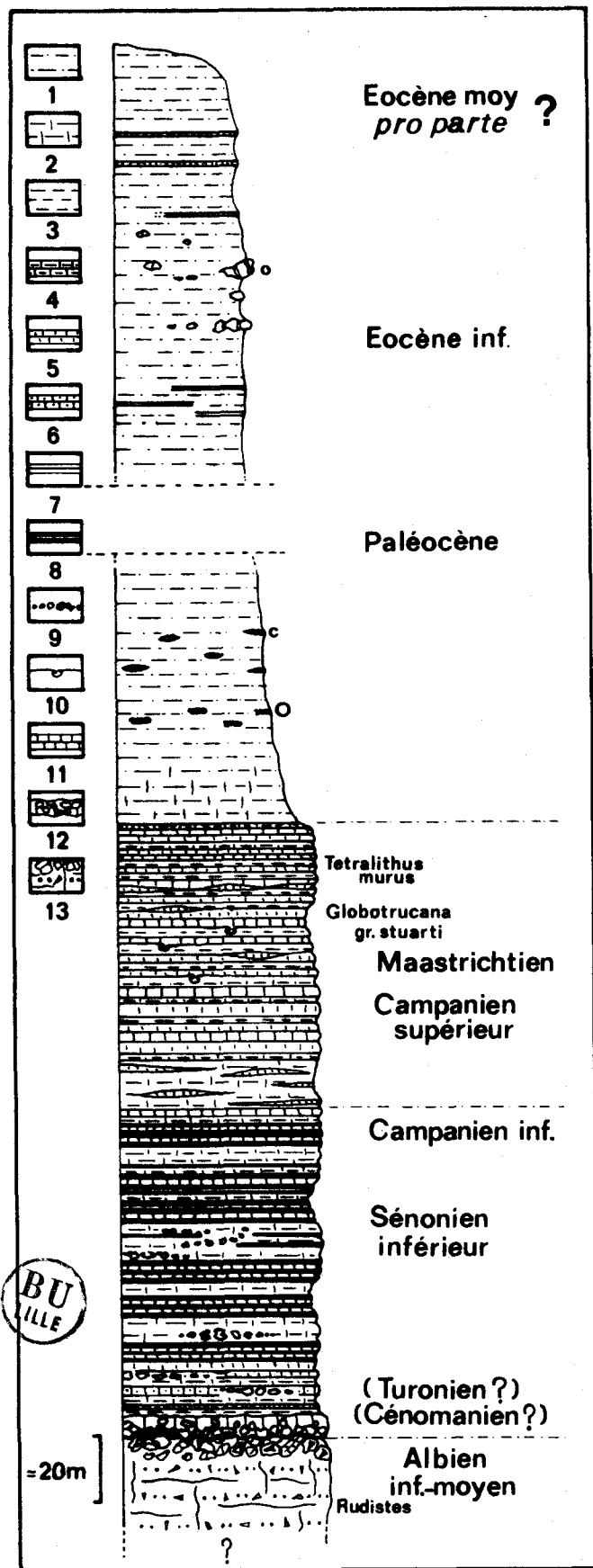


Fig. 47.- Stratigraphie de l'Unité du Rio Taguay, Zone Piemontine.

Légende : 1. pélites argilo-silteuses; 2. pélites calcareuses, marnes; 3. pélites argileuses; 4. calcaire marneux; 5. calcaire siliceux, calcaire à Radiolaires; 6. calcaires silteux; 7. siltite; 8. cherts, jaspes; 9. débris-flow; 10. structure ball-and-pillow; 11. calcaire pélagique en plaquettes; 12. poudingue à ciment calcaire; 13. calcaire à dragées de quartz et petits Rudistes roulés, terminé par une mégabèche; ol. olistolithes; c. structure cone-in-cone; O. niveau à Ophiomorpha.

Fig. 47.- Estratigrafía de la Unidad del Rio Taguay, Zona Piemontina.

Leyenda : 1. lutitas arcillosas-siltosas; 2. lutitas calcáreas, margas; 3. lutitas arcillosas; 4. caliza margosa; 5. caliza silicea, caliza con Radiolarios; 6. caliza siltosa; 7. siltita; 8. cherts, radiolartas; 9. debris-flow; 10. estructura ball-and-pillow; 11. caliza pelágica en capas delgadas; 12. pudinga con cemento calcareo; 13. caliza con cuarzo clástico grueso y pequeños Rudistas rodados; megabrecha al tope; o. olistolitos; c. estructura cone-in-cone; O. nivel con Ophiomorpha.

- le caractère particulier de la sédimentation albiennne a été souligné pour l'ensemble de la chaîne par STEPHAN *et al.* (1977) et BECK (1983) ; cette sédimentation serait liée à la création rapide de relief au niveau d'une plate-forme à sédimentation carbonatée, en liaison avec une "crise tectonique" (STEPHAN *et al.*, 1980 ; BECK, 1983). La mégabrèche sommitale serait liée à des escarpements de faille active (BIJU-DUVAL, 1977, communication orale), à la manière de certaines brèches des Alpes occidentales (*in* KERCKHOVE *et al.*, 1980). Toutefois, la taille réduite de l'affleurement du Rio Taguay ne permet pas le suivi des variations latérales éventuelles de cette brèche ;

- le Sénonien (inférieur et supérieur) est caractérisé par une sédimentation pélagique à hémipélagique au-dessus de la C. C. D., plus riche en silice dans la partie inférieure. Des phénomènes dynamiques s'observent à différentes échelles : décharge de matériel exogène grossier, microslumps, remaniements, laminations ; ces dernières évoquant des contourites (HOLLISTER et HEEZEN, 1972). L'ichnofaciès *Zoophycos* (SEILACHER, 1967) correspondrait à un milieu de sédimentation calme à une profondeur supérieure à 100 m ; c'est l'interprétation adoptée par WARME *et al.* (1973). La dolomitisation partielle de certains niveaux n'est pas comparable à celle des séries de faible profondeur (*in* BOURROUILH, 1973) ; il ne s'agit pas non plus de dolomite redéposée. DESFORGES et CROS (1975) ont analysé un exemple actuel de dolomitisation en bas de pente continentale (à plus de 2 000 m de profondeur) ; ils associent le phénomène à des courants de fond et une bathymétrie contrastée. CHILINGAR *et al.* (1979) signalent le rôle de facteur de dolomitisation joué par certaines matières organiques ; DAVIES et SUPKO (1973) mentionnent, dans un forage du Leg 14, une dolomitisation dans des silts pyriteux et des sapropels déposés en pied de talus. A ce sujet, les carbonates secondaires que j'ai observés n'ont pas été analysés chimiquement et ont peut-être systématiquement une composition ferrifère. L'ensemble des remarques concernant la dolomitisation permet de penser qu'il y a peut-être aussi un lien entre celle-ci et l'intense bioturbation observée (notamment dans le Sénonien supérieur).

B) L'Unité du Rio Orituco

Elle se caractérise par un flysch paléocène-Eocène inférieur grésopélitique à pélitogréseux et un Crétacé supérieur (substratum normal du flysch) terrigène fin et calcaro-siliceux. Si les Unités du Rio Taguay et du Rio Orituco sont séparées par un contact tangentiel important au sein de la Zone Piémontine (fig. 40 et 41), la distinction des Unités du Rio Orituco et du Guatopo est plus faciologique que structurale. Ainsi la limite représentée sur la figure 40 est approximative et sépare un domaine à flysch grésoconglomératique (Unité de Guatopo) d'un domaine à flysch pélitogréseux (Unité du Rio Orituco), des écaillages étant observables au sein des deux ensembles.

Définie le long du Rio Orituco (BECK, 1977 a, 1978) et de ses affluents, cette unité affleure bien également dans le secteur de Los Pilonos (fig. 42) et à l'Ouest immédiat du lac de barrage de Guanapito.

1.- Le Crétacé supérieur et le passage au flysch

a) Coupe 5

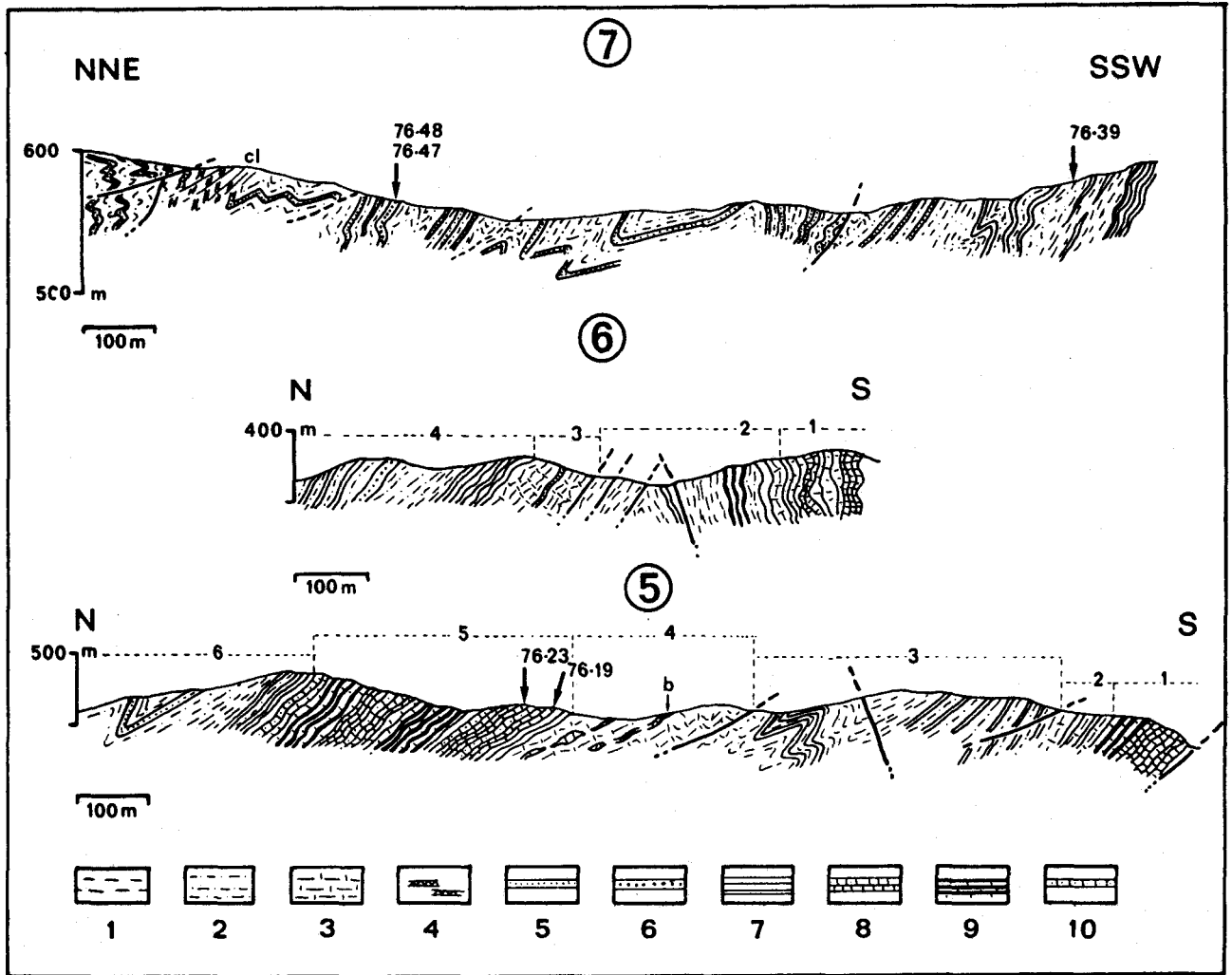


Fig. 48.- Coupes dans l'Unité du Rio Orituco, Zone Piémontine.

Légende : 1. pélites argileuses; 2. pélites argilo-silteuses; 3. pélites calcaires; 4. structures "beef"; 5. grès et graywackes à grain fin; 6. grès et graywackes à grain moyen à grossier; 7. siltite; 8. calcaires en plaquettes, souvent dolomitiques-ankéritiques; 9. cherts et calcaires siliceux; 10. calcaire gréseux ou silteux.

Fig. 48.- Cortes en la Unidad del Rio Orituco, Zona Piemontina.

Leyenda : 1. lutitas arcillosas; 2. lutitas arcillosas-siltosas; 3. lutitas calcareas; 4. estructuras beef; 5. areniscas y graywackas de grano fino; 6. areniscas y graywackas de grano medio hasta grueso; 7. siltita; 8. calizas en capas delgadas, a menudo dolomíticas-ankeríticas; 9. cherts y caliza silicea; 10. caliza arenosa o siltosa.

Elle montre, du Nord vers le Sud (Cf. numéros le long de la coupe; fig. 48):

1. 30 à 40 m de calcaires dolomitiques (et ankéritiques), passant à une alternance de calcaire siliceux et de cherts ; les niveaux carbonatés montrent, en lame mince, des Foraminifères planctoniques généralement dispersés et recristallisés. Les niveaux siliceux montrent, en lame mince, des phyllites dispersées sur un fond quartzeux cryptocristallin ; s'ajoutent des rhomboédres dispersés de dolomite ainsi que des fantômes de Radiolaires. Parmi les échantillons analysés, je n'ai pas observé de jaspes *s.s.* Ces mêmes niveaux se retrouvent plus au Sud, dans la klippe du Cerro El Diamante, où ils sont datés du Coniacien-Santonien (Cf. chap. II ; fig. 22, coupe 3 ; fig. 23, coupe 4) ;
2. 20 m environ d'une alternance de siltite en banc mince mince et de pélites calcaire-dolomitiques ; localement, ces dernières passent à des bancs durs qui montrent, en lame mince,

- une alternance de lamines de phyllites et de microgranules opaques, et de lamines constituées de petits rhomboédres à coeur brunâtre ou parfois totalement opaques (ankérite probable) sur un fond microsparitique ;
3. des pélites argilo-silteuses intercalées de minces bancs de siltite ; celles-ci montrent parfois des bioturbations de petite taille sous forme de lentilles noires ;
 4. après un contact anormal, une séquence de pélites calcaro-dolomitiques intercalées localement de lamelles calcitiques à structure "beef", et de lentilles de calcaire dolomitique-ankéritique de couleur brun-mauve à l'affleurement ;
 5. une épaisse succession de calcaires dolomitiques silteux, de siltites, de jaspes et de calcaires siliceux ; ces bancs, épais de 10 à 40 cm, sont séparés par des interlits millimétriques d'argillite ou de marne. Dans l'ensemble, les Foraminifères (planctoniques) sont abondants mais très mal conservés ; l'échantillon 76-19 montre en lame des possibles *Heterohelix* sp. ; l'échantillon 76-23 montre des sections (déformées) de *Globotruncana* sp. (bicaquées probables), ainsi que des Radiolaires épigénisés en opaques (pyritisés probablement). Certains bancs calcaires, de teinte brunâtre, montrent, en lame mince, une structure de laminite, soulignée par des lits phylliteux et opaques et des lits microsparitiques. Les niveaux siliceux montrent, en lame mince, des Foraminifères planctoniques (tests silicifiés), des Radiolaires abondants (tests souvent brisés) ; ces jaspes contiennent par ailleurs, des lentilles silteuses riches en granules opaques, correspondant probablement à des bioturbations. La plupart des échantillons carbonatés étudiés en lame mince montrent une dolomitisation et (ou) une ankéritisation partielle à presque totale ; une fraction phylliteuse et une forte pigmentation par des opaques caractérisent également ces faciès. Au sommet de cet ensemble, et contrastant avec les faciès et la stratification des niveaux précités, affleurent des bancs métriques de microbrèche lithique à ciment calcaire ; celle-ci remanie des fragments de quartzite, de schiste, de jaspe à Radiolaires et de calcaire à oolithes, pellets et débris d'Echinodermes (ces derniers éléments évoquant le Crétacé inférieur) ;
 6. une alternance de siltite en bancs minces (quelques cm) et de pélites argilo-silteuses, intercalées de rares bancs de très graywackeux à grain fin. Ce niveau, qui sera détaillé sur les coupes suivantes, correspond à la transition avec le flysch.

b) Coupe 6

Elle présente, du Sud vers le Nord (fig. 48, localisation sur fig. 42):

1. une séquence calcaro-siliceuse semblable à celle décrite le long de la coupe 5 (terme 5), mais enrichie en niveaux de calcaire pur (micritique-microsparitique) localement silicifiés, identiques à ceux décrits dans le Maastrichtien du Rio Taguay. On observe, en lame mince, des micrites pures à Calcisphères dispersées, des micrites à Foraminifères planctoniques et Radiolaires (pyritisés) et des micrites à Radiolaires, légèrement phylliteuses, à zones silicifiées et cristaux dispersés de dolomite-ankérite. Ces microfaciès -bien que recristallisés et parfois légèrement schistosés- sont identiques à ceux observés dans le Campano-Maastrichtien du Rio Taguay ;



2. des pélites calcaires passant à des pélites argileuses intercalées de cherts ;
3. des pélites calcaires intercalées de quelques bancs microbréchiques à ciment calcaire ;
4. des siltites en banc mince passant à une alternance de pélites argilo-silteuses et de graywackes ; le premier niveau de graywacke est microconglomératique à sa base, les autres bancs de graywacke ou de grès graywackeux étant à grain fin ; leur composition est quartzolithique.

c) Coupe 7

Elle débute (au Sud) dans des siltites et cherts en bancs minces (sommet de l'ensemble calcaro-siliceux décrit sur les coupes 5 et 6). Ceux-ci sont surmontés d'une épaisse séquence pélitique intercalée de bancs minces, parfois discontinus, de siltites. Ces derniers sont remplacés progressivement par des bancs (de quelques cm à 20 cm d'épaisseur) de grès graywackeux à grain fin, très espacés au sein de pélites argilo-silteuses ; ces niveaux représenteraient le passage au flysch grésopélitique très régulièrement stratifié qui affleure ensuite (extrémité Nord de la coupe). Dans l'épaisse séquence pélitique basale, un échantillon argileux a livré un assemblage de petits Foraminifères benthiques arénacés, parmi lesquels GAMEZ et BERMUDEZ ont déterminé : *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoïdes* sp. et *Glomospira charoïdes corona* CUSHMAN et JARVIS. Ils attribuent l'ensemble à la zone à *Rzehakina epigona*, d'âge paléocène ; pour PEIRSON *et al.* (1966), cette espèce serait présente aussi dans le Sénonien supérieur.

Par ailleurs, un banc de graywacke, microconglomératique à sa base, a montré, dans celle-ci, de nombreux débris calcaires dont des fragments de Macroforaminifères. Dans les échantillons 76-47 et 48, BERMUDEZ a reconnu *Actinosiphon barbadensis* (VAUGHAN). BUTTERLIN y a déterminé *Ranikothalia bermudezi* (PALMER) et *Discocyclina* sp. cf. *D. barkeri* (VAUGHAN).

Cette microfaune caractérise le Paléocène-Eocène inférieur (cf. tabl. IV et de CIZAN-COURT, 1951 ; CAUDRI, 1944).

2.- Le flysch

Entre le caserío Las Bestias et le bord Ouest du lac de Guanapito (fig. 42), la construction d'une piste et de tranchées pour la mise en place d'un gazoduc, a dégagé d'importants affleurements de flysch. La coupe 8 (fig. 49) se situe dans ce secteur. Une épaisseur précise ne peut être donnée compte-tenu de la complexité structurale de l'unité ; pour ce flysch, un ordre de grandeur de 1 000 à 1 500 m d'épaisseur peut être proposé.

Du point de vue de la succession des séquences et des alternances grès-pélites, de nombreux cas sont observables. Les affleurements les plus méridionaux sont généralement à dominante pélitique ; les bancs durs correspondent à des grès graywackeux ou des graywackes, à grain fin. A la différence vers le Nord Ouest, les bancs gréseux augmentent en épaisseur

moyenne, en granularité (grain moyen à grossier, microconglomérat) et dominant par rapport aux pélites. Dans le détail, les séquences sont très variées ; les colonnes A à D représentent quatre exemples observés le long de la piste Guanapito-Las Bestias ; des alternances centimétriques grès fin-pélites peuvent s'observer avec une grande régularité sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, à la manière des "basin plain thin-bedded turbidites" définies par MUTTI (1977). On retrouve, par ailleurs, dans l'ensemble du secteur étudié, des unités séquentielles semblables à celles définies par MUTTI et RICCI LUCCHI (1974).

Pour ce qui concerne les figures sédimentaires d'origine dynamique, ces affleurements sont très riches en figures de base observables sous forme de contre-empreinte ("cast" ou "mould") en surface inférieure des grès. Les figures directionnelles (surtout de type "flute" et plus rarement, de type "groove") (in DZULYNSKI et WALTON, 1965) sont les plus abondantes, les rides étant rares et en disposition complexe. Le schéma E représente un chenal dont la base montre un accolement de figures de type "flute". Pour ce qui concerne la structure interne des bancs durs, l'altération et le caractère relativement homogène du matériel rend l'observa-

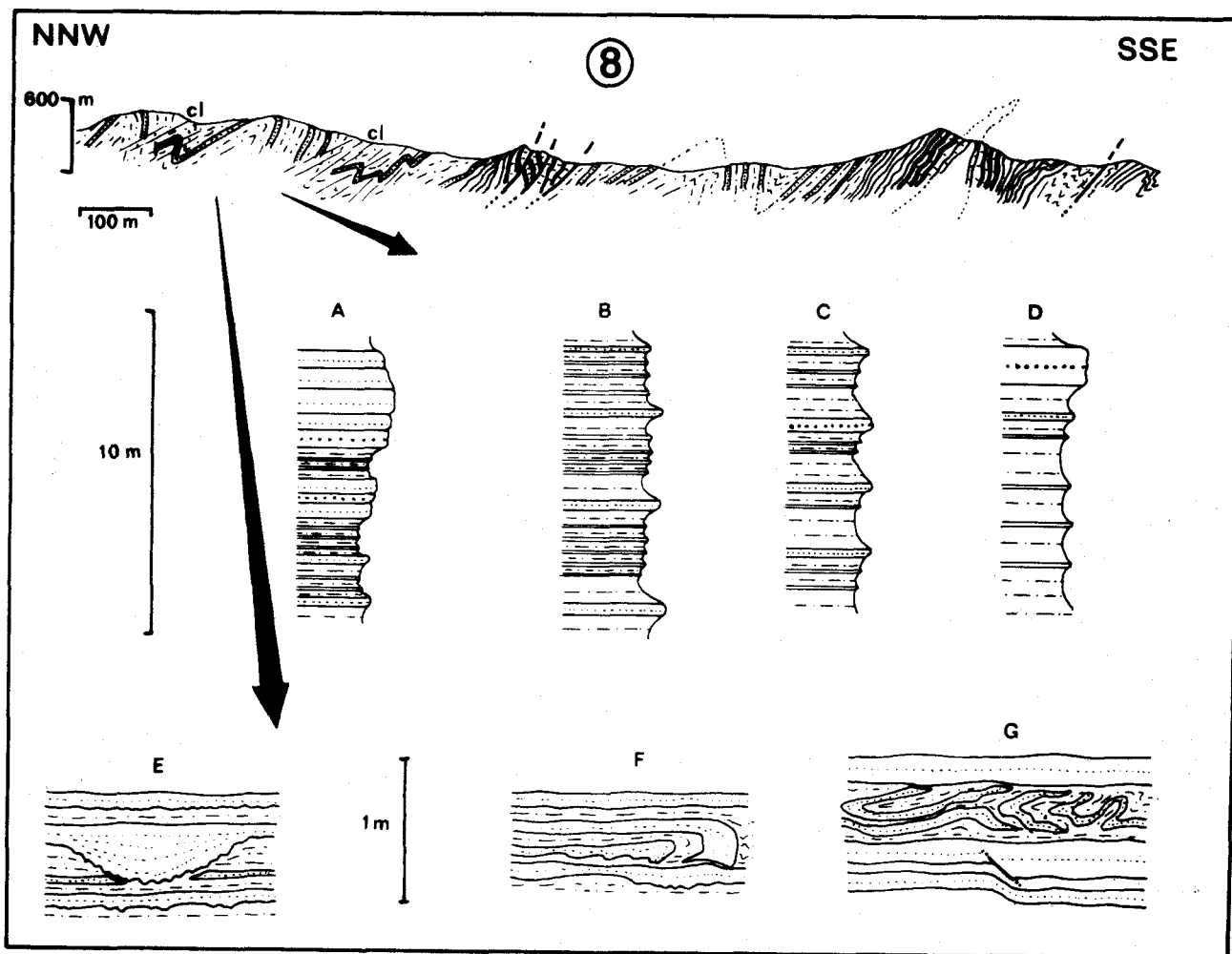


Fig. 49.- Coupes dans l'Unité du Rio Orituco, Zone Piémontine (suite)
(Même légende que pour la fig. 48)

Fig. 49.- Cortes en la Unidad del Rio Orituco, Zona Piemontina (continuación).
(Vease leyend sobre fig. 48).

tion des structures turbiditiques souvent difficile. Néanmoins, j'ai pu observer de nombreuses séquences de Bouma plus ou moins complètes ; très souvent, dans les bancs à grain fin à moyen de faible épaisseur (5 à 20 cm), l'intervalle granoclassé basal (a) est absent ou très réduit et le banc est réduit aux intervalles b et c (laminites inférieures et convolutes) ; les bancs très minces (quelques cm) montrent parfois l'intervalle d, passant aux pélites (e). Les mesures de direction et sens de courant effectuées sur trois affleurements (en utilisant les figures de type "flute") montrent une grande homogénéité. Elles concordent avec les résultats obtenus par BELL (1968 b) qui conclut à un transfert Sud-Est à Est, soit oblique à longitudinal par rapport à l'axe du bassin.

Du point de vue microfaciès, la proportion de matrice silteuse et phylliteuse des bancs indurés est variable ; si l'on se réfère à la nomenclature proposée par PETTIJOHN *et al.* (1973), l'essentiel des niveaux analysés sont des grès graywackeux. Du point de vue composition, les faciès à grain fin sont quartzeux et légèrement micacés (muscovite) ; s'ajoutent des ferromagnésiens généralement altérés et des fragments de jaspe. Les faciès grossiers ou les microconglomérats (base de banc) ont une composition quartzo-lithique polygénique et contiennent, par ordre d'abondance : des fragments de jaspes à Radiolaires, de quartzite, de métatufs, de dolérite et de roche grenue à quartz et plagioclase.

S'agissant de bioturbations, les séquences finement stratifiées à faciès fin, sont localement très riches en contre-empreintes visibles en surface inférieure de banc, sur des surfaces généralement pauvres en figures directionnelles. Pour MACSOTAY (1967), qui a analysé en détail cet ichnofaune au Nord Est du lac de Guanapito, l'ensemble des genres observés appartiendrait aux faciès Zoophycos et Nereites de SEILACHER (1967) et caractérise une sédimentation profonde. J'ai observé, en particulier, les genres *Helminthoides* et *Paleodictyon*, étudiés par MONTE-NAT et SEILACHER (1978) dans une série turbiditique d'âge Miocène supérieur.

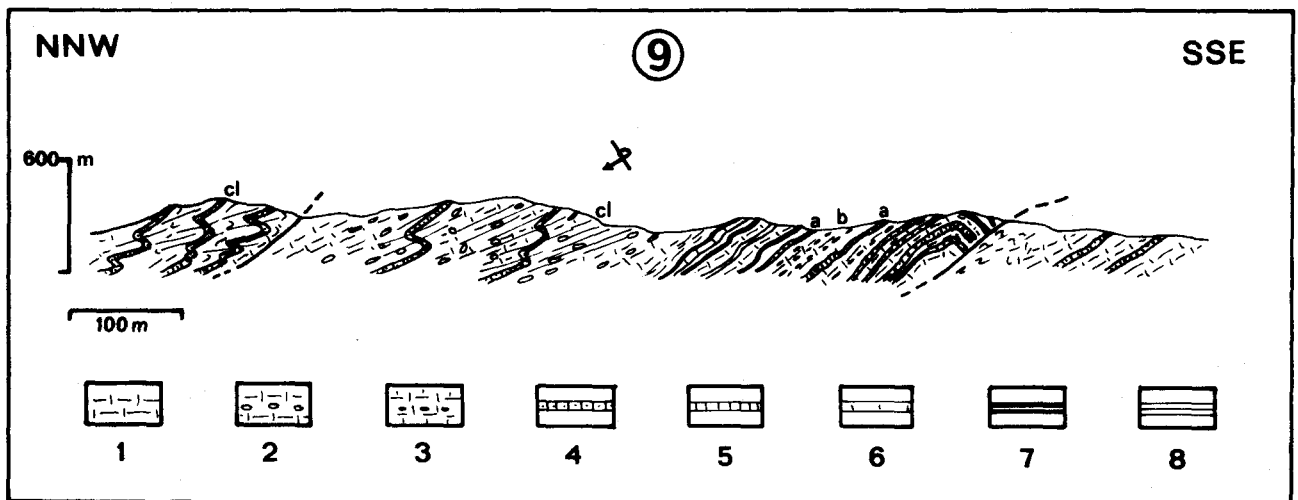


Fig. 50.- Coupes dans l'Unité du Rio Orituco, Zone Piémontine (suite).

Légende : 1. pélites calcaires; 2. pélites calcareuses à concrétions calcaires; 3. pélites calcaires à bioturbations; 4. calcaire gréseux ou silteux; 5. calcaires en plaquettes, souvent dolomitiques-ankéritiques; 6. calcaire siliceux; 7. chert, jaspe; 8. siltite.

Fig. 50.- Cortes en la Unidad del Rio Orituco, Zona Piemontina (continuación).

Leyenda : 1. lutitas calcareas; 2. lutitas calcareas con concreciones de caliza; 3. lutitas calcareas con bioturbaciones; 4. caliza arenosa o siltosa; 5. calizas en capas delgadas, a menudo dolomíticas-ankeríticas; 6. caliza silicea; 7. cherts, radiolaritas; 8. siltita.

3.- La partie inférieure du Crétacé supérieur

La coupe 9 (fig. 50, localisation sur fig. 42) montre une écaille en série inverse dans laquelle se développe une forte schistosité.

a) La moitié supérieure de la série observable (notée 2) montre des niveaux calca-ro-siliceux et pélitiques semblables à ceux analysés le long des coupes 5 et 6 ; elle s'en distingue toutefois par la présence d'épais bancs ankéritiques (notés a) de teinte brun-mauve à l'affleurement et une grande richesse en bioturbations (notées b) semblables à celles décrites dans le Rio Taguay.

b) La moitié inférieure de la coupe (notée 1), quant à elle, n'a pas été observée ailleurs dans la région étudiée. Elle est constituée de pélites calcareuses pyriteuses de couleur sombre, souvent riches en phyllites et passant localement à des marnes. Des bancs de grès grossier à ciment calca-ro-dolomitique d'épaisseur métrique, s'intercalent localement au sein de ces pélites. La caractéristique principale de ces pélites est la présence de contrétions discoïdales de quelques cm à 20 cm de diamètre, de composition calca-ro-dolomitique et à coeur de pyrite. L'ensemble, non daté directement, serait situé stratigraphiquement sous les niveaux Crétacé supérieur décrits sur les coupes 5 et 6 ; la présence de concrétions est une caractéristique du Turonien observé dans les Ecailles Frontales, ainsi que du Turonien-Sénonien inférieur du Nord des Andes, soit la Fm La Luna (ANONYME, 1970 ; STEPHAN, 1982).

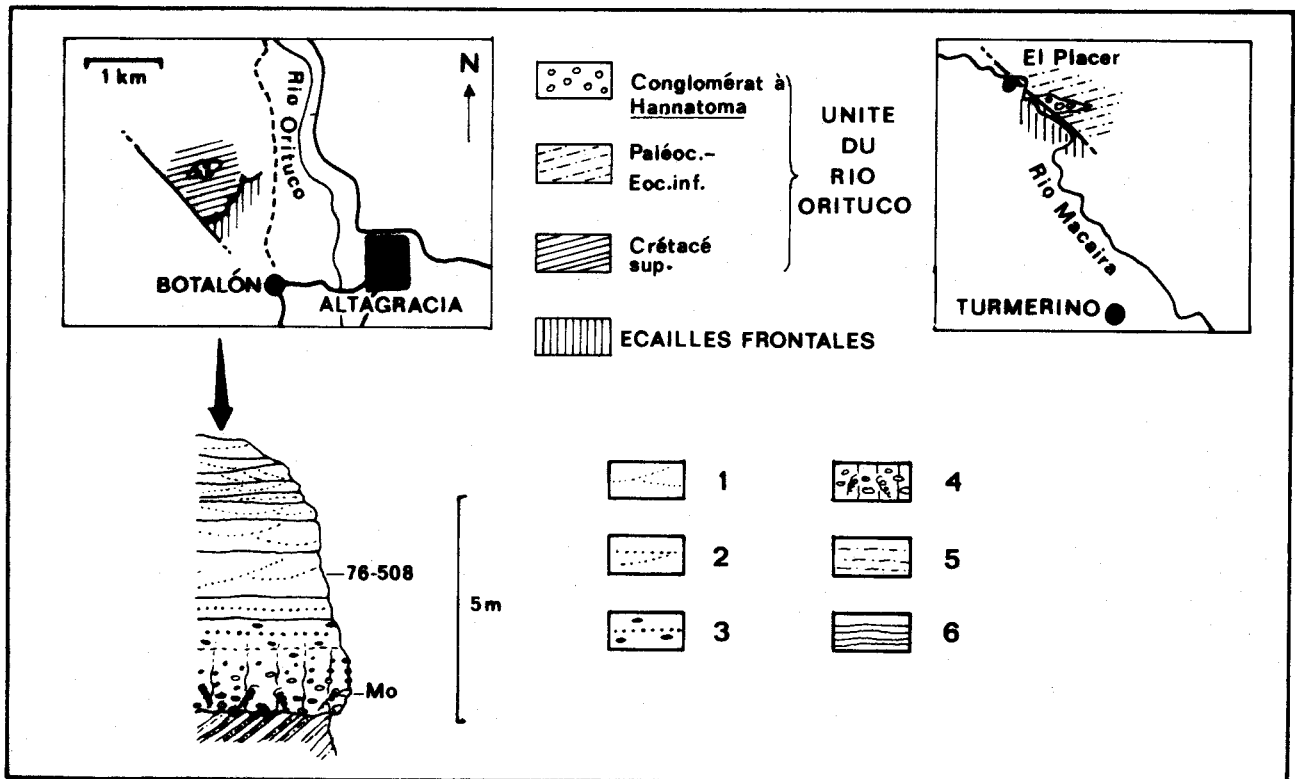


Fig. 51.- Les témoins d'Eocène moyen-supérieur discordant, Unité du Rio Orituco, Zone Piémontine.

Légende : 1. grès à grain moyen; 2. grès grossier à microconglomérat; 3. microconglomérat quartzeux à galets mous charbonneux; 4. poudingue calcaireux à Gastéropodes; 5. pélites argilo-silteuses; 6. siltite.

Fig. 51.- Los restos de Eoceno medio-superior discordante, Unidad del Rio Orituco, Zona Piemontina.

Leyenda : 1. arenisca de grano medio; 2. arenisca de grano grueso hasta microconglomerado; 3. microconglomerado cuarzoso con guijarros carbonosos; 4. pudinga calcarea con Gasteropodos; 5. lutitas arcillosas-siltosas; 6. siltita.

4.- L'Eocène discordant ; le conglomérat à Hannatoma ou "Conglomérat de Botalón"

J'ai observé -reposant en discordance sur la bordure méridionale de l'Unité du Rio Orituco- deux affleurements ,très ponctuels ,d'un conglomérat reposant (fig.51) ,soit sur du flysch (af-
-fleurement du Rio Macaira),soit sur des cherts et siltites (affleurement de Botalón).L'affleure-
-ment du Rio Macaira -quelques mètres d'un poudingue polygénique à ciment gréso-calcareux - a li-
-vré quelques moules internes de Gastéropodes et ne sera pas détaillé ici.

Au Nord de Botalón (fig. 51), on observe, dans l'ordre stratigraphique :

- 2 m à 1,5 m de poudingue à ciment gréseux calcareux, à galets de (de $\frac{1}{2}$ à 3 cm) de quartz blanc, de chert noir, de graywacke, de siltite ; ce poudingue contient également des galets mous rubéfiés et des petits galets kaolinisés. En lame mince, j'ai observé également des frag-
-ments de dolérite et de granitoïde, ainsi qu'un galet de calcaire à *Ranikothalia bermudezi* (PALMER) (déterminées par BUTTERLIN). Ce conglomérat se caractérise par ailleurs, par la présence de petits ostréidés et surtout de Gastéropodes assez mal préservés (notés Mo). Par-
-mi ceux-ci, JUNG a déterminé : *Globularia (Ampulella)* sp., *Ectinochilus* sp. et *Hannatoma* aff. *H. gesteri* (HANNA et ISRAELSKY). Il propose un âge Eocène moyen ou supérieur pour cette faune. HUNTER (1978a) rappelle la présence générale de l'"horizon à *Hannatoma*" dans le Nord de l'Améri-
-que du Sud, et en particulier, aux confins des Andes vénézuéliennes et colombiennes : l'âge de ce niveau varie du sommet de l'Eocène moyen à l'Oligocène selon les auteurs (*in* HUNTER, 1978a), la discussion provenant du caractère littoral du dépôt et de l'absence de marqueur planctoni-
-que ;

- 1 à 1,5 m de microconglomérat quartzique à ciment siliceux et petits galets charbonneux ;
- quelques mètres de grès à grain grossier à moyen, quartziques, à stratifications entrecroi-
-sées et bioturbations ; ces grès ont livré des exemplaires de *Nummulites wilcoxi* HEILPRIN, de l'Eocène moyen-supérieur (éch. 76-508), déterminées par BUTTERLIN . Dans les mêmes niveaux, on trouve -remaniés et provenant probablement des galets semblables à ceux signalés dans le poudingue de base- des exemplaires de *Ranikothalia bermudezi* du Paléocène-Eocène inférieur (cf. tabl. IV). En l'absence des Foraminifères de l'Eocène moyen-supérieur et de la macrofaune, les *Ranikothalia* auraient pu conduire à attribuer un âge Paléocène-Eocène inférieur à l'ensemble. On peut rapprocher cette observation -incitant à la prudence- de la présence, parfois en abon-
-dance, de *Nummulites* éocènes dans les sables se déposant actuellement le long du littoral de la Manche orientale (DESPEYROUX, 1985).

5.- Résumé

a) La stratigraphie de l'Unité du Rio Orituco apparaît plus difficile à préciser que celle de l'Unité du Rio Taguay, à la fois pour des raisons de complexité tectonique et de pauvreté en jalons biostratigraphiques (cf. transformations diagénétiques importantes).

L'ensemble sous-jacent au flysch -dont la base appartiendrait au Paléocène- a livré des marqueurs du Crétacé supérieur sans plus de précision ; un niveau (*grosso modo* en position mé-
-diane) a été daté du Coniacien-Santonien. Des comparaisons avec la série du Rio Taguay, d'une part, et le Crétacé supérieur des Ecailles Frontales, d'autre part, permettent de proposer une

répartition en (BECK, 1977 a, 1978) :

- Cénomaniens-Turonien (Sénonien inférieur *pro parte* ?) pour l'épaisse série de pélites carbonatées à concrétions (coupe 9), équivalent possible de la Fm. Querecual (ANONYME, 1970) ;
- Sénonien inférieur (*pro parte* ?) - Sénonien supérieur (coupes 5 et 6) pour les alternances calcaire dolomitique-calcaire siliceux-chert-pélites ; cet ensemble correspondrait par son faciès et son âge, à la Fm. Mucaria (RENZ et SHORT, 1960) définie à l'Ouest de la région étudiée.

Les niveaux Crétacé supérieur, dans leur totalité, pourraient représenter l'équivalent de la Fm. Barquisimeto du Vénézuéla nord-occidental (ANONYME, 1970 ; STEPHAN, 1977 a, 1982).

Le flysch serait l'équivalent des pélites d'âge Paléocène-Eocène inférieur du Rio Taguay, sa base (coupe 7) étant datée du Paléocène sans plus de précision, le flysch lui-même remaniant des éléments de microfaune du Paléocène-Eocène inférieur. Ce flysch correspond à la Fm. Guárico (ANONYME, 1970) définie dans la région de San Juan de Los Morros, et étudiée en détail par BELL (1968 b) à l'Ouest immédiat de Taguay, ainsi que par PEIRSON *et al.* (1966) dans l'ensemble de la Zone Piémontine. Le sommet du flysch, de même que pour l'Unité du Rio Taguay, pourrait correspondre à l'Eocène moyen (*pro parte*) dans la mesure où le conglomérat discordant sur l'Unité du Rio Orituco serait d'âge Eocène moyen élevé ou Eocène supérieur.

b) Du point de vue sédimentologique, la comparaison avec la série du Rio Taguay conduit à noter :

- des caractéristiques communes ; présence de phénomènes diagénétiques importants dans le Crétacé supérieur (silicification, dolomitisation et, pour l'Unité du Rio Orituco, ankéritisation probable) ; dans le Crétacé supérieur également, présence d'indices d'un dynamisme élevé (accumulation de tests brisés de Foraminifères, laminations, lentilles silteuses, etc...) ; au Paléocène, installation d'une sédimentation terrigène dépourvue de carbonate ;

- des différences ; richesse du Crétacé supérieur du Rio Orituco en matériel terrigène fin, caractère peut-être plus anoxique de ces niveaux (richesse en pyrite) ; le Paléocène-Eocène inférieur du Rio Orituco correspond à un flysch typique, tandis que les pélites, synchrones, du Rio Taguay, représenteraient les faciès distaux des formations turbiditiques du Rio Orituco.

c) L'Unité du Guatopo et les relations Zone Piémontine-Nappes d'Aragua

Entre le lac de retenue de Guanapito et l'entrée du Parc National Guatopo (entre les coupes 9 et 10, fig. 42), affleurent des grès et conglomérats massifs localement interdigités avec du flysch pélito-gréseux. J'ai associé ce flysch conglomératique à des petits affleurements de calcaire Crétacé supérieur situés le long du bord Nord de la Zone Piémontine, pour constituer l'Unité de Guatopo, équivalent septentrional de l'ensemble Crétacé supérieur-Paléogène du Rio Orituco (BECK, 1977 a, 1978). L'étude ultérieure du bord Nord de la Zone Piémontine dans le secteur Las Ollas-Quiripital (fig. 41 et 42), ainsi que l'observation de coupes en dehors de mon secteur d'étude (environs de San Sebastian et Camatagua), ont montré une plus grande complexité stratigraphique de cette Unité de Guatopo.

1.- La haute vallée du Rio Orituco et l'hacienda Las Colonias

a) Le flysch conglomératique

La portion du Rio Orituco orientée E-W, de même que la route Altagracias-Santa Teresa del Tuy à hauteur du coude du rio (fig. 42), recoupe plusieurs centaines de mètres d'une alternance pélitique et grés-conglomératique, en couches épaisses de parfois plus de 10 m. La figure 52 illustre un exemple de succession observable ; on note (fig. 52) :

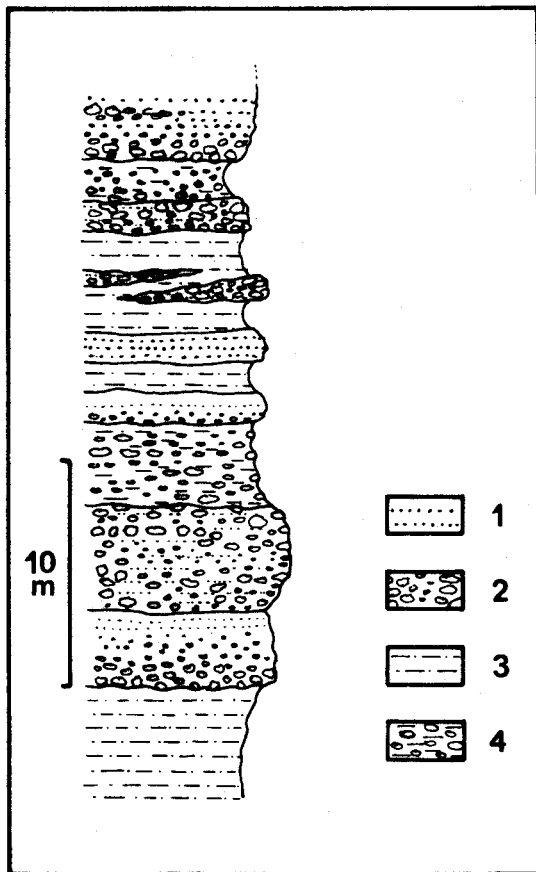


Fig. 52.- Exemple de séquence observée dans le flysch conglomératique, Unité de Guatopo.

Légende : 1. grès graywackeux à grain grossier, microconglomérat; 2. conglomérat quartzo-lithique hétérométrique sans granoclassement net; 3. pélites argilo-silteuses; 4. pélites à galets.

Fig. 52.- Ejemplo de secuencia observada en el flysch conglomératico, Unidad del Guatopo.

Leyenda : 1. arenisca graywackica de grano grueso, microconglomerado; 2. conglomerado cuarzo-lítico heterométrico sin escogimiento nítido; 3. lutitas arcillosas-siltosas; 4. lutitas con guijarros.

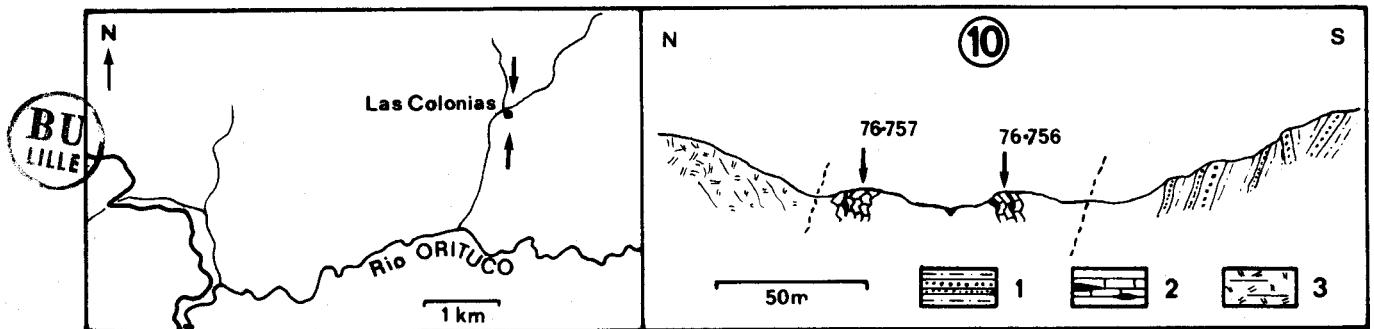


Fig. 53.- L'affleurement de calcaire Sénonien supérieur de Las Colonias, Unité du Guatopo, Zone Piémontine.

Légende : 1. flysch grés-conglomératique; 2. calcaire pélagique à lentilles de chert; 3. laves et brèches volcaniques basiques.

Fig. 53.- El afloramiento de caliza Senoniense superior de Las Colonias, Unidad del Guatopo, Zona Piémontina.

Leyenda : 1. flysch arenoso-conglomerático; 2. caliza pelágica con lentes de chert; 3. lavas y brechas volcánicas básicas.

- des bancs conglomératiques mal classés, sans granoclassement interne net, et à matrice graywackeuse ;
- des pélites à galets, contenant les mêmes clastes que les conglomérats sous-jacents, et sans séparation nette d'avec ces derniers ;
- des bancs conglomératiques discontinus intercalés dans des pélites ;
- des bancs d'épaisseur métrique de microconglomérats et de grès graywackeux grossiers, montrant un granoclassement normal et une structure interne de turbidite ; ces bancs montrent parfois une faible proportion de ciment microsparitique.

Les ensembles conglomérats-pélites à galets pourraient représenter des fluxoturbidites (cf. in DZULYNSKI et WALTON, 1965) ; ils remanient du quartz, des fragments de cherts noirs et de dolérite, rarement des galets de roche métamorphique (schistes verts).

b) Les calcaires de Las Colonias

Entre des laves et brèches volcaniques basiques, au Nord, et du flysch grés-conglomératique, au Sud, affleurent deux chicots de calcaire massif de teinte gris clair (10 m visibles en continuité), contenant des lentilles (centimétriques) de chert gris. En lame mince, on observe une accumulation de Foraminifères planctoniques sur un fond microsparitique pur. Par leur absence de litage net et leur pureté, ces calcaires contrastent avec les niveaux carbonatés vus dans l'Unité du Rio Orituco. Par ailleurs, ces calcaires sont riches en *Globo truncana*. RAOULT a déterminé des sections de *Globo truncana* cf. *Gl. arca* (CUSHMAN), *Gl.* cf. *Gl. fornicata* PLUMMER et *Gl. gr. stuarti-stuartiformis* (de LAPPARENT), dans l'échantillon 76-756 ; dans l'échantillon 76-757, s'ajoutent *Gl. ventricosa* WHITE et probablement *Gl. subspinosa* PES-SAGNO et (ou) *Gl. calcarata* CUSHMAN. RAOULT attribue un âge Sénonien supérieur à ces calcaires, plus probablement Campanien supérieur (éch. 76-757).

2.- Coupe en rive Nord du Rio Lagartijo

On observe, en descendant un petit affluent en rive Nord (coupe 11, fig. 54) :

a) des laves (dolérites à grain fin) et brèches volcaniques (très hétérométriques et remaniant les dolérites ;

b) quelques bancs d'épaisseur métrique de calcaire gréseux ou de microbrèche quartzo-lithique à ciment calcaire et débris de roches vertes ; je n'ai pas observé les relations entre ces bancs et les niveaux sus- et sous-jacents. En lame mince, l'échantillon 76-585 a montré des sections de Macroforaminifères et de Foraminifères planctoniques (Globigérinidés et *Globo truncana*). FURRER et BUTTERLIN ont reconnu des sections de *Sulcoperculina globosa* de CIZANCOURT et de possibles *Pseudorbitoïdes* sp. Un âge Sénonien supérieur est ainsi attribué à ces niveaux ;

c) une très épaisse succession de conglomérats à matériel volcanique. Constituée de bancs d'épaisseur plurimétrique à granoclassement normal, intercalés de grès fins et siltites sombres, finement stratifiés et riches en débris ferromagnésiens, cette série correspond

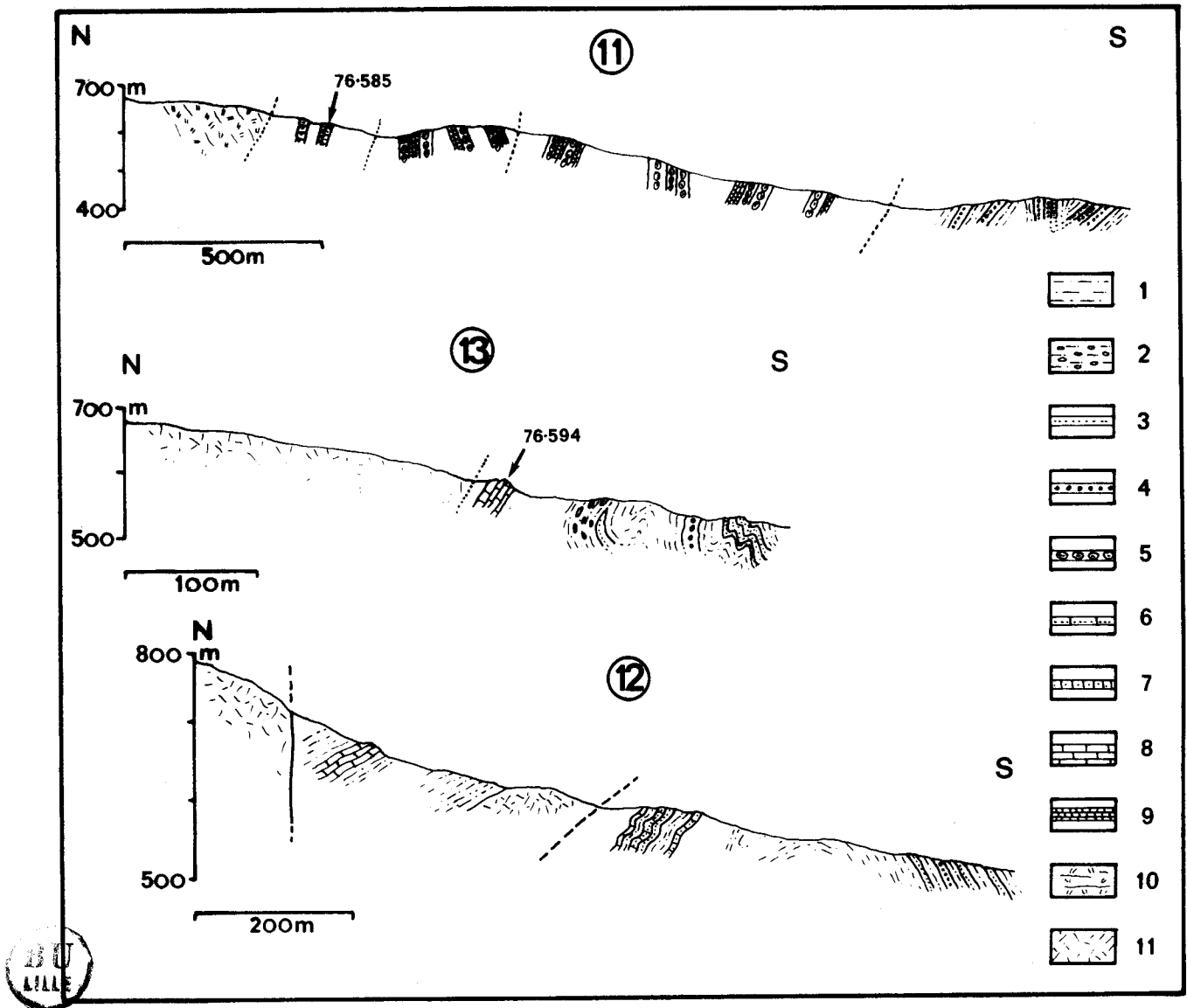


Fig. 54.- Coupes de la bordure septentrionale de l'Unité du Guatopo, Zone Piémontine (suite).

Légende : 1. pélites argilo-silteuses; 2. pélites à galets; 3. grès et graywackes à grain fin à moyen; 4. conglomérat graywackeux à quartz et chert noir; 5. conglomérat à matériel volcanique; 6. grès calcareux; 7. calcaire gréseux; 8. calcaire pélagique; 9. calcaire silteux à laminites; 10. laves et brèches volcaniques basiques; 11. lave basique massive.

Fig. 54.- Cortes del borde Norte de la Unidad del Guatopo, Zona Piemontina (continuación).

Leyenda : 1. lutitas arcillosas-siltosas; 2. lutitas con guijarros; 3. arenisca y graywackas de grano fin hasta medio; 4. conglomerado graywackico de cuarzo y chert negro; 5. conglomerado con material volcánico; 6. arenisca calcarea; 7. caliza arenosa; 8. caliza pelágica; 9. caliza siltosa en laminitas; 10. lavas y brechas volcánicas básicas; 11. lavas básicas macizas.

à la Fm. Garrapata (ANONYME, 1970), étudiée en détail par BELL (1968 a) immédiatement à l'Ouest de Las Ollas. Tant du point de vue de la succession des séquences que du contenu clastique essentiellement des galets de dolérite provenant de la formation affleurant au Nord) et des microfaciès, les affleurements observés le long du Rio Lagartijo (ainsi que ceux qui seront mentionnés sur les coupes 14 et 16, fig. 55) correspondent à la description détaillée donnée par BELL (1968 a). J'ai pu personnellement observer et échantillonner la coupe type proposée par cet auteur (cf. guide d'excursion ; BELL et PEIRSON, 1972). Pour BELL (1968 a), cette formation résulte d'une accumulation de fluxoturbidites et constituerait un "wildflyscht";

d) des alternances de pélites, pélites à galets, grès graywackeux grossiers et conglomérats (parfois à ciment légèrement calcaire), correspondant au flysch gréso-conglomératique mentionné sur les coupes précédentes.

Le long de cette coupe 11, de même que sur la coupe 10, les couches ont un pendage généralement fortement redressé, à la différence de ce que l'on observe dans l'Unité du Rio Orituco. Par ailleurs, le long de la coupe 11, j'ai observé des petits blocs non en place de calcaire gris clair à *Globo truncana*, de type "Las Colonias" (coupe 10).

3.- Les environs de Quiripital (coupes 12 et 13, fig. 54 ; localisation sur fig. 42)

La coupe 12 correspond à la piste qui mène du village de Quiripital au "caserio" La Democracia ; la coupe 13 correspond au ravin situé en contrebas de cette piste.

a) Coupe 13

Du Nord vers le Sud, elle montre :

- des laves basiques massives aphyriques (microdolérites) ;
- 7 à 8 m de calcaire gris clair, à litage grossier, identiques à ceux de Las Colonias (coupe 10) ; il s'agit de micrite-microsparite à Foraminifères planctoniques abondants. Parmi ceux-ci, RAOULT a reconnu des sections de *Globo truncana arca* (CUSHMAN), *Gl. fornicata* PLUMMER et *Gl. gr. stuarti-stuartiformis* de LAPPARENT. Ces niveaux sont d'âge Sénonien supérieur, probablement campaniens selon RAOULT. Le contact intime calcaires-laves n'a pas été observé ; toutefois, il n'y a pas d'indices d'un mouvement tangentiel important ;
- après une lacune d'observation, des pélites à petits olistolithes (atteignant une taille métrique) passant à des pélites intercalées de conglomérats lenticulaires (mal classés, à galets atteignant 10 cm) ; suivent ensuite des graywackes à grain grossier. Parmi les blocs remaniés, on observe du calcaire identique à ceux du niveau sus-jacent, des fragments de lave basique et de graywacke. Les conglomérats remanient du quartz, des fragments de cherts noirs et de roches vertes.

b) Coupe 12

Elle montre, du Nord vers le Sud :

- des laves basiques massives aphyriques (microdolérites) ;
- des calcaires gris clair (identiques à ceux de la coupe précédente) intercalés dans des pélites silteuses ;
- des pélites silteuses (riches en débris ferromagnésiens oxydés) surmontant une masse de laves basiques aphyriques ;
- après une lacune d'observation, une série de grès et microconglomérats calcaires intercalés de pélites ; au sommet de cette série, on trouve un banc calcaire à Foraminifères planctoniques semblable au précédent calcaire. Les autres niveaux montrent, en lame mince, du quartz, des débris de lave basique, de pyroclastites et de jaspe à Radiolaires. Le microfaciès rappelle celui du niveau daté du Sénonien supérieur de la coupe 11 ;

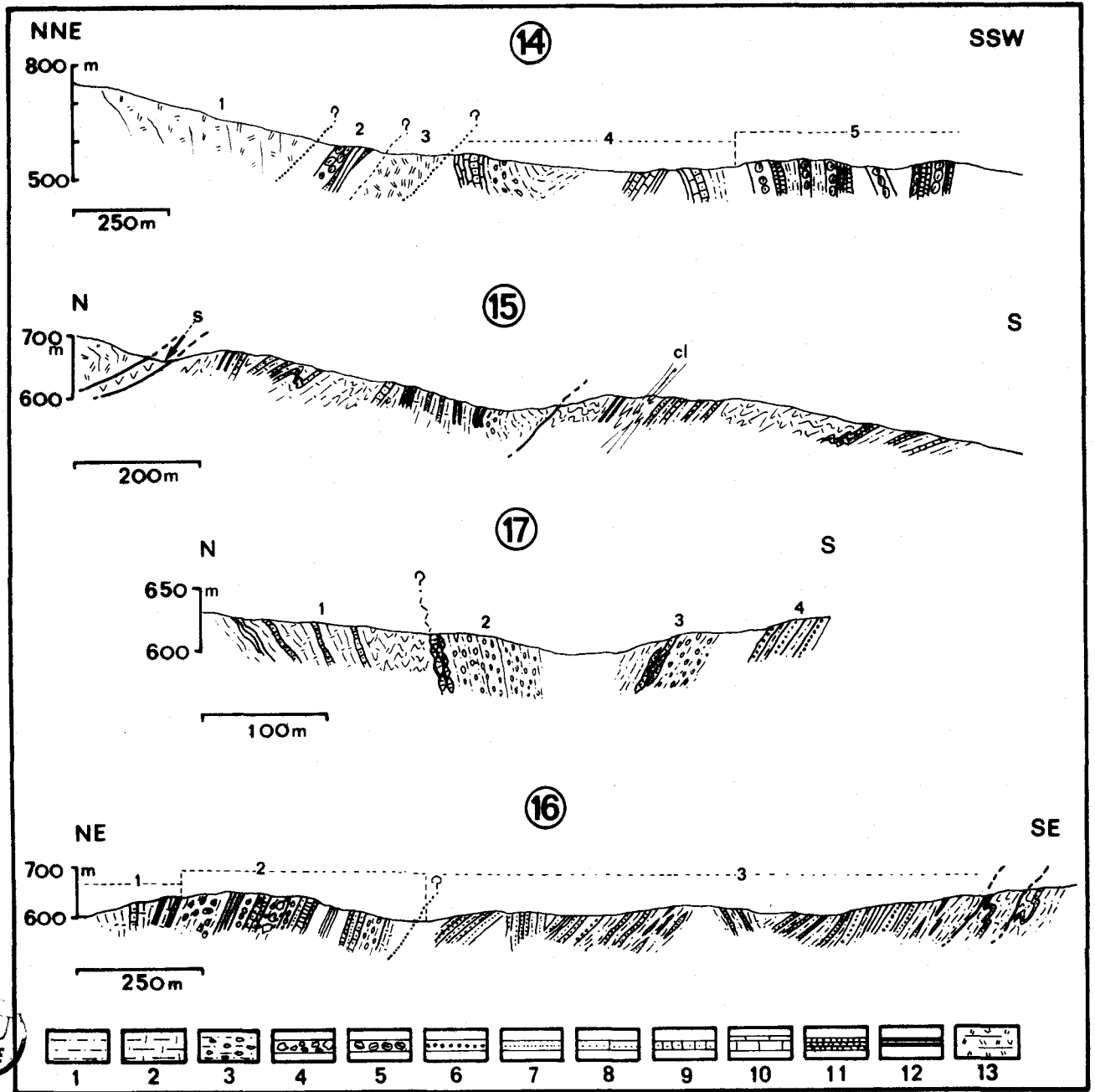


Fig. 55.- Coupes de la bordure septentrionale de l'Unité du Guatopo, Zone Piémontine (suite).

Légende : 1. pélites argilo-silteuses; 2. pélites calcaires; 3. pélites à galets; 4. conglomérat à éléments calcaires; 5. conglomérat à éléments ignés basiques; 6. conglomérat à quartz et chert noir; 7. grès et graywacke à grain moyen à grossier; 8. grès calcaireux; 9. calcaire gréseux; 10. calcaire pélagique; 11. calcaire silteux à laminites; 12. cherts, jaspes; 13. laves et brèches volcaniques basiques; s. serpentinite foliée.

Fig. 55.- Cortes del borde Norte de la Unidad del Guatopo, Zona Piemontina (continuación).

Leyenda : 1. lutitas arcillosas-siltosas; 2. lutitas calcáreas; 3. lutitas con guijarros; 4. conglomerado con elementos de caliza; 5. conglomerado con elementos igneos básicos; 6. conglomerado de cuarzo y chert negro; 7. arenisca y graywacka de grano medio hasta grueso; 8. arenisca calcárea; 9. caliza arenosa; 10. caliza pelágica; 11. caliza siltosa en laminitas; 12. cherts, radiolaritas; 13. lavas y brechas volcánicas básicas; s. serpentinita escamosa.

- en continuité probable, des pélites argilo-silteuses passant à du flysch gréso-conglomératique.

4.- Les environs de Las Ollas (coupes 14 à 17, fig. 55 ; localisation sur fig. 42)

a) Coupe 14

Correspondant à une ravine descendant vers Las Ollas, elle montre, du Nord au Sud (fig. 55) :

1. des laves et brèches volcaniques basiques ;
2. des conglomérats à matériel volcanique basique intercalés de siltites et graywackes à grain fin ;
3. de nouveau des laves et brèches volcaniques basiques ;
4. un ensemble de pélites argilo-silteuses (localement à petits olistolithes), siltites, calcaires, calcaire gréseux ; cet ensemble montre plusieurs replis ;
5. un épais ensemble rythmé de conglomérats à matériel volcanique intercalé de siltites et graywackes à grain fin parfois légèrement calcareux ; cette série est rapportée à la Fm. Garrapata (Cf. coupe 11).

Les différents contacts n'ont pas été observés, celui séparant les termes 3 et 4 étant probablement tectonique.

b) Coupe 15

Contrastant avec l'ensemble des sédiments visible dans l'Unité de Guatopo, une série très plissée et schistosée (voire épimétamorphique) de calcaires, calcaires gréseux, cherts et pélites, forme deux affleurements réduits, respectivement au NW (coupe 15) et au SE (coupe 17) de Las Ollas. L'affleurement décrit ici apparaît clairement "coincé" sous le chevauchement frontal des Nappes d'Aragua. Une écaille de serpentinite (notée s), très schistosée, sépare ces sédiments d'un ensemble de laves et brèches volcaniques basiques grossièrement stratifiées.

Stratifié en bancs minces, l'ensemble sédimentaire montre les principales lithologies suivantes (fig. 55) :

- des pélites argilo-silteuses souvent calcareuses ;
- des calcaires gréseux à grain fin montrant, en lame mince, un fond microsparitique, du quartz et des débris ferromagnésiens altérés ; une légère dolomitisation est observable ainsi que des fantômes de Foraminifères planctoniques, dont des possibles Hedbergelles ;
- des calcaires légèrement silteux à Foraminifères planctoniques recristallisés et Radiolaires calcitisés abondants ; un échantillon de ces faciès a montré une transformation en dolomite ;
- des jaspes phylliteux à Radiolaires, de couleur sombre à l'affleurement ; l'orientation commune des phyllites ainsi que leur biréfringence suggèrent une légère recristallisation (épimétamorphique ?) ; toutefois, il n'a pas été fait d'étude pétrologique détaillée de celle-ci. De nombreux niveaux présentent ce caractère dans l'ensemble de cette série ;
- des pélites à lentilles ou à miches de calcaire gréseux à microconglomératique, contenant des dragées de quartz (jusqu'à 4 mm) et des débris de feldspaths et de micas chloritisés. Le

ciment, calcaire, de ces nodules est localement dolomitique et riche en débris biogènes (Echinodermes, Mollusques).

c) Coupe 17

Une piste qui mène de Las Ollas, vers l'Est, jusqu'au lieu-dit Cambural de Cataure, recoupe à son extrémité (fig. 55) :

1. des pélites argilo-silteuses et des pélites calcaires intercalées de calcaire gréseux et siltite en lame mince ; ces niveaux représentent une partie de l'ensemble calcaro-siliceux et pélitique observé au NW de Las Ollas (coupe 15) ;
2. en contact normal, une accumulation de blocs (fragments de bancs) de calcaire (microsparite) à Radiolaires calcitisés et Foraminifères planctoniques dispersés ; ce faciès est identique à un de ceux observés dans l'ensemble de Las Ollas ;
3. d'épaisses séquences de pélites à galets passant localement à des conglomérats mal indurés ; le matériel clastique grossier consiste en fragments subarrondis à très anguleux de chert noir, de calcaire sombre à grain fin, de calcaire gréseux à petites dragées de quartz et débris de roches vertes. Un niveau calcaire gréseux, disposé en lentilles, remanie essentiellement des débris de roche verte (dolérite, roche microlithique, pyroclastite, serpentinite) ;
4. une succession de conglomérats et grès graywackeux mal classés, identiques à ceux observés à l'entrée du Guatopo (flysch grés-conglomératique des coupes 10 et 11).

d) Coupe 16

Elle montre, du Nord vers le Sud (fig. 55) :

1. des pélites calcareuses intercalées de bancs épais de calcaire gréseux, évoquant les faciès Sénonien supérieur observés en rive Nord du Rio Lagartijo (coupe 11) ;
2. une succession complexe, grossièrement rythmée, de :
 - siltite phylliteuse à ciment légèrement calcareux ou non ;
 - calcaire silteux en bancs minces, montrant, en lame mince, une structure en laminites et des micro-slumps ;
 - pélites argilo-silteuses à galets et granules de calcaire sombre à grain fin et à rares fragments de roches volcaniques basiques ;
 - pélites à galets et conglomérats, remaniant essentiellement des roches vertes (gabbros, dolérites, pyroclastites), des roches métamorphiques (métatufs, quartzites) et des jaspes sombres à Radiolaires ; les éléments ont une taille de l'ordre du cm à 10 cm ;
 - des microconglomérats et grès calcareux à éléments subanguleux (jaspes à Radiolaires, quartz, dolérite, gabbro, serpentinite et ferromagnésiens oxydés) et montrant des granoclasses positifs.

Cette succession présente des points communs avec la Fm. Garrapata observée le long des coupes 11 et 14 ; elle en diffère cependant par l'irrégularité des successions lithologiques, la rareté des granoclasses dans les séquences les plus grossières ; d'autre part,

le matériel clastique de ces dernières peut être essentiellement carbonaté ou mixte (calcaires et débris de roches basiques) ;

4. une épaisse succession, replissée, de graywackes, grès graywackeux, conglomérats à quartz et chert noir, pélites à galets (ensemble correspondant au flysch grés-conglomératique) ; vers le Sud, on observe un passage au flysch pélito-gréseux ou grés-pélitique qui caractérise l'Unité du Rio Orituco.

5.- Résumé

a) Considérations stratigraphiques

Différents ensembles sédimentaires (d'importances très inégales en épaisseur) peuvent être distingués au sein de l'Unité de Guatopo et en particulier de sa bordure méridionale ; dans la suite de cet exposé, ils seront nommés respectivement (fig. 56) :

- les calcaires (pélagiques) de Las Colonias (coupe 10) ;

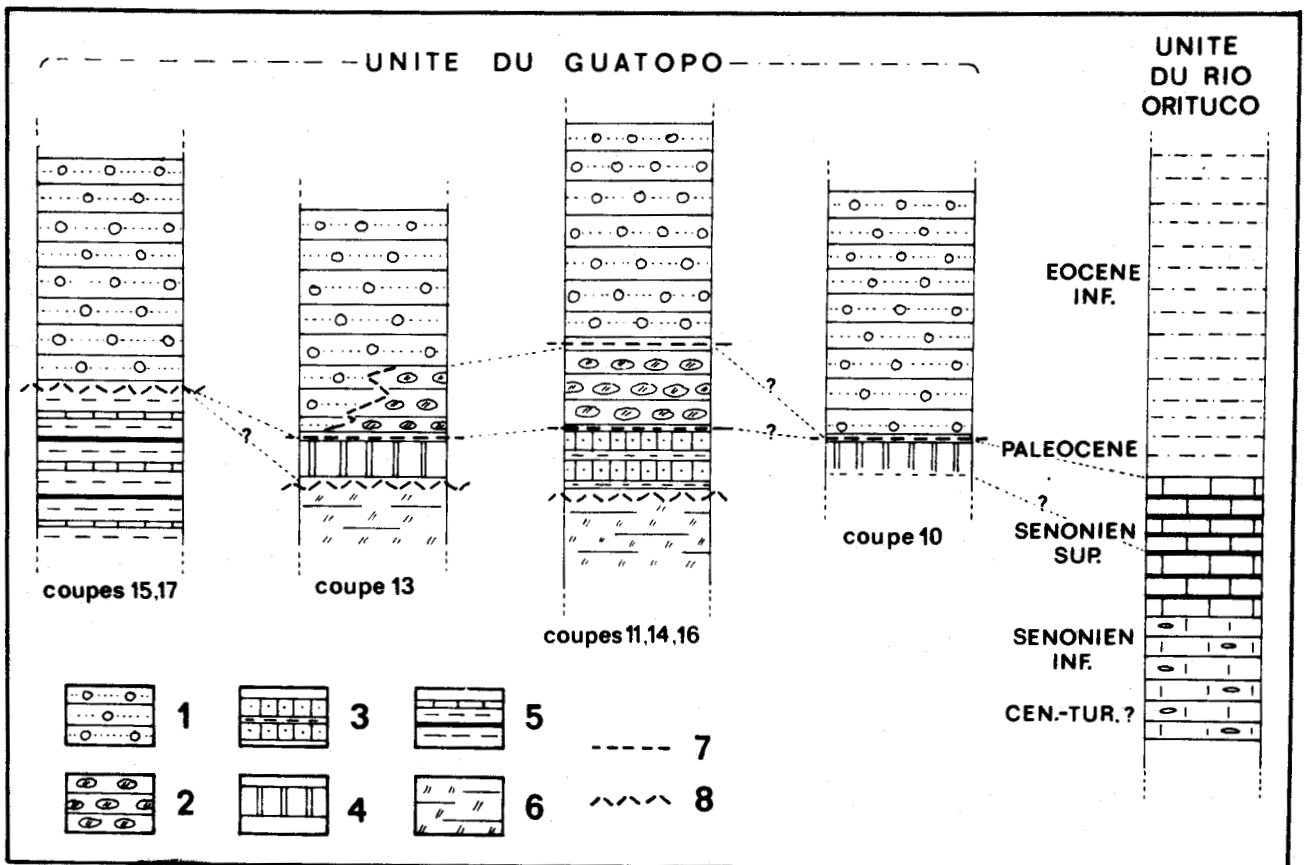


Fig. 56.- Stratigraphie schématique de l'Unité du Guatopo, Zone Piémontine.

Légende : 1. flysch du Guatopo; 2. Fm. Garrapata; 3. Calizas del Río Lagartijo; 4. Calizas de Las Colonias; 5. Série de Las Ollas; 6. volcanites basiques (Nappes d'Aragua); 7. concordance supposée; 8. discordance supposée.

Fig. 56.- Estratigrafía esquemática de la Unidad del Guatopo, Zona Piemontina.

Leyenda : 1. flysch del Guatopo; 2. Fm. Garrapata; 3. Calizas del Río Lagartijo; 4. Calizas de Las Colonias; 5. Série de Las Ollas; 6. rocas volcánicas básicas (Napas de Aragua); 7. concordancia supuesta; 8. discordancia supuesta.

- les calcaires (gréseux) du Rio Lagartijo (coupe 11) ;
- la série de Las Ollas (coupe 15) ;
- la Fm. Garrapata (wildflysch à matériel igné basique ; coupe 11) ;
- le flysch (gréso-conglomératique) du Guatopo.

Parmi ces cinq ensembles, trois sont datés directement : les calcaires de Las Colonias (Sénonien supérieur, probablement Campanien supérieur), les calcaires du Rio Lagartijo (Sénonien supérieur) et la série de Las Ollas (Crétacé supérieur indifférencié). Par ailleurs, le flysch du Guatop montrant -au moins *pro parte*- un passage latéral ou latéral diachrone au flysch de l'Unité du Rio Orituco, il peut être corrélé avec le second ; avec les réserves qu'imposent le peu de précision sur l'âge du flysch du Rio Orituco (Paléocène-Eocène inférieur) et la discontinuité des coupes connues dans les deux unités.

J'ai souligné, d'une part, le fait que les pendages sont souvent très redressés le long des différentes coupes observées (11, 13, 14, 15) et, d'autre part, le fait que certains niveaux sédimentaires (cf. coupe 13) sont en contact normal possible avec les formations volcaniques de la bordure Sud des Nappes d'Aragua. Ces remarques m'ont conduit à considérer que certaines coupes (10, 11, 13, 16) représentent -en dépit d'écaillages ou de décollements (avec jeu parallèle à la stratification)- une série inversée dont la base se situe au Nord.

La figure 56 résume cette hypothèse pour les principales successions observées, ainsi que les corrélations entre elles et la série du Rio Orituco (l'épaisseur des calcaires de Las Colonias et du Rio Lagartijo étant exagérée par rapport à celle des autres ensembles). Le substratum du flysch du Guatopo serait donc variable ; ce dernier reposerait soit en concordance sur des sédiments d'âge Sénonien supérieur eux-mêmes reposant sur le bord Sud des Nappes d'Aragua, soit directement -en discordance- sur des sédiments d'âge Crétacé supérieur.

Sur les schémas proposés, la Fm. Garrapata apparaît intercalée entre les calcaires Sénonien supérieur et le flysch du Guatopo. Cette formation, définie dans les environs de San Juan de Los Morros (ANONYME, 1970), est attribuée au Turonien-Sénonien inférieur (in BELL, 1968 a) après la découverte d'une Ammonite coniacienne. GONZALEZ DE JUANA *et al.* (1980) discutent l'âge de la formation en fonction des éléments qu'elle remanie et proposent un âge Sénonien supérieur. Les observations présentées ici vont dans ce sens, puisque la Fm. Garrapata serait soit sous-jacente au flysch du Guatopo, soit *pro parte* équivalente latéralement à celui-ci, les sources de matériel remanié étant différentes. L'Ammonite coniacienne proviendrait des calcaires noirs pélagiques que l'on observe en galets dans les conglomérats (BELL, 1968 a ; et observations personnelles). Par ailleurs, je n'ai pas observé de roches ignées en place au sein de la Fm. Garrapata. A l'Ouest du secteur étudié, BELL (1968 a et b) mentionne des olistolithes de serpentinite ; KONIGSMARK (1965) et JARVIS (1966) mentionnent des brèches de diorite à pyroxènes.

b) Du point de vue sédimentologique, j'effectuerai plusieurs comparaisons.

Pour ce qui concerne le Tertiaire inférieur terrigène, si le flysch de l'Unité du Rio Orituco forme un ensemble dépourvu de carbonate (sauf exceptionnellement sous forme de clastes) et typiquement turbiditique, le flysch du Guatopo apparaît, à la différence, très irrégulièrement stratifié ; les successions granoclassées y sont peu abondantes et les variations latéra-

les rapides. Par ailleurs, certains bancs gréseux du flysch du Guatopo ont une légère teneur en carbonate dans leur ciment. Ces observations suggèrent que le flysch du Guatopo représente des dépôts moins profonds, sur un substratum accidenté (Cf. également la stratigraphie) ; une portion seulement de ces dépôts correspondant à des turbidites (et fluxoturbidites) à caractère proximal. Si l'on compare le flysch du Guatopo à la Fm. Garrapata, la seconde apparaît très régulièrement stratifiée ; les fluxoturbidites (BELL, 1968 a) étant intercalées de dépôts plus fins à valeur de contourites. Comme le flysch du Guatopo -et plus nettement encore- la Fm. Garrapata peut présenter une cimentation carbonatée ; j'y ai observé par ailleurs de très rares Foraminifères planctoniques. Le matériel clastique des bases de séquence est plus grossier que celui du flysch du Guatopo et de nature différente ; ce matériel (BELL, 1968 a ; et observations de l'auteur) proviendrait du bord Sud des Nappes d'Aragua ; en l'occurrence ici, il s'agit de la Fm. Dos Hermanas -d'âge albien- qui correspond au sommet de la série de la Nappe de Villa de cura (Cf. chap. IV).

S'agissant du Crétacé supérieur, les calcaires de Las Colonias constituent un niveau holoépélagique, tandis que, dans le Crétacé supérieur de l'Unité du Rio Orituco, la sédimentation apparaît hémipélagique ou terrigène fine. Les calcaires du Rio Lagartijo représentent une sédimentation mixte où les apports terrigènes grossiers apparaissent en alternance et pourraient annoncer le flysch sus-jacent. La série de Las Ollas rappelle, par sa dominante pélagique et la présence de concrétions calcaires, la partie inférieure du Crétacé supérieur du Rio Orituco.

D) La Zone Piémontine ; ses relations avec les Nappes d'Aragua et l'avant-pays piémontin

Avant d'envisager la tectonique de la Zone Piémontine et de ses bordures, je rassemblerai les données issues de l'analyse stratigraphique et discuterai les corrélations proposées au sein de la Zone Piémontine et des domaines qui la bordent.

1.- Relations Zone Piémontine-Avant-pays Piémontin

J'ai rassemblé, sur la figure 57, les conclusions des paragraphes précédents (A, B et C), jointes à celles du chapitre II.

Pour ce qui concerne le Crétacé, seule l'Unité du Rio Taguay et une partie des Ecailles Frontales, comportent des sédiments d'âge Crétacé inférieur, de l'Albien continental à paralié que étant peut-être présent à l'avant de la chaîne. Le Crétacé supérieur apparaît scindé en une portion Cénomanién (?) - Turonien à Sénonien inférieur (présente sous les llanos, dans les Ecailles Frontales et dans l'Unité du Rio Orituco), et une portion Sénonien supérieur dont la présence n'est pas démontrée dans les Ecailles Frontales et à l'avant de la chaîne.

Le Crétacé inférieur des Ecailles Frontales (secteur d'El Morrito) a été considéré comme formant une série continue ; toutefois, il faut rappeler le fait que cette continuité initiale est hypothétique et l'ensemble affleurant est peut-être lié *pro parte* au démantèlement d'une ou plusieurs mégabrèches semblables à celle du Rio Taguay qui, d'âge Albien supérieur, remanie des blocs de calcaires néritiques plus anciens.

S'agissant de l'âge des déformations -et en particulier de l'âge des contacts tangentiels-

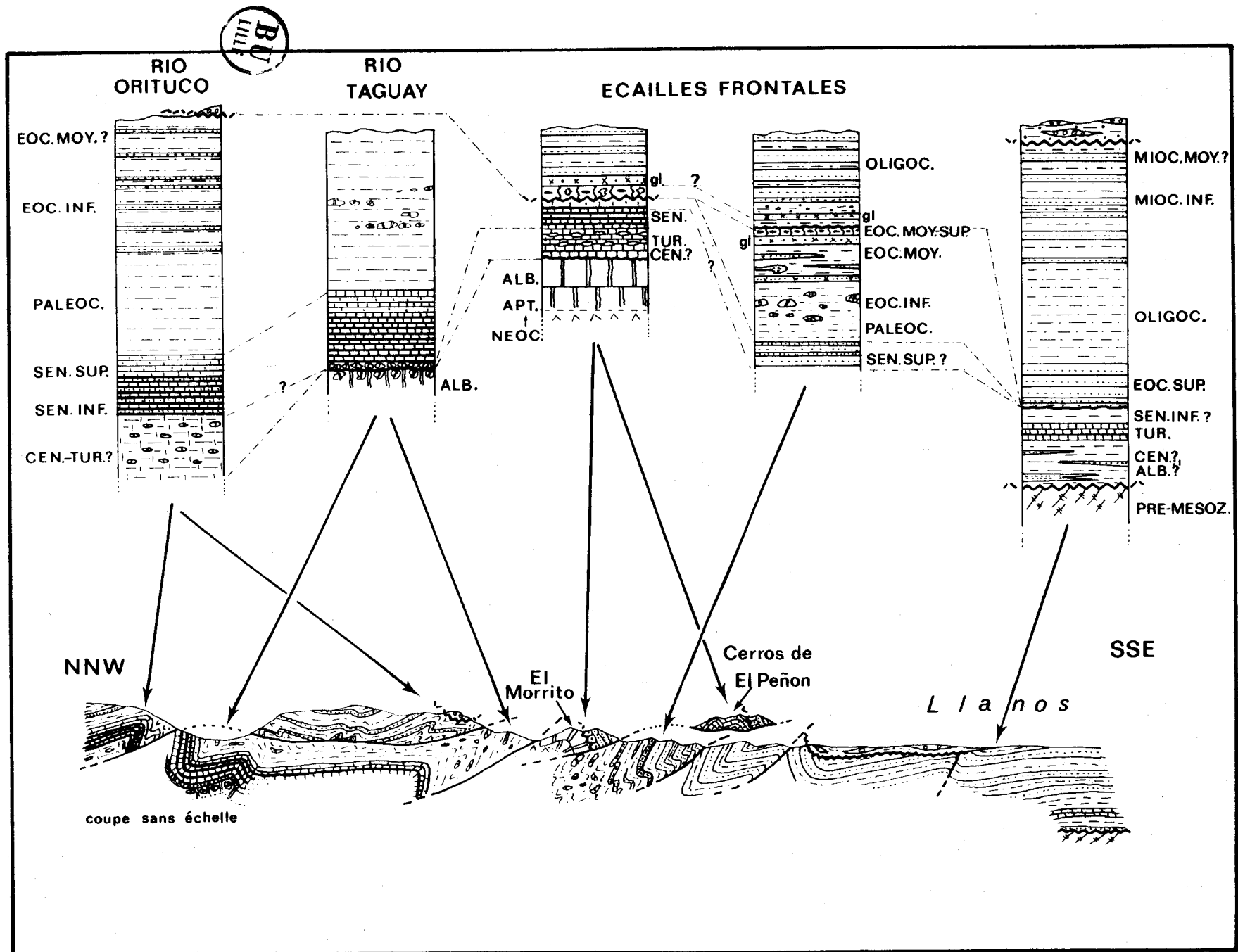


Fig. 57

le conglomérat d'âge Eocène moyen sommital-Eocène supérieur basal scelle une phase au moins plicative affectant la Zone Piémontine et (dans une moindre mesure peut-être) la partie septentrionale (surtout crétacée) des Ecailles Frontales. Un diachronisme de cette phase -entre la série du Rio Orituco et la bordure Nord des Ecailles Frontales- ne peut être écarté compte tenu de l'imprécision des données chronostratigraphiques et, en particulier, de l'âge Eocène supérieur possible du Conglomérat de Botalón. Les contacts tangentiels au sein de la Zone Piémontine, et, en particulier celui qui sépare l'Unité du Rio Orituco de l'Unité du Rio Taguay, peuvent être attribués à cette période de déformation ; ces contacts rejoueront ultérieurement.

Les déformations affectant les molasses oligo-miocènes du Piémont peuvent être reliées à un épisode infra- ou fini-miocène (antérieur au Mio-Pliocène discordant) ; les déformations affectant la série paléogène continue des Ecailles Frontales (partie méridionale) doivent être attribuées à cette même phase miocène dans la mesure où ce paléogène passe en concordance aux molasses oligo-miocènes. Le caractère instable de la sédimentation et la présence d'olistolithes dans le Paléocène-Eocène moyen serait l'écho de la phase antérieure (anté-Fm. Peñas Blancas).

Dans la partie crétacée des Ecailles Frontales et en particulier pour les Cerros de El Peñon, je n'ai pas observé directement le passage du conglomérat Eocène moyen sommital-Eocène supérieur basal et des grès qui le surmontent, à l'ensemble de la série molassique ; on ne peut donc exclure totalement l'hypothèse d'une déformation -en particulier du chevauchement du Crétacé des Ecailles Frontales- fini-éocène ou Oligocène inférieur.

2.- Relations Zone Piémontine-Nappes d'Aragua

Dans l'ensemble du secteur étudié, la Zone Piémontine -en l'occurrence l'Unité du Guatopo- est au contact de la bordure méridionale de la Nappe de Villa de Cura et plus précisément de l'épaisse couverture volcanique d'âge albien à Crétacé supérieur basal qui repose (avec un fort pendage Sud) sur la série métavolcanique du Gr. Villa de Cura (cf. chap. IV). Ces laves et brèches volcaniques -constituant la Fm. Dos Hermannas (GIRARD *et al.*, 1982)- sont localement intercalées dans leur partie supérieure de sédiments calcaro-siliceux et volcano-détritiques, les Couches de Vallecito (BELL, 1968 b).

Très localement (fig. 55) affleurent, au front de la Nappe de Villa de Cura, d'une part, des serpentinites, et, d'autre part, la série sédimentaire très tectonisée de Las Ollas. Les premières représenteraient une mince écaille d'anciennes péridotites appartenant à la Nappe de Loma de Hierro, sous-jacente à la Nappe de Villa de Cura. La seconde, qui représenterait une portion inférieure du Crétacé supérieur, a subi des déformations antérieures au Paléocène (dépot du flysch) voire antérieures au Sénonien supérieur (calcaires de Las Colonias) (fig. 56). Ce petit affleurement de Las Ollas pourrait donc représenter une écaille mise en place avant le Sénonien supérieur ou le Paléocène, soit donc un témoin du substratum tectonique des Nappes d'Aragua, à savoir la Zone de la Cordillère Côtière.

Fig. 57.- Relations stratigraphiques et structurales entre la Zone Piemontine et l'avant-pays piemontin. (Même légende que sur les coupes détaillées correspondantes).

Fig. 57.- Relaciones estratigráficas y estructurales entre la Zona Piemontina y el pie-de-monte. (Vease leyenda sobre los cortes detallados correspondientes).

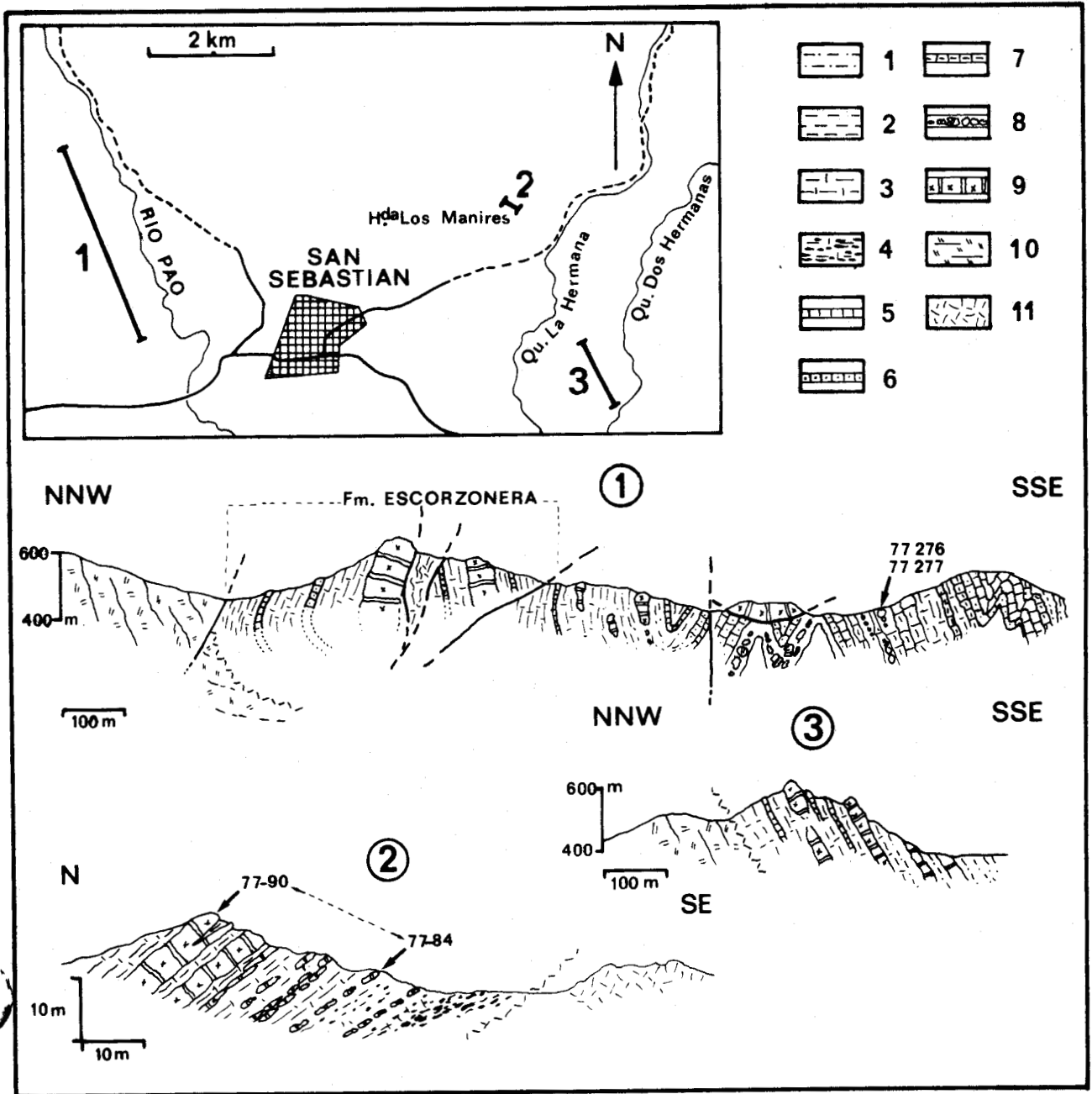


Fig. 58.- Coupes de la bordure septentrionale de la Zone Piémontine dans le secteur de San Sebastian.

Légende : 1. pélites argilo-silteuses; 2. pélites argileuses; 3. pélites calcaires, marnes; 4. pélites ferrugineuses; 5. calcaire à grain fin; 6. calcaire gréseux ou silteux; 7. calcaire marneux; 8. débris-flow à éléments calcaires; 9. calcaire microbréchiqque à débris ignés basiques; 10. laves et brèches basiques; 11. dolérite.

Fig. 58.- Cortes del borde Norte de la Zona Piemontina en el area de San Sebastian.

Leyenda : 1. lutitas arcillosas-siltosas; 2. lutitas arcillosas; 3. lutitas calcareas, margas; 4. lutitas ferruginosas; 5. caliza afanítica; 6. caliza arenosa o siltosa; 7. caliza margosa; 8. debris-flow de elementos de caliza; 9. caliza microconglomerática con clastos igneos básicos; 10. lavas y brechas básicas; 11. dolerita.

a) Données complémentaires : le secteur de San Sebastian

A l'Ouest de Las Ollas, le front des Nappes d'Aragua est marqué -à la différence du secteur que j'ai étudié- par un changement topographique très net, la Zone Piémontine ne correspondant plus qu'à des collines. Si ce "Front de Montagne" (GONZALEZ SILVA et PICARD, 1972) est plus complexe que l'Unité du Guatopo (présence notamment d'une formation à olistolithes), il

présente clairement les relations stratigraphiques entre le bord Sud de la Nappe de Villa de Cura et des calcaires d'âge Maastrichtien-Paléocène supérieur-Eocène inférieur qui eux-mêmes se raccordent à la Zone Piémontine (CAUDRI, 1944 ; de CIZANCOURT, 1948 ; RENZ, 1955 ; SHAGAM, 1960 ; PEIRSON *et al.*, 1966 ; BELL, 1968 b ; GONZALEZ SILVA *et* PICARD, 1971, 1972).

J'ai effectué un petit nombre de coupes (fig. 58) dans le secteur (propice) de San Sebastian, dont une (coupe 2) sous la conduite de GONZALEZ SILVA .

La coupe 1 montre, en série inverse à verticale, un ensemble de pélites calcareuses, grès calcareux, marnes, et calcaires en bancs d'épaisseur variable ; parmi ces derniers, on observe des faciès fins (micrites à débris de Foraminifères planctoniques et benthiques dispersés) et des faciès plus grossiers et de haute énergie (à Algues, Mollusques, Echinodermes, oolithes, pellets), ces derniers contenant souvent des débris de roches ignées basiques. Je n'ai pas analysé en détail la portion de la coupe correspondant à la Fm. Escorzonera définie et analysée par RENZ (1955) et dans laquelle cet auteur mentionne une microfaune benthique d'âge maastrichtien ainsi que *Globotruncana conica* WHITE.

J'ai observé le passage de cette Fm. Escorzonera vers le Sud (vers le haut) à une épaisse série de calcaires, calcaires silteux, microbrèches, marnes et pélites ; le tout est finement stratifié et contient de nombreuses lentilles (débris-flow) à galets et petits blocs calcaires. Ces derniers appartiennent aux différents niveaux sous-jacents ; deux échantillons de ces faciès resédimentés ont montré de nombreuses sections de *Ranikothalia bermudezi* (PALMER) dé-

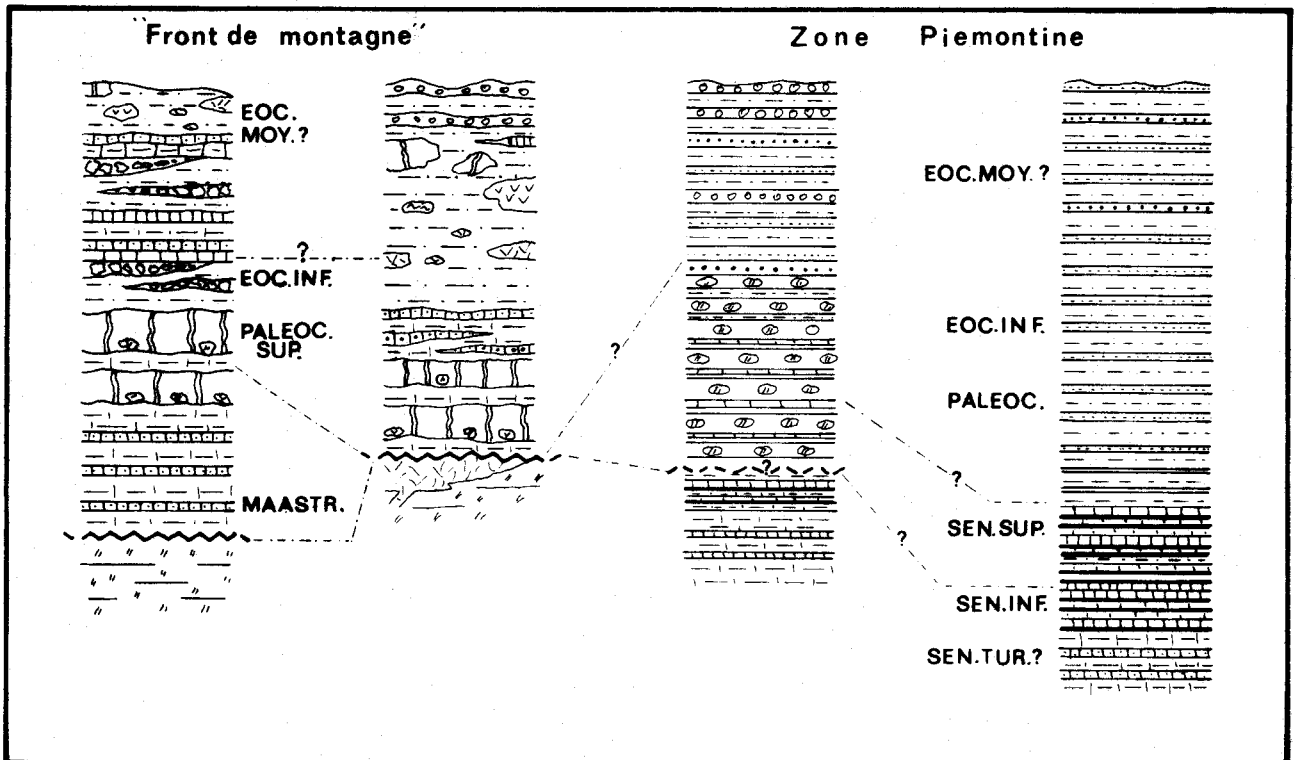


Fig. 59.-Relations stratigraphiques entre la Zone Piémontine et les Nappes d'Aragua au droit de San Sebastian. (Même légende que pour les coupes détaillées correspondantes).

Fig. 59.-Relaciones estratigráficas entre la Zona Piemontina y las Napas d'Aragua frente a San Sebastian. (Misma leyenda que sobre los cortes detallados correspondientes).

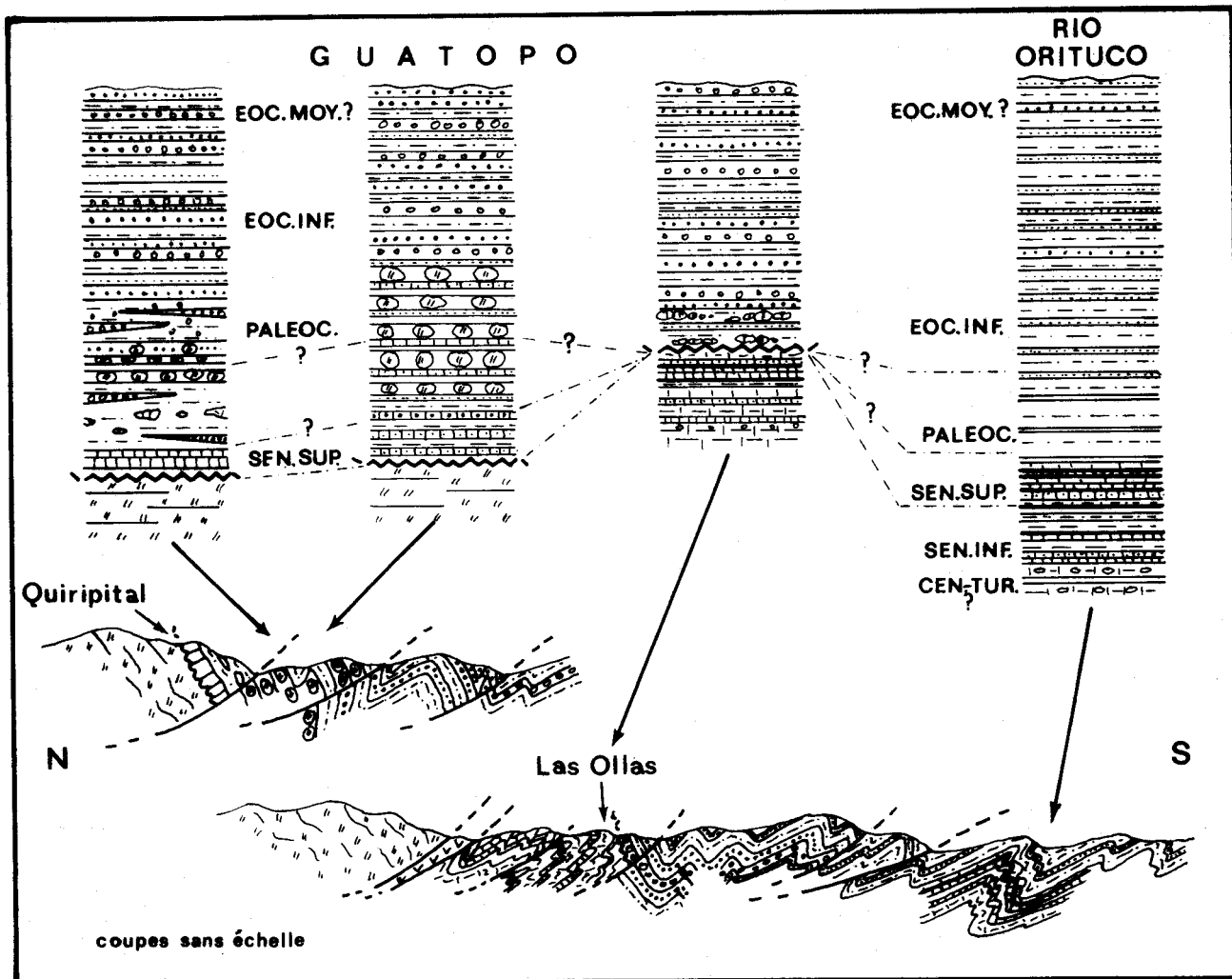


Fig. 60.- Relations stratigraphiques et structurales entre la Zone Piémontine et les Nappes d'Aragua dans la région étudiée. (Même légende que sur les coupes détaillées correspondantes).

Fig. 60.- Relaciones estratigráficas y estructurales entre la Zona Piemontina y las Napas de Aragua en el area estudiada. (Misma leyenda que sobre los cortes detallados correspondientes).

terminées par BLONDEAU, et d'âge Paléocène supérieur-Eocène inférieur (cf. également CAUDRI, 1944 ; de CIZANCOURT, 1948 ; BLONDEAU, 1977). La série se termine par des grès et pélites qui passent en continuité à une épaisse formation à gros olistolithes ; cette dernière, qui ne figure pas sur la coupe présentée, a été analysée en détail par PEIRSON *et al.* (1966) et GONZALEZ SILVA et PICARD (1971, 1972) ; elle passe latéralement et vers le haut à du flysch gréso-conglomératique identique à celui de l'Unité du Guatopo. STEPHAN *et al.* (1980) et BECK *et al.* (1980) ont considéré que cette formation à blocs repose, par l'intermédiaire du Maastrichtien-Paléocène intercalé, sur le bord Sud de la Nappe de Villa de Cura.

Les coupes 2 et 3 montrent des niveaux d'âge Paléocène supérieur-Eocène inférieur reposant directement sur des volcanites basiques (Fm. Dos Hermanas) ; le Paléogène de la coupe 3 passe en continuité vers le Sud (vers le haut) aux pélites à olistolithes. Un échantillonnage serré effectué sur la coupe 2 a montré la présence dès la base de l'affleurement (éch. 77-84) de *Raniokothalia bermudezi* (PALMER), déterminée par BLONDEAU ; l'échantillon sommital (77-90)

en contient également. La coupe 2 correspond à la base d'une série transgressive sur un substratum altérés (cf. niveaux ferrugineux à la base) ; certains échantillons montrent une accumulation de bioclastes (dont les Nummulites cordelées) roulés et entourés d'une gangue ferrugineuse.

La figure 59 résume les observations faites dans le secteur de San Sebastian, associées aux données antérieures. Les colonnes de droite concernant la Zone Piémontine sont adaptées des travaux de PEIRSON *et al.* (1966) et de GONZALEZ SILVA et PICARD (1971, 1972). Dans cette région, la série turbiditique à matériel volcanique (Fm. Garrapata) repose directement sur une formation calcaro-siliceuse et pélitique attribuée au Turonien-Sénonien inférieur (Fm. Quercual) par BELL (1968 b) et GONZALEZ SILVA et PICARD (1971).

b) Synthèse des observations

Bien qu'entre la région étudiée et celle de San Sebastian, le Sénonien supérieur-Paléogène présente d'importantes variations, les relations observées entre ce dernier et le bord Sud des Nappes d'Aragua apparaissent similaires. Les données concernant le secteur de San Sebastian viennent conforter les hypothèses émises pour la région de Las Ollas - Las Colonias. La figure 60, qui tente de résumer ces conclusions, montre le passage, du Sud vers le Nord, d'un domaine

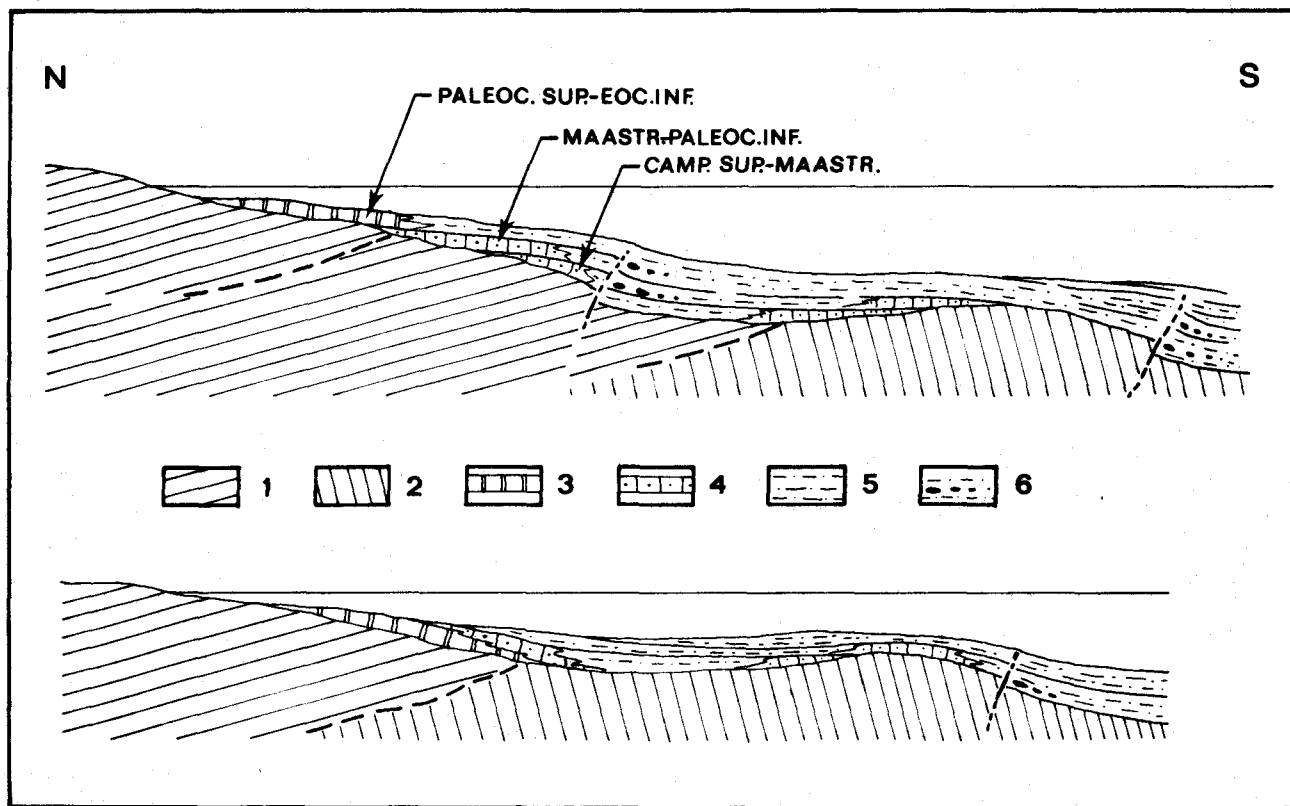


Fig. 61.- Relations stratigraphiques dans le Sénonien supérieur-Paléocène du bord Nord de la Zone Piémontine.
Légende : 1. Nappes d'Aragua; 2. Crétacé de la Zone Piémontine ou de la Zone de la Cordillère Côtière; 3. faciès épineritique; 4. faciès carbonaté et terrigène; 5. flysch; 6. olistolithes.

Fig. 61.- Relaciones estratigráficas en el Senoniense superior-Paleoceno del borde Norte de la Zona Piemontina.
Leyenda : 1. Napas de Aragua; 2. Cretacico de la Zona Piemontina o de la Zona de la Cordillera de la Costa; 3. faciès epineritico; 4. faciès calcaro y terrigeno; 5. flysch; 6. olistolitos.

où le Sénonien et le Paléogène sont en continuité, à un domaine à Sénonien supérieur (Campanien supérieur pour le plus ancien daté) ou Paléocène (ou Eocène inférieur ?) discordant. Ce Sénonien supérieur ou ce Paléocène reposent soit sur la Nappe de Villa de Cura, soit sur des écaillés coincées à l'avant de celle-ci ; le dispositif représenté implique que la mise en place de ces écaillés soit antérieure à la (ou les) discordance du Sénonien supérieur-Paléocène.

L'alternative qui vient d'être évoquée pose un problème majeur : la Zone Piémontine s'appuie-t-elle sur le front des Nappes d'Aragua par l'intermédiaire d'une seule discordance (anté-Campanien supérieur) ou de plusieurs discordances successives (anté-Campanien supérieur, anté-Maastrichtien, anté-Paléocène supérieur, et, peut-être anté-Eocène inférieur) ; à ces dernières il faudrait ajouter l'existence de Paléocène inférieur moyen reposant sur le "dos" des Nappes d'Aragua (chap. IV). La multiplicité des âges de niveaux discordants, la grande variabilité latérale des faciès, la richesse en remaniements et resédimentations (conglomérats, olistolithes), et le fait qu'il n'a pas été observé de discordance entre les différents niveaux du Sénonien-Paléogène eux-même (cf. discussion à propos de la Fm. Escorzonera *in* ANONYME, 1970 et *in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980) me conduisent à l'interprétation suivante : les relations observables actuellement seraient le résultat d'une discordance majeure (scellant une déformation intra-sénonienne, anté-Campanien supérieur ?) suivi d'une transgression se développant sur un domaine accidenté et probablement tectoniquement instable. Dans cette hypothèse, les différents niveaux de base (des calcaires de Las Colonias au calcaires à *Ranikothalia*) seraient transgressifs les uns par rapport aux autres et ce tant latéralement (en Est-Ouest) que transversalement (en Nord-Sud), l'ensemble dessinant un dispositif de type "onlap" ou "downlap", en fonction du substratum et de ses déformations (fig. 61).

En termes de formations, PEIRSON *et al.* (1966) ont rassemblé les différentes séries sédimentaires du Paléogène de la Zone Piémontine et de sa bordure septentrionale dans la Fm. Guárico (ANONYME, 1970), celle-ci représentant initialement le flysch grésopélimitique des environs de San Juan de Los Morros. La Fm. Guárico regroupe PEIRSON *et al.* (1966) et BELL (1968 b) :

- le faciès flysch ;
- le Membre Morro del Faro ; il désigne les calcaires paléocènes-Eocène inférieur lorsqu'ils sont massifs (plusieurs centaines de mètres d'épaisseur dans la localité-type) ; ils sont considérés comme récifaux par PEIRSON *et al.* (1966) et BELL (1968 b). Les échantillons que j'ai prélevés dans la localité-type et dans le secteur de San Sebastian montrent un faciès épiniétique à bioclastes roulés (dont de rares polypiers isolés) ;
- le Membre Caramacate ; il correspond aux alternances de calcaires, calcaires gréseux et marnes, intercalées de lentilles conglomératiques (fig. 58, coupe 1) ; ces niveaux sont considérés comme les équivalents périrécifaux des calcaires massifs précédents ;
- le Membre Los Cajones ; il représente la série à olistolithes ; considérée comme un wild-flysch par PEIRSON *et al.* (1966), cette série est reliée par BELL (1968 b) à une tectonique tangentielle.

Enfin, le Paléogène pélimitique du Río Taguay -considéré ici comme un flysch distal (BECK, 1977 a)- correspond à la Fm. Vidoño (déjà mentionnée à propos des Ecaillés Frontales). Dans la

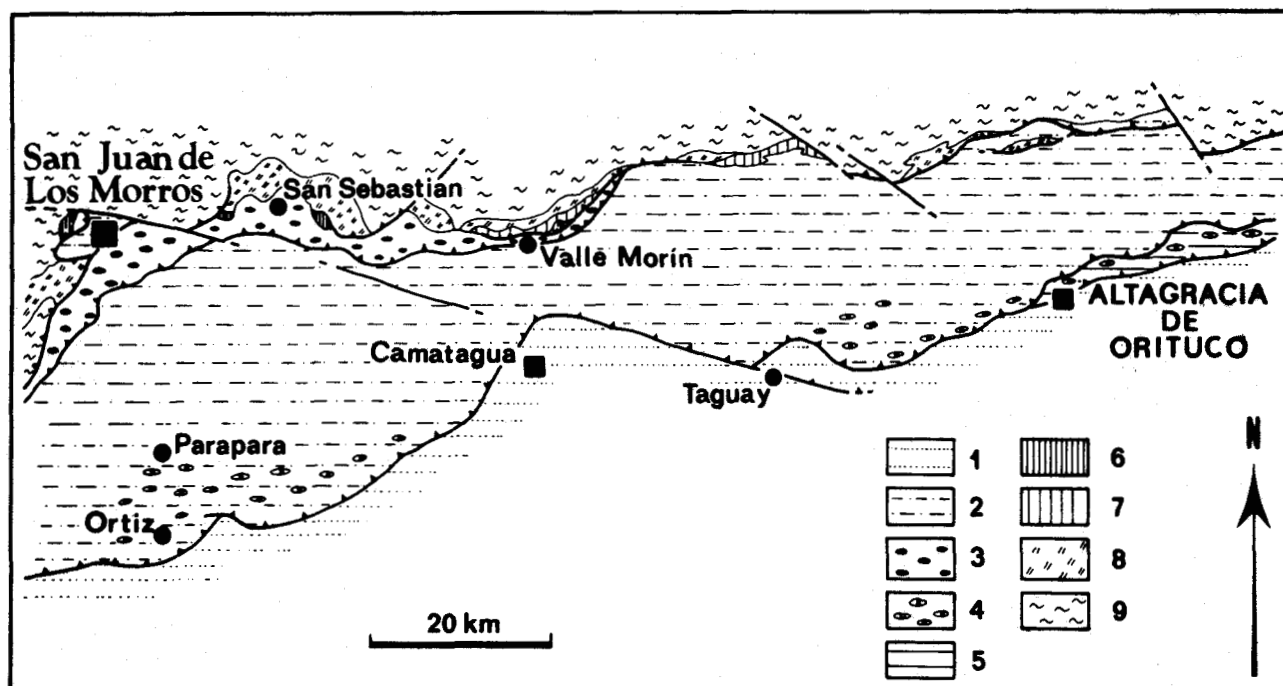


Fig. 62.- Les formations à olistolithes de la Zone Piémontine dans la Chaîne Caraïbe centrale.

Légende : 1. Oligo-Miocène; 2. Zone Piémontine; 3. Complejo Los Cajones; 4. flysch pélitique à blocs; 5. Ecaïles Frontales; 6. Maastrichtien et Paléocène supérieur-Eocène inférieur; 7. Sénonien supérieur (dont Fm. Garrapata); 8. rocs volcaniques básicas Albiens à Sénonien inférieur (Fm. Dos Hermanas); 9. rocs metavolcánicas con glaucofano (Gr. Villa de Cura).

Fig. 62.- Las formaciones con olistolites de la Zona Piemontina en la Cadena Caribe central.

Leyenda : 1. Oligo-Mioceno; 2. Zona Piemontina; 3. Complejo Los Gajones; 4. flysch lutítico con bloques; 5. Escamas Frontales; 6. Maastrichtiense y Paleoceno superior-Eoceno inferior; 7. Senoniense superior (incluyendo la Fm. Garrapata); 8. rocas volcánicas básicas Albiense hasta Senoniense inferior (Fm. Dos Hermanas); 9. rocas metavolcánicas con glaucofano (Gr. Villa de Cura).

terminaison orientale de la Zone Piémontine (région de Boca de Uchire ; chap. I) ZAPATA (1976, *in* CAMPOS et OSUNA, 1977) distingue un flysch grés-pélitique (Fm. Guárico) au Nord et un flysch pélitique (Fm. Vidoño) au Sud.

3.- Comparaison brève avec la Transversale de Barquisimeto

Dans la Chaîne Caraïbe occidentale (chap. I), la Zone Piémontine est décalée par le décrochement de Boconó et s'évase pour former le "surco" de Barquisimeto (BELLIZZIA, 1972 ; STEPHAN *et al.*, 1980). Dans cette région, affleure la Fm. Matatere (ANONYME, 1970) d'âge Maastrichtien supérieur à Eocène moyen, et caractérisée par un faciès flysch et des niveaux à olistolithes. Les études détaillées réalisées par STEPHAN (1977 a, 1982) montrent l'imbrication à la fois structurale et stratigraphique du Paléogène et des unités qui le chevauchent, au sein du "Complexe Tectono-sédimentaire de Lara". La Zone Piémontine y est largement recouverte par des écaïles de sédiments Crétacé (inférieur et supérieur) appartenant à la Zone de la Cordillère Côtière, et, sur la bordure septentrionale, par la Nappe de Cauagua-El Tinaco (unité basale des Nappes d'Aragua). Une comparaison de la stratigraphie des différentes unités distinguées par STEPHAN (1982, 1985) avec les observations résumées précédemment (fig. 57, 59, 60) conduit à souligner :

- des similitudes ; présence d'un flysch pélitique concordant sur le Sénonien supérieur, au

Sud (Matatere I, pélites du Río Taguay) ; passage, vers le Nord, à un flysch grésopélitique à grésoconglomératique discordant sur du Paléocène ou du Crétacé (Matatere III, flysch du Guatopo) ;

- des différences importantes, surtout pour ce qui concerne les discordances au sein du Paléogène ; une sorte d'inversion apparaît puisque le long de la Transversale de Barquisimeto, on observe du Paléocène supérieur discordant à l'avant (au Sud) et de l'Eocène moyen sommital discordant à l'arrière (au Nord) (STEPHAN, 1982, 1985) ; dans la région que j'ai étudiée, on trouve du Paléocène supérieur discordant à l'arrière (calcaires à *Ranikothalia*) et de l'Eocène moyen sommital-Eocène supérieur basal discordant à l'avant (conglomérats à Lépidocyclinidés). Par ailleurs, un fort développement des niveaux à olistolithes caractérise la Transversale de Barquisimeto, ceux-ci étant présents dans les différentes unités distinguées, du Paléocène inférieur à l'Eocène moyen sommital, et ce indépendamment du faciès. Enfin, la chronologie des déformations compressives diffère partiellement ; STEPHAN (1977 a, 1982) argue l'existence de plusieurs épisodes, du Paléocène à l'Eocène moyen.

Si la tectonisation tangentielle du Complexe Tectono-sédimentaire de Lara et celle de la Zone Piémontine dans la Chaîne Caraïbe centrale sont liées à une même période de compression NNW-SSE, l'apparente inversion, notée précédemment dans la chronologie des déformations de l'avant vers l'arrière, pourrait s'expliquer :

- par une différence dans la structure et le comportement tectonique des avants-pays respectifs (plate-forme andine, avant-pays émergé au droit d'Altigracia) ;

- et (ou) par une différence dans l'épaisseur et le comportement tectonique du substratum anté-Crétacé supérieur de la Zone Piémontine, dans les deux secteurs considérés.

4.- Les séries à olistolithes (ou complexes à blocs) associées à la Zone Piémontine et à ses bordures

a) Résumé des données

Des séquences de pélites à blocs resédimentés ont été observées dans le Paléocène-Eocène inférieur des Ecailles Frontales et de la série du Río Taguay, d'une part, et, très localement, dans le flysch de l'Unité du Guatopo, d'autre part. Plus à l'Ouest (fig. 62), on retrouve des petits blocs exogènes resédimentés dans le Paléocène-Eocène inférieur affleurant entre Ortiz et Parapara (PEIRSON *et al.*, 1966 ; FURRER, 1972 ; et observations personnelles). C'est surtout le bord Nord de la Zone Piémontine qui présente un très fort développement de niveaux à olistolithes au sein du Membre Los Cajones (*cf. supra* et fig. 62) à la fois par l'épaisseur du complexe lui-même et par la taille des xénolithes qu'il renferme. J'ai pu observer, en compagnie de STEPHAN, une coupe-type proposée par BELL (1968 b).

En résumé, deux ensembles se distinguent clairement à la fois géographiquement et par leurs lithologies :

1. un complexe septentrional, très épais, constitué de pélites intercalées de conglomérats graywackeux et calcaireux mal cimentés. Dans ces dépôts, d'âge Eocène inférieur (voire

moyen ; fig. 59), sont inclus des blocs de tailles variées et des panneaux d'épaisseur décimétrique et de largeur hectométrique. Les xénolithes sont constitués de péridotite serpentinisée, de dolérite massive, de brèche volcanique basique, de calcaire massif à Algues et *Ranikothalia*, de calcaire noir à grain fin (aspect Cénomano-Turonien) et de chert noir. J'y ai observé également des petits blocs d'amphibolite et de granitoïde. Au Sud-Est de San Juan de Los Morros, un panneau de dimension kilométrique est également interprété comme un olistolithe par GONZALEZ SILVA et PICARD (1971) ; il s'agit de conglomérats volcaniques intercalés de sills de diorite à pyroxène, rapportés à la Fm. Garrapata (KONIGSMARK, 1965) ; à mon sens, ce panneau correspond à du volcano-sédimentaire sus-jacent à la Fm. Dos Hermanas ("Couches de Vallecito" de BELL, 1968 b), la Fm. Garrapata étant quant à elle, exclusivement sédimentaire (Cf. également discussion *in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980) ;

2. un ensemble méridional, plus diffus, correspondant à des blocs de petite taille (quelques m au maximum) dispersés dans différents niveaux du flysch pélitique ou de ses équivalents méridionaux ("faciès méridional" de BELL, 1968 b ; Grès d'Ortiz *in* PEIRSON *et al.*, 1966). Par ailleurs, le matériel remanié consiste exclusivement en calcaires Crétacé inférieur -dont du Néocomien (FURRER, 1972)- et supérieur (dont du Cénomano-Turonien).

b) Genèse des niveaux à olistolithes ; l'interprétation de STEPHAN (1977 b, 1982)

Analysant les séries et niveaux à blocs de la région de Barquisimeto -identiques et de même âge que ceux de la région de San Juan de Los Morros = San Sebastian- cet auteur relie leur genèse à l'écaillage sous-marin du domaine piémontin et au charriage sur celui-ci de la Zone de la Cordillère Côtière et, localement, des Nappes d'Aragua. Pour STEPHAN (1977 b, 1982), les resédimentations se développent à la fois à l'avant des corps chevauchants et aussi sur le "dos" de ceux-ci ; les olistolithes de matériel igné basique ou métamorphique sont localisés au Nord. Par ailleurs, cet auteur montre que certains blocs resédimentés dans le Paléogène étaient déjà à l'état resédimentés dans des brèches du Crétacé (Aptien-Albien, Sénonien inférieur), et représentent en quelque sorte des "olistolithes au second degré". Pour la série du Rio Taguay, la même interprétation peut être proposée ; en effet, les blocs observés dans le flysch pélitique sont identiques à ceux remaniés dans les mégabrèches de l'Albien et de la base du Crétacé supérieur. Ces brèches, dont la genèse peut être associée à des escarpements de faille (BIJU-DUVAL, 1977 ; communication orale) à la manière des brèches alpines (*in* KERCKHOVE *et al.*, 1980), alimenteraient postérieurement le flysch à la faveur d'écaillages se produisant à leur niveau (Cf. également fig. 61).

Le développement de formations à olistolithes associées à une tectonique tangentielle, fréquentes dans les chaînes péri-méditerranéennes (ABBATTE *et al.*, 1970 ; BROQUET, 1970 ; LAJAT *et al.*, 1975 ; DE WEVER, 1976 ; CELET *et al.*, 1977 ; BOURGOIS, 1978 ; BECK, 1979 ; etc...) se retrouve à la fois dans la Chaîne Caraïbe vénézuélienne et dans les Grandes Antilles (BOURGOIS *et al.*, 1979 ; MERCIER de LEPINAY *et al.*, 1979). Par ailleurs, des pélites argileuses à blocs telles que la Fm. Joes River de l'île de La Barbade (à laquelle certains niveaux du Sud de la Zone Piémontine ressemblent) sont reliées à l'argilocinèse, étudiée en détail dans le prisme d'accrétion sédimentaire de La Barbade (VALERY *et al.*, 1985), et connue également à Trinidad (HIGGINS et SAUNDERS, 1974).

5.- Essai de définition d'une zone isopique piémontine

La Zone Piémontine, ceinture externe de la Chaîne Caraïbe (STEPHAN *et al.*, 1980 ; BECK *et al.*, 1980), a été caractérisée par un flysch paléogène surmontant en continuité un Crétacé supérieur hémipélagique calcaro-siliceux à terrigène fin, l'ensemble étant très écaillé. Toutefois, sur la bordure Nord de la Zone Piémontine (Unité du Guatopo, région de San Sebastian), la continuité au sein du Crétacé supérieur et du Paléocène disparaît ; sur la bordure Sud, le Cénomano-Turonien peut manquer (Unité du Rio Taguay) pour réapparaître au Sud des Ecailles Frontales. Par ailleurs, la région de Barquisimeto (STEPHAN, 1982, 1985) montre une succession de discordances du Sénonien supérieur à l'Eocène, et, pour STEPHAN (1982), le Complexe Tectono-sédimentaire de Lara représente une transition entre la Zone de la Cordillère Côtière (au Nord) et l'avant-pays andin (au Sud).

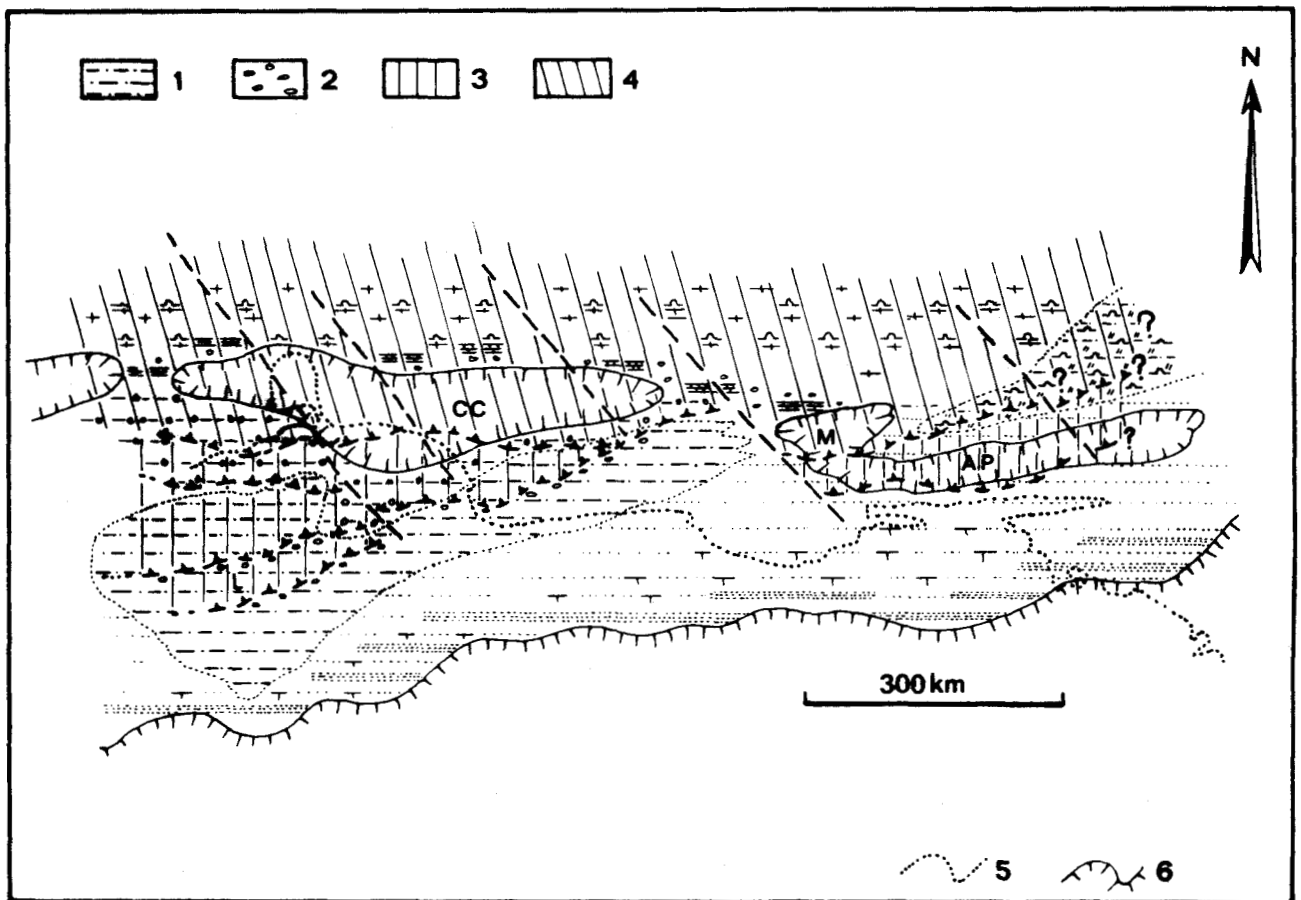


Fig. 63.- Le domaine piémontin dans son cadre paléogéographique et paléostructural à l'Eocène inférieur (d'après BECK, 1983, modifié).

Légende : 1. flysch gréséo-pélimitique à pélimo-gréseux; 2. complexe à olistolithes; 3. Zone de la Cordillère Côtière; 4. Nappes d'Aragua ; 5. côte actuelle prise comme référence fixe; 6. limite de région émergée; Symboles D.S.D.P. pour les sédiments.

Fig. 63.- El dominio piemontino en su cuadro paleogeográfico y paleo-estructural en el Eoceno inferior (según BECK, 1983, modificado).

Leyenda : 1. flysch arenoso-lutítico o lutítico-arenoso; 2. complejo con olistolitos; 3. Zona de la Cordillera de la Costa; 4. Napas de Aragua; 5. costa actual tomada como referencia fija; 6. limite de tierra emergida; Símbolos D.S.D.P. para los sedimentos.

Ces différentes remarques conduisent à distinguer, pour définir une zone isopique piémontine (ou un domaine paléogéographique piémontin), au moins deux époques. Le long du transect étudié ici, un régime général de sédimentation terrigène turbiditique caractérise la période Paléocène-Eocène inférieur (et moyen *pro parte* ?). Ces dépôts s'effectuent dans une dépression grossièrement allongée Est-Ouest dont la bordure méridionale reçoit une sédimentation de plate-forme à alimentation méridionale (BELL, 1968 b ; BECK, 1983) ; il faut noter que la sédimentation du flysch est diachrone du Nord au Sud et perturbée (sur le bord Nord du sillon) par des déformations (probablement compressives), la Fm. Guárico apparaissant synorogénique. Les séries des Ecailles Frontales correspondraient à la marge méridionale (Zone Piémontine Externe de BECK, 1978) du domaine paléogéographique ainsi défini (fig. 63).

S'agissant du Sénonien supérieur sous-jacent au domaine précédemment défini, il faut distinguer une zone septentrionale où il est discordant (sur des roches ignées basiques ou des sédiments d'âge Sénonien inférieur ou plus anciens) d'une zone méridionale où le Crétacé supérieur est continu dans sa presque totalité. La petite écaille de Las Ollas (fig. 55 et 56) montre qu'au Nord de la Zone Piémontine, les Nappes d'Aragua recouvrent tectoniquement un secteur présentant un Crétacé supérieur (partie inférieure) sédimentaire hémipélagique. Une homologie peut ainsi être proposée avec la Transversale de Barquisimeto où l'essentiel des unités charriées sur la Zone Piémontine sont constituées de Crétacé inférieur-Sénonien inférieur sédimentaire et épimétamorphique (BELLIZZIA et RODRIGUEZ, 1976, 1968 ; STEPHAN, 1982), et rattachées à la Zone de la Cordillère Côtière. J'adopterai cette interprétation et restreindrai -pour la période anté-paléocène- l'extension du domaine piémontin à la portion à Sénonien complet et continu ; la portion à discordance intra-sénonienne appartenant au domaine de la Cordillère Côtière (dont les caractéristiques seront par ailleurs développées dans le chapitre V). Deux paléogéographies "piémontines" se superposent ainsi, la seconde (Paléocène-Eocène inférieur) "débordant" en quelque sorte la première (Campanien supérieur) vers le Nord (fig. 63).

La Zone Piémontine -avec les caractéristiques lithostratigraphiques du transect d'Altagrafia de Orituco- se prolonge jusque dans la région de Boca de Uchire (CAMPOS et OSUNA, 1977 ; Cf. chap. I). Au-delà, les schistes de la Cordillère Côtière viennent en contact direct avec la Chaîne Intérieure Orientale, constituée d'une série de plate-forme Crétacé inférieur à Néogène, subautochtone et plissée au Miocène (CAMPOS, 1981 ; CHEVALIER *et al.*, 1985 ; ROSSI *et al.*, 1985). La juxtaposition de ces deux ensembles serait liée à la fois à une tectonique tangentielle transversale et à un coulissage longitudinal le long de l'accident d'El Pilar (*in* STEPHAN *et al.*, 1980). Il n'est pas fait mention dans les travaux concernant ces régions d'arguments en faveur d'une continuation vers l'Est du flysch piémontin, même décalée par des décrochements transversaux. Les données de sismique en mer et de forage (BIJU-DUVAL *et al.*, 1984 ; et *in* CAMPOS, 1981) concernant la marge vénézuélienne, ainsi que les données concernant l'île de Margarita (*in* MUÑOZ, 1973 ; CAUDRI, 1974) montrent un Eocène inférieur-moyen peu épais, siliceux et volcano-détritique, sur des roches ignées ou métamorphiques crétacées ou plus anciennes, et surtout un Eocène moyen sommital-Eocène supérieur basal à Lépidocyclinidés (BUTTERLIN, 1970 ; CAUDRI, 1974) passant vers le haut à une série de type flysch. Cette dernière se retrouve au Nord dans l'île de Grenade (SAUNDERS *et al.*, 1980). Dans l'île de Margarita, existent des témoins remaniés d'un Paléocène néritique calcaire (*in* MUÑOZ, 1973). Environ 400 km au Nord-Est, dans l'île de La Barbade, affleurent des sédiments terrigènes (de delta profond)

d'âge Paléocène à Eocène supérieur (BIJU-DUVAL *et al.*, 1985) ; l'Eocène inférieur-moyen, connu en sondage à l'Est de Margarita (*in* CAMPOS, 1981), correspondrait à un domaine de sédimentation séparé du domaine piémontin et qui se raccorderait, vers l'Est et le Nord-Est, au delat profond de la Ride de La Barbade (SPEED, 1981 ; BECK, 1983 ; fig. 63).

III.- GEOMETRIE ET CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS CENOZOIQUES DE LA ZONE PIÉMONTINE ET DES ENSEMBLES LIMITROPES

A) Introduction

L'essentiel des données et des considérations sur la géologie structurale du transect étudié seront regroupées ici bien que débordant le cadre de la seule Zone Piémontine ; j'envisagerai l'ensemble compris entre l'avant-pays non déformé et la bordure septentrionale des Nappes d'Aragua. Les raisons de ce regroupement dans un chapitre consacré à la Zone Piémontine sont, outre le souci d'éviter les répétitions, les suivantes :

- de même que la structuration des Ecailles Frontales ne peut être dissociée de celle de la Zone Piémontine, la tectonisation de cette dernière est liée à l'avancée des Nappes d'Aragua ;

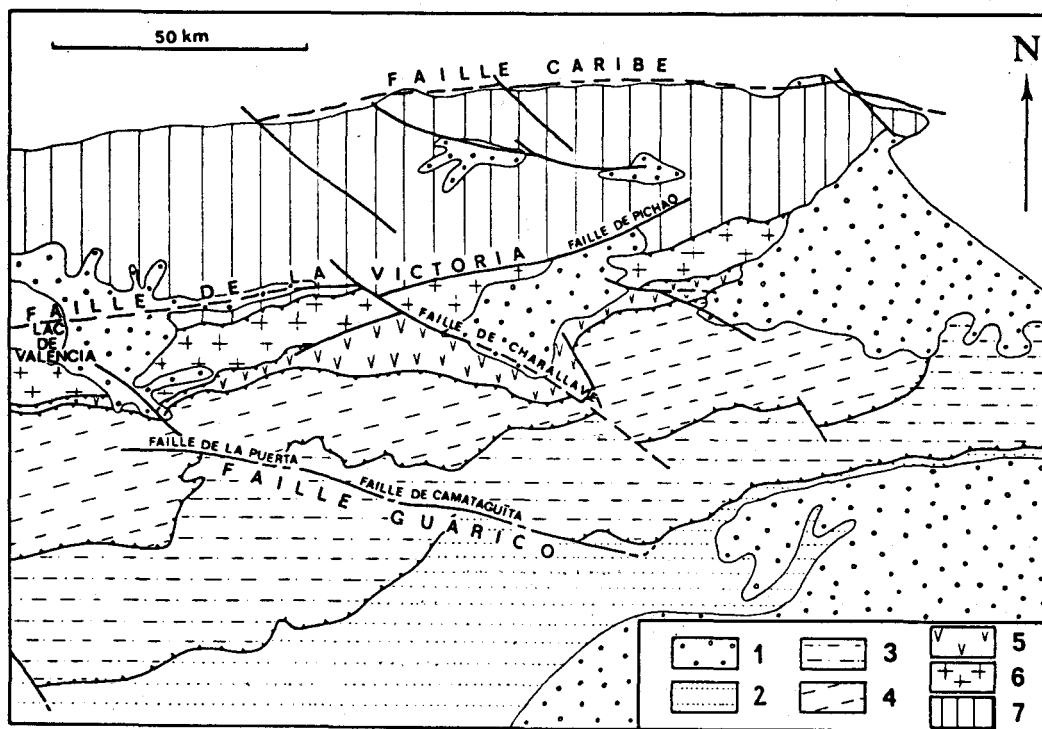


Fig. 64.- Les grands accidents subverticaux de la Chaîne Caraïbe centrale (d'après BELLIZZIA *et al.*, 1976).

Légende : 1. Pliocène-Quaternaire; 2. Oligo-Miocène; 3. Zone Piémontine; 4. Nappe de Villa de Cura; 5. N. de Loma de Hierro; 6. N. de Caucagua-El Tinaco; 7. Zone de la Cordillère Côtière.

Fig. 64.- Principales fallas subverticales de la Cadena Caribe Central. (según BELLIZZIA *et al.*, 1976).

Leyenda : 1. Plioceno-Cuaternario; 2. Oligo-Mioceno; 3. Zona Piémontina; 4. Napa de Villa de Cura; 5. N. de Loma de Hierro; 6. N. de Caucagua-El Tinaco; 7. Zona de la Cordillera de la Costa.

- les grands accidents subverticaux qui découpent la Zone Piémontine et l'avant-pays piémontin découpent souvent également les ensembles situés au Nord (cf. fig. 64) ;

- la genèse des séries à blocs de la Zone Piémontine implique des formations qui dépassent le cadre de celle-ci.

Les ensembles situés au Nord de la Zone Piémontine acquièrent une structuration interne avant le Sénonien supérieur ; celle-ci sera analysée dans les chapitres consacrés aux Nappes d'Aragua et à la Zone de la Cordillère Côtière ; je mentionnerai ici les déformations pouvant être corrélées avec des phases tectoniques cénozoïques. Pour le reste, ces ensembles (Nappes Internes et Zone Intermédiaire) seront considérés en tant que corps allochtones structurés.

Par ailleurs, afin de compléter les observations sur la tectonique la plus récente visible dans l'avant-pays piémontin, j'envisagerai aussi l'analyse du graben intra-montagneux de Santa Lucia-Ocumare del Tuy -ou graben de Tuy moyen- ce dernier s'appuyant sur les Nappes d'Aragua et le bord Sud de la Zone de la Cordillère Côtière (cf. chap. I).

B) Les principales structures tangentielles le long d'un profil transverse

Une série de structures tangentielles -à vergence méridionale- *grosso modo* parallèles à l'axe de la Chaîne, soit d'orientation WSW-ENE, sont visibles depuis la bordure Nord du bassin molassique oligo-miocène jusqu'au front des Nappes d'Aragua (ici, le plus souvent, la Nappe de Villa de Cura). Au sein de ces dernières, les contacts tangentiels majeurs, bien qu'inclinés vers le Sud (cf. fig. 64), sont fondamentalement liés aussi à des charriages à vergence méridionale (cf. chap. IV) d'âge anté-Sénonien supérieur. Postérieurement, ces contacts ont rejoué avec une vergence septentrionale, au sein d'un ensemble (Nappes d'Aragua-Cordillère Côtière) charrié vers le Sud sur la Zone Piémontine.

Les différentes structures tangentielles seront commentées de l'Externe vers l'Interne.

1.- Les molasses oligo-miocènes

Elles sont affectées, à l'intérieur d'une bande large de 20 à 25 km environ, par des plis déjetés vers le Sud, au Sud, puis, plus vers le Nord, par des chevauchements faiblement inclinés qui cisailent des flancs inverses courts (fig. 65, coupe 3). Ces contacts apparaissent relativement superficiels compte-tenu de l'épaisseur des molasses (cf. chap. II). A l'approche du front de la Zone Piémontine, les contacts sont plus serrés et plus redressés et des fragments de série à pendages normaux et inverses alternent de manière serrée. Des surfaces striées faiblement inclinées sont observables le long de la route Altigracia-Taguay (cf. BECK, 1977 c).

2.- Relations entre les molasses oligo-miocènes et la Zone Piémontine ; les Ecailles Frontales

Dans la région de Taguay (fig. 40), l'Oligo-Miocène est chevauché directement soit par l'Unité du Río Taguay, soit par l'Unité du Río Orituco. Dans le secteur d'Altigracia et plus à l'Est, la présence des Ecailles Frontales et celle de témoins discordants (sur les Ecailles Frontales ou sur la Zone Piémontine) représentant la base probable de la série molassique, permettent de mieux analyser les relations entre celle-ci et la Zone Piémontine. Les coupes 1 et 2

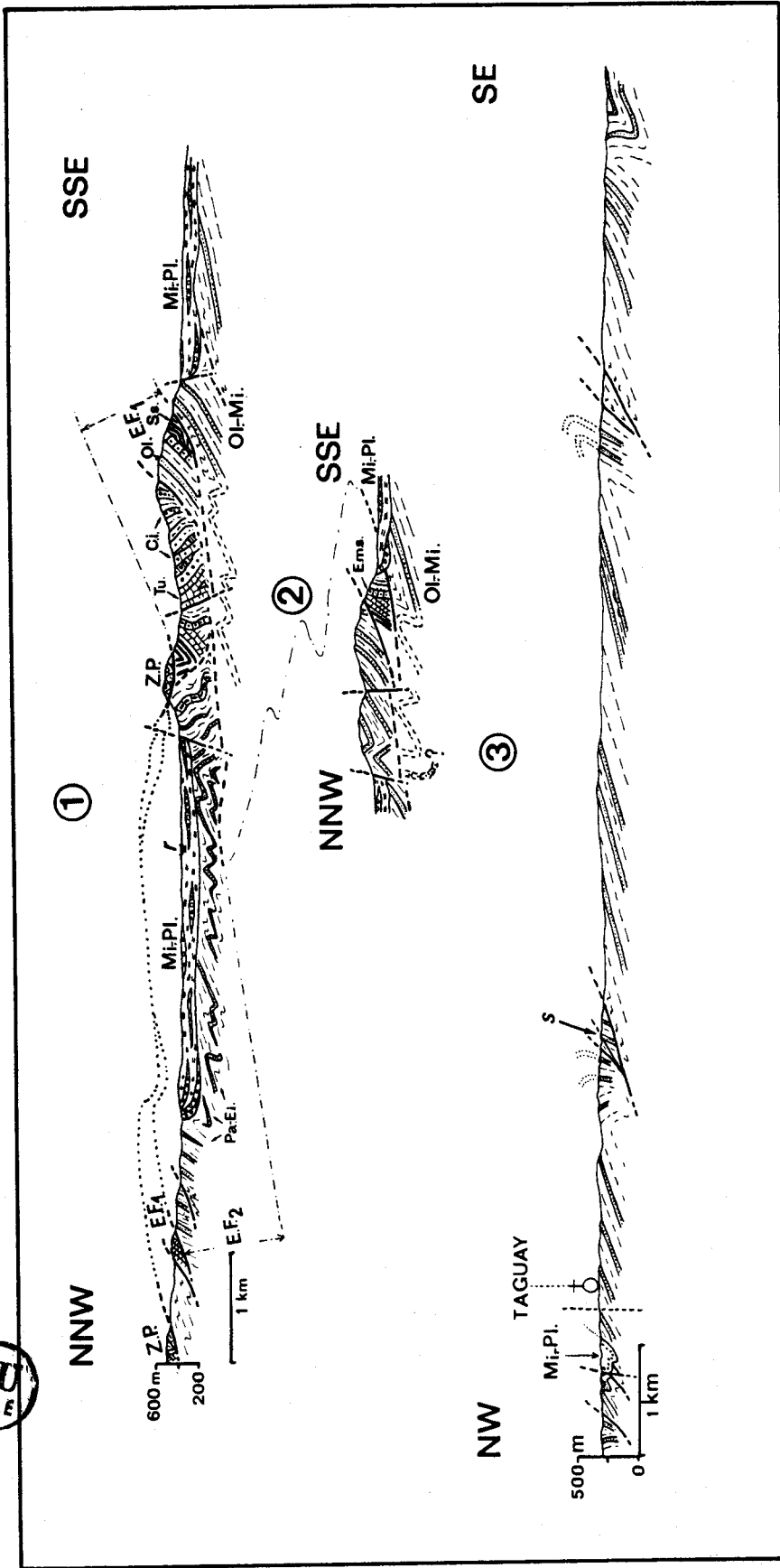


Fig. 65.- Coupes transversales de l'avant-pays piémontin à l'Est et à l'Ouest d'Altagnacia de Orituco (localisation sur fig.67 et 73).
 Légende : Z.P. Zone Piémontine; E.F. 1. Ecailles Frontales; unité à Paléogène continu; E.F. 2. Ecailles Frontales, unité à Eocène moyen-supérieur discordant; Ol.Mi. Oligo-Miocène; Mi.PI. Mio-Pliocène; C.i. Crétacé inférieur; Tu. Turonien; S.s. Sénonien supérieur; Pa. Ei. Paléocène-Eocène inférieur; Ems. Eocène moyen-supérieur; Ol. Oligocène; s. surface de chevauchement striée; r. route Altagnacia-Ipare.

Fig. 65.- Cortes transversales del pie-de-monte al Este y al Oeste de Altagnacia de Orituco (ubicación sobre las fig. 67 y 73).
 Legenda : Z.P. Zona Piemontina; E.F. 1. Escamas Frontales, unidad con Paleogeno continuo; E.F. 2. Escamas Frontales, unidad con Eoceno medio-superior discordante; Ol.Mi. Oligo-Mioceno; Mi.PI. Mio-Plioceno; C.i. Cretaceo inferior; Tu. Turonicense; S.s. Senonicense superior; Pa.Ei. Paleoceno-Eoceno inferior; Ems. Eoceno medio-superior; Ol. Oligoceno; s. superficie de corrimiento, con estrias; r. carretera Altagnacia-Ipare.

(fig. 65) qui correspondent à la klippe complexe des Cerros de El Peñon, montrent :

- un chevauchement des molasses oligo-miocène par une unité (EF₂) à Paléogène complet et continu (équivalente du Complexe Chacual de PEIRSON, 1965 ; Cf. chap. II) ;
- un chevauchement, au sein des Ecailles Frontales, d'une unité à Eocène moyen-supérieur discordant (EF₁) sur une unité à Paléogène continu (EF₂) ; la première peut, localement, chevaucher directement les molasses ;
- un chevauchement d'un lambeau frontal de la Zone Piémontine (Unité du Rio Orituco ; Cf. klippe du Cerro El Diamante) sur l'une ou l'autre des deux unités EF₁ et EF₂ des Ecailles Frontales.

En ajoutant à ces différents chevauchements, ceux observables dans l'Oligo-Miocène lui-même (Cf. paragr. précédent), un raccourcissement de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres peut être envisagé. Ce raccourcissement, d'âge probable Miocène moyen (Cf. discussion au chap. II), aurait affecté surtout le substratum de la bordure Nord du bassin molassique.

3.- La Zone Piémontine

Au sein de celle-ci, le chevauchement de l'Unité du Rio Orituco sur l'Unité du Rio Taguay constitue la structure tangentielle majeure (fig. 40 et 41). En lui adjoignant les nombreux écaillages au sein des différentes unités, un ordre de grandeur du raccourcissement (transversal au bassin du flysch) de l'ordre d'une cinquantaine de kilomètres ou plus peut être proposé. Ce raccourcissement serait essentiellement d'âge Eocène moyen si l'on admet un âge Paléocène-Eocène inférieur par le flysch piémontin, et compte-tenu de l'âge Eocène moyen sommital ou Eocène supérieur basal des niveaux discordants sur la Zone Piémontine elle-même ou sur les Ecailles Frontales. A cette période de déformation il faut ajouter, d'une part, les rejeux liés à la tectonique miocène, et, d'autre part, les déformations compressives (continues ou polyphasées ?) associées à la genèse des olistolithes, tant sur la bordure Sud que sur la bordure Nord, de la Zone Piémontine (Cf. également STEPHAN, 1977 b, 1982). Les arguments manquent pour étayer l'ampleur de ces déformations précoces. Notons que dans le secteur étudié, la tectonisation de la Zone Piémontine paraît se développer, dans le temps, de l'arrière vers l'avant, à l'inverse de ce qui se passe au niveau de la Transversale de Barquisimeto (Cf. *supra*).

La présence à la base de la série du Rio Taguay d'un niveau albien de compétence très différente de celle du Crétacé supérieur sus-jacent, conduit à considérer cette discontinuité comme niveau de décollement possible pour l'ensemble du domaine piémontin, dans la mesure où le reste des écailles ne montrent à leur base que du Crétacé supérieur finement stratifié. Pour ce qui concerne les Ecailles Frontales (unité EF₁ à Eocène moyen-supérieur discordant), le gypse Crétacé inférieur a pu également jouer ce rôle.

Sur la bordure Nord (Cf. fig. 58 et 60), la Nappe de Villa de Cura -ou localement des lambeaux de la Nappe de Loma de Hierro ou de la Zone de la Cordillère Côtière- chevauchent la Zone Piémontine par l'intermédiaire de contacts qui, le plus souvent, recoupent à la fois les sédiments du Sénonien supérieur-Paléocène-Eocène inférieur et les roches volcaniques ou métavolcaniques de la Nappe de Villa de Cura (fig. 58 et 60). Ce dispositif suggère que ces contacts se "branchent" en profondeur sur les chevauchements anté-Campano-Maastrichtien (ou anté-Paléocène

supérieur ?) qui ont affecté la bordure Nord du domaine piémontin, et jouent ainsi lors du raccourcissement de celui-ci. Le cas du Crétacé supérieur schistosé de Las Ollas (Cf. coupe de la fig. 60) paraît particulièrement significatif. Ainsi, de même que la bordure Nord du bassin molassique, au Miocène, la bordure Nord du bassin du flysch piémontin enregistre à l'Eocène moyen (et déjà à l'Eocène inférieur ou au Paléocène supérieur) un raccourcissement qui affecterait surtout le substratum anté-Sénonien supérieur (ou anté-Paléocène supérieur ?), conduisant à une allochtonie de celui-ci sur le flysch piémontin.

4.- Les Nappes d'Aragua et leur substratum tectonique

La seconde phase majeure -intra-sénonienne- de mise en place des Nappes d'Aragua sur la Zone de la Cordillère Côtière, s'accompagne de déformation pénétrative et d'épimétamorphisme ; ces deux processus se développant surtout dans la Zone de la Cordillère Côtière et la plus inférieure des Nappes d'Aragua, soit la Nappe de Caucagua-El Tinaco (Cf. chap. IV et V). La schistosité qui accompagne cette tectonisation est moins développée dans les nappes de Villa de Cura et de Loma de Hierro (Cf. chapitre IV ; et STEPHAN *et al.*, 1980), à la fois pour des raisons de position structurale et de lithologie (abondance de volcanites et de métavolcanites dans ces unités). Postérieurement à ces déformations, ces ensembles montrent :

- des chevauchements souvent fortement inclinés et des failles inverses, le tout à inclinaison vers le Nord et à vergence SSE à SE ;
- des chevauchements et failles inverses à plongement Sud et vergence NW à NNW, dont les chevauchements intra-sénoniens séparant les différentes nappes, et qui jouent. L'ensemble de ces déplacements relatifs vers le Nord et vers le Sud "disharmonisent" fortement les structures visibles dans les schistes, calcschistes, et marbres en plaquettes ;
- des plis en chevrons (kink) symétriques, à plans axiaux subverticaux, parfois serrés (20 cm d'espacement) et orientés WSW-ENE à E-W ;
- des plis en chevrons dissymétriques à plans axiaux de même orientation que les précédents, et à forte inclinaison soit méridionale soit septentrionale ; ces structures traduisent des vergences locales vers le Sud ou vers le Nord.

Ces diverses déformations seront figurées dans les chapitres IV et V. Elles affectent, dans la Nappe de Caucagua-El Tinaco, les niveaux datés du Sénonien supérieur, lesquels sont fortement recristallisés et localement schistosés ; c'est aussi le cas pour les sédiments Sénonien supérieur de la Nappe de Loma de Hierro. La couverture sédimentaire de cette dernière se termine par des pélites à olistolithes d'âge Paléocène supérieur-Eocène inférieur (voire Eocène moyen ?) qui apparaissent relativement peu déformées. Ce fait pourrait s'expliquer soit en admettant une phase importante fin-sénonienne ou Paléocène inférieur, soit en considérant que ces niveaux les plus superficiels et les plus éloignés du contact basal de la Nappe de Villa de Cura ont été moins affectés par la tectonique Eocène moyen ; la seconde solution sera adoptée (Cf. discussion, chap. IV).

En résumé, durant le Paléocène-Eocène moyen, les Nappes d'Aragua et leur substratum tectonique, au Nord, enregistreraient un serrage transversal (STEPHAN *et al.*, 1980) se manifestant surtout par des déformations plicatives et par de nombreux accidents inverses et chevauchements.

chant tant à vergence Sud qu'à vergence Nord, ces derniers "mimant" -au sein d'un vaste ensemble charrié vers le Sud- des rétrocharriages.

C) Structures de détail et données statistiques pour la Zone Piémontine et l'avant-pays piémontin

1.- Plis, chevauchements, schistosité

a) Les molasses oligo-miocènes

Les grandes structures, notamment les plis déjetés et les chevauchements à faible inclinaison figurés au paragraphe précédent (B, 1), s'accompagnent localement de disharmonie dans les niveaux argileux (à l'avant des flancs inverses) ; ces derniers peuvent présenter un aspect légèrement écaillé par apparition de petites surfaces de friction espacées de quelques centimètres.

Les diagrammes de la figure 66 correspondent à des mesures réparties dans l'ensemble du secteur étudié, y compris dans les affleurements associés aux Ecailles Frontales au Sud-Est et à l'Est d'Altagracia de Orituco (bande Turmerino-Sabana Grande). La répartition correspond bien aux structures représentées sur la figure 65 (coupe 3). Pour ce qui concerne les inclinaisons fortes, on observe une séparation en deux directions : N 75 environ et N 55 environ ; une bonne partie des mesures correspondant à la première direction proviennent du secteur Turmerino-Sabana Grande. La figure 67 qui est une interprétation des images radar latéral au 250 000e (Pl.I et II) , illustre cette variation de direction, qui sera discutée ultérieurement.

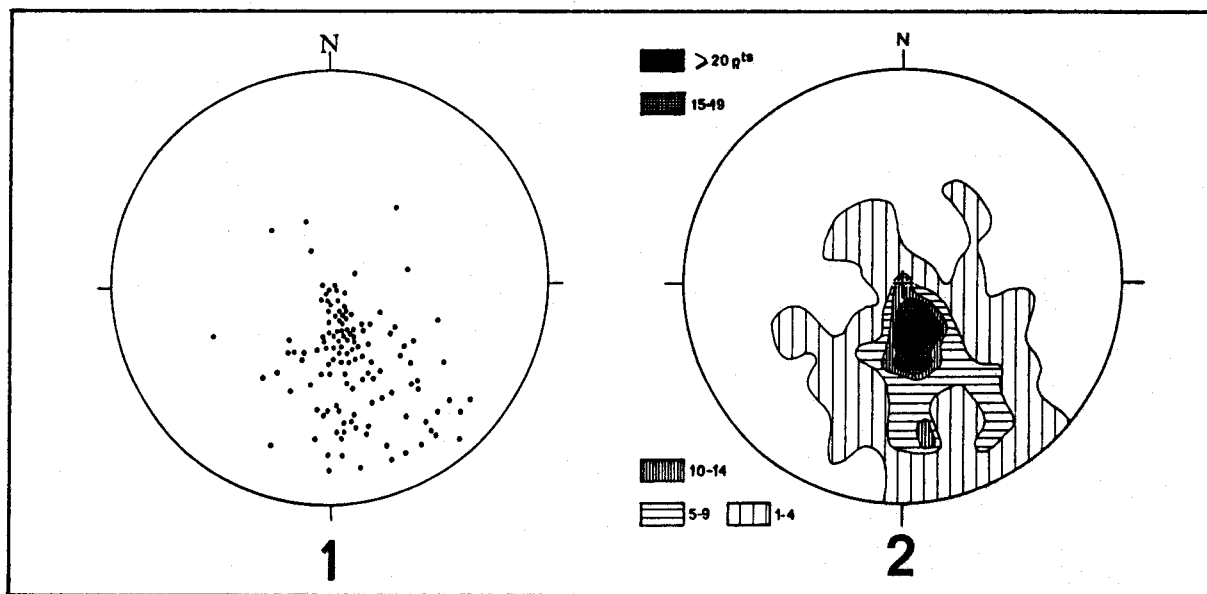


Fig. 66.- Données structurales statistiques concernant l'avant-pays piémontin. (1 et 2. pendages dans l'Oligo-Miocène, 120 mesures; 1.pôles; 2. diagramme de densité; cannevas de WULFF, hémisphère inférieur).

Fig. 66.- Datos estructurales estadísticos sobre el pie-de-monte. (1 y 2. rumbos y buzamientos en el Oligo-Mioceno, 120 medidas; 1. polos; 2. diagrama de densidad; proyección equiangular, hemisferio inferior).

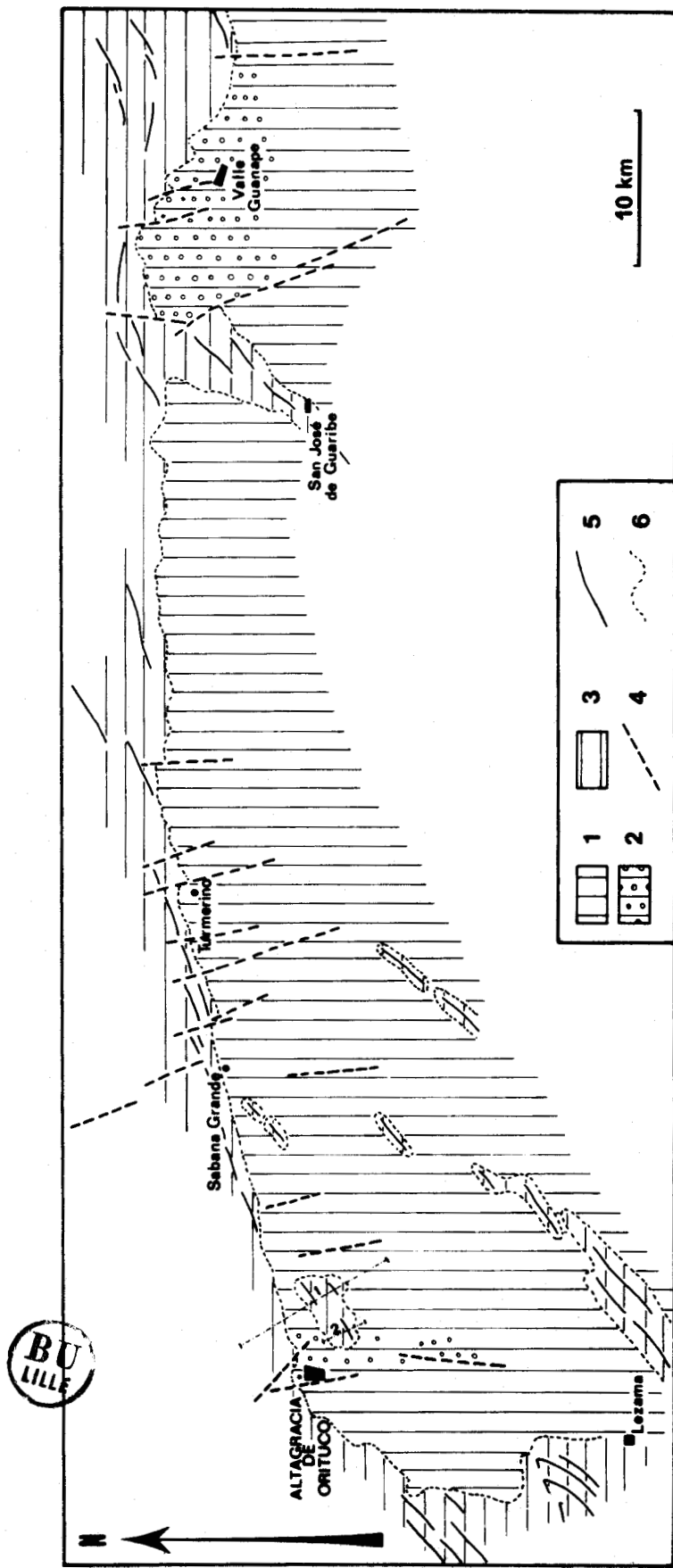


Fig. 67.- Interprétation simplifiée de l'image radar latéral de la région d'Altagracia de Orituco-Valle Guanape, avant-pays piémontin.
 Légende : 1. Mio-Pliocène; 2. Mio-Pliocène conglomératique; 3. Oligo-Miocène et Ecailles Frontales; 4. accident subvertical; 5. direction des couches; 6. limite septentrionale du Mio-Pliocène (contact stratigraphique ou tectonique).

Fig. 67.- Interpretación simplificada de la imagen radar de la región Altagracia de Orituco-Valle Guanape, pie-de-monte.
 Leyenda : 1. Mio-Plioceno; 2. Mio-Plioceno conglomératico; 3. Oligo-Mioceno y Escamas Frontales; 4. falla subvertical; 5. rumbo de estratos; 6. Límite Norte del Mio-Plioceno (contacto estratigráfico o tectónico).

b) Le Crétacé supérieur-Paléocène inférieur de la Zone Piémontine

Le flysch, constituant principal de la Zone Piémontine, montre généralement une alternance de zones monoclinales à inclinaison moyenne vers le Nord, et de zones très replissées présentant globalement une inclinaison forte vers le Nord. Au sein des premières, on observe de nombreux petits chevauchements empruntant des interbanes (fig. 68-3) ; dans les secondes, apparaissent des successions de plis subisoclinaux -voire isoclinaux- isopaques (fig. 68-1) ; des plis à tendance semblable s'observent localement (fig. 68-5). Certains affleurements de flysch gréso-pélimitique à alternances très serrées et minces sont traversés par des chevauchements de faible inclinaison (fig. 68-1) cisillant l'ensemble plissé et séparant un domaine harmonique d'un domaine disharmonique ; ce dispositif suggère un jeu chevauchant postérieur au plissement harmonique.

A la base des principales écaïlles (ainsi qu'au front de la Zone Piémontine), dans le flysch comme dans son substratum calcaro-siliceux (Crétacé supérieur), une schistosité de fracture en position plan axial apparaît fréquemment ; dans les unités les plus septentrionales, cette schistosité est serrée et peut passer à une schistosité de flux (cf. observation en lame mince de siltites argileuses et calcareuses, ou de calcaires marneux). Le cas de la série de Las Ollas n'est pas envisagé ici dans la mesure où la schistosité visible est probablement liée à une déformation anté-Sénonien supérieur.

Dans certains niveaux de pélites calcareuses ou de calcaires silteux riches en bioturbations, celles-ci apparaissent (cf. le Sénonien du Rio Taguay) fortemet aplaties ; lorsque la schistosité se développe dans ces niveaux, elle apparaît clairement postérieure à cet aplatissement, donc postérieure à la compaction du sédiment. Cette observation (BECK, 1977 a) sera utilisée dans la discussion concernant les mécanismes de déformation de la zone piémontine.

L'attitude de la schistosité apparaît variée notamment dans le flysch gréso-pélimitique ou pélimto-gréseux ; les figures 68-3 à 6 illustrent différents cas observés, et le diagramme 2 de la figure 69 montre une répartition statistique. Par ailleurs cette schistosité (fig. 68-3) a été observée localement déformée au sein d'un ensemble disharmonique, ce dispositif suggérant une superposition de deux déformations. Au passage des niveaux de grès et graywackes, trois cas ont été observés : la schistosité (fruste) ne passe pas ; la schistosité (forte) est réfractée ; ou, enfin, elle conduit à un boudinage (fig. 68-6 et 4). Parfois la schistosité, nette dans les pélites, s'amortit à la partie supérieure des turbidites (fig. 68-6) et confère un aspect crenelé qui peut alors être utilisé directement comme critère de polarité. Enfin, localement des replis anguleux (kink) à plans axiaux verticaux affectent la schistosité (fig. 68-4).

Les pendages au sein de la Zone Piémontine (flysch et Crétacé supérieur) apparaissent relativement homogènes (fig. 70-1 à 3) et conformes au style plicatif observé ; cette homogénéité étant surtout nette si l'on considère les directions (fig. 70-3). Par delà cette homogénéité d'ensemble, il faut noter que les pendages forts ont tendance à se regrouper autour d'une direction N 80/85, tandis que les pendages faibles se répartissent plus autour de N 65 à 75 ; on peut rapprocher la première remarque du fait que la schistosité, quand elle a été observée, apparaît également avec une direction autour de N 80 (fig. 68-2). A la différence, les cisaillements et failles inverses à vergence méridionale (fig. 69-1) apparaissent dispersés entre N 60 et N 85.

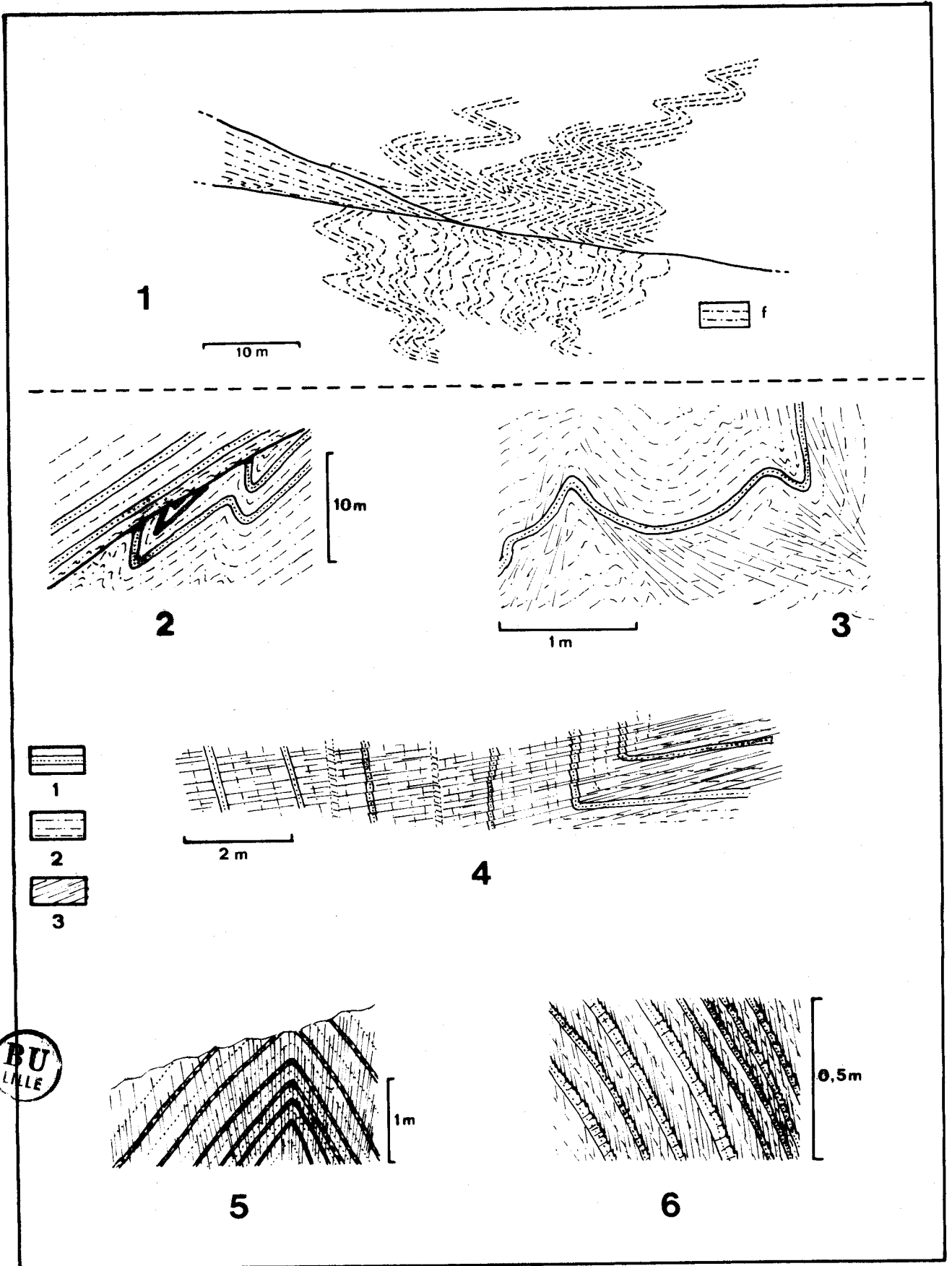


Fig. 68

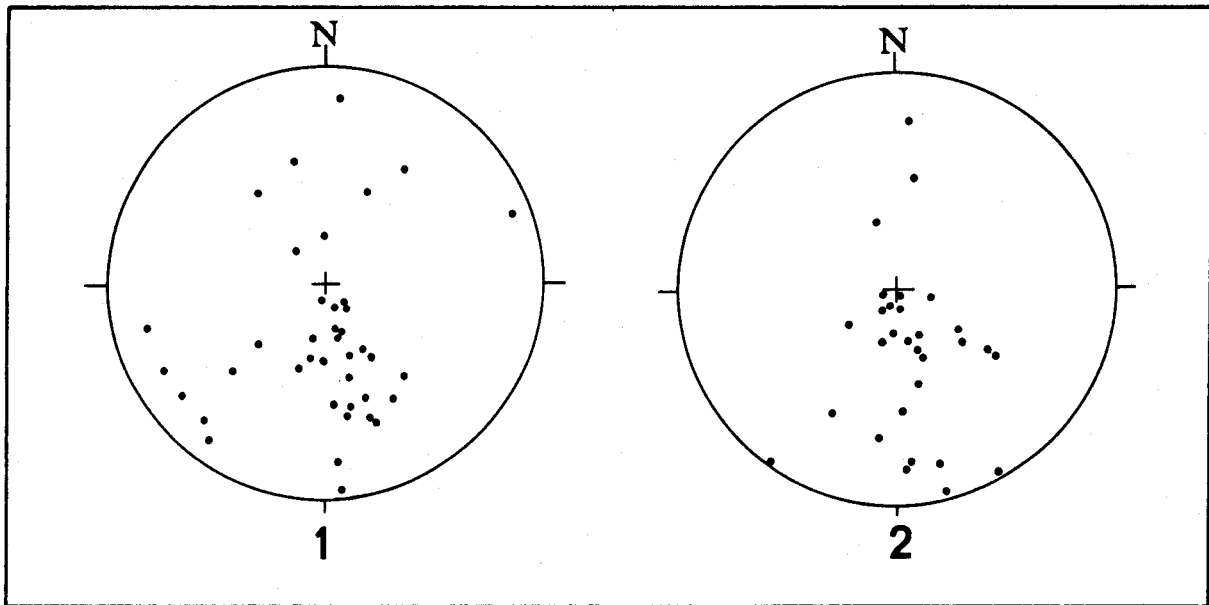


Fig. 69.- Données structurales statistiques concernant la Zone Piémontine.
 (1. chevauchements et failles inverses, 40 mesures; 2. pôles de schistosité, 30 mesures; canevas de WULFF, hémisphère inférieur).

Fig. 69.- Datos estructurales estadísticos sobre la Zona Piemontina.
 (1. corrimientos y fallas inversas; 40 medidas; 2. esquistosidad, 30 medidas; proyección equiangular, hemisferio inferior).

L'étude statistique des axes de plis (cylindriques) subsoclineaux (fig. 70-4 et 5) montre un maximum d'axes proches de l'horizontale et orientés N 55 à N 75 ; une forte densité subsiste autour de la direction N 80, soit celle observée pour la schistosité et une partie des accidents chevauchants. L'ensemble des observations concernant la Zone Piémontine -et en particulier les remarques qui précèdent- pourraient s'expliquer en considérant une déformation précoce à structures orientées N 80 (plis, chevauchements, et en fonction de la compétence et de la profondeur, schistosité) passant, soit progressivement, soit au cours d'une phase postérieure, à des déformations orientées N 65 à N 75 (plis, chevauchements).

Par ailleurs, les diagrammes 4 et 5 de la figure 70 montrent des axes répartis, avec des inclinaisons variées, le long de la direction N 50 à N 60 ; ils correspondraient à une modification postérieure au plissement, soit à la faveur de bombements d'axe NNW-SSE, soit à la faveur du jeu vertical de failles orientées NNW-SSE. Les quelques plis à axes subverticaux observés (fig. 70-4) n'ont pas été associés, sur le terrain, avec la proximité de failles ou fractures à jeu décrochant. Enfin, les diagrammes 4 et 5 (fig. 70) montrent -sans discontinuité avec la direction principale- une densité importante d'axes subhorizontaux d'orientation N 90 à N 140, soit parallèle aux nombreux accidents subverticaux E-W à NNW-SSE qui seront envisagés ultérieurement. Comme pour les pendages (diagr. 2 et 3), la direction N 15/20 est également représentée.

Fig. 68.- Mésostructures dans le flysch de la Zone Piémontine.
 Légende : f. flysch grésopélitique en alternances pluricentimétriques; 1. grès graywackeux à grain fin à moyen; 2. pélites argilo-silteuses; 3. schistosité.

Fig. 68.- Estructuras mesoscópicas en el flysch de la Zona Piemontina.
 Leyenda : f. flysch arenoso-lutítico en alternancias pluricentimétricas; 1. arenisca graywackica de grano fino hasta medio; 2. lutitas arcillosas-siltosas; 3. clivaje.

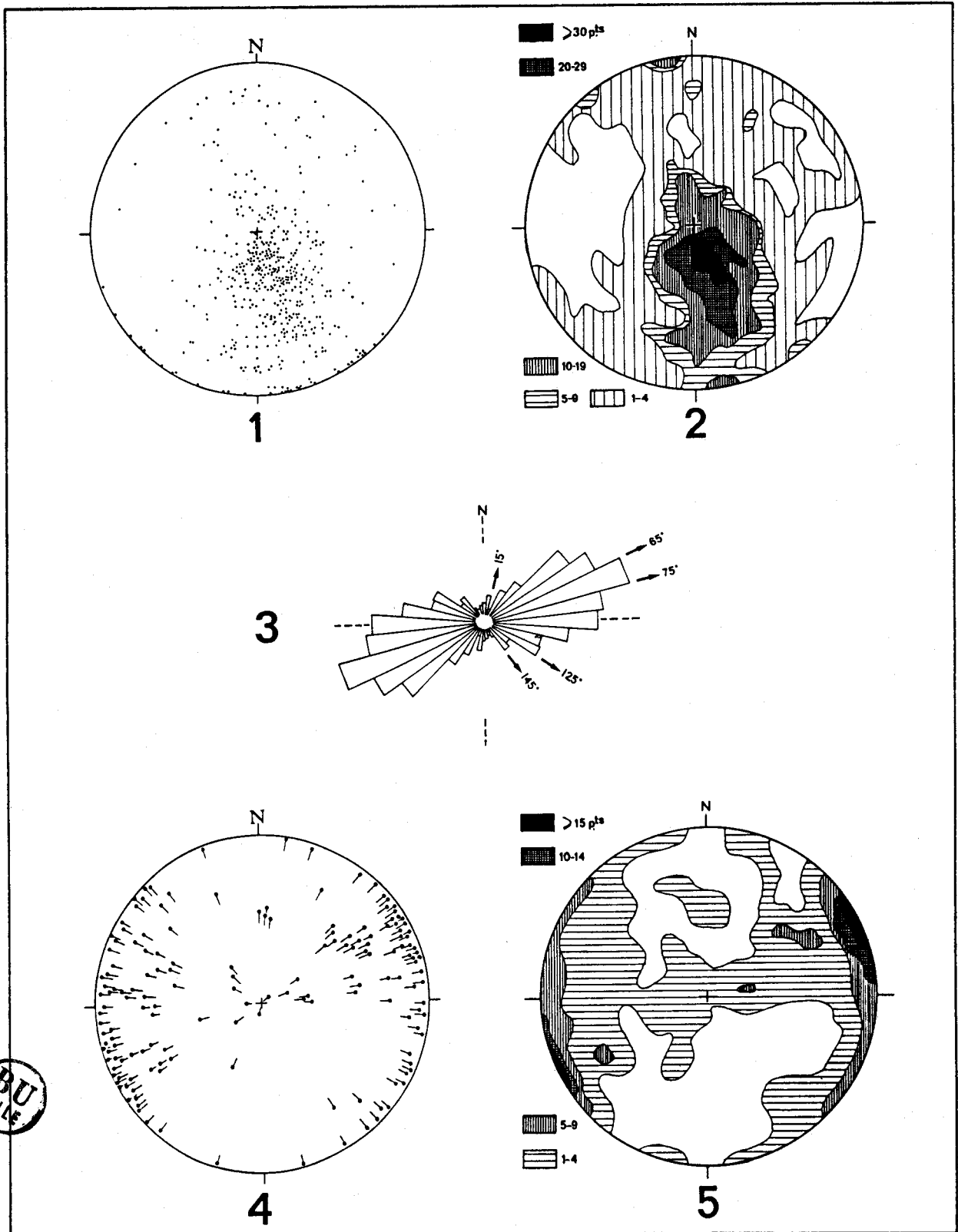


Fig. 70.- Données structurales statistiques concernant la Zone Piemontine.
 (1, 2 et 3. pendages dans le Crétacé supérieur-Paléocène, 450 mesures; 1. pôles; 2. diagramme de densité; 3. répartition des directions; 4 et 5. axes de plis, 140 mesures; 4, axes, 5, diagrammes de densité; canevas de WULFF, hémisphère inférieur).

Fig. 70.- Datos estructurales estadísticos sobre la Zona Piemontina.
 (1, 2 y 3. rumbos y buzamientos en el Cretaceo superior-Paleoceno, 450 medidas; 1. pólos; 2. diagrama de densidad; 3. rumbos dominantes; 4 y 5. ejes de pliegues, 140 medida; 4. ejes, 5. diagrama de densidad; proyección equiangular, hemisferio inferior).

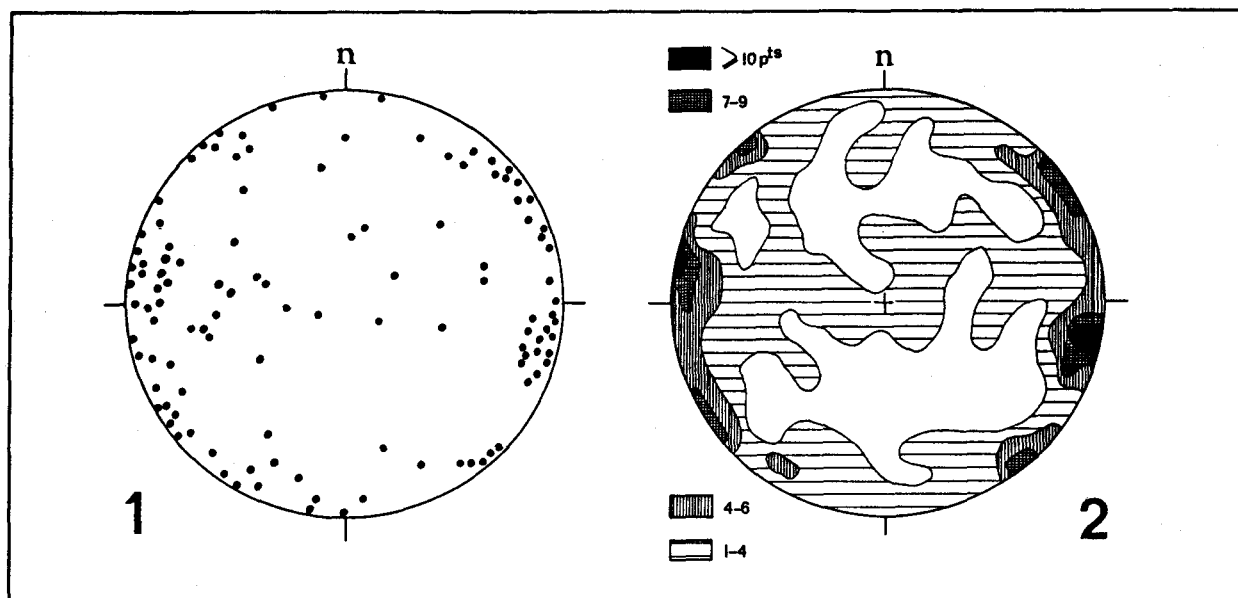


Fig. 71.- Données structurales statistiques concernant la Zone Piémontine et l'avant-pays piémontin. (Fractures, 119 mesures; 1. pôles; 2. diagramme de densité; canevas de WULFF, hémisphère inférieur).

Fig. 71.- Datos estructurales estadísticos sobre la Zona Piemontina y el pie-de-monte. (Fracturas, 119 medidas; 1. polos; 2. diagrama de densidad; proyección equiangular, hemisferio inferior).

Les diagrammes de pendages concernant la Zone Piémontine et les molasses oligo-miocènes (fig. 70-1 et 2, fig. 66) sont sensiblement identiques ; aussi il apparaît difficile de déduire de cette comparaison un effet de la phase miocène sur la Zone Piémontine. Il faut rappeler, à ce sujet, que l'Oligo-Miocène de l'avant-pays piémontin est de moins en moins déformé vers l'Ouest (et aussi moins épais) ; à l'extrémité de la Chaîne Caraïbe Centrale (région de San Carlos ; Cf. chap. I, fig. 6), ces formations ne sont que légèrement plissées tandis que la Zone Piémontine garde les mêmes structures avec les mêmes directions (MENEDEZ, 1965 ; in GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980). Aussi, si une partie des jeux chevauchants visibles dans la Zone Piémontine peut être attribuée à la tectonique compressive miocène (Cf. chevauchement des Ecailles Frontales), les arguments manquent pour attribuer une partie des déformations plicatives à la Zone Piémontine à cette phase miocène.

2.- Fracturation subverticale

Un relevé effectué dans l'ensemble, externe, du secteur étudié (Zone Piémontine, Ecailles Frontales et Oligo-Miocène)^(*) montre une répartition de la fracturation (localement ouverte, avec ou sans remplissage de calcite ou de quartz) selon les directions N 15, N 45/50, N 135/145 ; une densité importante de fractures orientées N 140 à N 160 est également visible (fig. 71-1 et 2). Parmi les failles cartographiées, sur le terrain ou d'après photo aérienne, les directions N 15 et N 130/140 apparaissent faiblement représentées ; des failles N 60 à N 80, cartographiées, n'ont pas leur équivalent mésoscopique.

Peu de surfaces striées utilisables du point de vue cinématique ont pu être observées (fig. 72-1 à 3) ; elles sont figurées en utilisant la représentation proposée par ANGELIER

(*) Sensiblement identiques pour les trois ensembles, les résultats ont été reportés sur les mêmes diagrammes (fig. 71-1 et 2).

(1979). En raison du petit nombre de ces mesures et du caractère polyphasé de la déformation (y compris dans le Mio-Pliocène), je n'ai pas effectué de recherche graphique de direction de contrainte (cf. ANGELIER et MECHLER, 1977).

Pour la Zone Piémontine (fig. 72-1), on relève un jeu senestre N 130/135 (dans le Crétacé supérieur du Rio Taguay) et un jeu dextre N 155/160. Si le second peut être associé aux déformations compressives NNW-SSE à NW-SE responsables de l'écaillage de la Zone Piémontine à l'Eocène moyen (avec reprise au Miocène), le premier doit être associé à un autre système de contraintes (cf. *infra*).

Pour l'Oligo-Miocène (fig. 72-2), des Ecailles Frontales et plus en avant, on relève un jeu normal le long d'accidents orientés N 5 et N 20, et le long d'accidents orientés N 50 et N 60. Dans l'hypothèse où ils seraient contemporains, ces deux groupes d'accidents normaux correspondraient à une extension multidirectionnelle (ANGELIER et BERGERAT, 1983). Notons que les fractures orientées N 10/15 sont abondantes dans la Zone Piémontine (fig. 71-2) et que des failles normales, généralement à regard Sud-Est, orientées N 45/50 sont connues en sondage au Sud-Est de la Région étudiée (*in* GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980, t. II, p. 920-924 ; cf. également BELLIZZIA *et al.*, 1976). On relève également un jeu inverse le long d'accidents orientés N 65 à N 75 ; celui-ci correspond aux déformations compressives miocènes mentionnées précédemment (paragr. B, 1). La fracturation normale apparaît postérieure à ces dernières ; toutefois, dans les secteurs peu déformés, on ne peut exclure le caractère synsédimentaire d'une partie au moins de celle-ci.

Pour ce qui concerne le Mio-Pliocène, les observations proviennent de la bande étroite au sein de laquelle celui-ci est déformé (secteur de Peña de Mota, Quabrada Ipere et Pozo Claro ; fig. 14). Dans ce contexte particulier, on relève des fractures orientées N 60 à N 90 à jeu

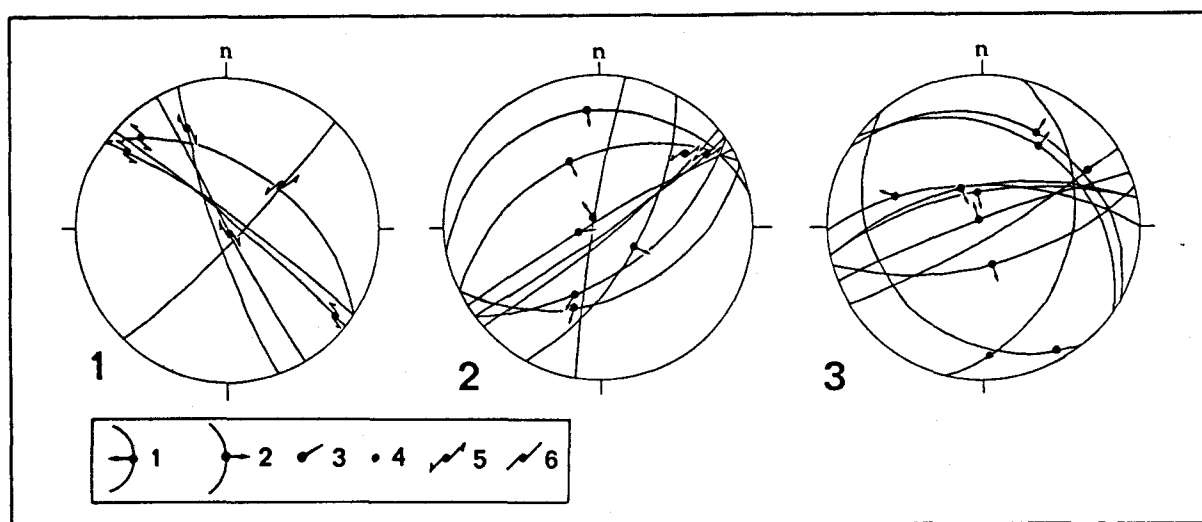


Fig. 72.- Cinématique de la fracturation dans la Zone Piémontine et l'avant-pays piémontin. (1. dans la Zone Piémontine; 2. dans l'Oligo-Miocène; 3. dans le Mio-Pliocène).

Légende : 1. faille inverse; 2. faille normale; 3. sens non déterminé; 4, 5 et 6. décrochement; 4. sens non déterminé; 5. sens déterminé; 6. sens probable; représentation cyclographique et pitch des stries, canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

Fig. 72.- Cinemática de las fracturas en la Zona Piemontina y el pie-de-monte. (1. en la Zona Piemontina; 2. en el Oligo-Mioceno; 3. en el Mio-Plioceno)

Leyenda : 1. falla inversa; 2. falla normal; 3. movimiento no determinado; 4, 5 y 6. juego transcurrente; 4. sentido no determinado; 5. sentido determinado; 6. sentido probable; representación ciclográfica y pitch de las estrias; proyección equiaeral, hemisferio inferior.

inverse ; un jeu décrochant à mixte apparaît le long de fracture N 10 à N 150 ; il pourrait être synchrone du précédent. Les fractures de faible inclinaison orientée N 120 correspondraient à des fractures à jeu normal basculées lors du redressement final du Mio-Pliocène (fig. 65, coupes 1 et 3).

L'existence d'accidents récents affectant l'ensemble du Mio-Pliocène -proposée à partir d'observations topographiques directes et de l'hydrographie BECK (1977a)- est confirmée par l'observation des images radar latéral, depuis Altagracia de Orituco jusque Valle Guanape (fig. 67; Pl. I et II) . Le plus visible de ces accidents borde les collines où affleure le conglomérat de Guanape (Cf. chap. II). Ces accidents décalent les structures de l'Oligo-Miocène avec une composante dextre ; la position surélevée du conglomérat de Guanape implique une composante verticale. Cette dernière observation sera à rapprocher du jeu mixte observé le long de fractures orientées N 160 (Cf. *supra*).

D) Grands accidents subverticaux ; grandes discontinuités

De grands accidents, diversement orientés par rapport à l'axe principal de la Chaîne (Cf. BELLIZZIA *et al.*, 1976 ; chap. I ; fig. 64) et à expression topographique, ont été interprétés en tant que décrochements dextres majeurs (Cf. Faille de La Victoria, Caribe, El Pilar, Guarico, etc... ; Cf. *in* BELL, 1971). Ces grands décrochements ont été associés aux chevauchements frontaux de la Zone Piémontine et de la Nappe de Villa de Cura dans des schémas tectoniques tels que ceux de ROD (1956) ou OXBURGH (1965), en l'absence toutefois de discussion sur l'âge des différentes déformations. De même, VASQUEZ et DICKEY (1972) et MURANY (1972) ont appliqué le modèle de MOODY et HILL (1956), faisant de la Chaîne Caraïbe une zone de coulissage E-W (Cf. schéma de MOLNAR et SYKES, 1969). Si des jeux décrochants, parfois de grande ampleur, ont été définis et datés le long d'accidents tels que celui de Boconó (GIEGENGACK *et al.*, 1976 ; STEPHAN, 1977 a, 1982) ou d'El Pilar (METZ, 1968 b ; VIGNALI, 1977 ; VIERBUCHEN, 1978), l'existence d'un grand système décrochant dextre E-W fonctionnant en continu depuis le Crétacé supérieur ou le Tertiaire inférieur, a été contestée par BECK et STEPHAN (1979).

Afin d'étayer cette discussion dans le cadre du transect étudié, j'analyserai, d'une part, la "discontinuité de Camatagua" et des accidents verticaux de même direction traversant les Nappes d'Aragua. D'autres accidents, d'orientations différentes, seront analysés dans le paragraphe consacré à la tectonique récente.

1.- La discontinuité de Camatagua

Le terme discontinuité a été choisi pour trois raisons : l'existence de plusieurs accidents qui se relaient, l'existence de jeux successifs différents, et l'importance de ce que j'appellerai "l'héritage sédimentologique" dans le dispositif actuel.

a) Observations d'ensemble

La discontinuité de Camatagua (fig. 64 et 73) correspond à la Faille Guárico de BELL (1971). Dans le secteur étudié et à l'Ouest de celui-ci, sont recoupés (Pl. III; fig. 64 et 73) : la Nappe de Villa de Cura, la Zone Piémontine et l'Oligo-Miocène ; dans la fenêtre de Camataguaita (PEIRSON, 1965 ; BELL, 1968 b), affleure l'équivalent de l'unité inférieure (EF 2) des Ecailles Frontales (observations non publiées de O. MACSOTAY et C. BECK).

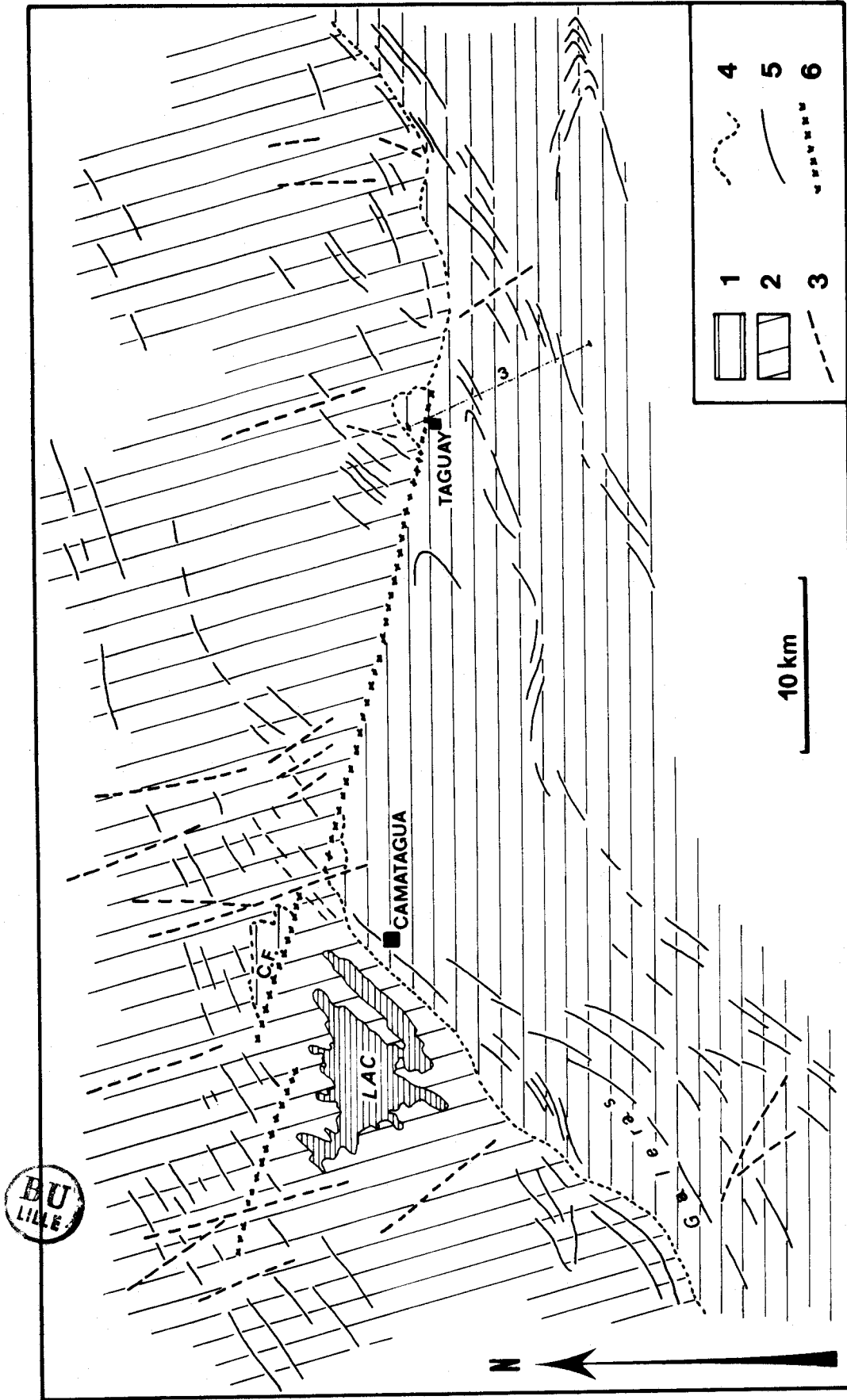


Fig. 73.- Interpretation simplifiée de l'image radar latéral de la région Camatagua-Taguay, Zone Piémontine et avant-pays piémontin. Légende : 1. Oligo-Miocène; 2. Zone Piémontine (Crétacé supérieur-Paléogène); 3. accident subvertical; 4. limite septentrionale de l'Oligo-Miocène; 5. direction des couches; 6. discontinuité de Camatagua; CF. Fenêtre de Camatagua.

Fig. 73.- Interpretación simplificada de la imagen radar de la región Camatagua-Taguay, Zona Piémontina y pie-de-monte. Leyenda : 1. Oligo-Mioceno; 2. Zona Piémontina (Cretaceo superior-Paleogeno); 3. falla subvertical; 4. límite Norte del Oligo-Mioceno; 5. rumbo de los estratos; 6. discontinuidad de Camatagua; CF. ventana de Camatagua.

La cartographie détaillée (BECK, 1977a ; BELL, 1968 b) et l'observations de photos aériennes et de l'image radar latéral (Pl.III) montre:

- que les structures de la Zone Piémontine sont recoupées et peu ou pas décalées (de manière dextre) au NW de Camatagua ;
- qu'entre Camatagua et Taguay, ces structures sont interrompues ;
- qu'à l'Est de Taguay, les structures de l'Oligo-Miocène passent en continuité et deviennent parallèles au front de la Zone Piémontine ;
- que dans l'ensemble de la région figurée, l'Oligo-Miocène comme le Crétacé supérieur-Paléogène de la Zone Piémontine, sont affectés par des accidents N 130 à N 170 responsables de décalages dextres (Cf. notamment au NE immédiat de Camatagua ; fig. 73) ; ces accidents affectent la discontinuité elle-même ;
- que les structures de la Zone Piémontine, et en particulier celles de l'Unité du Rio Taguay, "tournent" à l'approche de la discontinuité -tant par le Sud que par le Nord- et passent d'une direction N 70 à une direction N 40. Ce mouvement (que l'on retrouve, d'ailleurs, dans le secteur de San Juan de Los Morros, pour les structures de la Nappe de Villa de Cura ; GONZALEZ SILVA et PICARD, 1971) traduirait plutôt un jeu senestre mais qui n'affecterait pas la Zone Piémontine (?). Une alternative serait de considérer un jeu dextre avec raccourcissement dans le compartiment Nord avec amortissement frontal (Cf. les structures de l'Oligo-Miocène à l'Est de Taguay) (?); toutefois, ce raccourcissement n'apparaît pas à l'extrémité Ouest de la discontinuité.

b) Arguments structuraux de détail

Au sein de la Zone Piémontine (fig. 72-1) des jeux senestres ont été observés le long de fractures orientées N 130/135, ainsi que des jeux dextres le long d'accidents N 155/160 ; les premières provenant du Rio Taguay. Par ailleurs, l'Oligo-Miocène et la Zone Piémontine sont riches en fractures normales N 5 à N 20.

c) Le problème de l'héritage sédimentologique

J'ai proposé, au chapitre II, comme modèle de dépôt pour les molasses oligo-miocènes, le dispositif sédimentologique récent du Barlovento et de la Fosse de Cariaco (fig. 20). Les différents corps sédimentaires sableux viennent "butter" en quelque sorte sur leur substratum au niveau de la marge Nord du bassin. Cette bordure -discontinuité de fait- deviendrait dans l'hypothèse d'une compression SW-NE de cette région, une zone de désolidarisation relativement rectiligne avec des jeux décrochants, sans être pour autant un accident décrochant majeur. Cet héritage sédimentologique -les corps sableux devenant des bancs gréseux- ne doit pas être sous-estimé, à mon sens, dans l'interprétation de la discontinuité de Camatagua.

d) Interprétation proposée

La discontinuité de Camatagua (Cf. secteur analysé sur fig. 72) correspondrait à un accident subvertical ayant joué successivement en décrochement senestre puis dextre. Le décalage horizontal apparent du front de la Zone Piémontine entre Camatagua et Taguay ne correspond

pas à la "flèche" d'un déplacement dextre. Cette bordure a pu correspondre également à un escarpement limitant les dépôts molassiques (à la manière du versant Nord du Barlovento) ; une composante verticale peut alors également être supposée.

Deux successions de mouvements sont proposées :

1. jeu normal, jeu décrochant senestre, jeu décrochant dextre ;
2. jeux conjugués entre un décrochement senestre le long de l'accident principal et des fractures normales d'orientation N 20, puis jeu décrochant dextre.

Dans les deux cas, le mouvement senestre se situerait après la phase Eocène moyen (écaillage de la Zone Piémontine) et, soit avant le dépôt des molasses, soit (hypothèse 2) pendant la genèse du bassin molassique lui-même. La seconde hypothèse expliquerait -dans un système de Riedel- l'existence des fractures à jeu senestre orientées N 50 observées dans l'Oligo-Miocène et les Ecaillés Frontales. Le jeu dextre se développerait pendant le plissement des molasses soit plutôt (cf. *infra*) postérieurement à celui-ci.

Le système conjugué N 110 senestre -N 50 senestre-N 20 normal pourrait s'expliquer par la période de compression *grosso modo* E-W mise en évidence à l'extrémité Ouest de la Chaîne (région de Barquisimeto) par STEPHAN (1977 a, 1982) et située à l'Eocène supérieur-Eocène basal. Une compression E-W est associée, par MASCLE *et al.* (1980), BIJU-DUVAL *et al.* (1984) et WOZNIAK (1985), à la genèse du bassin oligo-miocène du Falcón (cf. également STEPHAN, 1985) ; MUESSIG, 1978).

2.- Observations dans les Nappes Internes

Les contacts tangentiels séparant les Nappes d'Aragua (fig. 74) montrent, à la manière de la séparation Zone Piémontine-Oligo-Miocène (cf. *supra*), des coupures et des décalages le long d'accidents N 100/110, N 130 et N 160/170. Ces limites montrent en particulier, aux environs de Villa de Cura et entre Charallave et Ocumare del Tuy, une courbure qui s'associerait plutôt avec un jeu décrochant senestre le long d'accidents N 100/110 ; le décalage apparent cartographié étant lui dextre. Les structures de détail suivent également ce dispositif (cf. encart fig. 74) ; stratification et (ou) schistosité sont localement reprises par des plis en chevrons (kink) serrés, à plans axiaux verticaux orientés N 20 environ. Les surfaces striées observées ont confirmé l'existence du jeu dextre ; le jeu inverse N 75 et le jeu décrochant N 15 (fig. 74) peuvent être associés à la compression Eocène moyen, les structures observées dans cette localité affectant la couverture sédimentaire la plus récente, qui comprend des olistolithes de Paléocène supérieur-Eocène inférieur. Par contre, je n'ai pu mettre en évidence le jeu senestre ; il faut noter la complexité de ce secteur, où, par ailleurs, des fractures montrent trois générations superposées de stries.

A titre d'hypothèse, je propose de considérer la superposition d'un jeu senestre (fini-éocène ou éo-oligocène ?) et d'un jeu dextre (Miocène ou postérieur ?), et de voir dans les accidents -ou relais d'accidents- N 100/110 visibles ici, l'homologue de la discontinuité de Camatagua.

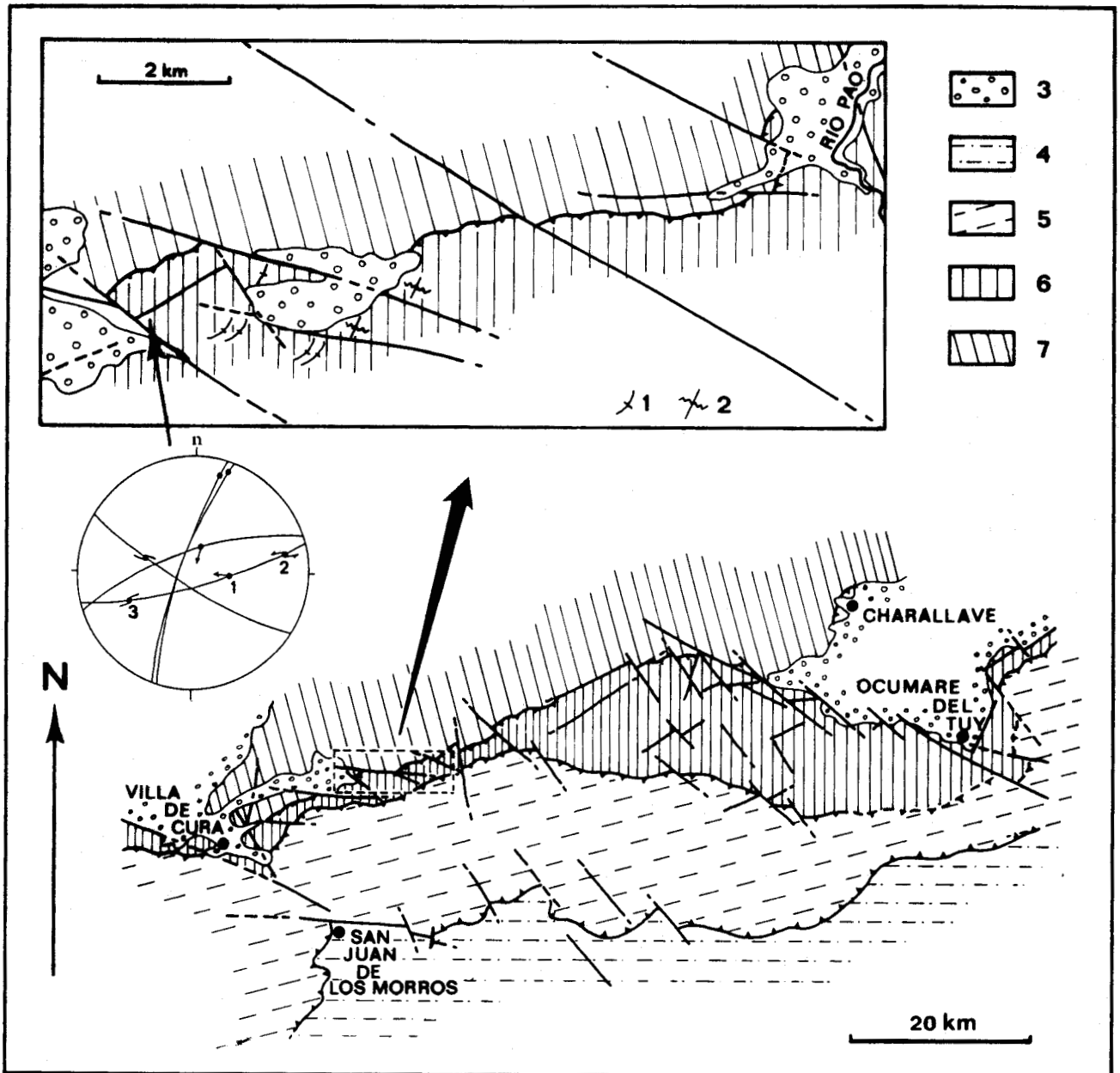


Fig. 74.- Relations entre les grands chevauchements et les grands accidents subverticaux dans les Nappes d'Aragua.

Légende : 1. direction des couches; 2. plis en chevrons (Kink) à plans axiaux verticaux, et direction de ces plans; 3. Pliocène-Quaternaire; 4. Zone Piémontine; 5. Nappe de Villa de Cura; 6. N. de Loma de Hierro; 7. N. de Caucagua-El Tinaco.

Fig. 74.- Relaciones entre los corrimientos mayores y las fallas subverticales principales en las Napas de Aragua. Leyenda : 1. rumbo de estratos; 2. pliegues de tipo kink con planos axiales verticales, y rumbo de estos planos; 3. Plioceno-Cuaternario; 4. Zona Piemontina; 5. Napa de Villa de Cura; 6. N. de Loma de Hierro; 7. N. de Caucagua-El Tinaco.

E) Données complémentaires concernant la tectonique récente : le graben de Santa Lucia-Ocumare del Tuy (ou Graben du Tuy moyen)

Cette dépression à remplissage (Miocène supérieur ?)-Pliocène-Quaternaire est directement reliée à plusieurs grands accidents dont ceux d'orientation N 100/110 et N 130 évoqués précédemment (fig. 74 et 75).

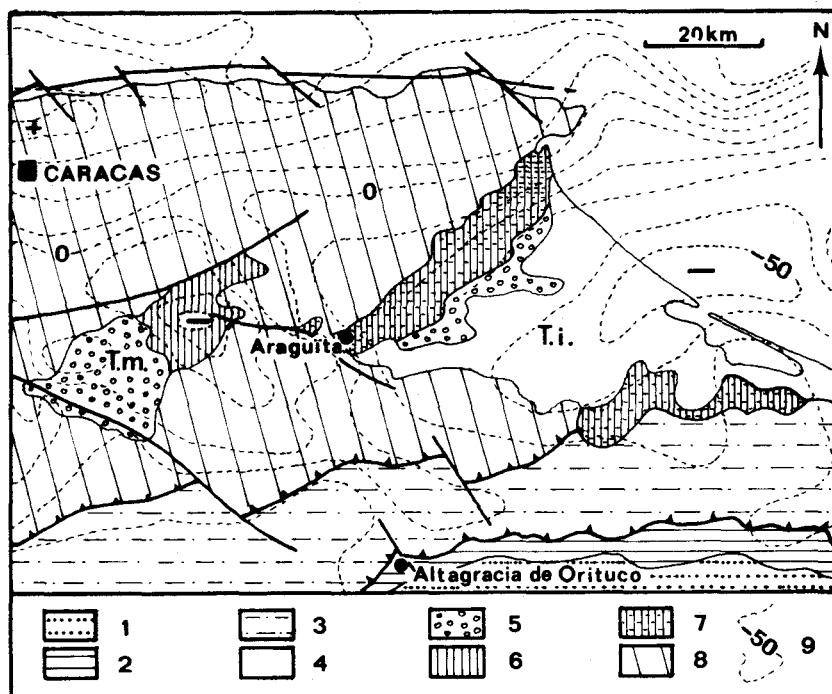


Fig. 75.- Contexte géologique du Graben du Tuy moyen.

(d'après la carte au 500 000 de BELLIZZIA et al, 1976)

Légende : 1 à 3. Zone Piémontine et avant-pays; 1. Mio-Pliocène; 2. Oligo-Miocène; 3. Zone Piémontine; 4 à 7. dépressions intramontagneuses; 4. Quaternaire; 5. Plio-Quaternaire; 6. Mio-Pliocène lacustre à paralique; 7. Mio-Pliocène paralique à marin; 8. Nappes d'Aragua et Zone de la Cordillère Côtière; 9. anomalies gravimétriques de Bouguer en milligals, d'après BONINI et al (1977); Tm. dépression du Tuy moyen; Ti. dépression du Tuy inférieur ou Barlovento.

Fig. 75.- Cuadro geológico del Graben del Tuy medio.

(según el Mapa a escala 1 : 500 000 de BELLIZZIA et al, 1976).

Leyenda : 1 hasta 3. Zona Piemontina y pie-de-monte; 1. Mio-Plioceno; 2. Zona Piemontina; 4 hasta 7. cuencas; 4. Cuaternario; 5. Plio-Cuaternario; 6. Mio-Plioceno lacustre o parálico; 7. Mio-Plioceno parálico o marino; 8. Napas de Aragua y Zona de la Cordillera de la Costa; 9. anomalias gravimétricas de Bouguer en millicals, según BONINI et al (1977); Tm. cuenca del Tuy medio; Ti. cuenca del Tuy inferior o Barlovento.

1.- Données stratigraphiques et paléogéographiques

PICARD et PIMENTEL (1968) ont défini deux formations sédimentaires terrigènes :

- la Fm. Siquire, lacustre à influence paralique temporaire, attribuée à l'Oligo-Miocène ;
- la Fm. Tuy, présentant un faciès laguno-lacustre, attribuée au Miocène supérieur-Pliocène.

Une cartographie détaillée et une étude stratigraphique, en particulier des coupes 1 et 2 (fig. 76 et 77), m'a conduit (BECK, 1980a) à proposer, notamment sur la base d'Ostracodes étudiés par W. VAN DEN BOLD, un âge pliocène pour la Fm. Siquire, celle-ci pouvant débiter dans le Miocène supérieur. La Fm. Tuy, quant à elle, est considérée comme pléistocène, débutant peut-être dans le Pliocène supérieur. Par ailleurs, le conglomérat de Pichao (coupe 1, fig. 77) est considéré comme membre basal de la Fm. Siquire, et étroitement associé à la Faille de Pichao. Des déformations plicatives légères apparaissent au sommet de la Fm. Siquire, conduisant à des discordances très localisées (PICARD et PIMENTEL, 1968 ; BECK, 1980a).

Par ailleurs, les grabens du Tuy moyen et du Tuy inférieur (ou Barlovento) ont été en liaison au début de leur existence (fig. 75) ; les données gravimétriques corroborent la surrection qui a séparé les deux bassins et provoqué la surimposition du Río Tuy (PICARD

et PIMENTEL, 1968). J'ai observé, à l'Ouest d'Araguïta (en remontant la Qu. Casupo), un jalon intermédiaire entre la Fm. Siquire et son équivalent oriental. Vers l'Est, les Fm. Aramina et Carenero (ANONYME, 1970 ; GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980) ont des faciès à influence marine plus prononcée et passent à des faciès marins francs. Ces formations ont été récemment "rajeunies" et attribuées au Miocène supérieur-Pliocène inférieur sur la base de Foraminifères planctoniques (*in* GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Ainsi, au Nord de la Zone Piémontine se développe une dépression (ultérieurement scindée) à sédimentation terrigène *grosso modo* contemporaine du Mio-Pliocène de l'avant-pays piémontin. Relativement peu déformée (Cf. diagrammes de la fig. 78), la Fm. Siquire a fait l'objet d'une étude de fracturation ; la Fm. Tuy, quant à elle, est subhorizontale, exceptée dans l'angle Nord Ouest du graben où elle est affectée par un accident inverse.

2.- Le réseau de failles

La figure 79 a été réalisée à partir de la carte au 50 000e, d'après levés de terrain et interprétation de photos aériennes ; l'image radar latéral (Pl.IV) montre l'ensemble de la dépression. Le réseau de failles subverticales, très dense, montre cinq directions principales :

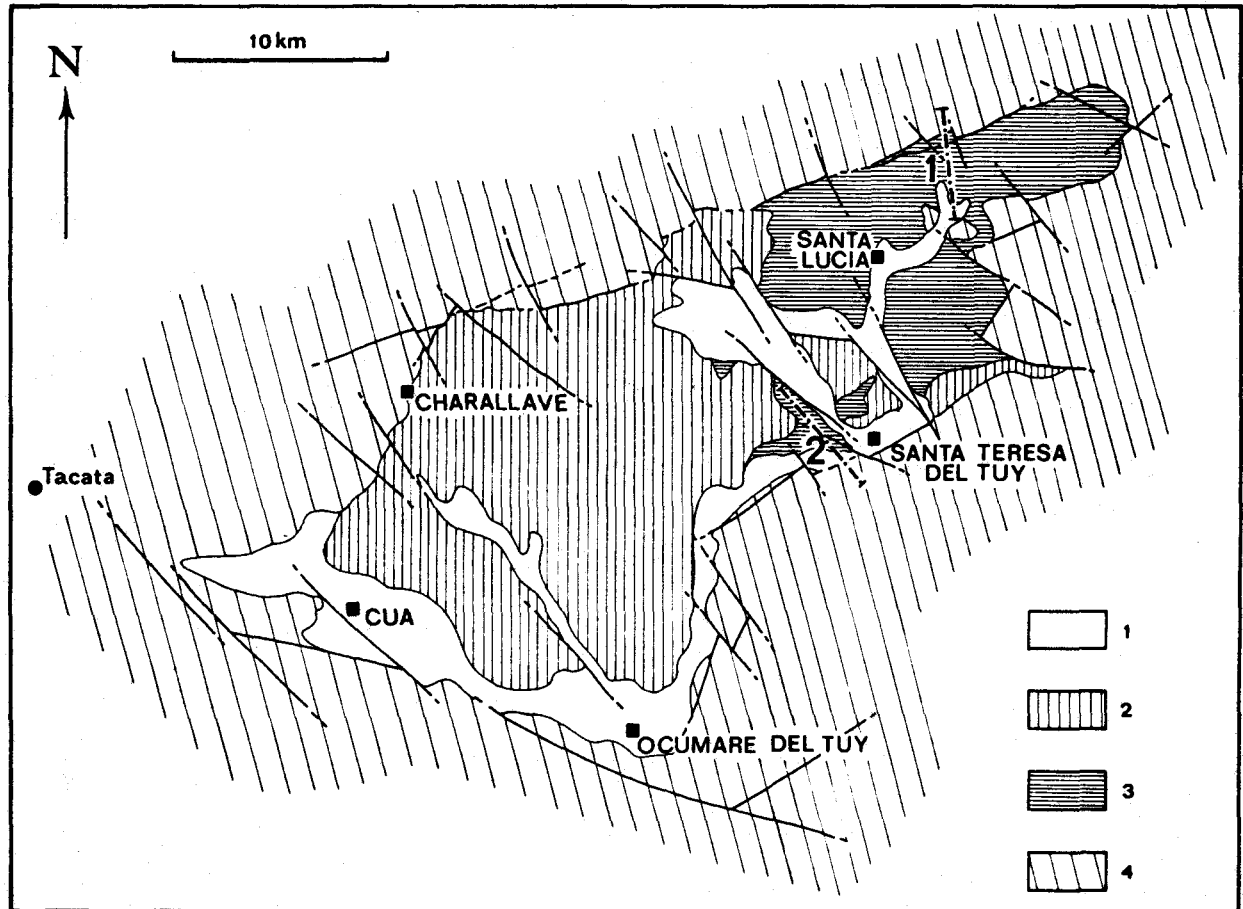


Fig. 76.- Carte géologique simplifiée du graben du Tuy moyen.

(Tiré de BECK, 1980a)

Légende : 1. alluvions récentes ; 2. Plio-Pléistocène (Fm. Tuy) ; 3. Pliocène (Fm. Siquire) ; 4. substratum ignéo-métamorphique.

Fig. 76.- Mapa geológico simplificado del graben del Tuy Medio.

(Tomado de BECK, 1980a).

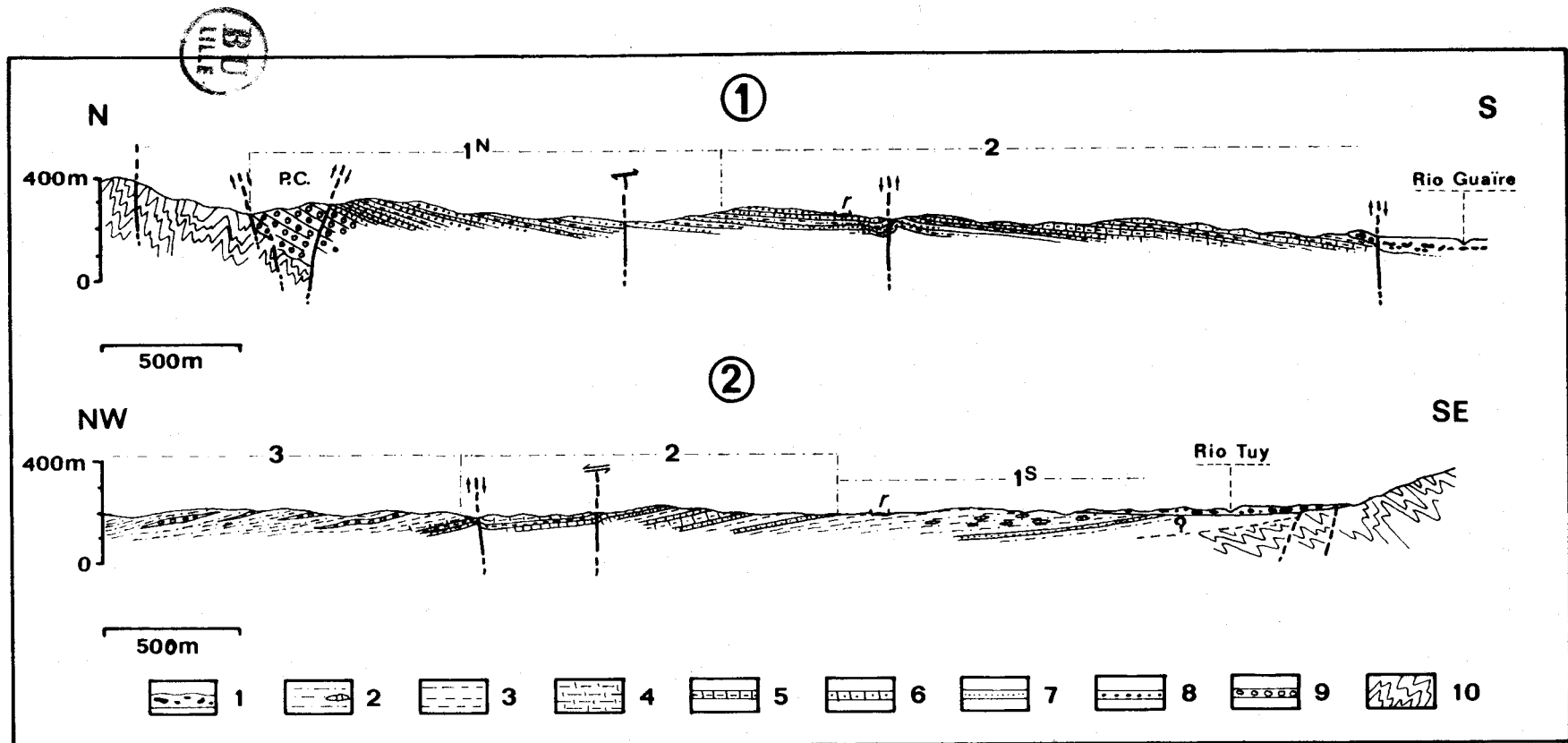


Fig. 77.- Coupes du Pliocène du graben du Tuy moyen
(Localisation sur fig. 76)

Légende : 1. alluvions; 2. pélites argilo-silteuses, localement à lentilles calcareuses; 3. pélites argileuses; 4. marnes silteuses; 5. calcaire marneux; 6. calcaire gréseux ou silteux; 7. grès à grain fin; 8. grès graywackeux grossier; 9. conglomérat; 10. schistes et métavolcanites; r. route; PC. Conglomérat de Pichao.

Fig. 77.- Cortes del Plioceno del graben del Tuy medio.
(Ubicación sobre la fig. 76)

Leyenda : 1. aluviones; 2. lutitas arcillosas-siltosas, a veces con lentes calcareas; 3. lutitas arcillosas; 4. margas siltosas; 5. caliza margosa; 6. caliza arenosa o siltosa; 7. arenisca de grano fino; 8. arenisca graywackica de grano grueso; 9. conglomerado; 10. esquistos y rocas metavolcánicas; r. carretera; PC. Conglomerado de Pichao.

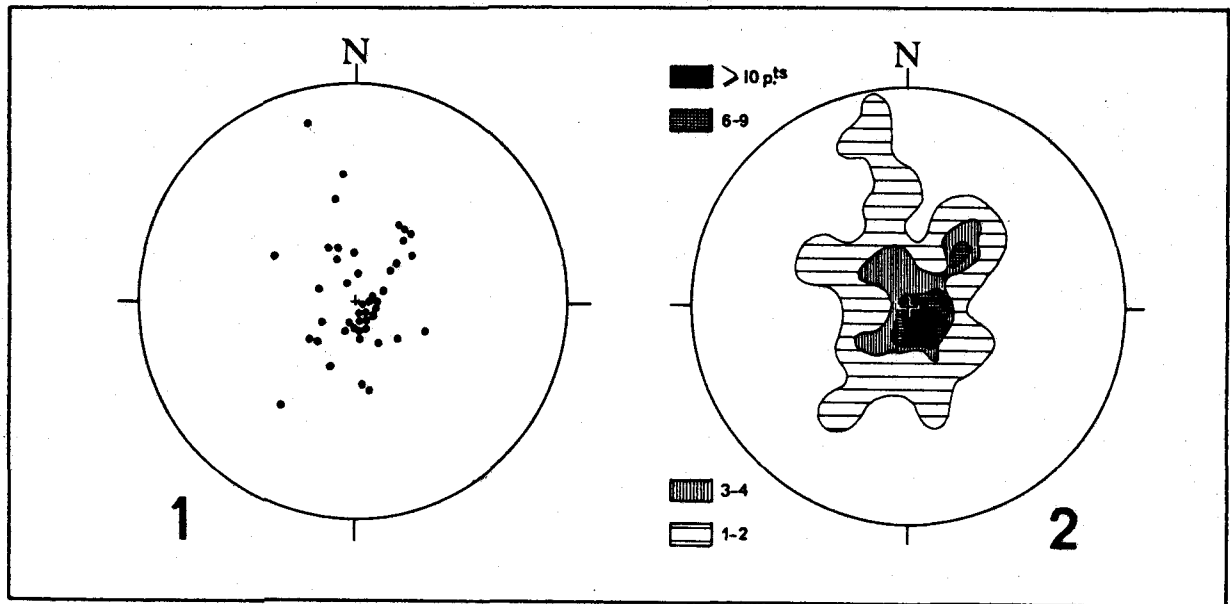


Fig. 78.- Données structurales statistiques concernant le graben du Tuy moyen.
(Pendages dans la Fm. Siquire, 45 mesures; 1. pôles; 2. diagrammes de densité; canevas de WULFF, hémisphère inférieure)

Fig. 78.- Datos estructurales estadísticos sobre el graben del Tuy medio.
(Rumbos y buzamientos en la Fm. Siquire, 45 medidas; 1. polos; 2. diagrama de densidad; proyección equiangular, hemisferio inferior)

N 140/170, N 120/130, N 90/100, N 0/30 et N 60/70. Dans le secteur du Pont Pichao, la Faille du même nom apparaît (cf. également fig. 77, coupe 1) comme un accident normal fossile, synsédimentaire par rapport à la Fm. Siquire, et recoupé par une faille inverse de même direction et de nombreux petits accidents décrochants dextres. Les accidents N 90/100 apparaissent déplacés par les accidents N 120/130 et N 140/170. Ainsi, en est-il du Sud du graben, qui, globalement, se résoud en un grand accident complexe appelé Faille de Tacata-Valle Verde (BECK, 1980a), dont les différentes composantes ne sont pas synchrones. L'ensemble de la structure visible ne peut s'expliquer, en effet, que par deux, voire trois, systèmes successifs de jeux cassants. Notons également que la fracturation dominante relevée dans le substratum du graben (cf. rosaces de directions, fig. 79) est généralement différente du système de failles qui borde le graben dans chaque secteur considéré (cf. en particulier les régions 3 et 4); globalement, les directions de failles visibles en périphérie du graben ou dans celui-ci se retrouvent dans la fracturation du substratum autour de la dépression.

Par ailleurs, le caractère actif d'une partie des failles observées est souligné, d'une part, par des séismes (FIEDLER, 1961, 1972; LAROTTA, 1974), et, d'autre part, par des modifications du réseau hydrographique (cf. PICARD et PIMENTEL, 1968) dont certaines très spectaculaires en photos aériennes (cf. la Qu. Soapire, fig. 80; localisation sur fig. 79).

3.- Données statistiques

a) La Fm. Siquire

Elle montre une fracturation à dominante subverticale, autour des directions N 100/110, N 130/140 et N 160/170; des fractures faiblement inclinées vers le NE sont également présentes (fig. 81-1 à 3).

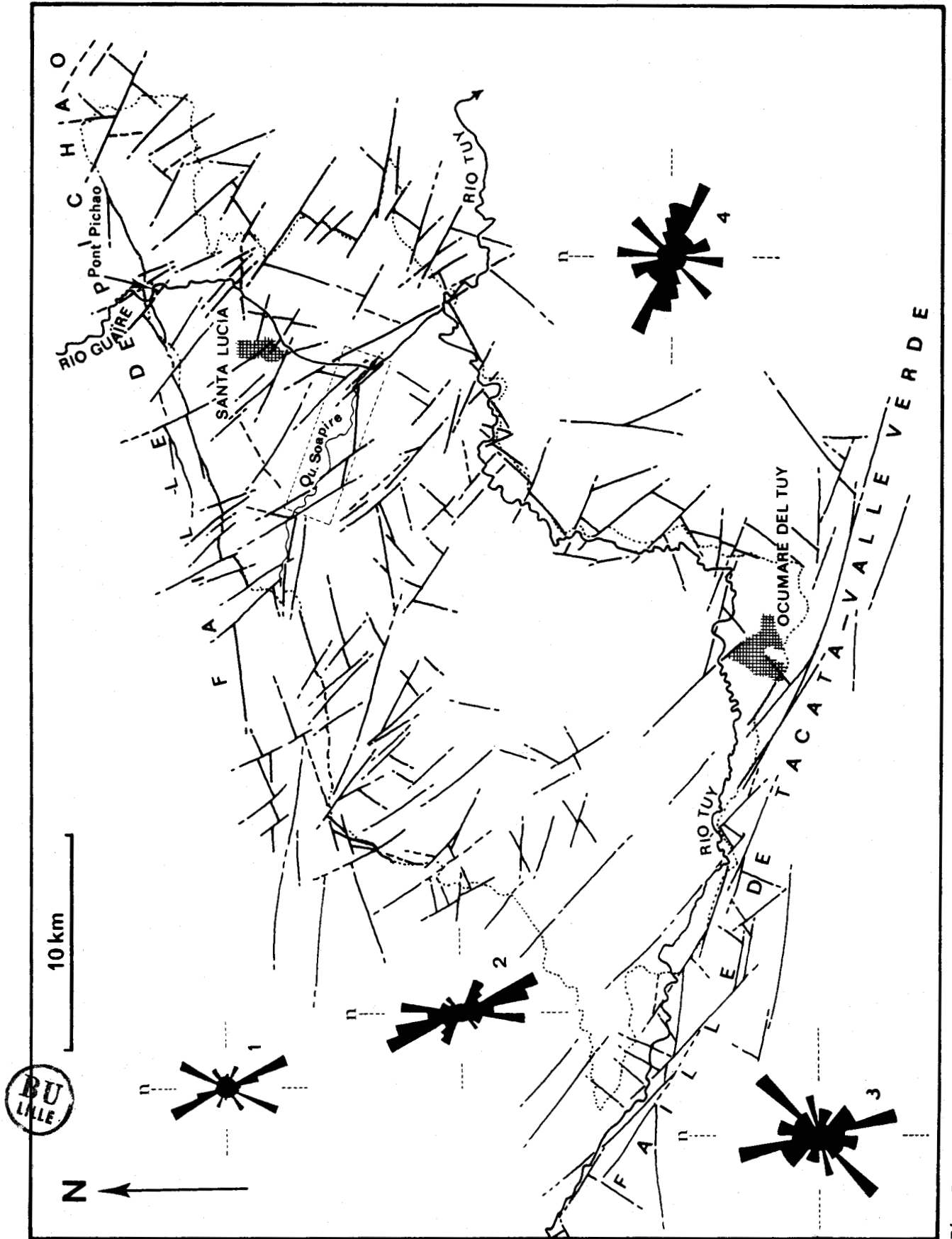


Fig. 79

b) La Fm. Tuy

Les fractures représentées (fig. 81-4 à 6) ont été observées pour la plupart dans le coin Nord Ouest du graben (au Nord de Charallave ; secteur de Arichuna) et sur la bordure Sud entre Santa Teresa et Ocumare. On relève des fractures subverticales N 70/80, N 140/160, et également des fractures à inclinaison faible vers le NW.

4.- Données cinématiques

a) La Fm. Siquire

La présence de deux générations de stries sur certaines surfaces a conduit à distinguer (fig. 82-1) deux périodes ; on relève un jeu normal le long de fractures orientées N 140/170 et N 10, un jeu décrochant probablement dextre N 85/110, N 130/170, et un jeu décrochant N 5/20. La seconde série considérée apparaît elle-même complexe (fractures synsédimentaires et fractures postérieures ?).

Il faut ajouter à ces observations l'existence très localisée (route Santa Lucia-El Placer de Siquire) des replis métriques d'axe N 135 ; ces replis cylindriques subhorizontaux sont à rattacher à l'existence (fig. 78) de pendages faibles vers le NE. On peut également rapprocher cette observation de l'existence, dans la Fm. Siquire, des jeux décrochants N 5/20 ; l'ensemble de ces structures indiquerait une compression NE-SW.

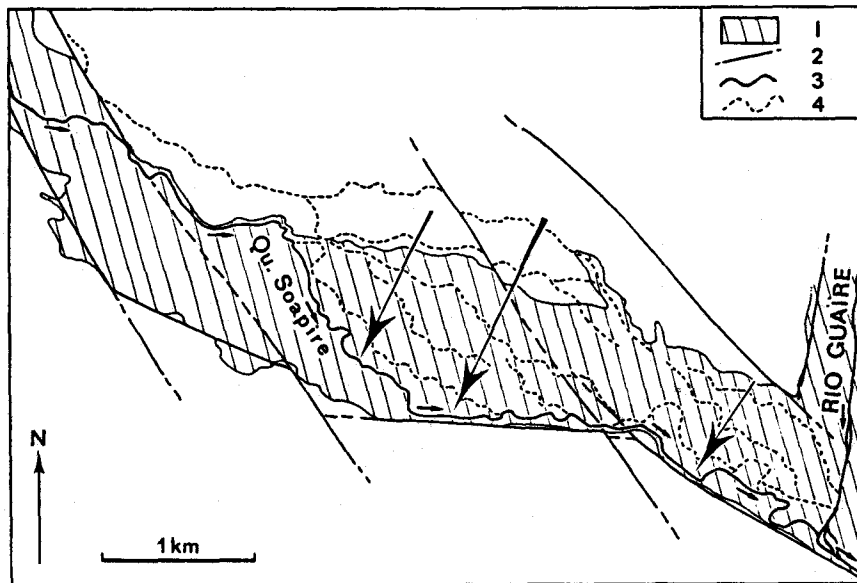


Fig. 80.- Modifications hydrographiques en liaison avec la tectonique récente dans le graben du Tuy moyen. (Localisation sur fig. 79).

Légende: 1. alluvions récentes; 2. accident subvertical; 3. lit actuel; 4. lit abandonné.

Fig. 80.- Evolución hidrográfica en relación con el tectonismo reciente en el graben del Tuy medio. (Ubicación sobre la fig. 79)

Leyenda: 1. aluviones recientes; 2. falla subvertical; 3. curso actual; 4. curso abandonado.

Fig. 79.- Accidents subverticaux du graben du Tuy moyen et de ses bordures.

(1 à 4. directions dominantes des fractures dans le substratum; région 1. 26 mesures; région 2, 66 mesures; région 3. 46 mesures; région 4, 45 mesures).

Fig. 79.- Fallas subverticales del graben del Tuy medio y de sus laderas.

(1 hasta 4. rumbos dominantes de fracturas en el basamento; area 1. 26 medidas; area 2. 66 medidas; area 3. 46 medidas; area 4. 45 medidas).

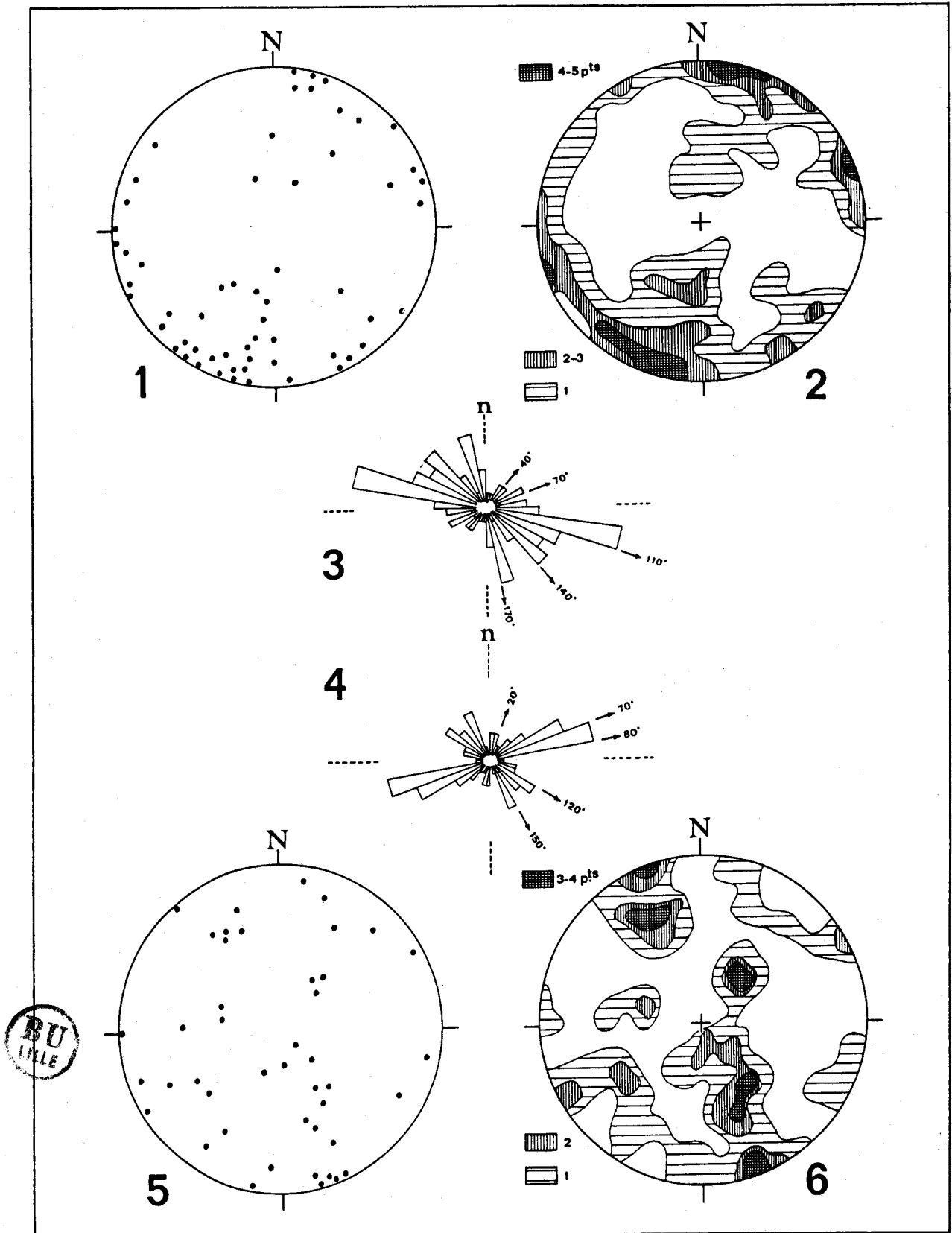


Fig. 81

b) La Fm. Tuy

Le diagramme 2, correspondant à des fractures synsédimentaires (secteur de Arichuna), montre un jeu normal le long de surfaces orientées N 50/60 et N 100. S'y superposent un jeu inverse le long de fractures orientées N 40/45 et un jeu décrochant N 135/140, ces deux derniers pouvant être associés dans une compression NW-SE.

La compression NE-SW, évoquée pour la Fm. Siquire, pourrait être reliée à la distension NW-SE contemporaine de la Fm. Tuy, ou tout au moins, avoir initié celle-ci.

F) Résumé, discussion

1.- Synthèse des observations et interprétations .

Les déformations cénozoïques, qui ont été essentiellement analysées dans l'avant-pays et la Zone Piémontine, sont reliées à une succession de contraintes, variées à la fois en intensité et en orientation (tabl. V).

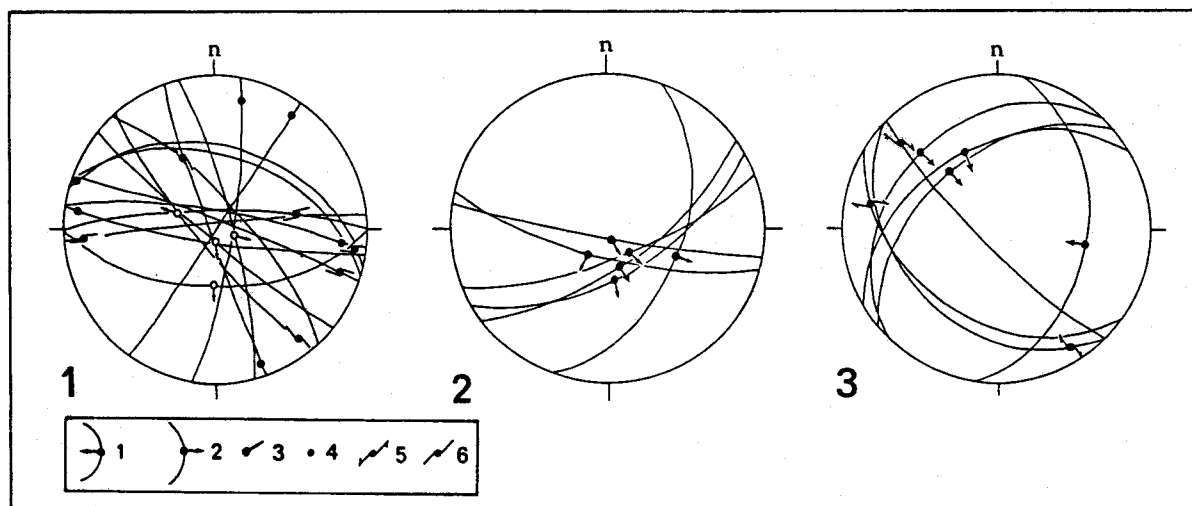


Fig. 82.- Cinématique de la fracturation dans le graben pliocène-quaternaire du Tuy moyen.

(1. Fm. Siquire; ronds blancs, phase 1; ronds noirs, phase 2; 2 et 3. Fm. Tuy; 2. fractures synsédimentaires; 3. fractures postérieures)

Légende : 1. faille inverse; 2. faille normale; 3. sens non déterminé; 4 à 6. décrochement; 4. sens non déterminé; 5. sens déterminé; 6. sens probable; représentation cyclographique et pitch des stries ; canevas de SCHMIDT, hémisphère inférieur.

Fig. 82.- Cinemática de la fracturación en el graben plioceno-cuaternario del Tuy medio.

(1. Fm. Siquire; círculos blancos, fase 1; círculos negros; fase 2; 2 y 3. Fm. Tuy; 2. fracturas sinsedimentarias; 3. fracturas posteriores)

Leyenda : 1. falla inversa; 2. falla normal; 3. sentido non determinado; 4. hasta 6. falla transcurrente; 4. sentido no determinado; 5. sentido determinado; 6. sentido probable; representación ciclográfica y pitch de las estrias; proyección equiaxial, hemisferio inferior.

Fig. 81.- Données structurales statistiques concernant le graben du Tuy moyen.

(1 à 3. fractures dans la Fm. Siquire, 63 mesures; 1. pôles; 2. diagramme de densité; 3. répartition des directions; 4 à 6. fractures dans la Fm. Tuy, 44 mesures; 4. répartition des directions; 5. pôles; 6. diagramme de densité; canevas de WULFF, hémisphère inférieur).

Fig. 81.- Datos estructurales estadísticos sobre el graben del Tuy medio.

(1 hasta 3. fracturas en la Fm. Siquire, 63 medidas; 1. polos; 2. diagrama de densidad; 3. rumbos dominantes; 4. hasta 6. fracturas en la Fm. Tuy, 44 medidas; 4. rumbos dominantes; 5. polos; 6. diagrama de densidad; proyección equiangular, hemisferio inferior).

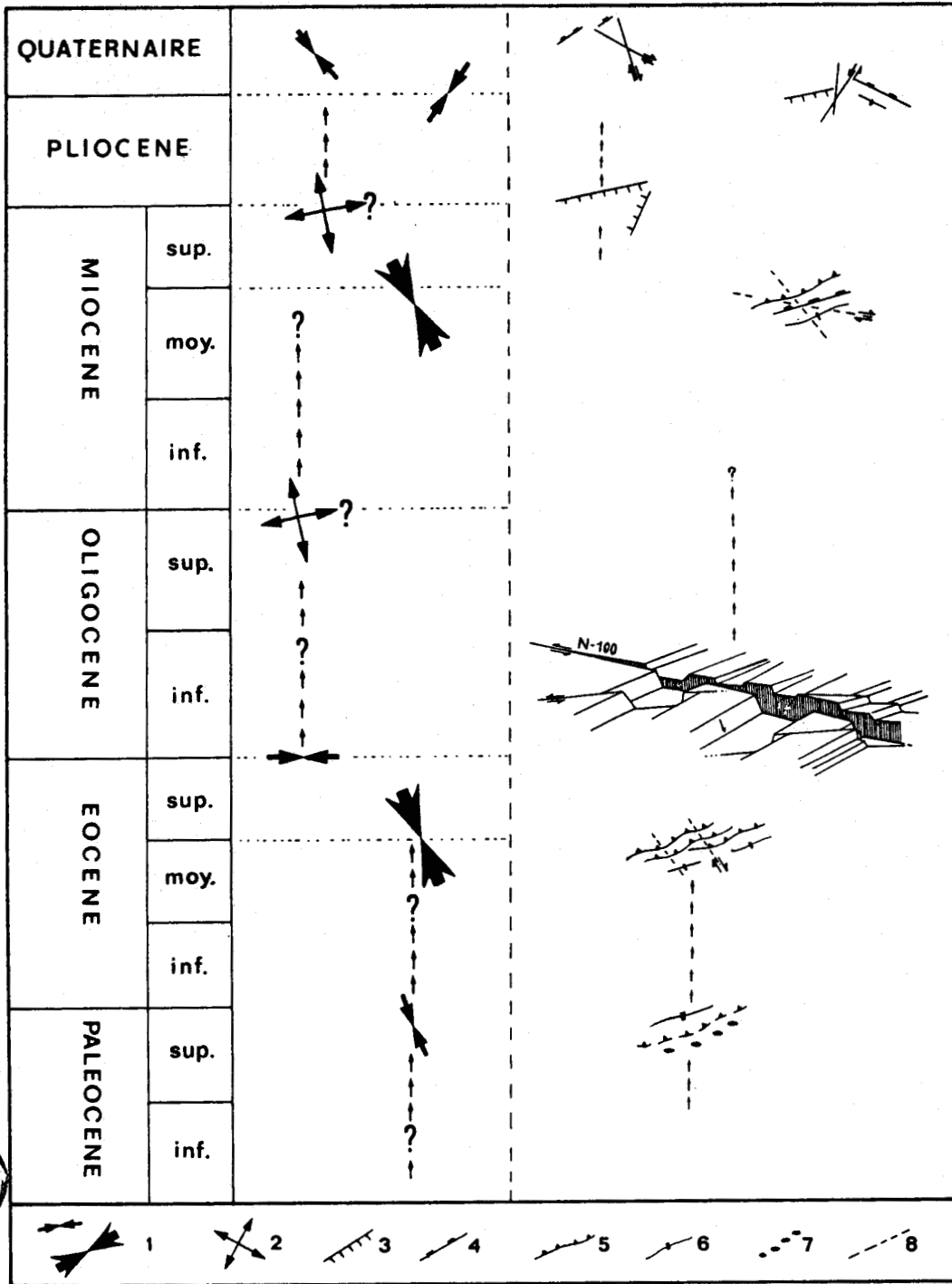


Tableau V.- Chronologie et géométrie des déformations cénozoïques dans la région étudiée.

Légende : 1. compression; 2. extension multidirectionnelle; 3. faille normale; 4. faille inverse; 5. chevauchement, charriage; 6. plis; 7. formation d'olistolithes; 8. décrochement hypothétique.

Cuadro V.- Cronología y geometría de las deformaciones cenozoicas en la region estudiada.

Leyenda : 1. compresión; 2. extensión multidireccional; 3. falla normal; 4. falla inversa; 5. corrimiento, cabalgamiento; 6. pliegues; 7. genesis de olistolitos; 8. falla transcurrente hipotética.

Deux compressions majeures, grossièrement orthogonales à la Chaîne, se développent durant la fin de l'Eocène moyen et durant le Miocène moyen-supérieur (BECK, 1977 a, 1978). La genèse du bassin molassique oligo-miocène serait liée à une compression E-W qui passerait à une extension multidirectionnelle (?). De même, le dépôt des molasses Mio-pliocène serait lié *pro parte* (partie inférieure) à ce dernier dispositif.

2.- Remarques sur le Mio-Pliocène, de la région étudiée à la Chaîne Intérieure Orientale

Le Miocène supérieur-Pliocène présente dans sa partie supérieure, un développement de conglomérats, dans la région Puerto Piritu-El Pilar, dans la région de Valle Guanape, et -dans une moindre mesure- dans le secteur d'Altagracia de Orituco (fig. 17, fig. 67).

Notamment pour les deux premières régions citées, les conglomérats apparaissent donc dans des endroits où le front de la Chaîne dessine des "rentrants". J'ai exposé, au chapitre II, des arguments pour considérer le Conglomérat d'El Pilar comme synchrone d'un bombement compressif de la Chaîne Intérieure Orientale. A titre d'hypothèse je relierai, dans l'ensemble de l'avant-pays piémontin, le développement du Pliocène conglomératique à la compression NE-SW observée notamment dans le graben du Tuy moyen. Rappelons que pour BELLIZIA *et al.* (1976), la bordure occidentale de la Chaîne Intérieure est longée par des accidents inverses orientés N 120 et à vergence SW ; la virgation des structures de la Chaîne Intérieure Orientale à l'approche de sa bordure Ouest, s'expliquerait *pro parte* par cette compression.

3.- Remarque sur la tectonique la plus récente

Les accidents subverticaux N 150 à N-S sont parmi les plus visibles sur les images radar latéral et les photos aériennes (pl. I à III) ; ces accidents apparaissent bien représentés dans la Chaîne Caraïbe Centrale où ils tronçonnent et décalent les accidents longitudinaux (chevauchements ou accidents subverticaux tels que la Faille de La Victoria). PEETERS (1971) a associé la genèse de la dépression de Valencia à ces accidents N-S. A la différence, ces accidents apparaissent peu dans la Chaîne Caraïbe Orientale ; dans cette dernière, les contraintes les plus récentes apparaissent toutefois voisines de celles proposées pour le secteur étudié (BLADIER et MACSOTAY, 1977).

Si un système décrochant dextre majeur -actif- orienté E-W jalonne le Nord du Vénézuéla (STEPHAN, 1985 ; SOULAS, 1985), cette structure ne traverse pas la Chaîne Caraïbe Centrale, mais se situe en bordure de celle-ci ou plus au Nord. Les différents dispositifs tectoniques fini-éocène, fini-miocène et quaternaire, seraient, dans cette hypothèse, de second ordre (conjugués) par rapport à ce grand système décrochant dont l'existence, au Nord de la Chaîne Caraïbe Centrale, n'est pas, à mon sens, clairement démontrée ; les structures récentes au niveau de la marge nord-vénézuélienne apparaissent différentes entre les portions situées respectivement au Nord de la Chaîne Caraïbe Centrale et au Nord de la Chaîne Caraïbe Orientale (MASCLE *et al.*, 1976 ; BIJU-DUVAL *et al.*, 1984).

4.- La tectonisation de la Zone Piémontine ; éléments de discussion

a) Problèmes de chronologie

Les différents niveaux de base de la série piémontine -sur le bord Nord de la Zone Piémontine- font suite à la déformation principale (intra-sénonienne) de la Zone de la Cordillère Côtière ; répartis entre le Campanien supérieur et le Paléocène supérieur-Eocène inférieur, ces niveaux posent le problème de l'existence de déformations durant cette période. Par ailleurs, les niveaux à olistolithes traduisent eux-mêmes des écaillages sous-marins (dont l'ampleur reste à définir) d'âge Paléocène supérieur-Eocène inférieur (et moyen ?) (STEPHAN, 1977 b, 1982). Ainsi se pose le problème de l'existence d'une ou plusieurs phases de déformations compressives -ou d'un continuum de déformations- qui seront suivies par un paroxysme durant l'Eocène moyen terminal. Cette hypothèse, proposée par STEPHAN (1982, 1985) pour la Transversale de Barquisimeto, a été reprise ici (tabl. V). Les relations tectoniques et stratigraphiques sur la bordure Nord de la Zone Piémontine ne permettent pas d'argumenter l'existence d'une phase majeure à la limite Maastrichtien-Paléocène.

Au total, beaucoup d'incertitudes subsistent quant au calendrier précis et à la géométrie des déformations durant le Sénonien supérieur-Paléocène.

b) Intervention des phénomènes gravitaires

BELL (1968 b) a interprété l'écaillage et le déplacement de la Zone Piémontine vers le Sud, comme un glissement gravitationnel ; ce glissement, précédé par celui de la Nappe de Villa de Cura, aurait induit les déformations de l'Oligo-Miocène. BELL (1968 b) place ces trois tectonisations tangentielles, en relais, du Maastrichtien au Miocène. Pour étayer l'hypothèse du glissement par gravité, BELL (1968 b) fait appel à la théorie de HUBBERT et RUBEY (1959) concernant le rôle de la pression des fluides dans les chevauchements. J'ai souligné (BECK, 1977 a, 1978) plusieurs points me paraissant aller à l'encontre de l'hypothèse de la tectonique gravitaire de la Zone Piémontine :

- la grande homogénéité structurale de celle-ci ;
- le fait que le contact basal de la Zone Piémontine apparaît incliné vers le Nord et que, postérieurement au plissement éocène, les mouvements qui ont affecté le bord Nord de la Zone Piémontine ont conduit à des soulèvements de celui-ci ; il paraît difficile d'argumenter l'existence, au Paléogène, d'une surface de décollement inclinée vers le Sud et postérieurement basculée pour acquérir un pendage vers le Nord ;
- la schistosité qui se développe assez fréquemment en liaison avec la tectonisation compressive de la Zone Piémontine, apparaît "post-diagenèse" et "post-induration" ; cette schistosité affecte des bancs d'ankérite, se réfracte dans les grès et graywackes ; de plus elle affecte des bioturbations fortement aplaties, soit un sédiment compacté.

L'intervention de la pression de fluide dans les structures tangentielles (Cf. également ELLIOTT, 1976) a été argumentée récemment lors des forages du Leg D. S. D. P. 78-A (CASEY MOORE, BIJU-DUVAL *et al.*, 1982) avec l'observation de pressions de fluide anormalement élevées, localisées le long d'un niveau de décollement (d'écaillage) du prisme d'accrétion sédimentaire de la Barbade.

c) Éléments de comparaison de la Zone Piémontine avec le prisme d'accrétion sédimentaire de La Barbade

CAMPOS (1981) a proposé une comparaison structurale d'ensemble entre l'Arc des Petites Antilles et le prisme d'accrétion de La Barbade, d'une part, et la marge vénézuélienne et la Chaîne Caraïbe Orientale, d'autre part. Je reprendrai cette comparaison en la limitant au prisme d'accrétion sédimentaire de La Barbade et à la Zone Piémontine. Plusieurs éléments incitent à cette comparaison :

- la partie affleurante du Complexe de La Barbade présente des sédiments terrigènes profonds (BIJU-DUVAL *et al.*, 1978 ; SPEED, 1981 ; PUDSEY et READING, 1982 ; BIJU-DUVAL *et al.*, 1985) issus des apports du delta de l'Orénoque et piégés dans la dépression frontale de l'Arc des Petites Antilles. De même, STEPHAN (1985) considère le dépôt du flysch piémontin, dans l'Ouest de la Chaîne Caraïbe, comme associé à un éventail profond qui se prolongerait vers l'Est par une gouttière (le sillon du flysch piémontin au niveau de la Chaîne Caraïbe Centrale) ;
- la structure en écailles superposées mise en évidence par la sismique (WESTBROOK, 1975 ; BIJU-DUVAL *et al.*, 1978) et l'observation directe en forage (BIJU-DUVAL, CASEY MOORE *et al.*, 1981 ; CASEY MOORE, BIJU-DUVAL *et al.*, 1982) ;
- le problème des mécanismes tectoniques associés à la pression de fluide, qui a été évoqué au paragraphe précédent.

Un point de comparaison hypothétique concerne le caractère continu du fonctionnement du prisme d'accrétion de La Barbade, associé à une subduction ; une partie de l'histoire tectonique du fossé du flysch piémontin a été associée à un contexte compressif (Campanien supérieur à Eocène inférieur ?) continu, qui précéderait l'écaillage principal.

Si la chronologie proposée pour les écaillages au sein de la Zone Piémontine est juste (plus récente de l'arrière vers l'avant), ceux-ci se développeraieent comme pour le prisme d'accrétion, de l'arrière vers l'avant, selon le modèle proposé par WESTBROOK (1975).

Si l'on fait abstraction des contextes géodynamiques d'ensemble, très différents (charriage en domaine continental ; sous-charriage en domaine océanique), pour s'attacher à comparer les mécanismes tectonosédimentaires, il faut souligner les différences suivantes :

- une bonne partie du sillon du flysch piémontin a accueilli une sédimentation régulière, indemne de macro-slumps ;
- la déformation du flysch piémontin paraît s'effectuer dans un contexte peu profond et avec des séries lithifiées ; ceci ne semble pas être le cas pour le Paléogène de La Barbade.

CHAPITRE IV

LES NAPPES D'ARAGUA

I.- GENERALITES

Regroupées pour des raisons géologiques -lithostratigraphie, structure, position structurale- les Nappes d'Aragua sont au nombre de trois, soit, du Nord au Sud, ou de bas en haut :

- la Nappe de Caugagua-El Tinaco ;
- la Nappe de Loma de Hierro ;
- la Nappe de Villa de Cura.

Leurs affleurements correspondent aux principaux reliefs de la Chaîne Intérieure Orientale (Cf. chap. I, fig. 3).

A) Historique ; Définition

La portion de la Chaîne Caraïbe comprise entre la Faille de La Victoria, au Nord, et la Ceinture Piémontine, au Sud, a été découpée en trois "Ceintures Tectoniques" par MENENDEZ (1966) (Cf. chap. I et fig. 83). La plus méridionale de ces trois "Ceintures" (appelées respectivement Caugagua-El Tinaco, Paracotos, Villa de Cura) a été la première à être "allochtonisée" (Cf. chap. I) puisque baptisée "Bloc Allochtone de Villa de Cura" (Cf. in OXBURGH, 1965 ; MENENDEZ, 1966) (Cf. fig. 84). Postérieurement, au sein de l'ensemble baptisé Ceinture de Caugagua-El Tinaco (Cf. MENENDEZ, 1966 ; SEIDERS, 1965 ; Cf. chap. I, fig. 6), GRATEROL (1972) et BECK, (1980b) distinguent un complexe ophiolitique que BECK (1980b) considère comme allochtone sur le flanc Sud de la Ceinture de la Cordillère Côtière. BECK (1980b) interprète la Ceinture de Paracotos comme une couverture sédimentaire de ces ophiolites et définit la Nappe Ophiolitique de Loma de Hierro.

Dans la portion occidentale de la Chaîne, STEPHAN (1977 a) démontre l'existence d'un chevauchement majeur de la Ceinture de la Cordillère Côtière sur le flysch paléogène de la région de Barquisimeto-Carora ; cet auteur baptise l'ensemble allochtone Nappe de Lara. Postérieurement, STEPHAN (1980) étudiant les affleurements ignés basiques de la région de Siquisique-Los Algodones (Cf. fig. 85 ; Cf. également BELLIZZIA *et al.*, 1972) considère qu'ils représentent des éléments d'un complexe ophiolitique allochtone. STEPHAN *et al.* (1980) et BECK *et al.* (1980) proposent alors de rattacher ces affleurements à la Nappe de Loma de Hierro. Par ailleurs, ces auteurs rattachent le Complexe de Yumare (BELLIZZIA et RODRIGUEZ, 1976 ; Cf. fig. 85) au complexe d'El Tinaco et considèrent qu'il s'agit d'un seul et même ensemble allochtone sur la Ceinture de la Cordillère Côtière.

A la suite de ces différentes homologues, STEPHAN *et al.* (1980) regroupent sous le nom d'"Allochtone Complexe et Polyphasé de Lara", de bas en haut :

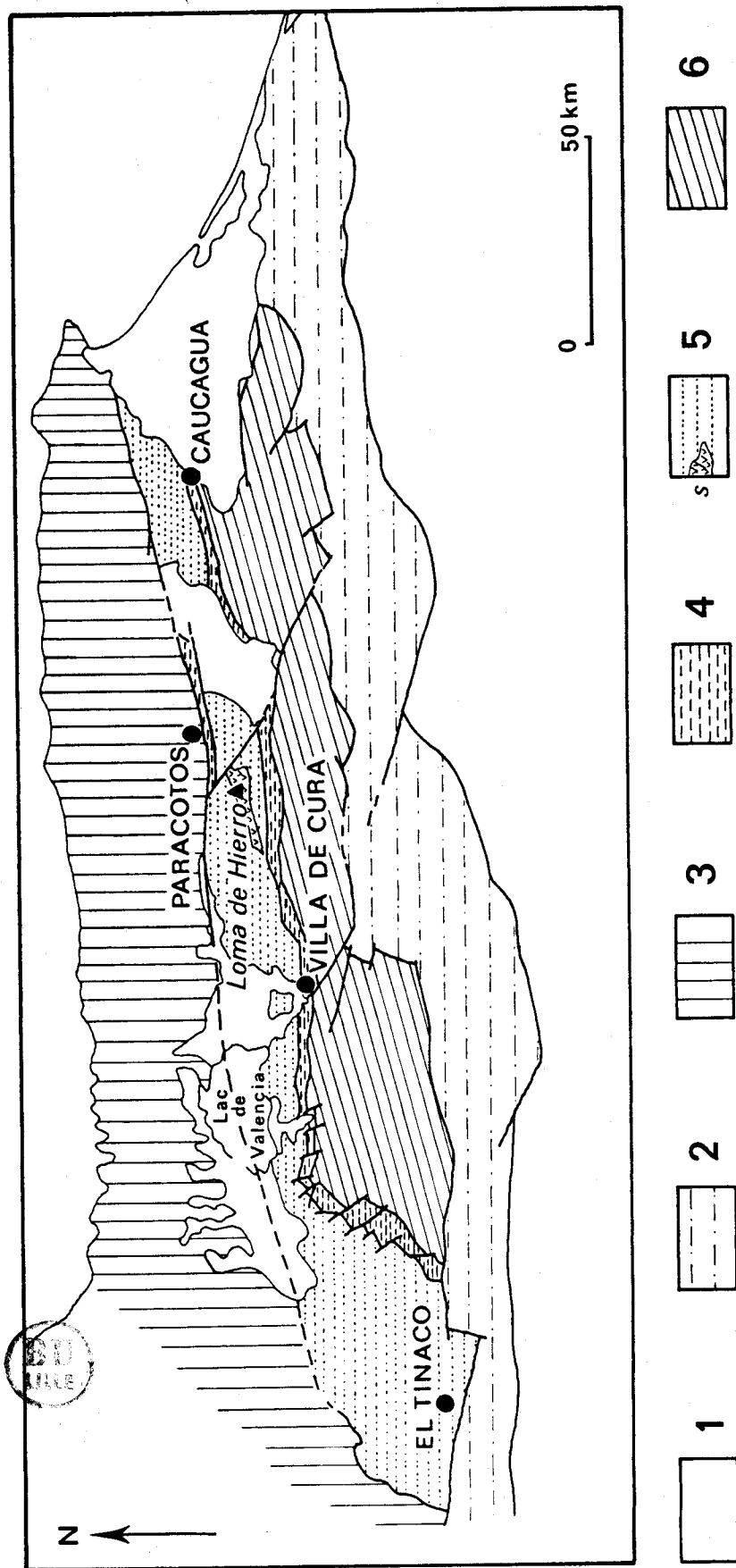


Fig. 83.- Les Ceintures Tectoniques de la Chaîne Caraïbe Centrale selon MENEZES (1966).
 Légende : 1. Oligocène-Néogène-Quaternaire; 2. Ceinture Piémontine (flysch paléogène); 3. C. de La Cordillère Côtière; 4. C. de Paracotos; 5. C. de Caucaqua-El Tinaco; 5s. serpentinites et péridotites (Massif de Loma de Hierro); 6. C. de Villa de Cura.

Fig. 83.- Las Fajas Tectónicas de la Cadena Caribe Central; tomado de MENEZES (1966).
 Legenda : 1. Oligoceno-Neogeno-Cuaternario, 2. Faja Piomontina (Paleogeno con facies flysch); 3. F. de la Cordillera de la Costa; 4. F. de Paracotos; 5. F. de Caucaqua-El Tinaco; 5s. serpentinitas y peridotitas (Macizo de Loma de Hierro); 6. F. de Villa de Cura.

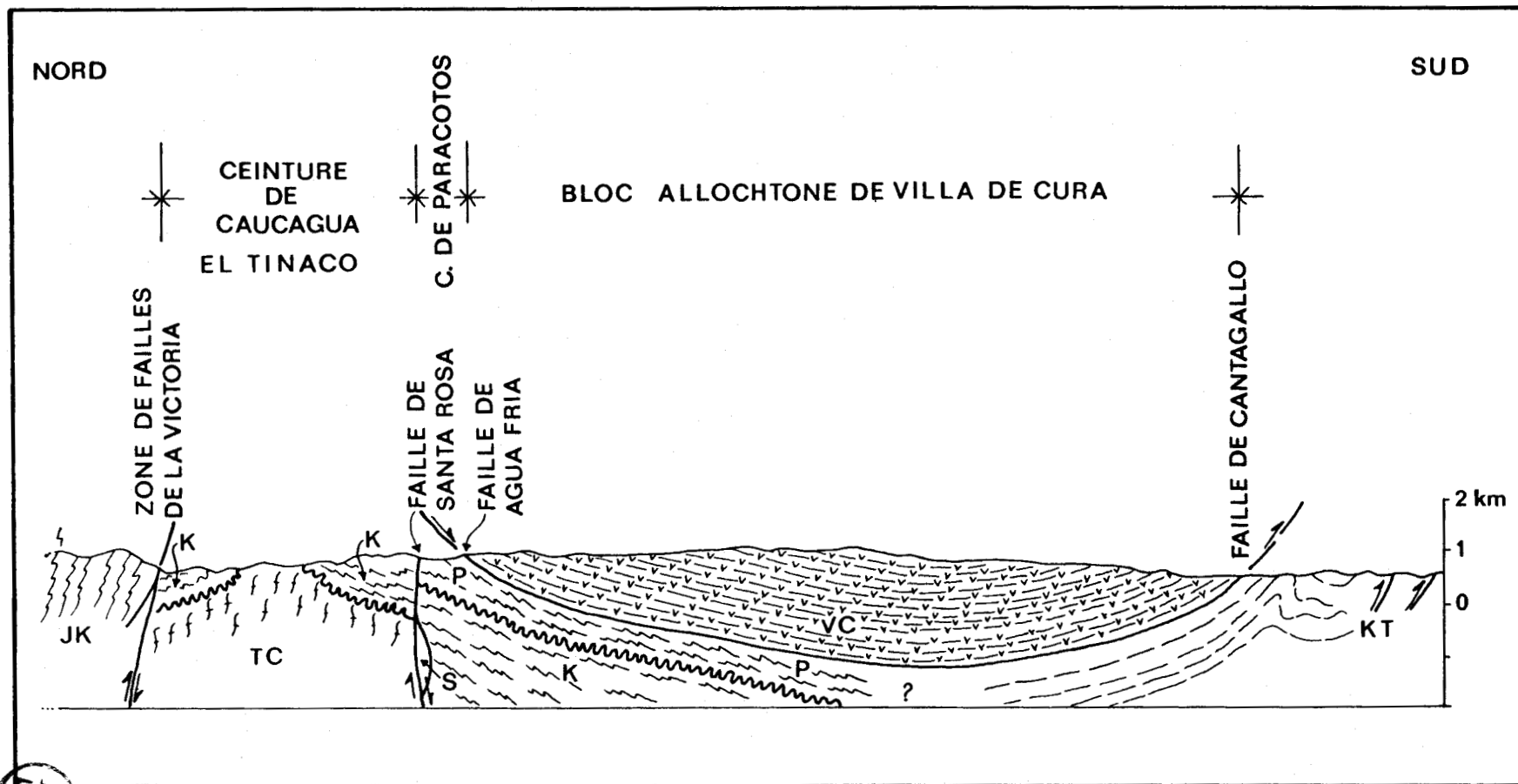


Fig. 84.- Coupe transversale schématique des Ceintures Tectoniques de Caucaagua-El Tinaco, Paracotos, et Villa de Cura, selon MENENDEZ (1966).

Légende : K.T. Roches sédimentaires, Crétacé-Tertiaire inférieur; K. Partie supérieure du Groupe Caracas et formations post-Groupe Caracas; J.K. Gr. Caracas; P. Fm. Paracotos; VC. Gr. Villa de Cura; TC. Complexe d'El Tinaco et équivalents; S. serpentinites et dunites

Fig. 84.- Corte transversal esquemático de Las Fajas Tectónicas de Caucaagua-El Tinaco, Paracotos, y Villa de Cura; tomado de MENENDEZ (1966).

Leyenda : KT. Rocas sedimentarias del Cretáceo superior-Terciario inferior; K. Parte superior del Grupo Caracas y formaciones post-Gr. Caracas; JK. Gr. Caracas; P. Fm. Paracotos; VC. Gr. Villa de Cura; TC. Complejo de El Tinaco y equivalentes; S. serpentinitas et dunitas.

- la Nappe de la Cordillère Côtière (dont l'allochtonie est claire dans le secteur de Barquisimeto) ;
- la Nappe de Tinaco-Tinaquillo ;
- la Nappe de Loma de Hierro-Siquisique ;
- la Nappe de Villa de Cura.

Ces différents ensembles sont schématisés sur la figure 6 du chapitre I, tirée de STEPHAN *et al.* (1980). Postérieurement, STEPHAN (1982, 1985) réinterprète, sur la base d'arguments pétrologiques, radiochronologiques et géologiques, les "Ophiolites de Siquisique" ; elles seraient liées à un magmatisme intracontinental et les affleurements cités seraient homologues de l'Unité de Tinaco-Tinaquillo.

J'ai exposé, dans le chapitre I, les raisons qui m'ont conduit à séparer la Zone de la Cordillère Côtière des trois autres Unités ou Nappes définies par STEPHAN *et al.* (1980) et BECK *et al.* (1980), et ce dans la portion centrale de la Chaîne ; jointe aux remarques qui précèdent, cette séparation m'a amené à définir les "Nappes d'Aragua" au nombre de trois (Cf. fig. 86) :

- la Nappe de Cauagua-El Tinaco ;
- la Nappe de Loma de Hierro ;
- la Nappe de Villa de Cura.

Cette définition se restreint au secteur compris entre El Tinaco, à l'Ouest, et la dépression du Barlovento, à l'Est (Cf. fig. 85) ; par ailleurs, le mot "nappe" est utilisé pour marquer la différence d'avec les zones de la Cordillère Côtière et de la Frange Côtière-Margarita, dans la mesure où les ensembles Cauagua-El Tinaco, Loma de Hierro et Villa de Cura apparaissent totalement allochtones et coupés de leurs racines situées au Nord de la zone de la Cordillère Côtière (Cf. fig. 86).

Le terme "Nappes d'Aragua" a été choisi également en raison du fait que l'Etat d'Aragua (Cf. chap. I, fig. 2) offre un large transect des trois ensembles pré-cités. Par ailleurs, j'argumenterai, au cours du chapitre IV, le fait que les Nappes d'Aragua sont une entité géologique propre à la portion centrale de la Chaîne Caraïbe, soit aux Etats d'Aragua et de Miranda.

B) Caractères communs aux Nappes d'Aragua

1.- Position structurale

J'ai proposé (BECK, 1983) la coupe transversale synthétique de la figure 86, réalisée à partir des travaux de MENENDEZ (1966), BELL (1968), BELLIZZIA (1972), STEPHAN *et al.* (1980), et de travaux personnels (BECK, 1980b). Ce schéma illustre la position structurale des Nappes d'Aragua au sein de l'ensemble de la Chaîne Caraïbe. Les ensembles Cauagua-El Tinaco, Loma de Hierro et Villa de Cura reposent, empilés, sur le flanc Sud de l'anticlinorium de la Cordillère Côtière, soit sur le bord Sud de la zone de la Cordillère Côtière.

Dans la région de San Juan de Los Morros et plus à l'Est (Cf. fig. 85), la Nappe de Villa de Cura repose *pro parte* allochtone sur la Zone Piémontine ; vers l'Ouest, le contact basal -à

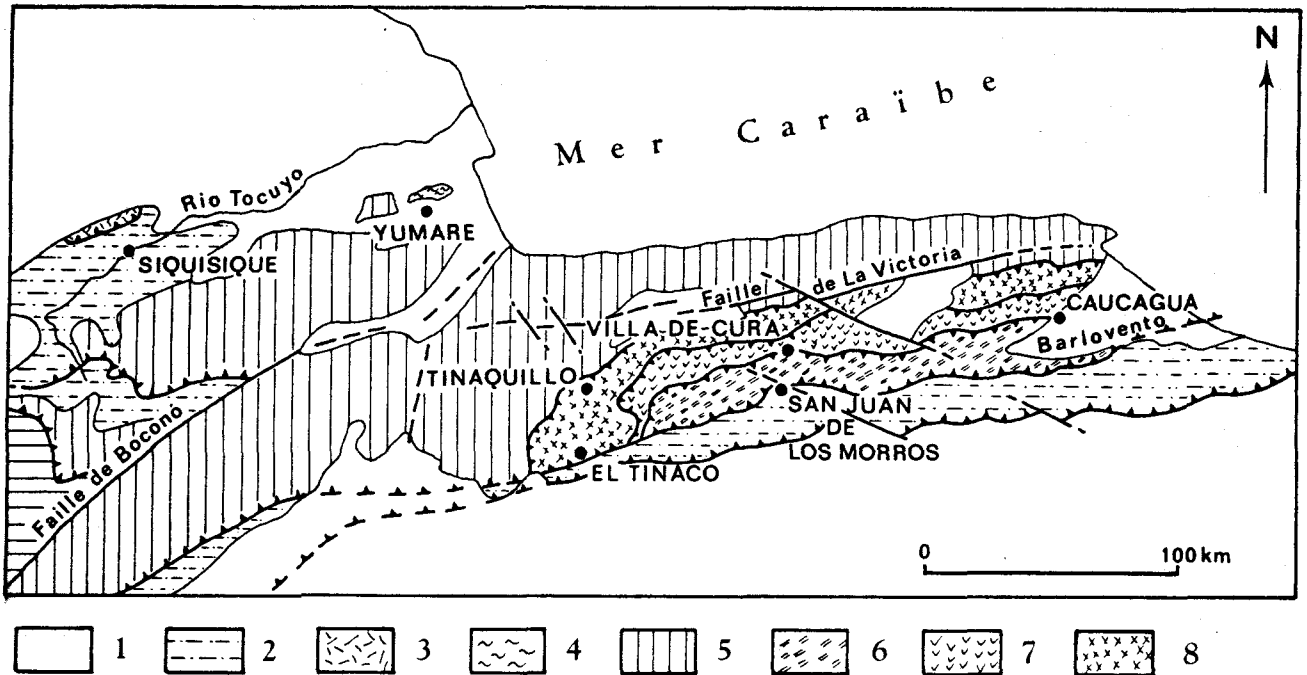


Fig. 85.- Les Nappes d'Aragua; limites d'affleurement et localités de référence.

Légende : 1. Oligocène-Néogène-Quaternaire; 2. Zone Piémontine; flysch paléogène; 3. "Ophiolites" de Siquisique-Rio Tocuyo; 4. Complexe de Yumare; 5. Zones de la Cordillère Côtière et de la Frange Côtière-Margarita; 6, 7, 8. Nappes d'Aragua; 6. N. de Villa de Cura; 7. N. de Loma de Hierro; 8. N. de Caucagua-El Tinaco.

Fig. 85.- Las Napas de Aragua; límites de afloramiento y localidades de referencia.

Leyenda : 1. Oligoceno-Neogeno-Cuaternario; 2. Zona Piemontina; Paleogeno con facies flysch; 3. "Ophiolitas" de Siquisique-Rio Tocuyo; 4. Complejo de Yumare; 5. Zonas de la Cordillera de la Costa y de la Franja Costanera-Margarita; 6, 7, 8. Napas de Aragua; 6. N. de Villa de Cura; 7. N. de Loma de Hierro; 8. N. de Caucagua-El Tinaco.

pendage Nord- de l'ensemble Cordillère Côtière-Nappes d'Aragua tronque successivement les Nappes de Villa de Cura et de Caucagua-El Tinaco ; à l'Ouest d'El Tinaco (fig. 85), la Zone de la Cordillère Côtière est elle-même allochtone sur la Zone Piémontine; différents points de détail de ce dispositif seront argumentés dans les études de chacune des trois Nappes.

2.- Lithostratigraphie

STEPHAN *et al.* (1980) ont regroupé dans leurs "nappes et unités internes", les nappes de Villa de Cura, Loma de Hierro-Siquisique, et Tinaco-Tinaquillo, ainsi que les Antilles Hollandaises, à partir notamment d'arguments stratigraphiques ; ces différents ensembles possèdent, selon ces auteurs, "une série transgressive généralement d'âge aptien-albien" suivie par un "évènement magmatique basique albo-cénomano-turonien". A ce dernier, sont associés des épanchements de laves et pyroclastites basaltiques (cf. également *in* GIRARD *et al.*, 1982). Cette série Crétacé inférieur à Sénonien inférieur (notée 7 sur la fig. 85) est surtout développée dans les Nappes de Villa de Cura et Loma de Hierro. Le volcanisme basique Aptien-Albien à Sénonien inférieur est, par ailleurs, une caractéristique générale de l'ensemble des Caraïbes et en particulier tapisse le fond des Bassins Caraïbes (cf. *in* STEPHAN *et al.*, 1980 et *in* GIRARD *et al.*, 1982). Dans les trois nappes, le Sénonien supérieur est représenté par une série sédimentaire discordante mais, à la différence d'avec la zone de la Frange Côtière-Margarita, la phase tectonique compressive scellée par cette discordance est associée à un métamorphisme léger, voire

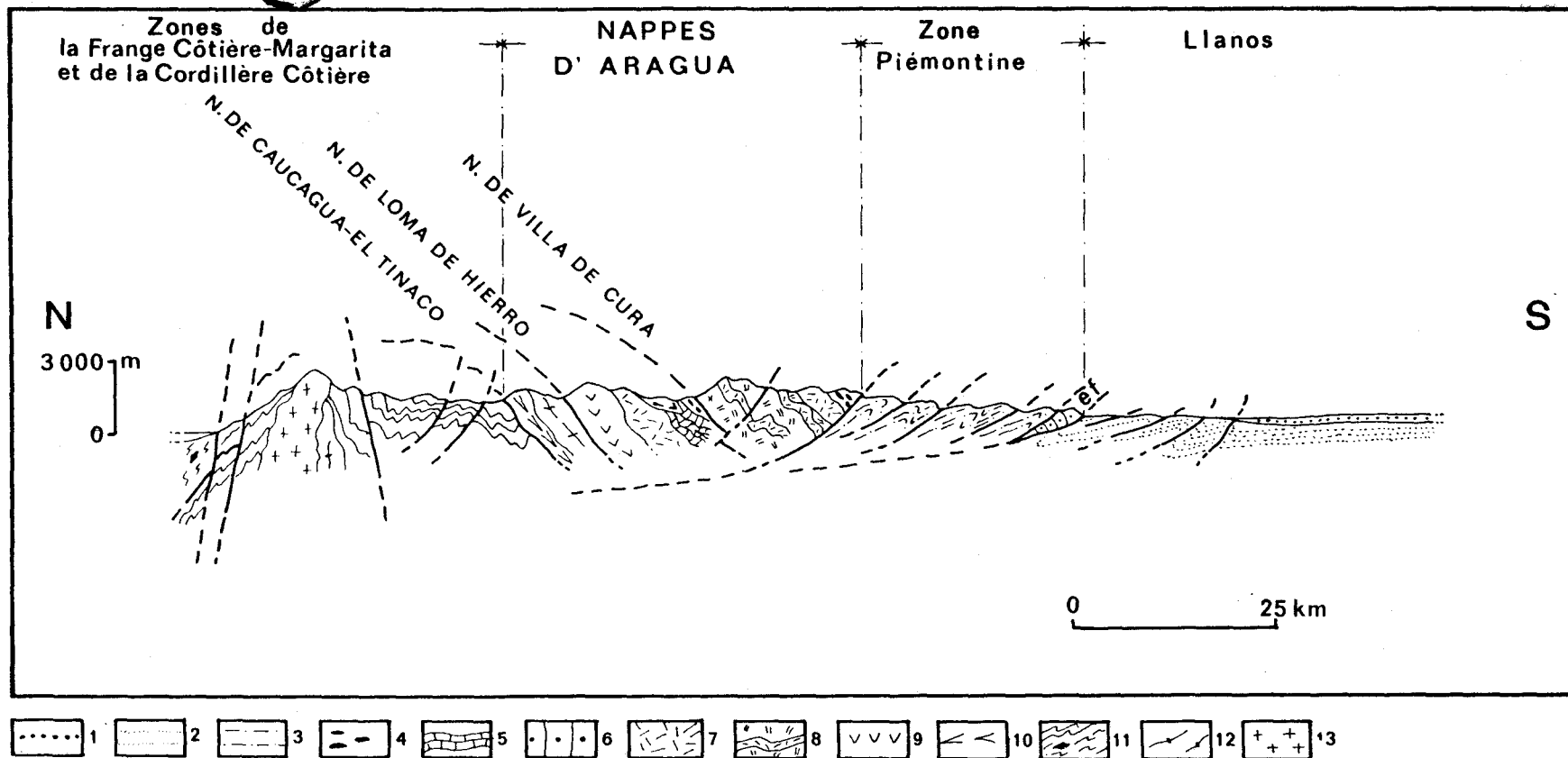


Fig. 86.- Coupe transversale synthétique de la Chaîne Caraïbe centrale, selon BECK (1983).

Légende : 1. Mio-Pliocène, Quaternaire; 2. Oligo-Miocène; 3. Paléogène à faciès flysch; 4. Paléocène supérieur, calcaires et formations à blocs; 5. Crétacé supérieur; calcaires en plaquettes; 6. Crétacé inférieur et supérieur (ef. Ecaillés Frontales); 7. volcanites basiques Crétacé "moyen"; 8. laves et tufs métamorphisés HP/BT; 9. complexe ophiolitique; 10. péridotite HT; 11. schistes, micaschistes et amphibolites; Jurassique supérieur-Crétacé inférieur; 12. gneiss et amphibolites; socle pré-mésozoïque; 13. granitoïde mésozoïque.

Fig. 86.- Corte transversal sintético de la Cadena Caribe central; tomado de BECK (1983).

Leyenda : 1. Mio-Plioceno, Cuaternario; 2. Oligo-Mioceno; 3. Paleogeno con facies flysch; 4. Paleoceno superior; calizas y formaciones con bloques; 5. Cretaceo superior; calizas en capas delgadas; 6. Cretaceo inferior y superior [ef. : Escamas Frontales]; 7. rocas volcánicas básicas del Cretaceo "medio"; 8. lavas y tobas metamorfozadas AP/BT; 9. complejo ofiolítico; 10. peridotita AT; 11. esquistos, micaesquistos y anfíbolitas; Jurásico superior-Cretaceo inferior; 12. gneis y anfíbolitas, basamento pre-mesozoico; 13. granito mesozoico.

inexistant (cf. *in* STEPHAN *et al.*, 1980). Ces sédiments Sénonien supérieur sont peu représentés à l'affleurement et parfois uniquement présents à l'état de blocs ou d'olistolithes remaniés dans des sédiments tertiaires, à l'image du Campano-Maastrichtien de l'île de Margarita (Fm. Los Frailes).

C) Caractères distinctifs

Si les séries d'âge Aptien à Sénonien inférieur relient les Nappes d'Aragua, les soubassements de ces séries séparent fondamentalement les trois unités :

- la Nappe de Caucagua-El Tinaco est armée par un ensemble de quartzites, micaschistes, gneiss et amphibolites, baptisés "Gneiss de la Aguadita" par MENENDEZ (1965) ; associé aux "Schistes de Tinapú" (MENENDEZ, 1965) sus-jacents, le Gneiss de la Aguadita constitue le Complexe d'El Tinaco, soubassement des sédiments et volcanites basiques d'âge Crétacé "moyen". Le Complexe d'El Tinaco est considéré par MENENDEZ (1965) (cf. également *in* BELLIZZIA, 1972, et *in* STEPHAN *et al.*, 1980) comme paléozoïque ou plus ancien ;

- la Nappe de Loma de Hierro est armée, à l'Est de Villa de Cura (cf. fig. 85), par un complexe mafique-ultramafique comportant des harzburgites, dunites, pyroxénolites, et des gabbros lités ; cet ensemble est considéré par GRATEROL (1972) et BECK (1980b) comme ophiolitique. A l'Ouest de Villa de Cura et à l'Est du graben du Tuy, ce soubassement anté-Crétacé "moyen" se réduit à des lames de péridotite parfois totalement serpentinisées ;

- la Nappe de Villa de Cura, la plus importante en surface et surtout du point de vue relief, est constituée essentiellement d'une série de laves et tufs localement intercalés de sédiments siliceux (SHAGAM, 1960 ; OXBURGH, 1965 ; KONIGSMARK, 1965 ; PIBURN, 1968) ; un métamorphisme "schistes verts" à "schistes bleus" (glaucophane-crossite-lawsonite) affecte cette série considérée par MARESCH (1974) comme représentant une partie d'un arc volcanique Jurassique-Crétacé inférieur.

A ces différences majeures portant sur la nature et l'âge des soubassements anté-aptiens-albiens, s'ajoutent des différences portant sur le volcanisme Crétacé "moyen" lui-même, différences pétrologiques et géochimiques (cf. GIRARD *et al.*, 1982) qui seront détaillées dans une portion de chapitre consacrée au magmatisme Crétacé "moyen" caraïbe en général.

II.- LA NAPPE DE CAUCAGUA-EL TINACO

A) Introduction

Le "Complexe d'El Tinaco" défini et décrit brièvement par RENZ et SHORT (1960) et MACKENZIE (1960) correspond à un ensemble de "gneiss à hornblende et roches associées" affleurant immédiatement au Nord de la ville d'El Tinaco (fig. 87). A partir des études plus détaillées de MACKENZIE (1966) et surtout de MENENDEZ (1965), des corrélations ont été proposées entre ce complexe et des affleurements situés plus à l'Est et au Nord-Est (SEIDERS, 1965 ; MACKENZIE, 1966). Admettant ces corrélations, MENENDEZ (1966), puis BELLIZZIA (1972), parlent d'une "Ceinture de Caucagua-El Tinaco" quasi continue sur une distance Ouest-Est d'environ 250 km (fig. 83).

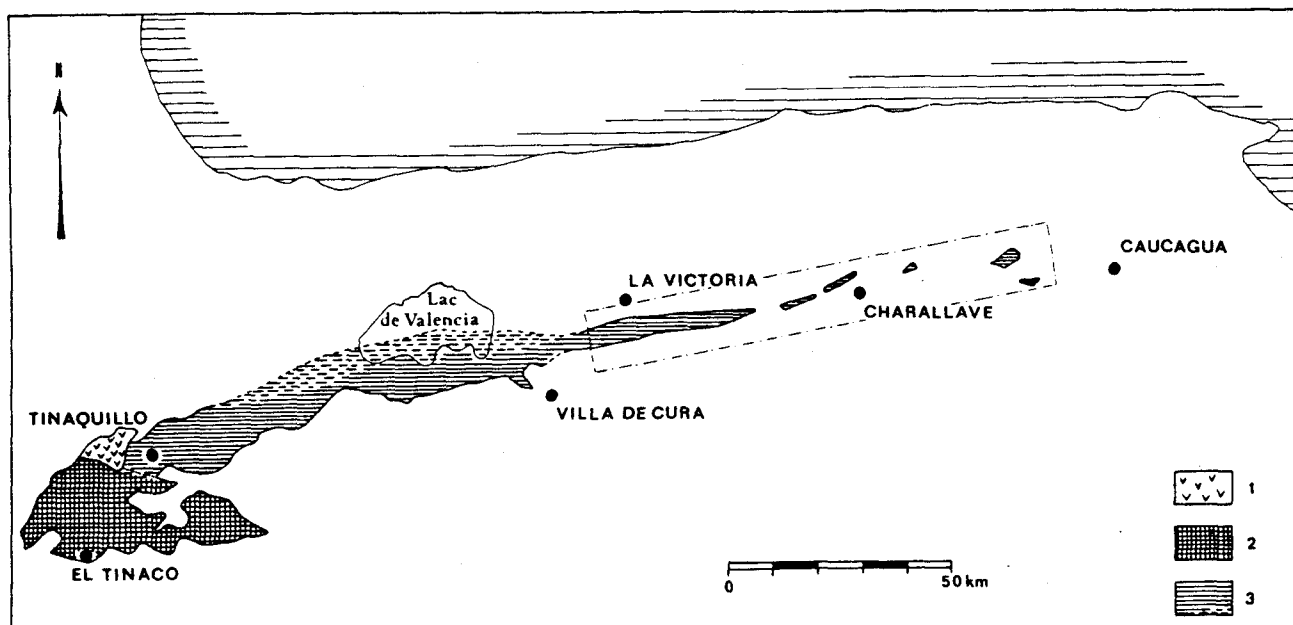


Fig. 87.- Le Complexe d'El Tinaco et son prolongement oriental; d'après la carte au 500.000e de BELLIZZIA et al (1976).

Légende : 1. Massif ultramafique de Tinaquillo; 2. Complexe d'El Tinaco; 3. prolongement du Complexe d'El Tinaco (le figuré interrompu représente la partie recouverte par le Quaternaire de la dépression de Valencia); secteur encadré : portion étudiée par l'auteur.

Fig. 87.- El Complejo d'El Tinaco y su extensión oriental; según el mapa a escala 1 : 500.000 de BELLIZZIA et al (1976).

Leyenda : 1. Macizo ultramáfico de Tinaquillo; 2. Complejo d'El Tinaco; 3. Extensión oriental del Complejo d'El Tinaco (el dibujo interrumpido corresponde al area cubierta por el Cuaternario de la Cuenca de Valencia); cuadro: area estudiada por el suscrito.

Sur leur carte géologique et structurale du Vénézuéla au 500 000e, BELLIZZIA et al. (1976) représentent le socle de cette "ceinture" comme équivalent latéral du "Complexe de Sebastopol", socle anté-mésozoïque de la zone de la Cordillère Côtière. Ultérieurement, STEPHAN et al. (1980), BECK et al. (1980) et BELLIZZIA et al. (1980) considèrent le Complexe d'El Tinaco -associé au massif ultramafique de Tinaquillo (MacKENZIE (1960,1966) - comme une unité tectonique indépendante, allochtone, d'origine ultra-Cordillère Côtière. Le problème de cette "Nappe de Tinaco-Tinaquillo" (STEPHAN et al., 1980) se repose alors avec un aspect supplémentaire, structural. J'ai été ainsi conduit à étudier la prolongation orientale éventuelle du Complexe d'El Tinaco et de ses différentes couvertures dans le but de préciser ou de modifier les corrélations stratigraphiques proposées antérieurement ; parallèlement, j'ai cherché à établir les relations structurales existant entre la "Nappe de Caucagua-El Tinaco" ainsi définie, et les Unités et zones avoisinantes.

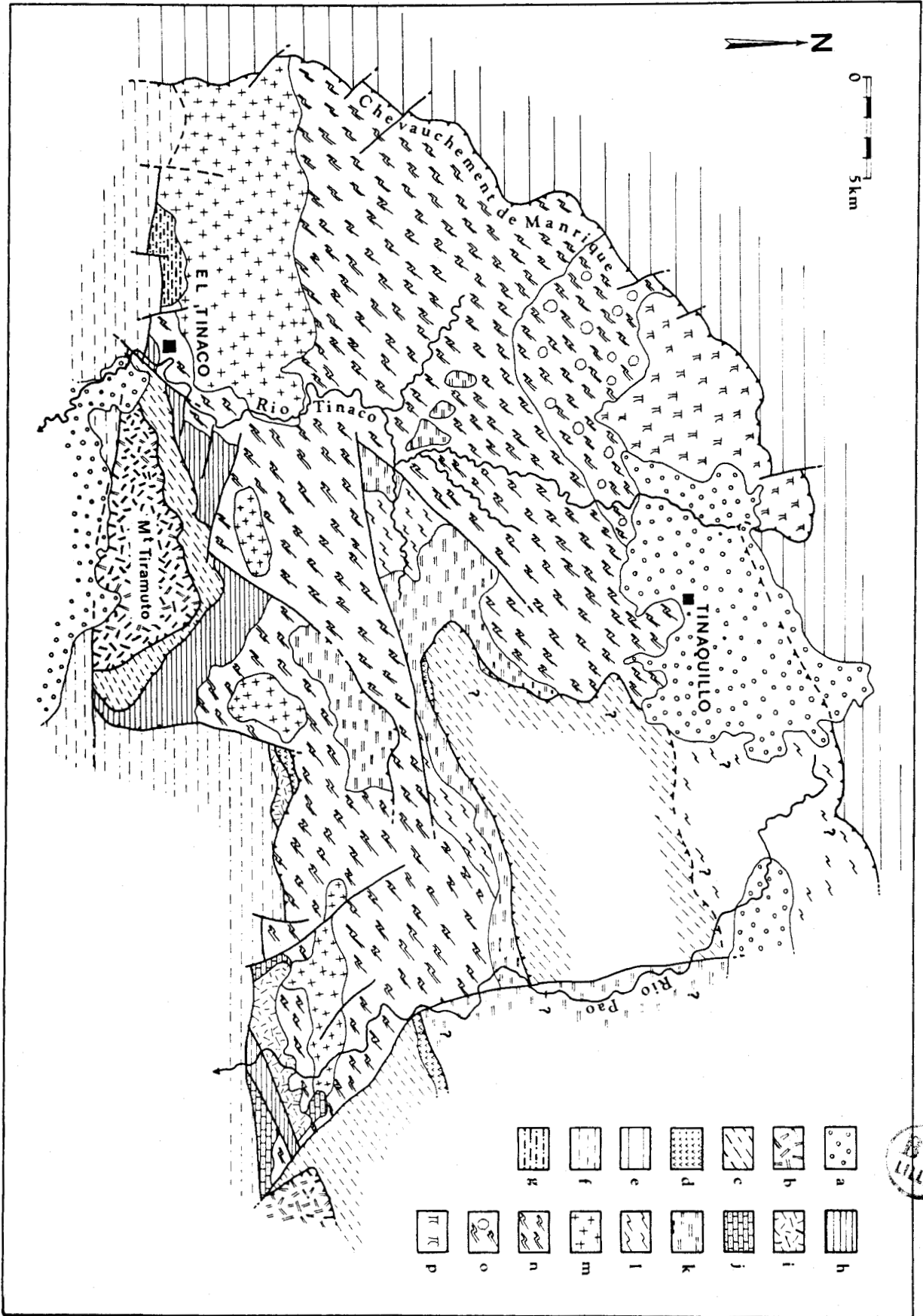
Fig. 88.- Schéma géologique du Massif de Tinaco-Tinaquillo; d'après les cartes détaillées de MacKENZIE (1960), MENENDEZ (1965), OXBURGH (1965) et JARVIS (1966).

Légende : a. Quaternaire; b. Nappe de Villa de Cura; c. Nappe de Loma de Hierro; d. serpentinites; e. Zone de la Cordillère Côtière; f. Zone Piémontine; g à p. Massif de Tinaco-Tinaquillo; g. Eocène supérieur; h. Crétacé supérieur; i. volcanites basiques crétacées (Fm. Pilancones); j. Crétacé inférieur; k. sédiments et laves métamorphisées (Crétacé inférieur ?); l. micaschistes et metaconglomérats (de Tinapú); m. trondhjémites; n. gneiss et amphibolites (Complexe d'El Tinaco); o. auréole de métamorphisme; p. péridotite (de Tinaquillo).

Fig. 88.- Esquema geológico del Macizo de Tinaco-Tinaquillo; según los mapas detallados de MacKENZIE (1960), MENENDEZ (1965), OXBURGH (1965) et JARVIS (1965).

Leyenda : a. Cuaternario; b. Napa de Villa de Cura; c. Napa de Loma de Hierro; d. serpentinitas; e. Zona de la Cordillera de la Costa; f. Zona Piemontina; g hasta p. Macizo de Tinaco-Tinaquillo; g. Eoceno superior; h. Cretaceo superior; i. rocas volcánicas básicas cretaceas (Fm. Pilancones); j. Cretaceo inferior; k. sedimentos y lavas metamorfizadas (Cretácico inferior ?); l. micaesquistos y metaconglomerados (de Tinapú); m. trondjemitas; n. gneis y anfibolitas (Complejo d'El Tinaco); o. halo de metamorfismo de contacto; p. peridotita (de Tinaquillo).

Fig. 88



Cette étude a consisté dans le lever des principales coupes accessibles dans la région comprise entre l'extrémité Est du bassin de Valencia et l'extrémité Ouest du bassin du Barlovento (cf. portion encadrée de la figure 87). Avant de présenter ces observations, je rappellerai les principales caractéristiques lithostratigraphiques de la Nappe de Caucagua-El Tinaco dans sa région de référence.

B) La Nappe de Caucagua-El Tinaco en Cojedes septentrional

Les principales caractéristiques lithologiques et stratigraphiques de cet ensemble dans la région où il a été défini, seront rappelées à partir des travaux de MENENDEZ (1965), RENZ et SHORT (1960) et MacKENZIE (1960, 1966).

1.- Le Complexe d'El Tinaco et ses différentes couvertures volcaniques et sédimentaires

a) Le Complexe d'El Tinaco

Comme le montre la carte schématique de la figure 88 et la coupe synthétique de la figure 88 -réalisées à partir des cartes au 100 000e de MacKENZIE (1960), MENENDEZ (1965), OXBURGH (1965), JARVIS (1966)- le Complexe d'El Tinaco comprend de bas en haut :

- une série métamorphique rubannée composée de gneiss à hornblende, gneiss à biotite et d'amphibolites ; baptisée "Gneiss de la Aguadita" (MENENDEZ, 1966 ; ANONYME, 1970), cette série est intercalée localement de lentilles de marbre. L'étude pétrologique de MENENDEZ (1965) a conduit cet auteur à interpréter le "Gneiss de la Aguadita" comme résultant du métamorphisme -dans le sous-faciès à almandin du faciès amphibolite- d'une série sédimentaire terrigène (pélites, siltites, graywackes) intercalée de tufs volcaniques basiques. Une épaisseur de l'ordre de 1 000 m est proposée. MENENDEZ (1965) confirme le caractère métasédimentaire proposé par MacKENZIE (1960) ; toutefois, le premier note l'absence de minéraux critiques du sous-faciès indiqué, son interprétation se basant sur la nature des plagioclases (An % > 10). Pour MENENDEZ (1965), la cataclase qui a affecté ces gneiss et amphibolites est synchrone du métamorphisme initial. Par ailleurs, cet auteur note un processus rétrograde postérieur sous la forme d'une chloritisation des amphiboles et des biotites ;

- une série de micaschistes, schistes et métaconglomérats -appelée "Schistes de Tinapú" (MENENDEZ, 1965 ; ANONYME, 1970)- concordants sur la série précédente ; le passage d'une série à l'autre serait progressif, à la fois sur le plan stratigraphique et sur le plan du métamorphisme. Cette série est surtout constituée de micaschistes à quartz-albite-muscovite et de chlorito-schistes ; MENENDEZ (1965) considère qu'il s'agit, à l'origine, de pélites, arkoses et

Fig. 89.- Coupe transversale synthétique du Massif de Tinaco-Tinaquillo. D'après les cartes de MacKENZIE (1960) et MENENDEZ (1965).

Légende : df. dunite foliée; px. pyroxénolite; ga. gabbro; et. Complexe d'El Tinaco; Gneiss de la Aguadita et Schistes de Tinapú; etm. Complexe d'El Tinaco, auréole de métamorphisme du massif ultramafique; cm. couverture métasédimentaire et metavolcanique (Crétacé inférieur ?; Fm. Las Placitas, Fm. Tucutunemo); tj. trondhjémite; ftj. chevelu filonien associé à la trondhjémite; Ki. Crétacé inférieur sédimentaire (Fm. Pílancones); kiv. lavas Crétacé inférieur volcanique (Fm. Pílancones); Ks. Crétacé supérieur (Fm. Mucaria); es. Eocène supérieur (Fm. Orupé); s. serpentinite; d. discordance.

Fig. 89.- Corte transversal sintético del Macizo de Tinaco-Tinaquillo; según los mapas de MacKENZIE (1960) y MENENDEZ (1965).

Leyenda : df. dunita foliada; px. piroxenita; ga. gabro; et. Complejo de El Tinaco, Gneis de La Aguadita y Esquistos de Tinapú; etm. Complejo de El Tinaco, halo metamórfico del macizo ultramáfico; cm. rocas metasedimentarias y metavolcánicas (Cretaceo inferior ?; Fm. Las Placitas y Fm. Tucutunemo); tj. tronjemita; ftj. zona de inyección asociada con la tronjemita; Ki. Cretaceo inferior sedimentario (Fm. Pílancones); Kiv. lavas Cretaceo inferior (Fm. Pílancones); Ks. Cretaceo superior (Fm. Mucaria); es. Eoceno superior (Fm. Orupé); s. serpentinita; d. discordancia.

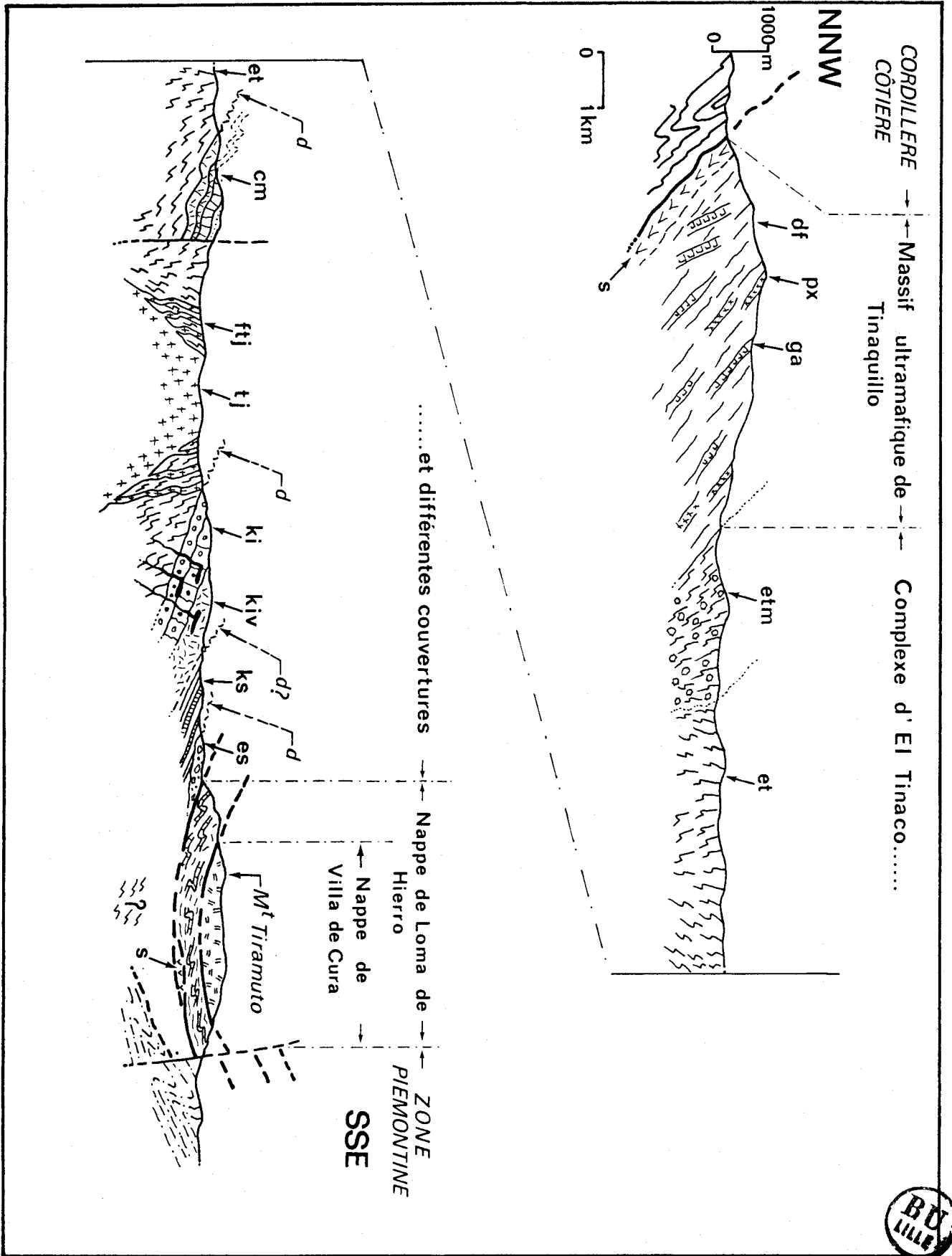


Fig. 89

conglomérats arkosiques, le tout métamorphisé dans le sous-faciès à quartz-albite-épidote-biotite du faciès schistes verts.

b) Les différents éléments d'origine ignée intrusifs dans le Complexe d'El Tinaco

Trois ensembles sont décrits par MENENDEZ (1965) :

- des plutons de trondhjémite entourés d'une large "zone d'injection", intrusifs dans les gneiss et amphibolites ;
- des "petits corps de hornblendite et de diorite à hornblende", intrusifs dans les gneiss et amphibolites et dans les gneiss et amphibolites.

1. Les plutons de trondhjémite : leurs bordures sont concordantes avec la foliation des gneiss et amphibolites ; ces plutons sont formés d'une roche équante à oligoclase, microcline, quartz, biotite et parfois hornblende. Largés de quelques kilomètres, ces massifs sont entourés d'une large "zone d'injection" (MENENDEZ, 1965), composée d'un chevelu de dykes ou sills de trondhjémite, considérés comme synchrones et co-magmatiques des plutons. Ces dykes -plus pauvres en feldspath alcalin que les plutons- sont "intensément plissés de façon isoclinale" ; leur mise en place ainsi que celle des plutons est considérée par MENENDEZ (1965) comme syn-tectonique par rapport à l'épisode principal de métamorphisme et de déformation de l'encaissant. Ce magmatisme acide n'a pas été observé par cet auteur dans la série des "Schistes de Tinapu".

2. Les hornblendites : elles correspondent surtout à des "corps lenticulaires concordant avec la foliation de la roche encaissante", de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Ces roches se composent de hornblende vert-brunâtre (95 %) et de clinopyroxène. Pour MENENDEZ (1965), ces hornblendites dérivent d'intrusions originelles de pyroxénolite ; elles "ne présentent pas de texture métamorphique". Ces hornblendites ont été observées à la fois dans les gneiss et amphibolites et dans les schistes sus-jacents ; MENENDEZ (1965) note également la présence, dans ces schistes, de sills de diorite à hornblende de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et présentant "une linéation grossière, probablement d'origine ignée". Ces diorites sont géographiquement étroitement associées avec les hornblendites.

3. Les dykes basaltiques : ils sont présents dans les gneiss et amphibolites et plus précisément dans la zone d'injection des dykes de trondhjémite. Epais chacun de quelques mètres, ces dykes sont formés d'une roche, à structure microdoléritique, à augite, hornblende et plagioclase albitisé. MENENDEZ (1965) note que ces roches "n'ont pas subi de métamorphisme régional".

c) Les différences couvertures volcaniques et sédimentaires du Complexe d'El Tinaco

Ces dernières ont été étudiées sur la bordure méridionale du massif d'El Tinaco par RENZ et SHORT (1960) et, dans l'ensemble du massif, par MENENDEZ (1965). JARVIS (1966) et OXBURGH (1965) ont apporté des précisions sur la terminaison orientale ; par ailleurs, une étude plus récente a été réalisée par OSUNA et BAJO de OSUNA (1977).

1. La couverture métamorphique de la région septentrionale : MENENDEZ (1965) décrit environ 400 m de schistes noirs, calcaires noirs et siltites, intercalés de tufs et laves basiques. Ces différentes roches sont stratifiées en couches minces (quelques dizaines de centimètres d'épaisseur). Cette série, dont la base est conglomératique et arkosique, est métamorphisée dans le sous-faciès à quartz-albite-muscovite-chlorite du faciès schistes verts, selon MENENDEZ (1965). Baptisée Formation Las Placitas (ANONYME, 1970), elle est décrite par cet auteur comme discordante sur les gneiss et amphibolites (Gneiss de la Aguadita) et sur les micaschistes sus-jacents (Schistes de Tinapú), ainsi que sur les intrusions de diorite à hornblende et de hornblendite. En l'absence de données chronologiques, un âge cénomanien à coniacien est proposé par corrélation latérale par MENENDEZ (1965) ; cet âge sera discuté dans le paragraphe suivant.

2. Les couvertures non métamorphiques de la région méridionale : trois séries peuvent être distinguées :

- des calcaires massifs, intercalés de calcaires conglomératiques et de grès et conglomérats calcaires à dragées de quartz, le tout surmonté en concordance par des brèches volcaniques et laves en coulées ou en oreillers. Les termes inférieurs sédimentaires correspondent au "Crétacé inférieur" de RENZ et SHORT (1960) et le terme supérieur volcanique à la Formation Pilancónes de MENENDEZ (1965) (ANONYME, 1970). La présence d'Orbitolines non accompagnées de Choffatelles a conduit RENZ et SHORT (1960) à attribuer un âge Albien moyen aux calcaires. Ni ces auteurs, ni MENENDEZ (1965) ne mentionnent de métamorphisme et de déformation pour les calcaires et les volcanites sus-jacentes. Pour cette raison et étant donnée la proximité géographique de cette série d'âge albien et de la couverture métamorphique mentionnée au paragraphe précédent (Fm. Las Placitas), cette dernière me paraît devoir être considérée, soit comme antérieure aux calcaires albiens et séparée de ceux-ci par une discordance, soit comme leur équivalent plus métamorphique (rapproché tectoniquement) ;

- des alternances en bancs minces de calcaires, siltites et pélites calcareuses, contenant des Foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur (Cénomanien à Sénonien inférieur) et des Radiolaires. Cette série attribuée à la Formation Querecual (ANONYME, 1970), se termine par un niveau de brèche volcanique remaniant des éléments de gabbros-diorites à structure doléritique et des éléments sédimentaires empruntés aux niveaux sus-jacents. Ce niveau pyroclastique a été baptisé "Brèche ignée de Sabana Larga" par MENENDEZ (1965). Cet auteur, ainsi que RENZ et SHORT (1960), ont observé l'ensemble de cette série en discordance directement sur le Complexe d'El Tinaco (sur les gneiss et amphibolites et sur les micaschistes). Le contact entre cette série et celle mentionnée au paragraphe précédent n'a pas été observé par MENENDEZ (1965) ; se pose donc le problème de l'existence ou non d'une discordance importante entre ces deux séries non métamorphiques ;

- une série composée d'alternances de pélites, grès micacés et conglomérats, en bancs épais ; les conglomérats remanient les différents termes du Complexe d'El Tinaco et des couvertures précédemment citées ; cette série -baptisée Formation Orupé (MENENDEZ, 1965 ; ANONYME, 1970)- est considérée comme discordante sur le Complexe d'El Tinaco et les couvertures crétacées. RENZ et SHORT (1960) ont proposé un âge Eocène supérieur à partir d'une microfaune planctonique contenant des éléments paléocènes remaniés et des éléments "probablement Eocène supérieur".

2.- Le massif ultramafique de Tinaquillo

Représentant une petite portion, nord-occidentale, du massif de Tinaco-Tinaquillo (cf. fig. 88), la "Péridotite du Tinaquillo" (MACKENZIE, 1960) apparaît en position de "semelle" du Complexe d'El Tinaco (cf. fig. 89). Signalé par AGUERREVERRE et ZULOAGA (1937), ce massif a été étudié en détail par MACKENZIE (1960) puis par BELLIZZIA (1967) ; la portion gabbroïque du massif a fait l'objet d'études pétrologiques détaillées (THAYER et BROWN, 1961 ; THAYER, 1972 ; BELLIZZIA et LOPEZ EYZAGUIRRE, 1972). Par ailleurs, la "Péridotite de Tinaquillo" a fait l'objet d'études pétrologiques et géochimiques comparées avec celles d'autres ensembles ultramafiques (cf. notamment MOORES et Mac GREGOR, 1972 ; LOUBET *et al.*, 1980).

Considéré comme "corps tabulaire d'environ trois kilomètres d'épaisseur" par MACKENZIE (1966), ce massif est limité à sa partie inférieure par un contact anormal : le "Chevauchement de Manrique" ; le toit du massif est concordant avec la foliation des roches métamorphiques sus-jacentes du Complexe d'El Tinaco. Ces dernières ont subi un métamorphisme de contact lié à l'intrusion ultramafique (MACKENZIE, 1960). L'essentiel du massif est constitué d'une dunite foliée dont la foliation est parallèle au toit du massif. Dans la dunite s'intercalent, en concordance, des masses tabulaires de pyroxénolite et d'une roche à plagioclases baptisée "pseudo-gabbro" par MACKENZIE (1960). Cette dernière est considérée comme un vrai gabbro, co-magmatique de la péridotite, par BELLIZZIA et LOPEZ EYZAGUIRRE (1972) ainsi que par THAYER (1972). Par ailleurs, MACKENZIE (1960) signale la présence de petits dykes granitiques intrusifs dans le massif de Tinaquillo ; il s'agit d'une roche leucocrate composée essentiellement de plagioclases (oligoclase).

3.- Allochtonie de l'ensemble Tinaco-Tinaquillo

Plusieurs années avant que ne soit proposée par HESS (*in* OXBURGH, 1965) l'hypothèse de l'allochtonie du "Bloc de Villa de Cura" - première allochtonie importante mentionnée dans la Cordillère Caraïbe- MACKENZIE (1960) décrivait le "Chevauchement de Manrique", accident majeur limitant la péridotite de Tinaquillo et les gneiss et amphibolites d'El Tinaco, au Nord et au Nord-Ouest. Ce chevauchement, suivi sur au moins soixante kilomètres, est incliné vers le Sud et le Sud-Est (de 15 à 50° selon MACKENZIE, 1966). L'ensemble "péridotite-gneiss et amphibolites" repose ainsi en contact anormal sur différentes formations méta-sédimentaires appartenant à la série de la Cordillère Côtière. Ces sédiments sont d'âge anté-Crétacé (BELLIZZIA et RODRIGUEZ, 1968) à Crétacé supérieur (RENZ et SHORT, 1960) ; il s'agit du Nord-Est au Sud-Ouest et, dans l'ordre stratigraphique, des formations Nirgua, Aroa, Araure, Agua Blanca, Cojedes, Mapuey et Mucaria (ANONYME, 1970).

4.- Rapports structuraux entre l'ensemble Tinaco-Tinaquillo et les Nappes de Villa de Cura et Loma de Hierro

MENENDEZ (1965) a décrit une klippe composite ("klippe de Tiramuto") reposant sur le bord Sud du massif d'El Tinaco (cf. fig. 89) et composée :

- d'une lame inférieure de calcaires et pélites épimétamorphiques d'âge Crétacé supérieur (Fm. Paracotos ; ANONYME, 1970) ;
- d'une lame supérieure de laves et tufs basiques (Fm. Tiramuto ; MENENDEZ, 1965) ;

Pour BECK (1980b) et STEPHAN *et al.* (1980), la Fm. Paracotos représente une couverture sédimentaire du complexe ophiolitique de la Nappe de Loma de Hierro ; par ailleurs, MENENDEZ (1965) a proposé une corrélation -sur la base de similitudes lithologiques- entre les volcanites de la Formation Tiramuto et les laves et tufs reposant sur les schistes de la Nappe de Villa de Cura (Fm. Las Hermanas ; GIRARD, 1981 et GIRARD *et al.*, 1982). La lame inférieure et la lame supérieure de la klippe de Tiramuto représenteraient donc respectivement pour STEPHAN *et al.* (1980), les terminaisons occidentales des Nappes de Loma de Hierro et de Villa de Cura (Cf. fig. 89). Le massif de Tinaco-Tinaquillo apparaît donc -en Cojedes septentrional- intercalé tectoniquement entre la zone de la Cordillère Côtière et la Nappe Ophiolitique de Loma de Hierro.

L'ensemble est limité au Sud par des failles verticales de direction Est-Ouest (Mac KENZIE, 1966 ; MENENDEZ, 1965) qui, pour ces auteurs, recoupent probablement des accidents chevauchants inclinés vers le Nord dont des tronçons sont visibles dans la portion orientale du massif (fig. 88). Ces accidents font reposer, au moins partiellement, le massif de Tinaco-Tinaquillo surmonté de la klippe de Tiramuto, sur le flysch paléogène de la Zone Piémontine.

L'origine ultra-Cordillère Côtière (septentrionale) du massif de Tinaco-Tinaquillo et donc son interprétation comme nappe *s.s.* (STEPHAN *et al.*, 1980 ; BELLIZZIA *et al.*, 1980) seront développées ultérieurement, dans une discussion sur l'origine de l'ensemble que j'ai appelé "Nappe de Caucagua-El Tinaco".

C) La Nappe de Caucagua-El Tinaco en Aragua-Miranda

1.- Introduction

Les limites d'affleurement de cette nappe dans la région comprise entre La Victoria et

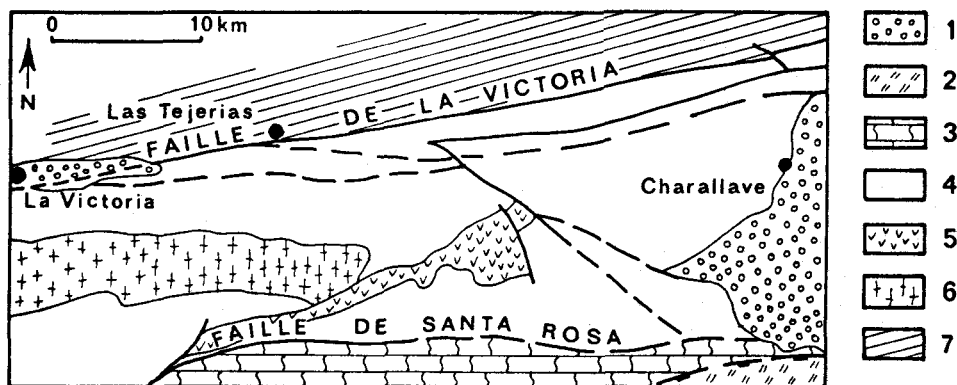


Fig. 90.- La "Ceinture Tectonique de Caucagua-El Tinaco" dans la région étudiée; extrait de la Carte Géologique-Tectonique de MENENDEZ (1966).

Légende : 1. Plio-Quaternaire; 2. Bloc Allochtone de Villa de Cura; 3. Ceinture de Paracotos; 4, 5 et 6. Ceinture Tectonique de Caucagua-El Tinaco; 4. sédiments et volcanites épimétamorphiques (Partie supérieure du Groupe Caracas et formations post-Groupe Caracas); 5. serpentinites et dunites; 6. Complexe d'El Tinaco et équivalents (gneiss, schistes et trondhjémites); 7. Ceinture Tectonique de la Cordillère Côtière, sédiments métamorphisés du Groupe Caracas.

Fig. 90.- La "Faja Tectónica de Caucagua-El Tinaco" en el área estudiada; tomado del Mapa Geológico-Tectónico Generalizado de MENENDEZ (1966).

Leyenda : 1. Plio-Cuaternario; 2. Bloque Alóctono de Villa de Cura; 3. Faja de Paracotos; 4, 5 y 6. Faja de Caucagua-El Tinaco; 4. sedimentos y rocas volcánicas epimetamorfizadas (parte superior del Grupo Caracas y formaciones post-Grupo Caracas); 5. serpentinitas y dunitas; 6. Complejo d'El Tinaco y equivalentes (gneis, esquistos y tronjemitas); 7. Faja Tectónica de la Cordillera de la Costa, rocas sedimentarias metamorfizadas del Grupo Caracas.

Charallave sont sensiblement modifiées par rapport à celles proposées par MENENDEZ (1965) pour la Ceinture de Caucagua-El Tinaco (cf. fig. 90 et 91). Dans le chapitre V, j'argumenterai l'appartenance à la zone de la Cordillère Côtière, d'une partie des schistes et phyllades affleurant au Sud de la Faille de La Victoria ; le cas du massif ultramafique de Loma de Hierro a été évoqué dans les paragraphes qui précèdent.

La figure 91 montre les principales coupes étudiées ainsi que les localités et cours d'eau auxquels il sera fait référence. La bordure Est du graben néogène de Santa Lucia-Ocumare del Tuy (qui débute à hauteur de Charallave, cf. fig. 91) a été étudiée également et fera l'objet d'un schéma de localisation séparé.

Les résultats de l'observation des différentes coupes et d'une cartographie au 100 000e -aidée par l'observation de photographies aériennes- sont résumés sur la figure 92, une carte au 100 000e étant jointe en annexe au présent mémoire. Les différents éléments lithologiques et stratigraphiques distingués ne seront pas décrits en détail pour chacune des coupes ou chacun des secteurs présentés, mais uniquement pour les affleurements où ces différentes unités sont soit bien développées, soit bien observables.

Ont été distingués, dans l'ordre stratigraphique :

- une série de micaschistes, quartzites, rubannées, gneiss albitiques et amphibolites ; ces niveaux sont bien développés et visibles dans le secteur de Tacata (coupe c) ; cette série sera rapportée au "Gneiss de La Aguadita" ;

- une série de schistes, chlorito-schistes, phyllades et métaconglomérats, affleurant largement dans l'ensemble du secteur étudié ; baptisés "Schistes de la Quebrada Curujujul", ils seront rapportés aux "Schistes de Tinapú" de MENENDEZ (1965) ; Gneiss de La Aguita et Schistes de Tinapú sont considérés comme anté-mésozoïques (MENENDEZ, 1965) ;

- une série monotone de schistes intercalés de poudingues mylonitisés à dragées de quartz, caractéristiques de la région comprise entre Charallave et la vallée de la Quebrada Onoto ; cette formation est appelée "Conglomérat de Charallave" depuis les travaux de AGUERREVERRE et ZULOAGA (1937) ;

- une série de schistes, calcschistes, marbres en plaquettes, schistes verts à épidote (mé-tavolcanites basiques) et marbres quartzitiques ; ces niveaux affleurent notamment le long de la portion Sud de la coupe a ; ils seront rapportés à la Fm. Tucutunemo de SHAGAM (1960), d'âge présumé Crétacé supérieur (ANONYME, 1970) ;

- des calcaires recristallisés à dragées de quartz intercalés de laves basiques épimétamorphiques, localement en oreillers à matrice calcaire, et des conglomérats calcaires ; ces niveaux qui affleurent très localement à l'Ouest de la Candelaria -et appelés ici "Couches de la Candelaria"- seront rapportés à la Fm. Pílancones de MENENDEZ (1965) ;

- une série de calcaires recristallisés et microconglomérats polygéniques en bancs minces, intercalée de pélites schistosées, cette série, baptisée "Couches de la Quebrada Onoto", n'a été observée que le long du cours inférieur de cette rivière et a livré des Foraminifères du Campano-Maastrichtien. Je n'ai pas rapporté ces niveaux à une formation définie antérieurement.

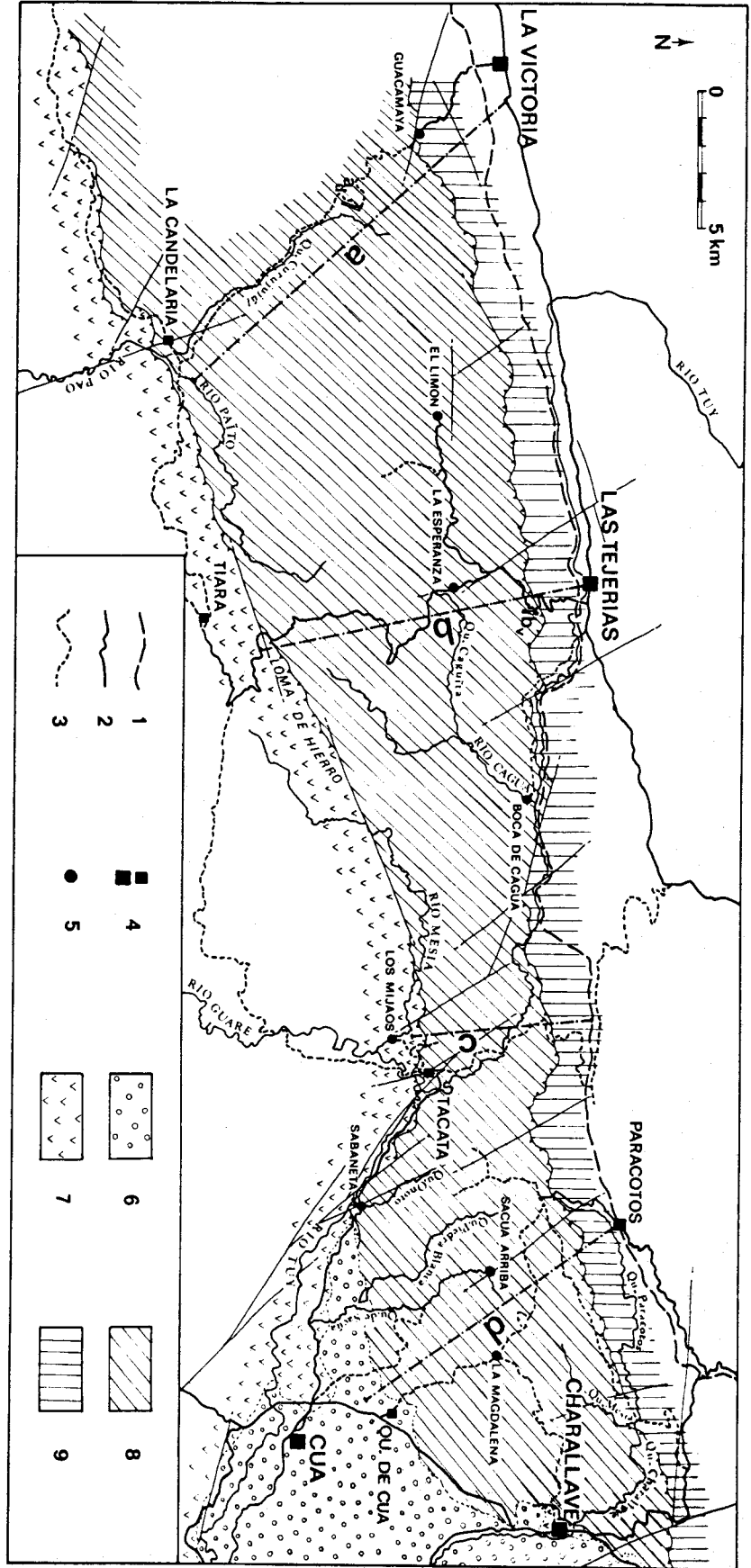
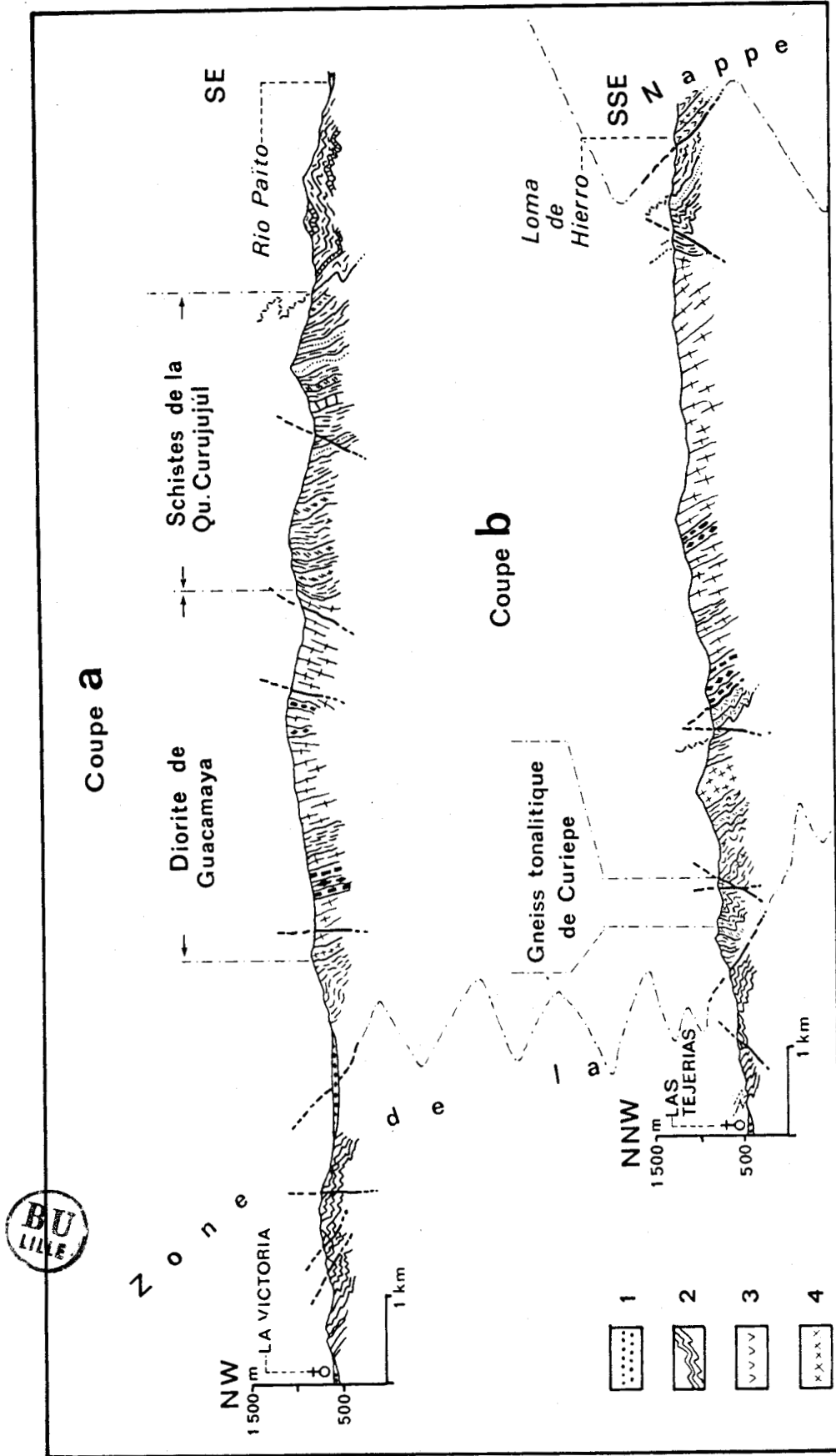


Fig. 91.- Localisation des coupes dans la Nappe de Caucaagua-El Tinaco.
 Légende : 1. Autoroute Caracas-Matucay; 2. route; 3. piste; 4. ville, village; 5. lieu-dit ou hacienda; 6. Plio-Quaternaire, Bassin du Tuy; 7. Nappe de Loma de Hierro; 8. Nappe de Caucaagua-El Tinaco; 9. Zone de la Cordillère Côtière.
 Fig. 91.- Ubicación de los cortes a través de la Nappe de Caucaagua-El Tinaco.
 Legenda : 1. Autopista Caracas-Matucay; 2. carretera; 3. caserío o hacienda; 5. caserío o hacienda; 6. Plio-Quaternario, Cuenca del Tuy; 7. Napa de Loma de Hierro; 8. Napa de Caucaagua-El Tinaco; 9. Zona de la Cordillera de La Costa.



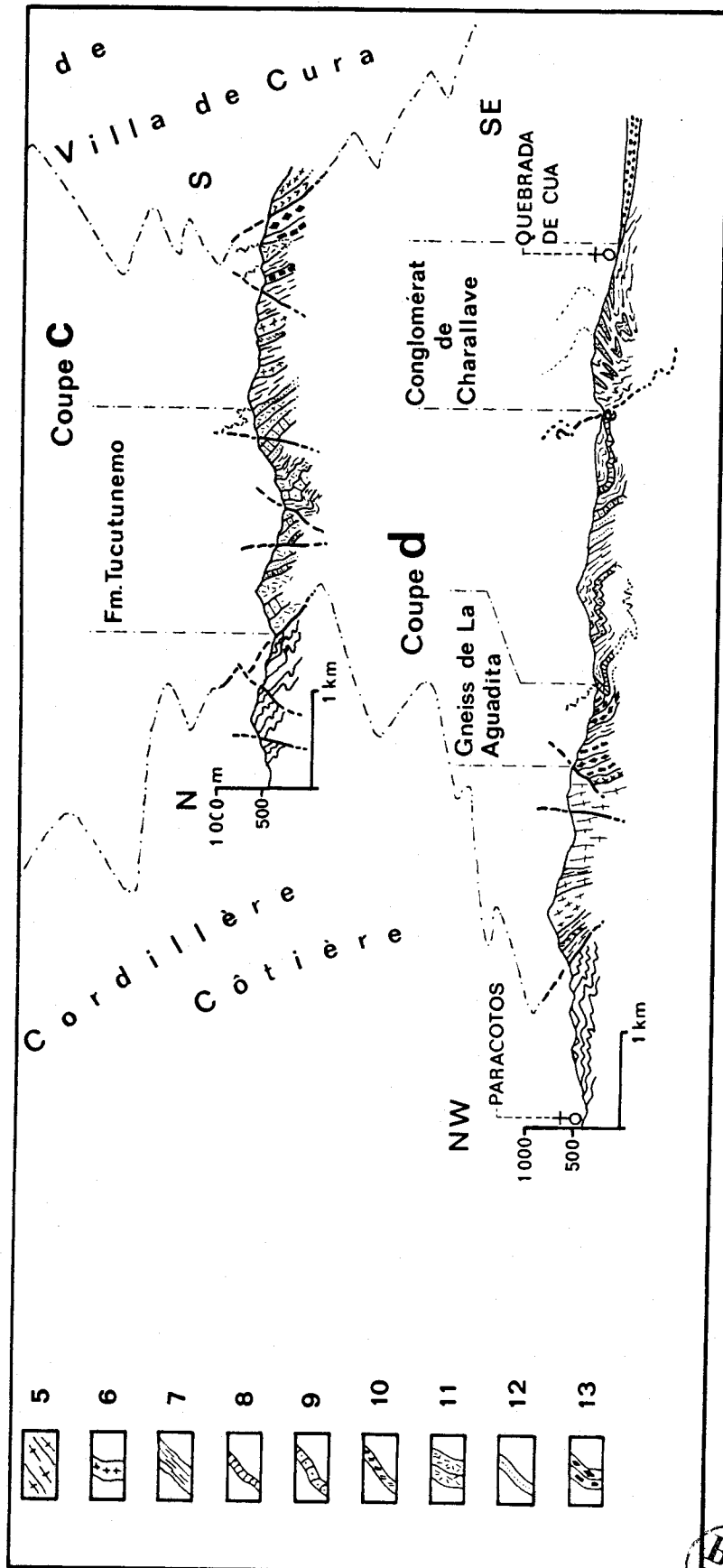


Fig. 92.- Coupes transversales de la Nappe de Cauagua-El Tinaco entre la Victoria et Charallave (localisation sur fig. 91).
 Légende : 1. Plio-Quaternaire; 2. quartzites, schistes et phyllades (Fm. Chuspita); 3. péridote, serpentinite; 4. pyroxénolite; 5. diorite quartzique à hornblende, folié; 6. tonalite folié; 7. schistes, micaeschistes, phyllades; 8. marbre; 9. marbre quartzitique à conglomératique; 10. chloritoschistes; 11. méta-basalte, méta-andésite; 12. quartzites, conglomérats à dragées de quartz; 13. micaeschistes, gneiss albitique, amphibolite.

Fig. 92.- Cortes transversales de la Napa de Cauagua-El Tinaco entre la Victoria y Charallave.
 Leyenda : 1. Plio-Cuaternario; 2. cuarcitas, esquistos, filitas (Fm. Chuspita); 3. peridotita, serpentinita; 4. piroxenolita; 5. diorita cuarcifera hornblendica, foliada; 6. tonalita foliada; 7. esquistos, micaesquistos, filitas; 8. marmol; 9. marmol cuarzoso o conglomératico; 10. esquistos cloríticos; 11. meta-basalto y meta-andésita; 12. cuarcitas, conglomérados de cuarzo; 13. micaesquistos, gneis albitico, anfíbolita.



Pour ce qui concerne les roches ignées, trois ensembles ont été observés et distingués :

- une diorite quartzique à hornblende (baptisée ici "Diorite de Guacamaya") présentant une forte déformation pénétrative ; cette roche affleure essentiellement en un pluton de grande dimension (recoupé par les transects a et b) ;
- une tonalite, parfois très claire (trondhjémite) fortement microtectonisée et affleurant soit en petits massifs aplatis lenticulaires, soit surtout en un chevelu de sills ou dykes comme c'est le cas le long de la portion Nord de la coupe b. Baptisée "Gneiss tonalitique de Curiepe", ce système filonien est représenté dans l'ensemble du secteur étudié ;
- localement, à l'Est du graben de Santa Lucia-Ocumare del Tuy, affleure un gneiss oeilé à grain fin, homogène, riche en feldspath potassique, qui pourrait représenter un ancien granite leucocrate (baptisé ici "Gneiss granitique de San Vicente").

Les relations stratigraphiques au sens large, entre les différents ensembles distingués et leurs âges respectifs, seront discutées à l'issue des descriptions des affleurements. Ces derniers correspondent le plus souvent soit à des berges de torrent ou rivière ("quebradas" et "rios"), soit à des talus ou tranchées de bord de route ou de piste. Dans ce cas, les coupes sont présentées avec, horizontalement, une échelle graphique, et, verticalement, la hauteur approximative d'affleurement (cf. coupes a 1 et a 3, fig. 93). Lorsqu'il s'agit -plus rarement- d'une coupe interprétée à partir d'affleurements superficiels (cf. coupe a 2, fig. 93), seule l'échelle graphique est figurée, escarpements et pendages étant conservés.

2.- Le transect Guacamaya-La Candelaria

Depuis la sortie Sud de La Victoria (Zone Industrielle) jusqu'au village de Guacamaya, affleurent les schistes, phyllades et quartzites albiennes (Fm. Chuspita) qui frangent la zone de la Cordillère Côtière (cf. chap. V). Ces niveaux présentent une tectonisation croissante -boudinage des niveaux durs et enrichissement en quartz tectonique très déformé- à l'entrée Nord du village de Guacamaya. Depuis la sortie Sud de ce dernier jusqu'à La Candelaria (fig. 92, coupe a ; encart de la fig. 93), la piste recoupe essentiellement deux ensembles :

- un massif de diorite quartzique à hornblende, ainsi qu'un certain nombre d'éléments inclus : portions de l'encaissant, xénolithes, filons de lithologie différente ;
- un ensemble, d'altération rougeâtre (noirâtre sur portions fraîches), composé de schistes, phyllades, quartzites, conglomérats quartzeux à lithiques et plus rarement de marbres quartzitiques et de schistes verts.

a) Coupe a 1

1. La diorite quartzique

Appelée "diorite à hornblende" par SMITH (1953) et "diorite à quartz et hornblende" par MacLACHLAN *et al.* (1960), la roche qui constitue le pluton de Guacamaya apparaît homogène dans sa composition, exceptions faites de variations locales dans la proportion d'amphibole (passant de 25 % environ à 40 % environ) et dans le "grain" de la roche (1 à 3 mm en moyenne,

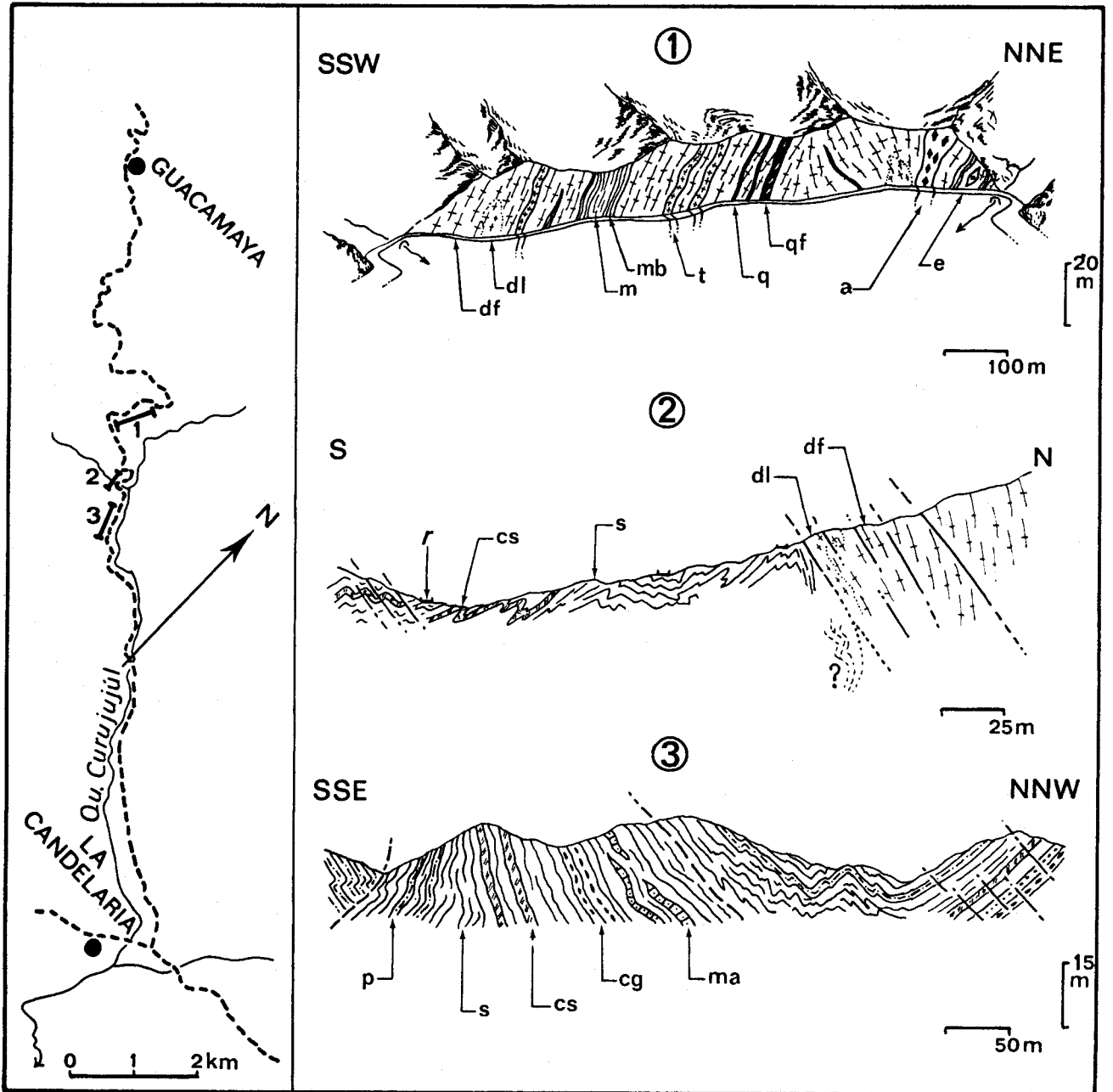


Fig. 93.- Détails de la Coupe a; Nappe de Cauagua-El Tinaco.

Légende : a. amphibolite; cs. chloritoschiste; cg. métaconglomérat; df. diorite quartzique foliée; dl. diorite quartzique étirée; e. épidosite; m. micaschiste; ma. marbre quartzomicacé; mb. micaschiste à biotite (?); p. phyllade; q. quartzolite; qf. quartzolite foliée; s. schiste; t. tonalite; r. piste.

Fig. 93.- Detalles del Corte a.; Napa de Cauagua-El Tinaco.

Legenda : a. anfíbolita; cs. esquistos chlorítico; cg. metaconglomerado; df. diorita cuarçifera foliada; d. diorita cuarçifera con alineación sola; m. micaesquisto; ma. marmol cuarçoso-micaceo; mb. micaesquisto biotítico (?); p. filita cuarçosa; q. cuarçolita; qf. cuarçolita foliada; s. esquistos; t. tonalita; r. carretera de tierra.

jusqu'à 4 mm). Cette roche présente une déformation pénétrative sur l'ensemble des affleurements, soit sous forme d'une linéation seule, soit sous forme d'une foliation associée à la linéation précédente (cf. notation df et dl sur fig. 93).

En lame mince, on observe la composition suivante :

- plagioclase, constituant majeur, il est totalement ou presque, transformé ; les rares portions saines montrent une déformation intense (microfractures et microplis kink). La composition (déterminée optiquement) se situerait à la limite oligoclase-andésine. Les phyllites d'altération des plagioclases apparaissent souvent recristallisées en mica blanc développé conformément à la foliation mylonitique ; associées au quartz microcristallin apparaissent également des petites sections d'albite fraîche ;
- hornblende brune à brun-verdâtre bien colorée (environ 25 % de la roche) et fréquemment mâclée ; les sections présentent souvent une bordure incolore (actinote de rétro-morphose ?) et sont souvent scindées en plusieurs fragments séparés par des recristallisations de quartz ;
- quartz (environ 10 à 15 %) ; il se présente sous forme d'assemblage microcristallin lenticulé ou sous forme de cristaux plurimillimétriques mylonitisés montrant un système de mâcles mécaniques, des contours suturés, ainsi que des microfractures jalonnées de quartz et d'épidote microcristallins ; quartz et amphibole soulignent clairement la structure mylonitique voire blastomylonitique de la diorite ;
- épidote (pistachite) ; elle se présente en amas microcristallins associée au phyllites ; localement, il s'agit de prismes bien développés de pistachite ou de clinozoïsite, légèrement fracturés disposés au sein de lentilles de quartz, ces prismes seraient tardifs par rapport à l'épisode de mylonitisation ;
- chlorite ; elle se présente soit sous forme de sections déformées millimétriques à teinte de polarisation de chlorite ferrifère (remplacement d'un ancien mica ?), soit en microcristaux associés en quartz microcristallin ; elle a alors une teinte de polarisation de chlorite magnésienne ;
- sphène, en petits prismes dispersés, généralement dans les zones d'altération du plagioclase ;
- apatite, en petits prismes dispersés.

2. Filons et "inclusions" tonalitiques.

Localement, apparaît de façon discontinue (aspect d'inclusion) ou continue (dyke), une roche différant de la diorite quartzique par une teneur en quartz plus élevée (notée t, fig. 93). Ces dykes (ou dykes discontinus) de tonalite ont une épaisseur de 10 cm à 30-40 cm au maximum et leur teneur en ferromagnésiens primaires (hornblende partiellement transformée) en font localement des trondhjémites (cf. STRECKEISEN, 1974).

3. Xénolithes et roche encaissante

On observe, en concordance avec la foliation mylonitique de la diorite quartzique, des portions d'épaisseur variable de la série métamorphique encaissante ; il peut s'agir :

- de micaschistes (notés m) à grain fin, très altérés (n'ayant pas été analysés en lame mince). Les portions proches de la diorite (notées mb) apparaissent enrichies en micas oxydés ; elles pourraient correspondre à un enrichissement en biotite tel que le signale MENENDEZ (1965) pour le massif d'El Tinaco ;

- d'amphibolite transformée ; il s'agit d'une roche présentant un rubanement fin et composée de quartz, mica blanc (amas sériciteux remplaçant des plagioclases souvent recristallisés en mica blanc), nombreux restes d'amphibole vert pâle entourés d'aiguilles d'actinote et d'épidote en agrégats microcristallins.

Enfin, localement, apparaissent des xénolithes de taille décimétrique (notés e ; épidosite) composés de plus de 50 % d'épidote (pistachite) en prismes bien développés et intacts, apparaissant sur fond de quartz mylonitisé et englobant parfois des restes de hornblende vert pâle.

Remarque : des filons de quartzolite (notés q) de 10 cm environ d'épaisseur recoupent fréquemment la diorite ; ils sont généralement parallèles à la foliation de cette dernière ; toutefois, localement (cf. qf, fig. 93) on observe une disposition oblique parallèlement à la foliation mylonitique.

b) Coupes a 3 et a 2 : les schistes de la Quebrada Curujujúl

La portion de piste longeant la partie haute de la Quebrada Curujujúl, en rive droite, recoupe un ensemble dont il est difficile de préciser la chronostratigraphie et l'épaisseur mais dont je décrirai brièvement la lithologie, en précisant l'importance relative des différentes séquences. Cet ensemble est séparé (cf. coupe 2) de la diorite quartzique par une faille inverse qui recoupe la foliation de la diorite ; on retrouve, d'ailleurs, des cisaillements parallèles à cette faille dans les schistes situés au Sud (cf. coupes 2 et 3) et prenant localement l'aspect d'un clivage de fracture associé à des replis (cf. coupe 2).

Les différentes lithologies sont, par ordre d'abondance :

- des schistes d'altération rougeâtre apparaissant noirs (graphiteux) dans les tranchées indemnes d'altération ; ces schistes passent insensiblement à des micaschistes à grain fin qui montrent, en lame mince, une association microcristalline de quartz, séricite et mica blanc (quelques dixièmes de millimètres pour ce dernier minéral). Des "yeux" millimétriques de quartz détritique apparaissent très dispersés, de même que des microlites (quelques millimètres) clairs, plus riches en quartz. Les séquences exclusivement schisteuses-micaschisteuses ont une épaisseur d'une à plusieurs dizaines de mètres (épaisseur mesurée perpendiculairement à la schistosité principale). La schistosité principale à l'affleurement apparaît en lame mince, associée à une microcrénulation ; cette dernière reprend elle-même une schistosité antérieure soulignée par les phyllites de petite taille ;

- des quartzophyllades, quartzites, métagraywackes et métaconglomérats (notés p et cg sur fig. 93) ; présents en séquences de quelques dizaines de mètres, ces niveaux grossiers sont toujours intercalés de quelques décimètres à quelques mètres de schistes ; bien que variés, ces niveaux grossiers sont individuellement bien classés si l'on fait abstraction de la matrice ; cette dernière est présente également mais en très faible pourcentage, dans les quartzites. Le type de roche dominant correspond à des métagraywackes dans lequel on observe une matrice de quartz microcristallin, séricite-mica blanc, des clastes de quartz (tectonisés), de quartzite-quartzolite (à structure suturée) et de roche grenue à quartz et plagioclase. Les micas blancs soulignent la schistosité principale et montrent localement une déformation de

type microkink. Dans les niveaux microconglomératiques et conglomératiques, on observe les mêmes éléments, auxquels il faut ajouter localement des clastes de schiste vert (ou amphibolite ?) altéré ;

- des schistes vert sombre, localement riches en chlorite et globalement désignés sous le vocable "chloritoschistes" (notés cs, fig. 93) ; ces schistes forment des couches de 1 m d'épaisseur environ, généralement à bords francs, et s'intercalent exclusivement dans des séquences de schistes, séparés par 3 ou 5 m de ces derniers. Ces schistes verts sont de trois types principaux :

- homogène à grain très fin, composé de quartz, séricite-mica blanc, chlorite (magnésienne), le tout microcristallin et riche en opaques ; localement apparaissent des veinules de quartz et d'albite recoupant la schistosité et elles-mêmes déformées ;
- homogène à grain fin et "yeux" millimétriques clairs, composés de quartz, actinote et agrégats microcristallins très réfringents (épidote ?; leucoxène ?) ; apparaissent, dispersés, des petits prismes de clinozoïsite ainsi que des plagioclases altérés et déformés (correspondant aux yeux clairs) ;
- hétérogène finement rubanné (litage originel) montrant en alternance des microlits à quartz et épidote microcristalline et des microlits riches en actinote, chlorite et albite ; ces schistes montrent des yeux dispersés de chlorite (magnésienne) parfois associés à des prismes d'épidote ; par ailleurs, des micas blancs se développent dans les microlits à quartz.

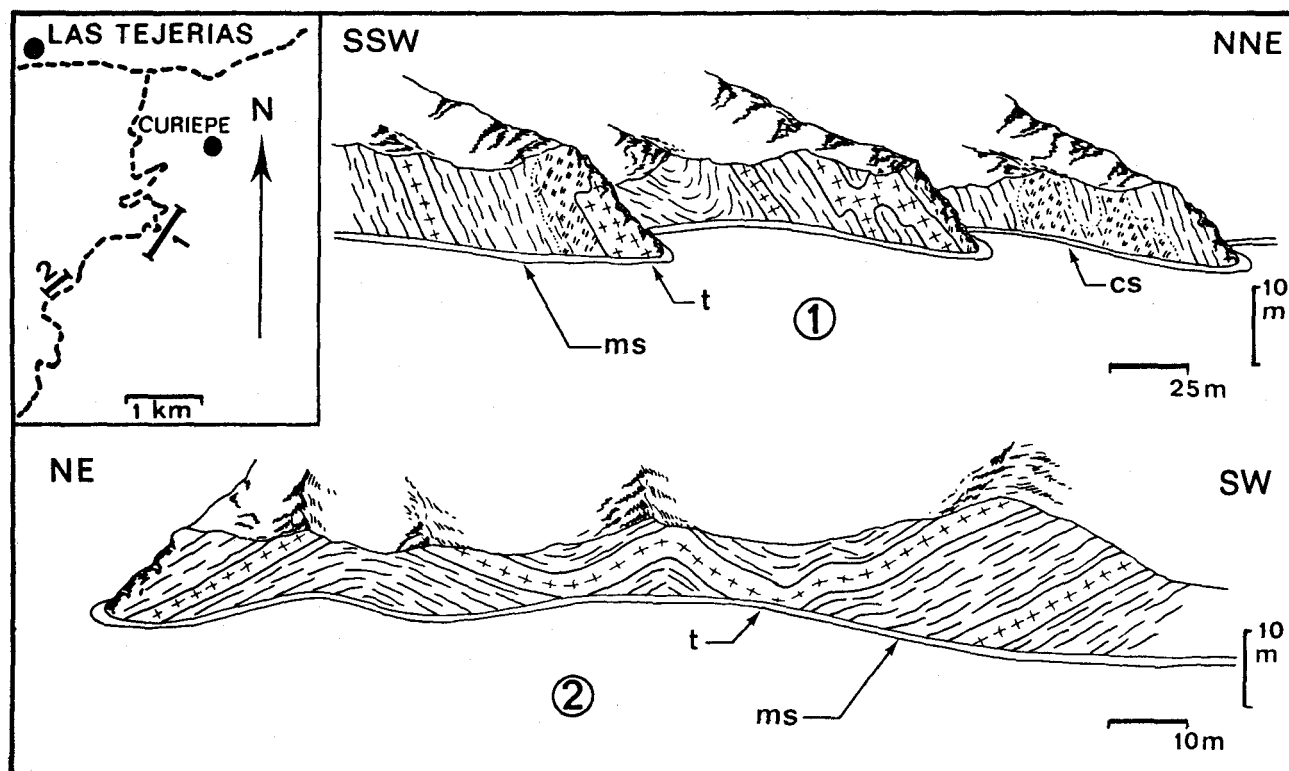


Fig. 94.- Détails de la Coupe b; Nappe de Cauagua-El Tinaco.

Légende : cs. chloritoschiste; ms. micaschiste; t. tonalite foliée.

Fig. 94.- Detalles del Corte b; Napa de Cauagua-El Tinaco.

Leyenda : cs. esquistos chlorítico; ms. micaesquisto; t. tonalita foliada.

Les schistes de la deuxième et de la troisième catégorie pourraient représenter d'anciens niveaux pyroclastiques, voire d'anciennes laves, certains "yeux" de chlorite-épidote représentant d'anciens phénocristaux de pyroxène (?) ;

- de rares niveaux de marbre quartzitique micacé (noté ma) de quelques dizaines de centimètres ; ces roches montrent en lame mince, une association calcite-quartz-mica blanc ; les micas blancs soulignent la schistosité principale mais cette dernière est postérieure à une schistosité de flux soulignée par des liserés de chlorite et séricite ; localement, cette roche montre des clastes dispersés de quartz millimétrique ainsi que des agrégats d'épidote microcristalline. Certains de ces niveaux, de teneur plus faible en calcite, correspondent à des graywackes calcareuses.

3.- Le transect Loma de Hierro-Las Tejerias (coupe b) ; le gneiss tonalitique de Curiepe

La portion de piste qui va de la crête de la Loma de Hierro (fig. 91) jusqu'au lieu-dit La Esperanza traverse un secteur très couvert et altéré ; la piste qui mène à El Limón (vers l'Ouest) ainsi qu'un chemin qui descend dans la Quebrada Caguña (vers l'Est) recoupe une formation volcanique métamorphique intercalée de schistes et calcschistes, identique à une partie de la Fm. Tucutunemo qui sera décrite au paragraphe suivant. Les derniers kilomètres qui précèdent la descente sur Las Tejerias recourent des schistes-micaschistes identiques à ceux de la Quebrada Curujujúl (décrits précédemment) ; ces derniers sont recoupés par une série de filons (sills ou dykes ?) de 50 cm à quelques mètres d'épaisseur, visibles parfois sur plus de 100 m de longueur (cf. fig. 94, coupe b 2). Ces filons sont concordants avec la foliation des micaschistes et replissés avec ces derniers (fig. 94). Ils sont constitués d'un gneiss oeilé à grain fin, homogène, dont la foliation est soulignée par des micas altérés ; cette fabrique étant elle-même localement reprise par une microcristallinité. Cette roche montre environ 30 % de ferromagnésiens altérés (amphibole transformée, aiguilles d'actinote et mica chloritisé). Une coloration au cobaltinitrite de Na n'a pas mis en évidence de feldspath potassique, les seuls restes de feldspath sains visibles en lame mince correspondent à des plagioclases déformés. SMITH (1953) suppose qu'une partie des feldspaths altérés correspondraient initialement à de l'orthose et baptise ces roches "granite sodique" ; il considère qu'ils sont "injectés lit-par-lit" dans les micaschistes. Les rapports structuraux micaschistes-filon et la microfabrique de ces "gneiss" me font considérer qu'il s'agit d'un système filonien antérieur à la foliation métamorphique principale des micaschistes, et que la roche grenue (aplitique) a été métamorphisée et foliée avec son encaissant. Toutefois, les rapports structuraux avec les niveaux de chloritoschistes (notés cs) suggèrent que la mise en place s'est faite sous forme de sill. Du point de vue composition, compte tenu notamment des roches semblables plus fraîches observées sur d'autres affleurements (cf. coupes a, c et e), je considère qu'il peut s'agir d'une tonalite (ou localement d'une diorite quartzique compte tenu d'une plus faible teneur en quartz) et propose d'appeler cet ensemble "gneiss tonalitique de Curiepe", du nom du petit village bâti en contrebas vers l'Est.

Par ailleurs, on retrouve dans ce secteur des schistes verts (cs) semblables à ceux décrits sur le transect a ; il s'agit d'une roche très finement rubannée, à grain fin, composée d'un mélange microcristallin de chlorite (magnésienne), d'épidote et de quartz avec des pris-

mes de clinozoïsite dispersés ; les bords de ces niveaux sont ici diffus ; le passage progressif aux micaschistes (figuré, pour cette raison, en pointillés) et la composition font penser qu'il s'agit plutôt d'anciens niveaux pyroclastiques ou volcano-détritiques. Ces niveaux verts sont repris dans des plis isoclinaux (coupe b 1) ; dans les zones de charnière, leur microfabrique consiste en une linéation seule.

4.- La région de Tácata

La figure 95 résume la géologie de la région située au Nord et à l'Ouest du village de TÁCATA, le secteur de l'hacienda Los Mijaos étant particulièrement favorable à l'observation du contact séparant la Nappe de Caucagua-El Tinaco de celle de Loma de Hierro. La route qui longe le Rio Tuy (très encaissé dans cette région), en direction du Nord, a été l'objet d'élargissements qui ont conduit à l'existence d'affleurements de grande dimension et peu altérés, principalement du Gneiss de La Aguadita et de la Fm. Tucutunemo (Cf. coupe c, fig. 92).

a) Le "Gneiss de La Aguadita"

Dans le secteur de la coupe 2, de nombreux accidents à pendage Sud et Nord tronçonnent un

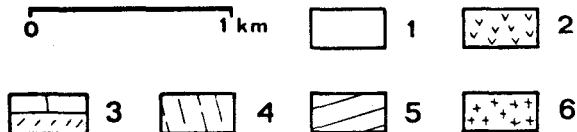
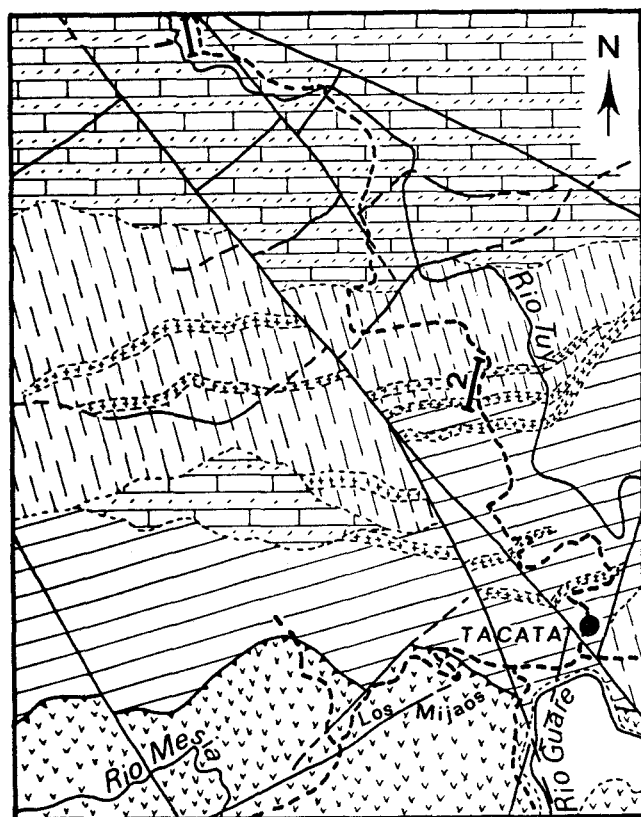


Fig. 95.- Carte géologique du secteur de TÁCATA; Nappe de Caucagua-El Tinaco
 Légende : 1. Quaternaire; 2. Nappe de Loma de Hierro; 3. calcschistes, marbre et métavolcanite (Fm. Tucutunemo); 4. phyllades, micaschistes, chloritoschistes (série de la Qu. Curujujúl); 5. micaschistes, gneiss et amphibolite (Gneiss de la Aguadita); 6. tonalite foliée (Gneiss Tonalitique de Curiepe).

Fig. 95.- Mapa geológico del area de TÁCATA; Napa de Caucagua-El Tinaco.
 Leyenda : 1. Cuaternario; 2. Napa de Loma de Hierro; 3. esquistos calcareos, marmol y rocas metavolcánicas (Fm. Tucutunemo); 4. filita, micaesquistos, esquistos cloríticos (Serie de la Qu. Curujujúl); 5. micaesquisto, gneis y anfíbolita (Gneis de la Aguadita); 6. tonalita foliada (Gneis de Curiepe).

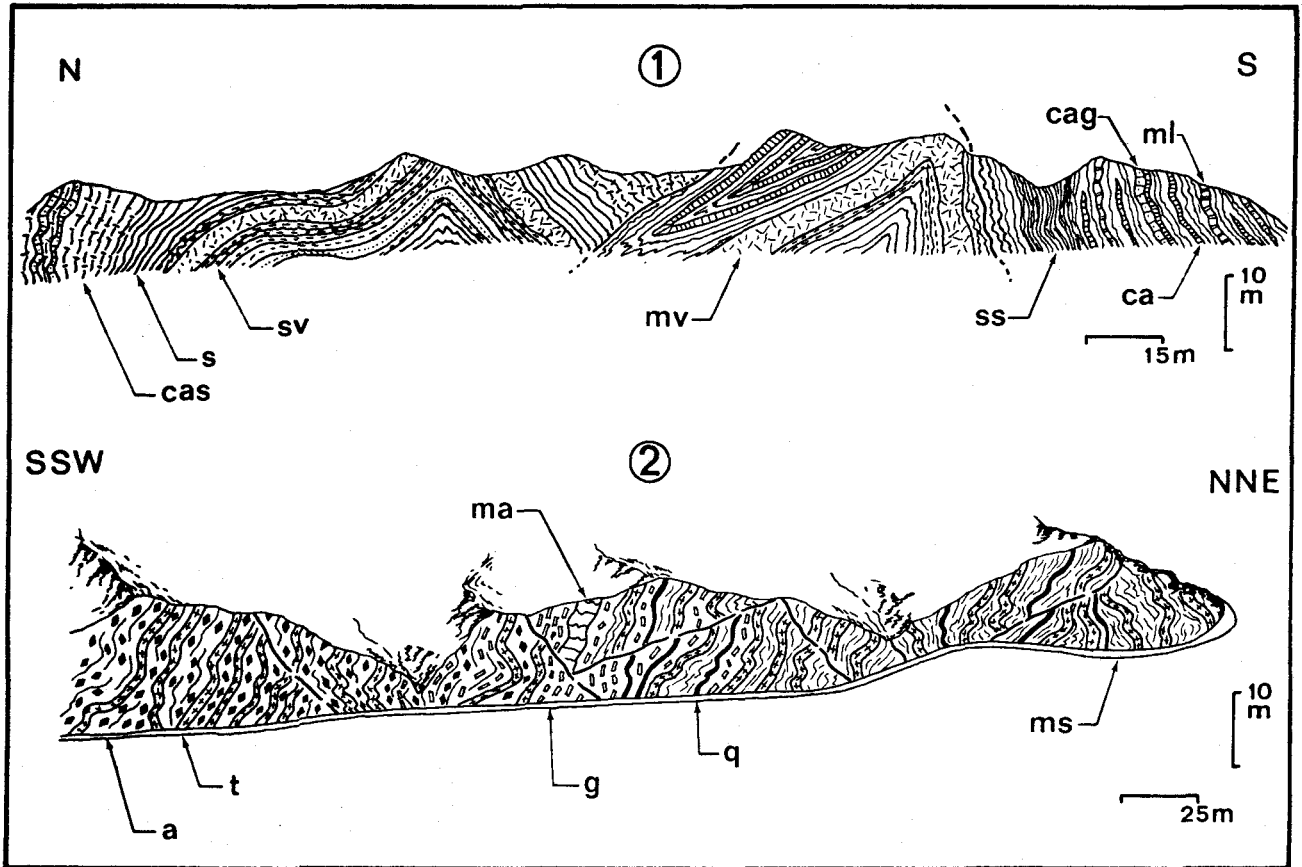


Fig. 96.- Détails de la Coupe c; Nappe de Caucagua-El Tinaco.

Légende : a. amphibolite; ca. calcaires cristallins noirs à grain fin; cag. calcaires cristallins gréseux à graywackeux; cas. calcschistes; g. gneiss albitique et quartzite rubannée à mica blanc; ma. marbre; ml. calcaire silteux en laminites; ms. micaschistes; mv. métalaves basiques; q. quartzolite; s. schistes et phyllades; sv. schistes verts (métatufs); ss. séricitoschistes; t. tonalite foliée.

Fig. 96.- Detalles del Corte c; Napa de Caucagua-El Tinaco.

Leyenda : a. anfíbolita; ca. caliza recristalizada negra de grano fino; cag. caliza recristalizada arenosa y graywackica; cas. esquistos calcareos; g. gneis albitico y cuarcita bandeada con mica blanca; ma. marmol; ml. caliza siltosa en laminitas; ms. mica esquistos, metalavas básicas; q. cuarzolita; s. esquistos y filitas; sv. esquistos verdes (metatobas); s.s. esquistos sericitosos; t. tonalita foliada.

ensemble de gneiss, quartzite, quartzite rubannée et micaschiste, auxquels il faut ajouter un chevelu filonien de tonalite foliée et quartzolite. Cet ensemble passe, vers le Nord, à des schistes-micaschistes rapportés à la série de la Qu. Curujujúl. A l'approche du village de Tãcata -c'est-à-dire du contact basal de la Nappe de Loma de Hierro- la tectonisation devient intense et les portions gneissiques quartzitiques prennent un aspect blanc pulvérulent lié à une mylonitisation intense.

Par ailleurs, la distinction filons-encaissant apparaît délicate dans deux cas :

- lorsque l'encaissant est constitué de quartzite rubannée et de gneiss quartzo-feldspathique, il présente le même aspect que les filons de tonalite eux-mêmes gneissifiés ;
- lorsque le chevelu filonien est plus abondant que l'encaissant, ce dernier étant localement constitué d'amphibolites très sombres, celles-ci prennent l'aspect de filons basiques métamorphisés.

L'ensemble encaissant -rapporté au Gneiss de La Aguadita par OLMETA (1968 in MARTIN-BELLIZIA, 1968)- présente un rubanement centimétrique à décimétrique lié à la plus ou moins grande abondance de feldspath et (ou) d'amphibole, ce qui confère une structure gneissique à l'ensemble où différents termes de transition entre des gneiss à mica blanc, des quartzites à mica blanc et des amphibolites (à 90 % d'amphibole) sont présents. Les deux derniers termes montrent la composition suivante :

- gneiss ; ils sont formés d'alternance de lits ou lentilles millimétriques comprenant soit des restes de plagioclases très déformés et fragmentés associés à du quartz microcristallin suturé, soit des petits micas blancs (quelques dixièmes de millimètre) déformés associés à des restes de mica totalement oxydé (ancienne biotite ?). Localement, des petites sections d'albite fraîche peu déformée apparaissent, associées au quartz ; un des échantillons montre un filonnet de quartz, albite et gros prismes d'épidote (pistachite) ; ce filonnet est lui-même repris par la foliation mylonitique (épidotes fragmentées). Les microstructures sont souvent celles de mylonite (plus généralement de blastomylonite). Dans certains niveaux se développent des cristaux hexagonaux, de taille centimétrique, de mica blanc (muscovite ?) disposés en files parfaites matérialisant la linéation des gneiss ; au sein de chaque file, ces micas se présentent en "tuiles" ou en "écailles de poisson", légèrement en oblique sur la foliation ; en lame mince, ces muscovites montrent des figures de microfracturation et microplissement. Ces minéraux paraissent s'être développés aux dépens des amas de petits micas plus faiblement biréfringents (séricite). La croissance de ces grandes muscovites pourrait être contemporaine ou fini-contemporaine du processus de mylonitisation (?). Un seul échantillon, riche en quartz, rubané, et à structure d'ultramylonite, a montré, par coloration ou cobaltinitrite de Na, des feldspaths potassiques ; ces derniers apparaissent en yeux (de 1 à 3 mm) ayant localement les mâcles du microcline. Ce minéral représente moins de 5 % de la roche et apparaît peu déformé eu égard à la roche qui le contient, mais non poecilitique ; cette observation pose le problème du caractère métamorphique ou primaire (détritique) du feldspath potassique ;
- amphibolites ; elles contiennent en moyenne 60 à 80 % d'amphibole verte à vert bleuté généralement microfracturées et présentant une bordure plus pâle et des extrémités "effilochées" ; elles apparaissent sur un "fond" de séricite-mica blanc microcristallin provenant probablement de la transformation de plagioclase ; de très rares petites sections saines d'albite sont présentes. Quatre autres minéraux sont communs dans ces niveaux : l'épidote sous forme de prismes bien développés de pistachite (clinozoïsite rare), le sphène (parfois 2 à 3 % de la roche sous forme de prismes de grande taille), l'apatite (jusqu'à 1 à 2 %), et de la chlorite sous forme de lamelles millimétriques flexueuses à teinte de biréfringence de chlorite magnésienne. Dans un échantillon, j'ai observé quelques sections d'un minéral aux caractères optiques de zoïsite. Par ailleurs, un autre échantillon montre de rares fantômes de taille millimétrique à bords diffus à contours subcirculaires remplacés par un agrégat microcristallin très réfringent contenant des épidotes et de la chlorite. Ces fantômes sont les seuls témoins d'éventuels grenats que j'ai pu observer dans les affleurements rapportés au Gneiss de La Aguadita.

Comme dans les gneiss, des filonnets -eux-mêmes repris par la foliation mylonitique- recoupent les amphibolites ; ils sont constitués de quartz, albite et chlorite (magnésienne).

Remarque : un âge isotopique a été obtenu par OLMETA (1968 in MARTIN-BELLIZZIA, 1968) sur un échantillon d'amphibolite attribué au Gneiss de La Aguadita et prélevé 2 km au Nord de Tácata, donc dans le secteur qui vient d'être décrit. Réalisée par la méthode K/Ar sur amphibole, cette étude a donné un âge Trias supérieur, soit 204 ± 12 M.A. (cf. ODIN, 1982).

b) La Formation Tucutunemo

L'ensemble que j'attribue à cette formation -définie par SHAGAM (1960) à l'Ouest de la Candelaria et reconnue par MacLACHLAN *et al.* (1960) dans le secteur étudié- affleure le long de la route qui longe le Rio Tuy (cf. fig. 95). De nombreuses complications tectoniques empêchent de préciser une stratigraphie globale, aussi j'ai choisi de présenter une portion de coupe où sont représentés les différents types de lithologie que j'ai observés au sein de l'ensemble. Trois types principaux de séquences alternant, chacune ayant une dizaine à une cinquantaine de mètres d'épaisseur : séquence carbonatée et graphiteuse (noire sur affleurement frais), séquence terrigène fine parfois totalement dépourvue de carbonate, séquence volcanique et (ou) volcano-détritique (laves et tufs). Pour marquer la différence de métamorphisme et de microdéformation d'avec certains niveaux carbonatés du Gneiss de La Aguadita ou des schistes de la Quebrada Curujujúl -pour lesquels j'ai utilisé le mot "marbre"- je parlerai ici de "calcaire cristallin" (cf. fig. 96).

Les séquences carbonatées ; elles se composent de niveaux durs, épais de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres, séparés par des interlits d'épaisseur semblable de schiste généralement calcareux (notés s ou cas) ; ces niveaux durs sont très souvent discontinus pour des raisons stratigraphiques ou tectoniques (boudinage fréquent). On observe :

- des calcaires cristallins noirs, à grain fin et en plaquettes (notés ca) ; en lame mince, ils montrent une structure microsparitique et des liserés de microgranules opaques soulignant la schistosité ; parfois ces niveaux sont franchement silteux et montrent alors du quartz (cataclasé), dispersé et englobé par les cristaux de calcite ;
- des calcaires cristallins gréseux à graywackeux (notés cag), en couches atteignant un mètre d'épaisseur environ ; constitués de calcite sparitique, ils sont riches en quartz cataclasé et peuvent contenir une abondante fraction argilo-silteuse (cas des niveaux graywackeux) représentée par des liserés constitués de séricite et de granules opaques ; ces liserés soulignent la schistosité et sont localement repris par un début de clivage de type strain-slip ; on retrouve également des clastes de mica oxydés et chloritisés ;
- des calcaires silteux en laminites (notés ml) ; ils montrent une alternance de lamines millimétriques de micrite sombre, riche en phyllites (localement séricite orientée) et opaques, et de lamines de microsparite riche en quartz cataclasé ; ces différentes lamines montrent souvent des microplis isoclinaux à l'échelle de la lame mince.

Les séquences détritiques fines ; il s'agit de pélites schistosées épimétamorphiques prenant parfois un aspect lustré et sont désignées alors comme "séricitoschistes" (notés ss, fig. 96) ; ces séquences se caractérisent par l'absence de carbonate et l'absence de pigmentation noire.

Les séquences volcaniques et volcanodérivées ; elles comportent deux types de niveaux : métavolcanites s.s. (métalaves, notées mv), d'une part, et niveaux correspondant soit à des métatufs volcaniques, soit à des graywackes à matériel volcanique (les deux notés sv), d'autre part ; les seconds se présentant comme des schistes verts pouvant passer progressivement aux schistes adjacents, les premières (épaisses de plusieurs mètres, parfois) gardant un aspect massif. En lame mince, les laves métamorphisées montrent une mésostase présentant une orientation fruste soulignée par des microcristaux d'opaques et composée de quartz, épidote, actino-séricite ; trois types d'yeux millimétriques s'observent : à quartz-chlorite-séricite, à épidote (pistachite, clinozoïsite) et chlorite, et à albite poecilitique. Certains yeux à épidote-chlorite montrent des contours probables d'anciens pyroxènes. On observe également de nombreuses lentilles millimétriques de calcite. Ces niveaux représenteraient d'anciennes laves basiques (sous-marines) légèrement porphyriques. Les niveaux supposés pyroclastiques ou volcano-détritiques se caractérisent par un aspect finement stratifié, l'absence généralement d'actinote, une plus grande richesse en quartz et phyllites (séricite à mica blanc) et la présence de prismes d'épidote (pistachite, clinozoïsite) de taille variée.

5.- La région de Sabaneta-La Magdalena (coupe d et environs)

Plus riche en voies d'accès (dont certaines récentes) que les secteurs évoqués précédemment, la région comprise entre Tácata, Paracotos et Charallave (cf. fig. 91) présente de nombreuses coupes des différents éléments de la Nappe de Cauagua-El Tinaco, dont la coupe de la Quebrada Charallave, où SEIDERS (1965) signale des affleurements rapportés au Gneiss de La Aguadita. Je ne décrirai que des affleurements apportant des compléments sur les différentes séries et roches intrusives mentionnées précédemment, ainsi que deux éléments nouveaux :

- le Conglomérat de Charallave, dont je discuterai la position stratigraphique et qui sera rattaché à la série des Schistes de la Quebrada Curujujúl ;
- les "couches de la Quebrada Onoto", carbonatées, non métamorphiques, et ayant livré des Foraminifères du Sénonien supérieur.

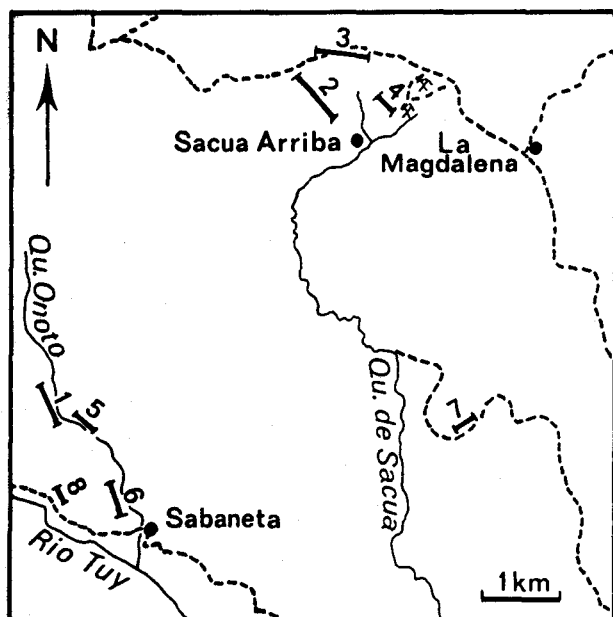
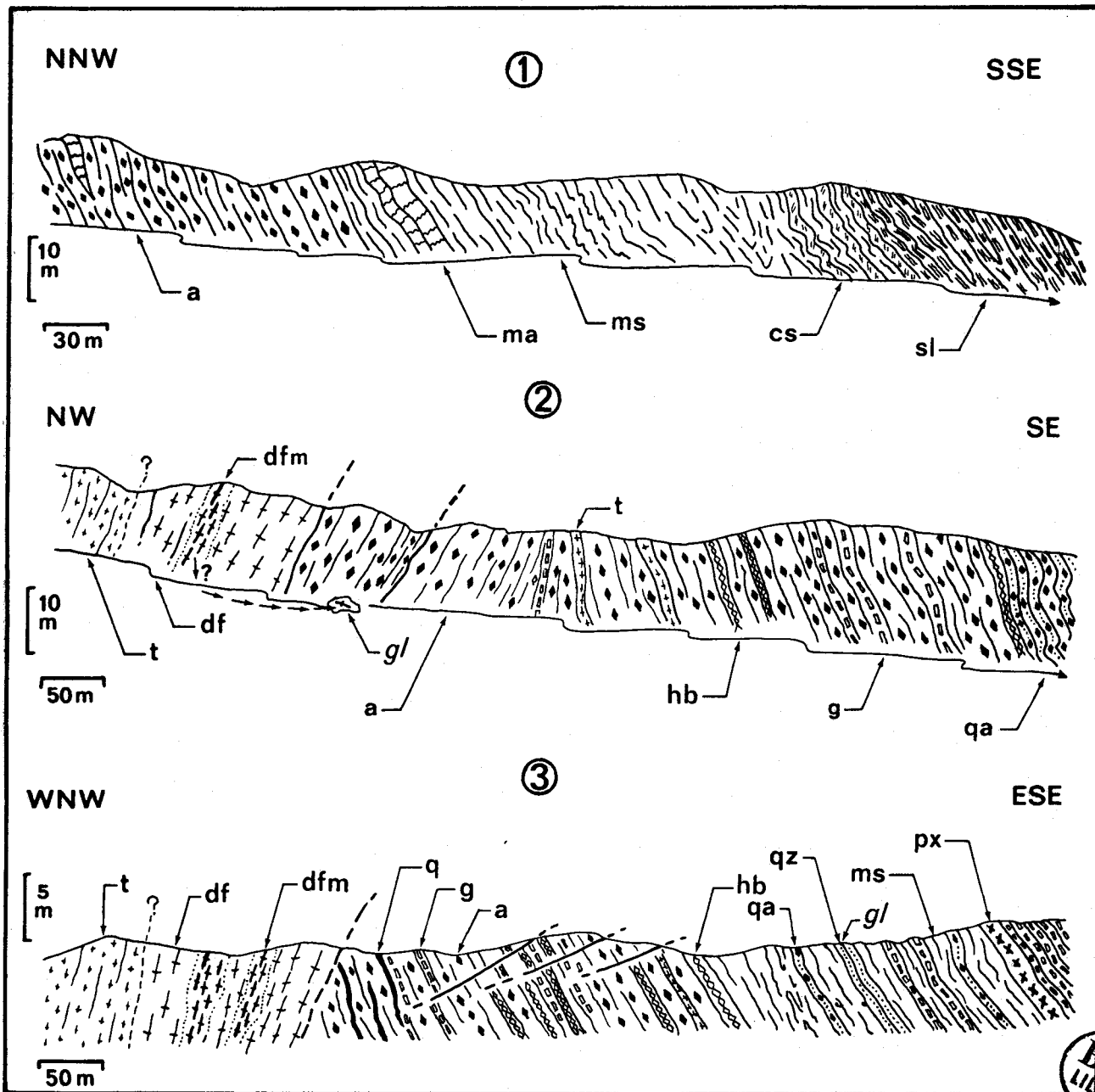


Fig. 97.- Localisation des affleurements représentés sur les figures 98 et 100; coupe d et environs.

Fig. 97.-Ubicación de los afloramientos representados sobre las Figuras 98 y 100; corte d y alrededores.

X Carrière de marbre.



BU
LINE

Fig. 98.- Coupes de détail du secteur La Magdalena-Sabaneta; Nappe de Caucagua-El Tinaco
 Légende : a. amphibolite; cs. chloritoschiste; df. diorite quartzique foliée; dfm. diorite foliée, mélanocrate;
 g. gneiss albitique et quartzite rubannée à mica blanc; hb. hornblendite; ma. marbre; ms. micaschiste; px. pyroxénolite; q. quartzolite; qa. quartzite micacée à amphibole; qz. quartzite; sl. schistes et phyllades sombres en laminites; t. tonalite foliée; gl. échantillon à amphibole bleue.

Fig. 98.- Cortes detallados del area La Magdalena-Sabaneta; Napa de Caucagua-El Tinaco.
 Leyenda : a. anfíbolita; cs. esquistos cloritosos; df. diorita cuarcifera foliada; dfm. diorita foliada melano-
 crata; g. gneis albitico y cuarcita bandeada con mica blanco; hb. hornablendita; ma. marmol; ms. micaesquis-
 tos; px. piroxenolita; q. cuarzolita; qa. cuarcita micacea con anfíbol; qz. cuarcita; sl. esquistos y filitas
 oscuras en laminitas; t. tonalita foliada; gl. muestra con anfíbol azul.

Les différents affleurements sont localisés sur la figure 97.

a) Coupe d 1

On y observe des schistes et micaschistes identiques à ceux de la Qu. Curujujúl ; ils

sont intercalés de schistes verts à chlorite, épidote, actinote et petits micas blancs (séricite-muscovite) ; on observe, par ailleurs, sur plus d'une centaine de mètres d'épaisseur, des schistes à alternances de lamines vert clair (quartzéuse) et de lamines vert sombre très riches en séricite-muscovite, chlorite et minéraux opaques. Ce faciès est très fréquent dans le secteur Sabaneta-La Magdalena, l'aspect en laminites restant visible sur les affleurements très altérés, dont notamment ceux traversés par la piste qui relie La Magdalena à la ville de Charallave.

La coupe d 1 montre, par ailleurs, un passage continu des micaschistes à des amphibolites, un niveau de marbre à chlorite et mica blanc s'intercalant dans la zone de transition. Ce marbre (verdâtre) montre, en lame mince, la superposition de deux schistosités associées au développement de micas blancs.

b) Coupes d 2 et d 3

La coupe 2 (affluent du cours supérieur de la Qu. de Sacua) et la coupe 3 (portion de la piste qui relie La Magdalena aux Parques del Sur), offrent de bons affleurements attribués au Gneiss de La Aguadita et aux différents intrusifs associés. Par comparaison avec la coupe c 2 (fig. 96), les particularités suivantes sont à noter :

- les amphibolites ont un aspect plus rubané et de nombreux niveaux (centimétriques à décimétriques) de quartzite à amphibole (notée qa) ainsi que de quartzite quasi pure (notée qz) s'intercalent. Tous ces niveaux ont une structure mylonitique très marquée et on n'y observe pas de plagioclase sain, exception faite de petites albite non déformées (en porphyroblastes tardifs probables) ;

- gneiss et amphibolites sont intercalés -en concordance avec la foliation- de niveaux (sills ou dykes ?) de hornblendite (noté Hb) de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur ; on observe plus de 90 % de hornblendes vertes subautomorphes souvent très mâclées et peu déformées, avec des interstices occupés par des minéraux opaques de grande taille ainsi qu'un assemblage de quartz, albite, épidote, calcite et sphène ;

- les tonalites (foliées) apparaissent peu sous forme de sills fins, mais surtout sous forme d'un corps aplati, de quelques kilomètres de long et épais de quelques centaines de mètres (Cf. carte et coupe d, fig. 92) ; il s'agit d'une roche très claire composée de plagioclase (60 à 70 %), quartz (20 à 25 %) et mica blanc, avec une structure blastomylonitique ;

- les diorites quartziques , à l'inverse, représentent un faible volume si l'on compare avec le secteur de Guacamaya ; cette roche apparaît souvent au contact direct de la tonalite et présente des portions sombres riches en amphiboles (notées dfm) ; la mylonitisation de ces diorites est comparable, voire plus forte, que dans les secteurs plus occidentaux et une forte convergence d'aspect existe entre des amphibolites et la diorite, rendant la distinction difficile sur le terrain comme en lame mince ;

- un niveau (sill ?) de pyroxénolite a été observé le long de la coupe 3 (noté px) ; il s'agit d'une roche grenue équante non altérée, à gros cristaux ($\frac{1}{2}$ cm en moyenne) de pyroxène légèrement coloré en rose et pléochroïque, et quartz et microcline interstitiels ; ce niveau a un aspect blanchâtre sur l'affleurement.

Par ailleurs, j'ai observé, dans deux échantillons, des amphiboles bleues à bleu-mauve déterminées optiquement comme du glaucophane (noté gl) :

- le long de la coupe 2, un bloc non en place, semblable en aspect et en structure au faciès sombre de la diorite, a montré (éch. CB-77-531) la composition suivante : 35 à 40 % de grands cristaux (millimétriques) de glaucophane, déformés et à extrémités "effilochées", remplacés partiellement par de l'amphibole vert pâle ; de l'épidote et de la chlorite ; 15 à 20 % de quartz à contours suturés, le reste étant formé d'un assemblage microcristallin de séricite-mica blanc (ancien plagioclase ?) et d'épidote ; s'y ajoutent du sphène et de l'apatite ;
- le long de la coupe 3, un niveau de quartzite rubannée a montré la composition suivante (éch. CB-77-561) : 80 à 85 % de quartz microcristallin à contours peu suturés, des liserés micacés altérés (séricite-muscovite, opaques), des liserés d'épidote microcristalline (pistachite bien colorée) recoupés par la foliation micacée et des aiguilles de glaucophane (2 à 3 % de la roche) disposées en rosaces ou en gerbes (de ½ mm environ) dans lesquelles elles sont associées à de l'épidote (pistachite) ; ces gerbes et rosaces montrent des figures de torsion (syn- ou post-croissance). Une analyse à la microsonde électronique (*) a été réalisée sur ces amphiboles bleues ; les résultats sont reportés sur le tableau VI. Deux analyses sont calculées, en considérant tout le fer à l'état ferreux, puis à l'état ferrique, selon la méthode PAPIKE et CAMERON (1974, in CASSAGNEAU, 1979). Les formules structurales sont calculées selon le schéma de LEAKE (1978) ; sur le diagramme des amphiboles sodiques (in DEER, HOWIE et ZUSMANN, 1963), j'ai représenté chaque analyse par un petit rectangle correspondant aux valeurs limites des deux paramètres (C_f , valeurs limites de Fe^{++} et Fe^{+++}). Les amphiboles analysées tombent dans le champ du glaucophane s.s. (fig. 99). Du point de vue

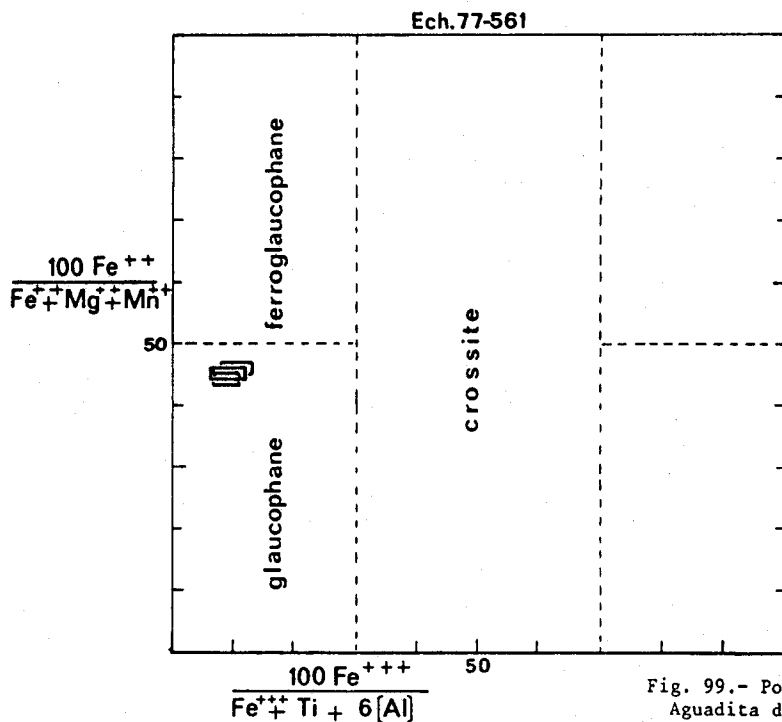


Fig. 99.- Position d'amphiboles bleues du Gneiss de La Aguadita dans le diagramme de MIYASHIRO (1957).

Fig. 99.- Anfiboles azules del Gneis de La Aguadita en el diagrama de MIYASHIRO (1957).

(*) Microsonde CAMEBAX, Ecole Nationale Supérieure de Chimie de Lille ; analyste : D. LE MAGUER.

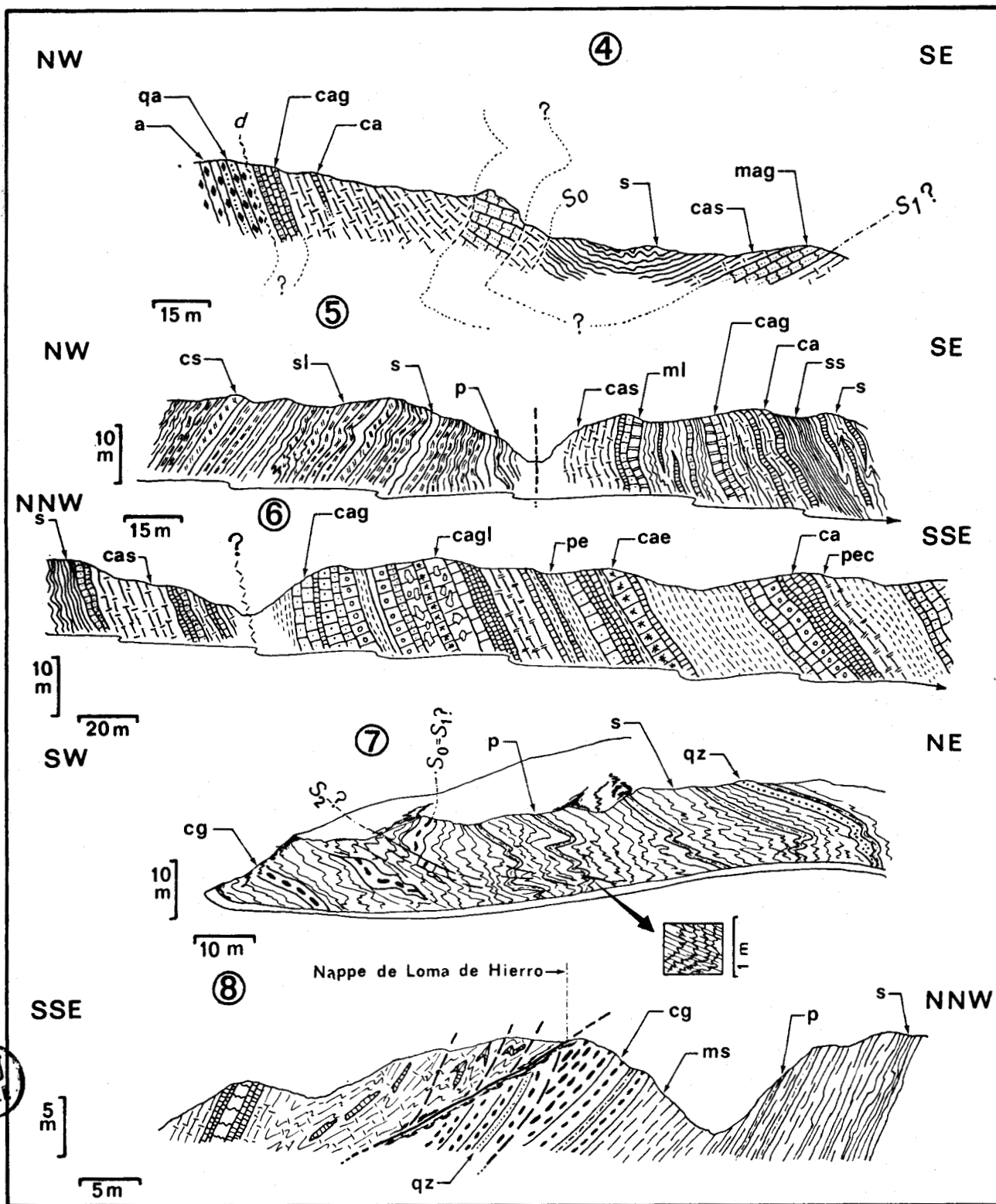


Fig. 100.- Coupes de détail du secteur La Magdalena-Sabaneta (suite); Nappe de Caucagua-El Tinaco.

Légende : a; amphibolite; ca. calcaire recristallisé en plaquettes; cag. calcaire gréseux recristallisé; cae. calcaire à débris d'Echinodermes; cagl. calcaire conglomératique recristallisé; cas. calcschistes; cg. méta-conglomérat; cs. chloritoschiste; mag. marbre légèrement gréseux; ml. calcaire silteux en laminites; ms. micaschiste; p. phyllades; pe. pélites; pec. pélites calcareuses; qa. quartzite micacée à amphibole; qz. quartzite; s. schiste; ss. séricitoschiste.

Fig. 100.- Cortes detallados del area La Magdalena-Sabaneta (continuación); Napa de Caucagua-El Tinaco.

Leyenda : a. anfíbolita; ca. caliza recristalizada, en capas delgadas; cag. caliza arenosa recristalizada; cae. caliza con fragmentos de Echinodermos; cagl. caliza conglomératica recristalizada; cas. esquistos calcareos; cg. metaconglomerado; cs. esquistos cloríticos; mag. mármol ligeramente arenosa; ml. caliza lutacea en laminitas; ms. mica-esquistos; p. filitas; pe. lutitas; pec. lutitas calcareas; qa. cuarcita micacea y anfíbolica; qz. cuarcita; s. esquistos; ss. esquistos sericitosos.

microstructural, l'échantillon analysé montre trois fabriques superposées si l'on considère que les liserés d'épidote représentent S-0 - S-1, la seconde et la troisième étant associées à un développement de mica ; le glaucophane serait associé à la première ou à la seconde phase.

c) Coupe d 4 (fig. 100) : la base de la Fm. Tucutunemo

Dans le secteur de Sacua Arriba, plusieurs carrières sont taillées dans un marbre noir affleurant de façon discontinue ; ces marbres et les calcschistes et schistes associés représentent la base de l'ensemble que j'attribue à la Fm. Tucutunemo ; ils reposent en contact normal sur les amphibolites (des coupes d 2 et d 3) attribuées au Gneiss de La Aguadita. La barre principale exploitée (notée mag) correspond à un marbre à grain fin dans lequel la schistosité est soulignée par des liserés noirs graphiteux et (ou) pyriteux ; cette roche contient de rares quartz détritiques et des fantômes de rhomboèdres pigmentés en brun (ankérite ?). Les cristaux de calcite, parfois légèrement déformés, incluent les liserés noirs indiquant une recristallisation postérieure à la schistosité. Cette dernière, que l'on retrouve (soulignée par de la séricite et des micas blancs) dans les calcschistes et schistes sous-jacents et sus-jacents (S 1 ?), apparaît localement orthogonale à la lithologie (Cf. interprétation sur la figure 100).

	G1-1		G1-2		G1-3	
Na2O	7.04	7.04	7.00	7.00	5.20	5.20
K2O	1.02	1.02	-	-	0.19	0.19
MnO	0.33	0.32	0.37	0.37	0.28	0.28
MgO	8.23	8.23	7.91	7.91	7.92	7.92
Al2O3	8.07	8.07	8.21	8.21	7.43	7.43
SiO2	57.75	57.75	57.00	57.00	56.20	56.20
FeO*	16.83	-	16.80	-	17.61	-
Fe2O3	-	18.71	-	18.68	-	19.58
CaO	0.64	0.64	0.66	0.66	0.60	0.60
TiO2	-	-	0.06	0.06	0.02	0.02
Autres	0.03	0.03	0.20	0.20	0.15	0.15
Total anhydre	99.94	101.82	98.21	100.09	95.59	97.56
Na	1.740	1.667	1.753	1.681	1.337	1.278
K	0.182	0.174	-	-	0.035	0.033
Mn	0.039	0.038	0.090	0.086	0.034	0.033
Mg	1.718	1.647	1.674	1.604	1.703	1.629
Al total	1.357	1.300	1.399	1.341	1.299	1.241
Al tétra	-	0.259	-	0.253	-	0.181
Si	8.079	7.741	8.080	7.747	8.178	7.819
Fe++	1.36	1.41	1.34	1.41	1.36	1.43
Fe+++	0.53	0.87	0.50	0.82	0.61	0.85
Ca	0.096	0.092	0.100	0.096	0.093	0.089
Ti	-	-	0.003	0.003	0.001	0.001

* Fe total sous forme FeO

Tableau VI.- Analyses à la microsonde électronique, d'amphiboles bleues du Gneiss de La Aguadita.

(Ech. CB-77-561)

Cuadro VI.- Análisis por microsonda electrónica de anfíboles azules del Gneis de La Aguadita.

(Muestra CB-77-561)

d) Coupe d 5

La série attribuée à la Fm. Tucutunemo, et dont la base vient d'être décrite, se développe vers le Sud-Ouest et présente les différentes séquences carbonatées, détritiques, volcaniques, décrites sur la coupe C 1 (fig. 96) ; la coupe d 5 (portion de la Qu. Onoto) offre de bons affleurements des deux premiers types de séquence (séricitoschistes, calcaires cristallins en plaquettes, calcschistes, calcaires silteux en laminites). Cette coupe permet de comparer la Fm. Tucutunemo avec des schistes attribués à la série de la Quebrada Curujujú. Le contact séparant les deux est -ici- une faille sub-verticale ; vers l'Est, ce contact apparaît cartographiquement normal ; toutefois, je ne l'ai pas observé directement sur le terrain.

e) Coupe d 6 : les couches de la Quebrada Onoto

En remontant la Quebrada Onoto en amont du "caserio" Sabaneta, on recoupe une succession de sédiments carbonatés, d'environ 250 m d'épaisseur, visible en continuité (Cf. coupe 6, fig. 100). Cet ensemble se distingue des séquences attribuées à la Fm. Tucutunemo par sa teinte claire (absence de matière organique ou de pyrite), par la présence de niveaux calcaro-siliceux à grain fin en plaquettes, et de conglomérats calcaires.

Cette succession -baptisée ici "Couches de la Quebrada Onoto"- repose en concordance géométrique (contact intime non observé) sur des calcschistes et calcaires cristallins noirs attribués à la Fm. Tucutunemo.

Les différentes lithologies des "Couches de la Qu. Onoto" (Cf. succession sur fig. 100, coupe 6) sont les suivantes :

- pélites et pélites calcaires finement schistosées (aspect de calcschistes) (notées pe et pec) ;
- calcaires recristallisés en plaquettes (notés ca) ; de teinte gris clair, ils montrent, en lame mince, une structure microsparitique, de rares grains de quartz (silt) et une légère schistosité ; ces calcaires s'enrichissent localement en quartz détritique pour donner des niveaux gréseux à microconglomératique (notés cag) ;
- conglomérats lithiques à ciment calcaire (ou calcaire conglomératique selon les proportions ciment-éléments) ; cette roche apparaît en bancs épais (plusieurs mètres) ; les éléments sont mal classés et montrent une orientation fruste (leur taille atteignant 5 cm). Il s'agit : de fragments de schistes (aspect satiné, sériciteux) verdâtres ou noirs, de quartz blanc généralement anguleux, de fragments de marbre-calcaire cristallin noir, de (rares) fragments de roche grenue mylonitique à quartz et plagioclase, de fragments de micaschistes montrant une microcrénelation postérieure à leur déformation propre (liée à la déformation du conglomérat lui-même) ; on observe également de petits fragments de métatuf ou métalave et des grains dispersés de spinelle chromifère. Le ciment calcaire, abondant, est de type sparitique (localement déformé) et montre de nombreux fantômes de débris biogènes : Echinodermes (dont entroques), Mollusques, Algues (Lithothamniées), et de nombreuses sections entières d'un Foraminifère benthique attribué, par BUTTERLIN à l'espèce *Sulcoperculina vermonti* (THIADENS), du Sénonien supérieur ;
- calcaires microconglomératiques à débris d'Echinodermes (notés cae) ; il s'agit d'un calcaire

biodétritique bien classé, de teinte gris clair, constitué essentiellement de débris d'Echinoderme apparaissant en fantômes au sein de cristaux de sparite ; on observe, dispersés dans le calcaire, de nombreux clastes millimétriques de quartzite, de micaschiste à petits micas blancs, de chlorite vert pâle (aspect de serpentinite) et de microdolérite altérée. Ces niveaux contiennent des exemplaires rares du Foraminifère mentionné précédemment.

Je n'ai pas observé, dans les couches de la Quebrada Onoto, d'indice de métamorphisme net (développement de séricite-mica blanc) ; seules de petites sections d'albite fraîche apparaissent dans certains débris calcaires, englobant des microcristaux de calcite ; ces albites peuvent être simplement diagénétiques (cf. *in* SCHOLLE, 1978).

f) Coupes d 7 et d 8 : le conglomérat de Charallave

Le secteur compris entre Charallave, Sabaneta et Quebrada de Cua (fig. 91) est parsemé, tant sur les pentes que dans les fonds de ravine, de blocs parfois plurimétriques d'une roche très résistante à l'altération (cf. AGUERREVERRE et ZULOAGA, 1937 ; SMITH, 1953) et d'aspect caractéristique. Il s'agit d'un conglomérat schistosé à dragées de quartz noir (fumé) et ciment quartzitique blanchâtre ; la taille des dragées de quartz varie de quelques millimètres à environ un centimètre. Ces conglomérats sont associés à des schistes très altérés qui sont, durant la saison des pluies, le siège de glissements superficiels permanents vers le Sud-Est, alimentant la portion occidentale du graben de Santa Lucia-Ocumare del Tuy. Sur la coupe 7, on observe une série de schistes présentant localement l'aspect en laminites (sombres et claires) décrit le long de la coupe d 1. Ces schistes sont intercalés de minces niveaux (quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres) de quartzophyllade à petits micas blancs, de niveaux (de même épaisseur que les précédents) de quartzite et de couches ou lentilles de 1 m à

	Lw-1	Lw-2	Lw-3	Gr-1	Gr-2
Na2O	0.04	- -	0.01	0.08	0.09
K2O	0.01	-	0.01	-	0.01
MnO	0.06	0.07	0.04	1.15	0.77
MgO	2.01	0.03	-	3.14	3.49
AL2O3	29.95	31.73	31.52	21.76	22.85
SiO2	37.14	39.63	39.73	39.01	40.69
FeO*	4.55	0.29	0.23	32.56	32.25
CaO	13.71	16.69	17.07	-	-
TiO2	0.09	-	-	0.04	0.02
Autres	0.79	0.18	0.05	0.31	0.01
Total anhydre	88.35	88.62	85.66	98.04	100.18
Na		-	-	0.01	0.01
K		-	-	-	-
Mn		0.003	0.002	0.075	0.050
Mg		0.002	-	0.361	0.400
Al		1.968	1.955	1.998	2.117
Si		2.044	2.050	3.008	3.128
Fe		0.013	0.010	2.153	2.085
Ca		0.947	0.944	-	-

Tableau VII.- Analyses à la microsonde électronique de lawsonite et grenat; Schistes de Tinapú (lw. lawsonite; gr. grenat almandin). (Ech. CB-77-473)

Cuadro VII.- Análisis por microsonda electrónica de lawsonita y granate; Esquistos de Tinapú (lw. lawsonita; gr. granate almandino). (Muestra CB-77-473)

*Fe total sous forme FeO

plusieurs mètres d'épaisseur, de conglomérat. Au sein de chaque niveau conglomératique, je n'ai pas observé de variation granulométrique nette. Une forte schistosité doublée d'une linéation d'étirement affecte ces niveaux parallèlement aux limites de banc (S l parallèle à S O ?) ; à cette fabrique se superpose une autre schistosité qui tronque les bancs de conglomérat (cf. fig. 100).

On observe, en lame mince :

- des clastes arrondis (étirés) composés d'un petit nombre de cristaux de quartz fortement suturés, des clastes de quartzite (ou quartzolite ?) à grain fin et structure mylonitique, des clastes de quartzite rubannée à petits micas blancs ;

	Pa-1	Pa-2	Ph-1	Ph-2	Ph-3
Na2O	6.76	7.13	0.49	0.50	0.57
K2O	0.60	0.65	8.44	9.18	9.04
MnO	-	0.09	0.11	0.05	0.13
MgO	0.07	0.25	3.42	3.04	4.35
Al2O3	38.92	39.10	27.92	28.73	25.41
SiO2	48.13	48.56	53.45	51.08	49.86
FeO*	0.12	0.23	2.21	1.55	4.41
CaO	0.20	0.18	0.12	0.01	0.12
TiO2	-	-	0.12	0.11	0.02
Autres	0.09	-	-	-	0.19
Total anhydre	94.90	96.18	96.30	94.27	94.09
Na	1.516	1.581	0.112	0.117	0.143
K	0.097	0.104	1.392	1.561	1.645
Mn	-	0.001	0.012	0.005	0.016
Mg	0.013	0.047	0.659	0.603	0.924
Al	5.934	5.900	4.328	4.592	3.595
Si	6.106	6.096	6.894	6.792	7.097
Fe ++	0.013	0.024	0.239	0.173	0.526
Ca	0.027	0.024	0.016	0.001	0.015
Ti	-	-	0.012	0.005	0.001

Tableau VIII.- Analyses à la microsonde électronique de micas blancs: Schistes de Tinapú (pa. paragonite; ph. phengite). (Ech. CB-77-473)

Cuadro VIII.- Análisis por microsonda electrónica de mica blancos; Esquistos de Tinapú (pa. paragonita; ph. fengita). (Muestra CB-77-473)

*Fe total sous forme FeO

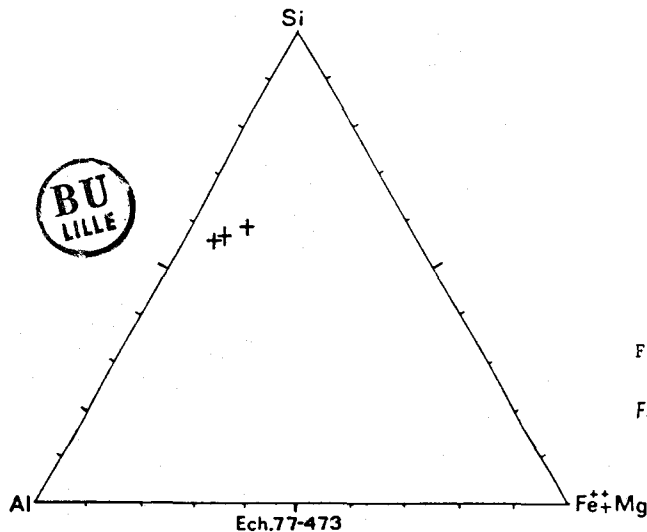


Fig. 101.- Composition de phengites des Schistes de Tinapú dans le diagramme Si-Al-Fe+Mg.

Fig. 101.- Fengitas de los Esquistos de Tinapú en el diagrama Si-Al-Fe+Mg.

- un ciment parfois très réduit (clastes jointifs) composé de quartz microcristallin suturé et d'une proportion variable (parfois nulle) de mica blanc, minéraux opaques et chlorite (mica altéré ?).

L'ensemble schistes-niveaux compétents (globalement appelé Conglomérat de Charallave) présente généralement un plongement vers le Nord-Ouest (cf. coupe d, fig. 92). L'affleurement 8 -de taille réduite et situé immédiatement sous le contact basal de la Nappe de Loma de Hierro- montre quelques mètres de conglomérat déformé, passant en continuité à des schistes et quartzophyllades identiques à celles de la série de la Quebrada Curujujúl. Ce conglomérat diffère toutefois légèrement de celui décrit dans le secteur-type ; en plus des clastes de quartz et quartzite, on y observe des éléments d'une roche ignée cataclasée à quartz et plagioclase, des éléments de schiste à sphène et épidote, et des éléments de quartzite à mica blanc ; par ailleurs, le ciment contient des micas blancs, de la chlorite (mica altéré ?) et de rares restes de grenats partiellement transformés en chlorite et épidote (grenat détritique ? ou correspondant à un métamorphisme du conglomérat ?). L'observation dans un échantillon (77-473) de lawsonite a conduit à une analyse à la microsonde électronique. Celle-ci a confirmé la présence d'almandin (tabl. VII), de lawsonite (tabl. VII) ; elle a, par ailleurs, révélé la présence de paragonite (tabl. VIII) à côté de phengites (tabl. VIII et fig. 101). Les paragonites apparaissent rares et probablement antérieures aux phengites.

6.- Le secteur de La Candelaria

La piste qui part de La Candelaria en direction de l'Ouest (vers Villa de Cura) recoupe (cf. fig. 102) des sédiments et volcanites épimétamorphiques que j'attribue à la Fm. Tucutunemo ; sur la coupe 1 (fig. 103), on retrouve (sous le contact basal de la Nappe de Loma de Hierro) des schistes, des schistes verts et des laves épimétamorphiques. Le long des coupes 2

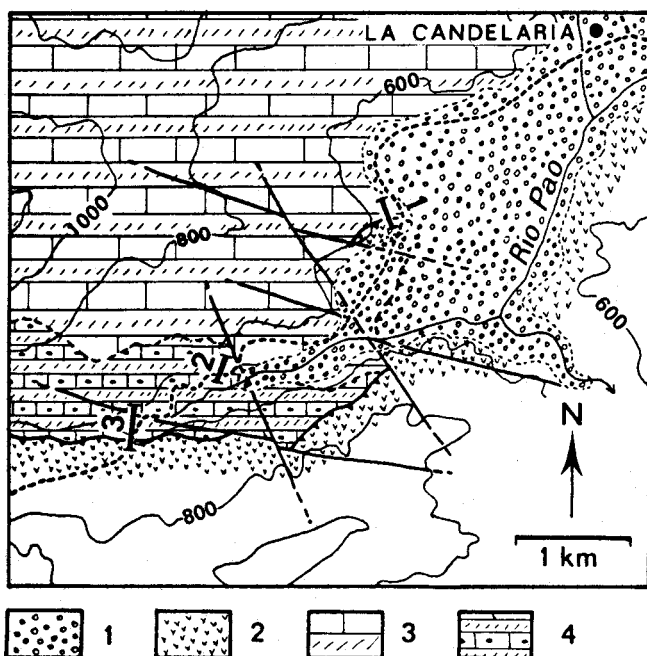


Fig. 102.- Localisation des coupes du secteur de La Candelaria.

Légende : 1. Quaternaire ; 2. Nappe de Loma de Hierro ; 3. calcschistes, schistes, calcaires cristallins, métavolcanites (Fm. Tucutunemo) ; 4. schistes, calcaires conglomératiques, laves basiques en coulées et en coussins.

Fig. 102.- Ubicación de los cortes del área de La Candelaria.

Leyenda : 1. Cuaternario ; 2. Napa de Loma de Hierro ; 3. esquistos calcareos, esquistos, caliza recristalizada, rocas metavolcánicas (Fm. Tucutunemo) ; 4. esquistos, calizas conglomeráticas, lavas básicas en flujos y amohadillas.

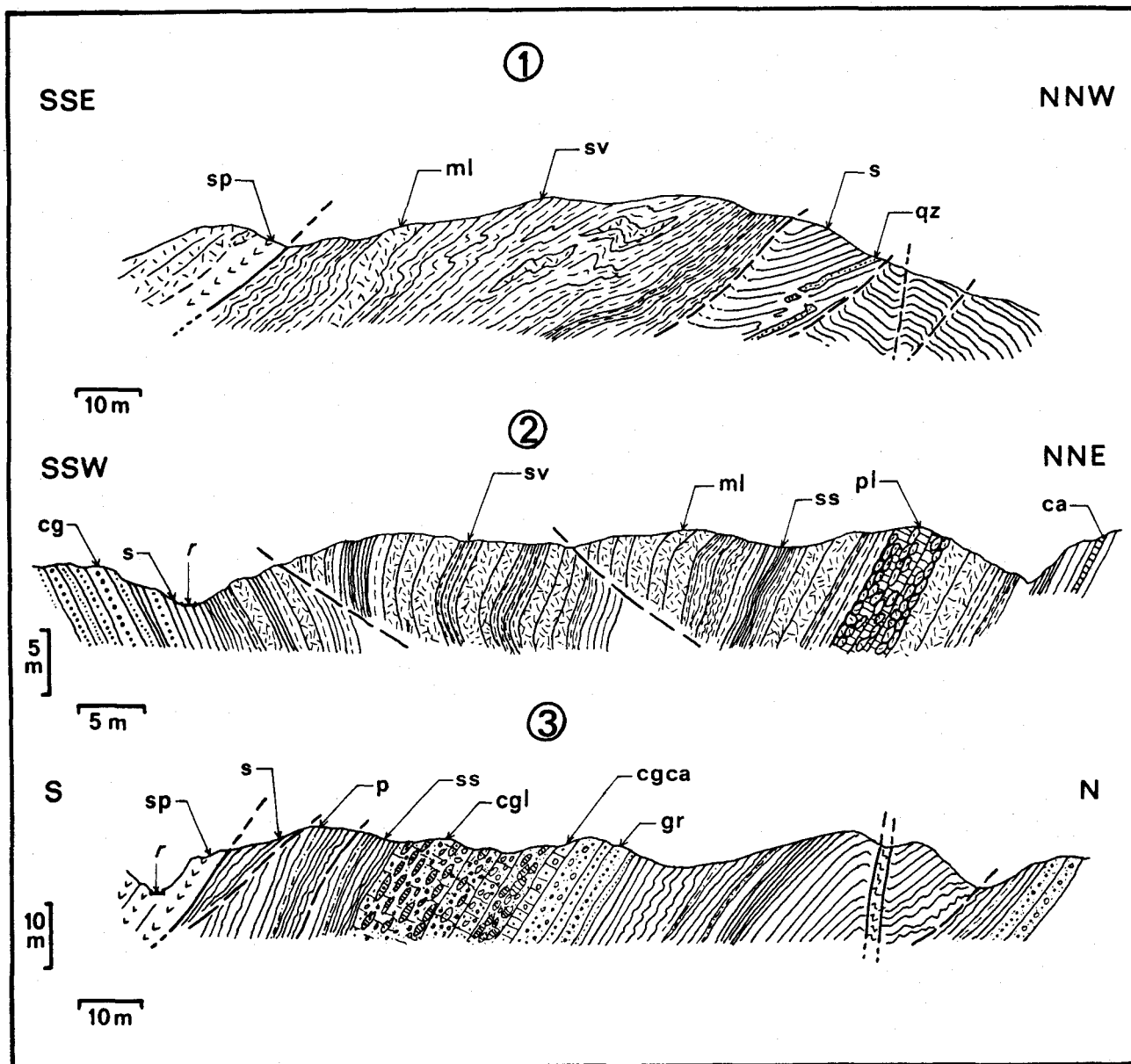


Fig. 103.- Coupes de détail du secteur de La Candelaria; Nappe de Caucagua-El Tinaco.

Légende : ca. calcaire noir en plaquettes; cg. conglomérat, métaconglomérat quartzique; cgca: conglomérat calcaire; cgl. conglomérat lithique calcaire; gr. graywacke, métagraywacke; ml. laves, métalaves; p. phyllades; pl. laves en coussins à matrice calcaire; qz. quartzite, grès quartzique; s. schiste; sv. schistes verts (métatufs); ss. séricitoschistes.

Fig. 103.- Cortes detallados del area de La Candelaria; Napa de Caucagua-El Tinaco.

Leyenda : ca. caliza negra en capas delgadas; cg. conglomerado, metaconglomerado cuarzosos; cgca. conglomerado calcáreo; cgl. conglomerado lítico calcareo; gr. graywaka-metagraywackas; ml. lavas, metalavas, básicas; p. filitas; pl. lava almohadillada con cemento de caliza; qz. cuarcita, arenisca cuarzosa; s. esquistos; sv. esquistos verdes (metatobas); ss. esquistos sericitosos.

et 3 (fig. 103), on observe des séquences sensiblement différentes des trois types décrits dans la Fm. Tucutunemo plus vers l'Est (cf. supra) ; cette différence se marque dans la lithologie, le degré de métamorphisme (plus faible) et la déformation (plus faible également). Je n'ai pas observé le contact (ou la zone de transition ?) entre ces derniers niveaux -que j'appelle "Couches de La Candelaria"- et les séquences sous-jacentes ; une concordance apparaît cartographiquement.

a) Coupe 2

En plus de minces niveaux carbonatés (notés ca) et d'intervalles schisteux (notés s et ss), localement d'aspect satiné (sériciteux ?), on observe :

- d'épaisses séquences de lave basique (notées ml), de teinte vert sombre, aphyrique à légèrement porphyrique, et d'aspect aphanitique ou doléritique à grain fin ; ces niveaux montrent localement une schistosité de fracture fruste. Deux types de roche dominant ; elles montrent respectivement en lame mince :

- une structure microdoléritique intersertale à microlithique, légèrement porphyrique à phénocristaux (millimétriques) de plagioclases peu altérés et à extrémités parfois d'aspect "squelettique" ; le reste de la roche se compose de microlithes de plagioclases "squelettiques" altérés et de nombreuses "gerbes" d'actinote (remplacement de ferromagnésien), le tout sur un "fond" composé d'agrégats microcristallins très réfringents (épidote), de nombreuses plages de chlorite verte (magnésiennes), de calcite (1 à 2 %) et de minéraux opaques ;
- une structure doléritique subophitique à ophitique à grain fin associant environ 35 à 40 % de clinopyroxènes (sains, incolores, souvent mâclés et localement transformés en actinote à leur périphérie) et de plagioclases (en quantité équivalente) généralement trapus et peu altérés (An 40/45 % déterminé optiquement). Les clinopyroxènes sont parfois en phénocristaux ou en agrégats phénocristallins de trois ou quatre individus. Une fraction faible de la roche (10 à 15 %) est transformée en agrégats d'épidote micricristalline, de chlorite verte (magnésienne) et, localement, d'actinote ; la calcite étant peu abondante (1 à 2 %). Localement, des prismes d'épidote (pistachite) se développent à partir d'agrégats microcristallins du même minéral (transformation par métamorphisme léger à partir d'épidote de spilitisation ?).

Ces laves apparaissent nettement moins transformées que celles observées sur les affleurements attribués à la Fm. Tucutunemo. Deux échantillons doléritiques (T-79-113 et T-79-114) ont été l'objet d'études géochimiques, réalisées par D. GIRARD; les résultats en seront discutés à la fin du chapitre III, dans un paragraphe consacré au volcanisme créacé des Nappes d'Aragua ;

- une séquence de laves en coussins à matrice de calcaire gris bleuté recristallisé (notées pl) ; ces pillow-lavas montrent, en lame mince, une structure microdoléritique légèrement porphyrique (petits phénocristaux de plagioclases) et une transformation quasi totale de la paragenèse primaire. L'interpénétration lave-calcaire (observée également en lame mince) montre que la mise en place est contemporaine du dépôt ;

- une séquence détritique grossière (notée cg), composée de conglomérat (à éléments de 0,5 cm maximum), microconglomérats et grès, l'ensemble à dominante quartzique mais souvent graywackeux, arkosique et lithique ; les faciès les plus grossiers montrent, à l'oeil nu, des clastes de quartz parfois noir, de feldspath, de roche grenue claire et de ferromagnésiens altérés ; en lame mince, on observe, en outre, des débris chloriteux (anciens micas), des fragments à structure doléritique, les clastes de feldspath correspondant à des plagioclases. Le ciment est constitué de calcite à fantômes sombres bioclastiques et d'une fraction argilo-silteuse légèrement recristallisée (en feuillets sériciteux ?).

b) Coupe 3

Aux laves et microconglomérats qui viennent d'être décrits, s'ajoute (coupe 3, fig. 103)



une séquence conglomératique calcaire ; on observe, au-dessus d'un niveau de graywacke arkosique (noté gr) :

- un banc de conglomérat à ciment calcaire et gros éléments de calcaire noir (jusqu'à 50 cm) ; dans le ciment sont dispersées des dragées de quartz blanc ; le calcaire remanié montre, en lame mince, une sparite à grain fin intercalée de lentilles microsparitiques sombres (bioturbations ?) ; des clastes (de plusieurs millimètres) de quartz, de roche grenue à quartz et plagioclase et des débris biogènes (dont des fragments échinodermiques) s'intercalent dans ce calcaire sous forme de lentilles de 1 à 2 cm d'épaisseur (micro-slumps ?) ; le ciment du conglomérat est semblable à ces passées grossières, ce qui suggère un caractère intraformationnel pour le conglomérat ;
- 15 à 20 m d'un conglomérat à ciment calcaire et gros éléments de calcaire gris à dragées de quartz gris ou noir ; ces éléments (atteignant 50 cm dans leur plus grande dimension) sont aplatis et disposés parallèlement à une schistosité fruste elle-même parallèle à la stratification d'ensemble (cf. coupe 3, fig. 103) ; en plus des calcaires à dragées de quartz (cf. paragraphe précédent), j'ai observé dans ce niveau un élément (métrique) de calcaire conglomératique à débris métavolcaniques et un élément de calcaire noir graphiteux et (ou) pyriteux, schistosé ; ce dernier montre en lame mince, une accumulation de Foraminifères planctoniques recristallisés et étirés (auxquels s'ajoutent, peut-être, des Radiolaires calcifiés ?) ; il s'agit de tests et fragments de tests à loges ovoïdes ou sphériques, certaines sections évoquant des *Hedbergella* sp. ou des *Ticinella* sp.

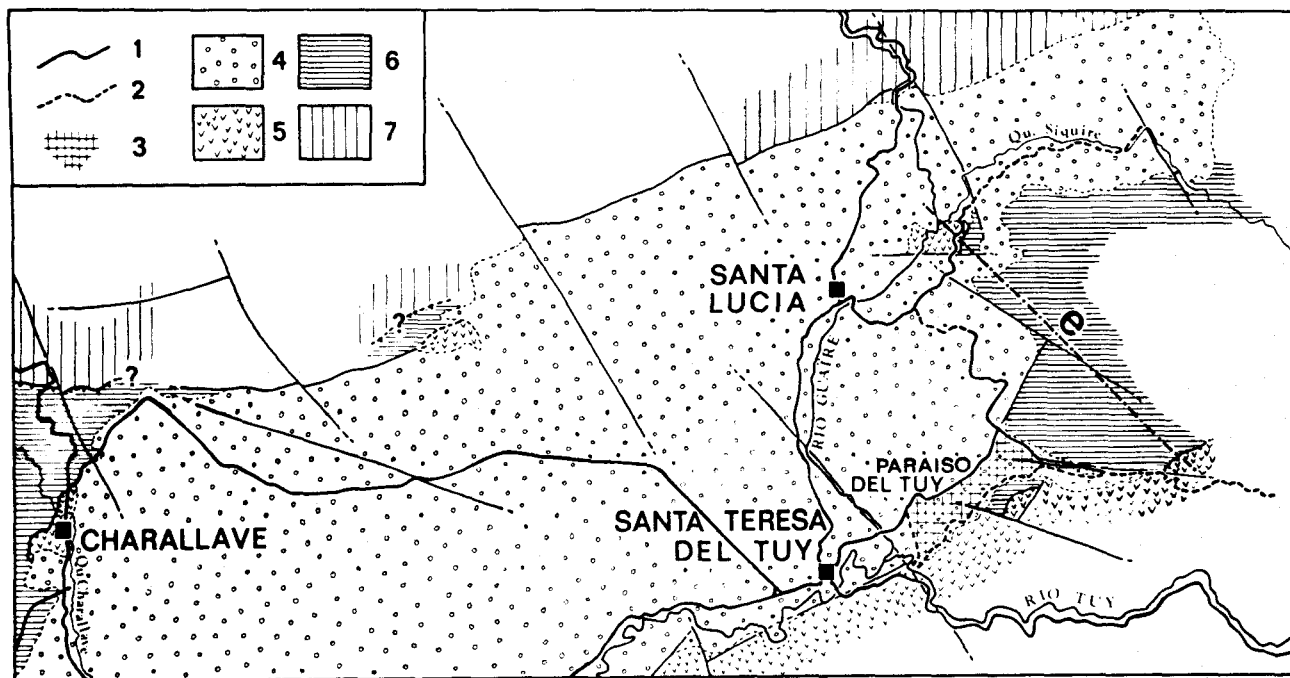


Fig. 104.- La Nappe de Caucagua-El Tinaco sur le rebord Est du Graben du Tuy moyen; localisation des affleurements et voies d'accès.

Légende : 1. route; 2. piste; 3. Zone Industrielle du Paraiso del Tuy; 4. Néogène-Quaternaire; 5. Nappe de Loma de Hierro; 6. Nappe de Caucagua-El Tinaco; 7. Zone de la Cordillère Côtière.

Fig. 104.- La Napa de Caucagua-El Tinaco en la ladera Este del Graben del Tuy medio; ubicación de los afloramientos y vías de acceso.

Leyenda : 1. carretera; 2. carretera de tierra; 3. Zona Industrial del Paraiso del Tuy; 4. Neogeno-Cuaternario; 5. Napa de Loma de Hierro; 6. Napa de Caucagua-El Tinaco; 7. Zona de la Cordillera de la Costa.

Le niveau conglomératique, dans son ensemble, apparaît plutôt comme intraformationnel (caractères communs aux éléments et au ciment) avec, toutefois, une fraction exogène (calcaire noir planctonique, calcaire à débris volcaniques).

7.- La bordure sud-orientale du Graben de Santa Lucia-Ocumare del Tuy

Afin de compléter les études réalisées dans la région La Victoria-Chavallave (fig. 91), des observations ont été effectuées sur le rebord sud-oriental de la dépression néogène-quaternaire dite du "Tuy moyen" représentée partiellement sur la figure 104. SEIDERS (1965) signale, à l'Est de Santa Lucia, des affleurements du Gneiss de La Aguadita. La cartographie et la structure générale (cf. carte géologique et coupe e, fig. 105) diffèrent sensiblement de celles proposées par SEIDERS (1965). On retrouve dans ce secteur des schistes, phyllades et schistes verts identiques appartenant à la série de la Qu. Curujujúl (cf. fig. 106, coupe 2) et des affleurements de Gneiss de La Aguadita. Le développement de la zone industrielle du Paraiso del Tuy (cf. fig. 104) a conduit à l'existence d'affleurements frais, dont les coupes e 1 et e 2 (fig. 106).

Je soulignerai deux particularités visibles le long de la coupe e 1 :

- le Gneiss de La Aguadita y présente de nombreux niveaux de quartzites rubannées (à structure mylonitique) de deux types : à amphibole (hornblende vert brunâtre) et à épidote (pistachite, clinozoïsite en agrégats microcristallins et prismes bien développés) ;

- un gneiss oillé à grain fin apparaît intercalé dans les amphibolites et quartzites ; une coloration au cobaltinitrite de Na fait apparaître des feldspaths potassiques de 1 à 2 mm ; cette roche est foliée et oillée, à grain homogène et très claire. En lame mince, on observe

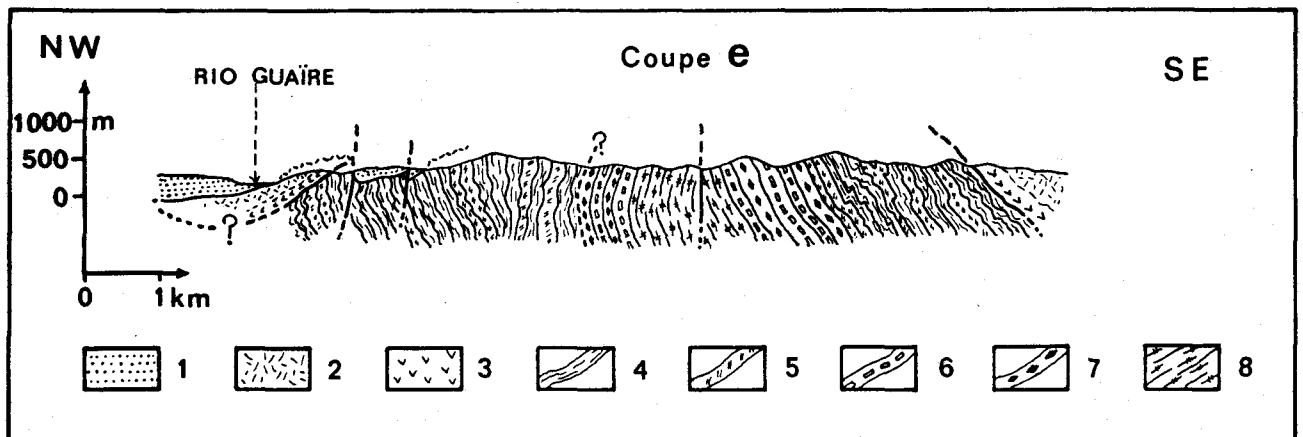


Fig. 105.- Coupe transversale schématique de la Nappe de Cauagua-El Tinaco sur le versant Est du Graben du Tuy moyen (coupe e).

Légende : 1. Plio-Quaternaire; 2. métalaves basiques; 3. serpentinite, péridotite serpentinisée; 4. micaeschistes, schistes et phyllades; 5. chloritoschistes (métatufs); 6. gneiss et quartzites rubannées, micaeschistes; 7. amphibolites, quartzites à amphiboles; 8. gneiss à feldspath potassique (ancien granite ?).

Fig. 105.- Corte transversal esquemático de la Napa de Cauagua-El Tinaco en la Ladera Este del Graben del Tuy medio (corte e).

Leyenda : 1. Plio-Cuaternario; 2. metalavas básicas; 3. serpentinita, peridotita serpentinizada; 4. micaesquistos, esquistos y filitas; 5. esquistos cloritosos (metatobas); 6. gneis y cuarcitas bandeadas, micaesquistos; 7. anfibolitas, cuarcitas con anfiból; 8. gneis con feldespato potásico (granito transformado ?).

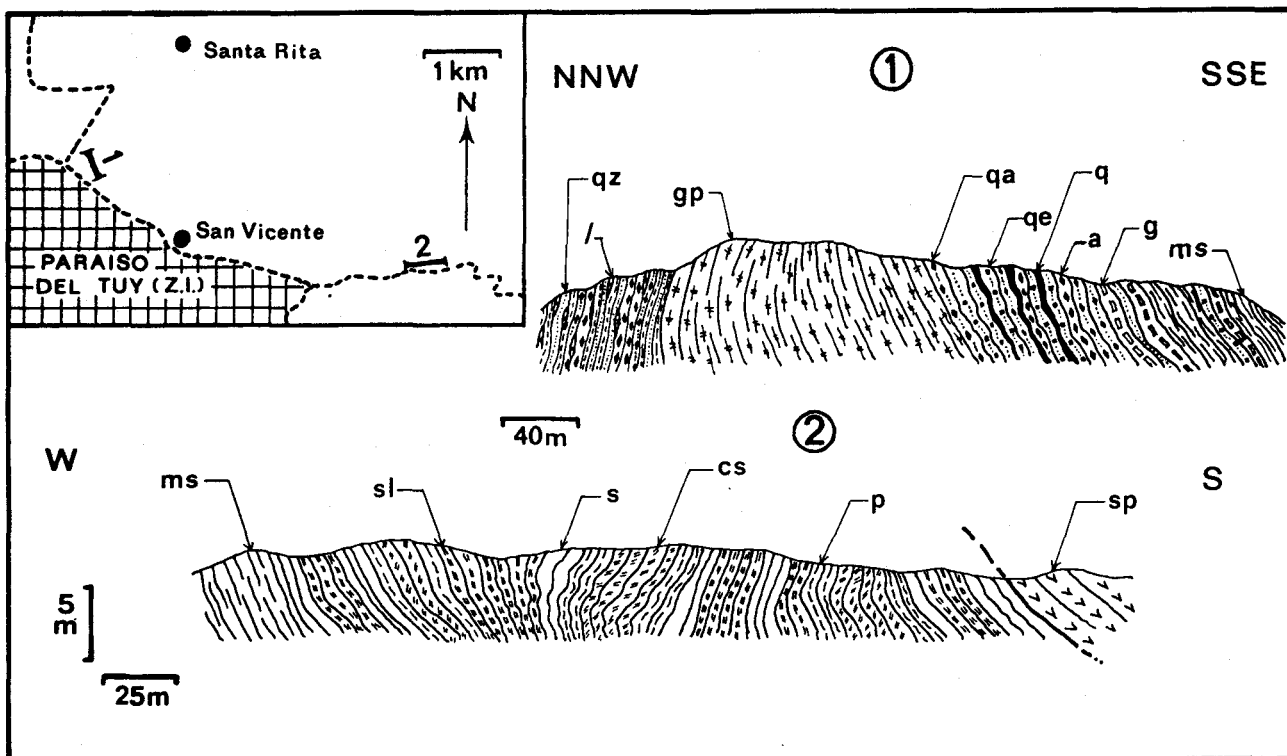


Fig. 106.- Affleurements du Complexe d'El Tinaco à l'Est de Santa Teresa del Tuy; Nappe de Caucaagua-El Tinaco.
Légende : a. amphibolite; cs. chloritoschiste; g. gneiss albitique; gp. gneiss à feldspath potassique (ortho-
 gneiss ?), ms. micaesquiste à mica blanc; p. phyllade; q. quartzolite; qa. quartzite à amphibole; qe. quartzite
 rubannée à épidote; qz. quartzite rubannée à mica blanc; s. schistes; sp. serpentinite schistosée; sl. schistes
 et phyllades sombres en laminites; l. lentilles de quartzite rubannée à mica blanc.

Fig. 106.- Afloramientos del Complejo de El Tinaco al Este de Santa Teresa del Tuy; Napa de Caucaagua-El Tinaco.
Leyenda : a. anfíbolita; cs. esquistos cloritosos; g. gneis albitico; gp. gneis con feldespato potásico (orto-
 gneis ?); ms. micaesquisto con mica blanco; p. filitas; s. cuarzolita; qa. cuarcita con anfíbol; qe. cuarcita
 bandeada con epidota; qz. cuarcita bandeada con mica blanco; s. esquistos; sp. serpentinita escamosa; sl. es-
 quistos y filitas oscuros en laminitas; l. lentes de cuarcita bandeada con mica blanco.

du quartz à contours suturés en lentilles microcristallines ou en "plattenquartz" (40 à 50 % de la roche), des feldspaths potassiques également déformés et fragmentés (30 à 35 % de la roche) localement perthitiques et à macle de microcline, et des plagioclases fortement altérés et déformés. La fraction ferromagnésienne est représentée par de grandes muscovites très déformées (primaires ?) et des liserails de micas blancs de petite taille associés à de la séricite (remplacement probable des plagioclases). Cette roche, par son aspect d'ensemble, sa structure et sa composition, correspondrait à un granite transformé ; elle sera désignée sous le nom de "gneiss granitique de San Vicente".

8.- Résumé et discussion

a) Succession stratigraphique

Compte tenu des relations observées entre les différents ensembles distingués et décrits précédemment, du degré de métamorphisme et de déformation qu'ils présentent et des (très rares) données biostratigraphiques, la succession suivante est proposée (cf. également fig. 107), de bas en haut :

- le Gneiss de La Aguadita ; ensemble de paragneiss rubannés, à albite-muscovite-épidote, quartzites à muscovite et (ou) à amphibole, amphibolite et micaschistes ; compte tenu de l'âge isotopique donné par OLMETA (1968 *in* MARTIN-BELLIZZIA, 1968), cet ensemble aurait un âge anté-Trias supérieur ; il serait affecté par un métamorphisme Trias supérieur (amphiboles datées) lui-même suivi par une mylonitisation et un métamorphisme à effet rétrograde ;

- les schistes de la Quebrada Curujujúl ; ensemble de schistes, chloritoschistes, schistes verts à épidote, quartzophyllades et métaconglomérats ; cette série apparaît en contact normal et apparemment transitionnel avec la série précédente (coupe d 1, fig. 99 ; coupe c 2, fig. 96) ; néanmoins, seule une étude détaillée des microfabriques et du métamorphisme pourrait confirmer l'absence ou la présence d'une discordance masquée par des événements postérieurs ; notons que les pyroxénolites et les hornblendites ne s'observent pas dans ces schistes ;

- le Conglomérat de Charallave ; ensemble de schistes intercalés de quartzites et conglomérats à dragées de quartz ; cette formation présente des similitudes de métamorphisme et de déformation (visible surtout dans les niveaux durs) avec les schistes de la Qu. Curujujúl ; la coupe d 8 (fig. 100) et des observations identiques faites le long de la Qu. Charallave me conduisent à placer -à titre d'hypothèse- le Conglomérat de Charallave en contact normal et transitionnel avec les Schistes de la Qu. Curujujúl ; les trois premiers éléments de la colonne (cf. fig. 107) formeraient un ensemble (continu ?) à valeur de "socle" pour les séries sus-jacentes ; je garderai cette appellation et parlerai de "couverture" pour les ensembles suivants ;

- la Formation Tucutunemo ; ensemble de schistes, calcschistes, calcaires graphiteux parfois légèrement dolomitiques et (ou) ankéritiques, et laves et tufs basiques (composant mineur) ; cette formation repose en contact normal sur le Gneiss de La Aguadita (coupe d 4, fig. 100), sur les Schistes de la Qu. Curujujúl (coupe c, fig. 92 et carte), sur la Diorite de Guacamaya (cf. carte, secteur de El Limón) ; la Fm. Tucutunemo apparaît discordante sur la trilogie sous-jacente (cf. *supra*) ; elle ne présente pas la mylonitisation intense observable dans les amphibolites, gneiss, quartzites et conglomérats de cette dernière. Je n'ai pas acquis de donnée biostratigraphique concernant cette formation à laquelle MENENDEZ (1966) attribue un âge Crétacé supérieur. Un échantillon de calcaire noir provenant de la Qu. Paracotos (confluent avec la Qu. Mesia ; cf. fig. 91 et carte) montre, en lame mince, des restes d'organismes recristallisés et pyritisés. BEAUVAIS a confirmé la présence de fragments de Madréporaires trop mal conservés pour une étude détaillée ; POIGNANT a confirmé la présence d'Algues rouges mal conservées. Une datation absolue, par la méthode K/Ar sur roche totale, a été réalisée par BELLON sur un échantillon (CB-77-329) de métavolcanite massive peu schistosée provenant de la Qu. Caiguíta (1 km en contrebas de La Esperanza ; cf. fig. 91) ; l'âge obtenu est de 74 M.A. avec une incertitude évaluée à $\pm 10\%$ (soit le Campanien ; cf. ODIN et KENNEDY, 1982). Il s'agit probablement d'un âge de métamorphisme postérieur à l'émission (cf. discussion à la fin du chapitre IV) concernant l'ensemble du magmatisme crétacé des Nappes d'Aragua. Mac LACHLAN *et al.* (1960) définissent au sein de la Fm. Tucutunemo le Membre Los Naranjos correspondant à la portion intercalée de volcanites, considérée par ces auteurs comme basale. Mes observations ne m'ont pas permis de confirmer cette hypothèse ; en particulier, la coupe d 4 (fig. 100) et sa prolongation vers le Sud-Est montrent plusieurs centaines de mètres de méta-sédiments sans intercalation volcanique ou volcano-dérivée ;

- les Couches de la Candelaria ; elles reposent sur la Fm. Tucutunemo en concordance géométrique ; les différences minimales de déformation (et éventuellement de métamorphisme) laissent ouvert le problème de l'existence ou de l'absence d'une continuité stratigraphique. Les laves paraissent nettement moins transformées que celles échantillonnées au sein de la Fm. Tucutunemo ; les calcaires remanient des éléments d'âge Crétacé (inférieur ? supérieur ?). Un échantillon particulièrement frais (CB-79-114) a fait l'objet d'une datation absolue, réalisée par BELLON ; l'âge turonien-coniacien (88 M.A. ± 10 %) obtenu correspondrait à l'âge réel du volcanisme ou de la spilitisation (cf. discussion en fin de chapitre) ;

- les Couches de la Quebrada Onoto ; succession carbonatée et détritico-grossière, cette série repose sur la Fm. Tucutunemo en discordance probable (cf. coupe d 6, fig. 100) sur les termes sous-jacents pour les raisons suivantes : les Couches de la Qu. Onoto montrent une différence nette de métamorphisme et de déformation avec les niveaux immédiatement sous-jacents ; elles remanient des éléments appartenant à la Fm. Tucutunemo et aux métamorphites sous-jacents à cette dernière ; enfin, ces niveaux sont datés du Sénonien supérieur ; l'existence dans un autre secteur, d'une formation intercalée entre la Fm. Tucutunemo et les Couches de la Qu. Onoto (les Couches de La Candelaria) introduit une discordance au moins cartographique.

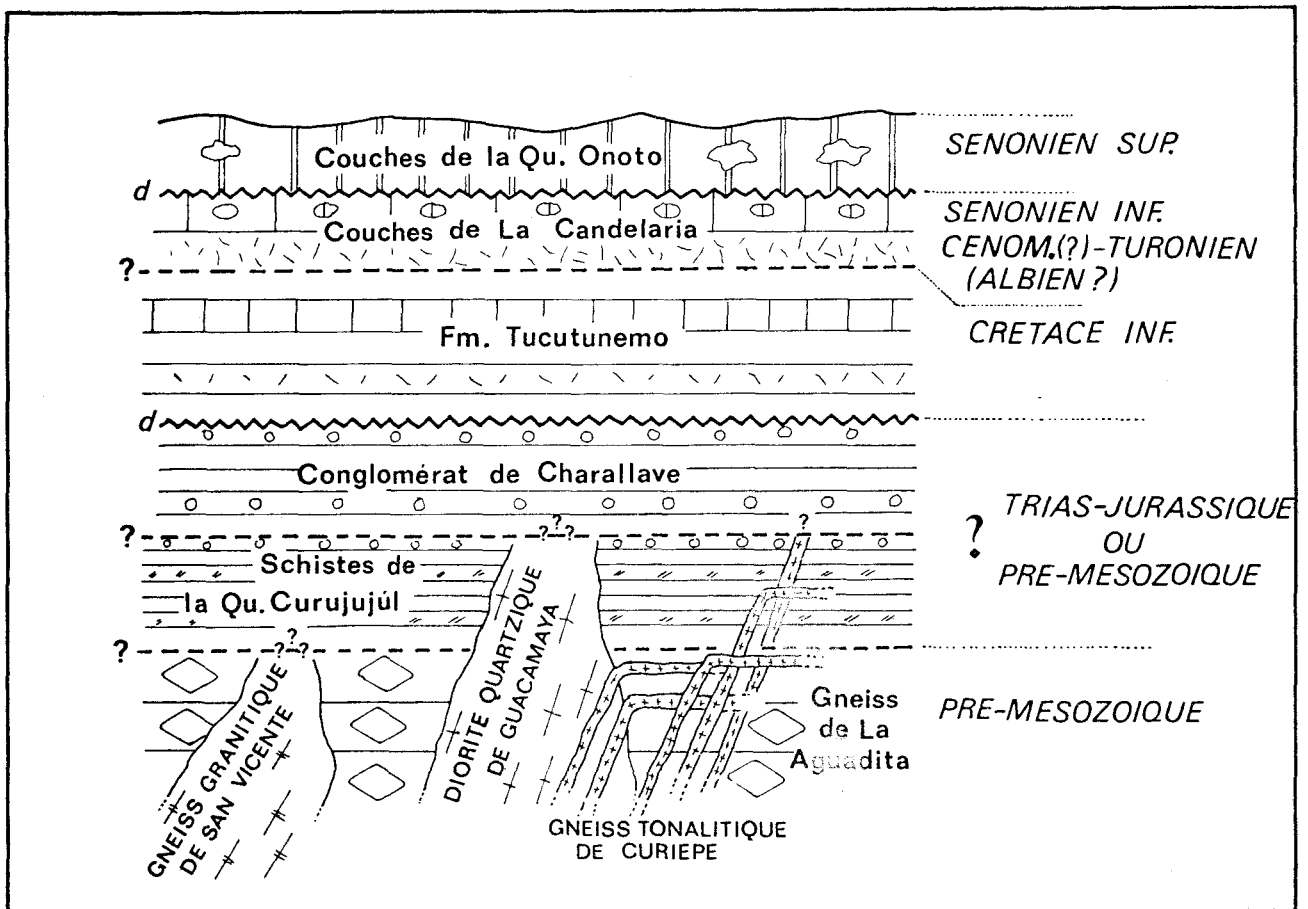


Fig. 107.- Stratigraphie résumée de la Nappe de Cauagua-El Tinaco en Aragua oriental-Miranda occidental. (d. discordance).

Fig. 107.- Cuadro estratigráfico simplificado de la Napa de Cauagua-El Tinaco en Aragua oriental-Miranda occidental. (d. discordancia).

b) Les différents ensembles plutoniques

La Diorite de Guacamaya et le Gneiss Tonalitique de Curiepe sont observables intrusifs dans le Gneiss de La Aguadita et les Schistes de la Qu. Curujujúl. Le gneiss granitique de San Vincente est observable au sein du Gneiss de La Aguadita. Par ailleurs, les filons de tonalite sont (ainsi que de nombreux filons de quartzite) localement intrusifs dans la diorite quartzique ; je n'ai toutefois pas observé de figures de bordure figée ; ce fait, ainsi que les affinités magmatiques de ces deux ensembles sont des arguments pour considérer ces deux types d'intrusions comme subcontemporaines. A la différence, je n'ai observé ni tonalite, ni diorite quartzique sur le versant Sud-Est du graben de Santa Lucia-Ocumare del Tuy ; plus vers l'Est encore, SEIDERS (1965) ne signale pas de roche plutonique.

Il faut noter également que les trois types des roches plutoniques mentionnées ont subi une mylonitisation très forte (déformation cisailante avec linéation d'étirement et foliation mylonitique) ainsi qu'un métamorphisme postérieurs ; il en est de même pour les amphibolites, gneiss et quartzites encaissants. Un autre fait qu'il me paraît important de souligner est la différence de composition nette entre le Gneiss Granitique de Curiepe et l'ensemble diorite quartzique-tonalite-trondhjémite constitué par les autres éléments intrusifs.

c) Correspondance entre la succession proposée et les unités lithostratigraphiques distinguées par MacLACHLAN et al. (1960) et SEIDERS (1965) (cf. carte)

MacLACHLAN et al. (1960) ont cartographié l'ensemble des niveaux à intercalations volcaniques ou volcanodérivées comme Membre Los Naranjos de la Fm. Tucutunemo, et comme Fm. Tucutunemo le reste des niveaux métasédimentaires ; dans la cartographie que je propose, une partie seulement est attribuée à la Fm. Tucutunemo, le reste est attribué à la série de la Qu. Curujujúl et, plus localement, aux couches de la Qu. Onoto et de La Candelaria.

Les portions à micaschistes, gneiss, et amphibolites, attribuées par MacLACHLAN et al. (1960) à la Fm. Las Brisas, ont été attribuées au Gneiss de La Aguadita.

A l'Est du Graben de Santa Lucia-Ocumare del Tuy, SEIDERS (1965) distingue les "Roches de Conoropa" ; ces dernières sont attribuées ici, pour une partie, à la série de la Qu. Curujujúl et, pour une autre partie, au Gneiss de La Aguadita ; par ailleurs, j'ai distingué le Gneiss Granitique de San Vincente et attribué la petite colline située immédiatement à l'Est de Santa Lucia (cf. carte) à la Nappe de Loma de Hierro ; cette colline -attribuée au Gneiss de La Aguadita par SEIDERS (1965)- est constituée de laves basiques massives surmontant une semelle de serpentinite.

d) Remarques sur le paléoenvironnement

La signification des séries du "socle" comprenant les éléments les plus métamorphiques, sera envisagée lors de la comparaison avec le Massif d'El Tinaco ; je considérerai ici les séries formant la "couverture".

La Formation Tucutunemo présente dans son ensemble un caractère anoxique ; les niveaux carbonatés contiennent quasiment toujours une fraction quartzreuse fine (silt). Les niveaux terrigènes sont quartzeux, feldspathiques et argilo-silteux ; je n'ai pas observé dans ces der-

niers d'alternance rythmée ou de granoclassement répété, suggérant des dépôts turbiditiques. Les changements lithologiques, le caractère graywackeux et arkosique de la fraction terrigène, une stratification parfois irrégulière (lenticulaire) suggèrent un milieu de dépôt peu stable et à dynamisme élevé et apports terrigènes peu matures ; la richesse en carbonate et les rares bioclastes conservés indiqueraient un milieu épicontinental (distal ?).

Les calcaires des Couches de La Candelaria sont fortement bioclastiques et constitués essentiellement de débris d'organismes néritiques ; les conglomérats (intraformationnels) peuvent être interprétés comme liés à des escarpements actifs (telles les brèches de certaines séries des Alpes occidentales ; cf. in KERCKHOVE et al., 1980).

Les calcaires des Couches de la Qu. Onoto sont également bioclastiques à débris d'organismes néritiques ; les Foraminifères benthiques observés sont recristallisés mais entiers ; ces observations suggèrent un milieu de faible profondeur (haute énergie ?), l'abondance de classes variées appartenant au "socle" sous-jacent suggérant un caractère transgressif.

A la différence de la Fm. Tucutunemo, les Couches de La Candelaria apparaissent pauvres en matière organique, tandis que les Couches de la Qu. Onoto en sont dépourvues (disparition du caractère anoxique).

D) Comparaison du secteur étudié avec la région de Cojedes septentrional ; corrélations

	COJEDES SEPTENTRIONAL x MENENDEZ (1965) xx RENZ et SHORT (1960) xxx MacKENZIE (1963)	ARAGUA-MIRANDA	MIRANDA CENTRAL SEIDERS (1965)
EOCENE SUP ?	Fm. Orupé ^{xx}		
SENONIEN SUP.	Couches de la Qu. Sulfurosa ^{xxx}	Couches de la Qu. Onoto	
SENONIEN INF. ^{pro parte} CENOM.-TURONIEN ALBIEN	Fm. Pílancones ^x ? Fm. Cojedes ^x	Couches de La Candelaria	
BARREM-APTIEN NEOCOMIEN	Fm. Las Placitas ^x	Fm. Tucutunemo	
TRIAS-JURASSIQUE ? PRE-MESOZOÏQUE ?	Schistes de Tinapú ^x conglomérats	Schistes de la Qu. Curujúl Conglomérat de Charallave	Roches de Conoropa
PRE-MESOZOÏQUE	Gneiss	de La	Aguadita ^x

Tableau IX.-Corrélations stratigraphiques proposées pour la nappe de Caugagua-El Tinaco.
Cuadro IX.- Correlaciones estratigráficas propuestas para la Napa de Caugagua-El Tinaco.

Dans l'étude qui vient d'être résumée, et qui concerne la portion de la Nappe de Cauagua-El Tinaco comprise entre La Victoria et Santa Lucia, j'ai utilisé d'emblée l'appellation Gneiss de La Aguadita dans la mesure où plusieurs auteurs (SEIDERS, 1965 ; MENENDEZ, 1965 ; BELLIZZIA, 1972 ; etc...) attribuent à cette unité lithostratigraphique des affleurements situés depuis l'Est du Massif d'El Tinaco jusqu'à la région de Cauagua (fig. 87). Il en est de même pour la Fm. Tucutunemo définie par SHAGAM (1960) immédiatement à l'Est de Villa de Cura, et pour le Conglomérat de Charallare défini par AGUERREVERRE et ZULOAGA (1937) à proximité de cette ville et identifié plus vers l'Ouest par MacLACHLAN *et al.* (1960), KONIGSMARK (1965) et OXBURGH (1965). Pour les autres ensembles que j'ai distingués (fig. 107), différentes appellations, soit locales (cf. "Granite Sodique" de SMITH, 1953). soit surtout, empruntées à la stratigraphie de la Cordillère Côtière (Fm. Las Brisas, Fm. Las Mercedes ; ANONYME, 1970), sont utilisées dans les différents travaux antérieurs, notamment ceux des auteurs mentionnés ci-dessus. Aussi, à partir d'une comparaison, je proposerai et argumenterai des corrélations plus étroites entre la région type (Cojedes septentrional) et le secteur étudié ; je proposerai l'utilisation des mêmes appellations stratigraphiques pour ces deux régions.

1.- La trilogie métamorphique anté-Crétacé et ses différents intrusifs

a) Le Gneiss de La Aguadita

Tant par la lithologie de détail (composition des différents niveaux) que par les successions lithostratigraphiques observées, les affleurements décrits et cartographiés comme Gneiss de La Aguadita correspondent à la description donnée par MENENDEZ (1965). Aux différents affleurements reconnus à l'Est de la région-type (Massif d'El Tinaco) par SEIDERS (1965), MENENDEZ (1966), OLMETA (1968) et BELLIZZIA (1976, comm. orale), je propose donc d'ajouter l'ensemble représenté sur la carte au 100 000e. Quelques différences seront toutefois évoquées à propos du métamorphisme (teneur en anorthite des plagioclases, rétro-morphose des hornblendes, problème du grenat, du microcline, du glaucophane, de la lawsonite).

b) Les Schistes de la Quebrada Curujujúl

Les mêmes similitudes (composition des différents niveaux, succession d'ensemble) peuvent être notées entre les Schistes de la Qu. Curujujúl et l'ensemble décrit en Cojedes septentrional sous le vocable Schistes de Tinapú (MENENDEZ, 1965, p. 439-441). Par ailleurs, cette dernière formation apparaît en contact normal avec les Gneiss de La Aguadita. Aussi, je propose une homologie entre les Schistes de Tinapú et ceux de la Qu. Curujujúl (cf. tabl. IX) et propose d'utiliser pour la région étudiée la dénomination initiale de MENENDEZ (1965) (cf. carte).

c) Le Conglomérat de Charallave

Défini dans le secteur étudié (cf. ANONYME, 1970), il a fait l'objet de discussions concernant sa position stratigraphique. MacLACHLAN *et al.* (1960) attribuent à cette unité des affleurements situés au Nord de Villa de Cura et placent le Conglomérat de Charallave dans la Fm. Las Mercedes ainsi que le propose SMITH (1953). SEIDERS (1965) inclue le Conglomérat de

Charallave dans ses "Roches de Conoropa", qu'il distingue de la Fm. Las Mercedes. MENENDEZ, dans sa synthèse de 1966, discute la position du Conglomérat de Charallave et considère qu'il s'agit d'un ensemble de blocs allochtones.

Les observations rapportées dans le paragraphe II (coupes d 1, d 7 et d 8) m'ont amené à considérer que le Conglomérat de Charallave est en contact normal avec les Schistes de la Qu. Curujujúl. Or en Cojedes septentrional, MENENDEZ (1965) décrit dans les Schistes de Tinapú, des "Conglomérats schistosés à galets de quartz-kératophyre, de granite et de quartz". D'autre part, cet auteur décrit également des niveaux conglomératiques à la partie supérieure du Gneiss de La Aguadita ; il s'agit de couches atteignant deux mètres d'épaisseur, à "éléments mylonitisés atteignant cinq centimètres". Ces éléments sont (MENENDEZ, 1965) : du quartz, une roche à quartz et plagioclase ; la matrice est composée de quartz suturé ("estructura de mortero"), de plagioclase et de chlorite ; par ailleurs, cet auteur mentionne de "rares cristaux de grenat entièrement entourés de chlorite". Cette description peut s'appliquer à la lettre à celle des niveaux de conglomérat de la coupe d 8 (fig. 100), lesquels sont en contact avec la série des schistes de la Qu. Curujujúl, qui passent eux-mêmes vers le Nord à des amphibolites (cf. cartes).

Les différentes remarques qui précèdent me conduisent à l'hypothèse suivante : le Conglomérat de Charallave se développe au sein de la série des Schistes de la Qu. Curujujúl (ou Schistes de Tinapú) et ce, dans les affleurements actuellement les plus méridionaux de cette série. Il faut rappeler, à ce sujet, qu'en Cojedes septentrional (fig. 88), les Schistes de Tinapú sont très peu représentés à l'affleurement. Dans le secteur étudié, la position particulière du Conglomérat de Charallave (cf. fig. 92, coupe d) serait due à un décollement postérieur ou (et) à un grand repli isoclinal plaçant la Fm. Tucutunemo au-dessous du Conglomérat de Charallave (cf. *infra*, considérations structurales).

d) Les différents granitoïdes

Les ensembles que j'ai appelés "Diorite quartzique de Guacumaya" et "Gneiss tonalitique de Curiepe" ont été comparés par MENENDEZ (1966) avec les trondhjémites affleurant en Cojedes septentrional et le chevelu filonien associé. Toutefois, le terme "trondhjémite" me paraît peu approprié dans la mesure où les plutons et les filons contiennent, selon MENENDEZ (1965), de 20 à 30 % de feldspath potassique sous forme de phénocristaux et sous forme "interstitielle". Par ailleurs, les roches décrites par MENENDEZ (1965) contiennent de la biotite (et très rarement de l'amphibole) et un plagioclase peu calcique (An 17 à 21 selon cet auteur). Le système filonien est composé d'une roche plus pauvre en microcline que les plutons principaux. Par ailleurs, MENENDEZ (1965) mentionne des sills épais de diorite à hornblende ; ces roches ne contiennent pas de quartz, ne présentent pas de déformation pénétrative et sont observables au sein des Schistes de Tinapú ; aussi je propose de les rattacher au magmatisme basique créacé qui sera envisagé ci-après.

S'il est possible de corréliser les différents ensembles granitoïdes du Cojedes septentrional et du secteur étudié sur un plan chronologique (ensemble de plutons de petite taille et systèmes filoniens associés peut-être légèrement postérieurs, le tout intrusif dans le Gneiss de La Agadita et les Schistes de Tinapú), il faut noter par contre une relative hétérogénéité des différents termes :

- granodiorite (plutons de Cojedes septentrional et "zone d'injection" associée) ;
- diorite quartzique (de La Guacamaya) ;
- tonalite (Gneiss tonalitique de Curiepe) ;
- trondhjémite $\delta.\delta.$ (variation locale dans le Gneiss tonalitique de Curiepe ou dans la Diorite de Guacamaya).

Seul le "Granite" de San Vincente me paraît pouvoir appartenir à un évènement magmatique plus ancien. L'ensemble de ces intrusions -observées dans le secteur étudié ou décrites par MENENDEZ (1965) en Cojedes septentrional- montre une forte mylonitisation et leurs limites sont parallèles à la foliation des séries qui les incluent. Toutefois, si la Diorite de Guacamaya montre une déformation pénétrative quasiment dans son entier, les plutons de granodiorite de Cojedes septentrional n'ont une "structure gneissique" que "sur leur bordure" (MENENDEZ, 1965, p. 498).

Du point de vue de l'âge de ce magmatisme acide, MENENDEZ (1965) considère qu'il est synchrone à la fois du métamorphisme et de la cataclase du Gneiss de La Aguadita dont anté-Crétacé. Compte tenu de l'âge triasique obtenu par OLMETA (1968) pour le métamorphisme du Gneiss de La Aguadita, les plutons de Cojedes septentrional sont inclus dans le Pré-Mésozoïque par BELLIZIA *et al.* (1976). Les observations présentées au paragraphe C-8 m'ont conduit à souligner les faits suivants :

- les amphibolites (Gneiss de La Aguadita) sont affectées par une mylonitisation et un métamorphisme rétrograde peut-être fini-contemporain de celle-ci ;
- la mylonitisation de la Diorite de Guacamaya et du chevelu tonalitique peut être considérée comme postérieure à leur mise en place ; de plus, les sills sont replissés avec les schistes encaissants.

Aussi le problème de l'âge de ce magmatisme acide me paraît ouvert : il est anté-crétacé et, soit contemporain, soit, plus probablement, postérieur à l'âge de métamorphisme Trias supérieur (OLMETA, 1968) concernant le Gneiss de La Aguadita.

Le "Granite" de San Vincente, observé uniquement au sein du Gneiss de La Aguadita et présentant une composition différente et une forte gneissification, pourrait présenter un élément plus ancien (?). Cette hypothèse expliquerait l'observation de feldspaths potassiques détritiques dans certains niveaux quartzitiques du Gneiss de La Aguadita.

e) Les filons ultramafiques

MENENDEZ (1965) décrit des sills peu déformés de hornblendite à clinopyroxène interprétés comme d'anciennes pyroxénolites ; les clinopyroxènes mentionnés par cet auteur sont "légèrement rosés" de même que ceux que j'ai observés dans la pyroxénolite de la coupe d 3 (fig. 100) ; ce dernier affleurement constitue un équivalent possible des hornblendites de Cojedes septentrional.

2.- Les différentes couvertures crétaées

a) La Formation Tucutunemo décrite dans le secteur étudié présente la même position stratigraphique que la Fm. Las Placitas de Cojedes septentrional (MENENDEZ, 1965) ; les lithostratigraphies des deux formations sont identiques tant pour les séquences sédimentaires que pour les séquences volcaniques (Cf. MENENDEZ, 1965, p. 446-451). Cet auteur note dans le Massif d'El Tinaco, un métamorphisme à quartz-albite-muscovite-chlorite qui décroît, ainsi que la schistosité associée, du Nord vers le Sud.

b) Les Couches de La Candelaria. Dans le secteur étudié, la Fm. Tucutunemo est recouverte en contact normal par les Couches de La Candelaria (Cf. paragraphe C, 5 et fig. 103). Ces dernières, moins métamorphisées et schistosées que la Fm. Tucutunemo, présentent une similitude lithostratigraphique avec la couverture non métamorphique du bord Sud du Massif d'El Tinaco (Cf. paragraphe B, 1). En effet, dans ce secteur, le Gneiss de La Aguadita est recouvert en discordance par :

- des sédiments calcaires, arkosiques et conglomératiques attribués à la Fm. Cojedes par MENENDEZ (1965) et datés de l'Albien par RENZ et SHORT (1960) ; une description détaillée de ces niveaux appelés "Crétacé inférieur" est donnée par RENZ et SHORT (1960, p. 287-288) dans un secteur que j'ai pu moi-même observer ;

- un ensemble volcanique épais constitué de laves basiques en coulées, en brèches ou en oreillers, associées à des "diabases à augite" ; cette formation -Fm. Pilancones (MENENDEZ, 1965- recouvre le Gneiss de La Aguadita directement ou s'intercale dans des sédiments de la Fm. Cojedes.

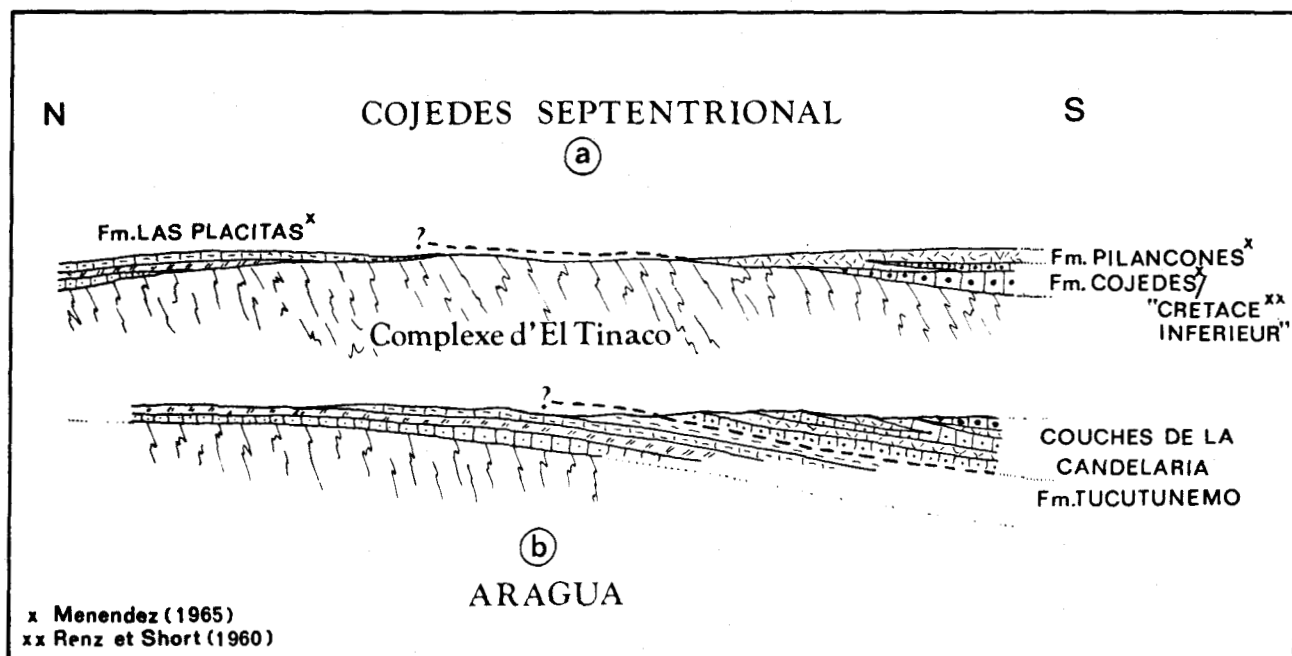


Fig. 108.- Positions stratigraphiques comparées des couvertures Crétacé inférieur-Sénonien inférieur de la Nappe de Cauagua-El Tinaco, dans la région-type (a), et dans la région étudiée (b).

Fig. 108.- Posiciones estratigráficas comparadas de la formaciones del Cretaceo inferior-Senoniense inferior de la Nappe de Cauagua-El Tinaco, en el area de definición (a), y en el area estudiada (b).

Les similitudes entre les laves de la Fm. Pílancones (Cf. description détaillée de MENENDEZ, 1965, p. 457-464) et les laves du secteur de La Candelaria, sont remarquables ; il en est de même pour les niveaux de conglomérats calcaires décrits par RENZ et SHORT (1960) et MENENDEZ (1965) et ceux de la coupe 3 (fig. 103).

MENENDEZ (1965) attribue un âge albien ou plus récent à la Fm. Pílancones, tandis qu'il considère la Fm. Las Placitas comme d'âge Cénomanién-Sénonién inférieur (j'ai évoqué ce problème au paragraphe B, 1) ; or la seconde est métamorphisée et, dans le secteur étudié, son équivalent présumé (Fm. Tucutunemo) est surmonté par les Couches de La Candelaria. Aussi en fonction des corrélations que je viens de proposer (Cf. tabl. IX), je considère que les Fms Tucutunemo et Las Placitas sont antérieures à la Fm. Pílancones, et donc d'âge anté-albien (barrémo-aptien ?). La figure 108 tente d'expliquer les différences entre le secteur étudié et le Massif d'El Tinaco pour ce qui concerne les différentes formations d'âge Crétacé inférieur et "moyen" ; une question reste cependant posée : la Fm. Pílancones (ou son équivalent oriental) est-elle séparée de la Fm. Las Placitas (ou son équivalent oriental) par une discordance importante ?

c) Les Couches de La Quebrada Onoto, datées du Sénonién supérieur, ont été considérées comme discordantes sur les termes sous-jacents (paragraphe C, 5 et C, 8). RENZ et SHORT (1960, p. 289-290) décrivent sur le rebord Sud-Est du Massif d'El Tinaco, des conglomérats calcaires surmontés par des calcaires et des pélites, l'ensemble reposant, en discordance, sur le Gneiss de La Aguadita (coupe de la Qu. Sulfurosa). Ces niveaux corrélés avec la Fm. Querecual (Cénomanién-Turonien) de la Ceinture Piémontine sont riches en fragments d'Echinodermes ; MACKENZIE (1966) y mentionne la présence de *Dicyclina* sp. et *Globotruncana* sp. et attribue un âge Crétacé supérieur à ces niveaux qui remanient -comme les couches de la Quebrada Onoto- des fragments de gneiss, de schistes à amphibole, de roche basique. Compte tenu des données chronostratigraphiques et des similitudes lithologiques, une corrélation entre les Couches de la Qu. Sulfurosa et celles de la Qu. Onoto ne peut être exclue. Dans la région de Cojedes septentrional, ces niveaux passent vers le haut à des sédiments calcaro-siliceux hémipélagiques corrélés avec la Fm. Mucaria (Sénonién supérieur) de la Ceinture Piémontine.

E) Structures, microstructures, métamorphisme

J'envisagerai ici les données récoltées au sein de la Nappe de Cauagua-El Tinaco dans le secteur considéré ; la position structurale de la nappe, dans son entier, sera discutée conjointement avec celle des autres nappes d'Aragua. Ces dernières sont impliquées de même que l'ensemble de la chaîne dans un dispositif complexe de fractures subverticales normales, inverses et décrochantes, parmi lesquelles beaucoup des accidents subverticaux représentés sur la carte au 100 000e. Cette tectonique cassante -polyphasée et correspondant à des contraintes variées- est d'âge oligocène à quaternaire (Cf. chap. III).

1.- Considérations d'ensemble

La portion cartographiée au 100 000e montre des limites formationnelles grossièrement alignées WSW-ENE et qui "tournent" à l'approche de la zone faillée de Tácata-Cua. Si dans la partie occidentale on peut observer une structure grossièrement monoclinale inclinée vers le Sud

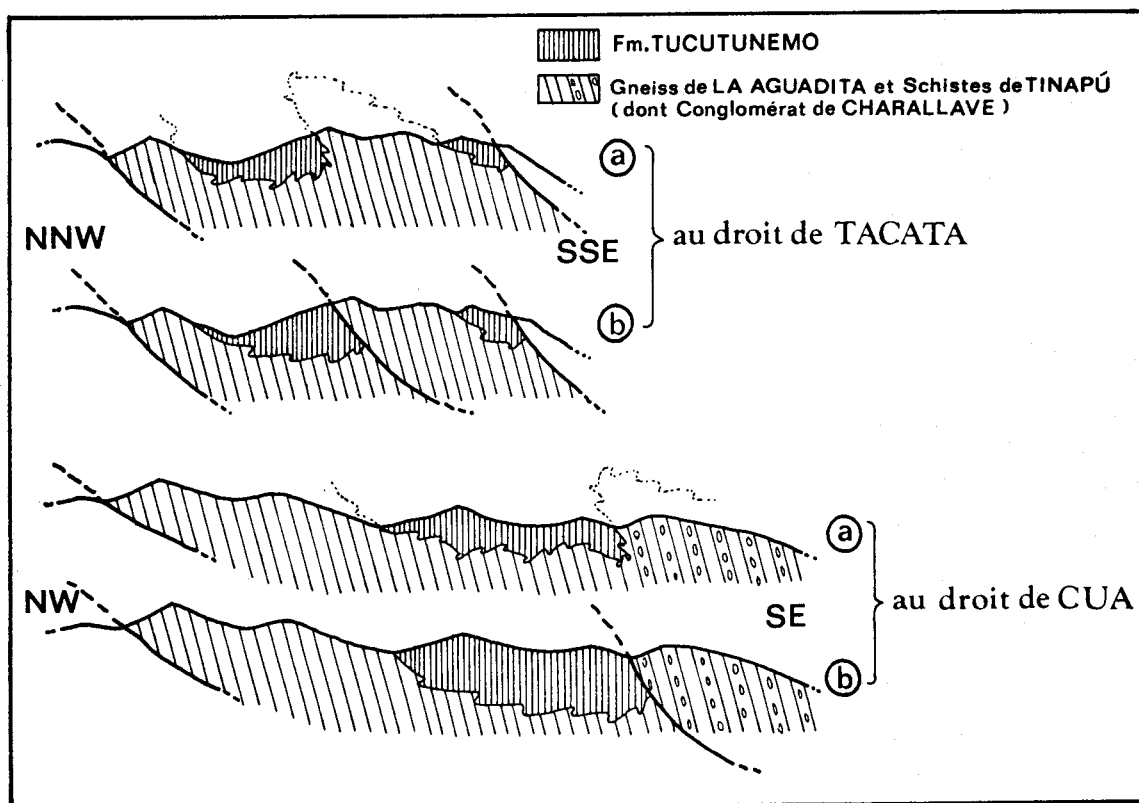


Fig. 109.- Position structurale des affleurements orientaux de la Fm. Tucutunemo; hypothèses.

Fig. 109.- Posición estructural de los afloramientos orientales de la Fm. Tucutunemo; hipótesis.

(Cf. coupes a et b, fig. 92), il n'en est pas de même pour la partie orientale où la couverture crétacée (Fm. Tucutunemo) est en position médiane, voire septentrionale. Dans ce second cas, la structure peut s'expliquer soit par grands replis, soit par écaillages, au sein de la nappe (fig. 109). Il en est de même pour la présence, sur le bord Sud, du Conglomérat de Charallave (fig. 109).

L'inclinaison générale vers le Sud est modifiée à l'approche d'accidents inverses à pendage Nord et vergence Sud, ainsi qu'à proximité immédiate de certains accidents subverticaux (par jeu normal ou décrochant). Une étude statistique des fractures subverticales montre une répartition (fig. 111 a) selon cinq directions principales : N 0 à 20, N 65-70, N 110-220, N 135-140 et N 155-160, le premier et le cinquième groupes étant les plus fréquemment observés à l'affleurement. Seuls les accidents N 0 à 20 -à jeu normal, rarement décrochant dextre ou senestre- sont antérieurs aux failles inverses et chevauchements ; contrairement aux autres familles d'accidents subverticaux, ils s'expriment très peu sous forme de failles cartographiées ou déduites de l'observation de photos aériennes (Cf. carte au 100 000e).

Fig. 110.- Déformations à l'échelle de l'affleurement; Nappe de Caucagua-El Tinaco.

Légende : 1. schistes et calcschistes; 2. quartzites micacées, micaeschistes; 3. quartzites; 4. calcaires cristallins; 5. calcaires cristallins quartzitiques ou graywackeux; qz. quartz tectonique.

Fig. 110.- Deformaciones a escala del afloramiento; Napa de Caucagua-El Tinaco.

Leyenda : 1. esquistos y esquistos calcareos; 2. cuarcitas micaceas, micaesquistos; 3. cuarcitas; 4. calizas recristalizadas; 5. calizas cuarzosas o graywáckicas; qz. cuarzo tectónico.

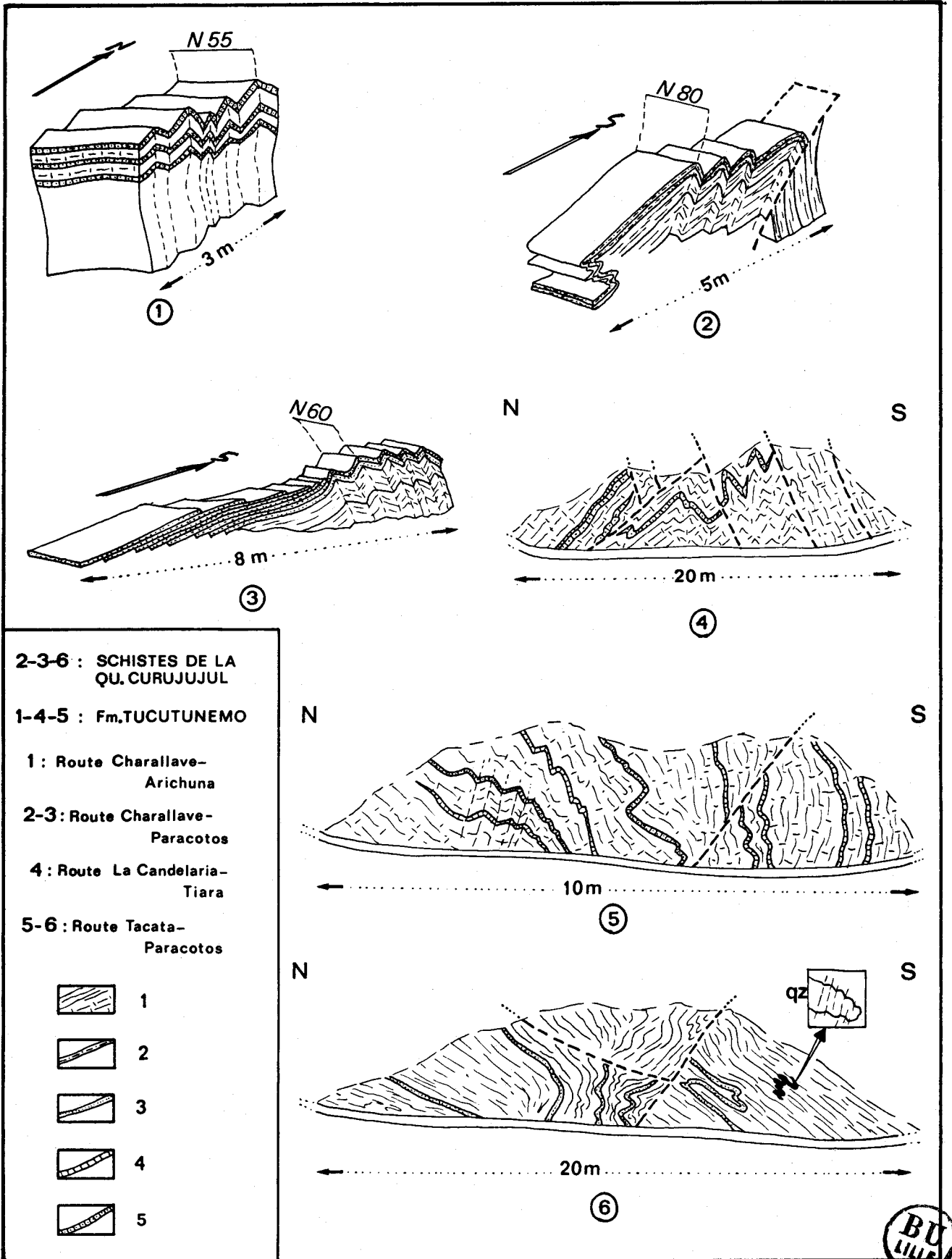


Fig. 110

Les accidents à valeur compressive -répertoriés sur la figure 111a- sont soit à pendage Sud (direction N 75 et N 90), soit à pendage Nord (direction N 45 à N 60) ; d'autre part (fig. 111 a), des "transitions" apparaissent entre des accidents subverticaux (de type N 155-160 et N 135-140) et des accidents faiblement inclinés de direction voisine ; ceci est lié (Cf. chap. III) à des reprises lors de phases compressives grossièrement normales à des accidents subverticaux préexistants ainsi qu'à des jeux décrochants.

Parmi les accidents à valeur de chevauchement ou de faille inverse, observés au sein de la Nappe de Caucagua-El Tinaco, la direction N 60-65 est représentée avec des inclinaisons généralement fortes à la fois vers le Sud et vers le Nord, et la direction N 45 avec une dominante d'inclinaison vers le Nord ; la direction N 90 est, quant à elle, représentée avec des inclinaisons de 25 à 55° vers le Sud ; cette dernière est grossièrement parallèle au contact basal de la Nappe. Par ailleurs, ces accidents chevauchants N 90 apparaissent généralement antérieurs aux autres chevauchements et failles inverses mentionnés.

L'ensemble de ces accidents à valeur compressive, recouperont les schistosités, foliations, et stratifications des différentes séries métamorphiques y compris le Crétacé inférieur à "moyen" (Fm. Tucutunemo et Couches de La Candelaria) ; le caractère très localisé des sédiments Sénonien supérieur (Couches de la Quebrada Onoto) rend les observations structurales insuffisantes à leur sujet.

2.- Les différentes fabriques utilisées dans l'analyse statistique

a) Parmi les différents intrusifs, seule la Diorite de Guacamaya a été analysée séparément ; les filons et petits intrusifs foliés (Gneiss Tonalitique de Curiepe et Gneiss Granitique de San Vincente) étant envisagés conjointement avec leur encaissant. La Diorite de Guacamaya présente une foliation mylonitique visible à l'affleurement, associée à une linéation d'étirement ; parfois cette dernière est présente seule. En lame mince, le caractère mylonitique (blasto- ou ultramylonitique) apparaît sous forme d'une fragmentation des amphiboles vertes et une cataclase des quartz, les produits d'altération des plagioclases montrant une

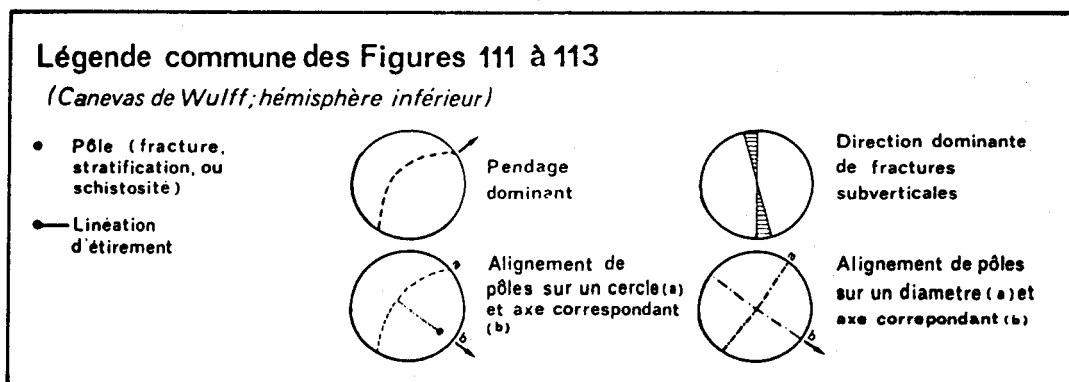


Fig. 111.- Données structurales statistiques; Nappe de Caucagua-El Tinaco.

(a. fractures, failles, Gneiss de La Aguadita, Schistes de Tinapú et Fm. Tucutunemo; b. schistosité, Schistes de Tinapú; 1. données brutes; 2. stéréogramme de densité; 3. interprétation proposée).

Fig. 111.- Datos estructurales estadísticos; Napa de Caucagua-El Tinaco.

(a. fracturas y fallas, Gneis de La Aguadita, Esquistos de Tinapú y Fm. Tucutunemo; b. esquistosidad, Esquitos de Tinapú; 1. datos iniciales; estereograma de densidad; 3. interpretación propuesta).

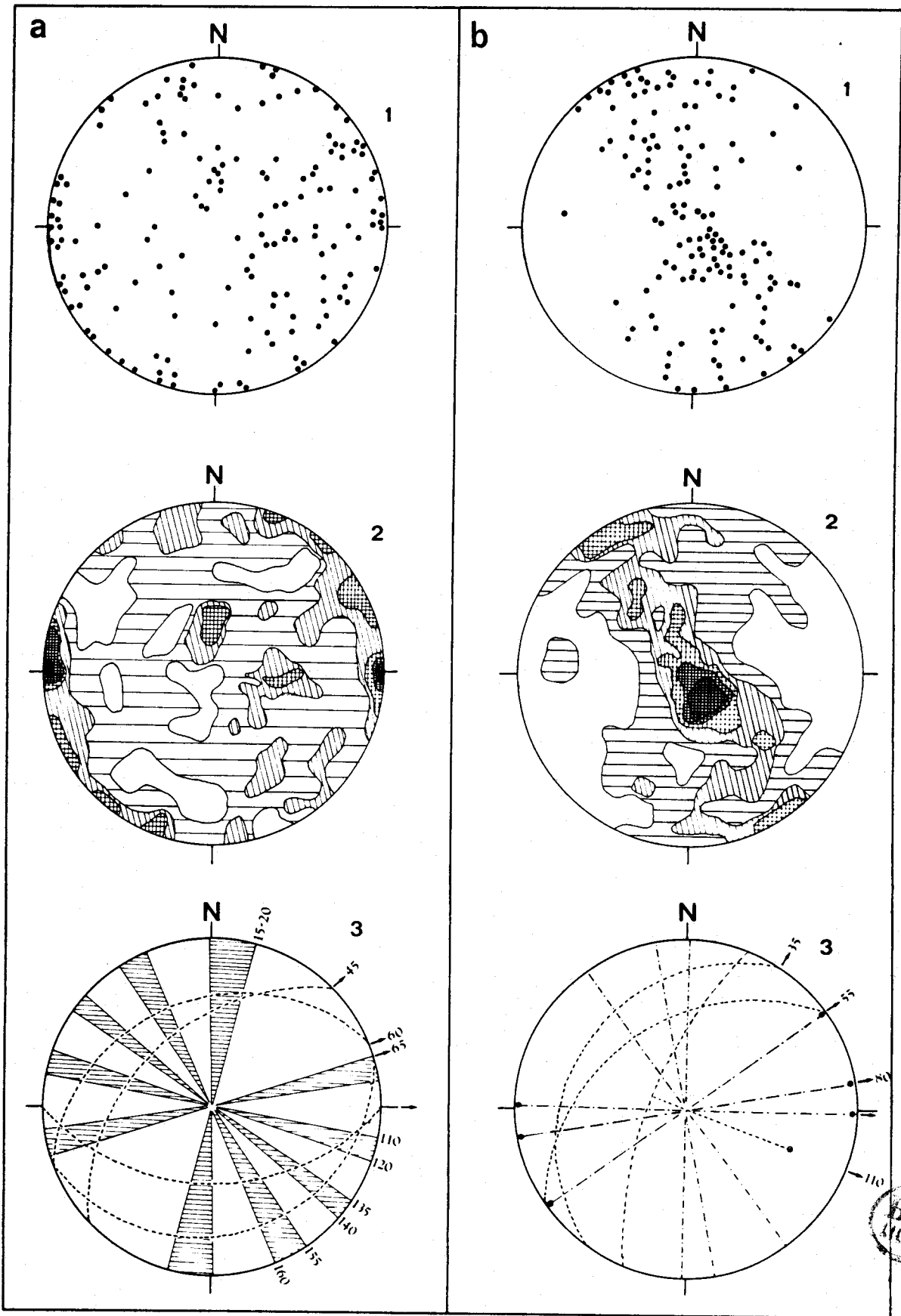


Fig. 111

recristallisation locale en épidote et séricite-muscovite ; ces derniers minéraux seraient soit tardifs par rapport à la phase de cisaillement ductile (fragmentation et déformation faible), soit totalement postérieurs et eux-mêmes repris dans une phase ultérieure à effet plus faible. Ces micas blancs secondaires sont de taille réduite et je n'ai pu mettre en évidence de relation nette entre la foliation mylonitique et une éventuelle schistosité soulignée par ces micas.

b) Dans le Gneiss de La Aguadita, la fabrique qui apparaît à l'affleurement correspond à une foliation gneissique, mais dont l'origine est un litage initial souvent très fin (variation dans la richesse en amphibole, en quartz, en albite ; présence de niveaux d'origine probablement sédimentaire et de niveaux d'origine pyroclastique). Les niveaux d'amphibolite les plus épais (1 à 2 m) sont parfois difficiles à distinguer de la diorite quartzique, car présentant la même mylonitisation. Cette dernière est généralement subparallèle au litage et affecte amphiboles et plagioclases, ainsi que d'anciens micas (remplacés par de la chlorite ferrifère et des opaques ; biotites possibles). La disposition de ces derniers entre des microcisaillements parfois orthogonaux à leur clivage suggère que ces micas représentent une fabrique antérieure effacée par l'épisode de cisaillement ductile postérieur. Dans certains cas, une rétomorphose presque totale des amphibolites est visible en lame mince (amphibole entièrement remplacée par chlorite et actinote, absence de portion saine de plagioclase). Comme dans la diorite quartzique, un développement secondaire d'épidote (pistachite et zoïsite) et de mica blanc souligne une fabrique postérieure ; des filonnets de quartz et d'albite peu ou pas déformés apparaissent postérieurement à l'ensemble. Ici encore, je n'ai pu mettre en évidence de relation géométrique nette entre ces différentes fabriques ; l'analyse statistique porte sur la foliation gneissique.

c) Dans les Schistes de Tinapú, les niveaux conglomératiques (Conglomérat de Charallave) montrent une forte mylonitisation ; les clastes de quartz (ou quartzite) montrent une cataclase identique à celle des quartz de la diorite quartzique ou de ceux des quartzites et amphibolites. L'écrasement des clastes définit une schistosité grossièrement parallèle à la stratification (Cf. fig. 100, coupes 7 et 8). Le ciment quartzitique montre une structure généralement mosaïque et de petits micas blancs disposés *grosso modo* parallèlement à la foliation mylonitique ; l'aspect en mosaïque suggère que le ciment a subi une restauration postérieure à la cataclase et contemporaine du développement des micas.

Dans les niveaux de micaschistes et chloritoschistes (Schistes de la Quebrada Curujujú), la schistosité visible à l'affleurement correspond, en lame mince, à un clivage de type strain-slip très serré tendant vers une schistosité de flux ; cette fabrique est associée à des microplis isoclinaux dont les têtes sont parfois totalement isolées. Cette fabrique reprend une schistosité antérieure soulignée par une première génération de petits micas blancs ; une microcraquelure, localement associée à un clivage de fracture, reprend l'ensemble. A l'échelle de l'affleurement (coupe 1, fig. 94), les niveaux de chloritoschistes (de même que les filons tonalitiques) peuvent dessiner des charnières isoclinales métriques probablement associées à la seconde fabrique. Dans les charnières, une linéation (b) est seule présente. La coupe 7 de la figure 100 montre les rapports -locaux- entre une schistosité de type strain-slip associée à des replis subsoclinaux et la foliation mylonitique des niveaux de conglomérat. Cette fa-

brique correspondrait au S 2 des schistes de la Quebrada Curujujú. Pour l'analyse statistique, c'est ce S 2 présumé qui a été utilisé. Le caractère trop fragmentaire des observations réalisées ne permet pas une comparaison rigoureuse entre les fabriques des Schistes de Tinapú et celles du Gneiss de La Aguadita ; ces observations ne vont toutefois pas dans le sens d'une différence entre les deux.

d) La Formation Tucutunemo montre une schistosité associée à un développement de petits micas blancs et localement, à des microplis (observables en lames minces) affectant des liserés opaques (graphiteux et phylliteux) soulignant la stratification. Cette microfabrique est localement reprise par un début de clivage de type strain-slip, accompagné d'une réorientation locale des micas ; cette seconde fabrique peut se présenter également sous forme d'une microcrénulation associée à un clivage de fracture. Dans les niveaux de calcaire cristallin ou marbre, on observe localement une recristallisation postérieure à des microplis ; dans d'autres cas, des microfractures très serrées affectent cette sparite. La fabrique visible sur le terrain correspondrait à un S 1, apparaissant en position axiale par rapport à des replis isoclinaux légèrement anisopaques affectant des bancs centimétriques de calcaire ou d'ankérite. Par ailleurs, le secteur de Sacua Arriba (coupe 5, fig. 100) montre cette schistosité localement orthogonale à la stratification ; partout ailleurs, un parallélisme est observable dans les niveaux volcaniques ou pyroclastiques. C'est cette schistosité qui a été utilisée pour l'étude statistique. Les Couches de La Candelaria apparaissent affectées par cette même schistosité mais à un moindre degré. Par ailleurs, dans le secteur étudié, la microdéformation de la Fm. Tucutunemo, ainsi que la rétomorphose des niveaux amphibolitiques, augmentent d'Ouest en Est.

e) Hypothèse sur les relations entre les différentes microfabriques

Compte tenu du petit nombre d'observations réalisées et de la difficulté d'attribuer certains affleurements à l'une des formations distinguées, c'est à titre d'hypothèse de travail que je propose les correspondances et la chronologie relative qui suit, probablement simplificatrice par rapport à la réalité.

Le Gneiss de La Aguadita présenterait trois fabriques dont un S 2 correspondant à une foliation mylonitique et un S 3 correspondant à une schistosité de flux avec métamorphisme prograde. Les Schistes de Tinapú (Conglomérat de Charallave et Schistes de la Qu. Curujujú) ne seraient affectés que par le S 2 et le S 3 (ce qui argumenterait une discordance entre ces derniers et le Gneiss de La Aguadita), tandis que la Fm. Tucutunemo (et les Couches de La Candelaria) ne seraient affectées que par le S 3.

Postérieurement, les trois ensembles précités sont affectés par différentes microdéformations correspondant à un épisode (ou plusieurs) à valeur de S 4 : début de clivage de type strain-slip, microcrénulation ou clivage par microfractures seules. Ce dernier, associé à une recristallisation, apparaît localement dans les calcaires des Couches de la Quebrada Onoto.

La diorite ainsi que les autres intrusifs seraient affectés par les déformations 2 et 3.

2.- Structures

a) Plis en "kink-band" et clivage fruste

A l'échelle de l'affleurement, les Schistes de Tinapú et la Fm. Tucutunemo montrent des plis en échelon, ou kink, avec des amplitudes de 20 cm à 1 m environ. Ces plis ont des plans axiaux de direction N 50 à 70, soit verticaux et ondulés, soit fortement inclinés (60 à 80°) vers le Nord ou vers le Sud (fig. 110). Dans le second cas, les replis sont dissymétriques et indiquent une vergence -locale- soit vers le Nord, soit vers le Sud. Ces déformations peuvent s'accompagner d'un clivage fruste de fracture (Cf. également fig. 93, coupes 2 et 3) que l'on observe également dans la Diorite de Guacamaya sur son bord Sud (Cf. coupe 2, fig. 93).

Ces déformations -bien exprimées dans des alternances décimétriques à contrastes de compétence (quartzites et schistes, ou marbres et schistes)- seraient associées aux microdéformations appelées précédemment S 4 (postérieures à la schistosité principale de la Fm. Tucutunemo).

La présence de telles structures à proximité d'accidents chevauchants orientés N 45 à N 65 (Cf. fig. 70), ainsi que l'antagonisme fréquent qui apparaît le long d'un même affleurement entre des vergences Nord et Sud, suggèrent que ces structures soient le résultat d'une compression perpendiculaire au sein d'un ensemble déjà plissé et à pendage général vers le Sud.

b) Plis métriques à hectométriques

Dans l'ensemble des formations distinguées (y compris les chevelus filoniens intercalés), on observe des plis isopaques droits à déjetés, ouverts à subsoclineaux (Cf. fig. 93, coupe 3 ; fig. 94, coupe 2 ; fig. 96, coupe 1) correspondant à des axes peu inclinés et orientés entre N 100 et N 45 (Cf. *infra*). Ces déformations affectent principalement les Schistes de Tinapú et la Fm. Tucutunemo, et s'expriment notamment dans les séquences volcaniques.

Des plis anisopaques synschisteux ont été observés dans deux cas :

- dans le Conglomérat de Charallave (Cf. fig. 100, coupe 7) en liaison avec une schistosité postérieure à la mylonitisation des bancs conglomératiques ; ces plis représenteraient le S 2 de ces niveaux, c'est-à-dire le S 3 du calendrier global proposé. Les pendages "anormaux" de ce secteur -liés à la proximité d'accidents subverticaux- et l'insuffisance de critères de polarité ne permettent pas d'associer une vergence à ces structures ;

- dans la partie inférieure de la Fm. Tucutunemo (Cf. fig. 100, coupe 4) ; il s'agit d'une structure de taille hectométrique qui serait associée à la schistosité micacée de cette formation, soit son S 1, soit encore le S 3 du calendrier global ; cet affleurement fournit un argument de vergence, étant donné la présence du substratum normal de la Fm. Tucutunemo. L'interprétation proposée est donc celle d'une structure de flanc normal dans un dispositif à vergence Sud, ultérieurement basculé.

Fig. 112.- Données structurales statistiques; Nappe de Caucagua-El Tinaco (suite).

(a. schistosité, Fm. Tucutunemo et Couches de La Candelaria; b. foliation, Gneiss de La Aguadita; c. stratification, Couches de la Quebrada Onoto).

Fig. 112.- Datos estructurales estadísticos; Napa de Caucagua-El Tinaco (continuación).

(a. esquistosidad, Fm. Tucutunemo y Capas de La Candelaria; b. foliación, Gneis de La Aguadita; c. estratificación, Capas de la Quebrada Onoto).

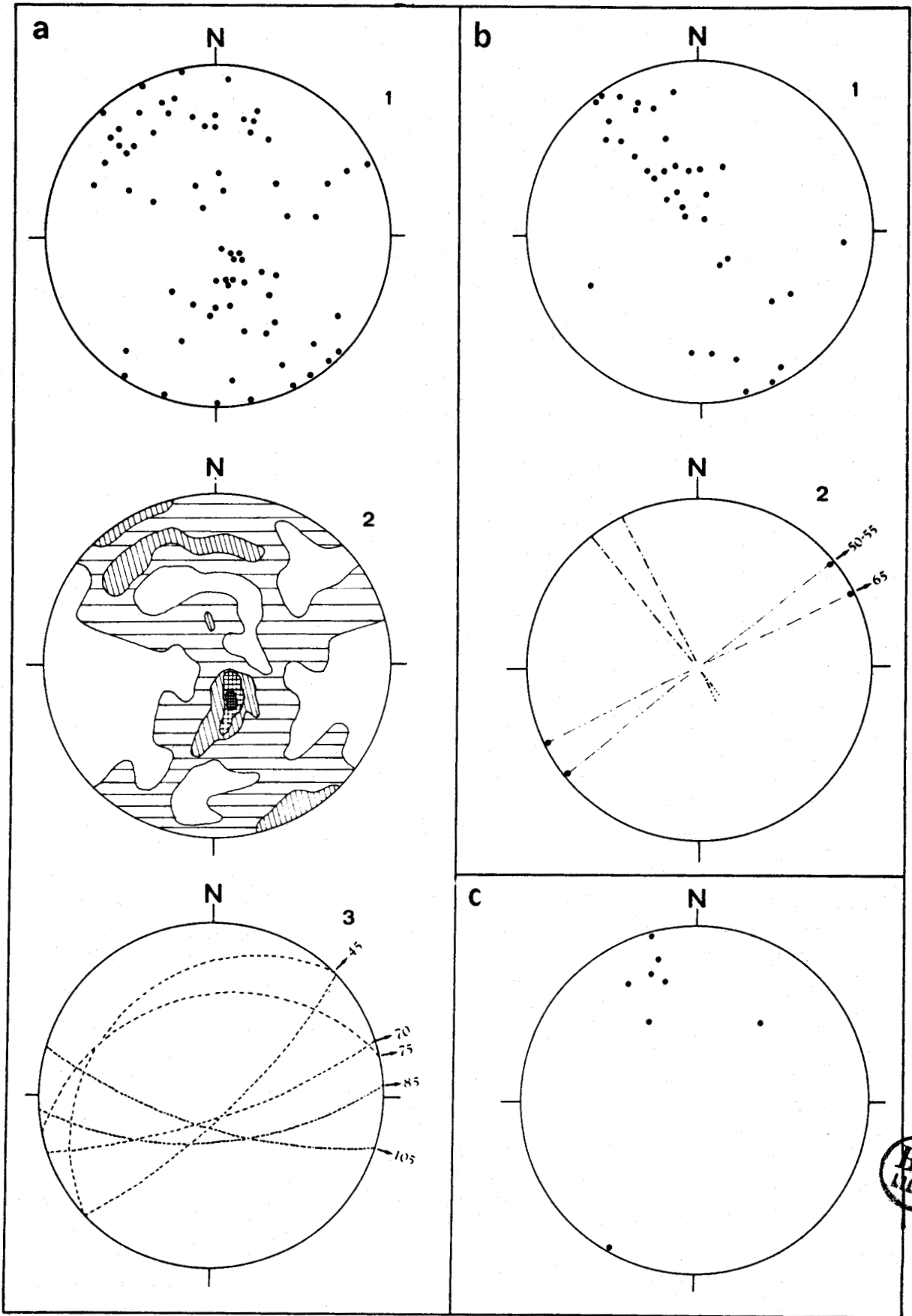


Fig. 112

c) Considérations statistiques sur les différents ensembles lithostratigraphiques

La foliation du Gneiss de La Aguadita (fig. 112) montre une dominante nette de pendage vers le Sud avec des inclinaisons variées ; une direction N 50-55 apparaît clairement ; une direction N 65-70 et quelques pendages N 90-95 forment deux autres regroupements beaucoup moins nets. L'interprétation de ce diagramme doit tenir compte du fait que les affleurements étudiés sont surtout localisés dans la région de Tácata, où les directions générales sont modifiées par de grands accidents subverticaux (cf. carte au 100 000e) ; une rotation dextre de 25 à 30° serait nécessaire pour "gommer" ces effets postérieurs. Des linéations d'étirement et des plis isoclinaux (centimétriques) apparaissent peu inclinés (fig. 114 a et b, symb. 1) ; une incertitude majeure porte sur l'attribution de ces microplis à l'une des trois premières phases (S 1 à S 3) de la succession proposée.

La Diorite de Guacamaya où seule la foliation mylonitique (supposée S 2) apparaît, a été étudiée dans un secteur relativement peu modifié par de grands accidents subverticaux. Un dispositif d'orientation N 85 à 100 apparaît très clairement, associé à une linéation d'étirement de même direction et subhorizontale. Par ailleurs, une inclinaison vers le Sud domine clairement (les inclinaisons vers le Nord ont été mesurées sur le rebord Sud du massif essentiellement ; cf. coupe 2, fig. 93). La remarque faite pour le diagramme concernant le Gneiss de La Aguadita amène deux possibilités :

1. une rotation dextre de 25-30° effectuée pour le Gneiss de La Aguadita (fig. 112 b) amène le diagramme correspondant en superposition avec celui obtenu pour la Diorite (fig. 113 b) ;
2. il y a bien un décalage entre le pendage dominant du Gneiss et celui de la foliation de la Diorite et la mylonitisation est légèrement oblique sur la foliation (gneissique) du Gneiss de La Aguadita.

L'observation systématique d'une concordance sur le terrain et cartographiquement (cf. également carte de MacLACHLAN *et al.*, 1960), entre la Diorite et le Gneiss de La Aguadita (cartographié comme Fm. Las Brisas par MacLACHLAN *et al.*, 1960) favorise la première hypothèse.

Par ailleurs, l'existence d'une petite concentration de pôles correspondant à une direction N 25 (fig. 113 b) peut s'expliquer soit par des crochons de jeu vertical le long d'accidents N 110-120, soit par une rotation autour d'un axe subvertical associé à un alignement de pôles sur un grand cercle ; il s'agirait alors d'un jeu décrochant le long de ces mêmes accidents.

Le diagramme a de la figure 113 regroupe les fractures observées dans la Diorite.

Fig. 113.- Données structurales statistiques, Nappe de Caucagua-El Tinaco (suite).

(a. fractures et failles, Diorite de Guacamaya; b. foliation mylonitique et linéation d'étirement, Diorite de Guacamaya; c. stratification, Schistes de Tinapú; d. schistosité-ronds noirs- et stratification - ronds blancs, Schistes de Tinapú).

Fig. 113.- Datos estructurales estadísticos, Napa de Caucagua-El Tinaco (continuación).

(a. fracturas y fallas, Diorita de Guacamaya; b. foliación mylonítica y alineación de estiramiento, Diorita de Guacamaya; c. estratificación, Esquistos de Tinapú; d. esquistosidad-círculos negros- y estratificación - círculos blancos, Esquistos de Tinapú).

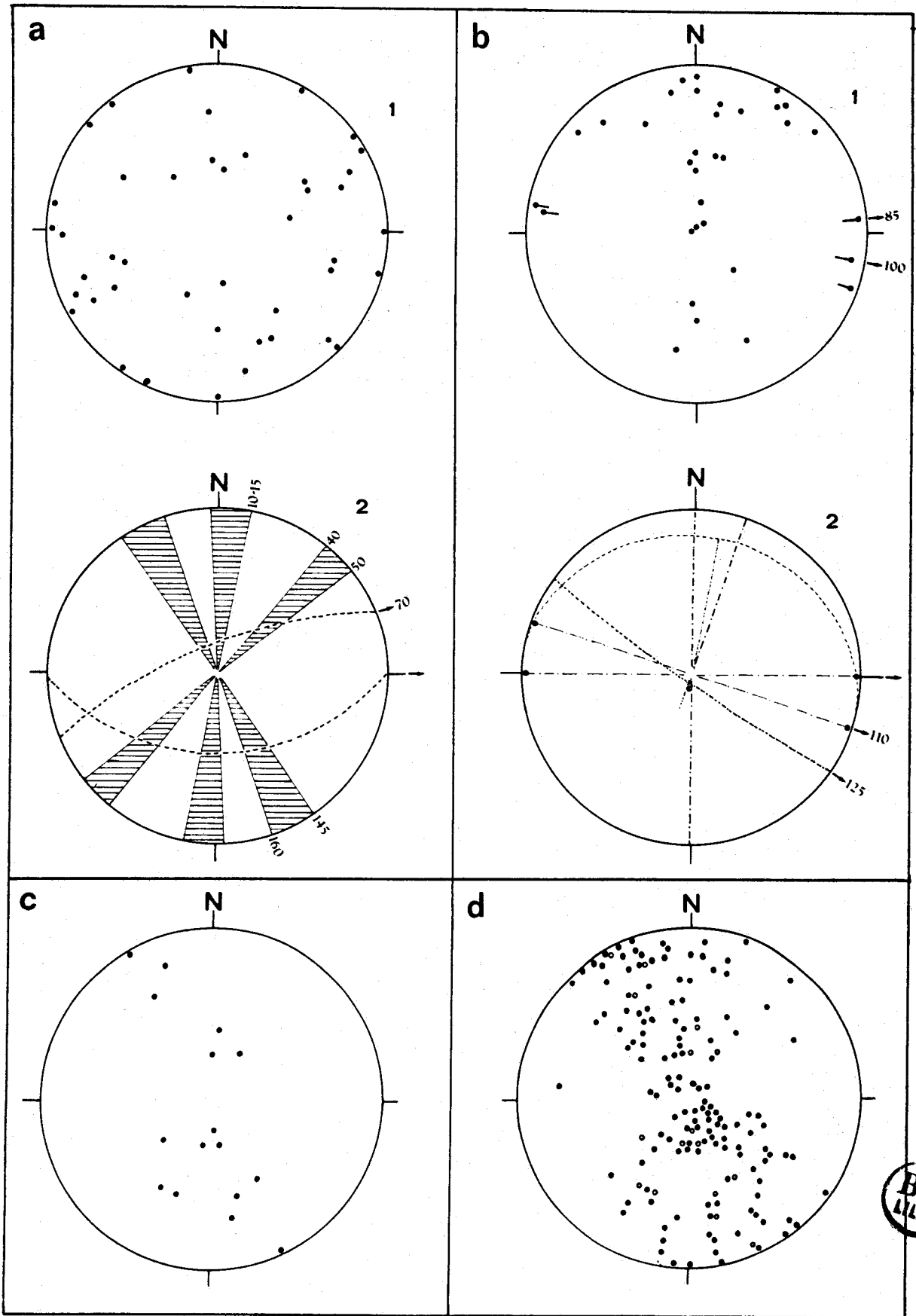


Fig. 113

Les Schistes de Tinapú. La figure 113 d associe les données concernant la schistosité (S 3 probable, du calendrier d'ensemble) et un petit nombre de mesures concernant la stratification (ronds blancs). Ces dernières se replacent le long des trois principaux alignements de pôles de schistosité (fig. 111 b), à savoir les directions N 55, N 75-80, N 90-95. La schistosité présente une dominante de pendages faibles vers le NNW et de pendages forts vers le SSE. Parmi les trois alignements observables (que le stéréogramme de densité ne met pas en évidence), on retrouve la direction N 90-95 observée pour la Diorite (et pour le Gneiss de La Aguidita ?), direction présente également sous forme d'accidents chevauchants à pendage Sud (fig. 111 a). Par ailleurs, un alignement apparaît sur un cercle qui correspondrait à un axe de rotation N 110 incliné de 25° vers l'Est ; nous retrouvons des structures probablement liées aux grands accidents N 110-120.

Parmi les plis métriques à hectométriques mentionnés précédemment (paragraphe b), aucun type n'apparaît systématiquement lié à l'une des directions de plissement que fait apparaître le diagramme ; toutefois, des plis droits à déjetés à charnière anguleuse et associés à des kink-bands (Cf. paragraphe b) apparaissent plus fréquemment avec des directions N 50-55 et N 75-80.

Dans certains secteurs proches d'accidents N 110-120, les directions structurales "tournent" (Cf. à l'Est de Tācata) pour atteindre un azimut N 30-35 (Cf. fig. 111 b). On ne peut néanmoins exclure l'association de ces pendages avec un jeu normal ou inverse des accidents subverticaux N 20.

La figure 114 (a et b, symb. 2) montre la position d'un petit nombre de charnières isoclinales centimétriques (probablement liée au S 3) et de linéations d'étirement ; pour les éléments subhorizontaux, on note une concordance grossière entre les deux. La direction N 85-95 (à N 100 ?) apparaît encore dominante et aurait une linéation b associée. Les charnières isoclinales en position N 25-35 pourraient correspondre à une rotation de charnière N 85-95 autour d'un axe faiblement incliné N 55-60.

La Formation Tucutunemo^(*) montre une répartition de sa schistosité (S 3 probable) tout à fait comparable à celle des Schistes de Tinapú ; dans les deux cas, les mesures proviennent de l'ensemble du secteur étudié. On retrouve :

- une dominante de pendages forts vers le SSE et faibles vers le NNW ;
- des axes de plissement possibles N 45-50, N 70-75, N 85-90, la troisième direction correspondant surtout à des inclinaisons vers le Sud.

On observe également une petite concentration de pendages forts autour de N 110 (liée aux accidents verticaux de même direction ?). Les remarques faites pour les Schistes de Tinapú peuvent être également faites ici pour ce qui concerne les charnières isoclinales centimétriques (supposées S 3) (fig. 114 b, symb. 3), avec toutefois une prudence accrue compte tenu du petit nombre de mesures.

Les plis associés à un kink band apparaissent également fréquemment avec les directions N 45-55 et N 75-80, ainsi que les chevauchements de même direction.

(*) L'établissement de diagrammes séparés pour la Fm. Tucutunemo et les Couches de La Candelaria ayant montré une similitude très nette, les données ont été regroupées sur un même diagramme (fig. 112 a) ; cette observation est un argument en faveur d'une concordance entre la Fm. Tucutunemo et les Couches de La Candelaria.

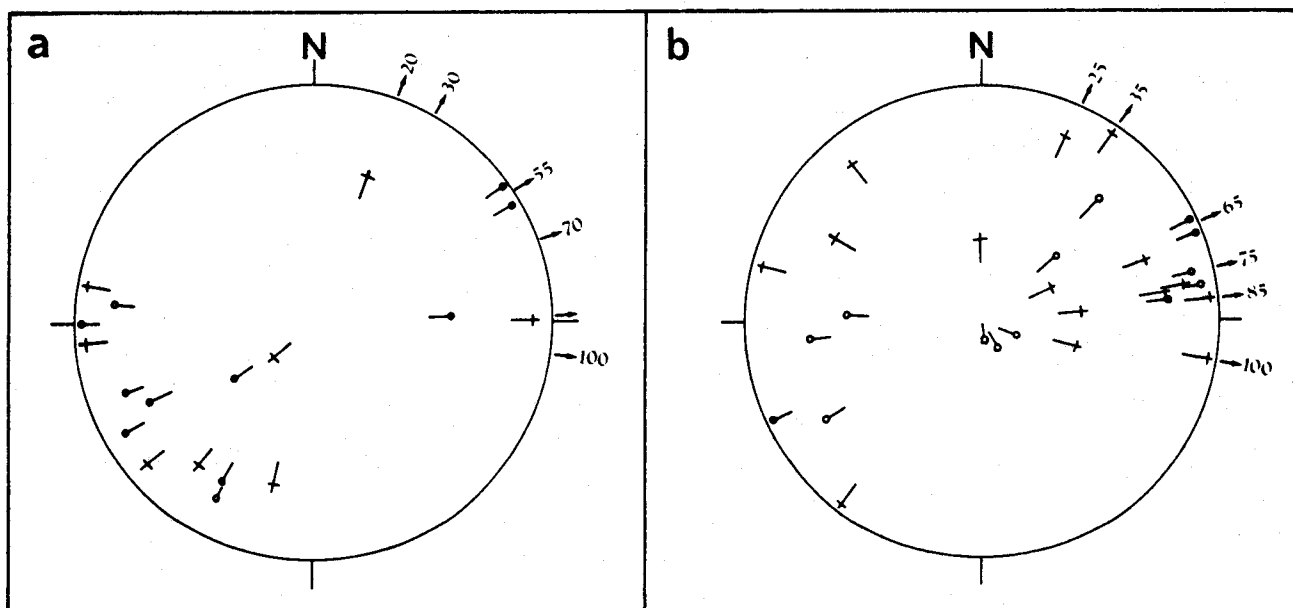


Fig. 114.- Données structurales statistiques, Nappe de Caucagua-El Tinaco (suite).

(a. linéation d'étirement; b. axe de pli isoclinal; 1. Gneiss de La Aguadita; 2. Schistes de Tinapú; 3. Fm. Tucutunemo et Couches de La Candelaria).

Fig. 114.- Datos estructurales estadísticos, Napa de Caucagua-El Tinaco (continuación).

(a. alineación de estiramiento; b. eje de pliegue isoclinal; 1. Gneis de La Aguadita; 2. Esquistos de Tinapú; 3. Fm. Tucutunemo y Capas de La Candelaria).

Remarque : en Cojedes septentrional, MENENDEZ (1965) observe un parallélisme entre la foliation et le litage originel pour l'ensemble Gneiss de La Aguadita-Schistes de Tinapú. Par ailleurs, cet auteur observe une très nette dominance des pendages (de foliation) selon la direction N 85, avec des axes de plis isoclinaux subhorizontaux et des linéations b associées. Notons qu'en Cojedes septentrional, les Schistes de Tinapú affleurent très peu comparativement au Gneiss de La Aguadita (fig. 115).

d) Résumé

L'analyse des données statistiques se heurte aux complications liées aux grands accidents subverticaux et en particulier, à ceux d'orientation N 110-120, dont nous avons vus (chap. III) qu'ils ont un jeu polyphasé oligocène à quaternaire avec au moins un épisode décrochant. Par ailleurs, si les Schistes de Tinapú et la Fm. Tucutunemo (surmontée des Couches de La Candelaria) ont des lithologies et compétences voisines, il n'en est pas de même pour le Gneiss de La Aguadita et la Diorite de Guacamaya.

Les niveaux les plus récents observés (Couches de la Qu. Onoto, Campanien-Maastrichtien) l'ont été en un seul endroit et, qui plus est, dans un secteur particulièrement compliqué par les grands accidents évoqués précédemment. Aussi le "calage" du calendrier tectonique que je proposerai sera-t-il ultérieurement confronté avec les données obtenues en dehors de la Nappe de Caucagua-El Tinaco elle-même.

Je soulignerai néanmoins les faits et hypothèses suivants :

- une disharmonie apparaît entre le Gneiss de La Aguadita, d'une part, et l'ensemble Schistes de Tinapú-Fm. Tucutunemo, d'autre part ;

- trois directions apparaissent dans les Schistes de Tinapú et la Fm. Tucutunemo (N 45-55, N 65-75, N 85-95) associées à des petits chevauchements de même direction ;

- la direction N 85-95, qui est représentée surtout par des inclinaisons vers le Sud, correspondrait plus à un dispositif grossièrement monoclinale qu'à un système de plis ; cette direction serait la plus ancienne, et associée aux chevauchements à inclinaison Sud ; ces structures sont grossièrement parallèles au contact basal de la Nappe ;

- la vergence Sud observée pour la Fm. Tucutunemo (et associée à la schistosité S 3) pourrait correspondre aux structures précédemment mentionnées ; celles-ci auraient un âge "post-Tucutunemo-La Candelaria" (post-Turonien ?) et "anté-Quebrada Onoto" (anté-Campanien-Maastrichtien) ;

- les structures associées à S 3 (et à S 2 *a fortiori*) auraient été ultérieurement basculées pour acquérir le pendage global vers le Sud observable actuellement ; dans cette hypothèse, l'ensemble de la Nappe aurait -aux écaillages ou grands replis internes près (Cf. fig. 109)- une structure de flanc normal, qui prolongerait celle de Cojedes septentrional, en plus "écrasé" (Cf. fig. 115) ;

- dans l'hypothèse proposée, les structures N 85-95 correspondraient au S 3 et reprendraient la direction de la foliation mylonitique (S 2) ;

- les structures postérieures à S 3 -qui correspondraient aux directions N 45-55 et N 65-80 (véritable direction de plissement reprenant S 3)- affecteraient un dispositif initial à pendage Sud. Ceci expliquerait : l'antagonisme permanent observable à l'affleurement entre des structures à vergence locale NNW et des structures à vergence locale SSE, une disharmonie quasi permanente, la désorganisation d'un système isoclinal initial (Cf. fig. 114, fig. 93) et un jeu à vergence Nord le long des plans de chevauchements inclinés vers le Sud.

Les structures compressives post-S 3 seraient surtout liées à la tectonique Paléocène-Eocène moyen (chap. III).

3.- Brèves considérations sur le métamorphisme

MENENDEZ (1965) mentionne les minéraux index suivants : biotite, hornblende bleu-vert, oligoclase, épidote, quelques "rares petits grenats rosés euhédriques" et du microcline en faible quantité, "interstitiel". Cet auteur attribue l'ensemble au grade inférieur du faciès des amphibolites à almandin, essentiellement par la teneur en anorthite du plagioclase. MENENDEZ (1965) insiste sur les faits suivants :

- pauvreté en grenat ;
- présence d'un léger effet rétrograde (chloritisation partielle) lié au métamorphisme affectant la Fm. Las Placitas (soit Crétacé supérieur) ;
- absence d'albitisation des plagioclases (liée éventuellement à la rétro-morphose mentionnée) ; mais présence de porphyroblastes d'albite peu altérés.

Pour le secteur étudié, je rappellerai les faits suivants :

- absence de biotite saine (chloritisée totalement ?) ;
- absence de grenat sain (rares fantômes possibles) ;

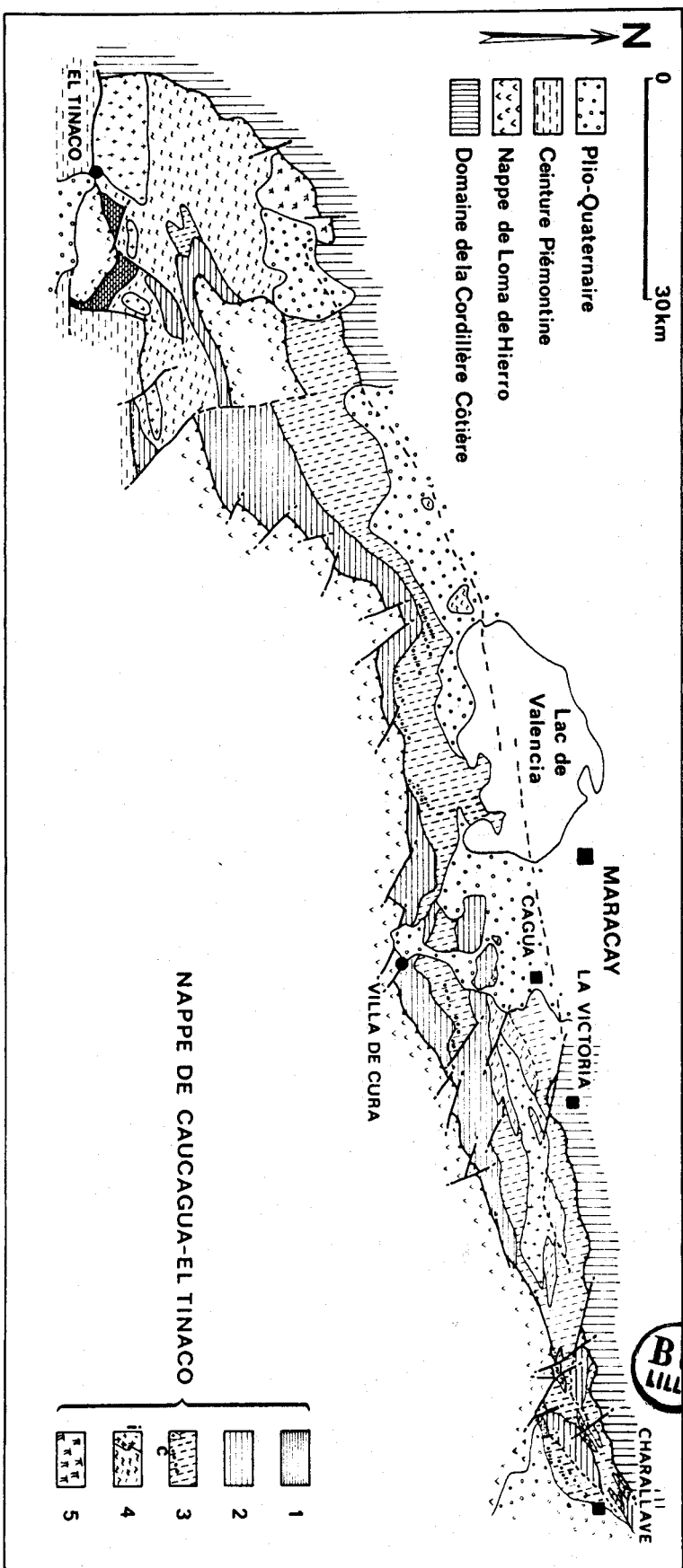


Fig. 115.- Carte géologique synthétique de la Nappe de Caucaagua-El Tinaco, de la région-type au secteur étudié. (adapté des cartes de MENEDEZ (1965), OXBURGH (1965), KONIGSMARK (1965), MACLACHLAN et al (1960) et des levés de l'auteur.)

Légende : 1. Sénonien (Couches de la Qu. Sulforosa et Couches de la Qu. Onoto, Fm. Mucaria); 2. Crétacé inférieur à Turonien (Fms. Las Placitas, Tucutumemo, Pilancones, Couches de La Candelaria); 3. Mésozoïque inférieur-moyen (?) (Schistes de Tinapu, Roches de Conoropa; c. Conglomérat de Charallave); 4. Paléozoïque-Précambrien (?) (Gneiss de La Aguadita; i. diorite, trondhémite); 5. Massif ultramafique de Tinaquillo.

Fig. 115.- Mapa sintético de la Nappe de Caucaagua-El Tinaco desde la región-tipo hasta el área estudiada. (según los mapas de MENEDEZ (1965), OXBURGH (1965), KONIGSMARK (1965), MACLACHLAN et al (1960) y levantamientos por el autor.)

Leyenda : 1. Senonense (Capas de la Quebrada Sulforosa y de la Qu. Onoto, Fm. Mucaria); 2. Cretáceo inferior hasta Turonense (Fms Las Placitas, Tucutumemo, Pilancones, Capas de La Candelaria); 3. Mesozoico inferior-medio (?) (Esquistos de Tinapu, Rocas de Conoropa; c. Conglomerado de Charallave); 4. Paleozoico-Precámbrico (?) (Gneis de La Aguadita; i. diorita, trondhémica); 5. macizo ultramáfico de Tinaquillo.

- transformation quasi totale des plagioclases ;
- présence d'albite fraîche (secondaire) ;
- transformation poussée des hornblendes initiales (vert brunâtre) en actinote ;
- présence de deux générations d'épidote, l'une microcristalline (liée à la rétro-morphose ?) et l'autre bien cristallisée ;
- présence de grands micas blancs post- ou fini-mylonitisation, eux-mêmes micro-fracturés (de même que les épidotes de 2e génération) ;
- présence localement de microcline détritique dans des niveaux quartzo-feldspathiques finement rubanés ;
- présence localement (secteur de La Magdalena) de glauco-phane.

Ces deux dernières observations corroborent celles effectuées par SEIDERS (1965) dans la Quebrada Charallave, où il note la présence de :

- niveaux de "grès arkosique (métamorphisé) à microcline détritique" ;
- niveaux à "pumpellyite, glauco-phane et hornblende vestigiale".

b) Les Schistes de Tinapú

MENENDEZ (1965) y mentionne les minéraux index suivants : albite, muscovite, épidote, biotite, chlorite. Il attribue l'ensemble au sous-faciès à quartz-albite-épidote-biotite du faciès schistes verts. Tout en mentionnant une transition métamorphique et stratigraphique entre les Schistes de Tinapú et le Gneiss de La Aguadita, MENENDEZ (1965) insiste sur l'absence, entre les deux, du sous-faciès à quartz-albite-épidote-almandin.

Pour le secteur étudié, je rappellerai les faits suivants :

- absence de biotite (saine ou altérée) ;
- présence de restes de grenat almandin (détritique ?) dans des niveaux conglomératiques attribués à la base de la formation ; des niveaux identiques sont placés au sommet du Gneiss de La Aguadita par MENENDEZ (1965) ;
- présence de lawsonite, de paragonite et de phengite dans ces mêmes niveaux conglomératiques.

Les différentes remarques faites pour le Gneiss de La Aguadita et les Schistes de Tinapú me conduisent à ne pas exclure l'existence d'un "saut" de métamorphisme entre ces deux unités (Cf. également les hypothèses concernant les microfabriques). Par ailleurs, une transformation plus forte qu'en Cojedes septentrional affecte le Gneiss de La Aguadita dans le secteur étudié. Elle pourrait être liée, non pas à un seul processus rétrograde (Crétacé supérieur "post-Tucunemo") mais à deux épisodes distincts :

- une phase de mylonitisation (avec rétro-morphose) ;
- un métamorphisme schistes verts prograde (albite, épidote et mica blanc de 2e génération).

Ces deux phases affecteraient seules les Schistes de Tinapú. L'apparition de minéraux de type HP/BT^(*) dans le Gneiss de La Aguadita et les Schistes de Tinapú -de même que peut-être localement dans les intrusifs (Cf. fig. 99, coupe 2)- serait à relier avec l'épisode à forte déformation ductile (?).

L'origine proposée par MENENDEZ (1965) pour le Gneiss de La Aguadita -avec laquelle les observations faites en Aragua-Miranda concordent- est une série de pélites et graywackes finement stratifiées intercalées de tufs mafiques et (ou) de sédiments volcano-détritiques ; les Schistes de Tinapú dérivent également de pélites, grès arkosiques et conglomérats, intercalés localement de tufs basiques.

Les arguments manquent pour envisager le milieu de formation de ces séries ; la possible spilitisation des niveaux volcaniques serait un argument en faveur du caractère marin (?).

Remarque : le Gneiss de La Aguadita devant son appellation à une "structure gneissique" qui est le reflet d'un litage originel et non d'une ségrégation lors d'un processus métamorphique, je proposerai d'en modifier l'appellation et de parler des "Amphibolites et Quartzites de La Aguadita".

c) La Fm. Tucutunemo et les Couches de La Candelaria

Les niveaux carbonatés de la Fm. Tucutunemo montrent un développement d'albite, de séricite ou de petits micas blancs (phengite ? muscovite ?) ; les niveaux volcaniques contiennent en plus de l'épidote (pistachite et clinozoïsite) et de l'actinote. Les affleurements septentrionaux ou la base de la Formation (Cf. secteur de Sacua Arriba) paraissent plus métamorphisés (mica blanc uniquement et de plus grande taille). MENENDEZ (1965) place la Fm. Las Placitas (équivalent de la Fm. Tucutunemo d'Aragua Miranda) dans le sous-faciès à quartz-albite-muscovite-chlorite. Vers le haut de la série et sur le rebord méridional de l'unité (Cf. Couches de La Candelaria), le métamorphisme s'atténue. Epidote, albite et actinote restent présentes dans les laves mais liées probablement à la spilitisation initiale.

F) Extension de la Nappe de Caucagua-El Tinaco

Les considérations structurales et stratigraphiques issues des paragraphes B, C et D m'ont conduit à relier le secteur étudié (Aragua-Miranda) à la région-type (Cojedes) sous forme d'une carte simplifiée (fig. 115). Certaines localités, dont il sera fait mention, sont notées sur cette figure, d'autres sont indiquées sur la figure 85.

La Nappe de Caucagua-El Tinaco affleure donc en continuité depuis l'Ouest d'El Tinaco jusqu'à Charallave ; elle se prolonge sous le graben récent de Santa Lucia-Ocumare del Tuy (fig. 61) et réapparaît jusqu'au Nord de Caucagua (Cf. fig. 85 ; SEIDERS, 1965). A l'Est du golfe de Barcelona, en "Oriente", cet ensemble n'existe plus, la zone de la Cordillère Côtière venant directement au contact de l'avant-pays (Cf. chap. I). Au Nord-Ouest, deux ensembles ont été considérés comme des jalons (extrémités) de la Nappe de Caucagua-El Tinaco :

(*) Lawsonite, glaucophane, paragonite.

a) le Complexe de Yumare et la Formation San Quintín ;

au Nord de Yumare (fig. 85), BELLIZZIA et RODRIGUEZ (1976) décrivent un petit massif allongé Ouest-Est composé d'un socle ignéo-métamorphique et d'une couverture volcano-sédimentaire :

- le Complexe de Yumare, formé d'anorthosites, amphibolites, granulites basiques ; le caractère catazonal souligné par BELLIZZIA et RODRIGUEZ (1976) et la comparaison avec le Massif de Santa Marta (Colombie septentrionale) et le Bouclier Guyanais conduisent ces auteurs à attribuer un âge précambrien au Complexe de Yumare ;

- la Fm. San Quintín, discordante sur l'ensemble précédent ; elle se compose de laves et tufs basiques et de sédiments calcaires néritiques et terrigènes grossiers ; l'ensemble est légèrement métamorphisé (prehnite-pumpellyite ; selon BELLIZZIA et RODRIGUEZ, 1976), probablement initialement spilitisé. Des dykes d'alimentation recourent le Complexe de Yumare.

BELLIZZIA et RODRIGUEZ (1976) corrélient le Complexe de Yumara avec les Complexes d'El Tinaco et Sébastopol, d'une part, et la Fm. San Quintín avec la Fm. Las Placitas, d'autre part. De plus, ces auteurs n'écartent pas l'hypothèse d'une allochtonie de l'ensemble.

b) les gabbros et spilites de Siquisique-Rio Tocuyo ;

le long du Rio Tocuyo (fig. 85) affleure une bande étroite et discontinue comprenant des péridotites, des gabbros et des laves basaltiques associées à des sédiments. Baptisées "ophiolites de Siquisique" par BELLIZZIA *et al.* (1972), "ophiolites dissociées" par STEPHAN (1980), ces roches ont été incluses dans la Nappe Ophiolitique de Loma de Hierro-Siquisique définie par STEPHAN *et al.* (1980). Les laves, spilitisées, sont associées à des sédiments calcaires néritiques et terrigènes grossiers, d'âge Hauterivien inférieur à Cénomaniens-Turonien (STEPHAN, 1982) ; analysant un secteur dépourvu de péridotites serpentinisées, STEPHAN (1982) conclut à un contexte intra-continentale et un âge Crétacé inférieur pour ce magmatisme basique (gabbro et spilite) ; par ailleurs, il rapproche les laves et sédiments associés du Crétacé inférieur, de la Fm. Pílancones de Cojedes septentrionale. STEPHAN (1982) rattache l'unité de Siquisique-Rio Tocuyo à la Nappe (de Socle) de Tinaco-Tinaquillo. BELLIZZIA et RODRIGUEZ (1976) considèrent que les basaltes spilitiques de Siquisique-Rio Tocuyo sont en relation étroite avec la Fm. San Quintín.

L'ensemble "Yumare-Siquisique-Rio Tocuyo" représenterait donc des éléments dissociés de la Nappe de Caucagua-El Tinaco ; les lambeaux de péridotites serpentinisées présents dans le même secteur seraient des témoins des écailles ophiolitiques qui -en Cojedes et en Aragua-Miranda- surmontent tectoniquement la Nappe de Caucagua-El Tinaco. Rappelons par ailleurs la complexité structurale de la région Yumare-Siquisique (BELLIZZIA *et al.*, 1972 ; BELLIZZIA et RODRIGUEZ, 1976 ; STEPHAN, 1980, 1982) et l'étroite imbrication entre écailles tectoniques et olistolites remaniés dans le flysch paléocène (chap. III).

III.- LA NAPPE - OPHIOLITIQUE - DE LOMA DE HIERRO

A) Introduction

Le Massif mafique-ultramafique de Loma de Hierro (localisé sur la figure 116), ainsi que de nombreux petits affleurements de péridotite serpentinisée, ont été cartographiés et interprétés comme des intrusions ultrabasiques, par SMITH (1953), MacLACHLAN *et al* (1960) et SHAGAM (1960), à la suite des idées développées par HESS (1938) et HESS et MAXWELL (1953). Pour BELLIZZIA (1967) et DENGU (1972), certains ensembles de serpentinites ont été placés en position allochtone tardivement (au Maastrichtien-Paléogène) à la suite de charriages ou de glissements gravitaires, leur mise en place initiale étant liée à des grands accidents subverticaux; les concepts de "cortège ophiolitique" (BRUNN, 1960) et de "nappe ophiolitique" (c.f. *in* AUBOUIN, 1980) n'apparaissent pas dans ces interprétations. Le concept d'"ophiolites" apparaît avec les travaux de BELLIZZIA *et al* (1972) et de GRATEROL (1972), concernant respectivement l'ensemble de Siquisque-Rio Tocuyo situé dans l'Ouest de la chaîne (c.f. Chap. I et *in* STEPHAN, 1982) et le Massif de Loma de Hierro.

GRATEROL (1972), analysant la pétrographie des ultramafites et des gabbros de la Loma de Hierro (littéralement : la Colline de Fer) conclut au caractère alpinotype de cet ensemble, sans toutefois envisager sa position structurale et son origine. Pour GRATEROL (1972), la Fm. Volcanique de Tiara (ou Fm. Tiara, ANONYME, 1970), constituée de basaltes, est génétiquement associée à la partie grenue du complexe.

STEPHAN *et al* (1980), BELLIZZIA *et al* (1980) et BECK (1980b) définissent une Nappe - Ophiolitique- de Loma de Hierro-Siquisque, d'origine ultra-Cordillère Côtière, soit septentrionale (c.f. Chap. I); j'ai, par ailleurs, considéré l'ensemble sédimentaire dit "Ceinture de Paracotos" comme couverture discordante des ophiolites et des basaltes de la Fm. Tiara BECK (1980b). J'ai proposé ultérieurement d'autres découpages dans l'ensemble recouvrant le substratum ophiolitique (BECK *et al*, 1984; BECK, 1985). La superposition de plusieurs écailles, l'existence de plusieurs séries sédimentaires ou volcano-sédimentaires discordantes, les rejeux des contacts tangentiels et, enfin, les mouvements décrochants subparallèles aux structures tangentielles (c.f. fin du Chap. III) concourent à la complexité de cette Nappe de Loma de Hierro. La présence notamment de plis en chevrons serrés et de déformations pénétratives associée à des jeux décrochants, ainsi que des indices d'épimétamorphisme rendent nécessaire une étude minutieuse du métamorphisme et des microstructures. Cette étude n'ayant pas été effectuée, le cadre stratigraphique et structural qui suit (c.f. fig. 117) est présenté à titre préliminaire.

Ont été distingués, de bas en haut :

1. un substratum ophiolitique affleurant largement dans le Massif de Loma de Hierro et à l'Est de celui-ci; la partie gabbroïque stratifiée apparaît soit peu transformée et peu déformée, soit amphibolitisée et foliée (flasergabbros);
2. une série volcano-sédimentaire composée de basaltes (généralement spilitisés) en coulées ou en oreillers, de brèches basaltiques, de sédiments volcanodétritiques, de calcaires pyriteux et de jaspes à Radiolaires, parfois dolomitisés; cet ensemble dit "du Rio Guare" est d'âge Crétacé inférieur (Aptien-Albien ou Néocomien) d'après un assemblage de Radiolaires (BECK *et al*, 1984);

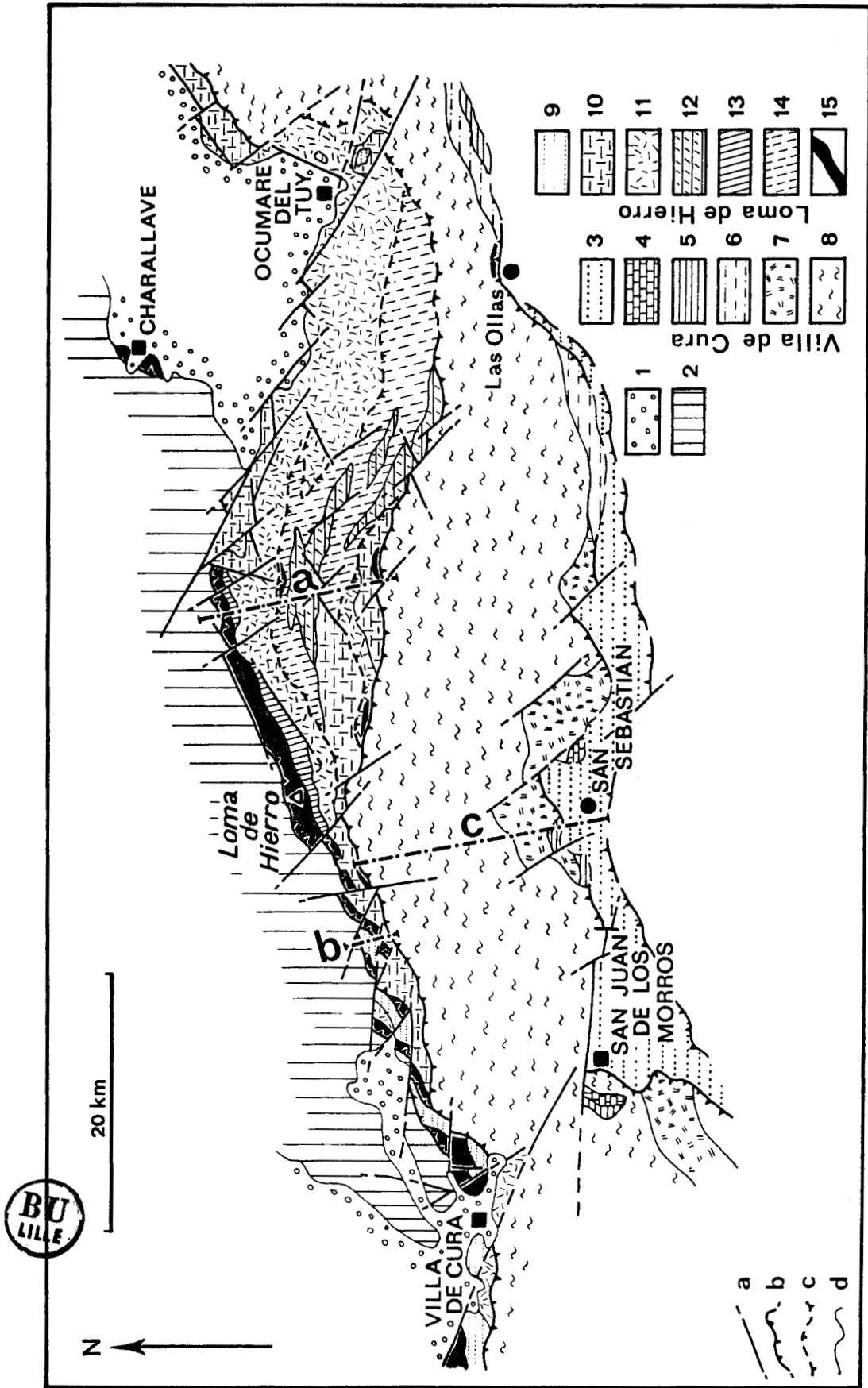


Fig. 116

3. une formation volcanique épaisse et massive, constituée de basaltes aphyriques (spilitisés) associés à des dykes de micro-gabbro; cette Fm. Tiara (ANONYME, 1970) reposerait soit normalement, soit en discordance locale sur les termes précédents et serait d'âge Albien à Sénonien inférieur (d'après corrélations et données radiochronologiques);
4. une série sédimentaire, épaisse, composée de calcaires hémipélagiques en plaquettes souvent recristallisés, de pélites intercalées de grès calcareux et de conglomérats polygéniques à quartz, débris ignés basiques et débris métamorphiques. Un niveau de cette "Fm. Cataurito" a livré une microfaune d'âge Sénonien supérieur; cette formation serait discordante sur les termes précédents;
5. une série peu épaisse de pélites, calcaires hémipélagiques, microbrèches calcaires et calcaires épinéritiques, comportant des termes datés par microfaune du Paléocène moyen et du Paléocène supérieur-Eocène inférieur; cet ensemble affleure localement et repose probablement sur le substratum ophiolitique;
6. un ensemble de conglomérats calcareux à matériel igné basique, pélites à blocs et graywackes; baptisé Complexe d'El Ocumo, cette série repose en discordance (au moins locale) sur les termes précédents - excepté le terme 5- ; elle renferme des olistolithes de calcaire Sénonien supérieur (à Globotruncanas) et de calcaire Eocène inférieur-moyen (à Macroforaminifères).

Les principaux points d'incertitude qui seront discutés après l'exposé des données récoltées, concernent :

- les relations entre le Volcano-sédimentaire du Rio Guare et la Fm. Tiara;
- les relations entre la Fm. Tiara et le substratum ophiolitique et l'âge de ce dernier;
- les relations entre le Sénonien supérieur et le Paléocène-Eocène moyen;
- l'intégrité de la Fm. Cataurito et l'attribution d'un âge Sénonien supérieur à cette formation dans sa totalité;
- l'âge des contacts tangentiels limitant la Nappe de Loma de Hierro et de ceux responsables de son écaillage interne.

Fig. 116.- Géologie simplifiée des Nappes de Loma de Hierro et Villa de Cura en Aragua-Miranda.

Légende : 1. Néogène-Quaternaire; 2. Nappe de Caucagua-El Tinaco; 3. complexe à olistolithes, Paléocène supérieur-Eocène inférieur; 4. pélites, conglomérats et calcaire, Campanien-Maastrichtien; 5. calcaires massifs, Paléocène supérieur-Eocène inférieur; 6. conglomérats volcaniques, Sénonien inférieur; 7. laves, tufs et brèches basaltiques (Albien); 8. métatufs et métalaves (HP/BT) (Tithonique-Néocomien ?); 9. pélites à olistolithes, conglomérats et calcaires, Paléocène supérieur-Eocène inférieur; 10. pélites, conglomérats et calcaires, Campanien-Maastrichtien; 11. laves basaltiques massives, Albien ? - Sénonien inférieur; 12. laves en oreillers, brèches basaltiques, calcaires et radiolarites, Néocomien-Albien; 13. gabbros lités; 14. gabbros lités amphibolitisés (flasergabbros); 15. péridotite, serpentinite; a. accident subvertical; b. chevauchement; c. chevauchement supposé; d. contact stratigraphique.

Fig. 116.- Geología simplificada de las Napas de Loma de Hierro y Villa de Cura en Aragua-Miranda.

Leyenda : Neogeno-Cuaternario; 2. Napa de Caucagua-El Tinaco; 3. complejo con olistolitos, Paleoceno superior-Eoceno inferior; 4. lutitas, conglomerados y caliza, Campaniense-Maastrichtiense; 5. caliza maciza, Paleoceno superior-Eoceno inferior; 6. conglomerados volcanicos, Senoniense inferior; 7. lavas, tobas y brechas basálticas (Albiense); 8. metatobas y metalavas (AP/BT) (Tithoniense-Neocomiense ?); 9. lutitas con olistolitos, conglomerados y calizas, Paleoceno superior-Eoceno inferior; 10. lutitas, conglomerados, y calizas, Campaniense-Maastrichtiense; 11. lavas basálticas macizas, Albiense-Senoniense inferior; 12. lavas en almohadillas, brechas basálticas, calizas y radiolaritas, Neocomiense-Albiense; 13. gabros cumulosos; 14. gabros cumulosos anfibolizados (flasergabros); 15. peridotita, serpentinita; a. falla subvertical; b. corrimiento; c. corrimiento supuesto; d. contacto estratigráfico.

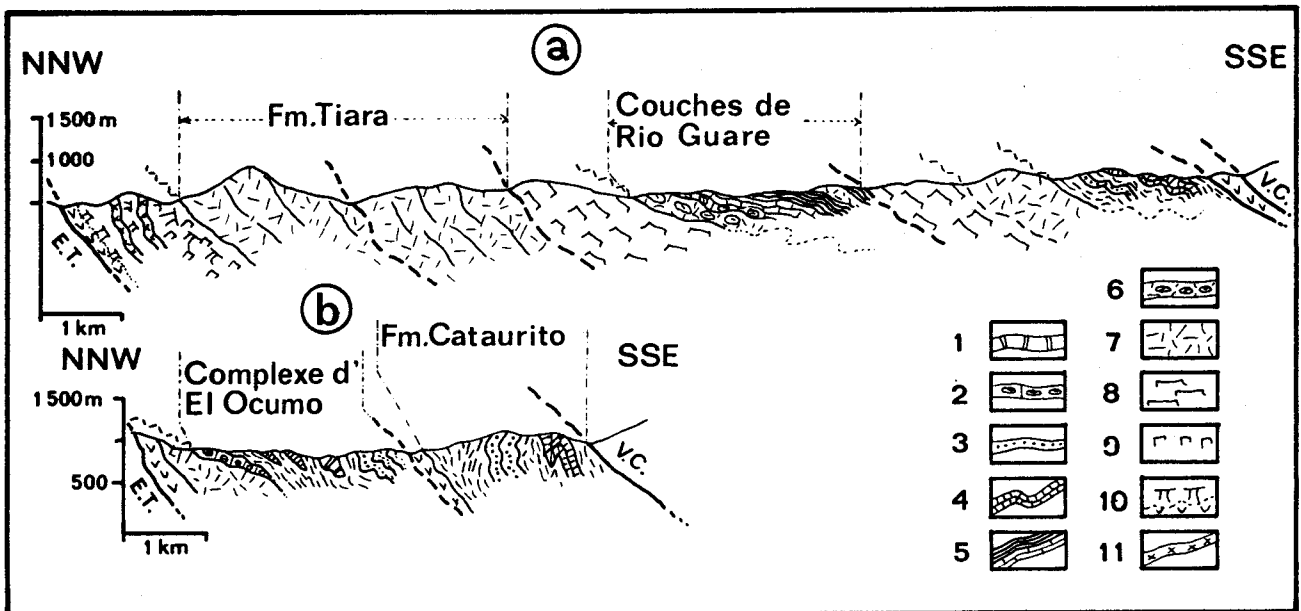


Fig. 117.- Coupes transversales synthétiques de la Nappe de Loma de Hierro. (localisation sur fig. 116)

Légende: 1. calcaires massifs, néritiques; 2. conglomérat à matériel volcanique; 3. grès, graywacke; 4. calcaire pélagique en plaquettes; 5. calcaire pyriteux, siltite et jaspes à Radiolaires; 6. brèche volcanique; 7. lave basique massive; 8. gabbros lités amphibolitisés et foliés (flasergabbros); 9. gabbros lités; 10. péridotite, serpentinite; 11. pyroxénolite.

Fig. 117.- Cortes transversales sintéticos de la Napa de Loma de Hierro. (ubicación sobre la fig. 116).

Leyenda: 1. calizas neríticas macizas; 2. conglomerado de rocas volcánicas; 3. arenisca, graywacka; 4. caliza pelágica en capas delgadas; 5. caliza piritosa, siltita y radiolaritas; 6. brecha volcánica; 7. lava básica maciza; 8. gabros acumulados amphibolitizados y foliados (flasergabros); 9. gabros acumulados; 10. peridotita, serpentinita; 11. piroxenolita.

B) Stratigraphie de la Nappe de Loma de Hierro en Aragua-Miranda

1.- Le substratum ophiolitique et la Formation volcanique de Tiara

a) Coupe de l'extrémité Ouest de la Loma de Hierro

Du Nord vers le Sud, on observe (fig. 119, coupe 1, localisation sur fig. 118):

1. quelques mètres de serpentinite écailleuse jalonnant le contact avec les micaschistes sous-jacents;
2. des harzburgites massives, présentant localement des lits de pyroxénolite (rares) et des niveaux enrichis en plagioclases et finement lités (troctolites, fréquentes). L'ensemble est riche en dykes (ou sill ?) de gabbro, de 20 cm à plus d'un m d'épaisseur, et présentant un coeur de pegmatoïde. Les harzburgites sont fortement serpentinisées et leurs orthopyroxènes présentent parfois des déformations visibles en lame mince. Dans les gabbros et les troctolites, les plagioclases sont transformés en agrégats réfringents et subsotropes (hydrogrenats ?). Les clinopyroxènes des gabbros apparaissent parfois en position inter-cumulat, conférant, en lame mince, un aspect "graphique" à ces roches. Vers le Sud, les gabbros deviennent plus abondants (transition avec le complexe gabbroïque lité);
3. des laves basiques aphyriques de couleur vert sombre, entrecoupées de dykes (ou sills ?)

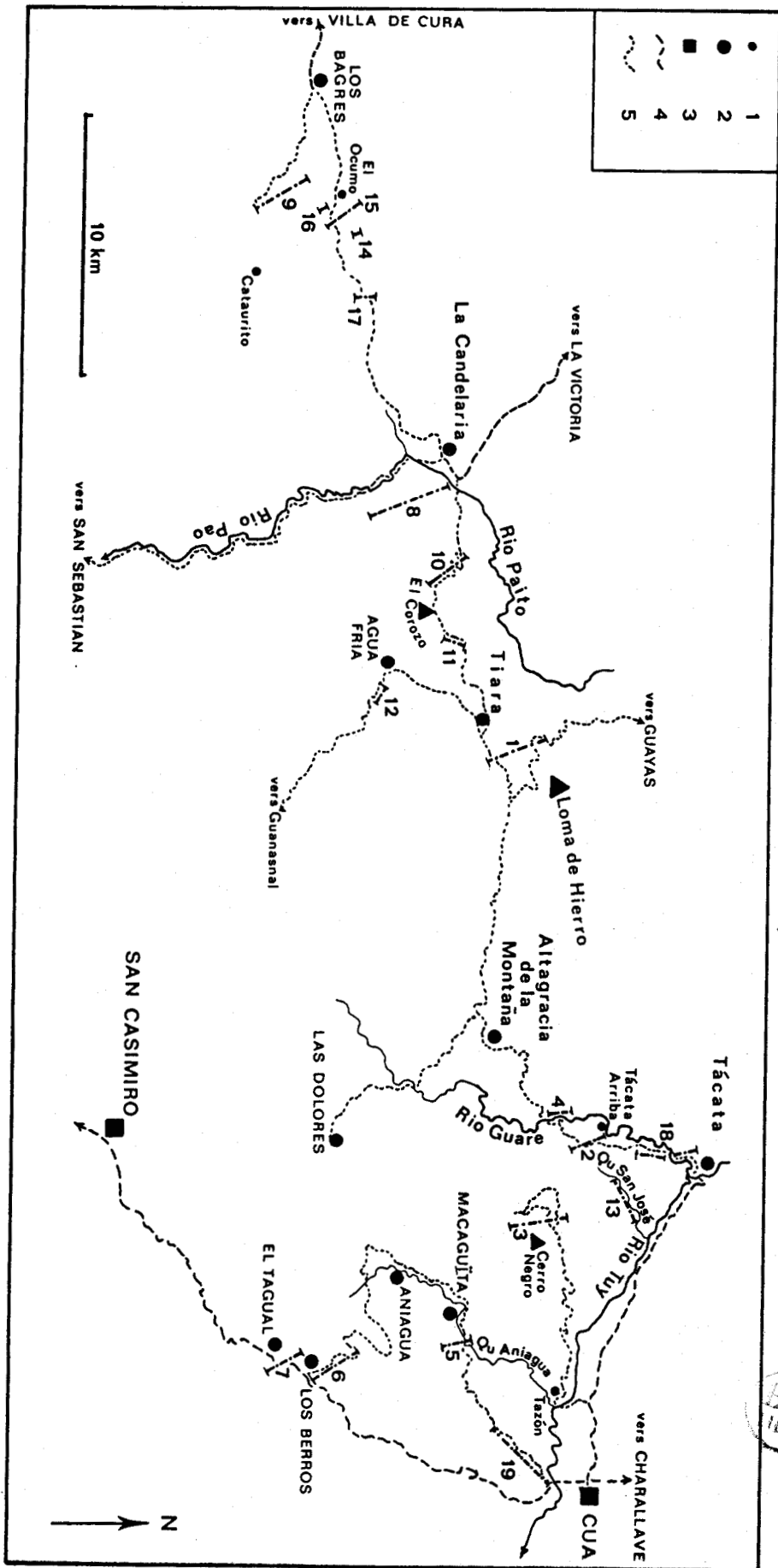


Fig. 118.- Localisation des coupes dans la Nappe de Loma de Hierro.
 Fig. 118.- Ubicación de las cortes en La Nappe de Loma de Hierro.



de microgabbros à structure doléritique intersertale ou ophitique, parfois discernable à l'oeil nu. Ces laves, massives, se développent sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur au Sud et à l'Est de la Loma de Hierro (cf. fig. 116 et carte annexée); elles montrent

une structure microdoléritique et une transformation en spilites (actinote, épidote microcristalline, calcite, plagioclase albitique souvent à contours "squelettique", restes de clinopyroxènes sains); les dykes sont plus riches en clinopyroxènes préservés. Le contact entre l'ensemble mafique et ces laves n'a pas été observé ici; il apparaît, cartographiquement, relativement rectiligne (accident sub-vertical ?); plus vers l'Ouest (cf. infra, paragr. 5.-), ce contact est normal;

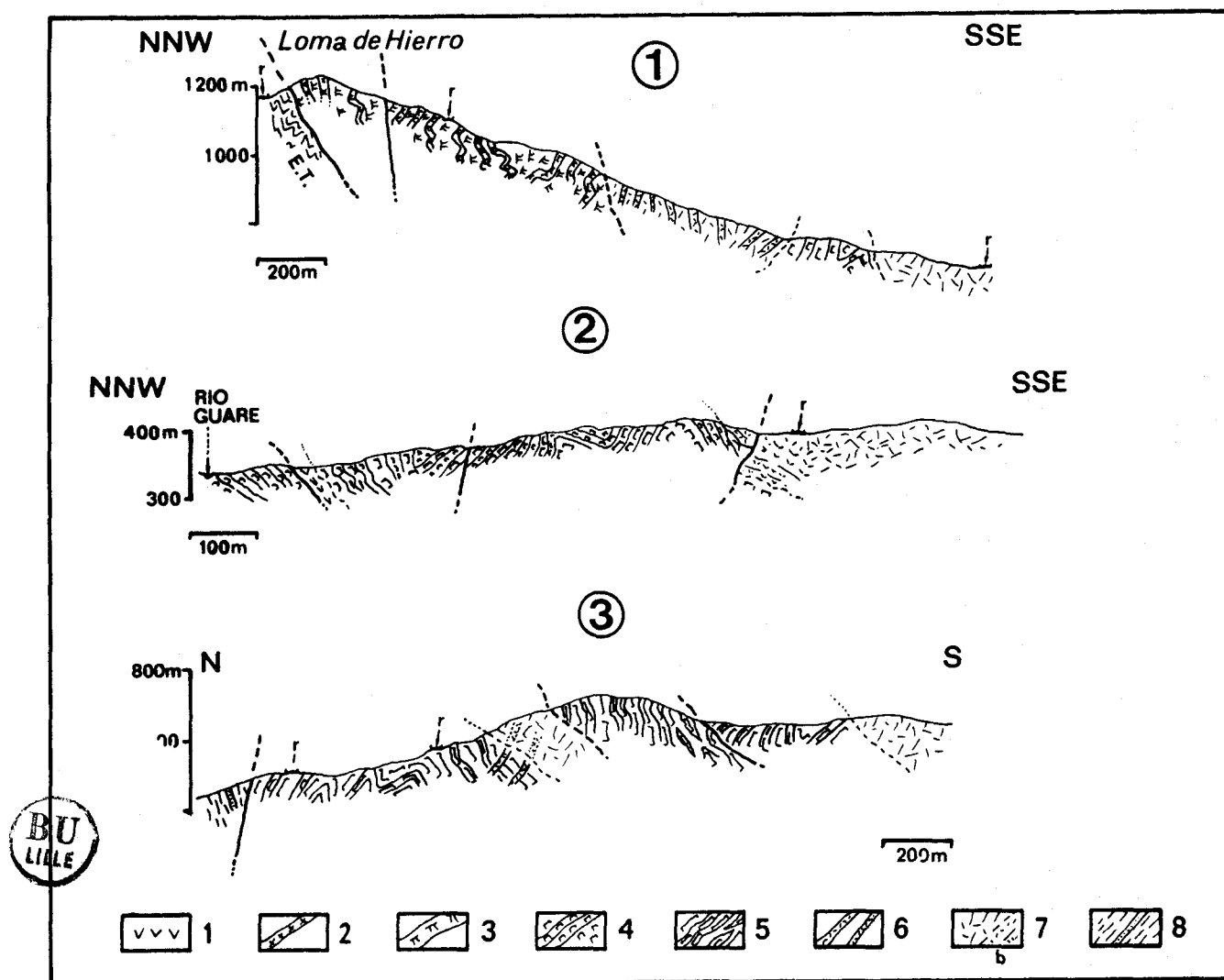


Fig. 119.- Coupes dans le substratum ophiolitique, Nappe de Loma de Hierro. (localisation sur fig. 118)

Légende : 1. serpentinite; 2. pyroxénolite; 3. harzburgite; 4. troctolite et gabbros cumulés, pegmatoïdes; 5. cumulats gabbroïques foliés et amphibolitisés, flasergabbros; 6. dykes de microgabbro; 7. dolérites (b. stratification grossière, bréchification); 8. pélites et graywackes.

Fig. 119.- Cortes en el basamento ophiolítico, Napa de Loma de Hierro. (ubicación sobre la fig. 118)

Leyenda : 1. serpentinita; 2. piroxenolita; 3. harzburgita; 4. troctolitas y gabros acumulados, pegmatoides; 5. gabros acumulados amphibolitizados, flasergabros; 6. diques de microgabro; 7. doleritas (b. brechas); 8. lutitas y graywackas.

4. des gabbros lités (cumulés) dans lesquels la taille des cristaux et la proportion de minéraux mafiques varient à différentes échelles (du cm ou du m). En lame mince, les plagioclases apparaissent altérés comme ceux des dykes mentionnés dans la partie ultramafique; les clinopyroxènes montrent parfois des déformations (microplis et microfractures associés en kink) et un remplacement partiel par des amphiboles faiblement colorées;
5. des laves basiques aphyriques massives, localement enrichies en vacuoles de calcite; ces laves se développent largement vers l'Ouest autour du village de Tiara (fig. 118) et constituent la formation du même nom (SMITH, 1953). Elles présentent une structure doléritique intersertale, des microphénocristaux de clinopyroxène partiellement chloritisés et épidotisés et des plagioclases saussuritisés ou albitisés.

b) Coupe de Tacata Arriba (coupe 2)

Elle correspond à une piste abandonnée reliant le caserio Tacata Arriba (au bord du Rio Guare) à la piste principale Tacata-Tiara. Cette coupe montre du Nord vers le Sud (fig. 119):

1. des gabbros lités (cumulés) séparés de l'ensemble mafique-ultramafique principal par un contact anormal jalonné de serpentinite. Ces gabbros lités sont déformés à la fois à l'échelle de l'affleurement (plis métriques et décamétriques) et de la lame mince (restes de clinopyroxènes microplissés et microfracturés). Par ailleurs, les pyroxènes apparaissent partiellement ou totalement remplacés par des amphiboles vert-brunâtres, faiblement colorées; celles-ci confèrent aux niveaux à litage magmatique fin (centimétrique) une structure et une composition d'orthoamphibolite. Dans certains pegmatoïdes, les plagioclases (transformés) apparaissent en position inter-cumulat par rapport aux clinopyroxènes. Dans l'ensemble de ce complexe le degré de transformation et de déformation apparaît variable;
2. des laves basiques aphyriques massives, riches en vacuoles de calcite; elles reposent sur les gabbros précédents par l'intermédiaire de quelques m de brèche volcanique contenant des fragments de gabbro; cette brèche apparaît elle-même déformée. Les laves - exception faite de la présence de vacuoles de calcite - sont identiques à celles observées précédemment.

c) Coupe du Cerro Negro (Coupe 3)

Accessible par une piste menant de l'hacienda Tazón vers le SW, cette coupe montre (fig. 119):

1. des gabbros lités amphibolitisés et fortement déformés, avec des plis métriques à décamétriques soulignés par les niveaux riches en plagioclases. Au sommet de cet affleurement, j'ai observés des dykes de microgabbro à structure doléritique et clinopyroxènes sains; ces dykes pourraient représenter des témoins de l'alimentation des volcaniques sus-jacentes (cf. pointillés sur la coupe);
2. des laves basiques aphyriques, de teinte vert sombre, à structure microdoléritique, spilitisées et présentant une schistosité fruste;
3. des gabbros amphibolitisés montrant des microplis d'échelle centimétrique dans les niveaux finement lités, et une structure en "flasergabbro" (in MEVEL et al, 1978; STEEN et al, 1980). Ces gabbros sont, par ailleurs, écaillés;
4. des laves basiques aphyriques (cf. terme 2 de la coupe), localement intercalées de tufs et brèches à éléments de microgabbro. Ces laves montrent une schistosité fruste à l'affleurement; en lame mince, une déformation pénétrative est observable localement.

2.- La série volcano-sédimentaire du Rio Guare

Observée initialement sur un affleurement restreint, cette série s'est ensuite avérée largement représentée dans le secteur étudié ainsi qu'à l'Est du Graben du Tuy moyen (BECK et al, 1984); ce dernier secteur n'étant pas envisagé ici.

a) Coupe du Rio Guare

Elle montre, du Nord vers le Sud (fig.120, coupe 4; localisation sur fig. 118):

1. des gabbros lités déformés et amphibolitisés (certains pegmatoïdes ayant des restes de clinopyroxènes sains);
2. une première séquence de laves et de tufs et brèches volcaniques. Les brèches remanient des éléments subanguleux (de 2 à 20 cm) de microdolérite et des fragments de gabbro et pyroxénolite déformés et partiellement amphibolitisés. Les plagioclases des microdolérites sont albitisés, les clinopyroxènes sont partiellement préservés; certains éléments volcaniques montrent des clinopyroxènes en microlites allongés disposés en "gerbes" ou en "plumes", dans une mésostase (spilitique) de calcite, épidote, chlorite et opaques. Les laves sont identiques aux éléments de la brèche et présentent parfois (à la différence de la Fm.Tiara) une structure franchement microlithique;
3. quelques mètres d'une alternance de pélites noires schistosées intercalées d'un mince lit calcareux;
4. une deuxième séquence de pyroclastites, intercalée de pélites noires et d'un niveau de laves en oreillers (notée Pi);
5. quelques mètres d'une alternance de pélites calcareuses, de siltite, de calcaires à Radiolaires (en bancs de quelques cm d'épaisseur); l'ensemble est noir, pyriteux et probablement graphiteux. Les siltites montrent en lame mince une orientation très homogène des phyllites ainsi qu'une recristallisation possible de celles-ci. Les calcaires (microsparite imprégnée d'opaques) sont riches en tests de Radiolaires préservés soit sous forme de fantômes spartiques soit épigénisés par de la pyrite; dans une lentille à composition de jaspe, des Radiolaires ont été observés sous forme du quartz microcristallin. Dans ces calcaires, certains

	KIMM.	TITH.	BERR.	VAL.	HAUT.	BARR.	APT.	ALB.	CEN.	TUR.
79-28										
Pantanelium corrigaensis				?—?—?						
P. lanceola gr.								—		
? Crucella cachensis										—?—
77-661										
P. lanceola gr.								—		
Acæniotyle diaphorogona										
A. umbilicata										
Ultranaþora præspinfera								?—?		
A s s e m b l a g e										

Tableau X.- Radiolaires de la série volcano-sédimentaire du Rio Guare, Nappe de Loma de Hierro; d'après DE WEVER (in BECK et al, 1984).

Cuadro X.- Radiolarios de la serie volcánica-sedimentaria del Rio Guare, Napa de Loma de Hierro; según DE WEVER (in BECK et al, 1984).

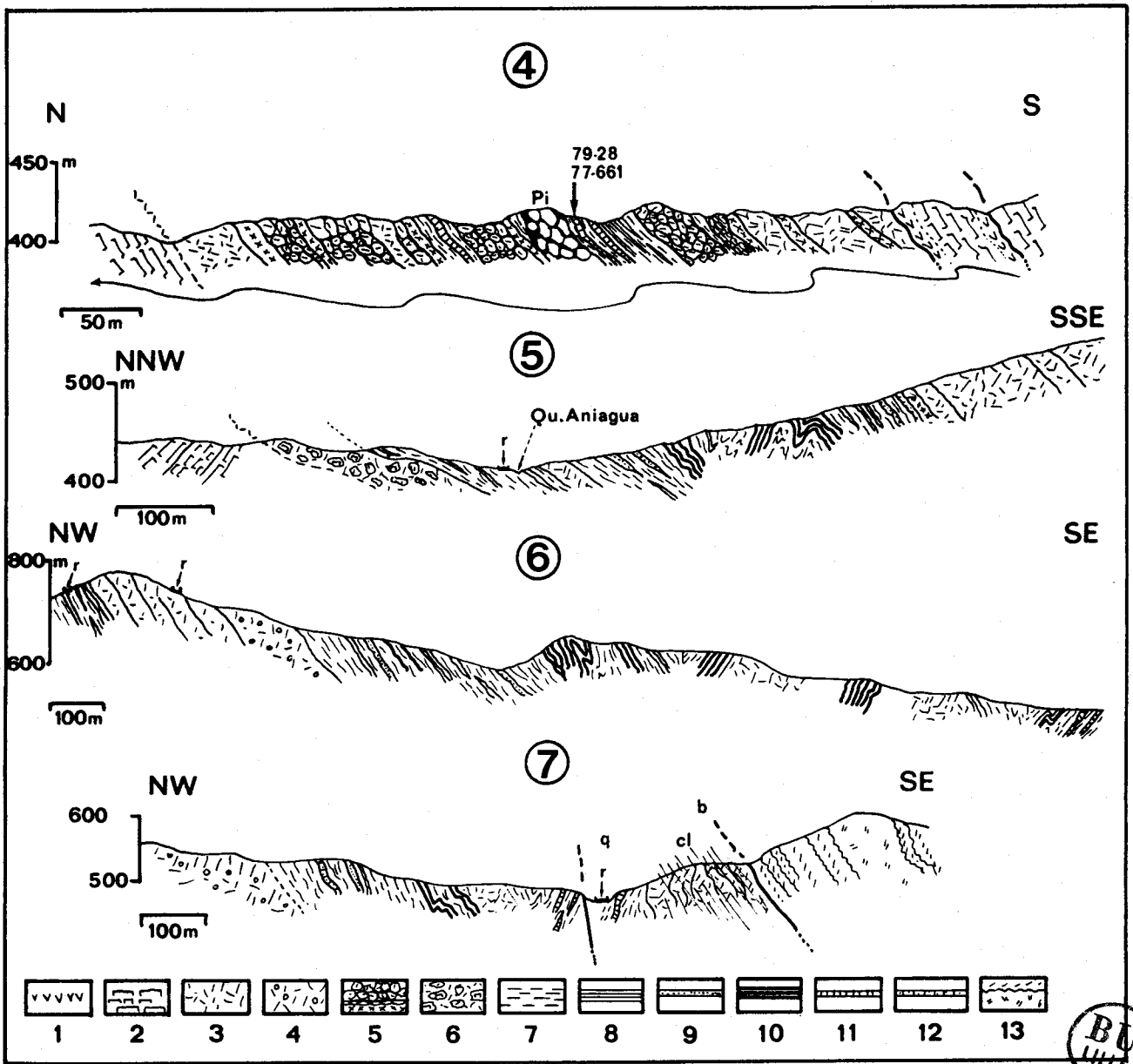


Fig. 120.- Coupes dans la série volcano-sédimentaire du Rio Guare, Nappe de Loma de Hierro. (localisation sur fig. 118)

Légende : 1. serpentinite; 2. gabbros lités amphibolitisés; 3. laves basiques aphyriques; 4. laves basiques à vacuoles de calcite; 5. tufs et brèches volcaniques; 6. brèche volcanique à éléments de gabbro; 7. pélites, phyllades; 8. siltite, souvent en laminites; 9. graywacke à grain fin; 10. radiolarites et cherts, parfois dolomitiques; 11. calcaire noir pyriteux à Radiolaires; 12. graywacke calcareuse à grain fin; 13. tufs lités et laves, métamorphisés (Gr. Villa de Cura); r. route, piste.

Fig. 120.- Cortes en la serie volcánica-sedimentaria del Rio Guare, Napa de Loma de Hierro. (ubicación sobre la fig. 118)

Leyenda : 1. serpentinita; 2. gabros cumulados amphibolitizados; 3. lavas básica afíricas; 4. lavas básicas con vacuolas de calcita; 5. tobas y brechas volcánicas; 6. brecha volcánica con fragmentos de gabro; 7. lutitas, fílitas; 8. siltita, a menudo en laminatas; 9. graywacka de grano fino; 10. radiolarita y chert, a veces dolomíticos; 11. caliza negra piritosa con Radiolarios; 12. graywacka calcárea de grano fino; 13. tobas estratificadas y lavas, metamorfozadas (Gr. Villa de Cura); r. carretera, carretera de verano.

fantômes sparitiques pourraient représenter des Foraminifères planctoniques. Deux échantillons ont livré, par attaque acide, des Radiolaires pyritisés qui ont été étudiés par DE WEVER; selon cet auteur (cf. tabl. X), l'assemblage correspond à l'intervalle Valanginien-Albien;

6. une troisième séquence de pyroclastites passant vers le haut à une alternance de tufs et de laves, ces dernières étant identiques à celles décrites dans le niveau 2.

L'ensemble 6 est recouvert tectoniquement par des gabbros lités amphibolitisés, par l'intermédiaire d'une "semelle" de serpentinite écailleuse.

b) Coupe de La Macaguïta

Elle montre, du Nord vers le Sud (fig. 120, Coupe 5; localisation sur fig. 118):

1. des gabbros lités déformés et amphibolitisés (flasergabbros);
2. 30 à 40 m d'une brèche volcanique à mésostase microdoléritique et éléments de dolérite, gabbro, dont de nombreux fragments empruntés à l'ensemble sous-jacent. Le contact entre 1 et 2 est supposé stratigraphique;
3. reposant sur les pyroclastites précédentes, des pélites intercalées de siltite (parfois en phyllades);
4. un ensemble de laves, tufs volcaniques, pélites, graywackes à grain fin, et jaspes à Radiolaires. Les tufs montrent en lame mince une mésostase altérée (dévitrifiée ?) riche en opaques et des éléments de microdolérite et dolérite à pyroxènes sains; des fragments de roche grenue à clinopyroxènes déformés et partiellement transformés en amphibole ainsi que des fragments de serpentine sont observables dans ces tufs. Les siltites et graywackes à grain fin montrent des phyllites recristallisées (chlorite, séricite) et une disposition en laminites claires et sombres (variation de la concentration en phyllites et opaques). Les jaspes ont également un aspect noir et gris clair, lié à une disposition en laminites doublée d'une bréchification synsédimentaire; les plages claires montrent, en lame mince, des rhomboèdres dispersés de dolomite;
5. des laves basiques vert sombre, aphyriques, à structure microdoléritique et de composition spilitique (quasiment dépourvues de pyroxènes sains).

c) Coupe de Los Berros

Elle est accessible par une piste qui relie la route principale San Casimiro-Cua au village d'Aniagua. Elle permet de suivre, du Nord vers le Sud (fig. 120, Coupe 6):

1. des pélites à lits et lentilles (d'épaisseur centimétrique) de siltite; ces dernières montrent souvent une structure en laminites et une recristallisation orientée des phyllites;
2. des laves de teinte vert sombre, massives à grossièrement stratifiées, dont une partie très riche en alvéoles emplies de calcite. Il s'agit, là encore, de basaltes à structure microdoléritique (tendance ophitique), mais peu transformés (présence de plagioclases primaires calciques, et de clinopyroxènes sains abondants);
3. une succession (avec probablement des répétitions tectoniques) de pélites, siltites, graywackes à grain fin et surtout de jaspes à Radiolaires de teinte grise à noirâtre. Les Radiolaires sont généralement conservés sous forme de sphérules de quartz microcristallin; plus rarement, les tests sont épigénisés par de la pyrite et leurs structures grossièrement préservées. Dans cette succession s'intercalent des laves identiques aux précédentes (terme 2).

d) Coupe d'El Tagual

Au niveau du lieu-dit El Tagual (route San Casimiro-Cua); la présence de calcaires noirs d'aspect voisin de ceux du Cénomaniens-Turonien de la Zone Piémontine a conduit BELL (1968b) à considérer que ce secteur représentait une petite fenêtre tectonique au sein de la Nappe de Villa de Cura, faisant apparaître la Zone Piémontine. L'interprétation proposée ici est différente : les calcaires sont encadrés normalement par des volcanites, l'ensemble appartenant à la série du Rio Guare; le contact basal de la Nappe de Villa de Cura est situé un peu plus au Sud.

La coupe montre, du Nord vers le Sud (fig. 120, coupe 7; localisation sur fig. 118):

1. des laves basiques aphyriques à vacuoles de calcite;
2. une alternance (irrégulière) de pélites, graywackes à grain fin, jaspes noirs et calcaires silto-gréseux noirs; ces derniers se présentent ici en bancs (boudinés) atteignant 1 m d'épaisseur. Les jaspes à Radiolaires montrent une bréchification synsédimentaire (c.f. supra), des Radiolaires conservés soit sous forme siliceuse (recristallisés en quartz) soit sous forme calcitique; par ailleurs, certaines plages claires montrent un développement de dolomite euhédrique. Les calcaires sont silteux et micacés et passent à des graywackes calcareuses à quartz, feldspaths et micas. Ces calcaires silteux montrent des fantômes sphériques opaques (Foraminifères planctoniques ?, Radiolaires ?);
3. des laves à structure microdoléritique, riches en vacuoles de calcite; ces laves montrent, en lame mince, une composition de spilite. Une forte schistosité se développe vers le Sud, soulignée par l'aplatissement des "yeux" de calcite;
4. des tufs volcaniques finement lités et métamorphisés (quartz, chlorite, pistachite, micas blancs) passant à des laves; cet ensemble appartient au Gr. Villa de Cura et représente ici la base de la Nappe du même nom.

3.- La Fm. Cataurito (BECK, 1985)

La Fm. Paracotos, telle qu'elle fut redéfinie par SHAGAM (1960) correspond à l'ensemble des roches sédimentaires (localement intercalées de volcanites et de niveaux volcano-détritiques) affleurant entre l'alignement septentrional de roches mafiques-ultramafiques et le bord Nord de la Nappe de Villa de Cura (c.f. introduction du Chap. IV). En raison des découpages effectués ultérieurement et de la localisation de la ville de Paracotos dans la Zone de la Cordillère Côtière, j'ai proposé l'abandon du terme Fm. Paracotos. Les coupes 8 et 9 (fig. 121) qui seront détaillées ci-après correspondent à l'essentiel de la Fm. Paracotos cartographiée par SHAGAM (1960) à l'Est de Villa de Cura; l'appellation Fm. Cataurito a été proposée pour cet ensemble composé de calcaire, conglomérat et pélite; dans le secteur compris entre le village de Los Bagres et l'hacienda expérimentale du Cataurito, une coupe de référence pourrait être choisie.

a) Coupe du Rio Pao

Sous le contact basal de la Nappe de Villa de Cura et en allant vers le Nord, cette coupe montre (fig. 121, coupe 8; localisation sur fig. 118):

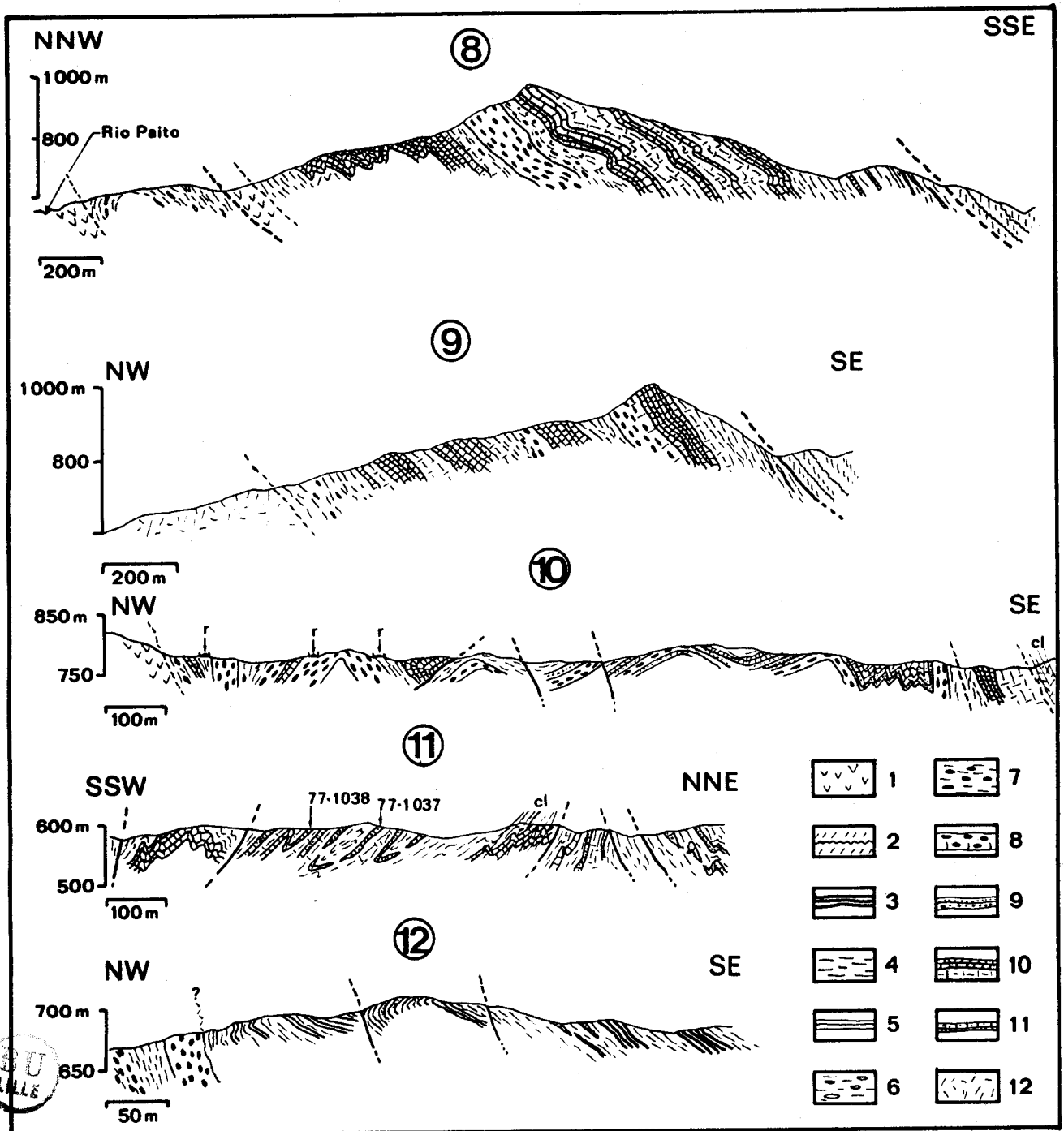


Fig. 121.- Coupes dans la Fm. Caturito, Nappe de Loma de Hierro. (localisation sur fig. 118).

Légende : 1. serpentinite; 2. laves et tufs lités métamorphisés (Gr. Villa de Cura); 3. jaspes à Radiolaires ; 4. pélites, phyllades; 5. siltite; 6. pélites à lentilles de siltite; 7. pélites à galets; 8. conglomérat polygénique; 9. graywacke à grain varié, souvent micacée; 10. calcaire hémipélagique en plaquettes, souvent recristallisées et pélites calcareuses; 11. calcaire silteux et micacé, en plaquettes; 12. lave basique aphyrique; r. route, piste; cl. schistosité.

Fig. 121.- Cortes en la Fm. Caturito, Napa de Loma de Hierro.

(ubicación sobre la fig. 118).
 Leyenda : 1. serpentinita; 2. lavas y tobas metamorfizadas (Gr. Villa de Cura); 3. radiolaritas; 4. lutitas, fíltitas; 5. siltita; 6. lutitas con lentes de siltita; 7. lutitas con guijarros; 8. conglomerado poligénico; 9. graywacka de grano variado, a menudo micaceo; 10. caliza hemipelágica en capas delgadas, a menudo recristalizadas y lutitas calcareas; 11. caliza silteosa y micacea, en capas delgadas; 12. lava básica afírica; r. carretera, carretera de verano; cl. clivaje.

1. une alternance centimétrique à millimétrique de pélites et de siltites (schistosées parallèlement à la stratification); en lame mince, les siltites montrent des microrhythmes granulométriques; elles sont constituées de phyllites (recristallisées probablement), de quartz et d'opagues (ferromagnésiens altérés ?); des filonnets de recristallisation constitués de quartz calcite et albite, sont observables. Par ailleurs, les niveaux de siltite font place localement à des calcaires silteux; des lits millimétriques gréseux à quartz, feldspaths, fragments de quartzite, de pyroclastite et de roche ignée basique, s'intercalent dans les pélites; ces niveaux remanient également des jaspes à Radiolaires identiques à ceux observés dans la série du Rio Guare;
2. un ensemble à dominante calcaire, composé de calcaire phylliteux (micacé) de calcaire silteux et phylliteux et de pélites calcareuses; les calcaires sont en bancs minces (quelques cm à 20 cm d'épaisseur) souvent crénelés, les pélites calcareuses sont feuilletées et localement à aspect de calcschiste. En lame mince, les calcaires apparaissent recristallisés et présentent des fantômes sparitiques correspondant à des Foraminifères planctoniques; on observe à la fois des micas blancs détritiques (à bords oxydés) et des phyllites de petite taille probablement recristallisées;
3. un niveau terrigène grossier constitué de pélites à galets passant progressivement à un conglomérat à ciment graywackeux et riche en opagues (ferromagnésiens altérés ?); les éléments de ce conglomérat sont très variés : dolérite, gabbro, serpentinite, quartz, quartzite, tufs métamorphisés, jaspes à Radiolaires, feldspath, débris calcitiques;
4. après un intervalle pélitique, de nouveau des calcaires recristallisés, silteux et phylliteux, et finement stratifiés; très replissés, ceux-ci reposent après un intervalle pélitique sur une lame de serpentinite dont la nature des limites est hypothétique (tectonique en-dessous et stratigraphique au-dessus ?);
5. des pélites feuilletées à petits nodules aplatis de siltite (quelques cm d'épaisseur); ces pélites reposent en contact normal sur des serpentinites.

b) Coupe de la piste Los Bagres-Cataurito

Elle présente les mêmes termes lithologiques que la coupe du Rio Pao dans une succession plus simple et moins tectonisée. La comparaison des coupes 8 et 9 (distantes de 12 km) montre la variabilité des séquences calcaires et en particulier de la plus méridionale (terme 2). D'autre part, la séquence conglomératique apparaît directement en contact des calcaires et présente un ciment légèrement calcaireux (fig. 121, coupe 9).

c) Coupes d'El Corozo

Dans un contexte tectonique complexe, affleurent les termes lithologiques observés sur les coupes précédentes (9 et 10) : calcaires hémipélagiques en plaquettes, conglomérats polygéniques et pélites à nodules de siltite. Les conglomérats apparaissent probablement à plusieurs niveaux et localement fortement schistosés (aplatissement et "emboutissage" des galets). S'ajoutent trois éléments lithologiques supplémentaires (coupes 10 et 11, fig. 121);

- des bancs de 5 à 20 cm d'épaisseur de graywacke à grain fin intercalés dans des pélites; des

graywackes de même composition mais à grain grossier s'observent directement au contact des conglomérats. Elles sont constituées de quartz, mica blanc, fragments de roches métamorphiques à quartz et mica blanc, le tout dans une matrice phylliteuse et dont une fraction carbonatée a donné des rhomboèdres dispersés de dolomite (et ankérite ?);

- des calcaires dolomitiques en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique, légèrement silteux ou gréseux. Ces niveaux d'aspect homogène sur l'affleurement correspondent à deux microfaciès qui peuvent être juxtaposés par le biais de slumps et (ou) de joints stylolithiques. Il s'agit :

. de biomicrite à débris (bien classés) millimétriques d'Echinodermes, d'Algues, de Bryozoaires et de Rudistes; s'y ajoutent de nombreux Foraminifères benthiques, mal préservés, à aspect de *Sulcooperulina* sp. (Sénonien supérieur ?) (éch. 77-1037), des fragments de microdolérite et des grains de chromite;

. de biomicrite à Radiolaires calcitisés, et Foraminifères planctoniques (Hedbergelles, Hétérohélicidés, Globotruncanas); parmi ceux-ci FURRER a reconnu des sections de *Globotruncana* gr. *conica* WHITE ou gr. *contusa* CUSHMAN, espèces caractérisant le Maastrichtien (Ech. 77-1038).

L'ensemble rapporté à la Fm. Cataurito sur la coupe 10 apparaît "coincé" entre des serpentinites au Nord et des laves basiques aphyriques très schistosées au Sud. Ces dernières sont elles-mêmes en contact (normal ?) avec des serpentinites écailleuses jalonnant à cet endroit le contact basal de la Nappe de Villa de Cura.

L'existence d'une schistosité très généralement parallèle à la stratification (localement observée en position sécante et reprise, cf. coupes 11 et 12, fig. 122) pose le problème de l'existence éventuelle de grands plis isoclinaux. Jointe au manque de critères de polarité

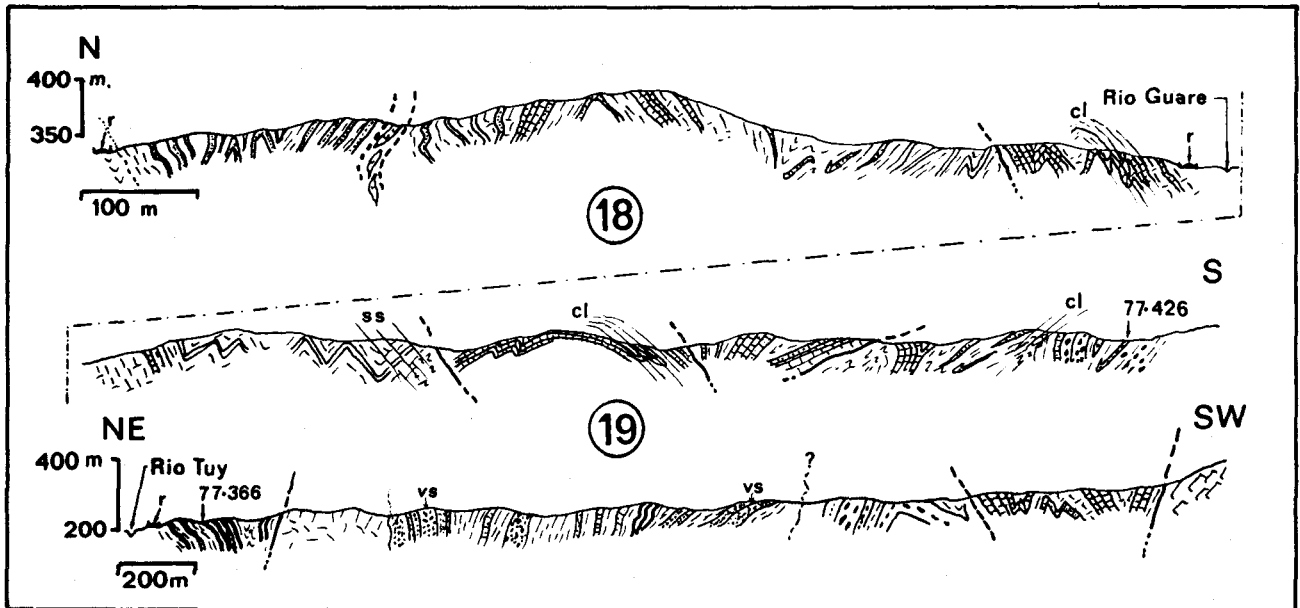


Fig. 122.- Coupes des affleurements septentrionaux de la Fm. Cataurito, Nappe de Loma de Hierro. (localisation sur fig. 118; voir légende sur fig. 120 et 121).

Fig. 122.- Cortes en los afloramientos septentrionales de la Fm. Cataurito, Napa de Loma de Hierro (ubicación sobre la fig. 118; vease la leyenda sobre las fig. 120 y 121).

tant au niveau du banc que de l'ensemble des coupes, ce fait incite à la plus grande prudence dans l'établissement de la stratigraphie de la Fm. Cataurito.

d) Coupe au Sud d'Agua Fria (Coupe 12)

Elle montre un contact direct entre une séquence conglomératique de 30 à 40 m d'épaisseur identique à celui décrit le long des coupes 8 et 9 - et une série de pélites, siltites, jaspes et calcaires noirs que je rattache au Volcano-sédimentaire du Rio Guare. Au Sud, cette série s'intercale de niveaux volcaniques et est chevauchée directement par les métavolcanites de la Nappe de Villa de Cura, comme dans le secteur d'El Tagual (fig. 120, coupe 7). Ce contact entre un niveau de la Fm. Cataurito et la série du Rio Guare pose le problème de l'existence d'une discordance (au moins locale) entre ces deux ensembles; par ailleurs, la séquence conglomératique serait ici renversée (fig. 121; localisation sur fig. 118).

4.- Les affleurements septentrionaux de la Fm. Cataurito et du Volcano-sédimentaire du Rio Guare

Dans la partie occidentale de la région analysée (fig. 116), la Fm. Cataurito (figurée comme Campanien-Maastrichtien) est associée à l'échelle ultramafique méridionale (Cf. également coupe b, fig. 117). A la différence, dans l'Est du secteur étudié, cette formation réapparaît largement sur la bordure Nord de la Nappe de Loma de Hierro; elle peut être au contact, localement, d'une partie de la série du Rio Guare (Cf. coupe 19, fig. 122).

a) La coupe 18 (fig. 122) - comprenant une portion en rive droite du Rio Guare et une portion en rive gauche - montre, du Nord vers le Sud :

1. reposant sur la masse ultramafique principale (prolongement de la Loma de Hierro) de pélites intercalées de graywackes à grain fin montrant localement des granoclasses et des structures turbiditiques;
2. un contact anormal jalonné de minces écailles de serpentinite et de graphite;
3. de nouveau des pélites intercalées de graywackes en bancs minces; ces niveaux passent en continuité aux pélites calcareuses (calcschistes localement) et au calcaires en plaquettes observées sur les autres coupes.

Au Sud réapparaissent les conglomérats et les intercalations de calcaire gréseux et de calcaire hémipélagique à Foraminifères planctoniques (Globotruncana déformés et recristallisés dans l'éch. 77-426).

b) La coupe 19

Elle permet de suivre du Sud vers le Nord (fig. 122):

1. séparés des gabbros lités amphibolitisés par un accident subvertical important, des calcaires phylliteux et silteux en plaquettes, et des pélites calcareuses;
2. des conglomérats et graywackes à grain grossier, polygéniques et riches en débris ignés basiques; ces termes 1 et 2 représentent deux des séquences observées précédemment dans la Fm. Cataurito;
3. un ensemble de grès volcanodétritiques (notés vs), de pélites, de jaspes à Radiolaires et de

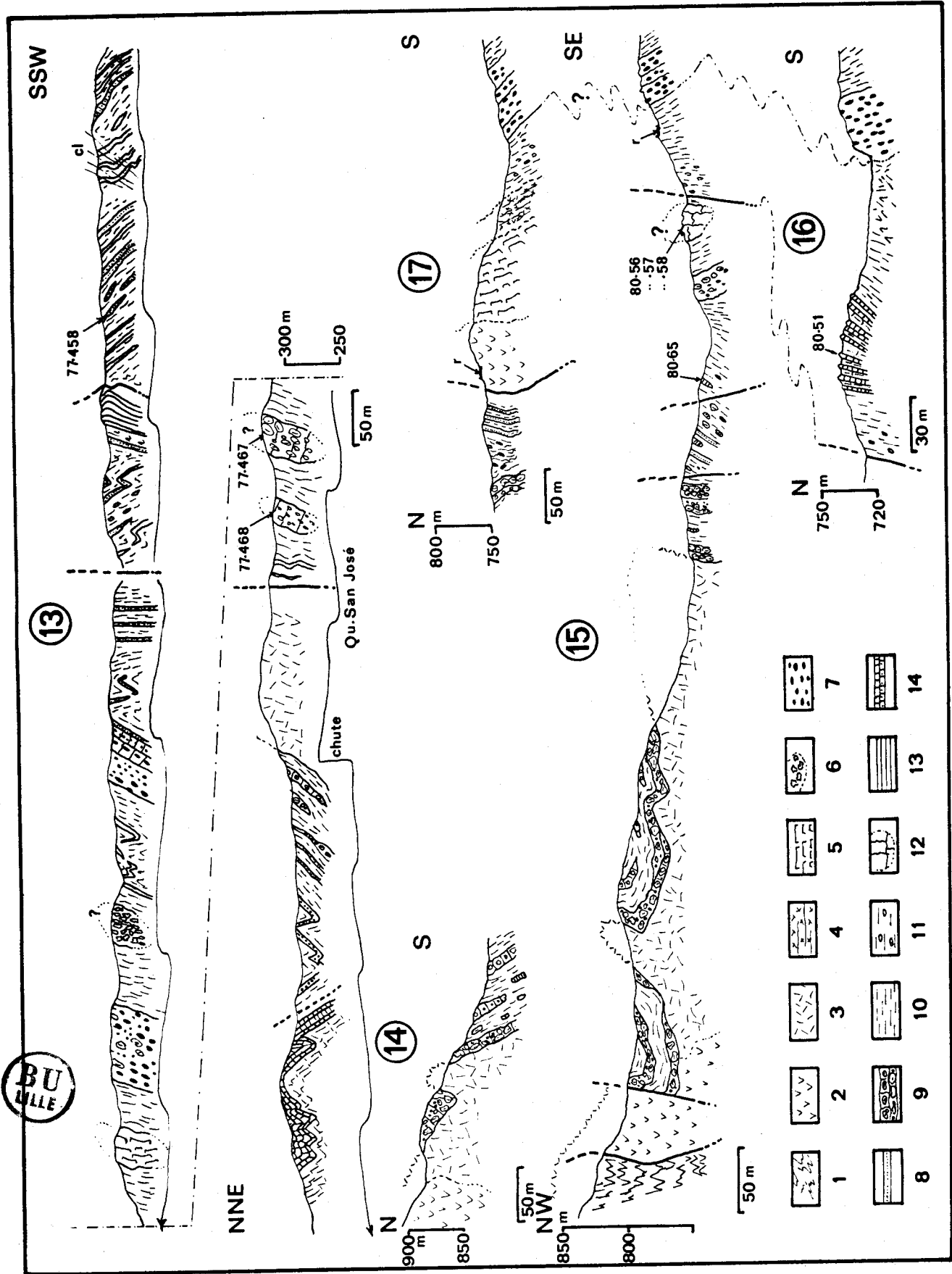


Fig. 123

calcaires silteux noirs pyriteux; les niveaux volcanodétritiques représentent une resédimentation d'un matériel volcanique basique homogène; altérés ils ont une apparence de tuf ou de brèche volcanique;

4. une masse de lave basique aphyrique (localement à vacuoles de calcite) qui correspond soit à la base de la Fm. Tiara, soit à une intercalation dans la série du Rio Guare;
5. séparées des laves précédentes par un contact subvertical important, des pélites intercalées de jaspes à Radiolaires et de calcaire siliceux noirs; les jaspes ont l'aspect caractéristique en laminites noires et grises décrits dans la série du Rio Guare. Le contact entre ceux-ci et la Fm. Cataurito n'a pas été observé; il serait tectonique ou alors, comme sur la coupe 12 (fig. 121), normal et renversé (?).

5.- Le Complexe d'El Ocumo

Le choix du mot "complexe" est lié, d'une part, à la grande variabilité lithologique de cet ensemble et, d'autre part, à la présence de blocs et panneaux resédimentés. Par ailleurs, la stratigraphie interne de l'ensemble doit être précisée. Ce complexe d'El Ocumo apparaît lié à l'alignement ultramafique septentrional (cf. fig. 116; figuré 9). J'ai retrouvé ce complexe à l'Ouest de Villa de Cura sous forme de pélites à olistolithes de laves basiques et de calcaires Sénonien supérieur (cf. fig. 124; piste partant de Los Tanques vers l'Ouest).

La distinction de cette unité stratigraphique est liée initialement à l'observation d'un affleurement - réduit - de pélites à olistolithes de Sénonien supérieur dans le Nord-Est de la Nappe (Qu. San José, coupe 13; cf. fig. 118). Par ailleurs, MacLACHLAN *et al* (1960) ont décrit un petit affleurement de calcaire Paléocène (discordant sur leur Fm. Paracotos) dans les environs d'El Ocumo. L'interprétation proposée ici de même que l'âge proposé pour le calcaire lui-même diffèrent sensiblement des conclusions de MacLACHLAN *et al* (1960).

a) Coupe de la Quebrada San José (coupe 13)

Du caserío San José, en amont, jusqu'au confluent avec le Rio Tuy, ont été observés :

1. des pélites (écailleuses) intercalées de bancs minces de siltite et localement de couches (décimétriques) discontinues de calcaire silteux (anciennes micrites silteuses recristallisées ?) riches en opaques et en lamines d'accumulation de Foraminifères planctoniques; de minces bancs de graywacke micacée à ciment parfois calcareux s'intercalent également dans ces pélites; un échantillon de ce dernier faciès a montré des sections fragmentées de Globigérinidés et Globotruncanas (77-458);

Fig. 123.- Coupes dans le Complexe d'El Ocumo, Nappe de Loma de Hierro. (localisation sur fig. 118).

Légende : 1. micaeschistes (Nappe de Cauagua-El Tinaco); 2. serpentinite, péridotite; 3. laves basiques aphyriques; 4. brèches volcaniques basiques; 5. gabbros lités amphibolitisés (flasergabbros); 6. conglomérat quartzique métamorphisé; 7. conglomérat polygénique, parfois schistosé; 8. graywacke à grain fin; 9. conglomérat à matériel igné basique, souvent calcareux; 10. pélites, phyllades; 11. pélites à lentilles de siltite; 12. calcaire épinéritique massif; 13. siltite; 14. calcaire hémipélagique en plaquettes, souvent silteux et micacé; r. route, piste; cl. schistosité.

Fig. 123.- Cortes en el Complejo d'El Ocumo, Napa de Loma de Hierro.

(ubicación sobre la fig. 118).
Leyenda : 1. micaesquistos (Napa de Cauagua-El Tinaco); 2. serpentinita, peridotita; 3. lava básica aférica; 4. brecha volcánica básica; 5. gabbros acumulados anfibolitizados (flasergabbros); 6. conglomerado cuarzo metamorfozido; 7. conglomerado poligénico, a veces aplastado; 8. graywacka de grano fino; 9. conglomerado de rocas ígneas básicas, a menudo calcareo; 10. lutitas, fílitás; 11. lutitas con lentes de siltita; 12. caliza epinértica maciza; 13. siltita; 14. caliza hemipelágica en capas delgadas, a menudo siltosa y micacea; r. carretera, carretera de tierra; cl. clivaje.

2. une séquence exclusivement terrigène comprenant des pélites à petits nodules de siltite (Cf. Fm. Cataurito, fig. 121), de graywackes et de siltite en plaquettes;
3. des pélites intercalées de grès et graywacke à grain fin et ciment calcaireux (Cf. terme 1) passant en continuité au terme suivant;
4. des pélites intercalées de puissants niveaux de conglomérats grossiers et mal triés, parfois à ciment calcaire; le matériel remanié est varié : métamorphique, igné acide et igné basique. Dans certains niveaux, les fragments de gabbro et microdolérite dominant. Dans ces pélites s'intercalent également des masses - interprétées comme des olistolithes - de gabbro amphibolitisé déformé, de conglomérat quartzique métamorphique et mylonitisé (Conglomérat de Charallave typique), et des conglomérats quasi monogéniques à éléments de dolérite-microdolérite et ciment calcaire bioclastique. Dans ces derniers, recristallisés et localement schistosés, apparaissent de nombreux fragments d'Echinodermes, et de nombreuses sections d'un Foraminifère benthique attribué à l'espèce *Sulcoperculina vermunti* (THIADENS) - d'âge Sénonien supérieur - par BUTTERLIN (Ech. 77-467 et 468);
5. des dolérites- microdolérites massives (Fm. Tiara) sur lesquelles repose le terme suivant;
6. des pélites intercalées de lentilles et couches discontinues de graywackes et de conglomérats calcaires à débris ignés basiques mal classés; ces niveaux sont identiques à ceux contenant les olistolithes;
7. des calcaires hémipélagiques et pélites calcaireuses finement stratifiés identiques à ceux de la Fm. Cataurito et qui passeraient en contact anormal sous les pélites précédentes.

b) Le secteur d'El Ocumo

Ce petit secteur très accessible et à couvert végétal réduit, montre deux ensembles sédimentaires (coupes 14 à 17, fig. 123; localisation sur fig. 118):

- une série septentrionale, riche en conglomérats et blocs resédimentés variés reposant sur des ultramafites ou des laves basiques (Fm. Tiara) prolongeant l'ensemble de la Loma de Hierro (fig. 119, coupe 1);
- une série méridionale (partiellement représentée sur les coupes 15, 16 et 17) séparée de la précédente par un contact anormal et une lame de roches mafiques-ultramafiques (coupe 17).

Le premier ensemble correspond au Complexe d'El Ocumo et pourrait être considéré comme coupe de référence. Entre les deux affleurements mafiques-ultramafiques, on observe du Nord au Sud :

1. un conglomérat très irrégulièrement stratifié, mal classé et souvent pauvrement cimenté, localement calcaireux.
2. des pélites sombres, intercalées de conglomérat mal cimenté, lenticulaire; ceux-ci, identiques au conglomérat basal, sont constitués exclusivement de fragments de dolérite-microdolérite et gabbro, la matrice ou le ciment étant ferrugineux; les pélites incluent de nombreux éléments resédimentés de la taille du galet à celle du panneau pluridécamétrique. Parmi ces éléments, on observe de nombreux fragments ignés basiques et des calcaires gris clair finement stratifiés à Globigérinidés et Globotruncacas; l'éch. 80-65 serait d'âge Sénonien supérieur pour RAOULT , peut-être Maastrichtien par la présence d'une

section possible de *Gl. gansseri* BOLLI. Par ailleurs, ces pélites emballent une masse de calcaire gris clair (cf. MacLACHLAN et al, 1960), sans stratification visible. Constitués d'une accumulation de fragments d'Algues, petits Polypiens branchus, Echinodermes et Mollusques, ces calcaires contiennent des Macroforaminifères souvent brisés et roulés. Pour H.H. RENZ (in MacLACHLAN et al, 1960), ces calcaires seraient d'âge Paléocène de par la présence d'*Actinosiphon barbadensis* VAUGHAN et de *Discocyclina* sp.; dans les échantillons 80-56, 57, 58, BUTTERLIN a reconnu des sections de *Pseudophragmina* (*Proporocyclina*) *flintensis* (CUSHMAN), *Discocyclina barkeri* (VAUGHAN and COLE) et *Amphistegina* sp. Les deux premières espèces placeraient ce calcaire à la limite Eocène inférieur-Eocène moyen. Je n'ai pas observé, dans ces calcaires des *Ranikothalia* qui caractérisent le Paléocène supérieur-Eocène inférieur, de faciès identique, observable sur le bord Sud des Nappes d'Aragua (cf. Chap. III).

6.- Le "Peñon" d'Ocumare del Tuy

A quelques km à l'Est au Sud-Est d'Ocumare del Tuy, deux chicots de calcaire massif ont été exploités (localisation sur fig. 125). Attribués au Paléocène (in PICARD et PIMENTEL, 1968) ces calcaires apparaissent recouvrir - en concordance ou en discordance ? - une mince série calcaro-silteuse en plaquettes. L'ensemble constitue deux affleurements réduits (cf. carte au 100 000° et fig. 116) dont le plus important se situe le long du grand accident Tacata-Valle Verde. Je n'ai pas observé avec précision la position stratigraphique et structurale de ces niveaux en raison des conditions d'affleurement; néanmoins la cartographie de la région montre

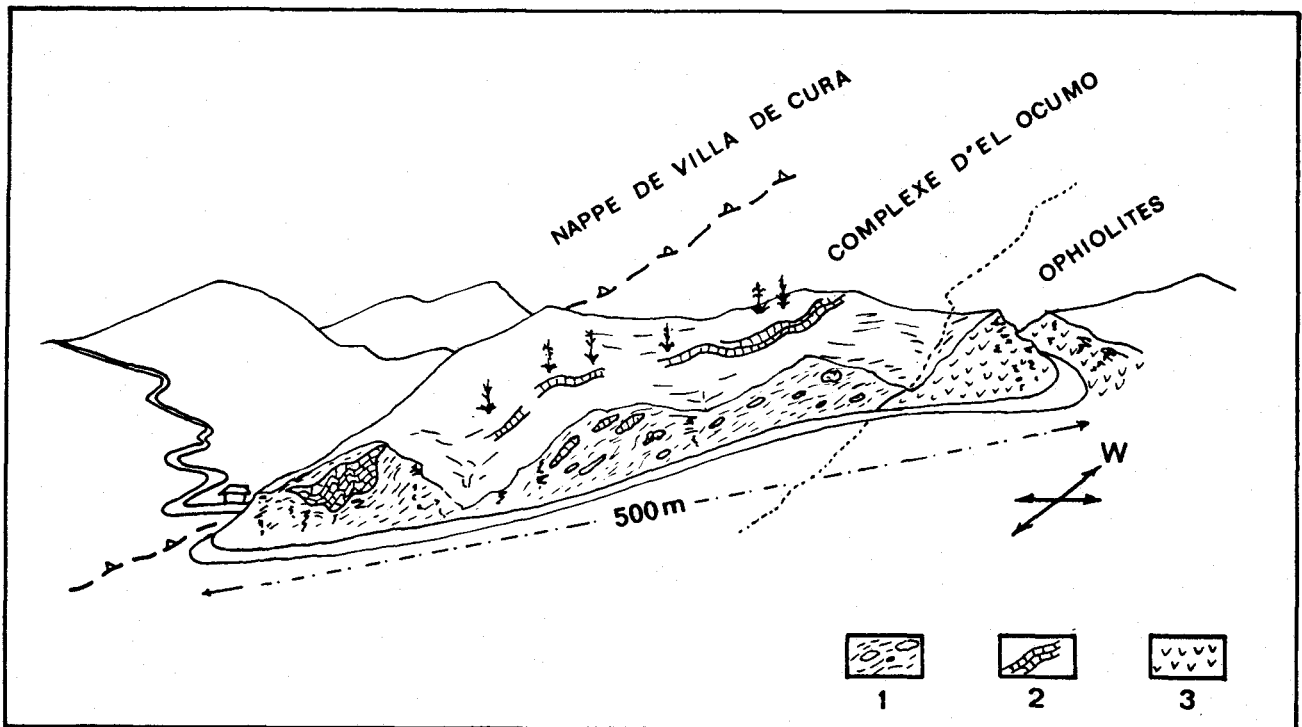


Fig. 124.- Le Complexe d'El Ocumo; affleurement à l'Ouest de Villa de Cura.

Légende : 1. pélites à blocs de calcaire et de laves basiques; 2. calcaires en plaquettes; 3. serpentinite, péridotite serpentinisée.

Fig. 124.- El Complejo d'El Ocumo; afloramiento al Oeste de Villa de Cura.

Leyenda : 1. lutitas con bloques de caliza y de lava básica; 2. caliza en capas delgadas; 3. serpentinita, peridotita serpentinizada.

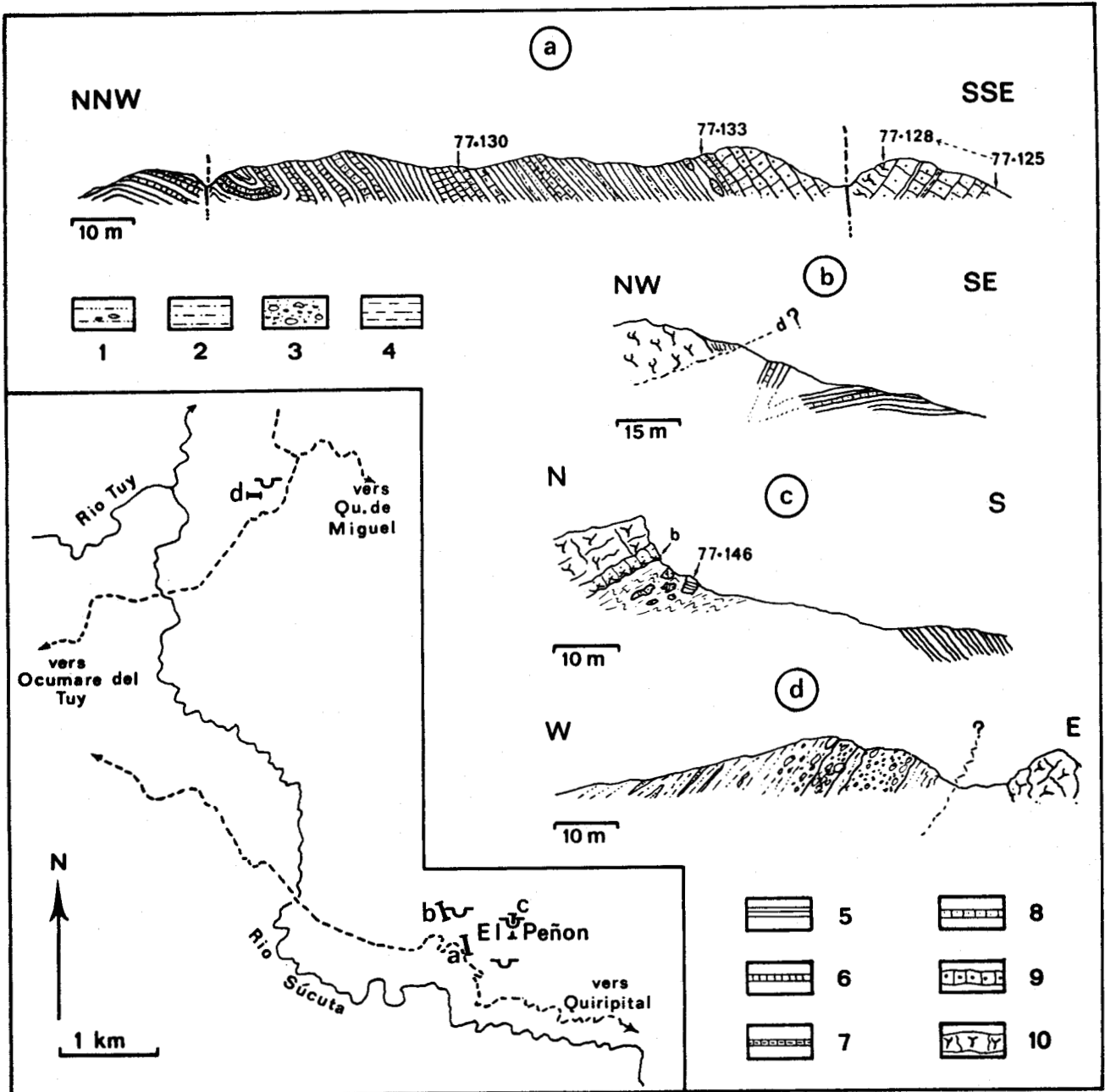


Fig. 125.- Coupes dans le Paléocène des environs d'Ocumare del Tuy, Nappe de Loma de Hierro.
 Légende : 1. argilite sableuse et sable à galets; 2. pélites argilo-silteuses; 3. conglomérat polygénique sableux mal cimenté; 4. pélites argileuses; 5. siltite, souvent calcareuse; 6. calcaire hémipelagique en plaquettes; 7. calcaire marneux en plaquettes; 8. calcaire silteux ou gréseux; 9. microbreche calcaire à débris ignés et métamorphiques; 10. calcaire massif, bioclastique grossier à Algues et Polypiers.

Fig. 125.- Cortes en el Paleoceno de los alrededores de Ocumare del Tuy, Napa de Loma de Hierro.
 Leyenda : 1. arcillita arenosa y arena, con guijarros; 2. lutitas arcillosas-siltosas; 3. conglomerado poligénico arenoso, con cementación debil; 4. lutitas arcillosas; 5. siltita, a menudo calcarea; 6. caliza hemipelágica en capas delgadas; 7. caliza margosa en capas delgadas; 8. caliza siltosa o arenosa; 9. microbrecha calcarea con clastos igneos y metamórficos; 10. caliza maciza, bioclástica de grano grueso, con Algas y Corales.

qu'ils reposent sur des roches volcaniques basiques; dans le secteur d'El Peñon, il s'agirait de basaltes aphyriques, attribués à la Fm. Tiara.

a) Coupe a (fig. 125).

Elle correspond à un tronçon de la piste menant à Quiripital. J'ai observé du Sud vers le Nord (fig. 125):

1. des grès et microbrèches calcaires en bancs métriques, localement à interlits argileux très minces; la fraction calcaire consiste en ciment micritique et bioclastes monocristallins nourris (Echinodermes) ainsi qu'en débris d'Algues et Mollusques. La fraction terrigène consiste en quartz anguleux, fragments de jaspes, de pyroclastites et de microdolérites. Légèrement glauconieux, ces niveaux sont riches en Foraminifères benthiques variés. Au sommet, il s'agit de calcaire pur enrichi en fragments de Polypiers branchus. Parmi les échantillons 77-125 à 77-128, BLONDEAU a déterminé des sections de *Ranikothalia bermudezi* PALMER (77-127, 77-128); BUTTERLIN a déterminé des sections de *Discocyclina* sp.cf. *D. barkeri* (VAUGHAN et COLE) et *D. cristensis* (VAUGHAN). Ces différents Macroforaminifères marquent le Paléocène supérieur-Eocène inférieur;
2. des calcaires gréseux à grain fin plus finement stratifiés que les précédents et riches en Foraminifères planctoniques; l'échantillon 77-133 - biomicrite silteuse, légèrement glauconieuse et phosphatée - montre une accumulation de Foraminifères planctoniques représentant la même association (moins bien préservée) que celle contenue dans l'échantillon 77-130 décrit ci-après (observation de GLAÇON);
3. un ensemble très régulièrement stratifié de micrite, micrite silteuse, marne, et siltites, ces dernières présentant une teinte verdâtre à l'affleurement. Dans l'échantillon 77-130 (micrite silteuse) à microfaune bien préservée, GLAÇON a reconnu des formes de passage entre *Acarinina* sp. et *Morozovella* sp. - gr. *A. uncinata* (BOLLI) à gr. *M. angulata* (WHITE) - caractérisant le Paléocène moyen (passage P2-P3).

b) Le long de la coupe b, on retrouve plusieurs affleurements de la série de siltite et calcaires silteux; au sommet affleurent des calcaires massifs (sans stratification visible) à bioclastes de grande taille (Algues et Polypiers branchus). Quelques m de pélites argileuses fortement redressées reposent contre les calcaires massifs suggérant une disharmonie d'origine tectonique sous ces derniers (notée d). Ces calcaires contiennent des nombreuses sections de *Ranikothalia bermudezi* PALMER identifiées par BLONDEAU .

c) Au niveau de la coupe c, le problème se pose de nouveau, des rapports entre la série de calcaires et siltites en plaquettes et les calcaires massifs. Sous ces derniers, s'observe un niveau microbréché semblable à ceux décrits le long de la coupe a. En-dessous apparaissent des pélites argileuses écailleuses et replissées englobant des fragments de calcaire gréseux et microbrèches calcaires; il s'agirait soit d'un niveau à blocs resédimentés déformés ultérieurement, soit, plus probablement d'un contact tectonique associé au décollement des calcaires. Toutefois, parmi ces blocs, j'ai observé une micrite glauconieuse et phosphatée à *Globotruncana* (Ech. 77-146).

d) La coupe d concerne l'affleurement du Nord-Est et montre des sédiments terrigènes grossiers mal cimentés qui représenteraient la base de la Fm. Siquire (Pliocène).

7.- Résumé: discussion

Les colonnes simplifiées des figures 126 et 127 tentent d'ordonner les observations réalisées sur les différentes coupes; avant de les commenter et de souligner les principales incertitudes, j'envisagerai le caractère ophiolitique du substratum de la série de Loma de Hierro.

a) Caractère ophiolitique du substratum; âge.

Parmi les différentes écailles constitutives (fig. 116 et coupes de détail) la plus volumineuse - en position basale - comporte des péridotites et des gabbros lités; elle est surmontée par une écaille comportant des gabbros lités fortement déformés et amphibolitisés. Les basaltes et filons de microgabbro visibles sur la coupe 1 (fig. 119) pourraient représenter le sommet, effusif, d'un "log ophiolitique", par comparaison avec les reconstitutions proposées pour les chaînes périméditerranéennes (JUTEAU, 1970, 1980; TERRY, 1974; ROCCI, 1980, etc ...). Néanmoins, comme le souligne GRATEROL (1972), les relations entre ces roches volcaniques et hypovolcaniques et la partie grenue du complexe ne sont pas observables dans le Massif de Loma de Hierro. Par ailleurs, cet auteur souligne des différences entre l'ensemble filonien et la Formation (volcanique) de Tiara. Les observations présentées ici (coupes 1, 2, 3 et 15, fig. 119 et 123) confirment le caractère discordant de la Fm. Tiara sur différents éléments grenus mafiques ou ultramafiques, serpentinisés ou non.

Si l'on se réfère à la partie grenue du complexe, la présence, essentiellement, de dunité et surtout de harzburgite (ici légèrement mylonitisée) caractérise, selon NICOLAS et JACKSON (1972) un ensemble d'origine mantellique océanique. Une étude du chimisme des clinopyroxènes pourrait confirmer cette discrimination, selon la méthode proposée par KORNPROBST *et al* (1981); GRATEROL (1972) mentionne la présence de clinopyroxènes interstitiels dans les termes de passage des péridotites aux troctolites, ainsi que de la chromite.

S'agissant de l'âge de la genèse de ce substratum ophiolitique, nous disposons d'arguments indirects : le Volcano-sédimentaire du Rio Guare, sous-jacent à la Fm. Tiara, constitue la couverture la plus ancienne observée. Elle confère un âge anté-albien à anté-valanginien; par ailleurs, la prolongation à l'Est du graben du Tuy moyen de cette série volcano-sédimentaire renferme des conglomérats et des blocs resédimentés de matériel ophiolitique (BECK *et al*, 1984). Dans la terminaison orientale de la Chaîne Caraïbe (*in* STEPHAN *et al*, 1980; CAMPOS, 1981) des olistolithes de matériel ophiolitique sont contenus dans des sédiments d'âge barrémo-aptien, post-datant, selon ces auteurs, une tectonisation précoce. Pour CHEVALIER *et al* (1985), une phase d'obduction majeure a affecté les ophiolites (métamorphisées) de l'île de Margarita; celles-ci correspondraient (cf. chap. VI) à la racine de la Nappe de Loma de Hierro. Par ailleurs, dans l'extrémité occidentale de la Chaîne (région de Siquisique-Los Algodones), le flysch paléogène contient des olistolithes de laves en oreillers dont la matrice a livré des Ammonites du Bajocien (*in* STEPHAN, 1982).

b) le Crétacé-Paléogène; stratigraphie et paléoenvironnement

1. Le Crétacé inférieur et la partie inférieure du Crétacé supérieur sont constitués :

- d'une série volcanique et volcano-sédimentaire à laves et brèches basaltiques intercalées

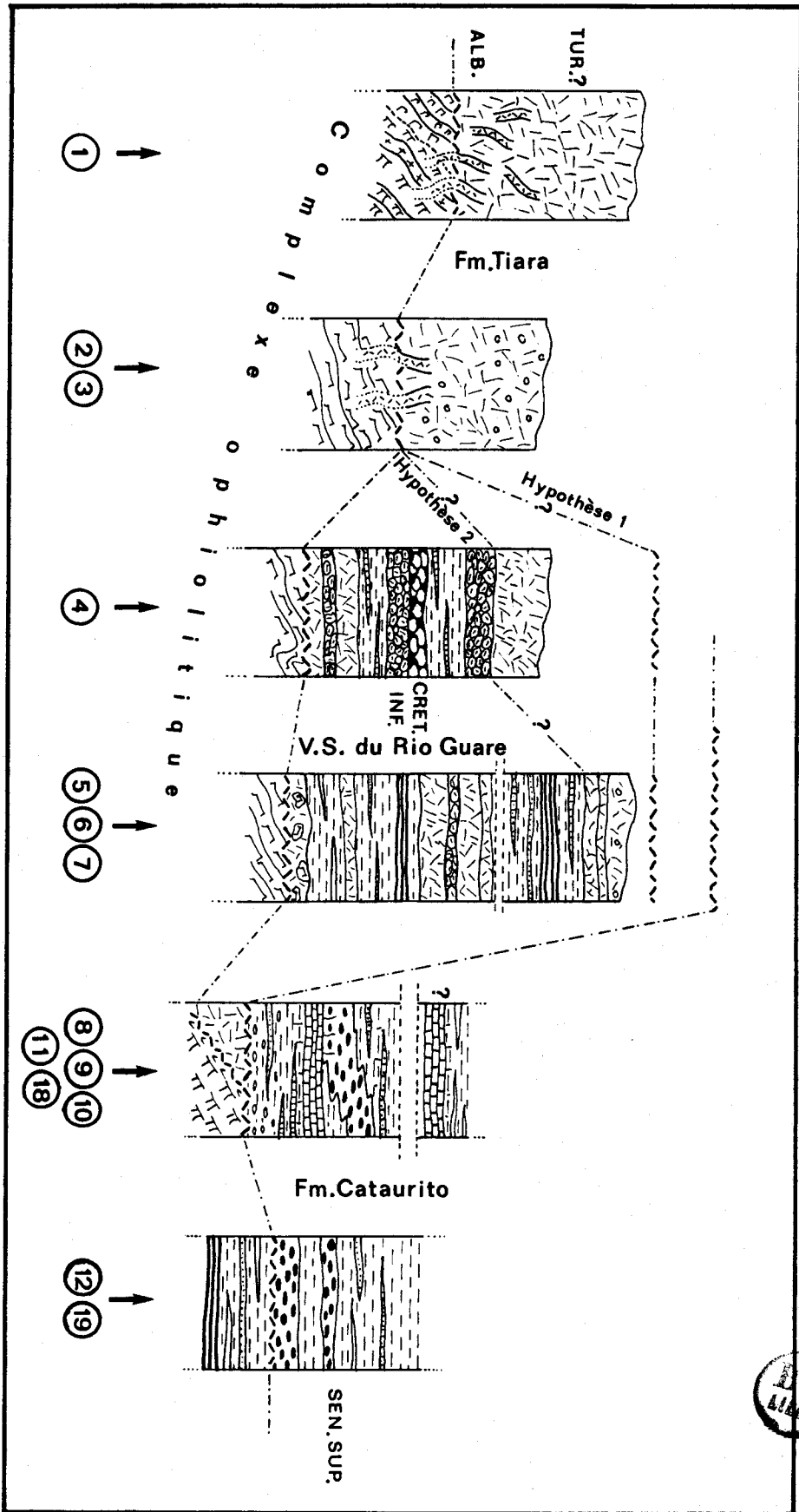


Fig. 126.- Relations stratigraphiques hypothétiques dans la Nappe de Loma de Hierro; (Crétacé et pré-Crétacé). (Légende sur les coupes détaillées correspondantes)
Fig. 126.- Relaciones estratigráficas hipotéticas en la Nappe de Loma de Hierro (Crétácico y pre-Cretácico). (Véase la leyenda sobre los cortes detallados correspondientes).



de sédiments pélagiques à hémipélagiques; ces derniers traduisent un contexte réducteur et ont subi des modifications diagénétiques comparables à celles décrites dans le Sénonien du Rio Taguay (chap. III). Dans la partie supérieure, cette série s'enrichit localement en dépôts terrigènes fins à grossiers, d'origine volcano-détritique et, localement, ophiolitique;

- d'une épaisse série basaltique, spilitisée, localement vacuolaire et dépourvue d'intercalations sédimentaires.

La série volcano-sédimentaire inférieure étant intercalée, ou surmontée, de laves non différenciables de celles de la Fm. Tiara, le problème se pose, des relations entre ces deux ensembles. Deux hypothèses sont proposées (fig. 126) : ou la Fm Tiara est discordante sur le Volcano-sédimentaire du Rio Guare, ou bien, la Fm. Tiara repose en continuité sur celui-ci, voire en représente un équivalent latéral partiel. Dans cette seconde hypothèse, le Volcano-sédimentaire du Rio Guare fait partie intégrante du cycle volcanique Crétacé "moyen"; dans la première hypothèse, le Volcano-sédimentaire du Rio Guare pourrait représenter une couverture primitive (éocrétacée ?) du complexe ophiolitique.

2. Le Sénonien supérieur montre des dépôts variés : pélagiques à hémipélagiques (calcaire en plaquettes), terrigenes fins et très grossiers (conglomérats polygéniques); ces derniers ne présentant pas de caractères turbiditiques. L'ensemble ne possède pas le caractère anoxique de la série inférieure; les microbrèches calcaires sont riches en débris d'organismes benthiques (dont des Foraminifères et des débris de Rudistes) et sont comparables aux niveaux synchrones observés sur le bord Nord de la Zone Piémontine. Les conglomérats calcaires Sénonien supérieur observés en olistolithes dans le Complexe d'El Ocumo (sus-jacent) présentent le même faciès de plate-forme et pourraient représenter des témoins de la base transgressive du Sénonien supérieur.

Compte-tenu des structures, du manque de données sur la polarité des séquences observées, ainsi que des variations latérales (cf. coupes 8 et 9, fig. 121), les relations entre les trois termes principaux (calcaires, conglomérats, pélites) sont hypothétiques; en particulier, se pose le problème de l'existence d'une seule barre calcaire - répétée tectoniquement - ou de plusieurs niveaux de cette nature. De même la position des niveaux datés (Sénonien supérieur indifférencié ou Maastrichtien), au sein de l'ensemble, est hypothétique; une étude détaillée de cette Fm. Cataurito conduira fort probablement à y effectuer de nouvelles subdivisions.

3. Le Paléogène est représenté par deux ensembles sédimentaires :

- une série terrigenes, à conglomérats et olistolithes, localement calcareuse reposant en discordance sur le complexe ophiolitique, et - en discordance ou concordance ? - sur le Sénonien supérieur. Les conglomérats de base sont localement calcareux et renferment des galets altérés des roches volcaniques sous-jacentes, attestant un caractère transgressif. Au sommet s'installe une sédimentation rythmée pélito-graywackeuse;

- une série terrigenes fine et surtout carbonatée surmontée d'un calcaire massif épinéritique; la partie inférieure plus pélagique représente le Paléocène moyen et, peut-être, inférieur; elle reposerait sur la Fm. Tiara et peut-être aussi sur le bord de la Nappe de Villa de Cura. Le sommet correspond aux calcaires Paléocène supérieur-Eocène inférieur (calcaires à Ranikothalia) qui ont été décrits sur le bord Nord de la Zone Piémontine (région de San Sebastian).

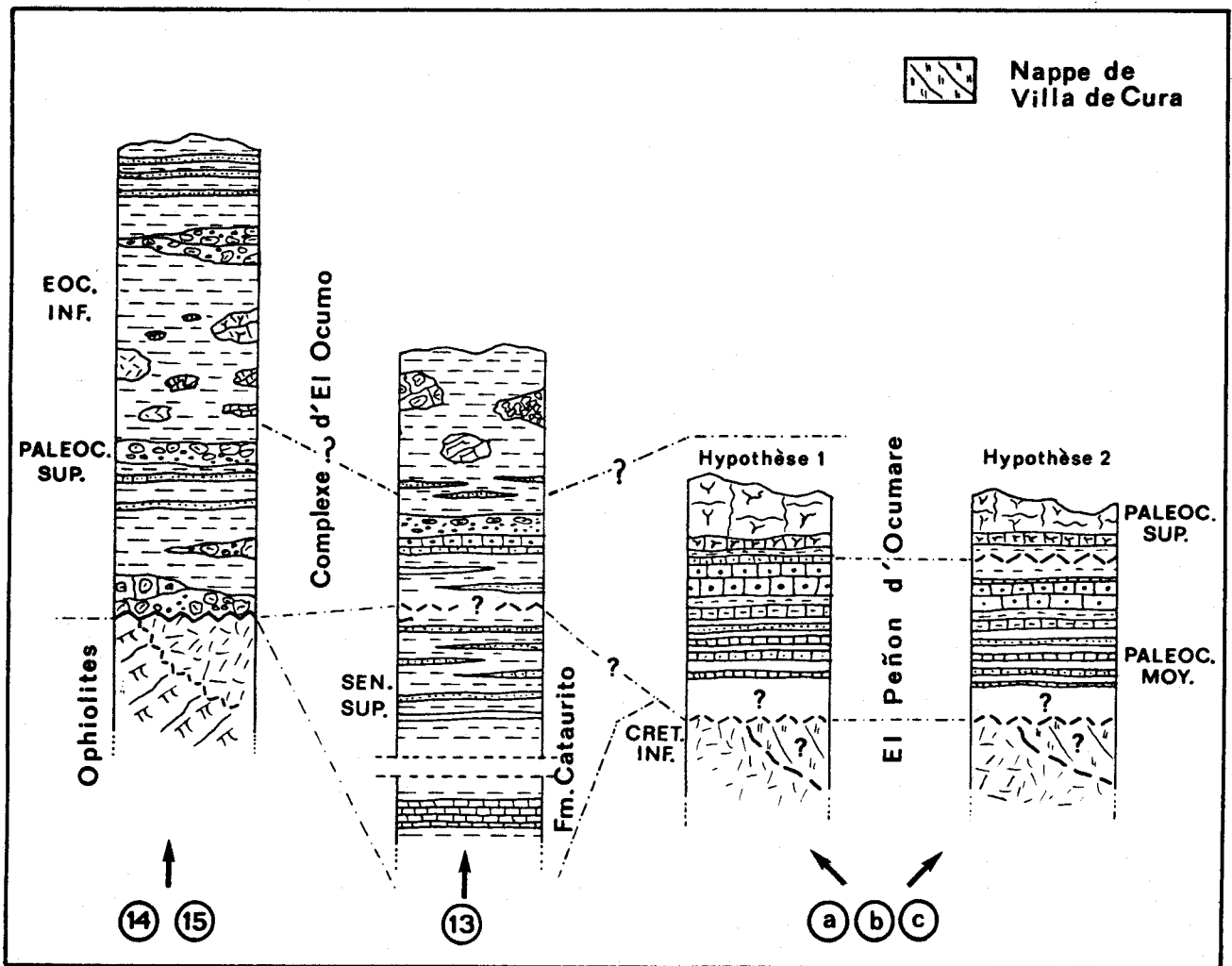


Fig. 127.- Relations stratigraphiques hypothétiques dans la Nappe de Loma de Hierro (Paléogène). (Légende sur les coupes détaillées correspondantes).

Fig. 127.- Relaciones estratigráficas hipotéticas en la Napa de Loma de Hierro (Paleogeno). (Vease la leyenda sobre los cortes detallados correspondientes).

Les deux ensembles pré-cités (Complexe d'El Ocumo et Série du Peñon d'Ocumare) n'ont pas été observés au contact l'un de l'autre; une partie du Complexe d'El Ocumo remaniant des calcaires Eocène inférieur identiques à ceux qui terminent le Peñon d'Ocumare, pourrait être plus récente que ces derniers. La base du Complexe d'El Ocumo pourrait être contemporaine (au moins partiellement) du Paléocène moyen (et inférieur ?) observable au Peñon d'Ocumare.

Par ailleurs, les relations entre les deux termes observés au Peñon d'Ocumare (fig. 127) sont également sujettes à discussion, et deux hypothèses sont proposées. L'existence d'une discordance (locale) intra-paléocène (hyp. 2) ne peut être exclue.

c) Structure, microstructures, métamorphisme; remarques brèves

Des observations structurales et microstructurales - qualitatives et statistiques - ont été réalisées dans la Nappe de Loma de la même façon que dans la Nappe de Caucagua-El Tinaco. A la différence de cette dernière et de la Nappe de Villa de Cura, les résultats de l'analyse

statistique apparaissent très incohérents et ne sont pas présentés, d'autant que l'attribution des affleurements aux différentes formations distinguées est parfois sujette à caution (surtout pour le Sénonien supérieur, le Paléocène et certaines séquences exclusivement sédimentaires de la série du Rio Guare).

Des changements microstructuraux se font très rapidement à la fois perpendiculairement aux limites de l'unité et longitudinalement; il en est ainsi notamment pour les conglomérats de la Fm. Cataurito, tantôt non déformés, tantôt fortement schistosés, avec écrasement des galets et schistosité de flux dans la matrice phylliteuse. J'ai souligné (fin du chap. III) l'existence de déformations locales associées à des jeux décrochants (plis kink très serrés liés aux failles N-100; cf. fig. 128a).

1. Le substratum ophiolitique

Les harzburgites et gabbros de la Loma de Hierro montrent en lame mince une déformation pénétrative (torsion des pyroxènes) modeste comparativement à celles décrites dans les termes

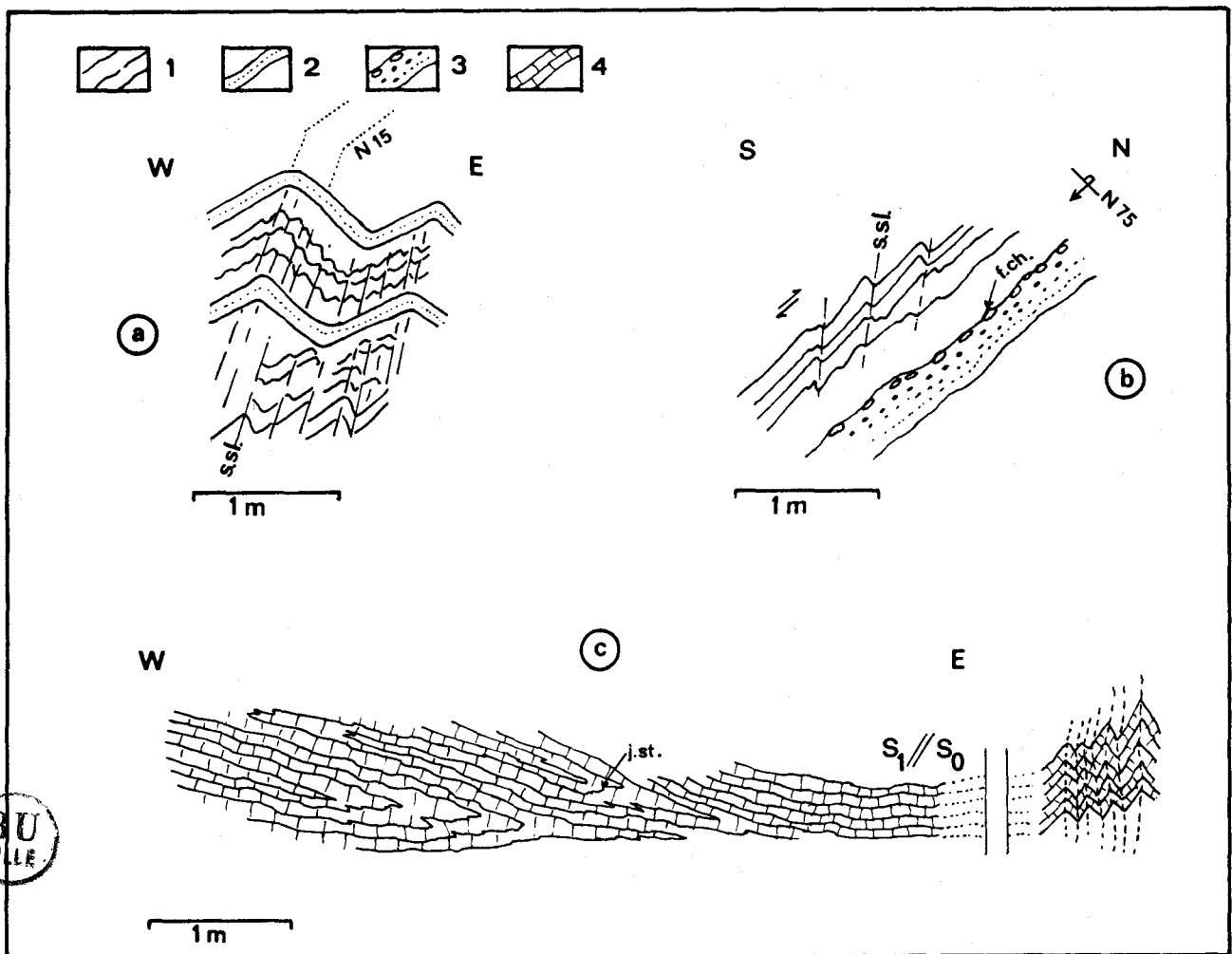


Fig. 128.- Mésostructures observées dans la Fm. Cataurito, Nappe de Loma de Hierro.

Légende : 1. pélites silteuses; 2. siltite; 3. conglomérat polygénique; 4. calcaire cristallin en plaquettes; s. sl. fracturation strain-slip; f. ch. figure de charge; j. st. joint stylolithique.

Fig. 128.- Estructuras mesoscópicas observadas en la Fm. Cataurito, Nappe de Loma de Hierro.

Leyenda : 1. lutitas silteosas; 2. siltita; 3. conglomerado poligénico; 4. caliza recristalizada en capas delgadas; s. sl. fractura en strain-slip; f. ch. molde de carga; j. st. juntura estilolítica.

inférieurs des ophiolites en général (cf. TERRY, 1974; JUTEAU, 1970, 1980); les péridotites foliées manqueraient ici. Dans les autres écailles apparaissent des gabbros lités fortement foliés et amphibolitisés; la microfabrique et le métamorphisme de ces "flasergabbros" correspondraient à une transformation contemporaine de la genèse de l'ensemble ophiolitique (étirement et accréation) comme cela a été démontré dans des massifs ophiolitiques (NICOLAS *et al.*, 1980) et observé *in situ* (MALCOLM, 1980; ITO et ANDERSON, 1983) dans le rift central du système Cayman. Par ailleurs, comme le souligne GRATEROL (1972), la serpentinitisation se développe à l'approche du contact basal de la Nappe de Loma de Hierro, jalonné par plusieurs mètres de serpentinite écailleuse.

Les gabbros lités présentent, de plus, des plis décamétriques à hectométriques (coupe 2 et 3, fig. 119), souvent déversés.

Les observations concernant la couverture Crétacé inférieur montrant un métamorphisme léger (cf. infra), ce dernier a pu ne pas s'exprimer dans le complexe ophiolitique; il en est de même pour les déformations pénétratives observées dans cette couverture.

2. Les couvertures

La Fm. Cataurito, comme le Volcano-sédimentaire du Río Guare et la Fm. Tiara, présentent localement une schistosité; celle-ci est peu pénétrative dans les laves massives mais correspond à une schistosité de flux dans les niveaux de pélites calcareuses formant les interbanes des calcaires en plaquettes (Fm. Cataurito) ou dans les siltites (Fm. du Río Guare). Dans les affleurements les plus septentrionaux de la Fm. Cataurito, cette schistosité apparaît liée à des plis sub-isoclinaux très serrés (fig. 122, fig. 128c; coupe 18); et elle-même reprise dans les plis de plus grande amplitude ou de plis kink redressés. En lame mince, cette schistosité s'accompagne d'une légère recristallisation des phyllites; tant dans la série du Río Guare que dans la Fm. Cataurito, je n'ai pas observé de mica blanc s.s. Les observations préliminaires réalisées ne me permettent pas de différencier sur le plan du métamorphisme et des microstructures, les trois ensembles composant le Crétacé.

Dans les laves de la Fm. Tiara, ou celles intercalées dans la série du Río Guare, le développement d'une schistosité apparaît, en lame mince, postérieur à la spilitisation; cette dernière se traduisant notamment par une épidotisation des clinopyroxènes.

Enfin exception faite du Peñón d'Ocumare, les différents niveaux composant le Complexe d'El Ocumo peuvent présenter - avec une géométrie et une répartition qui restent à débrouiller - les mêmes déformations que celles du Crétacé; en particulier les conglomérats calcaires et les calcaires paléocènes peuvent être recristallisés tectoniquement et schistosés.

IV.- LA NAPPE DE VILLA DE CURA

A) Introduction

La Nappe de Villa de Cura, à la différence de la Nappe de Loma de Hierro, apparaît très homogène et de constitution relativement simple (fig. 116, 129). C'est aussi l'ensemble le plus important parmi les Nappes d'Aragua par sa superficie à l'affleurement; son épaisseur étant par ailleurs évaluée à 4 km selon des données gravimétriques (BONINI *in* BELLIZZIA, 1972).

L'essentiel de cette unité correspond à une épaisse série métamorphique d'origine volcanique et volcano-sédimentaire, dessinant une vaste structure monoclinale à pendage Sud : le Gr. Villa de Cura (ANONYME, 1970). Non daté directement dans les différents secteurs où il a été étudié, le Gr. Villa de Cura est corrélé (SHAGAM, 1960; OXBURGH, 1965; KONIGSMARK, 1965; SEIDERS, 1965; JARVIS, 1966; BELLIZZIA, 1972; MARESCH, 1974; STEPHAN *et al*, 1980; etc...) avec la série Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de la Zone de la Cordillère Côtière. Le Gr. Villa de Cura se caractérise par un métamorphisme de type haute pression-basse température; glaucophane, crossite et lawsonite étant présents à différents niveaux de l'ensemble (PIBURN, 1968).

Sur le bord Sud, repose, en discordance, une formation volcanique épimétamorphique constituée de laves et pyroclastites basiques. Initialement rattachée à la Fm. Tiara, cette couverture d'âge Crétacé "moyen" présente des caractères pétrologiques et géochimiques qui la différencient d'avec la Fm. Tiara observable dans sa région de définition (GIRARD *et al*, 1982). Pour cette raison ainsi qu'en fonction de l'appartenance à une unité structurale distincte (STEPHAN *et al*, 1980), les laves et pyroclastites affleurant au Nord de San Sebastian, notamment (fig. 116) ont été baptisées Fm. Dos Hermanas (GIRARD *et al*, 1982).

Les sédiments du Sénonien supérieur et du Paléocène-Eocène du bord Sud de la Nappe de Villa de Cura (cf. coupe c, fig. 129) ont été étudiés dans le chapitre III; ils font le lien avec la bordure septentrionale de la Zone Piémontine.

B) Lithostratigraphie de la Nappe de Villa de Cura en Aragua-Miranda

SHAGAM (1960) a subdivisé l'épais et relativement monotone Gr. Villa de Cura en quatre formations qui sont, du Nord au Sud : la Fm. El Caño, la Fm. El Chino, la Fm. El Carmen et la Fm. Santa Isabel; cette distinction est basée sur l'abondance relative des laves, pyroclastites et niveaux volcano-détritiques. PIBURN (1968) a conservé cette subdivision tout en insistant sur le caractère particulier de la Fm. Santa Isabel d'origine essentiellement sédimentaire (seule formation détaillée sur la fig. 129). Pour SHAGAM (1960) et PIBURN (1968), les formations se succèdent en continuité et de manière transitionnelle.

Sans revenir sur l'ensemble de la lithostratigraphie et de la pétrographie du Gr. Villa de Cura et de la Fm. Dos Hermanas, j'essaierai de compléter les études disponibles, d'une part, en illustrant le détail des séquences au sein du groupe, et d'autre part, en envisageant les relations entre le Gr. Villa de Cura et la Fm. Dos Hermanas. La pétrologie des volcanites de cette dernière sera envisagée conjointement avec celle des Fms. Tiara (Nappe de Loma de Hierro), Tucutunemo et Pilancones (Nappes de Caucagua-El Tinaco). Par ailleurs des analyses à la microsonde électronique ont été réalisées sur quelques minéraux de métamorphisme.

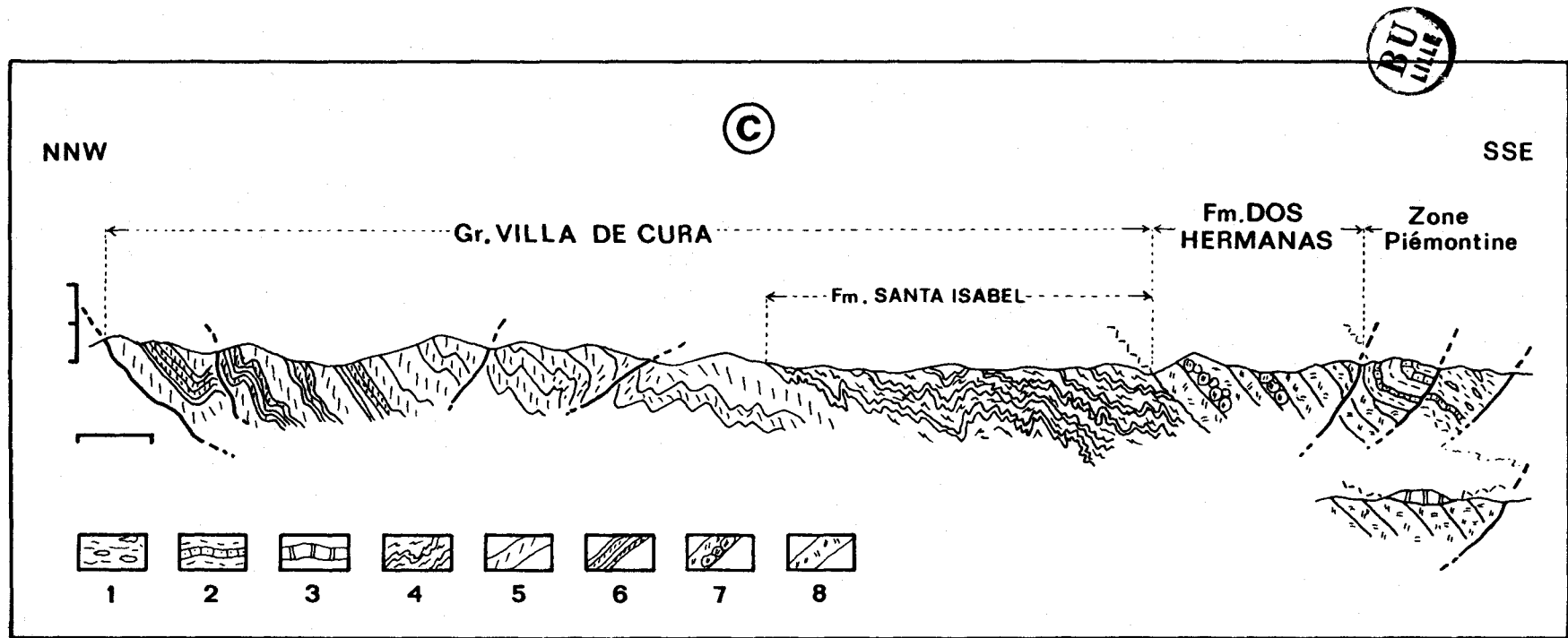


Fig. 129.- Coupe transversale synthétique de la Nappe de Villa de Cura.
(localisation sur fig. 116).

Légende : 1. pélites à olistolithes; 2. pélites et calcaires gréseux (Maastrichtien); 3. calcaire massif (Paléocène supérieur -Eocène inférieur); 4. schistes verts et quartzites à glaucophane; 5. métadiabases; 6. schistes et phyllades; 7. brèches et tufs basaltiques; 8. basaltes (spilites).

Fig. 129.- Corte transversal sintético de la Napa de Villa de Cura.
(ubicación sobre la fig. 116).

Leyenda : 1. lutitas con olistolitos; 2. lutitas y calizas arenosas (Maastrichtiense); 3. caliza maciza (Paleoceno superior-Eoceno inferior); 4. esquistos verdes con glaucofano; 5. metadiabasas; 6. esquistos y filitas; 7. brechas y tobas basálticas; 8. basaltos (espilitas).

1. Coupe de l'entrée Nord du Parc National du Guatopo

La route longeant le Rio Tuy et reliant Santa Teresa a Altagracia de Orituco, montre une série d'affleurements discontinus regroupés sur les coupes 1 et 2. On observe, surmontant les calcaires cristallins de la Fm. Cataurito, une succession de métadiabases, de schistes verts et de quartzites (Coupes 1 et 2, fig. 130).

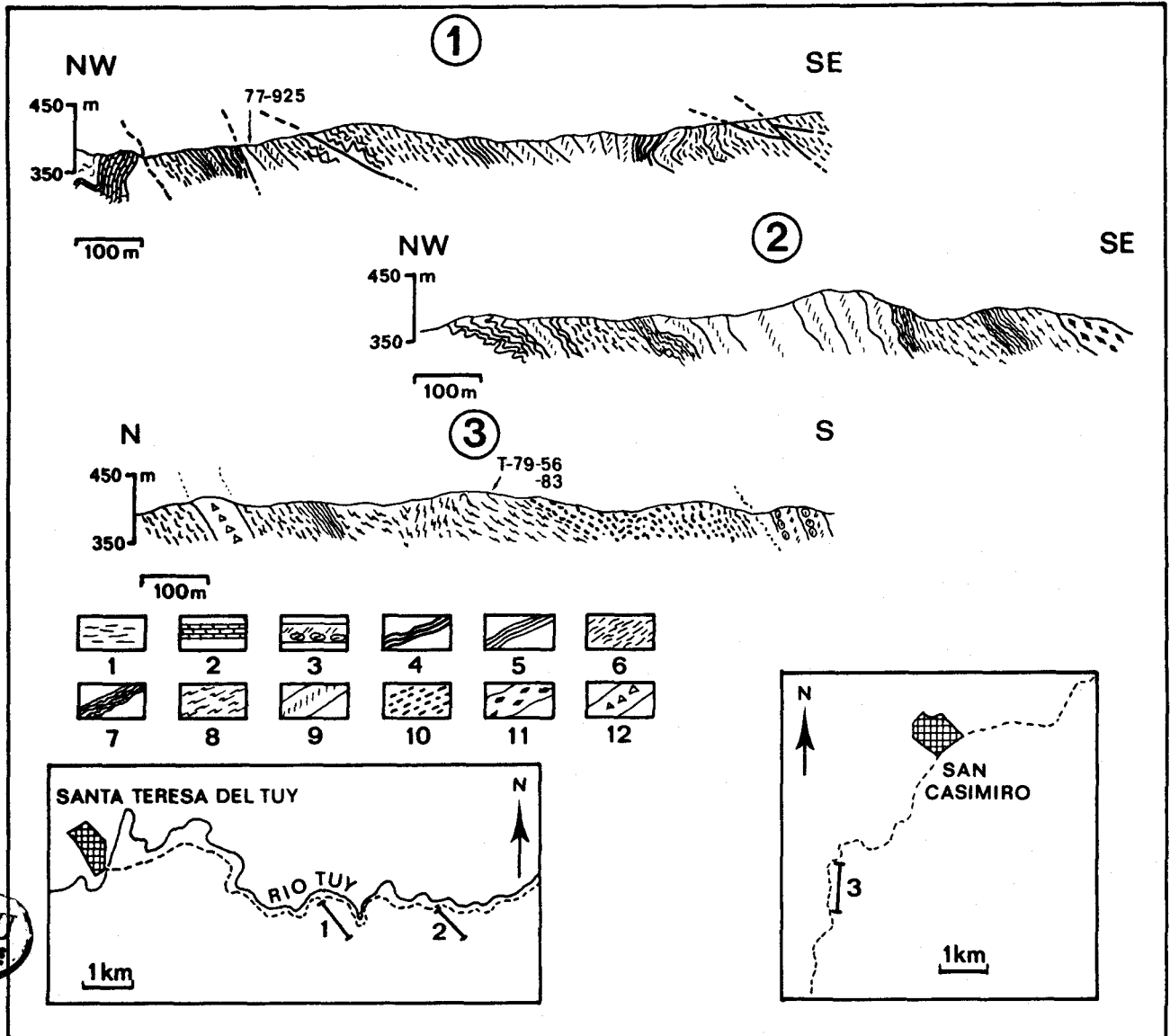


Fig. 130.- Coupes détaillées dans la Nappe de Villa de Cura.

Légende : 1. pélites; 2. calcaires cristallins en plaquettes (Fm. Cataurito); 3. brèches et tufs volcaniques basiques; 4. schistes verts et quartzites à chlorite-épidote; 5. quartzophyllade; 6. quartzite ocellée à albite-épidote; 7. schistes et micaeschistes à chlorite ou stilpnomélane; 8. schistes verts à glaucophane; 9. métadiabase aphyrique; 10. quartzite rubannée à albite-glaucophane; 11. orthoamphibolite; 12. "chlorite" mélanocrate.

Fig. 130.- Cortes detallados en la Napa de Villa de Cura.

Leyenda : 1. lutitas; 2. calizas recristalizadas en capas delgadas (Fm. Cataurito); 3. brechas y tobas volcánicas básicas; 4. esquistos verde y cuarcita con clorita-epidota; 5. cuarzofilitas; 6. cuarcita ojosa con albite-epidota; 7. esquistos y micaeschistos con clorita o estilpnomelano; 8. esquistos verde con glaucofano; 9. meta-diabasa aférica; 10. cuarcita bandeada con albite-glaucofano; 11. ortoanfibolita; 12. "diorita" melanocrata.

a) Les niveaux volcaniques francs se présentent en sills ou coulées d'une épaisseur de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres; ils sont homogènes, à grain fin et constitués de chlorite, actinote, quartz, reliques de clinopyroxènes et petits micas blancs soulignant une schistosité fruste. Dans ces niveaux -appelés ici métadiabases aphyriques - j'ai observé localement jusqu'à 20 % de lawsonite (Ech. 77-925), en prismes fracturés, sans orientation préférentielle.

b) Les niveaux d'origine pyroclastique ou volcano-détritique forment une succession très variable, les différents termes passant de manière brutale ou transitionnelle les uns aux autres. Les distinctions proposées sur la figure 128 prennent en compte le caractère mafique, l'abondance de quartz, le litage, le caractère oillé (ou non) et le caractère micacé (ou non), certains niveaux composés de quartz et d'une fraction phylliteuse réduite seraient d'origine sédimentaire non volcano-détritique.

Ont été distingués ainsi :

1. des alternances décimétriques très régulières de schiste vert et de quartzite à grain fin à chlorite et épidote (figuré 4);
2. des quartzophyllades à yeux (millimétriques) d'épidote et, localement, à aiguilles d'amphibole bleue (figuré 5); ces dernières ne sont visibles qu'en lame mince;
3. des schistes ou quartzophyllades à débit très fin, constitués de quartz microcristallin, de phyllites et de chlorite; ces niveaux apparaissent localement composés exclusivement de quartz et stilpnomélane (figuré 7);
4. des quartzites à chlorite-épidote-actinote et yeux centimétriques de quartz-albite (figuré 6);
5. des schistes verts lustrés, à lentilles millimétriques de quartz-albite (figuré 8); composés de chlorite, actinote, épidote et petits micas blancs abondants (phengite), ces niveaux peuvent contenir des aiguilles d'amphibole bleue (visibles uniquement en lame mince).

Les niveaux de type phyllade ou schiste sont très déformés (microplis centimétriques à décimétriques, souvent très disharmoniques) et montrent la superposition d'au moins deux déformations synschisteuses. Dans les alternances schistes-quartzite mafique (terme 1) la seconde schistosité n'affecte que les interbanes schisteux; la première étant généralement parallèle au litage initial.

c) Un ancien niveau grenu (figuré 11) affleure à l'extrémité Sud de la coupe 2. Cette roche fortement foliée est ici très altérée; je la rattache à un affleurement frais observé au Nord de Guanasnal (fig. 131) qui sera décrit ci-après et formé d'un ancien gabbro amphibolitisé avec notamment développement de glaucophane.

2.- Coupe au Sud de San Casimiro

La route Cua-San Sebastian offre, au Sud de San Casimiro (fig. 118), des affleurements relativement continus et frais de quartzites vertes oillées (figuré 6) et surtout de schistes verts lustrés (figuré 8), ces derniers riches en amphibole bleue (visibles seulement en lame mince).

Trois éléments non observés sur les coupes précédentes apparaissent (coupe 3, fig. 130):

1. un sill constitué d'une roche grenue mélanocrate, homogène et à grain fin ; cette roche montre, en lame mince, des amphiboles brunes à brun vert bien colorées, automorphes (cumulées ?) et, parfois, déformées; elles représentent plus de 70 % de la roche, le reste (altéré ?) étant constitué de quartz, d'albite et d'épidote microcristalline. Une schistosité traverse localement ce sill (microcisaillements visibles en lame mince; torsion et rotation des amphiboles); cette roche sera appelée "diorite mélanocrate" (figuré 12); toutefois, je n'ai pas observé de minéraux traduisant l'altération d'anciens plagioclases et la composition est proche de celle d'une hornblendite;
2. une épaisse série de quartzites très finement foliées, passant localement à des micaschistes; ces niveaux contiennent par ailleurs des aiguilles d'amphibole bleue (parfois visibles à l'oeil nu et représentant jusqu'à 5 à 10 % de la roche) et, surtout, des porphyroblastes (de 1 à 3 mm) d'albite. Les amphiboles bleues montrent une disposition linéaire très régulière, la linéation étant elle-même contenue dans la foliation soulignée par les micas blancs (phengites probables); une microcraquelure affecte l'ensemble, responsable d'une fracturation et d'une torsion des amphiboles. Le reste de la roche correspond à du quartz microcristallin peu suturé (constituant principal), les "yeux" étant constitués d'albite seule ou de quartz et d'albite. La richesse en porphyroblastes d'albite a valu à ces roches

	GI-8		GI-9		GI-10		GI-11	
Na2O	6.18	6.18	5.63	5.63	6.91	6.91	6.70	6.70
K2O	-	-	0.08	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03
MnO	0.27	0.27	-	-	0.10	0.10	0.31	0.31
MgO	9.87	9.87	7.81	7.81	10.03	10.03	9.80	9.80
Al2O3	4.08	4.08	4.14	4.14	4.95	4.95	6.58	6.58
SiO2	55.58	55.58	57.42	57.42	54.80	54.80	55.43	55.43
FeO*	17.73	-	18.62	-	17.14	-	15.65	-
Fe2O3	-	19.72	-	10.70	-	19.06	-	17.40
CaO	2.00	2.00	2.24	2.24	0.98	0.98	1.64	1.64
TiO2	0.01	0.01	0.13	0.13	-	-	0.15	0.15
Autres	0.06	0.06	0.12	0.12	0.15	0.15	0.23	0.23
Total Anhydre	95.78	97.77	96.26	98.34	95.09	97.01	96.51	98.26
Na	1.609	1.536	1.455	1.386	1.809	1.728	1.712	1.646
K	-	-	0.015	0.015	0.006	0.005	0.005	0.005
Mn	0.034	0.032	-	-	0.013	0.012	0.076	0.073
Mg	2.171	2.073	1.705	1.625	2.218	2.118	2.117	2.035
Al total	0.722	0.690	0.728	0.693	0.881	0.842	1.144	1.100
Al tétra	-	0.179	-	0.00	-	0.246	-	0.288
Si	8.191	7.821	8.401	8.004	8.118	7.754	8.021	7.712
Fe ⁺⁺	1.18	1.20	1.65	1.71	0.92	1.02	1.06	1.14
Fe ⁺⁺⁺	0.96	1.19	0.92	0.97	0.96	1.26	0.60	0.94
Ca	0.316	0.301	0.351	0.334	0.155	0.148	0.254	0.244
Ti	-	-	0.007	0.007	-	-	0.016	0.016

* Fe total sous forme FeO

Tableau XI.- Analyses à la microsonde électronique d'amphibole bleue de la Fm. Santa Isabel, Nappe de Villa de Cura. (Ech. T-79-56)

Cuadro XI.- Analisis por microsonda electrónica de anfíbol azul de la Fm. Santa Isabel, Napa de Villa de Cura. (Muestra T-79-56)

l'appellation "granulite quartzo-albitique" (SHAGAM, 1960); NAVARRO (1983) parle de granofels;

3. une brèche volcanique basique grossièrement stratifiée, montrant des éléments lithiques (microlithiques ou microdoléritiques, riches en clinopyroxènes) et des plagioclases, dans une mésostase altérée riche en calcite et opaques; ces brèches, de même que le sill de "diorite mélanocrate" montrent une schistosité fruste mais ne sont pas affectées par le métamorphisme des niveaux venant au contact. Cette séquence pyroclastique correspond à la base de la Fm. Dos Hermanas, qui sera décrite sur la coupe suivante.

Deux échantillons de schiste vert à amphibole bleue ont fait l'objet d'analyses à la microsonde électronique (tabl. XI à XIII ; et fig.131,132) ; les amphiboles bleues de l'échantillon T. 79-83 ont été analysées par D. GIRARD au Centre Océanographique de Bretagne (microsonde CAMEBAX). Concernant les amphiboles bleues, les résultats sont présentés comme pour celles de la Nappe de Cauagua-El Tinaco (cf. IV-C-5). Les points analysés tombent soit dans le champ du glaucothane soit à la limite glaucothane-crossite. Par ailleurs les micas blancs analysés (T-79-56) sont des phengites de composition identique à celles analysées dans la base de la série de la Nappe de Cauagua-El Tinaco (Ech. 77-473).

	GI-4		GI-5		GI-6		GI-7	
Na2O	6.75	6.75	7.06	7.06	6.10	6.10	7.04	7.04
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.13	0.13	0.15	0.15	0.12	0.12	0.13	0.13
MgO	9.67	9.67	9.46	9.46	10.76	10.76	9.68	9.68
AL2O3	4.88	4.88	4.12	4.12	3.41	3.41	3.79	3.79
SiO2	56.09	56.09	54.99	54.99	55.86	55.86	55.43	55.43
FeO*	18.64	-	20.08	-	19.39	-	21.41	-
Fe2O3	-	20.73	-	22.33	-	21.56	-	23.81
CaO	1.21	1.21	1.02	1.02	2.89	2.89	1.04	1.04
TiO2	-	-	0.05	0.05	0.05	0.05	0.13	0.13
Autres	-	-	-	-	-	-	-	-
Total anhydre	97,38	99.47	96.94	99.19	98.62	100.79	97.38	99.78
Na	1.732	1.649	1.838	1.745	1.559	1.485	1.813	1.717
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.016	0.016	0.019	0.018	0.015	0.014	0.016	0.015
Mg	2.096	1.996	2.081	1.976	2.324	2.213	2.106	1.994
Al total	0.852	0.811	0.730	0.693	0.593	0.565	0.664	0.629
Al tétra	-	0.242	-	0.307	-	0.303	-	0.362
Si	8.146	7.758	8.102	7.693	8.084	7.697	8.080	7.638
Fe ⁺⁺	1.08	1.17	1.06	1.16	1.12	1.20	1.04	1.14
Fe ⁺⁺⁺	0.96	1.25	1.11	1.46	0.95	1.33	1.17	1.57
Ca	0.188	0.179	0.162	0.153	0.448	0.427	0.162	0.152
Ti	-	-	0.003	0.003	0.003	0.003	0.014	0.013

* Fe total sous forme FeO

Tableau XII.- Analyses à la microsonde électronique d'amphibole bleue de la Fm. Santa Isabel, Nappe de Villa de Cura. (Ech. T-79-83)

Cuadro XII.- Analisis por microsonda electrónica de anfíbol azul de la Fm. Santa Isabel, Napa de Villa de Cura. (Muestra T-79-83)

	Ph-4	Ph-5
Na2O	0.16	0.17
K2O	9.54	11.50
MnO	0.17	0.09
MgO	6.34	3.76
Al2O	22.65	23.70
SiO2	48.11	51.25
FeO*	7.53	5.00
CaO	0.13	0.06
TiO2	0.07	0.10
Autres	0.13	-
Total anhydre	94.83	95.64
Na	0.039	0.041
K	1.680	1.986
Mn	0.197	0.010
Mg	1.304	0.758
Al	3.750	3.850
Si	6.628	6.924
Fe ⁺⁺	0.870	0.566
Ca	0.019	0.086
Ti	0.004	0.005

* Fe total sous forme FeO

Tableau XIII.- Analyses à la microsonde électronique de mica blanc de la Fm. Santa Isabel, Nappe de Villa de Cura. (Ech. T-79-56)

Cuadro XIII.- Analisis por microsonda electrónica de mica blanco de la Fm. Santa Isabel, Napa de Villa de Cura. (Muestra T-79-56)

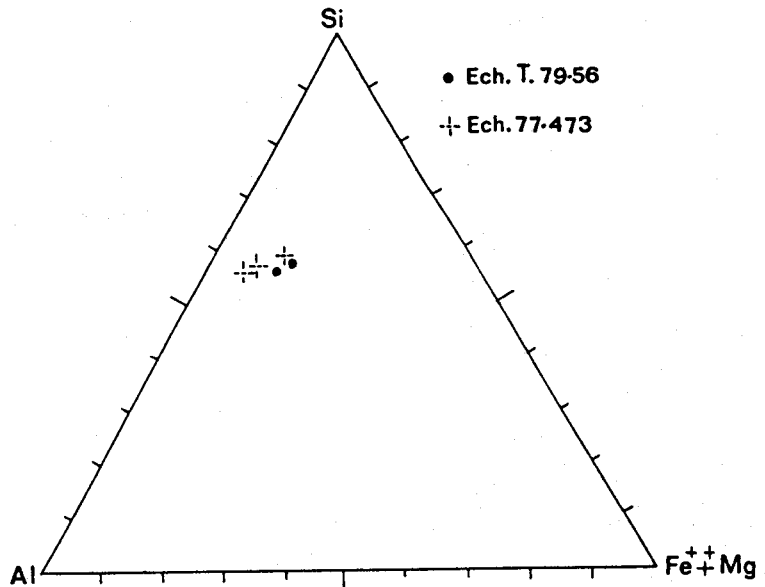
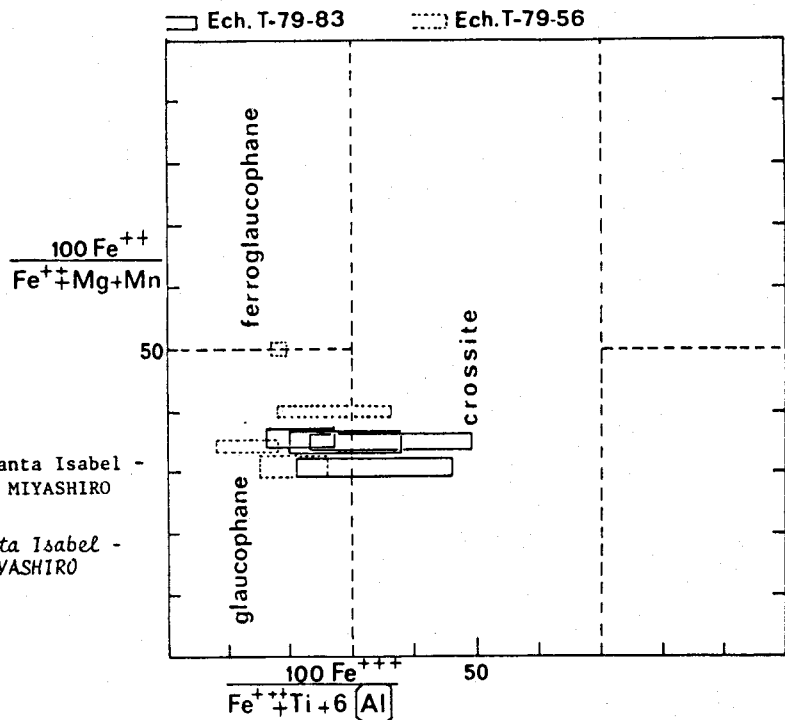


Fig. 132.- Micas blancs de la Fm. Santa Isabel - Gr. Villa de Cura - dans le diagramme Si-Al-Fe + Mg (Ech. 77-473 - provenant de la Nappe de Caucagua - El Tinaco - pour comparaison)

Fig. 132.- Micas blancos de la Fm. Santa Isabel - Gr. Villa de Cura - en el diagrama Si-Al-Fe + Mg (Muestra 77-473 - proveniente de la Napa de Caucagua - El Tinaco - para comparar).

Fig. 131.- Amphiboles sodiques de la Fm. Santa Isabel - Gr. Villa de Cura - dans le diagramme de MIYASHIRO (1957).

Fig. 131.- Anfíboles sódicas de la Fm. Santa Isabel - Gr. Villa de Cura - en el diagrama de MIYASHIRO (1957).



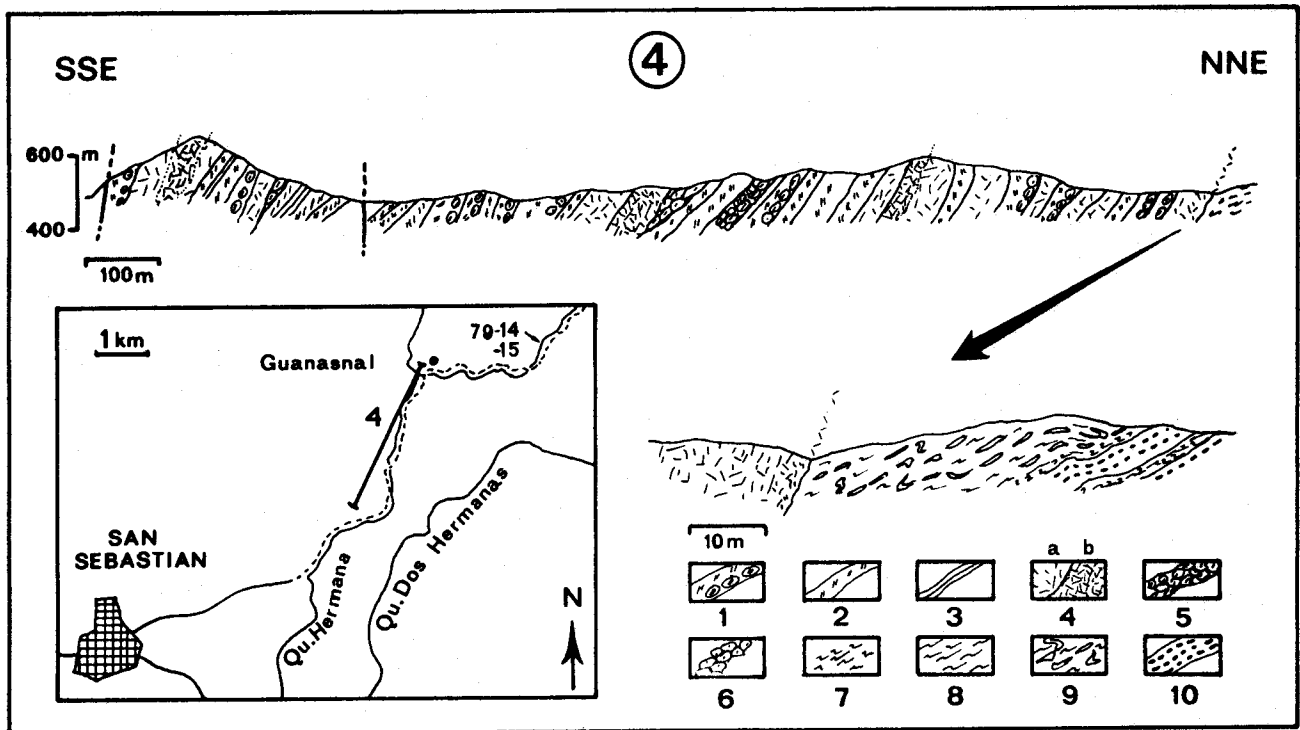


Fig. 133.- Coupe dans la Fm. Dos Hermanas, Nappe de Villa de Cura.

Légende : 1. brèche volcanique basique; 2. basaltes porphyriques; 3. tufs à grain fin ou cherts; 4. basaltes aphyriques (a) et microgabbros à structure doléritique (b); 5. brèche de pillows basaltiques; 6. basalte en pillows; 7. quartzophyllades à chlorite-épidote; 8. micaschistes à chlorite-épidote; 9. schistes verts et quartzites à chlorite-épidote; 10. quartzite rubannée à albite-glaucophane.

Fig. 133.- Corte en la Fm. Dos Hermanas, Napa de Villa de Cura.

Leyenda : 1. brechas volcánicas básicas; 2. basaltos porfíricos; 3. toba de grano fino o chert; 4. basalto aphyrico (a) y microgabro dolerítico (b); 5. brecha de almohadillas de basalto; 6. basalto en almohadillas; 7. cuarzo-filitas con clorita-epidota; 8. micaesquistos con clorita-epidota; 9. esquistos verdes y cuarcitas con clorita-epidota; 10. cuarcita bandeada con albita-glaucófano.

3. Les environs de Guanasnal

Ils montrent, d'une part, les coupes les plus complètes de la Fm. Dos Hermanas et, d'autre part, le contact entre celle-ci et le Gr. Villa de Cura sous-jacent. Par ailleurs, la portion amont de la Qu. Hermana - qui ne sera pas détaillée ici - montre des affleurements frais d'une bonne partie du Gr. Villa de Cura.

a) La Fm. Dos Hermanas; d'une épaisseur de l'ordre de 1500 m et formant un monoclinial redressé, elle est constituée par ordre d'abondance (coupe 4, fig. 133):

1. de brèches et tufs volcaniques basiques formant soit des blancs d'épaisseur plurimétrique grossiers et présentant parfois un "granoclassement" fruste, soit de tufs à grain fin bien stratifiés (10 à 50 cm d'épaisseur); ces pyroclastites contiennent des éléments lithiques (basaltes à structure microlithique ou microdoleritique et souvent vésiculaires), des plagioclases et des clinopyroxènes; la mésostase, parfois interstitielle est transformée (calcite, chlorite, épidote microgranulaire). Certains niveaux de tufs, plus clairs et contenant essentiellement des plagioclases, pourraient correspondre à des andésites plutôt qu'à des basaltes;
2. des laves en sills ou coulées, généralement spilitisées mais à clinopyroxènes sains; elles sont soit porphyriques, à phénocristaux de clinopyroxène et plagioclases (avec des reliques

possibles d'olivine altérée), soit aphyriques à structure microlithique ou microdoléritique intersertale; ces laves sont très souvent riches en vacuoles de calcite-chlorite. L'albitisation des plagioclases (phénocristaux et mésostase) a été vérifiée à la microsonde électronique par D. GIRARD, sur un échantillon porphyrique et un échantillon aphyrique (Ech.VZ-26 et VZ-29). Par ailleurs, un niveau à phénocristaux de plagioclases et montrant des fantômes possibles d'amphibole constituerait un terme andésitique;

3. des sills de microgabbro à structure doléritique, à grain fin, représentant des termes hypovolcaniques; ils sont constitués de plagioclases transformés, de clinopyroxènes sains et de calcite et chlorite intersticielles.

Par ailleurs, quelques lentilles de laves aphyriques en oreillers ont été observées (figuré 6) ainsi que des brèches remaniant ces derniers (figuré 5).

b) Le contact entre la Fm. Dos Hermanas et le Gr. Villa de Cura

Ont été observés du SW vers le NE :

1. une lave microdoléritique massive, présentant un grain très fin au niveau du contact avec les schistes sous-jacents; cette coulée basale est par ailleurs très riche en lentilles (centimétriques) vert pâle montrant en lame mince plus de 70 % d'épidote (pistachite) bien cristallisée associée à du quartz et de la calcite; ces lentilles pourraient représenter des éléments empruntés au substratum (?);
2. plusieurs dizaines de m d'une séquence hétérogène composée de schistes verts lustrés (quartz, micas blancs, épidote, chlorite, actinote) et de lambeaux étirés (de 10 cm d'épaisseur environ) différent de leur matrice par l'absence de mica, leur richesse en quartz et en yeux millimétriques de quartz-calcite-albite. L'ensemble serait le résultat soit d'un boudinage tectonique (antérieur quoi qu'il en soit aux laves sus-jacentes) soit d'une hétérogénéité initiale (conglomérat volcanique ?); les schistes présentent au moins deux déformations pénétratives : une schistosité soulignée par les micas blancs (phengite probable) et une crénelation passant à un clivage de type strain-slip;
3. une alternance - en bancs d'épaisseur plurimétrique - de schistes verts lustrés et quartzites micacées finement foliées, à amphiboles bleues et yeux millimétriques d'albite ou de quartz-albite.

Cette alternance se poursuit sur plusieurs centaines de m d'épaisseur vers le NE; s'y intercale (cf. Ech. 79-14 et 15; fig. 131) un sill (ou dyke ?) d'orthoamphibolite à amphiboles mixtes (portions vert pâle et portions bleu-mauve; glaucophane rétrotransformé ?); ces amphiboles, englobent, par ailleurs, un coeur de chlorite et des restes de clinopyroxène; cette roche polymétamorphisée pourrait correspondre à un ancien gabbro (cf. fig. 128, coupe 2).

4.- La région d'El Chacao-Villa de Cura

Au Sud-Ouest d'une ligne Villa de Cura-San Juan de Los Morros (cf. fig. 116), j'ai effectué plusieurs coupes, d'une part en raison de la qualité des affleurements, et, d'autre part, afin d'observer les relations entre le Gr. Villa de Cura et le Massif ultramafique zoné d'El Chacao (cf. fig. 132).

a) Le secteur de Los Tanques-Chaguaramos (coupes 5 et 6)

Les successions observables sont identiques à celles décrites sur la bordure Nord du Guatopo (fig. 130, coupes 1 et 2). Plusieurs niveaux non altérés de schistes et de quartzophyllades à stilpnomélane ont été observés; la présence de ce minéral (jusqu'à 10 % dans certains échantillons) a été confirmée par une analyse à la microsonde électronique (Ech. 80-88; Tabl. XIV) et une diffractométrie X sur poudre.

Par ailleurs, des metabasaltes (ou métaandésites ?) porphyriques (figuré 7) constituent des coulées épaisses; cette roche présente des phénocristaux sains (parfois parfaitement automorphes) - ou légèrement transformés à leur périphérie - de clinopyroxène atteignant 5 mm. Les

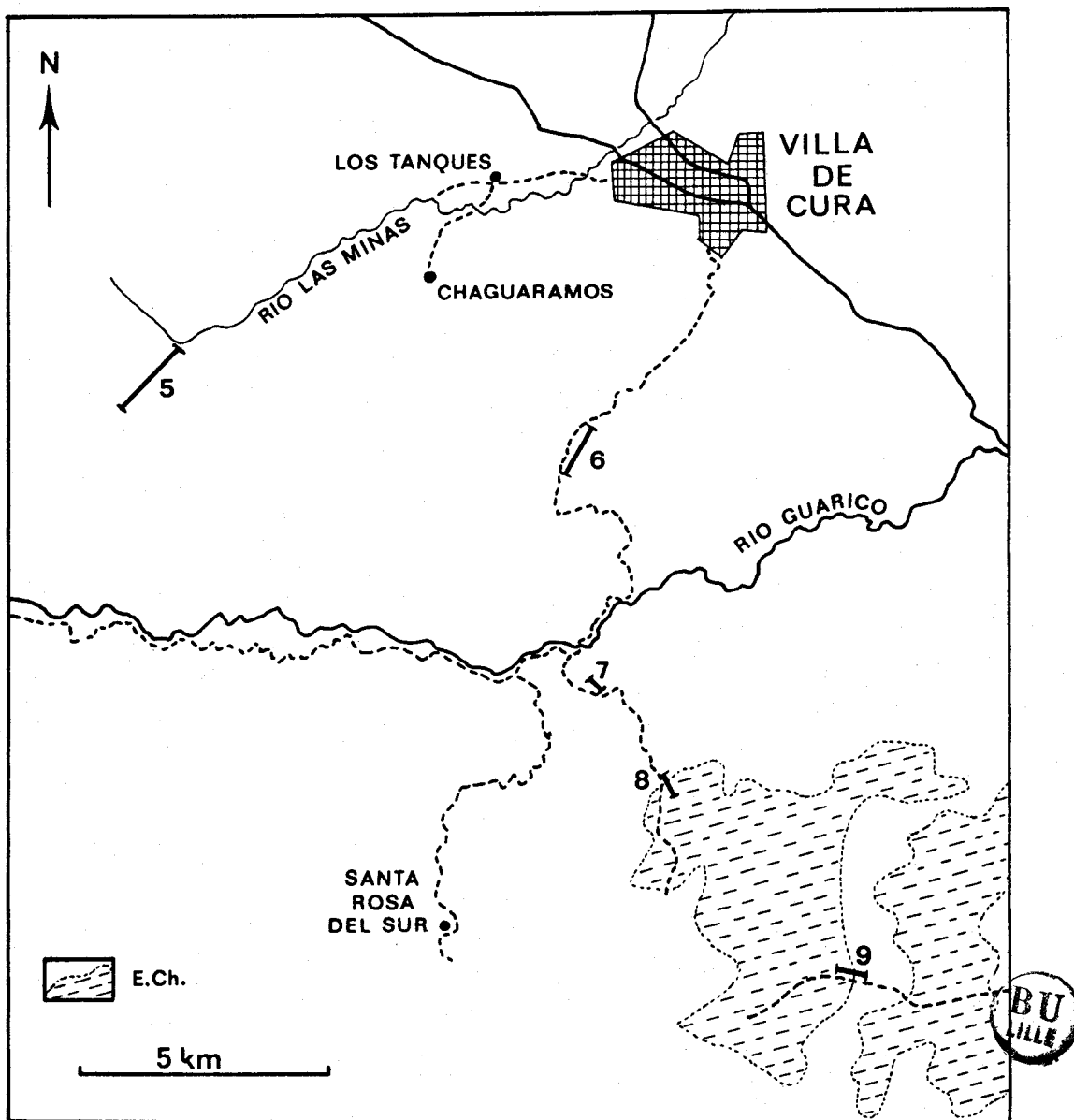


Fig. 134.- Localisation des coupes au Sud de Villa de Cura.
(E.Ch.: Complexe ultramafique d'El Chacao; contours extraits de MURRAY, 1973)

Fig. 134.- Ubicación de los cortes al Sur de Villa de Cura.
(E.Ch.: Complejo ultramáfico d'El Chacao; límites según MURRAY, 1973).

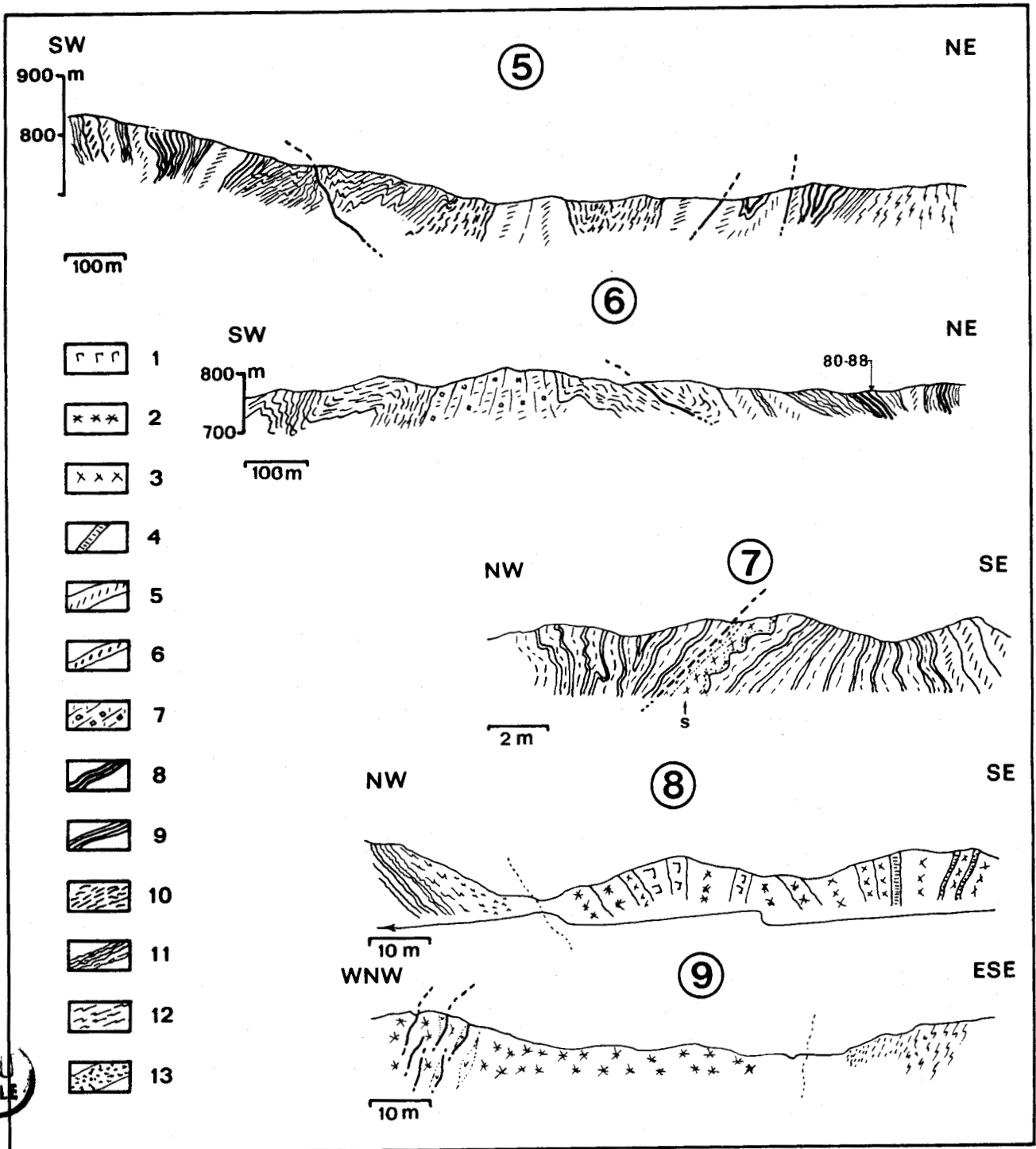


Fig. 135.- Coupes au Sud de Villa de Cura et aux abords du Complexe d'El Chacao, Nappe de Villa de Cura. (localisation sur fig. 132)

Légende : 1. gabbro; 2. pyroxénolite; 3. hornblendite à pyroxène; 4. dyke de hornblendite; 5. métadiabase aphyrique; 6. métadiabase grenue; 7. metabasalte (méta-andésite) porphyrique; 8. schistes verts et quartzite à chlorite-épidote; 9. quartzophyllade; 10. quartzite oieillée à albite-épidote; 11. schistes et micaeschistes à chlorite ou stilpnomélane; 12. schiste vert à glaucophane; 13. cornéenne, granofels.

Fig. 135.- Cortes al Sur de Villa de Cura y alrededor del Complejo d'El Chacao, Napa de Villa de Cura. (ubicación sobre la fig. 132).

Leyenda : 1. gabro; 2. piroxenolita; 3. hornblendita con piroxeno; 4. dique de hornblendita; 5. metadiabasa aphyrica; 6. metadiabasa granuda; 7. metabasalto (o meta-andesita) porfirica; 8. esquistos verdes y cuarcitas con clorita-epidota; 9. cuarzoñilita; 10. cuarcita ojosa con albite-epidota; 11. esquistos y micaesquistos con clorita o estilpnomelano; 12. esquistos verdes con glaucofano; 13. corneana y granofels.

phénocristaux de plagioclase sont représentés par des lentilles phylliteuses homogènes; la mé-sostase correspondant un schiste à chlorite, actinote et phyllites (séricite ?).

b) Les abords du massif ultramafique d'El Chacao (coupes 7,8,9)

SHAGAM (1960) et KONIGSMARK (1965) décrivent au Sud de Villa de Cura (à l'Ouest de San Juan de Los Morros) une intrusion ultramafique; MURRAY (1973) réalise une étude pétrographique et géochimique de cet ensemble; les contours de la figure 134 ont été empruntés à cet auteur. Il décrit un ensemble grossièrement zoné de pyroxénolite (au "centre") et de hornblendite ; s'y ajoutent des pointements et des dykes de gabbro (à deux pyroxènes; à hornblende). Par ailleurs, MURRAY (1973) décrit un métamorphisme de contact affectant les schistes (métavolcanites) du Gr. Villa de Cura. J'ai pu observer ce contact (coupes 8 et 9) en plusieurs endroits; les schistes verts lustrés (décrits sur les coupes 2 et 3, fig. 130) présentent une structure de granofels et de cornéenne, le rubannement et les microplis antérieurs étant encore visibles. Concernant le détail de ce métamorphisme, le lecteur pourra se reporter à l'étude de MURRAY (1973) qui mentionne notamment le développement de hornblende verte, de biotite, de cordiérite et d'oligoclase-andésine.

	St-1	St-2	St-3	St-4	St-5
NaO2	0.91	3.52	1.09	0.26	0.69
K2O	0.68	0.49	0.51	0.69	0.77
MnO	-	0.16	0.09	0.13	0.06
MgO	10.97	7.84	9.69	10.60	10.38
Al2O3	7.33	9.65	6.93	6.28	6.94
SiO2	52.56	54.85	53.94	52.47	51.25
FeO*	18.79	14.54	17.15	19.37	19.96
CaO	0.09	0.14	0.45	0.13	0.21
TiO2	0.02	-	0.04	-	0.08
Autres	0.97	0.32	0.15	0.13	0.21
Total Anhydre	92.21	91.51	90.04	89.99	90.54
Na	0.231	0.931	0.280	0.068	0.180
K	0.125	0.092	0.095	0.130	0.146
Mn	-	-	0.011	0.016	0.008
Mg	2.356	1.662	2.104	2.331	2.287
Al total	1.267	1.647	1.212	1.112	1.231
Al tétra	0.437	0.209	0.151	0.269	-
Si	7.563	7.791	7.849	7.731	7.565
Fe ⁺⁺	2.267	1.731	2.091	2.392	2.470
Ca	0.001	0.021	0.070	0.020	0.033
Ti	0.001	-	0.002	-	0.004

*Fe total exprimé sous forme de FeO et de Fe⁺⁺ (cf. texte)

Tableau XIV.- Analyses à la microsonde électronique de stilpnomélane de la Fm. El Caño, Nappe de Villa de Cura. (Ech. CB-80-88)

Cuadro XIV.- Analisis por microsonda electrónica de estilpnomelano de la Fm. El Caño, Napa de Villa de Cura. (Muestra CB-80-88)

J'ajouterai deux observations :

1. du point de vue structural, des indices de cisaillement, associés à une serpentinitisation, apparaissent dans les pyroxénolites (coupe 9); l'ensemble du massif apparaît globalement concordant avec la série de schistes et quartzites encaissants et non pas sous forme d'un dôme tel que celui représenté par MURRAY (1973);
2. à 3 km au Nord du massif, j'ai observé un sill de hornblendite à pyroxène (noté s; coupe 7); la présence de ce sill - satellite du massif d'El Chacao - et les descriptions données par MURRAY (1973) de gabbro à "hornblende sub-euhédrique et quartz interstitiel" sont à rapprocher de l'observation sur la coupe 3 (fig. 130) d'un sill essentiellement constitué de hornblende. Ce dernier appartiendrait donc au même épisode magmatique basique postérieur au métamorphisme des schistes du Gr. Villa de Cura.

5. Résumé, discussion (fig. 136)

a) Le Gr. Villa de Cura

Comme l'ont souligné SHAGAM (1960) et PIBURN (1968), le Gr. Villa de Cura représente un ensemble très épais (4000 à 5000 m) et relativement monotone; seule la partie basale (Fm. Santa Isabel) se distingue par l'absence de laves et une déformation plus intense; toutefois le passage aux niveaux sus-jacents se ferait de manière concordante et progressive. La partie supérieure du groupe se distingue quelque peu par la présence de laves très porphyriques.

Pour SHAGAM (1960), SEIDERS (1965) et PIBURN (1968), l'ensemble était constitué initialement : de coulées et sills andésitiques-basaltiques, de tufs et brèches de même nature, de pélites et cherts. Les granofels de la Fm. Santa Isabel correspondraient selon ces trois auteurs à des pélites à montmorillonite et quartz; pour NAVARRO (1983), une partie au moins de ces niveaux seraient d'origine pyroclastique. Pour PIBURN (1968), l'essentiel du matériel conglomératique ou celui qu'il appelle "tuffacé" correspond à une resédimentation; il parle d'entrecroisements, de granoclassement et de turbidites. Pour NAVARRO (1983), le Gr. Villa de Cura comporterait à la fois du matériel volcanique resédimenté et des pyroclastites s.s. (dont des hyaloclastites). PIBURN (1968) et NAVARRO (1983) mentionnent des couches de pélites et de cherts (ou phtanites) mais ne donnent pas de description détaillée de ces niveaux; NAVARRO (1983) considère ces derniers comme pélagiques abyssaux. Je n'ai, pour ma part, pas observé de niveau évoquant (notamment en lame mince) d'anciens jaspes à Radiolaires dont la préservation a, par ailleurs, été montrée dans des séries de lithologie semblable et ayant subi un métamorphisme HP/BT (DE WEVER et CABY, 1981). Les niveaux non mafiques à grain fin que j'ai échantillonnés correspondraient à des pyroclastites silicifiées. Les affinités magmatiques possibles, d'arc insulaire des laves du Gr. Villa de Cura (cf. infra) peuvent conduire à une comparaison, entre autres, avec le matériel produit par l'Arc des Petites Antilles (cf. SIGURDSSON *et al*, 1979; BIJU-DUVAL *et al*, 1985; FERRAGNE *et al*, 1985; etc...). Cette comparaison se heurte cependant à la question du paléoenvironnement du Gr. Villa de Cura, qui reste posée : nature précise des sédiments intercalés ? (rappelons l'absence ici de carbonate), distinction de niveaux de pyroclastites s.s. (cf. les couches de cendres de la Fm. Oceanic de La Barbade) de niveaux volcano-dérivés turbiditiques ? etc...

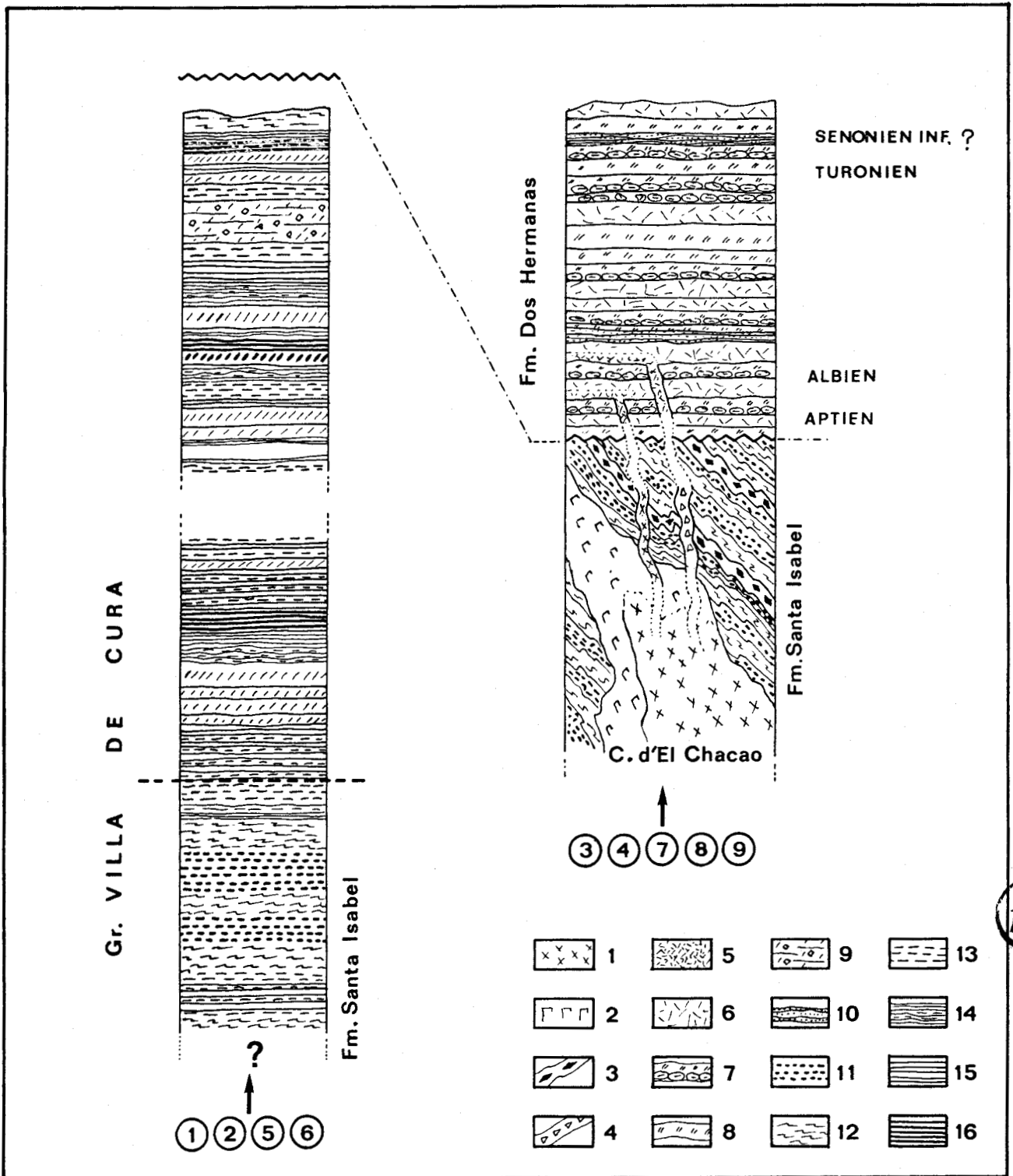


Fig. 136.- Stratigraphie simplifiée de la Nappe de Villa de Cura.

Légende : 1. pyroxénolite, hornblendite; 2. gabbro; 3. gabbro métamorphisé, à glaucophane; 4. hornblendite à plagioclase; 5. microgabbro doléritique; 6. basalte; 7. brèches et tufs basaltiques; 8. métadiabase aphyrique; 9. metabasalte porphyrique; 10. tuf à grain fin ou chert; 11. quartzite rubannée à albite et glaucophane; 12. schiste vert à glaucophane; 13. quartzite ocellée à albite et glaucophane; 14. schistes et quartzites à chlorite ou stilpnomélane; 15. quartzophyllades; 16. schistes et quartzites à chlorite et épidote.

Fig. 136.- Estratigrafía simplificada de la Nappe de Villa de Cura.

Leyenda : 1. piroxenolita, hornblendita; 2. gabbro; 3. gabbro metamorfizado con glaucofano; 4. hornblendita con plagioclasa; 5. microgabbro dolerítico; 6. basalto; 7. brechas y tobas basálticas; 8. metadiabasa aphyrica; 9. metabasalto porfirico; 10. toba de grano fino o chert; 11. cuarcita bandeada con albita y glaucofano; 12. esquisto verde con glaucofano; 13. cuarcita ojosa con albita y glaucofano; 14. esquistos con clorita o stilpnomelano; 15. cuarczofilita; 16. esquistos y cuarcitas con clorita y epidoto.

L'âge du Gr. Villa de Cura est argumenté par différents auteurs (SHAGAM, 1960; SEIDERS, 1965; MENENDEZ, 1966; OXBURGH, 1965; PIBURN, 1968; BELLIZZIA, 1972; MARESCH, 1974; etc...) de manière indirecte, et induit par des reconstitutions paléogéographiques et géodynamiques concernant l'ensemble de la Chaîne Caraïbe. Antérieur à la Fm. Tiara, d'âge Albien-Turonien (cf. infra), le Gr. Villa de Cura est considéré comme grossièrement équivalent au Gr. Caracas de la Cordillère Côtière (chap. V) soit Jurassique supérieur-Néocomien. Les différences de lithologie et de type de métamorphisme d'avec ceux du socle pré-mésozoïque de la chaîne, constituent les arguments principaux invoqués par les auteurs pré-cités.

S'agissant du magmatisme associé à la genèse du Gr. Villa de Cura, MARESCH (1974) l'attribue à un arc insulaire; toutefois, cette attribution est fondée sur les conclusions de MURRAY (1972, 1973) qui considère le Complexe d'El Chacao (fig. 135 et 136) comme une cheminée d'alimentation andésitique; or ce dernier est postérieur au Gr. Villa de Cura et à son métamorphisme (cf. infra). NAVARRO (1983), à partir d'une étude géochimique (majeurs, Sr et Zr) considère l'ensemble comme tholéitique abyssal, quelques roches présentant également une tendance calco-alcaline; les analyses de NAVARRO (1983) portent à la fois sur des laves, sur des métatufs et des granofels. Par ailleurs, une partie du Gr. Villa de Cura (notamment la Fm. Santa Isabel) a été affectée par un hydrothermalisme responsable notamment de fortes variations des teneurs en K_2O et Na_2O (RODRIGUEZ, 1977a et b); les minéralisations associées sont elles-mêmes affectées par des déformations et pourraient être liées à la mise en place du complexe d'El Chacao (RODRIGUEZ, 1977b). Il faut rappeler, par ailleurs, l'existence possible d'une spilitisation des laves avant le métamorphisme HP/BT. Une étude géochimique préliminaire portant sur les clinopyroxènes de quatre échantillons de laves (32 points d'analyse à la microsonde) a été réalisée par D. GIRARD; l'utilisation des diagrammes de LETERRIER *et al* (1982) conduit à des résultats homogènes; les laves analysées représenteraient un magmatisme orogénique (arc insulaire évolué ou marge continentale active; GIRARD, 1981). LOUBET *et al* (1985) aboutissent aux mêmes conclusions à partir d'éléments traces.

b) La Fm. Dos Hermanas; ses relations avec le Complexe d'El Chacao et le Gr. Villa de Cura

Pour PIBURN (1968), la Fm. Dos Hermanas (ex-Fm. Tiara pour la région de San Sebastian) est essentiellement formée de coulées, de laves en oreillers et de pyroclastites; elle comporte au sommet des intercalations lenticulaires de phanites dont l'auteur, toutefois, ne donne pas de description détaillée. Pour ce qui concerne la coupe décrite ici (fig. 133), je n'ai pas résolu le problème du caractère sédimentaire ou pyroclastique de certains niveaux siliceux recristallisés finement stratifiés. Dans la région de Valle Morin, BELL (1968b) décrit en concordance sur la Fm. Dos Hermanas (ex. Fm. Tiara pour cette région) une succession de 500 m d'épaisseur, de cherts, pélites, calcaires, conglomérats et laves aphyriques (les "Couches de Vallecito"). Dans les niveaux calcaires et siliceux (recristallisés), BELL (1968b) mentionne la présence de fantômes de Foraminifères planctoniques et de Radiolaires. Ainsi, la partie supérieure, au moins, de la Fm. Dos Hermanas se serait développée en contexte marin pélagique; la présence de pillows-lavas et la spilitisation (notamment l'albitisation) constituant des arguments supplémentaires

L'âge de la Fm. Dos Hermanas est argumenté à la fois par des mesures radiochronologiques et des données stratigraphiques indirectes. Sur le bord Nord de la Zone Piémontine (cf. Chap. III), cette série volcanique apparaît recouverte en discordance par des sédiments Sénonien supérieur. Pour BELL (1968b), les "Couches de Vallecito" (sommet présumé de la Fm. Dos Hermanas) seraient équivalentes de la Fm. Querecual (Cénomaniens-Sénonien inférieur). Les données radiochronologiques (PIBURN, 1968; LOUBET *et al.*, 1985; HEBEDA *et al.*, in LOUBET, 1985) seront analysées ainsi que les affinités magmatiques, dans le paragraphe V (infra) consacré à l'ensemble du magmatisme Crétacé "moyen" des Nappes d'Aragua; il s'agirait d'un magmatisme d'arc insulaire d'âge Aptien-Albien à Turonien.

Pour MURRAY (1972, 1973), le Complexe d'El Chacao représenterait une cheminée d'alimentation d'un volcanisme d'arc insulaire; les relations géographiques entre ce massif et les affleurements de la Fm. Dos Hermanas et le caractère épimétamorphique de ces deux ensembles, suggèrent un lien génétique. Les affinités magmatiques, la présence de filons mafiques dans la Fm. Santa Isabel (traversée par le Complexe d'El Chacao) et les âges isotopiques (cf. infra) argumentent cette association. Les coupes que j'ai effectuées au Nord de San Sebastian montrent un contact normal et de discordance entre le Fm Dos Hermanas et le Gr. Villa de Cura. Par ailleurs, les filons mafiques - non affectés par le métamorphisme à glaucophane - observés au sein des schistes de Villa de Cura (coupe 7, fig. 135; coupe 3, fig. 130) corroborent le caractère intrusif de l'ensemble d'El Chacao observé par MURRAY (1973)*.

Plusieurs auteurs ont remis en question, à partir d'arguments pétrologiques et radiochronologiques, les relations entre la Fm. Dos Hermanas et le Gr. Villa de Cura, telles que définies par SHAGAM (1960) et présentées ici : concordance stratigraphique selon PIBURN (1960), contact tectonique majeur selon NAVARRO (1983), relations à redéfinir pour LOUBET *et al.* (1985); je considère, pour ma part, ces relations comme bien établies et observables sur le terrain.

C) Métamorphisme; structure et microstructures

1.- Remarques préliminaires : problèmes posés par l'interprétation structurale de la Nappe de Villa de Cura

Malgré une apparente simplicité stratigraphique et structurale d'ensemble, la Nappe de Villa de Cura soulève, pour l'interprétation de sa structure interne, plusieurs problèmes. Les raisons de ces difficultés sont différentes de celles évoquées pour la nappe de Loma de Hierro (écaillage important, étroitesse de l'unité, jeux décrochants, etc...). Il s'agit ici d'un ensemble d'une largeur à l'affleurement sensiblement constante (20 à 25 km) et dont les structures internes sont parallèles aux limites Nord et Sud et peu modifiées par des accidents transverses ou obliques de celles-ci (PIBURN, 1968; observations personnelles).

Les déterminations de polarité - de l'ensemble ou à l'échelle de l'affleurement - constituent le problème majeur. Pour ce qui concerne la polarité dans le détail des séquences volcano-sédimentaires métamorphisées, PIBURN (1968) parle de figures d'entrecroisement et de granoclassement dans la partie moyenne de la série : conglomérats volcaniques granoclassés, métatufs finement laminés à entrecroisements. Ces observations concernent des niveaux à glaucophane-lawsonite très déformés, où l'observation en lame mince montre parfois deux déformations pén-

* Le massif de gabbro de Cantagallo (KONIGSMARK, 1965) situé à quelques kilomètres à l'Ouest ferait partie du même ensemble.

tratives superposées; ayant observé, entre autres, les coupes étudiées par PIBURN (1968) - entre San Sebastian (Rio Pao) et le secteur Villa de Cura-El Chacao - je n'ai pas déterminé de polarité sûre, en raison d'une part, des déformations (plis centimétriques à millimétriques, isoclinaux très serrés, boudinage) et, d'autre part, de l'impossibilité de déterminer le caractère pyroclastique s.s. ou volcano-détritique des niveaux bréchiques et "tuffacés".

La polarité d'ensemble du Gr. Villa de Cura (fig. 136) n'est pas argumentée directement (existence, par exemple, de deux niveaux datés dans la série); PIBURN (1968) a considéré l'ensemble comme étant en position normale (Fm. Santa Isabel au sommet) en émettant toutefois un doute compte tenu d'une déformation plus importante de cette dernière. SEIDERS (1965) a argumenté une situation en série inverse par le degré de métamorphisme, plus élevé dans la Fm. Santa Isabel. Cette hypothèse reprise par NAVARRO (1983) a été adoptée ici (fig. 136) avec les réserves suivantes :

- la liaison entre le métamorphisme HP/BT du Gr. Villa de Cura et un processus essentiellement d'enfouissement (cf. PIBURN, 1968; MARESCH, 1974; NAVARRO, 1983) n'est pas démontrée; à la différence l'existence de grands plis isoclinaux (associés ou non à des cisaillements) contemporains de ce métamorphisme permettrait d'envisager plusieurs hypothèses quant aux relations entre ces mégastructures et la position des isogrades (cf. BOUCHER et PECHER, 1981; KIENAST et RANGIN, 1982);

- les isogrades de métamorphisme HP/BT du Gr. Villa de Cura sont parallèles aux limites des formations (PIBURN, 1968; NAVARRO, 1983); mais cette observation concerne la surface et un parallélisme en profondeur n'est pas démontré, d'autant que la définition de ces isogrades et leur position précise (discutée notamment à partir de la composition chimique globale des niveaux analysés et d'une étude chronologique des paragenèses par rapport aux microstructures) diffère selon les travaux consultés (cf. infra).

Les contrastes lithologiques nombreux et rapides qui caractérisent le Gr. Villa de Cura ont conduit à des réactions très variées aux déformations; en particulier, la schistosité (dite S_2 , cf. infra) représentée sur la figure 137 (a, b, c, e) peut ne pas se développer dans les niveaux de métatufs riches en quartz (b) ou pénétrer légèrement (e) ou passer en se réfractant; la figure c montre des niveaux de compositions légèrement différentes et deux cas possibles : passage de la schistosité sous forme d'un clivage strain-slip centimétrique (pli p1), absence de schistosité au niveau de la charnière (pli p2) d'un niveau plus quartzitique.

A ce problème de développement différentiel de la déformation, s'ajoutent la dimension réduite des bons affleurements (cf. également *in* PIBURN, 1968) et leur disposition très discontinue; cette dernière rendant délicat le suivi d'une déformation donnée.

2.- Le métamorphisme; résumé des données disponibles.

PIBURN (1968) dans une étude pétrographique détaillée confirme et précise les conclusions de SHAGAM (1960) et SEIDERS (1965) concernant le type de métamorphisme, une zonation grossièrement parallèle aux limites stratigraphiques et un gradient positif du Nord vers le Sud; la Fm. Santa Isabel, la plus méridionale, représentant le grade le plus élevé (fig. 129 et 136). Pour PIBURN (1968), la coexistence de schistes bleus et d'assemblages du faciès schistes verts serait liée à une mobilité différentielle de H_2O dans l'ensemble du Gr. Villa de Cura. Les travaux de MARESCH (1977a) sur les séries métamorphiques de l'île de Margarita

(chap. VI) ont montré, à ce sujet, que l'activité de H₂O dans la phase fluide diffère selon qu'il s'agisse d'une ancienne lave ou d'une ancienne pyroclastite; les paragenèses pouvant être alors différentes (MARESCH, 1977a). PIBURN (1968) définit deux isogradés : la transition prehnite-lawsonite et l'apparition d'amphibole sodique. Notons que, dans la Fm. Santa Isabel, cet auteur n'observe que de la crossite; les analyses à la microsonde présentées précédemment ont mis en évidence du glaucophane s.s. La Fm. Dos Hermanas est placée par PIBURN (1968) et NAVARRO (1983) dans le faciès des métagraywackes à prehnite-pumpelleyite. NAVARRO (1983) définit six zones métamorphiques au sein du Gr. Villa de Cura et confirme le gradient positif vers le Sud.

Par comparaison avec les travaux réalisés par THIEBAULT (1982) et FERRIERE (1982) sur des séries metabasiques des Hellénides, une bonne part du Gr. Villa de Cura apparaît appartenir au faciès des schistes verts à amphiboles sodiques (HOFFMAN, 1972). Pour discuter avec plus de précision le métamorphisme du Gr. Villa de Cura (faciès de l'ensemble et variations) une étude détaillée à la microsonde des différents paragenèses, couplée à une étude chronologique (microstructures et paragenèses) et géochimique apparaît indispensable. Notons toutefois que la pression minimale de 4 Kbars requise pour l'apparition du glaucophane (MARESCH, 1977b) pourrait être nettement dépassée si l'on considère (dans la Fm. Santa Isabel) le degré de substitution Si-Al des phengites (VELDE, 1965; et *in* THIEBAULT, 1982); l'analyse effectuée montrant un Si élevé (6,2 à 6,9 ; tabl. XIII).

Par ailleurs, ni PIBURN (1968), ni NAVARRO (1983) ne mentionnent un caractère polyphasé pour le métamorphisme du Gr. Villa de Cura; le métamorphisme léger (PIBURN, 1968; NAVARRO, 1983) qui a affecté la Fm. Dos Hermanas, sus-jacente, n'aurait pas laissé d'empreintes sur le Gr. Villa de Cura. Rappelons enfin, que le problème de la spilitisation (responsable de l'apparition de chlorite, d'épidote et d'albite) ajoute à la difficulté d'analyse du métamorphisme; la spilitisation serait plutôt liée à un hydrothermalisme subcontemporain du volcanisme sous-marin (HEKINIAN, 1971, 1982; AMSTUTZ, 1974; ROCCI *in* GIROD *et al*, 1980 ; JUTEAU, 1985, communication orale); elle ne serait donc pas associée à une microfabrique tectonique.

L'âge du métamorphisme du Gr. Villa de Cura a été discuté par PIBURN (1968) à partir d'une datation isotopique effectuée sur une lave de la Fm. Dos Hermanas (K/Ar sur roche totale: 100 ± 10 MA); pour cet auteur, le métamorphisme du Gr. Villa de Cura se terminerait à l'Albien. Pour STEPHAN *et al* (1980), BELLIZZIA *et al* (1980), BECK (1985), ce métamorphisme est associé à une phase tectonique majeure d'âge fini-jurassique ou éocène (anté-Barremo-Aptien), responsable notamment du métamorphisme HP/BT des séries de l'île de Margarita (cf. également CHEVALIER *et al*, 1985). J'ai observé des fragments de quartzite à fines aiguilles d'amphibole bleue remaniés dans le Volcano-sédimentaire du Rio Guare (*in* BECK *et al*, 1984).

Une étude radiochronologique récente (LOUBET *et al*, 1985) a apporté des résultats apparemment contradictoires; tout en confirmant l'âge Aptien-Albien de la Fm. Dos Hermanas et du Complexe d'El Chacao (K/Ar sur hornblende et sur plagioclase), ces auteurs obtiennent un âge plus récent pour le métamorphisme HP/BT du Gr. Villa de Cura sous-jacent. Sur un échantillon provenant de la Fm. Santa Isabel (récolté par moi-même dans le secteur de Guanasnal), LOUBET *et al* (1985) obtiennent les résultats suivants : 77 ± 5 MA pour l'amphibole bleue; 87 ± 3 MA pour la phengite; et 99 ± 5 MA pour la plagioclase. L'observation de cet échantillon, en lame mince, montre que les aiguilles de glaucophane sont fortement micro-fracturées et affectées

par une microcrénulation, associée elle-même à la croissance des "yeux" de plagioclases, observation en désaccord avec la chronologie obtenue par LOUBET *et al* (1985). Par ailleurs, l'observation des "yeux" de plagioclase (Cf. également NAVARRO, 1983) montre un noyau à macles polysynthétiques multiples (anciens phénocristaux d'origine volcanique) et une périphérie constituée d'albite peu ou pas mâclée. MALUSKI (1978) et MALUSKI *et al* (1981) ont montré, à ce sujet, que la méthode Ar39/Ar40 (par paliers successifs de fusion) peut mettre en évidence - notamment dans des phengites et des glaucophanes - un polyphasage métamorphique; une bonne corrélation a été obtenue ainsi (MALUSKI *et al*, 1981) entre un calendrier tectonique et métamorphique établi à partir de données de terrain et des mesures radiochronologiques.

3.- Structure et microstructures du Gr. Villa de Cura

a) Problème de la structure d'ensemble : l'hypothèse de SEIDERS (1965)

SHAGAM (1960) décrit entre Villa de Cura et San Juan de Los Morros, un grand monoclinale d'orientation sub-EW incliné vers le Sud et en série normale (Fm. Santa Isabel au sommet). SEIDERS (1965) et KONIGSMARK (1965) mettent en évidence un métamorphisme croissant depuis la Fm. El Caño jusqu'à la Fm. Santa Isabel. SEIDERS (1965) discutant le métamorphisme du Gr. Villa de Cura, privilège l'hypothèse d'une transformation par enfouissement et en déduit une position plus profonde pour la Fm. Santa Isabel; l'ensemble de la structure correspondrait donc à un grand flanc inverse.

b) Observations microstructurales et interprétations de PIBURN (1968)

Cet auteur décrit une "foliation métamorphique initiale intense" parallèle à la stratification; cette déformation se développerait avec la fin du métamorphisme HP/BT; pour PIBURN (1968), il s'agit essentiellement d'un enfouissement. Une schistosité - plan axial de plis subisoclinaux d'échelle métrique à décimétrique - recoupe la foliation, elle s'accompagnerait localement d'un redéveloppement de séricite et de stilpnomélane. Cette schistosité est inclinée vers le Sud, généralement plus fortement que la stratification; compte-tenu des observations de polarité prises en considération par PIBURN (1968), ce dernier conclut à une vergence Nord. Un clivage de fracture souvent subvertical d'orientation SW-NE recoupe l'ensemble. Par ailleurs, PIBURN (1968) mentionne, dans la Fm. Santa Isabel, une linéation a (par rapport au plissement précédemment mentionné).

c) Observations personnelles dans le secteur Los Tanques-Santa Rosa del Sur (localisation sur fig. 134).

Les relativement bons affleurements de ce secteur (en égard au couvert végétal et à l'altération, parfois réduits) montrent une schistosité bien développée dans la partie Nord et qui s'estompe dans la partie Sud (*grosso modo* au Sud du Rio Guárico). Cette fabrique (appelée S_2 sur les figures 137 et 138) est associée à un système de plis déjetés à subisoclinaux (fig. 137a et c; fig. 138 a et b) d'échelle décimétrique à métrique; en fonction de la lithologie des niveaux elle peut apparaître comme une schistosité de flux responsable d'une rotation (et d'une nouvelle

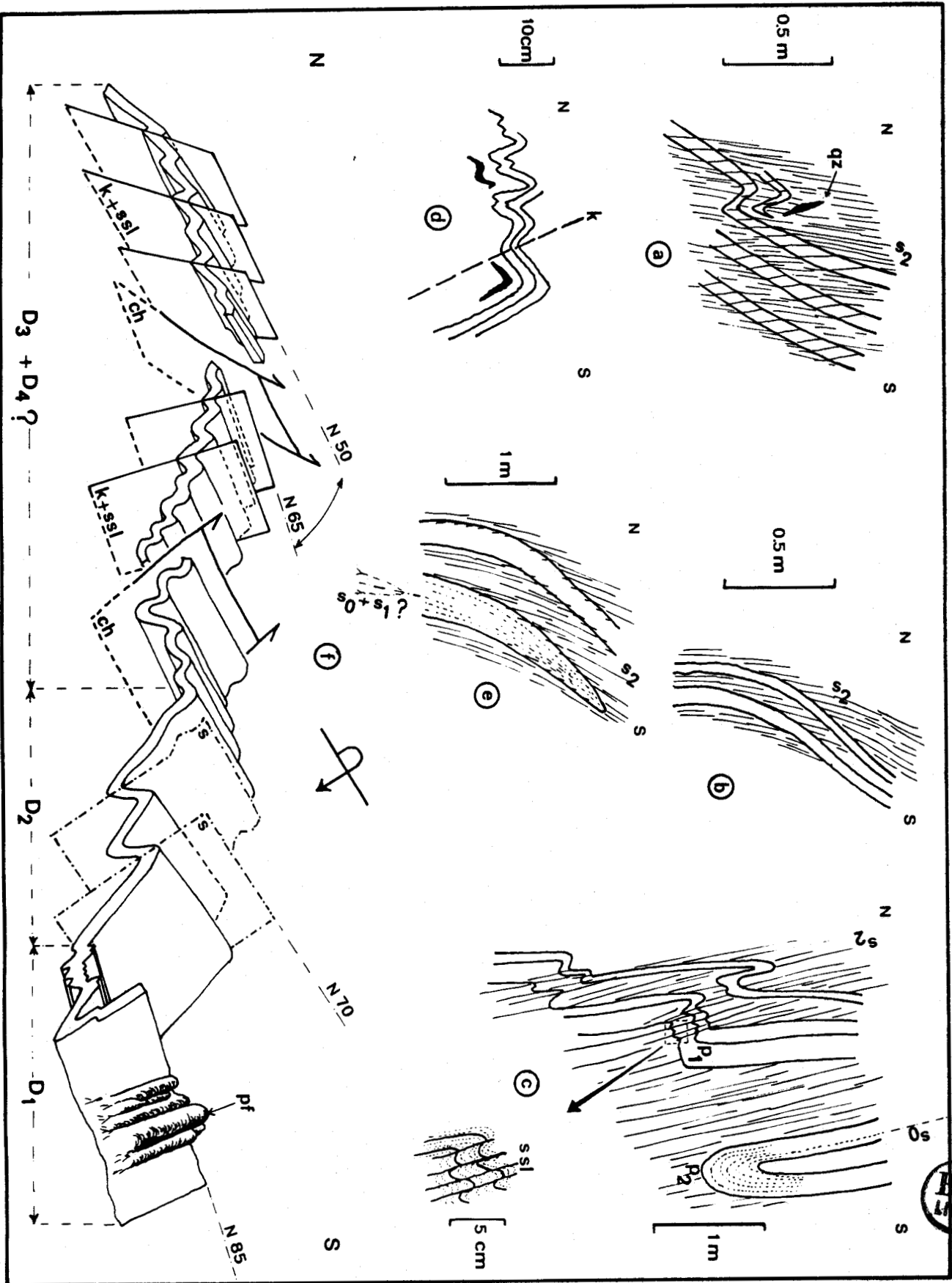
Fig. 137.- Mésostructures observées dans le Gr. Villa de Cura.

(k. plis kink; ssl. clivage en strain-slip; s. schistosité; qz. quartz tectonique; ch. chevauchement; pf. plis en fourreau).

Fig. 137.- Estructuras mesoscópicas observadas en el Gr. Villa de Cura.

(k. pliegue kink; ssl. clivaje en strain-slip; s. esquisodad; qz; cuarzo tectónico; ch. corrimiento; pf. plicue en envoltura).

Fig. 137



crystallisation ?) des phyllites par l'intermédiaire d'une microcrénulation (Cf. les remarques de PIBURN sur la séricite et le stilpnomélane). Les différents cas représentés sur les figures 137 et 138 concernent des alternances décimétriques de métatufs riches en quartz et épidote ou riches en phyllites (phengite, chlorite, stilpnomélane).

J'ai observé sur trois affleurements les restes possibles d'une déformation antérieure (appelée S₁; fig. 137e et fig. 138 c et d). La figure 138d correspond à des plis centimétriques très anguleux, synschisteux par rapport à la disposition des micas; cette disposition apparaît toutefois très localisée au sein d'un ensemble disharmonique ou de minces niveaux quartzitiques (pointillés sur la figure) dessinent des replis d'aspect ptygmatic. La figure 138 c correspond à un contact entre deux types de métatufs, qui dessine des replis très anguleux; la figure 137e correspond à une ancienne charnière isoclinale possible.

La schistosité principale (S₂) apparaît souvent replissée et parfois avec pendage vers le Nord; elle est recoupée par des chevauchements et failles inverses orientés SW-NE à SSW-ENE; des plis kink, associés ou non à un clivage de fracture (strain-slip) centimétrique à décimétrique affectent localement l'ensemble. Ces derniers seraient soit associés soit postérieurs aux chevauchements (déformation D₃ ou D₃+D₄ ?). De tels chevauchements affectent également la Fm. Dos Hermanas et sa couverture Sénonien supérieur-Paléogène (Cf. chap. III). Comme

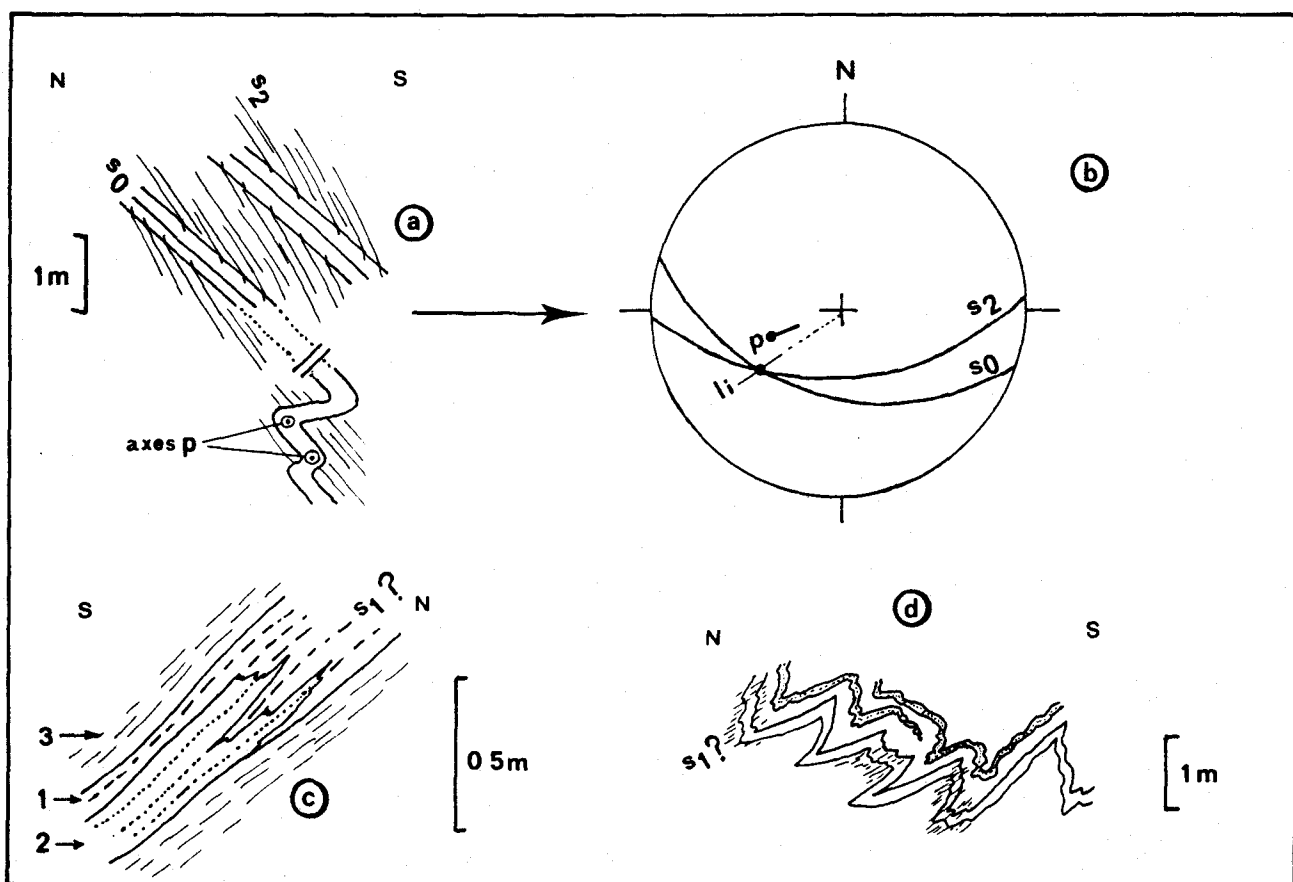


Fig. 138.- Mésostructures observées dans le Gr. Villa de Cura.

(1. quartzophyllade à chlorite-épidote; 2. quartzite à épidote; 3. schiste; li. linéation d'intersection).

Fig. 138.- Estructuras mesoscópicas observadas en el Gr. Villa de Cura.

(1. cuarzo-filita con clorita y epidota; 2. cuarcita con epidota; 3. esquisto; li. alineación de intersección).

pour les nappes de Loma de Hierro et Caucagua-El Tinaco, j'attribue ces dernières déformations à un serrage NNW-SSE d'un ensemble lui-même initialement incliné vers le Sud.

Par ailleurs, le long du Río Pao, au NW de San Sebastian, les niveaux finement lités (schistes à chlorite-épidote-glaucophane, quartzites et micaschistes, etc...) de la Fm. Santa Isabel montre des plis complexes très disharmoniques (cf. également les observations de PIBURN, 1968, p. 211 et 213); il pourrait s'agir de "plis en fourreau" (cf. FAURE et MALAVIELLE, 1980, et NICOLAS, 1984), structures observées, par ailleurs, dans des séries volcaniques et sédimentaires métamorphisées HP/BT (GUIDI *et al*, 1983; FAURE, 1983; CHARVET et FAURE, 1984). A ce sujet, les aiguilles de glaucophane (très rarement visibles à l'oeil nu) apparaissent en lame mince remarquablement parallèles et contenues dans la schistosité initiale (S_1 parallèle à S_0). Pour PIBURN (1968), les linéations définies localement par le glaucophane sont en position "b" par rapport au plissement subisoclinal (phase 2 définie ici). J'ai observé ponctuellement des aiguilles de glaucophane en position de linéation "b" sur des replis décimétriques; toutefois, si ces derniers correspondent à un système en fourreau, il peut s'agir alors de plis de second ordre ayant eux-mêmes leur axe en position "a" eu égard au plissement de premier ordre.

Enfin, s'agissant de la Fm. Dos Hermanas sus-jacente, je n'ai pas observé de déformation pénétrative comparable au S_2 mentionné précédemment. La disparition de cette schistosité dans les affleurements méridionaux du Gr. Villa de Cura ne peut pas s'expliquer par une différence de compétence puisqu'y affleurent surtout des niveaux finement lités et souvent phylliteux (Fm. Santa Isabel notamment); il s'agirait donc d'une atténuation des effets de la déformation 2 du Sud vers le Nord; cette observation implique que la Fm. Dos Hermanas - dépourvue de schistosité - n'est pas forcément postérieure à la schistosité S_2 développée dans le Gr. Villa de Cura.

d) Discussion

La succession de déformations observées (résumée sur la figure 137f) est en accord avec les données de l'analyse statistique de la stratification réalisée par PIBURN (1968). A la différence de ce dernier, j'ai séparé du point de vue chronologique, les plis de type kink et les clivages plis-fracture localement associés, d'avec la schistosité (dite S_2 ici). L'interprétation en terme de vergence de PIBURN (1968) me paraît contestable pour plusieurs raisons :

1. les relations entre la stratification (S_0 ou S_1) et la schistosité (S_2) ne seraient pas systématiquement celles signalées par PIBURN (1968) soit S_2 incliné vers le Sud plus fortement que S_0 ; l'ensemble apparaissant parfois "rebroussé" pour acquérir un pendage Nord en liaison avec le (ou les) serrage (s) postérieur (s) (D_3 , D_4);
2. les critères de polarité invoqués à petite échelle seraient peu fiables et trop localisés;
3. considérer la polarité d'ensemble pour discuter le problème de la vergence se heurte à deux incertitudes; d'une part, si la phase de métamorphisme HP/BT est associée à une tectonique tangentielle initiale de grande ampleur responsable de méga-structures isoclinales, l'attribution du "monoclinal" de Villa de Cura (abstraction faite de la Fm. Dos Hermanas, couverture albienne discordance) à un flanc inverse ou à un flanc normal est hypothétique; d'autre part, si cette première phase correspondant réellement à la mise en place d'un

allochtone à structure de flanc inverse, cette polarité ne peut être prise en compte pour une seconde déformation (en l'occurrence D2).

S'agissant du métamorphisme léger affectant la Fm. Dos Hermanas sus-jacente (PIBURN, 1968), se repose le problème de la spilitisation (cf. infra, paragr. V); les zéolites et fausses zéolites observées (laumontite, prehnite, pumpelleyite) peuvent appartenir à la paragenèse secondaire issue de la spilitisation (ROCCI *in* GIROD *et al.*, 1980); ces minéraux apparaissent ici soit en microfilonnets soit dans des vésicules (observations de D. GIRARD). Cette spilitisation s'est réalisée sans déformation pénétrative et serait, dans l'hypothèse la plus simple, subcontemporaine du volcanisme lui-même.

Exceptées les déformations associées au métamorphisme HP/BT (lui-même peut-être polyphasé ? cf. le cas des granofels à albite-glaucophane) qui sont anté-Aptien-Albien, l'attribution d'un âge aux différentes déformations mentionnées ne peut se faire qu'en replaçant la Nappe de Loma de Hierro dans son contexte (cf. paragr. VI); en particulier, les dernières déformations (D3-D4 ou D 4, fig. 137f), affectant également le bord Nord de la Zone Piemontine, seraient d'âge Eocène.

V.- LE MAGMATISME APTIEN-ALBIEN A SENONIEN INFÉRIEUR* DES NAPPES D'ARAGUA; DONNEES GEOCHIMIQUES ET RADIOCHRONOLOGIQUES; CONTEXTE TECTONO-SEDIMENTAIRE

A) Introduction

Dans la Chaîne Caraïbe centrale, de puissantes séries volcaniques ou volcano-sédimentaires, métamorphosées faiblement ou non, caractérisent la période Aptien-Albien à Sénonien inférieur; chacune des formations considérées (Pilancones, Tucutunemo, Tiara, Dos Hermanas) couvre une période plus ou moins longue - et plus ou moins bien datée (âge radiométrique ou biostratigraphique) de ce Crétacé "moyen" (cf. STEPHAN *et al.*, 1980; BECK *et al.*, 1980; GIRARD *et al.*, 1982). Des études stratigraphiques et tectoniques ayant conduit à la distinction de plusieurs nappes au sein de la chaîne, un programme d'études pétrographiques, géochimiques et radiochronologiques fut mis en oeuvre dans le cadre du G.I.S. "Océanologie et Géodynamique" à l'Université de Bretagne Occidentale afin de comparer les volcanismes des trois unités; le magmatisme basique Crétacé "moyen" étant, par ailleurs, un trait géologique majeur de l'ensemble du domaine caraïbe (cf. notamment DONNELLY *et al.*, 1973; DONNELLY et ROGERS, 1978). Les Formations volcaniques envisagées étant généralement spilitisées, seuls les clinopyroxènes pouvaient être utilisés en vue d'une caractérisation du magmatisme initial et, partant, de son contexte géodynamique (cf. *in* GIRARD, 1981); ces minéraux constituant de bons marqueurs du chimisme initial (cf. également NISBET et PEARCE, 1981). Parallèlement à d'autres analyses, une méthode discriminatoire du contexte géodynamique mise au point par LETERRIER *et al.* (1982) a été testée en quelque sorte sur les volcanites Crétacé "moyen" de la Chaîne Caraïbe centrale et sur le complexe pluto-volcanique de Tobago (de même âge) par D. GIRARD (cf. GIRARD, 1981; GIRARD *et al.*, 1982; GIRARD et MAURY, 1983). Jointe à des études radiochronologiques réalisées par H. BELLON, la méthode utilisée s'est révélée, à mon sens, bien adaptée à l'analyse de formations volcaniques observables dans des ensembles allochtones. Les diagrammes de LETERRIER *et al.* (1982) permettent de distinguer, entre autres, des volcanites émises en contexte non orogénique (intra-plaque, continentale ou océanique; MORB) de volcanites émises en contexte orogénique (subduction cordillère, arc insulaire); les sédiments associées ont permis, le cas échéant, de

* Par commodité de langage, j'utiliserai fréquemment l'expression Crétacé "moyen" pour désigner cette période.

préciser le contexte continental, océanique, marginal (cf. STEPHAN, 1982).

Les clinopyroxènes de trente-deux échantillons, récoltés par J.F. STEPHAN, R.C. MAURY R. BLANCHET et l'auteur, ont été analysés à la microsonde électronique CAMEBAX (au Centre Océanologique de Bretagne) et étudiés par D. GIRARD; dix-huit de ces échantillons ont fait l'objet d'une analyse des éléments majeurs et traces (in GIRARD, 1981).

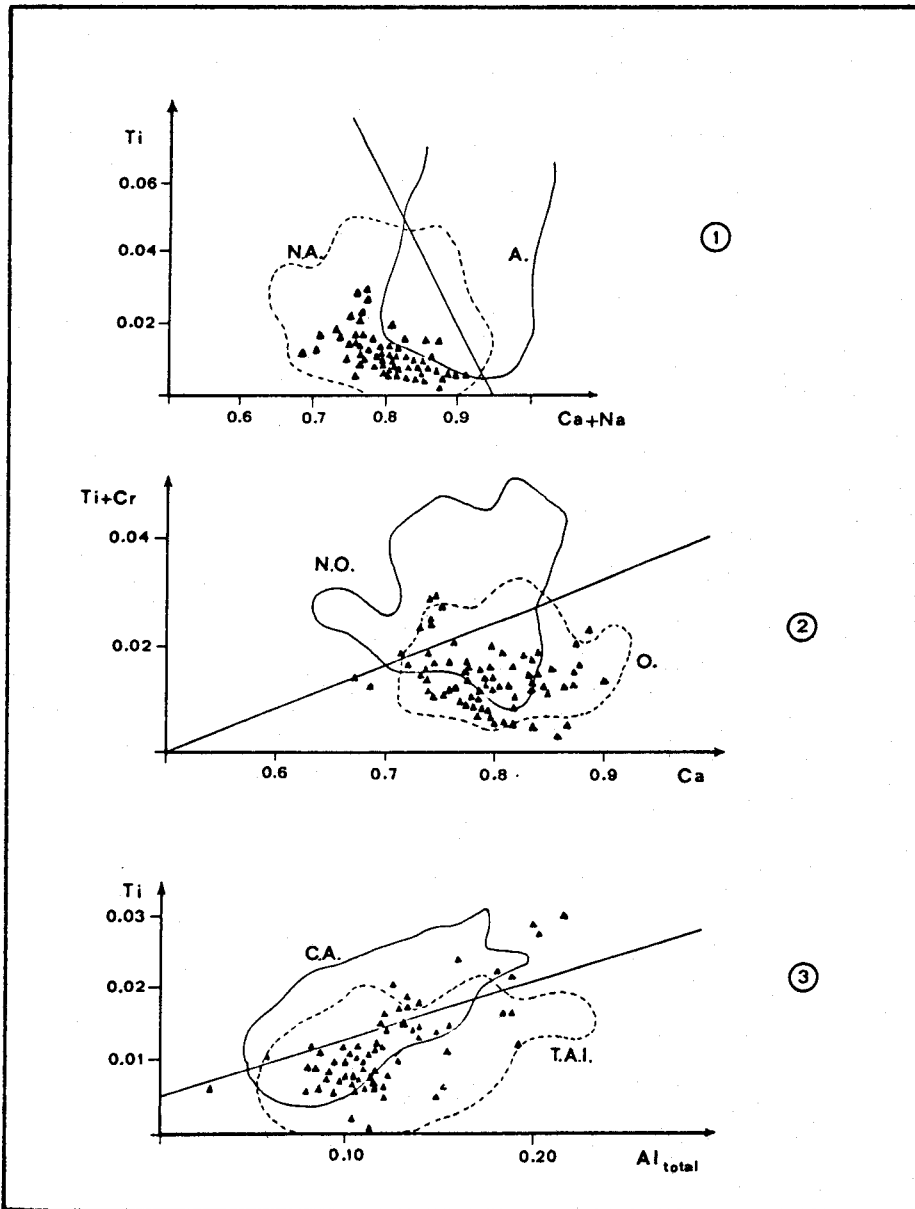


Fig. 139.- Clinopyroxènes de la Fm. Dos Hermanas dans les diagrammes de LETERRIER et al (1982). (Extrait de GIRARD, 1981).

Légende : N.A.: domaine des basaltes non alcalins; A.. d. des basaltes alcalins; N.O.. d. des basaltes non orogéniques; O.. d. des basaltes orogéniques; C.A.. d. des basaltes calco-alcalins; T.A.I.. domaine des tholeiites d'arc insulaire.

Fig. 139.- Clinopiroxenos de la Fm. Dos Hermanas en los diagramas de LETERRIER et al (1982). (Tomado de GIRARD, 1981).

Leyenda : N.A.. campo de los basaltos non alcalinos; A.. c. de los basaltos alcalinos; N.O.. c. de los basaltos anorogénicos; O.. c. de los basaltos orogénicos; C.A.. c. de los basaltos calco-alcalinos; T.A.I. c. de las tholeiitas de arco insular.

B) Principaux résultats

1.- Géochimie; contextes géodynamiques

SANTAMARIA et SCHUBERT (1975) ont divisé l'ensemble du magmatisme acide et basique, attribué à la période Crétacé inférieur-Paléocène par ces auteurs, en une série calco-alcaline (granitoïdes essentiellement) et une série tholéitique océanique. Le gabbro de Cantagallo (satellite du Complexe d'El Chacao) est placé par ces auteurs dans leur série calco-alcaline. Pour MURRAY (1972), le Complexe mafique-ultramafique d'El Chacao correspond à une cheminée d'alimentation d'un volcanisme andésitique. Les basaltes de la Fm. Tiara sont considérés par DONNELLY et ROGERS (1978) comme de type M.O.R.B.

Pour GIRARD, les Fm. Tucutunemo et Pilancones (ou Couches de la Candelaria), appartenant à la Nappe de Caucagua-El Tinaco, correspondent à un magmatisme non orogénique intra-plaque; une tendance alcaline se manifeste pour les laves de la Fm. Pilancones qui s'intercalent, par ailleurs, dans une sédimentation de plateforme à matériel clastique continental (in STEPHAN, 1982).

La Fm. Tiara, de la Nappe de Loma de Hierro, apparaît également de type non orogénique; elle correspondrait à un magmatisme tholéitique profond; LOUBET *et al* (1985), à partir d'éléments traces et des terres rares, précisent le caractère M.O.R.B. de la Fm. Tiara; pour ces auteurs, il s'agirait d'un magmatisme de bassin d'arrière arc.

Les travaux de GIRARD montrent (cf. exemple choisi, fig. 139) que la Fm. Dos Hermanas comporte des basaltes non alcalins (diagr. 1), de type orogénique (diagr. 2); le diagramme 3 permet de préciser des affinités de tholéiites d'arc insulaire. Je rappellerai ici, s'agissant de la méthode, que LETERRIER *et al* (1982) proposent un quatrième diagramme qui, dans le cas de basaltes alcalins (champ A du digr. 1), permet de distinguer un contexte continental d'un contexte d'île océanique (Ti + Cr/Al total).

En résumé, les travaux de GIRARD (1981) ont montré que les trois nappes définies par STEPHAN *et al* (1980) à partir de données stratigraphiques et structurales, présentent trois séries volcaniques (ou volcaniques et sédimentaires) grossièrement contemporaines clairement différentes de par leurs affinités magmatiques et le contexte géodynamique de leur genèse (GIRARD *et al*, 1982; STEPHAN, 1982).

Par ailleurs, un échantillon provenant du Volcano-sédimentaire du Rio Guare (77-661; coupe 4, fig. 120) a été analysé à titre préliminaire; les clinopyroxènes analysés montrent des différences sensibles d'avec ceux de la Fm. Tiara (in BECK *et al*, 1984). Cette discrimination si elle s'avérait systématique, pourrait argumenter le problème des relations entre le Volcano-sédimentaire du Rio Guare et la Fm. Tiara.

2.- Radiochronologie

Douze échantillons de laves (dolérite, microdolérite ou roche microlithique) ont fait l'objet d'une datation isotopique K/Ar (sur roche totale) réalisée par BELLON à l'Université de Bretagne Occidentale. Je présenterai et discuterai brièvement ces résultats qui feront par ailleurs l'objet d'un travail ultérieur (BELLON, GIRARD, BECK). Le tableau XV résume ces résultats :

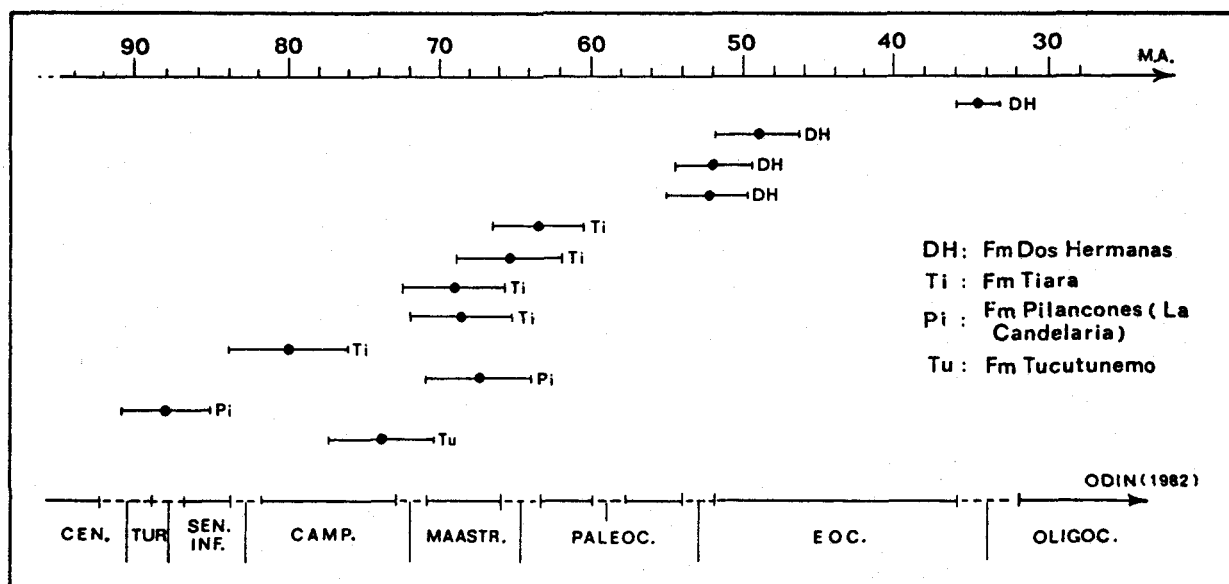


Tableau XV.- Ages K/Ar sur roche totale de laves des Nappes d'Aragua; travaux de H. BELLON.

Cuadro XV.- Edades K/Ar sobre roca total de lavas de las Napas de Aragua; estudios de H. BELLON.

- quatre échantillons datés du Maastrichtien-Paléocène inférieur pour la Fm. Tiara, le cinquième situé à la base du Campanien;
- trois échantillons à la base de l'Eocène pour la Fm. Dos Hermanas, un quatrième à la limite Eocène-Oligocène;
- un échantillon daté du Campanien supérieur pour la Fm. Tucutunemo;
- un échantillon placé dans le Maastrichtien et un autre dans le Turonien-Sénonien inférieur pour les Couches de la Candelaria (équivalentes de la Fm. Pilancones).

Le contrôle stratigraphique -excepté pour l'échantillon de la Fm. Pilancones daté du Turonien et pour celui daté du Campanien inférieur, de la Fm. Tiara - indique que les âges mesurés correspondent à des rajeunissements (cf. le Sénonien supérieur discordant, le Maastrichtien discordant ou le Paléocène supérieur discordant). Pour BELLON, le phénomène de spilitisation ou un épimétamorphisme -associé ou non à une déformation pénétrative - peuvent expliquer ces rajeunissements; en effet, les teneurs en K₂O n'apparaissent pas avoir d'influence sur les âges obtenus. Ainsi, les quatre échantillons de la Fm. Tiara, dont les âges isotopiques sont compris entre $63,5 \pm 3,2$ MA et $68,9 \pm 3,4$ MA ont des teneurs en K₂O allant de 0,39 à 1,29 %. La spilitisation - pouvant modifier notamment la teneur en K₂O - ne paraît pas avoir d'influence au moins sur une partie des échantillons analysés. Ainsi, pour la Fm. Tiara, un échantillon (VZ 9) daté à $63,5 \pm 3,2$ MA présente des plagioclases calciques sains (analysés à la microsonde par D. GIRARD); les autres, d'âges voisins, ont des plagioclases albitisés. Les échantillons de la Fm. Pilancones ayant fourni deux âges nettement différents présentent tous les deux des plagioclases calciques sains. Sur des plagioclases de deux échantillons de la Fm. Dos Hermanas, LOUBET *et al* ont mesuré un âge K/Ar Aptien-Albien; ils ne précisent pas, toutefois, s'il s'agit d'un minéral primaire ou transformé, ce dernier cas étant le plus fréquemment observé (GIRARD, 1981). Pour le Complexe d'El Chacao, LOUBET *et al* (1985) mesurent un âge K/Ar Paléocène inférieur sur des plagioclases; selon MURRAY (1973), ces derniers peuvent être

calciques ou transformés. A la différence, des hornblendes du Complexe d'El Chacao ont été datées (K/Ar) de l'Albien par LOUBET *et al* (1985). Notons que le gabbro de Cantagallo (satellite présumé du Complexe d'El Chacao), a fourni à SANTAMARIA et SCHUBERT (1974) quatre âges (K/Ar sur roches totales) compris entre 65 ± 5 MA et 67 ± 6 MA.

Deux périodes se détachent clairement pour les 12 analyses présentées ici : le Campanien supérieur-Maastrichtien et le Paléocène supérieur-Eocène inférieur; dans la Zone Piémontine, une continuité stratigraphique existe durant ces deux périodes; sur le bord Sud des Nappes d'Aragua, ainsi que dans la couverture des nappes de Cauagua-El Tinaco et Loma de Hierro, ces deux périodes apparaissent marquées (cf. fin du Chap. III) par une sédimentation discontinue et une instabilité permanente (en régime compressif) plus que par une phase tectonique tangentielle majeure (cf. les différents niveaux discordants entre le Campanien et le Paléocène supérieur, voire l'Eocène).

Par ailleurs, le substratum tectonique des Nappes d'Aragua et leur arrière-pays (Zones de la Cordillère Côtière et de la Frange Côtière-Margarita; chap. V et VI) sont le siège au Sénonien supérieur d'un magmatisme; ce dernier fait suite à une phase majeure de tectonisation et de métamorphisme, phase mise en évidence depuis le bord Nord de la Zone Piémontine jusque dans la Nappe de Cauagua-El Tinaco. Le rajeunissement surtout thermique Campanien Supérieur à Paléocène basal évoqué ici, aurait affecté également les plutons granitiques de la Cordillère Côtière (cf. discussion du chap. V).

C) Contexte tectonique et sédimentaire; la "crise" albienne

1.-Les faciès particuliers de l'Albien dans la Chaîne Caraïbe

L'étude du Crétacé "moyen" dans la Zone Piémontine et son prolongement occidental, dans le Nord des Andes, et dans la Zone de la Cordillère Côtière (notamment la Nappe de Lara, STEPHAN, 1982) montre l'existence généralisée, à l'Albien, de conglomérats (riches notamment en dragées de quartz) intercalés dans des carbonates et sédiments terrigènes fins de plateforme; STEPHAN, BECK et MACSOTAY (1977) ont souligné cette particularité de la sédimentation albienne. Le faciès le plus remarquable correspond à des calcaires à Rudistes roulés et dragées de quartz (faciès "Guayamure" de STEPHAN, 1977a); s'y ajoutent des brèches intraformationnelles pouvant être reliées à des escarpements de failles (cf. l'Albien du Rio Taguay; chap. III). Dans la Chaîne Intérieure Orientale, ARDAENS (1980) mentionne des passages latéraux rapides entre faciès clastique grossier et faciès carbonaté (à Rudistes); ces variations s'organiseraient le long de lignes NW-SE; une émergence généralisée caractérise l'Albien supérieur (GUILLAUME *et al*, 1972; ARDAENS, 1980). Des paléoreliefs caractérisent les Andes de Mérida à la même époque (cf. l'"Arc" de Mérida, ZAMBRANO *et al*, 1970).

Comme l'ont souligné STEPHAN *et al* (1980), ces faciès particuliers de l'Albien sont intercalés, dans la Nappe de Cauagua-El Tinaco, de sills et coulées basaltiques. STEPHAN *et al* (1980) et GIRARD (1982) ont considéré cette "crise" albienne comme un épisode majeur de la réorganisation profonde qui affecte la marge sud-caraïbe et se traduit notamment par des épanchements basaltiques. STEPHAN *et al* (1980) ont associé cette réorganisation à l'ouverture de l'Atlantique Sud (LE PICHON et HAYES, 1971; VAN ANDEL *et al*, 1977; etc...). J'ai souligné (BECK, 1983) le caractère général de la "crise" albienne, enregistrée dans la sédimentation du Golfe du Mexique (BUFFLER *et al*, 1980) mais aussi au large des Guyanes sur le plateau de Demerara (SANCHO, 1985 et comm. orale).

2.- Paléogéographie et paléostrutures de la marge sud-caraïbe à l'Albien

Compte-tenu du contexte sédimentaire particulier et du développement du volcanisme, j'ai proposé (BECK, 1983) un schéma interprétatif de la sédimentation et du magmatisme Crétacé "moyen". Le volcanisme intra-plaque des futures Nappes de Caucagua-El Tinaco et Loma de Hierro (Fms Tucutunemo et Pilacones, Fm. Tiara) se développe dans la terminaison orientale d'un bassin marginal s'ouvrant vers l'Ouest (GIRARD *et al*, 1982). Un système d'accidents décrochants (ou transformants) et d'accidents normaux conjugués des premiers serait responsable de la création rapide de reliefs au niveau de la marge.

VI.- STRUCTURATION ET MISE EN PLACE DES NAPPES D'ARAGUA

La superposition des unités de Caucagua-El Tinaco, Loma de Hierro et Villa de Cura (baptisées ultérieurement Nappes d'Aragua) a été proposée par STEPHAN *et al* (1980), BELLIZZIA

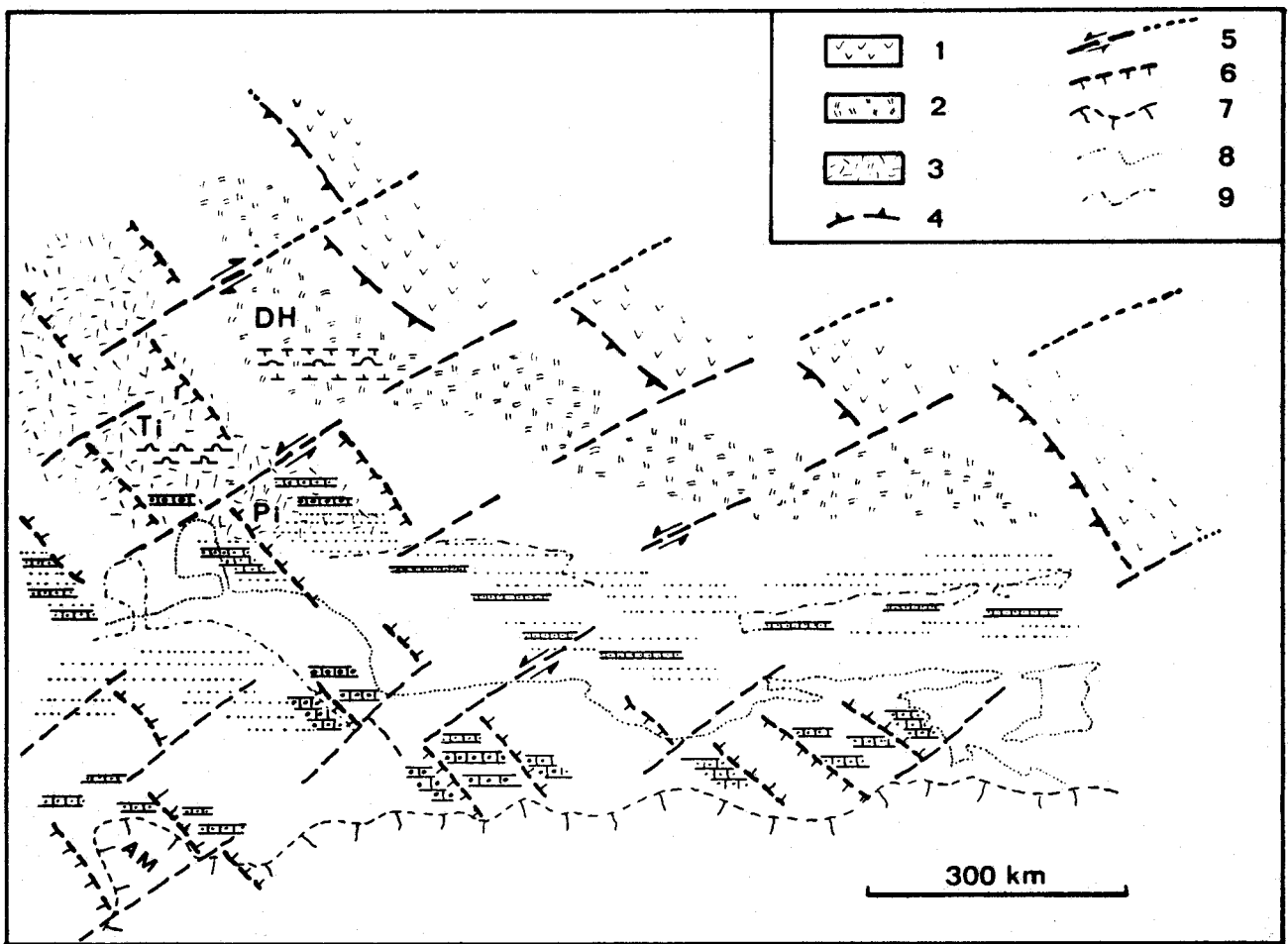


Fig. 140.- Paléogéographie et paléostrutures de la marge sud-caraïbe à l'Albien; une hypothèse (d'après BECK, 1983).

Légende : 1. domaine océanique; 2. volcanisme d'arc insulaire; 3. volcanisme non orogénique; 4. subduction; 5. décrochement, accident transformant; 6. faille normale; 7. rivage albien; 8. rivage actuel pris comme référence fixe; 9. limite septentrionale approximative du domaine de la Cordillère Côtière à l'Albien.

Fig. 140.- Paleogeografía y paleoestructuras del margen Sur del Caribe en el Albiense : una hipótesis. (según BECK, 1983).

Legenda : 1. area oceánica; 2. volcanismo de arco insular; 3. volcanismo anorogénico; 4. subducción; 5. falla transcurrente, falla transformante; 6. falla normal; 7. costa en el Albiense; 8. costa actual; 9. limite Norte aproximativa del dominio de la Cordillera de la Costa.

et al (1980), et BECK et al (1980) pour l'ensemble de la Chaîne Caraïbe centrale et occidentale (région présentée ici et région de Barquisimeto-Siquisique). Je tenterai de résumer l'argumentation de cette structure (présentée en introduction du chap. IV) ainsi qu'une chronologie de son édification.

A) Structure d'ensemble en Aragua-Miranda

Les contacts principaux (bases des trois nappes) présentent des expressions morphologiques variées, le plus marqué étant celui qui sépare la Nappe de Loma de Hierro de celle de Villa de Cura (fig. 141); le contact basal de la Nappe de Caucagua-El Tinaco étant lui peu marqué. Ces contacts montrent une inclinaison (déduite de la cartographie ou de l'observation de grandes échancrures comme celle découpée par le Rio Pao) de 35 à 60° vers le Sud-Sud Est. L'observation à l'affleurement montre que ces contacts ont rejoué plusieurs fois; le chevauchement basal de la Nappe de Loma de Hierro illustre ce processus (fig. 141); un contact considéré comme initial (1) apparaît replissé et recoupé par un contact plus rectiligne (2); le contact 1 apparaît parallèle aux replis affectant les schistes et calcschistes sous-jacents. Différents accidents subverticaux (cf. chap. III) reprennent l'ensemble. Au niveau du Massif de Loma de Hierro, le contact apparaît sécant par rapport à la schistosité des niveaux sous-jacents (schistes de Tinapu); dans le secteur de Tacata (Hacienda Los Mijaos), le contact apparaît parallèle à la foliation des quartzites et amphibolites sous-jacents.

Des données géophysiques argumentent à la fois l'allochtonie (absence d'enracinement) et la géométrie des Nappes d'Aragua. BONINI (in BELLIZZIA, 1972) attribue une épaisseur de 4 km environ à la Nappe de Villa de Cura. RODRIGUEZ et al (1977), étudiant le Massif de Loma de Hierro (magnétométrie et gravimétrie), calculent un pendage de 46° vers le Sud pour le contact basal et une épaisseur (perpendiculairement au contact basal) de 1190 m pour le complexe; l'ensemble correspondrait à un allochtone d'épaisseur (verticale) maximale de 3,6 km (RODRIGUEZ et al (1977)). La coupe de la figure 142 a été dessinée sans exagération verticale et en tenant compte des données géophysiques.

Replacées dans le contexte d'ensemble de la marge nord-vénézuélienne (fig. 144), les Nappes d'Aragua apparaissent comme un élément de dimension modeste et relativement "pelliculaire"; le modèle gravimétrique calculé par BONINI (1978) illustrant la position cratonique actuelle de l'ensemble des Nappes d'Aragua et de leur substratum tectonique.

B) Succession des déformations; hypothèses pour un calendrier commun aux trois nappes d'Aragua

Les formations d'âge Crétacé inférieur à Sénonien inférieur (dites Crétacé "moyen") - volcaniques ou volcaniques et sédimentaires - constituant un trait d'union entre les trois nappes d'Aragua (cf. paragr. V), j'envisagerai d'abord les déformations spécifiques de ces niveaux (en y adjoignant les niveaux synchrones appartenant au substratum tectonique, c'est-à-dire à la Zone de la Cordillère Côtière).

1. Le Crétacé "moyen"

La Fm. Tucutunemo (localement surmontée par la Fm. Pilancones) montre une schistosité de

Fig. 141.- Les contacts tectoniques majeurs séparant les Nappes d'Aragua.

Légende : 1. calcaires; 2. péridotite; 3. calcschistes et marbres; 4. serpentinite; 5. serpentinite écailleuse.

Fig. 141.- Los contactos tectónicos mayores entre las Napas de Aragua.

Leyenda : 1. calizas; 2. peridotita; 3. mármoles, esquistos calcareos o sericitosos; 4. serpentinita; 5. serpentinita escamosa.

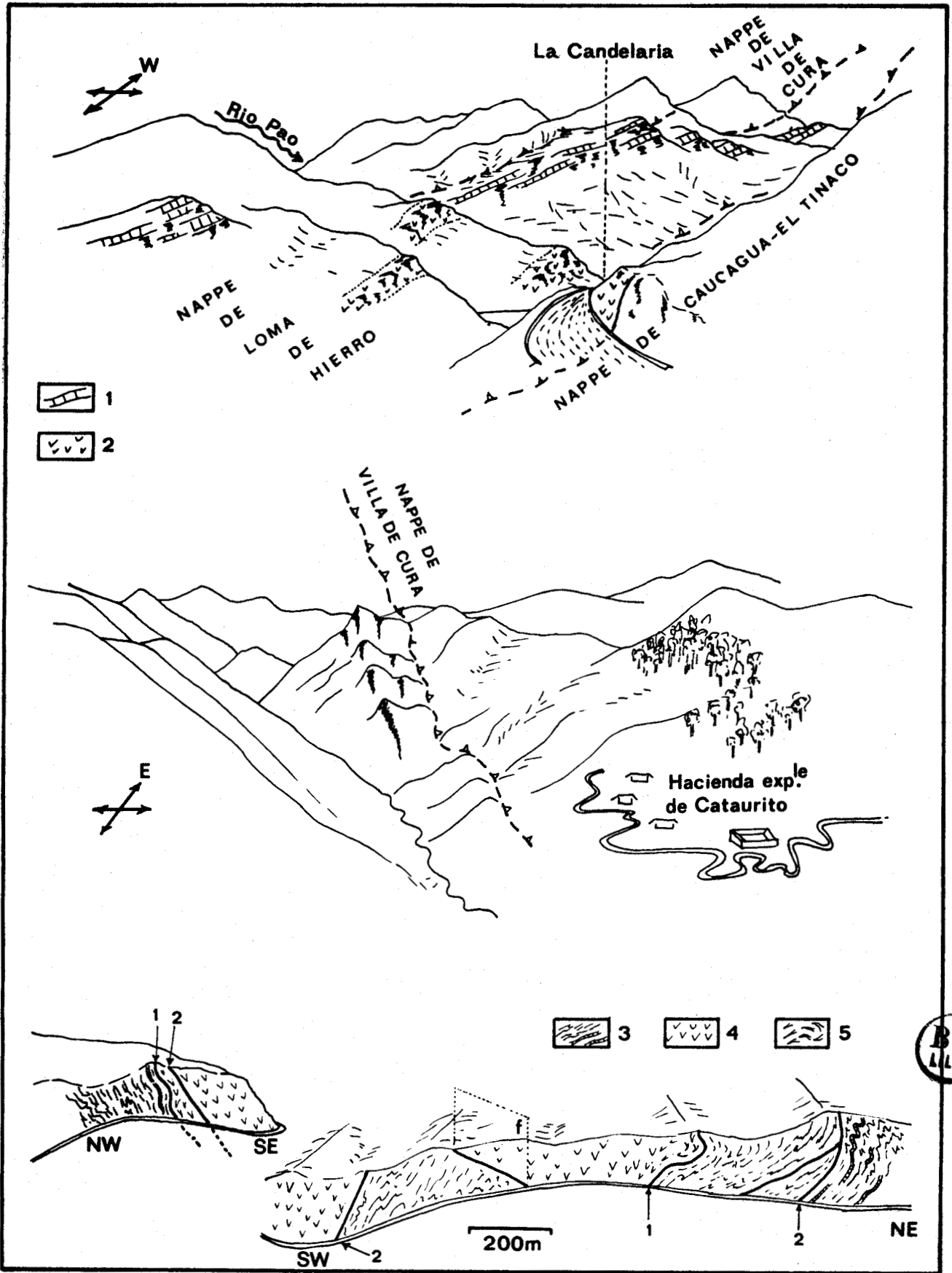


Fig. 141

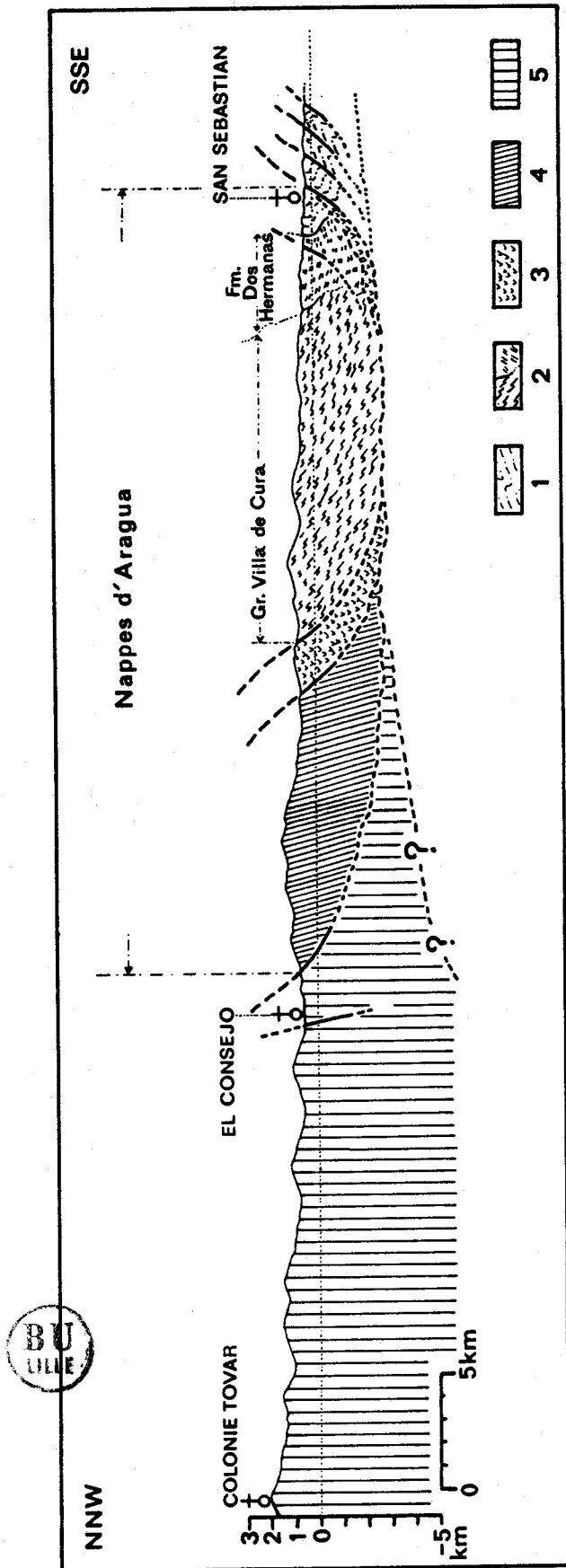


Fig. 142.- Coupe transversale des Nappes d'Aragua.
 Légende : 1. flysch paléogène, Zone Piémontine; 2. Nappe de Villa de Cura; 3. N. de Loma de Hierro; 4. N. de Caucagua-El Tinaco; 5. 2. de la Cordillère Côtière.

Fig. 142.- Corte transversal de Las Nappas de Aragua.
 Leyenda : 1. flysch paleogeno, Zona Piemontina; 2. Napa de Villa de Cura; 3. N. de Loma de Hierro; 4. N. de Caucagua-El Tinaco; 5. 2. de la Cordillera de la Costa.

flux associée à un développement de micas blancs; les structures associées correspondent à une vergence Sud. Cette épisode tectonique (et métamorphique) anté-Sénonien supérieur a été considérée comme phase 2 (S-2) pour la Nappe de Caucagua-El Tinaco; cette numérotation servira de base pour les corrélations proposées.

Dans la Fm. Chuspita - exclusivement sédimentaire et datée de l'Albien (cf. chap. V) - une schistosité synmétamorphe se développe également, qui pourrait correspondre également à une vergence Sud; à titre d'hypothèse (compte tenu des similitudes de déformation et de métamorphisme avec la Fm. Tucutunemo), je considère qu'il s'agit de la phase 2.

Pour la Nappe de Loma de Hierro, il ne m'a pas été possible de distinguer une déformation propre au Crétacé "moyen", le Sénonien supérieur (Fm. Cataurito) pouvant présenter une schistosité de flux (associée peut-être à une recristallisation des phyllites). Toutefois, certains niveaux terrigènes fins du Volcano-sédimentaire du Rio Guare ont montré une schistosité associée à une recristallisation de phyllites; celle-ci pourrait correspondre à la phase 2 (cf. fig. 143) tandis que la schistosité observée localement dans la Fm. Cataurito appartiendrait à une phase ultérieure.

Dans la Nappe de Villa de Cura, le Crétacé "moyen" est représenté par la Fm. Dos Hermanas, épaisse et de compétence élevée; je n'y ai pas mis en évidence de déformation pénétrative, mais uniquement des écaillages affectant également le bord Nord de la Zone Piémontine (fig. 143). La schistosité (phase D-2) observée dans le Gr. Villa de Cura (surtout dans la partie Nord) - et qui n'a pas été associée à une vergence Nord ou Sud - pourrait représenter, soit la phase 2, soit une phase postérieure; l'attitude de cette schistosité (fig. 143) argumentant la seconde hypothèse.

2. Le Sénonien supérieur-Paléogène

Les sédiments du Sénonien supérieur observés dans les Nappes de Caucagua-El Tinaco et Loma de Hierro apparaissent "coincés" sous les contacts principaux (cf. fig. 143); ceux observés sur le bord Sud de la Nappe de Villa de Cura apparaissent chevauchant -avec leur substratum- sur la Zone Piémontine.

Dans le Nord-Est du secteur étudié (région de Tacata-Cua), on observe du Sénonien supérieur reposant à la fois sur le bord Nord de la Nappe de Loma de Hierro (cf. Qu. San José) et sur le bord Sud de la Nappe de Caucagua-El Tinaco (cf. Qu. Onoto); cette disposition ainsi que la nature du matériel remanié dans les faciès conglomératiques suggère que ces deux affleurements distants de quelques km, formaient initialement un ensemble discordant "à cheval" sur les deux nappes, scellant ainsi le contact entre ces dernières.

Ailleurs, la position des affleurements de Sénonien supérieur - auxquels il faut adjoindre le Paléogène à olistolithes (Complexe d'El Ocumo) - est attribuable à un rejeu avec chevauchement vers le Nord des contacts séparant les trois nappes. Le serrage de l'ensemble (Nappes d'Aragua et substratum tectonique) serait contemporain de la tectonisation de la Zone Piémontine en une ou plusieurs phases (cf. discussion, fin du chap. III) avec schistosité (S-3) diversement développée et avec un pendage variable. Par ailleurs, ce serrage et le rejeu des chevauchements anté-Sénonien supérieur ont pu débuter durant le Sénonien supérieur.

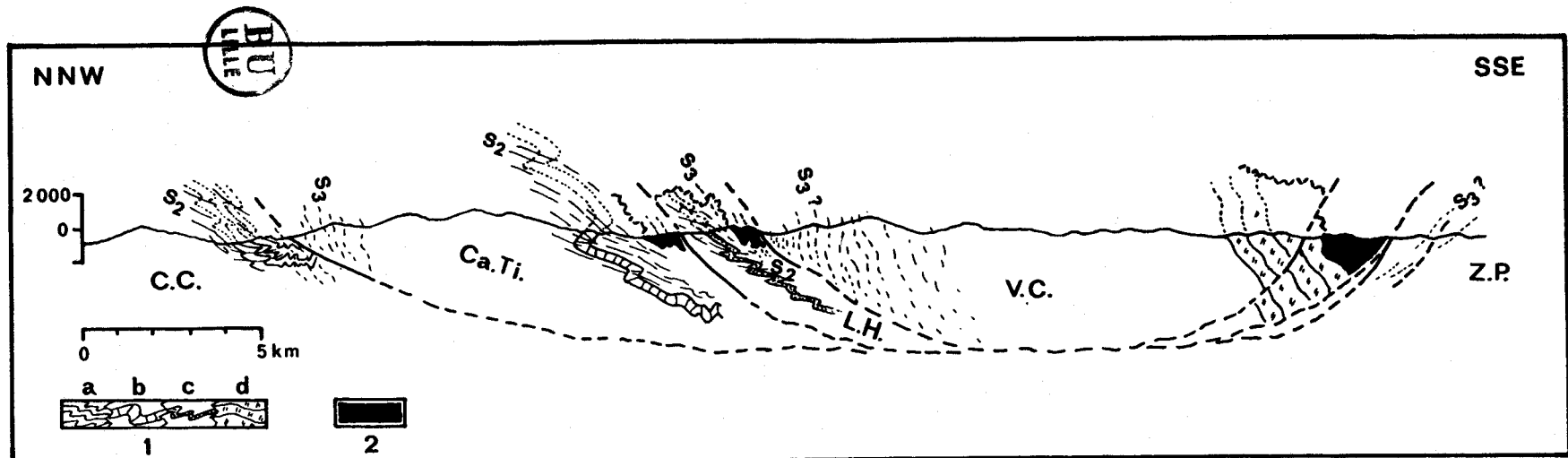


Fig. 143

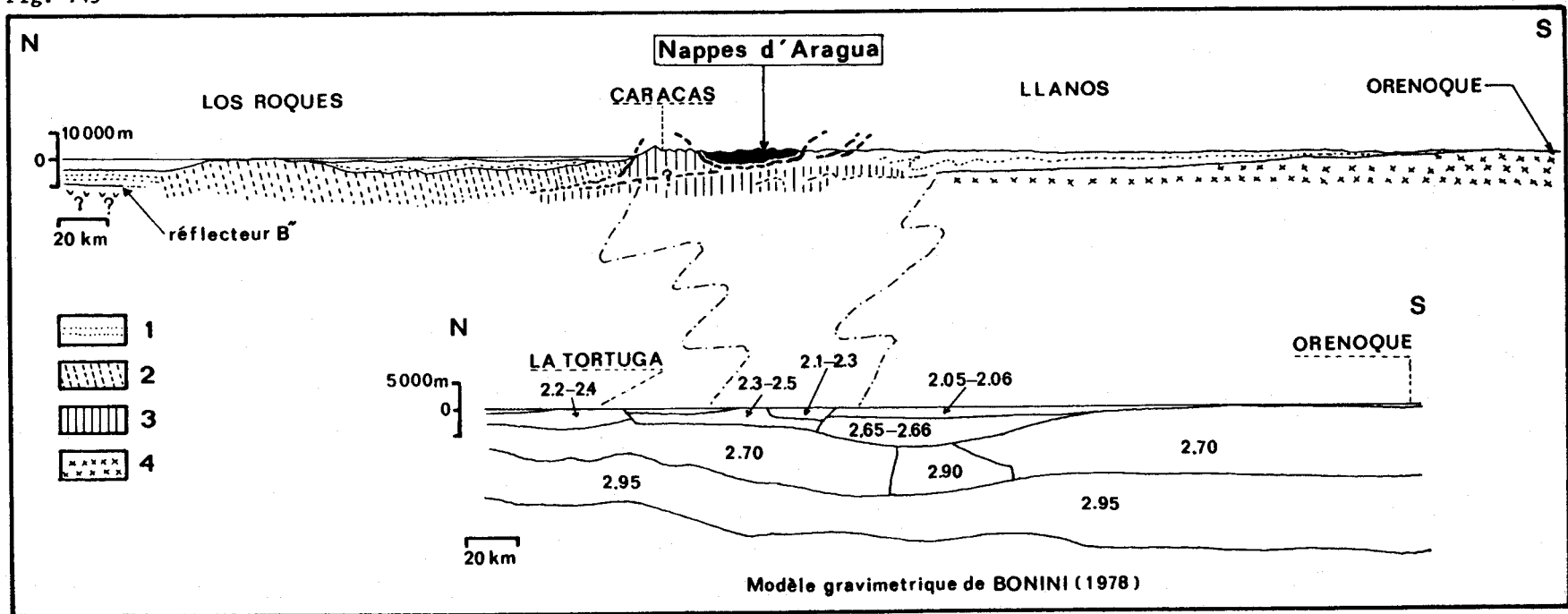


Fig. 144

3. Le substratum anté-Aptien-Albien

L'existence de trois soubassements très différents (Gr. Villa de Cura, ophiolites, complexe de socle d'El Tinaco) implique une large allochtonie des trois nappes d'Aragua les unes sur les autres et de l'ensemble sur la Zone de la Cordillère Côtière. L'existence sur chacune d'entre elles d'une couverture d'âge Crétacé "moyen" peu ou pas métamorphisée, surmontant des séries à déformation ductile intense et, le cas échéant, métamorphisées HP/BT (cf. glaucophanes dans les Nappes de Caucagua-El Tinaco et Villa de Cura) suggère qu'une phase antérieure de grands cisaillements et chevauchements a affecté les trois soubassements (cf. également chap. V et VI). Le métamorphisme HP/BT et l'existence possible de structures en linéation "a" pourraient être reliées à ces grands cisaillements (cf. MATTAUER *et al*, 1978, 1980). Cette phase majeure (phase 1 du calendrier commun proposé ici) a été placée par BEETS (1975), STEPHAN *et al* (1980) et BELLIZZIA *et al* (1980) dans le Tithonico-Eocrétacé.

C) La klippe de Tiramuto (MENENDEZ, 1965), "modèle réduit" et terminaison occidentale des Nappes d'Aragua

Dans les environs d'El Tinaco (cf. fig. 145), MENENDEZ (1965) a cartographié une klippe complexe, dite de Tiramuto; sur la couverture du complexe d'El Tinaco, repose une première unité de conglomérats et calcaires attribués à la Fm. Paracotos, elle-même surmontée d'une unité constituée de laves et brèches basaltiques (Fm. Tiramuto) corrélées par MENENDEZ (1965) avec la série affleurant dans la région de San Sebastian (appelée ici Fm. Dos Hermanas). STEPHAN *et al* (1980) ont souligné l'importance de cette structure; pour ces auteurs (cf. également STEPHAN, 1982), elle résume l'ensemble du dispositif (cf. fig. 145); reposeraient ainsi sur la Nappe de Caucagua-El Tinaco (présentant dans ce secteur son maximum d'extension), la Nappe de Loma de Hierro (représentée par une partie de la couverture des ophiolites) et la Nappe de Villa de Cura (représentée par sa couverture volcanique albienne).

D) Origine ultra-Cordillère Côtière des Nappes d'Aragua

Sans anticiper sur des corrélations proposées entre les Nappes d'Aragua *pro parte* et certains ensembles affleurent au Nord de la Zone de la Cordillère Côtière (chap. VI), je rappellerai les arguments structuraux d'ensemble en faveur d'une origine septentrionale des Nappes d'Aragua; des arguments structuraux en faveur de déplacements tangentiels vers le Sud ayant été précédemment envisagés.

STEPHAN *et al* (1980) et BECK *et al* (1980) ont souligné les deux faits suivants :

Fig. 143.- Déformations sénoniennes et paléogènes; position schématique sur une coupe transversale.

Légende : 1. Crétacé inférieur à Sénonien inférieur; a. Fm. Chuspita; b. Fm. Tucutunemo; c. série du Rio Guare, Fm. Tiara; d. Fm. Dos Hermanas; C.C., Cordillère Côtière; Ca. Ti., Caucagua-El Tinaco; L.H., Loma de Hierro; V.C., Villa de Cura; Z.P., Zone Piémontine.

Fig. 143.- Deformaciones senonienses y paleogenas; posición esquemática sobre un corte transversal.

Leyenda : 1. Cretáceo inferior hasta Senoniense inferior; a. Fm. Chuspita; b. Fm. Tucutunemo; c. serie del Rio Guare, Fm. Tiara; d. Fm. Dos Hermanas; C.C., Cordillera de la Costa; Ca. Ti., Caucagua-El Tinaco; L.H., Loma de Hierro; V.C., Villa de Cura; Z.P., Zona Piemontina.

Fig. 144.- Les Nappes d'Aragua à l'échelle de la marge nord-vénézuélienne; coupe transversale; modèle gravimétrique de BONINI (1978).

Légende : 1. sédiments Crétacé supérieur-tertiaires; 2. Zone de la Frange Côtière-Margarita; 3. Z. de la Cordillère Côtière; 4. Précambrien du bouclier guyanais.

Fig. 144.- Las Napas de Aragua a la escala del margen Norte de Venezuela; corte transversal; modelo gravimétrico de BONINI (1978).

Leyenda : 1. sedimentos Cretáceo superior-Terciario; 2. Zona de la Franja Costanera-Margarita; 3. Z. de la Cordillera de la Costa; 4. Precámbrico del Escudo de Guayana.

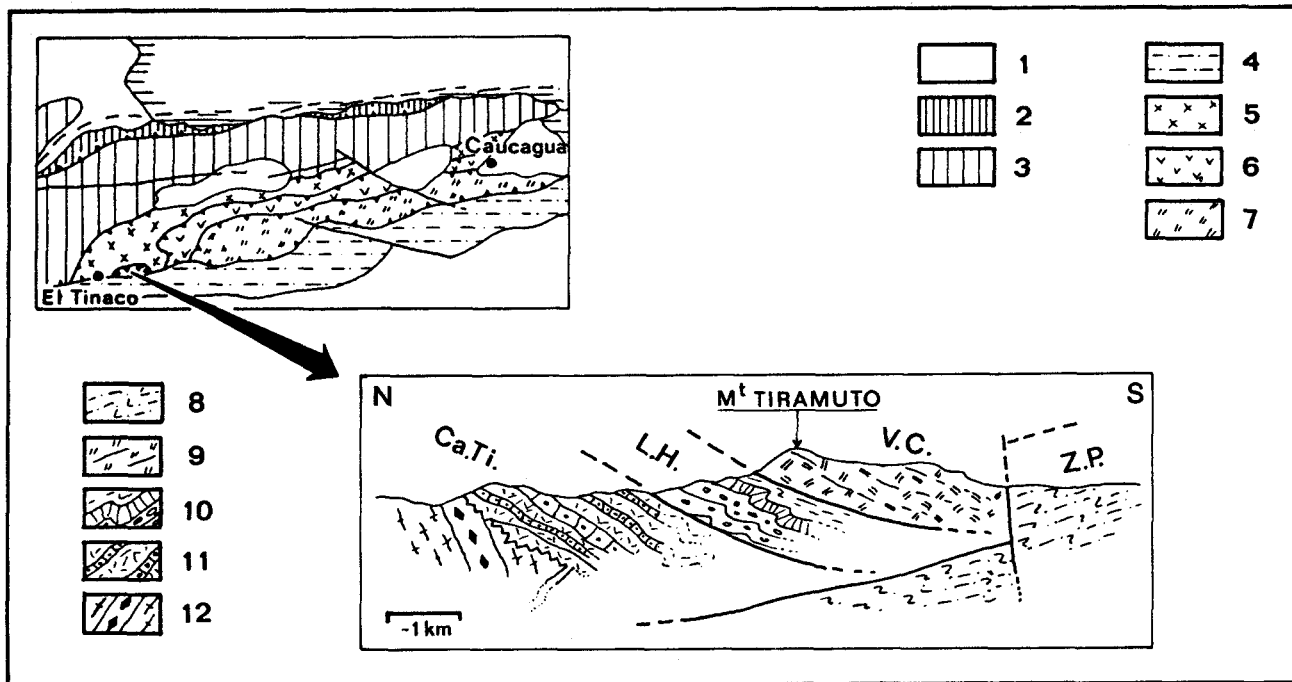


Fig. 145.- Coupe schématique de la klippe de Tiramuto, terminaison occidentale des Nappes d'Aragua (d'après MENENDEZ, 1965, et STEPHAN *et al*, 1980).

Légende : 1. Néogène-Quaternaire; 2. Zone de la Frange Côtière-Margarita; 3. Z. de la Cordillère Côtière; 4. Z. Piémontine; 5. Nappe de Caucagua-El Tinaco; 6. N. de Loma de Hierro; 7. N. de Villa de Cura; 8. flysch paléogène; 9. Fm. Tiramuto (équ. Fm. Dos Hermanas); 10. Fm. Cataurito (ex. Fm. Paracotos); 11. Fm. Pilancones; 12. "Gneiss" de La Aguadita.

Fig. 145.- Corte esquemático del klippe de Tiramuto, terminación occidental de las Napas de Aragua (según MENENDEZ, 1965, y STEPHAN *et al*, 1980).

Leyenda : 1. Neogeno-Cuaternario; 2. Zona de la Franja Costanera-Margarita; 3. Z. de la Cordillera de la Costa; 4. Z. Piémontina; 5. Napa de Caucagua-El Tinaco; 6. N. de Loma de Hierro; 7. N. de Villa de Cura; 8. flysch paleogeno; 9. Fm. Tiramuto (equ. Fm. Dos Hermanas); 10. Fm. Cataurito (ex. Fm. Paracotos); 11. Fm. Pilancones; 12. "Gneis" de La Aguadita.

- les contacts de base des Nappes de Villa de Cura, de Loma de Hierro et de Caucagua-El Tinaco sont tronqués successivement - d'Est en Ouest - par le chevauchement frontal séparant l'ensemble de la Zone Piémontine;

- plus vers l'Ouest, c'est la Zone de la Cordillère Côtière elle-même qui est chevauchante sur la Zone Piémontine; l'empilement apparaissant ainsi anté-paléogène.

Par ailleurs, au niveau de la Transversale de Barquisimeto (cf. BELLIZZIA et RODRIGUEZ, 1968; STEPHAN, 1977a, 1982), un raccord paléogéographique apparaît - abstraction faite des écaillages et des phénomènes olistolithiques - un raccord paléogéographique entre le Nord des Andes et la Zone de la Cordillère côtière; la zone de transition correspondant à la terminaison occidentale de la Zone Piémontine. Le raccordement paléogéographique entre la Zone Piémontine (zone externe) et la Zone de la Cordillère Côtière (zone intermédiaire) implique que les Nappes d'Aragua représentent des zones (internes) situées initialement au Nord de la Cordillère Côtière.

CHAPITRE V

LA ZONE DE LA CORDILLERE COTIERE

I. - INTRODUCTION, HISTORIQUE

Relief imposant et particulièrement bien individualisé dans le secteur qui nous occupe, la Cordillère Côtière (cf. fig. 3, chap. I) est constituée pour l'essentiel de terrains métasédimentaires. La nature métamorphique de ces derniers est signalée dès 1860 par WALL (in LAMARE, 1927); les "Caribbean Series" de cet auteur sont alors considérées comme paléozoïques ou peut-être même archéennes. Cette interprétation est reprise notamment par LAMARE (1927) qui considère, par ailleurs, que la Péninsule d'Araya-Paria et la Cordillère Septentrionale de Trinidad sont homologues de la Cordillère Côtière vénézuélienne. Après la découverte de fossiles considérés comme crétacés dans la Cordillère Septentrionale de Trinidad (TRECHMANN, 1935; KÜGLER, 1936), c'est cet âge qui est proposé pour les schistes de la Cordillère Côtière. AGUERREVERRE et ZULOAGA (1937) proposent alors des corrélations entre les formations de la Cordillère Côtière et le Crétacé non métamorphique affleurant au Sud de celle-ci (notamment dans les Andes de Mérida et dans la Chaîne Intérieure Orientale). A la suite des travaux de HUTCHINSON (1939), HEDBERG (1942), GONZALEZ de JUANA (1947), WOLCOTT (1943), les schistes de la péninsule d'Araya-Paria - et par corrélation ceux de la Cordillère Côtière - sont considérés comme débutant dans le Jurassique. URBANI (1969, 1973) confirme le bien-fondé de cette corrélation par la découverte de Lamelli-branches du Jurassique supérieur dans une grotte des environs de Caracas.

L'essentiel de la nomenclature actuelle de la série de la Cordillère Côtière est dû à AGUERREVERRE et ZULOAGA (1937); sur un socle paléozoïque ou plus ancien représenté par le "Gneiss de Sébastopol", repose une série méta-sédimentaire compréhensive baptisée Groupe Caracas. Ce dernier, affecté par un métamorphisme de type régional, est divisé en Formation Las Brisas (inférieure) et Formation Las Mercedes (supérieure). La première est considérée comme d'âge jurassique supérieur (et moyen ?), la seconde représenterait l'ensemble du Crétacé inférieur. Des granitoïdes mésozoïques considérées comme intrusifs dans les schistes de la Cordillère Côtière constituent le troisième élément géologique principal de cette dernière. Stratigraphie, structures, microstructures, magmatisme et métamorphisme font l'objet de nombreux travaux notamment dans la portion centrale de la Cordillère : DENGU (1953), SMITH (1953), LAUBSCHER (1955), SEIDERS (1965), MORGAN (1969, 1970), ASUAJE (1972), WEHRMANN (1972), URBANI (1972, 1973), URBANI et QUESADA (1972), GONZALEZ SILVA (1972), RODRIGUEZ (1972), URBANI et FURRER (1977). Sont entreprises également des études géochimiques et radiochronologiques : MARTIN-BELLIZZIA (1968), SANTAMARIA et SCHUBERT (1975).

La série stratigraphique précédemment mentionnée constitue la "Ceinture de la Cordillère Côtière" définie par MENENDEZ (1966) (cf. chap. I, fig. 5). Dans la définition de cet auteur, la Faille de La Victoria représente la frontière méridionale de l'ensemble. Toutefois, une comparaison des figures 146 et 147 avec la figure 5 (chap. I) met en évidence les différences entre la conception de MENENDEZ (1966) et la définition donnée ici de la Zone de la Cordillère Côtière. Cette dernière se distingue :

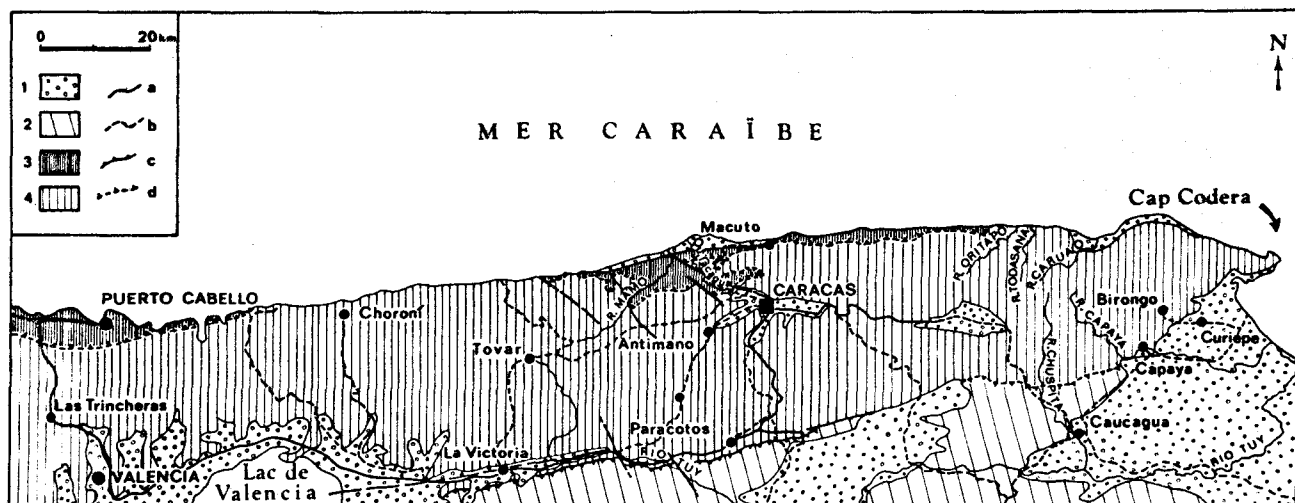


Fig. 146.- La Zone de la Cordillère Côtière dans la Chaîne Caraïbe centrale; limites, voies d'accès et principales localités de référence.

Légende : 1. Cénozoïque; 2. Nappes d'Aragua; 3. Zone de la Frange Côtière-Margarita; 4. Zone de la Cordillère Côtière; a. autoroute; b. route ou piste; c. contact observé; d. contact déduit de la carte au 500.000e de BELLIZZIA et al (1976).

Fig. 146.- La Zona de la Cordillera de la Costa en la parte central de la Cadena Caribe; límites, vías de penetración y principales localidades de referencia.

Leyenda : 1. Cenozoico; 2. Napas de Aragua; 3. Zona de la Franja Costanera-Margarita; 4. Zona de la Cordillera de la Costa; a. autopista; b. carretera; c. contacto observado; d. contacto tomado del mapa a escala 1:500.000e de BELLIZZIA et al (1976).

- d'une part, par l'adjonction de terrains métasédimentaires affleurant au Sud de la Faille de La Victoria, soit au Sud d'une ligne Paracotos-La Victoria;
- d'autre part, par l'exclusion d'une frange discontinue affleurant le long de la côte caraïbe et appartenant à la Zone de la Frange Côtière-Margarita (ou Unité de la Frange Côtière-Margarita, définie par STEPHAN et al, 1980; cf. chap. I, fig. 6).

Revenons plus en détail sur la distinction de cette dernière. Les premiers récits de HUMBOLT (1820) font état de la présence de roches à grenats et amphiboles"; WALL (1860; in LAMARE, 1927) parle d'éclogites à propos de roches affleurant dans les environs de Puerto Cabello. Ainsi, contrastant avec les micaschistes et les gneiss, apparaissent des roches métamorphiques basiques à degré de métamorphisme élevé (éclogites, roches à glaucophane) et des roches ultramafiques. Étudiés plus en détail dans la région de Puerto Cabello par MORGAN (1969, 1970) et dans la région de Caracas par DENGU (1953), ces niveaux sont considérés comme partie intégrante de la série de la Cordillère Côtière et formés durant le même épisode de métamorphisme que le reste de la série composant cette dernière. Des études effectuées dans l'île de Margarita (NAVARRO, 1976, 1977; MARESCH, 1972, 1973) et sur la façade Nord de la Péninsule d'Araya-Paria (SEIJAS, 1972; SIFONTES et SEIJAS, 1972; BLADIER, 1977; VIGNALI, 1977; CAMPOS et al, 1980; CAMPOS, 1981) suggèrent :

- l'appartenance des affleurement des régions de Puerto Cabello, du littoral Nord de Caracas, de l'île de Margarita et du Nord d'Araya-Paria, à un même ensemble lithostratigraphique et structural;
- l'existence d'un polymétamorphisme des roches basiques (cf. in MARTIN, 1977 et in STEPHAN et al, 1980);

- l'existence d'un contact tectonique majeur antérieur au métamorphisme général (Sénonien) de la Cordillère Côtière, jalonné par des écaïlles de serpentinites et un complexe à olistolithes de roches ultramafiques et éclogitiques.

Les caractéristiques lithostratigraphiques et structurales des différents affleurements constituant la Zone de la Frange Côtière-Margarita seront l'objet du chapitre suivant. Pour cet ensemble comme pour la Zone de la Cordillère Côtière, j'exposerai et analyserai les données concernant la portion centrale de la Chaîne Caraïbe, puis effectuerai une comparaison avec les prolongations orientales et occidentales.

II.- LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA REGION VALENCIA-CABO CODERA

L'étude de la région de Caracas effectuée par DENGQ (1953) a permis à cet auteur de pré-

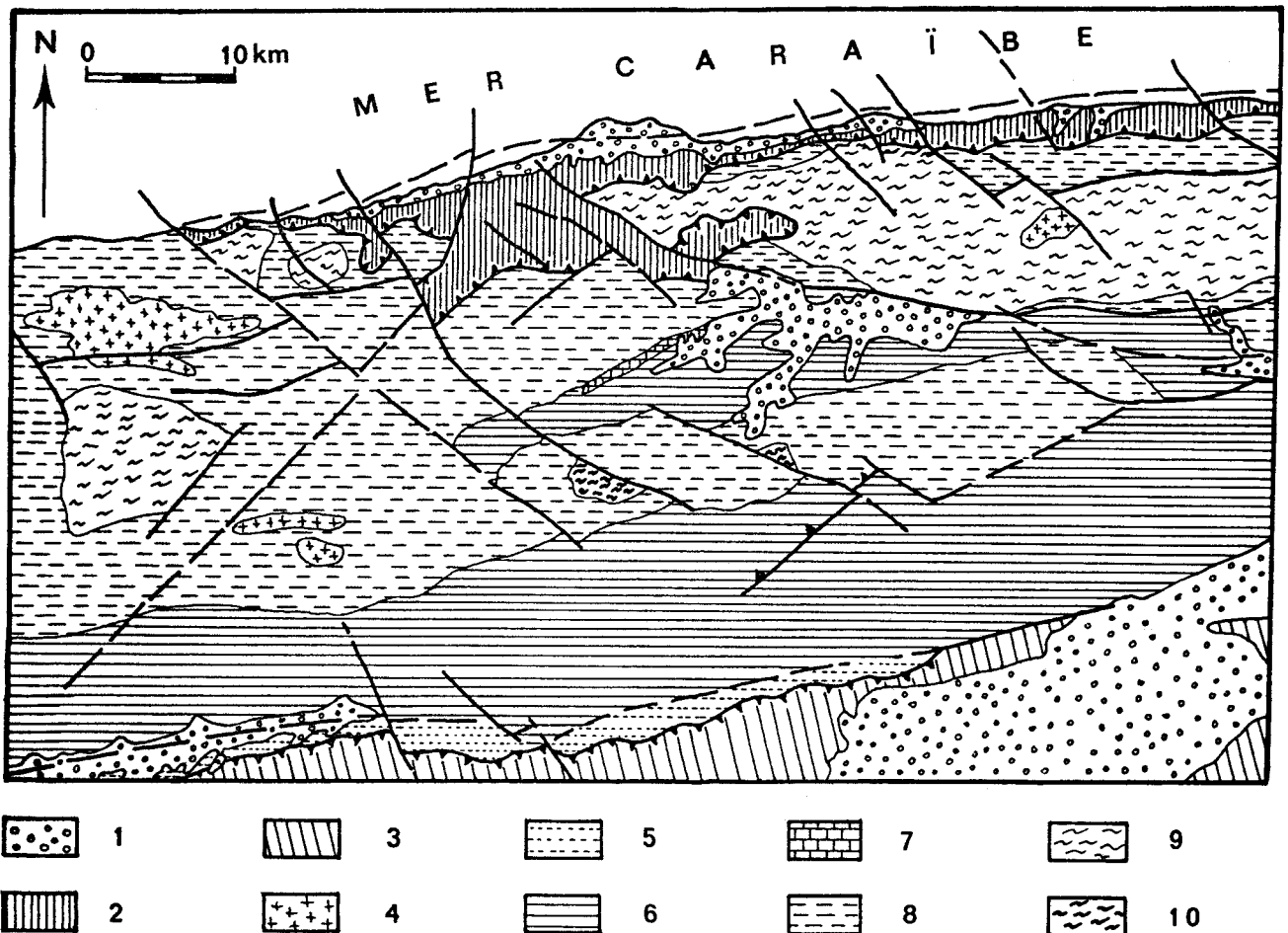


Fig. 147.- Carte géologique schématique de la Zone de la Cordillère Côtière dans la région de Caracas, d'après BELLIZZIA et al (1976); modifié pour la partie méridionale.

Légende : 1. Cénozoïque; 2. Zone de la Frange Côtière-Margarita; 3. Nappes d'Aragua; 4. plutons grano-dioritiques sénoniens; 5. schistes et quartzites albiens (Fm. Chuspita); 6. schistes et calcschistes Crétacé inférieur (Fm. Las Mercedes); 7. marbres Jurassique supérieur ou Crétacé inférieur (Fm. Antimano). 8. schistes, micaschistes et marbres du Jurassique moyen-supérieur (Fm. Las Brisas; 9. paragneiss (Jurassique ?) (Fm. Peña de Mora); 10. orthogneiss paléozoïque ou plus ancien (Gneiss de Sebastopol).

Fig. 147.- Esquema geológico de la Zona de la Cordillera de la Costa en los alrededores de Caracas, según BELLIZZIA et al. (1976); modificado por la parte Sur.

Leyenda : 1. Cenozoico; 2. Zona de la Franja Costanera-Margarita; 3. Napas de Aragua; 4. plutones granodioríticos del Senoniense; 5. esquistos y cuarcitas del Albiense (Fm. Chuspita); 6. esquistos y esquistos calcareos del Cretaceo inferior (Fm. Las Mercedes); 7. mármoles del Jurásico medio-superior (Fm. Las Brisas); 9. paragneis (del Jurásico ?), Fm. Peña de Mora; 10. ortogneis paleozoico o mas antiguo (Gneis de Sebastopol).

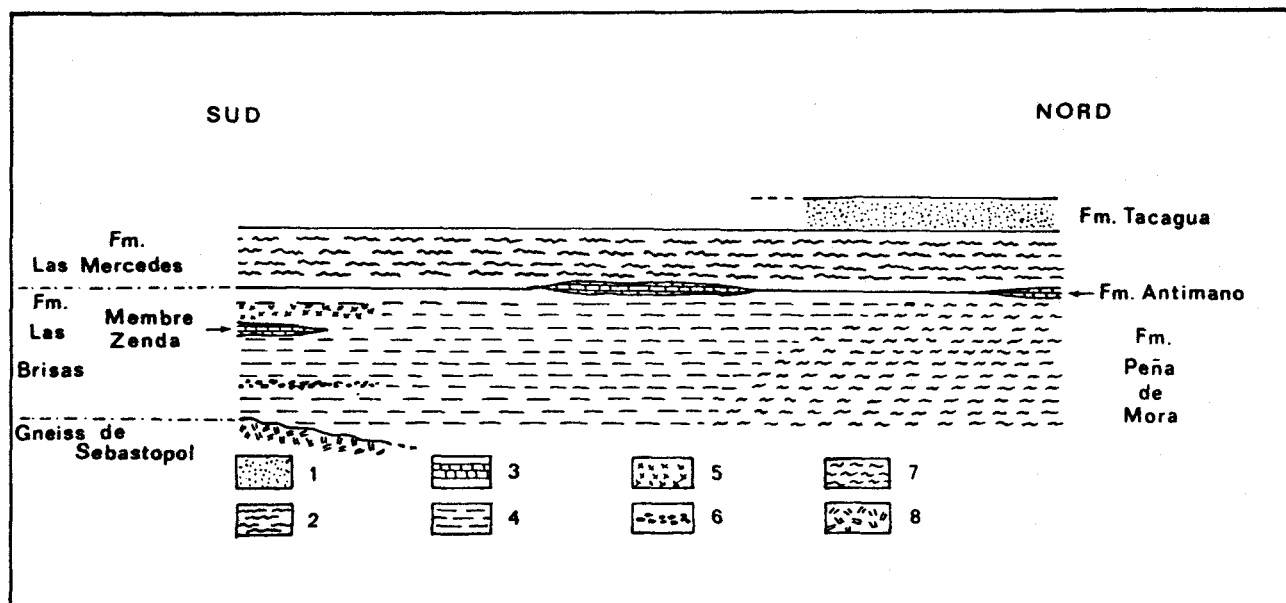


Fig. 148.- Lithostratigraphie de la Cordillère Côtière dans la région de Caracas, selon DENGÓ (1953).

Légende : 1. schistes à séricite et épidote; 2. schistes calcaires; 3. calcaires; 4. micaeschistes à quartz; 5. micaeschistes à microcline; 6. conglomérat; 7. paragneiss; 8. orthogneiss.

Fig. 148.- Litoestratigrafía de la Cordillera de la Costa en la región de Caracas, según DENGÓ (1953).

Leyenda : 1. esquistos con sericita y epidota; 2. esquistos calcaeos; 3. calizas; 4. micaesquistos; 5. micaesquistos microclínicos; 6. conglomerado; 7. paragneis; 8. ortogneis.

ciser la première approche stratigraphique réalisée auparavant par AGUERREVERRE et ZULOAGA (1938). La figure 148 reproduit le tableau de corrélations de DENGÓ (1953), la disposition cartographique des différentes formations étant schématisée sur la figure 147. Une de celles-ci sera envisagée dans le chapitre consacré à la Zone de la Frange Côtière-Margarita; il s'agit de la Fm. Tacagua, composée surtout de métavolcanites basiques. Par ailleurs, le reste de ce tableau n'ayant pas été modifié par les différents travaux ultérieurs, il sera le cadre de la présentation qui va suivre, les différents éléments étant envisagés dans l'ordre stratigraphique.

A) Existence d'un socle anté-mésozoïque; problème des différents gneiss

Plusieurs unités lithologiques décrites sous le vocable "gneiss" ou "augengneiss" sont mentionnées dans les travaux de AGUERREVERRE et ZULOAGA (1938), DENGÓ (1953), WEHRMANN (1972); selon ces auteurs, ces gneiss se regroupent en :

- orthogneiss correspondant au socle paléozoïque ou précambrien,
- paragneiss correspondant à la base de la série mésozoïque (Fm. Las Brisas) et liés à un processus de métamorphisme potassique contemporain de la mise en place des granites mésozoïques. Une analyse des différentes descriptions publiées, le lever d'une coupe, ainsi que les âges isotopiques disponibles, m'ont conduit à remettre en question cette apparente simplicité.

1. Le gneiss de Sébastopol

DENGÓ (1953) décrit dans la localité-type un "gneiss à grain fin fortement folié (... ..) composé de quartz, orthose, microcline, plagioclase, muscovite et biotite"; localement, cette roche a un grain plus grossier et une "structure de granite gneissifié" ("gneissic gra-

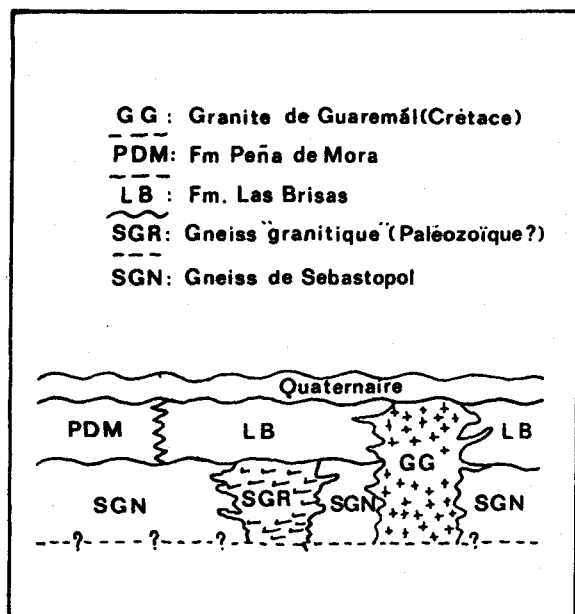
nitic structure"). Le caractère orthogneissique proposé par DENG0 (1953) est admis par URBANI (1972), WEHRMANN (1972). Dans la région de Las Trincheras (fig. 146), MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) décrivent un affleurement rapporté au gneiss de Sebastopol par MORGAN (1969) et fait de "gneiss oeilé ("augen") à quartz, feldspath, et muscovite, fortement folié"; ils observent la "présence fréquente de porphyroblastes de feldspath non déformés". MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) décrivent en outre (fig. 149) un "gneiss granitique" (traduction de "granite gneiss" intrusif dans le gneiss de Sébastopol (fig. 149) . Ces auteurs sont en accord avec l'interprétation de DENG0 (1953). Ce dernier, ainsi que MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) observent un contact net entre l'orthogneiss et, soit des micaschistes intercalés de niveaux conglomératiques, soit directement un conglomérat. Des galets de granite et de quartz sont remaniés dans ce qui est considéré comme la base discordante d'une série métasédimentaire; l'attribution de ces niveaux à la Fm. Las Brisas (Jurassique supérieur, ANONYME, 1970) sera discutée ultérieurement; il pourrait s'agir de quartzites et schistes pré-mésozoïques. Deux âges isotopiques ont été publiés à propos du gneiss de Sebastopol (tabl. XVI et fig. 150):

- 425 MA (HURLEY et HESS, 1968 *in* KOVACH *et al*, 1978), âge considéré considéré comme le plus proche de la réalité dans les synthèses les plus récentes (BELLIZZIA *et al*, 1976; GONZALEZ de JUANA *et al*, 1980; STEPHAN *et al*, 1980);
- 41 MA (OLMETA, 1968; et *in* MARTIN de BELLIZZIA, 1968).

2. Les gneiss de la Formation Peña de Mora

a) Localité-type

La carte schématique de la figure 147 montre dans sa portion nord-orientale un vaste affleurement correspondant à la Fm. Peña de Mora, dans la région où cette dernière fut définie. Nommée initialement "augengneiss de Peña de Mora" (AGUERREVERRE et ZULOAGA, 1937), cette formation est en fait un ensemble composite (AGUERREVERRE et ZULOAGA, 1938; DENG0, 1953) dont les gneiss oeilés ne sont qu'un élément lithologique parmi d'autres. DENG0 (1953) décrit une



GG : Granite de Guaremál(Crétace)
PDM: Fm Peña de Mora
LB : Fm. Las Brisas
SGR: Gneiss "granitique"(Paléozoïque?)
SGN: Gneiss de Sebastopol

Fig. 149.- Lithostratigraphie de la Cordillère Côtière dans la région de Las Trincheras selon MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983).

Fig. 149.- Litoestigrafía de la Cordillera de la Costa en el area de Las Trincheras según MATTSON y JUARBE-NEGRON (1983).

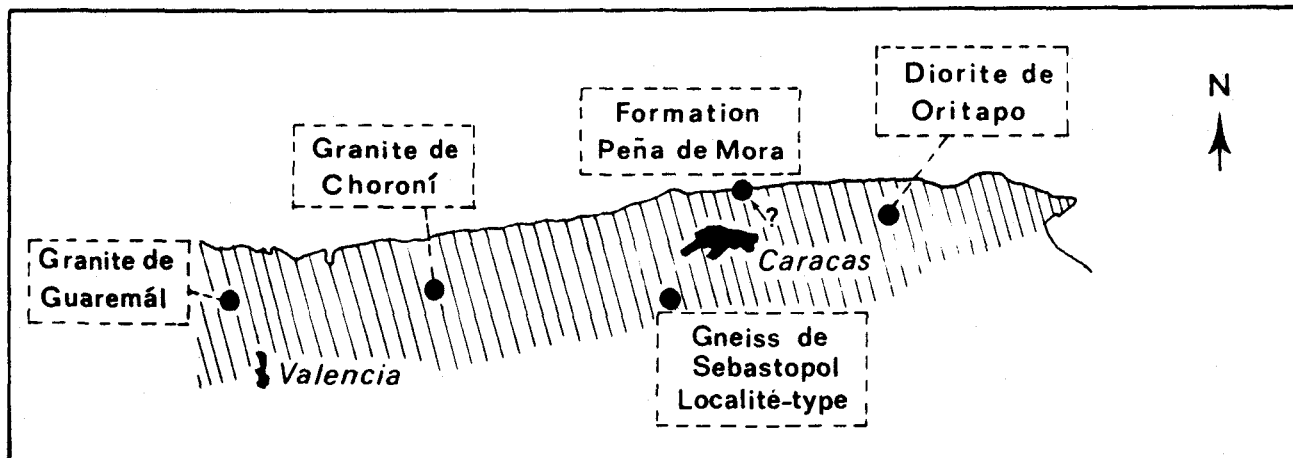


Fig. 150.- Localités ayant fait l'objet de datations isotopiques par différents auteurs (mentionnées dans le tableau XVI).

Fig. 150.- Ubicación de las rocas fechadas por radiometría por varios autores (mencionadas en el cuadro XVI).

Tableau XVI.- Ages isotopiques concernant la Zone de la Cordillère Côtière.

Cuadro XVI.- Edades isotópicas de rocas de la Zona de la Cordillera de la Costa.

Auteurs	Localité	Méthode	Age	
MORGAN (1969)	Granite de Guaremál	K/Ar sur biotite	33 ± 3 MA	
			79 ± 5 MA	
SANTAMARIA et SCHUBERT (1975)	Granite de Guaremál	K/Ar sur biotite	$32 \pm 2,0$ MA	
			" " "	$31 \pm 1,8$ MA
			" " "	$33 \pm 2,0$ MA
	Granite de Choróní	" " "	$30 \pm 1,8$ MA	
" " "	" " "	$30 \pm 1,9$ MA		
Diorite de Oritapo	" " "	" " "	$76 \pm 3,9$ MA	
			$77 \pm 4,0$ MA	
KOVACH <i>et al.</i> (1978)	Fm. Peña de Mora au Sud de Macuto	Rb/Sr sur roche totale	220 ± 20 MA pour événement métamorphique 600 à 800 MA pour protolithe	
OLMETA (1968) et MARTIN-BELLIZZIA (1968)	Gneiss de Sebastopol Localité-type	K/Ar sur muscovite	41 ± 2 MA	
HURLEY et HESS (1968)	Gneiss de Sebastopol Localité-type	Rb/Sr sur roche totale	425 MA	



portion inférieure constituée de "gneiss ocellé" (à yeux d'orthose, microcline, et quartz) passant à des gneiss rubannés intercalés de quartzites; des "veines d'aprites" s'intercalent dans les gneiss; au sommet, cet auteur mentionne des lentilles de marbre à diopside et trémolite. Pour DENGÓ (1953) ces gneiss sont d'origine sédimentaire et liés à un métasomatisme potassique développé sur une grande épaisseur (plusieurs centaines de mètres), expliquant l'abondance d'orthose et de microcline. La cause profonde du phénomène - un magma granitique - n'aurait pas été portée à l'affleurement ultérieurement. La figure 148 résume l'interprétation de DENGÓ (1953) concernant la Fm. Peña de Mora.

Etudiant ultérieurement le même secteur, WEHRMANN (1972) décrit les mêmes types lithologiques et admet les mêmes interprétations et corrélations. Néanmoins, trois points me paraissent devoir être soulignés dans les travaux de WEHRMANN (1972) :

- les affleurements du gneiss ocellé sont considérablement réduits par rapport à l'ensemble de la zone d'affleurement de la Fm. Peña de Mora;
- ces gneiss ocellés passent vers leur périphérie à des gneiss rubannés, l'ensemble étant lui-même entouré d'une zone riche en veines aplitiques; les gneiss ont souvent une "composition d'intrusifs" et les feldspaths sont "cataclasés";
- localement le gneiss ocellé est en contact avec la Fm. Las Brisas et, dans ce cas, il s'agit systématiquement du membre supérieur de cette dernière; une épaisse séquence de quartzites presque purs s'intercalent entre les deux, qui aurait constitué, selon cet auteur, une "barrière naturelle" au métasomatisme.

Des âges isotopiques ont été mesurés par KOVACH *et al* (1978) sur des échantillons provenant d'affleurements de la Fm. Peña de Mora situés au Nord-Est de Caracas (cf. fig. 150 et tabl. XVI) Sans toutefois donner de description pétrographique, les auteurs distinguent des micaschistes et des "gneiss granitiques" ("granitic gneisses"). L'âge obtenu sur ces derniers est de 220 ± 20 MA et serait, selon les auteurs, significatif d'un métamorphisme fini-paléozoïque ayant affecté une protolithe précambrienne (entre 600 et 800 MA).

b) La région de Las Trincheras

URBANI (1972) y décrit sous l'appellation Fm. Peña de Mora des gneiss ocellés qui entourent le granite de Guaremal (cf. infra); l'auteur souligne le fait que ceux-ci ont une composition chimique et un mode identiques à ceux du granite lui-même; il s'agirait d'orthogneiss. Ces derniers passeraient "progressivement" à des paragneiss à yeux de quartz, annonçant les micaschistes de la Fm. Las Brisas. Le métasomatisme est invoqué pour expliquer la genèse de ces gneiss. Une partie des orthogneiss de URBANI (1972) correspondrait au "gneiss granitique" de MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) (fig. 149).

c) Le gneiss de la Colonia Tovar

Défini et décrit par WEHRMANN (1972), cartographié par RODRIGUEZ (1972), il correspond selon le premier, à une "vaste zone gneissique" d'"origine métasomatique probable". Ces deux auteurs incluent cet affleurement (fig. 146 et 151) dans la Fm. Peña de Mora. WEHRMANN (1972) décrit des "gneiss parfois rubannés" associés à des pegmatites et des aplites; ces gneiss contiennent de l'"orthose non mâclée poecilitique par rapport au quartz". Ce secteur cartographié comme granite (autour de El Limón, fig. 151) par RODRIGUEZ (1972) est consi-

déré comme "gneiss de la Colonia Tovar" par WEHRMANN (1972). Une étude de la route La Victoria-El Limón (fig. 151) m'a permis de préciser la lithologie et les structures de ce secteur; les observations sont résumées sur les coupes de la figure 152. Considérons la portion de la coupe "a" correspondant à la partie affleurant sous la formation Las Brisas (sous la limite notée 1b). Celle-ci correspond au passage rapide (quelques mètres) de niveaux détritiques et calcaro-dolomitiques (qui seront décrits ultérieurement) à un ensemble de micaschistes à quartz et mica blanc, de quartzite à mica blanc et de quartzites et micaschistes à deux micas. Les 14 échantillons prélevés depuis le sommet de cette formation jusqu'au contact du granite de El Limón ont été soumis à un test de coloration au cobaltinitrite de sodium; aucun d'eux n'a révélé la présence de feldspath potassique. Par contre, on observe souvent de petits porphyroblastes d'albite. Les roches observées n'ont que très rarement une structure gneissique avec individualisation de lits à quartz et feldspath.

Les micas sont, dans la portion supérieure de la formation, des micas blancs à relief assez forts et très légèrement verdâtres et pléochroïques (muscovites ferrifères; cf. ROUBAULT,

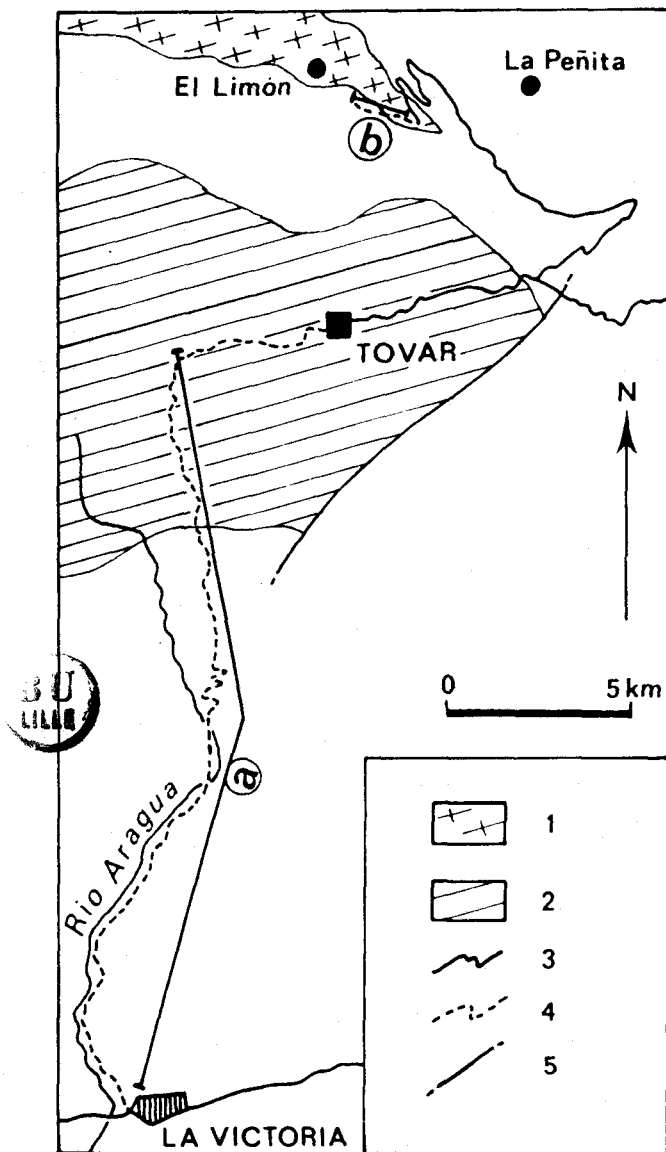


Fig. 151.- Localisation de la coupe du secteur La Victoria-Colonia Tovar. (Contours géologiques selon RODRIGUEZ, 1972).
Légende : 1. granite de El Limón; 2. "gneiss" de la Colonia Tovar; 3. route; 4. piste; 5. falla vertical.

Fig. 151.- Ubicación del corte del area La Victoria-Colonia Tovar. (Límites geológicos según RODRIGUEZ, 1972).
Leyenda : 1. granito de El Limón; 2. "Gneis" de la Colonia Tovar; 3. carretera asfaltada; 4. carretera de tierra; 5. falla vertical.

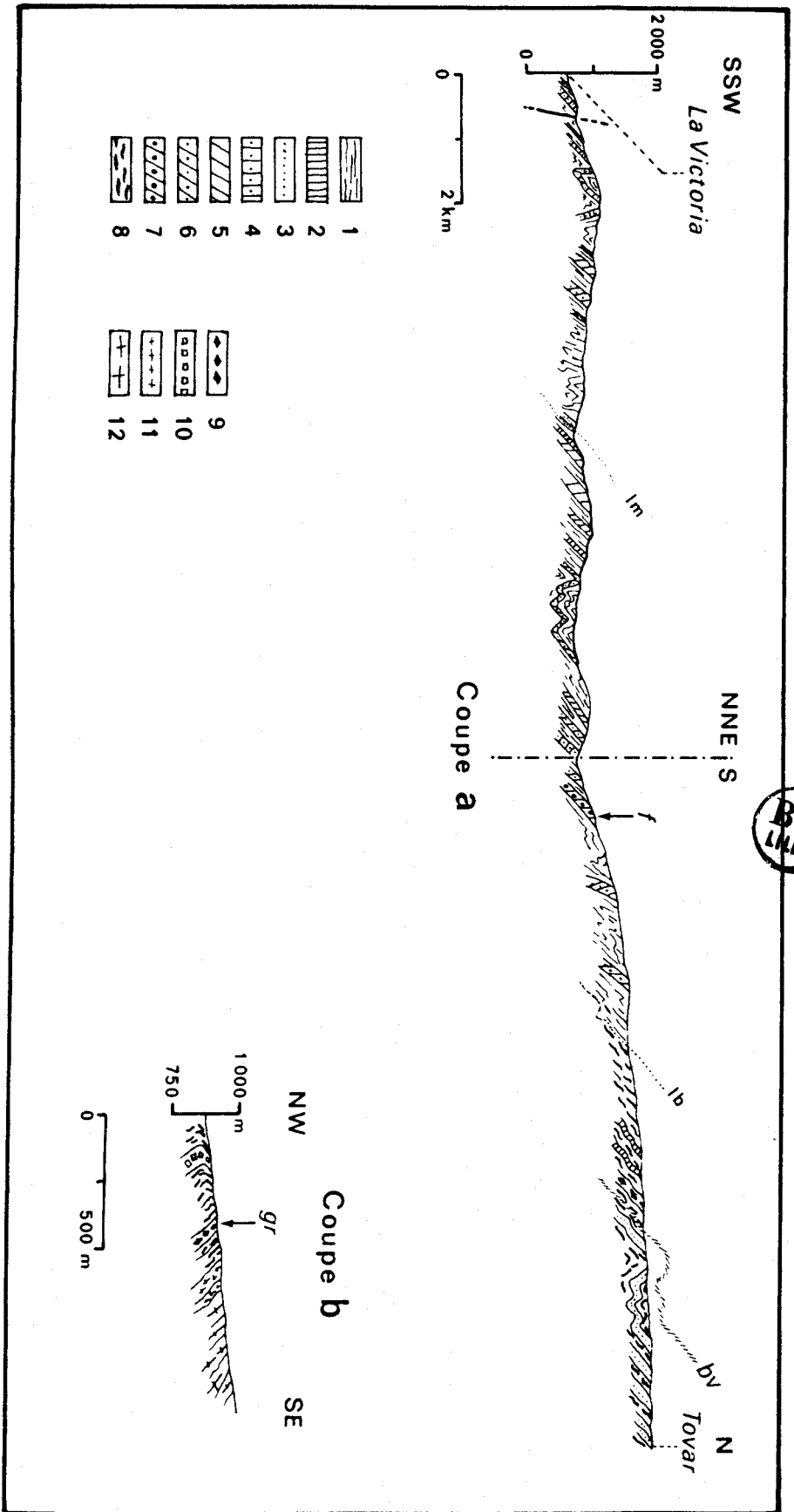


Fig. 152.- Coupe synthétique du versant Sud de la Cordillère Côtière dans le secteur La Victoria-Colonia Tovar.

Légende : 1. sérictoschistes; 2. marbres à grain fin, parfois graphiteux et pyriteux; 3. quartzites; 4. marbres gréseux; 5. marbres dolomitiques et (ou) ankeritiques; 6. métagrèwyackes calcaire-dolomitiques; 7. métaconglomérat calcaire-dolomitique; 8. micaschistes et quartzites micacés; 9. amphibolites; 10. albrites; 11. aplite foliée; 12. granite folié; 1m. base de la formation Las Mercedes; 1b. base de la formation Las Brisas; f. métaconglomérat arkosique remaniant des feldspaths potassiques; gr. niveau à petits grenats; bv. limite d'apparition de la biotite verte.

Fig. 152.- Conte sintético de la ladera Sur de la Cordillera de la Costa en el area la Victoria-Colonia Tovar.
 Legenda : 1. esquistos sericitosos; 2. mármoles de grano fino a veces grafíticos y piríticos; 3. cuarcitas; 4. mármoles arenosos; 5. mármoles dolomíticos y (o) ankeríticos; 6. metagraywackes calcáreas-dolomíticas; 7. metaconglomerado calcáreo-dolomítico; 8. micaes-quartzitos y cuarcitas micáceas; 9. anfíbolitas; 10. albinitas; 11. apilita foliada; 12. granito foliado; 1m. base de la formación Las Mercedes; 1b. base de la formación Las Brisas; f. metaconglomerado arkosico rico en feldspatos potásicos detríticos; gr. nivel con pequeños granats; bv. Limite Sur de ocurrencia de biotita verde.

1963); ces minéraux sont bien développés (millimétriques), très peu déformés et parfois micrométriques de microplis; ce dernier fait traduirait le développement de ces micas postérieurement à une déformation (cf. BARD, 1980). Aux micas blancs s'ajoute, dans la partie inférieure de la formation (sous la limite bV; fig. 152, coupe a), de la biotite verte très colorée et pléochroïque vert foncé à vert brunâtre clair, en petites tablettes épaisses, grossièrement orientées selon la foliation principale. Il faut ajouter la présence en quantité variable (jusqu'à 1 ou 2 %) de chlorite verte pléochroïque; celle-ci apparaît localement comme produit d'altération de biotite brune dont on observe des témoins sains (associés à un métamorphisme antérieur ?) Le quartz (plus de 80 % dans les niveaux de quartzite) est généralement de taille inframillimétrique; plutôt isogranulaire dans les quartzites, il montre alors des contours de type "mosaïque"; plutôt hétérogranulaire dans les micaschistes, il montre alors des contours de type "saturé" avec parfois des cristaux de taille millimétrique aplatis, fortement cataclasés (à mâcles mécaniques); ces derniers, donnant localement un aspect oillé à la roche, sont alors bordés de petits quartz à contours plus géométriques; il pourrait s'agir de reliques d'une structure antérieure de type mylonitique, voire blastomylonitique. Un niveau d'amphibolite est observable dans la partie supérieure de la formation; cette roche présente deux types d'amphiboles: des grandes hornblendes vertes pléochroïques déformées à extrémités "effilochées" et surtout des aiguilles d'amphibole vert pâle (trémolite-actinote postérieure); l'albite est le troisième constituant majeur de cette roche, sous forme de porphyroblastes millimétriques dispersés, généralement non mâclés, très poecilolithiques (englobant de petits quartz et des aiguilles d'amphiboles vert pâle); épidote (pistachite) et sphène sont également abondants dans la roche.

Depuis l'extrémité Nord de la coupe a jusqu'au contact du granite de El Limón, j'ai observé la même lithologie; toutefois, la proportion de biotite(verte) et d'albite augmente dans certains niveaux. Les petits porphyroblastes d'albite (atteignant parfois 2 mm) montrent généralement une rotation synmétamorphe. Deux niveaux particuliers sont observables le long de la coupe b (fig. 152):

- une roche composée de plus de 60 % d'albite (albitite), de biotite verte et d'épidote (clinozoïsite et pistachite); cette roche à une structure presque équante de cornéenne;
- une amphibolite semblable à celle décrite précédemment mais plus riche en porphyroblastes d'albite, riche en sphène et épidote (clinozoïsite et pistachite) et contenant environ 5 % de petits grenats (1 à 1/10° de mm) localement chloritisés.

Le granite d'El Limón (fig. 152, coupe b) - qui sera décrit en détail ultérieurement - a une forte foliation concordante avec celle des micaschistes encaissants. Ce caractère, visible aussi bien dans un faciès fin aplitique que dans un faciès franchement grenu, confère à ce dernier un aspect de gneiss oillé. Cet affleurement de El Limón correspondrait à l'ensemble gneiss oillé-gneiss rubanné-aplite décrit par WEHRMANN (1972) (cf. supra).

Par ailleurs, au Nord de la Colonia Tovar, dans le secteur de Chichiriviche (fig. 147), WEHRMANN (1972) et RODRIGUEZ (1972) ont cartographié un affleurement de "augengneiss" rapporté à la Fm. Peña de Mora. J'ai échantillonné cet affleurement; il s'agit macroscopiquement d'un gneiss oillé à yeux subjointifs centimétriques, très étirés et aplatis.

Cette roche contient entre 40 et 50 % de feldspath potassique; elle est fortement foliée, avec une disposition très discontinue des micas. On observe, en lame mince, de gros cristaux à macle de microcline, fortement fracturés et déformés (microfractures remplies de quartz microcristallin à contours suturés); s'y ajoutent des petites sections de microcline dispersées et poecilitiques. Le quartz, second constituant majeur, apparaît soit en plages étirées composées de cristaux millimétriques allongés cataclasés (mâcles mécaniques) et à contours suturés, soit en plages intersticielles faites de microcristaux à contours plus géométriques et associés à de l'épidote (pistachite). Les micas représentent 5 à 10 % de la roche; il s'agit surtout de biotite verte à vert brunâtre fortement colorée et, en moindre importance, de mica blanc; on observe, en outre, des biotites brunes partiellement chloritisées et déformées (antérieures ?), quelques albites poecilitiques, de nombreux opaques, de l'épidote (pistachite) en prismes parfois bien développés et des petits cristaux d'apatite. Les caractères macroscopiques et microscopiques ne permettent pas d'éliminer l'hypothèse "orthogneiss" pour cet échantillon.

Dans le secteur de la Colonia Tovar, il m'apparaît donc nécessaire de distinguer :

- un ensemble de quartzites, micaschistes sans feldspaths potassiques,
- un ensemble homogène à structure gneissique ocellée, très riche en feldspaths potassiques.

Beaucoup plus vers l'Est, au Nord de Birongo (cf. fig. 146), URBANI et QUESADA (1972) divisent la zone d'affleurement de la Fm. Peña de Mora en trois bandes allongées E-W, la bande médiane correspondant à des "gneiss ocellés à microcline", les deux autres à des "gneiss à grain fin à quartz, plagioclase, muscovite et biotite".

Le second ensemble (WEHRMANN, 1972; et observations personnelles) est à gros grain au coeur et "aplitique" vers la périphérie. En ce qui concerne les feldspaths potassiques, il n'y a pas de zone d'apparition progressive entre les deux ensembles. Un métasomatisme potassique - responsable d'un développement de feldspaths potassiques - n'a pas lieu d'être invoqué; par ailleurs, ce phénomène est, sur un plan général, considéré comme très localisé autour des magmas granitiques (WINKLER, 1976, p. 319-322). Les exemples de certains gneiss des Pyrénées - anciens granites (AUTRAN, 1964; GUITARD, 1970, p. 190-193) - me paraissent, à ce titre, proches du problème qui nous occupe.

Le gneiss ocellé décrit précédemment et le granite de El Limón, d'une part, et les quartzites-micaschistes, d'autre part, montrent les mêmes indices d'une cataclase suivie d'un métamorphisme associé à une déformation nettement moins intense (développement de mica blanc, biotite, d'albite; rotation de ces dernières).

3.- Résumé

Si l'existence d'un socle paléozoïque inférieur ou plus ancien - représenté par des noyaux d'orthogneiss (de Sebastopol) - n'est pas remise en question, il n'en est pas de même pour d'autres éléments gneissiques ("augengneiss" de Chichiriviche, "gneiss granitique" du Nord-Est de Caracas) considérés antérieurement comme paragneiss mésozoïque (Fm. Peña de Mora). Ces derniers pourraient représenter aussi des noyaux granitiques gneissifiés, soit corrélables avec le "gneiss de Sebastopol", soit plus récents, mais ayant subi un métamorphisme d'âge permien-Trias inférieur. Nous retrouverons d'ailleurs dans d'autres secteurs ou pour d'autres unités des traces d'un événement permien-Trias inférieur.

B) Les séries métasédimentaires jurassiques-crétacées

J'envisagerai ici les niveaux rapportés aux Fms Las Brisas, Las Mercedes et Chuspita.

Les Fms Las Brisas et Las Mercedes affleurent au Nord de la Faille de La Victoria (fig. 146 et 147); j'envisagerai cet ensemble dans un premier temps. Le cas des affleurements, que je rapporte à la Fm. Chuspita - situés au Sud de la Faille de La Victoria - sera discuté séparément.

1.- Le Groupe Caracas dans la région-type

DENGO (1953) et WEHRMANN (1972) ont cartographié et décrit en détail dans la région de Caracas (fig. 147) une épaisse succession de phyllades, schistes, quartzites, conglomérats, marbres et marbres dolomitiques représentant les Fms Las Brisas et Las Mercedes. A partir des descriptions de ces auteurs et de la coupe La Victoria-Colonia Tovar (fig. 151 et 152), j'ai reconstitué la colonne de la figure 153 avec des épaisseurs approximatives.

a) Données biostratigraphiques

J'ai évoqué, dans l'introduction de ce chapitre, le problème de l'âge des métasédiments de la Cordillère Côtière. Revenons plus en détail sur les données biostratigraphiques. WOLCOTT (1943) signale, dans des calcaires en couches minces intercalés dans des schistes (à 30 km environ à l'Est de Caracas), des restes de Mollusques, Gastéropodes et Lamellibranches, dont notamment le genre *Camptonectes*. La localité est considérée comme appartenant à la Fm. Las Mercedes et l'âge proposé est jurassique-crétacé, probablement jurassique. URBANI (1969) et WEHRMANN (1972) considèrent cette localité comme appartenant à la Fm. Las Brisas. URBANI (1969, 1973) extrait d'un niveau de marbre massif du membre Zenda de la Fm. Las Brisas (fig. 153) des coquilles silicifiées attribuées à l'espèce *Exogyra virgula* (DEFLANDRE) du Kimméridgien. Un âge Jurassique supérieur est proposé alors pour la Fm. Las Brisas; l'hypothèse de l'appartenance de la base de la formation au Jurassique moyen n'est pas exclue. La Fm. Las Mercedes est alors considérée comme représentant le Crétacé inférieur dans la mesure où la Fm. Chuspita qui lui est superposée en continuité (cf. infra) est datée de l'Albien.

b) Lithologie

Sans entrer dans le détail de la succession des différents niveaux du Gr. Caracas, notons que la Fm. Las Brisas se distingue de la Fm. Las Mercedes :

- par le caractère massif des couches qui la composent,
- par l'abondance de matériel terrigène grossier (arkoses, graywackes (1), conglomérats divers),
- par la richesse en couches carbonatées et notamment en calcaires dolomitiques ou parfois ankéritiques,
- par l'absence de fraction carbonée à l'état réduit (graphite).

La limite séparant ces deux formations est placée de façon approximative, soit au sein d'une séquence pélitique épaisse (fig. 152) ou à la base de celle-ci (fig. 153). Selon DENGO (1953), SMITH (1953), WEHRMANN (1972), le changement de lithologie et de sédimentation se fait de manière progressive. Le long de la coupe La Victoria-Colonia Tovar (coupe a, fig. 152), je n'ai pas observé de différences entre les schistes de la base de la Fm. Las Mercedes et ceux intercalés entre les niveaux durs de la Fm. Las Brisas. Dans le faubourg de Caracas appelé Antimano, DENGO (1953) décrit la formation du même nom (fig. 147 et 148) ; il s'agit de marbre

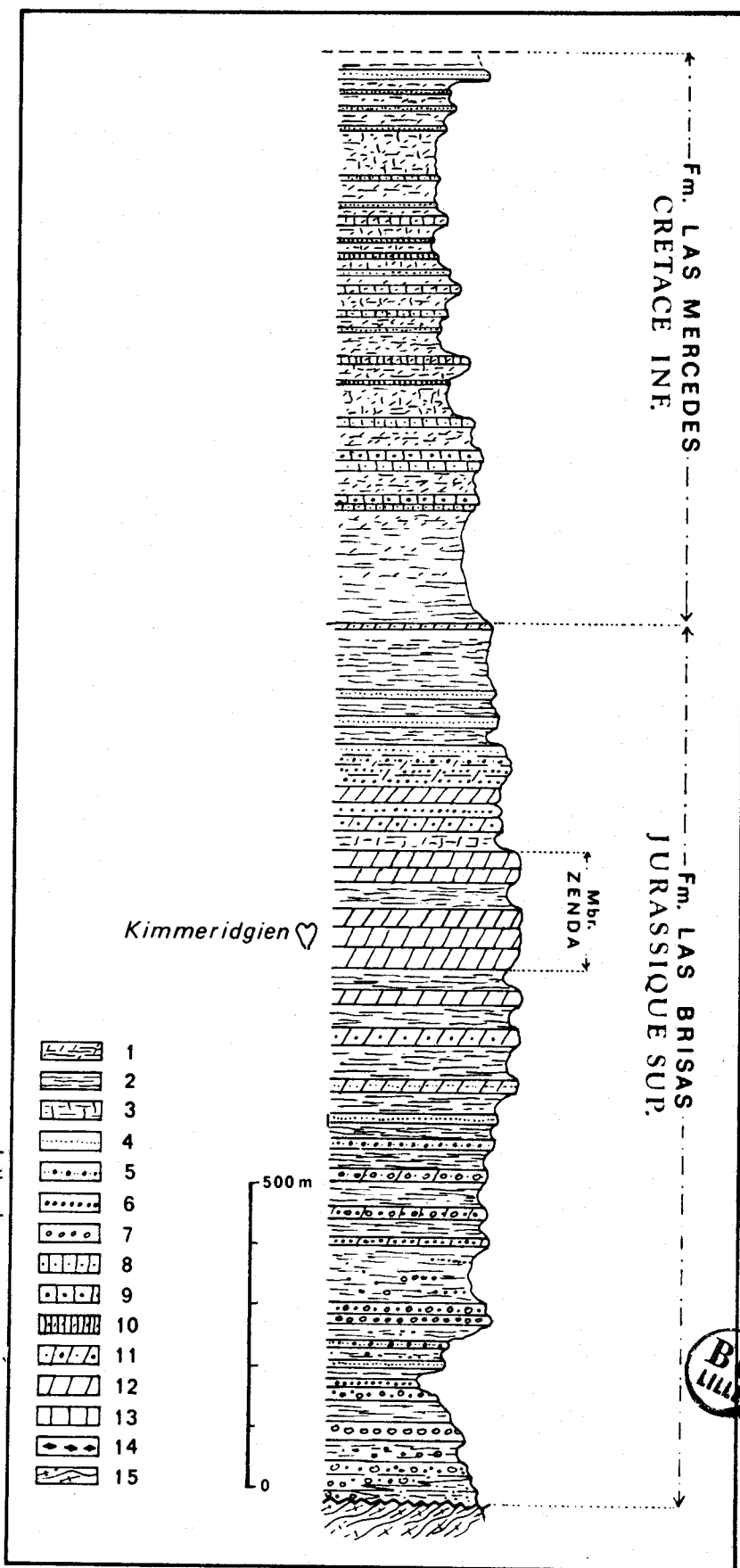


Fig. 153.- Stratigraphie synthétique du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Groupe Caracas) dans la partie centrale de la Cordillère Côtière.
 Légende : 1. schistes et phyllades graphiteux; 2. schistes et phyllades; 3. calcschistes; 4. quartzites, 5. graywackes; 6. conglomérats arkosiques; 7. conglomérats lithiques; 8. grès calcaireux; 9. conglomérats calcaireux; 10. marbres graphiteux en plaquettes; 11. grès et conglomérats calcaro-dolomitiques; 12. dolomies et calcaires dolomitiques; 13. marbre massif; 14. amphibolites; 15. orthogneiss paléozoïque (Pré-cambrien ?)

Fig. 153.- Estratigrafía sintética del Jurásico superior-Cretácico inferior (Grupo Caracas) en la parte central de la Cordillera de la Costa.
 Leyenda : 1. esquistos y filitas grafitosos; 2. esquistos y filitas; 3. esquistos calcareos; 4. cuarcitas; 5. graywackas; 6. conglomerados arkosicos; 7. conglomerados liticos; 8. areniscas calcareas; 9. conglomerados calcareos; 10. mármoles grafitosos en capas delgadas; 11. areniscas et conglomerados calcaro-dolomíticos; 12. dolomitas, calizas dolomíticas; 13. mármoles en capas gruesas; 14. anfíbolitas; 15. ortogneis paleozoico (Pre-cámbrico ?).

massif graphiteux intercalé d'amphibolites; cette formation s'intercalerait de façon lenticulaire entre les Fms. Las Mercedes et Las Brisas. DENGO (1953), de même que WEHRMANN (1972) insistent sur la position structurale peu claire de cet affleurement; ils discutent son équivalence possible avec le membre Zenda. Néanmoins l'association avec des amphibolites et la similitude lithologique avec certains niveaux de la Zone de la Frange Côtière-Margarita m'ont conduit à ne pas intégrer la Fm. Antimano au Gr. Caracas.

Le sommet de la Fms. Las Mercedes est une zone de transition, de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, avec la Fms. Chuspita (WEHRMANN, 1972); les niveaux de marbres en plaquettes se raréfient tandis que les lits de quartzite deviennent plus abondants, la Fm. Chuspita (cf. infra) étant, elle, dépourvue de carbonates.

A la différence des limites précédemment évoquées et qui sont transitionnelles, la séparation Las Brisas-Peña de Mora pourrait correspondre à un changement brutal, voire une discordance. DENGO (1953) insiste sur le fait que le rapport Peña de Mora-Las Brisas est un des problèmes stratigraphiques majeurs de la région de Caracas. WEHRMANN (1972) insiste sur la difficulté de corréliser ces deux formations et sur les différences lithologiques, minéralogiques et de métamorphisme; il accepte néanmoins le schéma de DENGO (1953) (fig. 148) . La coupe de la figure 152 montre cependant (cf. paragraphe précédent) une coupure nette entre des quartzites et micaschistes localement intercalés d'amphibolites et des schistes et calcschistes intercalés de niveaux carbonatés et détritiques. Les premiers niveaux attribués à la Fm. Las Brisas remanent des éléments lithiques : schistes, granite (plagioclases, feldspath potassique, quartz) et (ou) gneiss. Dans certains niveaux carbonatés et terrigènes de la partie supérieure de la Fm. Las Brisas et de la Fm. Las Mercedes, on retrouve ces mêmes clastes lithiques.

L'existence de niveaux carbonatés et terrigènes contenant des feldspaths potassiques en abondance pose une controverse depuis les travaux de AGUERREVERRE et ZULOAGA (1938). Ceux-ci incluent dans la partie supérieure de la Fm. Las Brisas un conglomérat calcaire massif dans lequel ils décrivent du "microcline détritique". DENGO (1953) considère qu'il s'agit de porphyroblastes. LAUBSCHER (1955) décrit, dans la banlieue Sud de Caracas, des "calcaires dolomitiques massifs intercalés de gneiss calcaireux à microcline"; l'ensemble est rapporté également au membre ZENDA. Il s'agit pour lui de microcline métamorphique lié à un phénomène de granitisation. Pour DENGO (1953), le développement de microcline est lié à une "caractéristique particulière de la roche initiale". Le long de la route La Victoria-Colonia Tovar (fig. 152), j'ai observé plusieurs niveaux carbonatés et terrigènes grossiers contenant des feldspaths potassiques à l'état de clastes. Un niveau, noté f sur la coupe a (fig. 152) est à ce titre très caractéristique. On y observe soit du microcline (d'après le système de macle) soit de l'orthose (non maculée et très perthique); leurs contours sont subarrondis mais étirés; ils montrent une cataclase antérieure se traduisant notamment par des déformations des mâcles, des microfractures emplies de quartz recristallisé. Dans un même échantillon, on observe, en plus, des clastes où s'associent quartz, plagioclase et feldspath potassique. Des plages de calcite et des petits rhomboèdres très pigmentés (dolomite, ankérite) sont dispersés dans une matrice quartzo-micacée riche en micas blancs non déformés.

2.- Les affleurements situés au Sud de la Faille de la Victoria et le problème du "post-Groupe Caracas"

SMITH (1953), étudiant la région située de part et d'autre de la faille de La Victoria,

joint ses résultats à ceux de DENGO (1953) pour la réalisation d'une carte à 1 : 100 000e. Il définit, au Sud de la faille de La Victoria, des formations post-groupe Caracas, à pendage général vers le Sud, et discordantes sur le Gr. Caracas. SEIDERS (1965) définit, dans la région de Caucagua (fig. 146), d'autres formations post-Gr. Caracas; en même temps, il définit une formation incluse dans le Gr. Caracas, surmontant en continuité la Fm. Las Mercedes. Cette nouvelle unité stratigraphique -baptisée Fm. Chuspita - est composée de schistes, phyllades, quartzites et conglomérats quartzeux. MENENDEZ propose, dans sa synthèse de 1966, un autre tableau de corrélations stratigraphiques, dans la mesure où la faille de La Victoria sépare, pour cet auteur, deux "ceintures tectoniques". WEHRMANN (1972) et ASUAJE (1972) confirment les relations Chuspita-Las Mercedes. J'ai tenté sur la figure 154 de schématiser les relations stratigraphiques formationnelles proposées par les différents auteurs pré-cités pour la région La Victoria-Caucagua. Dans le secteur de Caucagua (région désignée géographiquement sous le nom de Barlo-

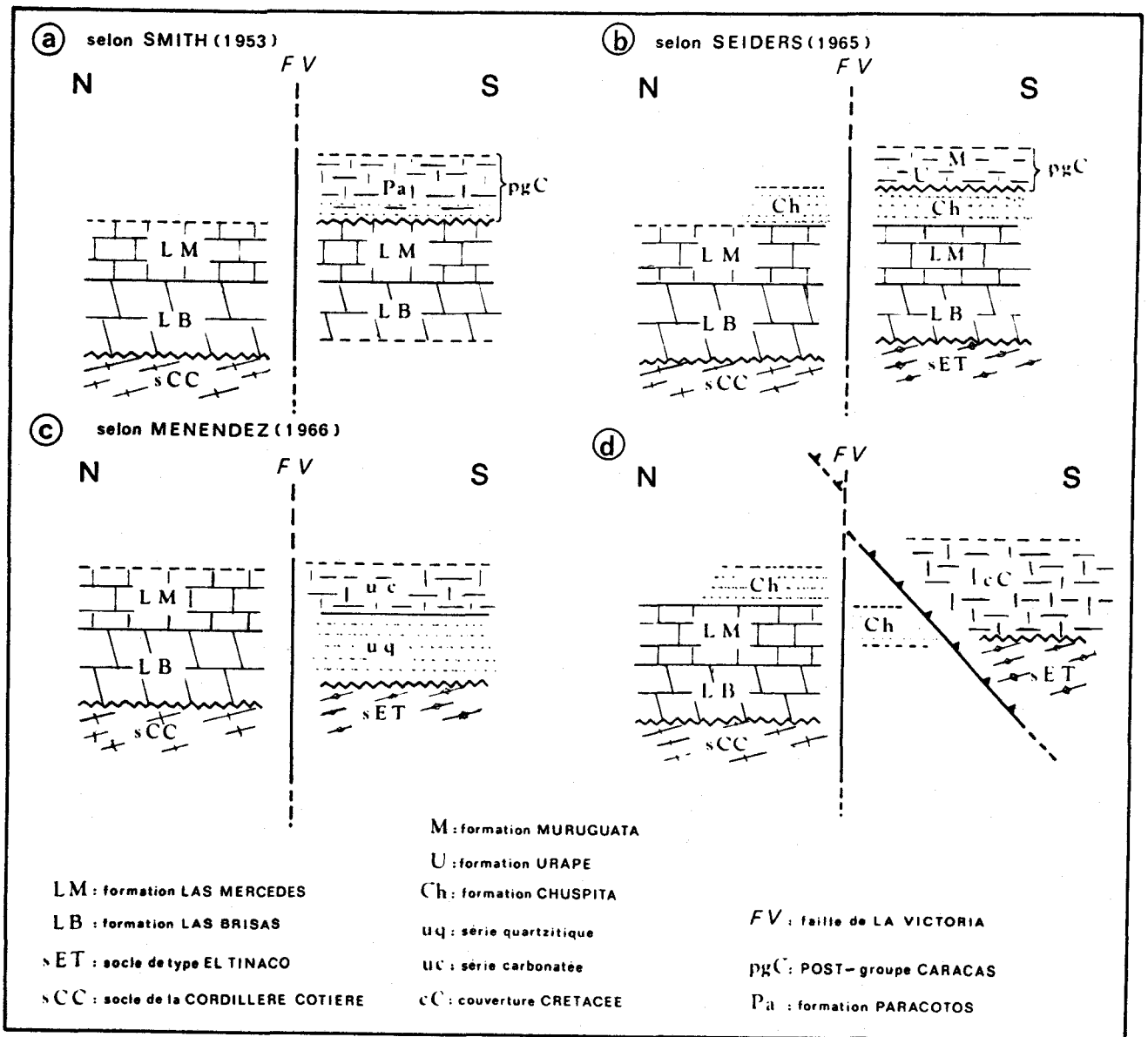


Fig. 154.- Corrélations stratigraphiques dans le secteur La Victoria-Paracotos-Caucagua, selon différents auteurs.
 Fig. 154.- Correlaciones estratigráficas en el area La Victoria-Paracotos-Caucagua, según varios autores.

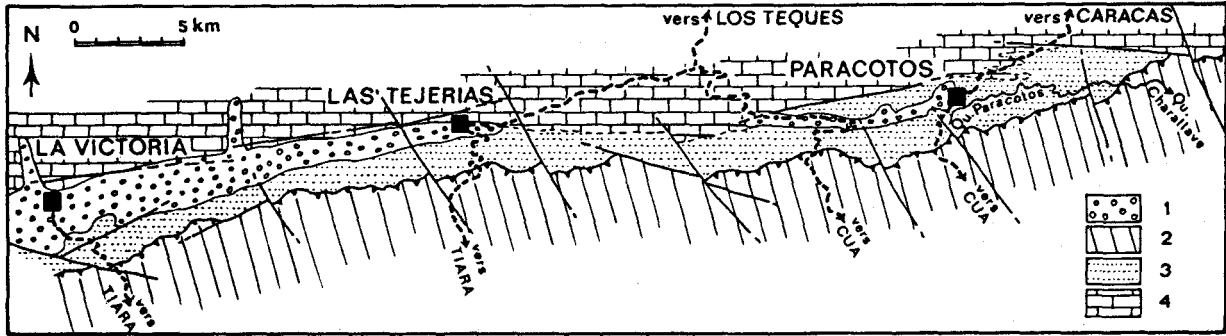


Fig. 155.-Affleurements de la Fm.Chuspita dans le secteur de La Victoria-Paracotos.

Fig. 155.-Afloramientos de Fm. Chuspita en el area La Victoria-Paracotos.

vento), MACSOTAY (1972b) récolte des Ammonites "déroulées" rapportées par cet auteur aux genres *Hamites*, *Idiohamites*, *Pseudohelioceras* et *Hemiptychoceras* et à l'espèce *Hemiptychoceras gaultinum* (PICTET). La formation Chuspita est considérée par MACSOTAY (1972b) comme d'âge Albien supérieur.

Dans l'interprétation proposée ici une étroite bande d'affleurement (quelques kilomètres de large) correspondant à la Fm. Chuspita, serait comprise entre la faille de La Victoria - accident vertical - et le contact basal de l'unité - allochtone - de Caucaagua-El Tinaco (schéma d, fig. 154).

Sur la figure 155 apparaissent les différentes coupes le long desquelles j'ai observé cette formation; le cours supérieur de la rivière Paracotos offre également de bons affleurements. La tectonisation intense de ce secteur, jointe au caractère incompetent de la Fm. Chuspita (cf. infra) rendent impossible l'établissement de coupes continues et d'une colonne stratigraphique. Aussi je résumerai les caractéristiques lithologiques principales.

De teinte généralement rouille à gris-mauve en surface altérée, les différents niveaux de la Fm. Chuspita apparaissent noirs - graphiteux et pyriteux - dans des tranchées profondes et récentes (notamment le passage de l'autoroute au Sud immédiat de Paracotos). Des schistes lustrés (sériciteux) passant localement à des phyllades constituent la roche dominantes. Des séquences d'épaisseur plurimétrique contenant des niveaux durs s'intercalent entre des séquences de même épaisseur exclusivement schisteuses (pélitiques).

Les niveaux durs - séparés au sein de chaque séquence par des interlits centimétriques à décimétriques - sont de différentes natures :

- siltites quartzitisées,
- quartzites graywackeuses et métagraywackes à grain fin, bien classées,
- grès graywackeux grossiers et conglomérats; ces derniers (atteignant 1 m d'épaisseur) contiennent des clastes très arrondis (de quelques centimètres) de quartz laiteux, de quartzite et de jaspé noir.

Dans les différents types de bancs durs, je n'ai pas observé de granoclassements nets et répétitifs. Environ deux kilomètres au Nord-Est de Paracotos, les quartzites et métagraywackes deviennent calcareuses; l'apparition progressive de minces couches de calcaires cristallins gréseux (identiques à ceux observés immédiatement au Nord de La Victoria; fig. 152) indiquerait le passage à la Fm. Las Mercedes, suivant les descriptions données par SEIDERS (1965),

WEHRMANN (1972) et ASUAJE (1972).

Les échantillons de métagraywackes et siltites quartzitisées, étudiés en lame mince, montrent une matrice argilo-pélitique recristallisée en lamelles de séricite (peu biréfringente) ou de mica blanc plus biréfringent (phengite) probable; les cristaux de quartz souvent entourés d'un liserai opaque (graphite) ont des contours généralement peu suturés. Deux échantillons contiennent en abondance du chloritoïde (route Paracotos-Caracas). Ce minéral est signalé par SMITH (1953) dans le membre inférieur de sa Fm. Paracotos. Dans les niveaux de transition avec la Fm. Las Mercedes - sous jacente - les micas blancs apparaissent plus développés.

3.- Résumé et considérations sur le paléoenvironnement

La série de la Cordillère Côtière peut se diviser en :

- un ensemble carbonaté et terrigène d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, débutant peut-être dans le Jurassique moyen. Des apports terrigènes fins et grossiers (d'origine granito-gneissique) sont présents à tous les niveaux, de même qu'une proportion variable de carbonate (calcite et dolomite). Un environnement marin peu profond (à substratum légèrement accidenté) peut être proposé au moins pour la partie inférieure beaucoup plus carbonatée (Fm. Las Brisas) à partir des arguments suivants :

- . dolomitisation (syngénétique ?; MICHARD, 1969; CHILINGAR *et al*, 1979); nous verrons ultérieurement que dans d'autres secteurs de la chaîne des évaporites sont présentes à la base de la série; cette dolomitisation a pu favoriser la "résistance" au métamorphisme (cf. *in* MICHARD, 1969);
- . mélange intime entre carbonates et matériel terrigène parfois peu évolué, en l'absence d'argument en faveur de dépôts turbiditiques;
- . éléments macrofauniques de type néritique; à ce sujet, il faut mentionner le problème du caractère biohermal du membre Zenda. DENG (1953) signale des "structures algaires discutables" et note également le caractère lenticulaire de ces calcaires dolomitiques.

Pour LAUBSCHER (1955), l'aspect lenticulaire est lié à un boudinage tectonique dans une vaste zone de cisaillement ductile.

La partie supérieure (Fm. Las Mercedes) correspond à un environnement également épicontinental peut-être plus pélagique et plus profond. La richesse en matière organique à l'état réduit et la stratification plus fine et plus rythmée sont deux arguments qui vont dans ce sens. Dolomite et ankérite s'expliqueraient alors par un processus diagénétique (?);

- un ensemble terrigène fin, localement grossier, dépourvu de carbonate, riche également en matière organique à l'état réduit. L'extrême boudinage de ces niveaux et le métamorphisme n'ont pas permis d'avoir des arguments précis caractérisant un dépôt profond par un processus turbiditique (slumps, figures de courant, ichnofaciès, cycle de Bouma, etc...); ce type de dépôt étant suggéré par le caractère graywackeux d'une bonne partie de la formation (cf. *in* DZULYNSKI et WALTON, 1965). L'absence de carbonate ne permet pas à elle seule, dans le cas présent, d'envisager un dépôt sous le niveau de compensation des carbonates. MACSOTAY (1972 a et b) à partir de considérations paléocéologiques, interprète la Fm. Chuspita comme un dépôt de talus, de profondeur moyenne (500 à 1000 m). SEIDERS (1965) mentionne des remaniements intraformationnels et envisage l'existence de turbidites.

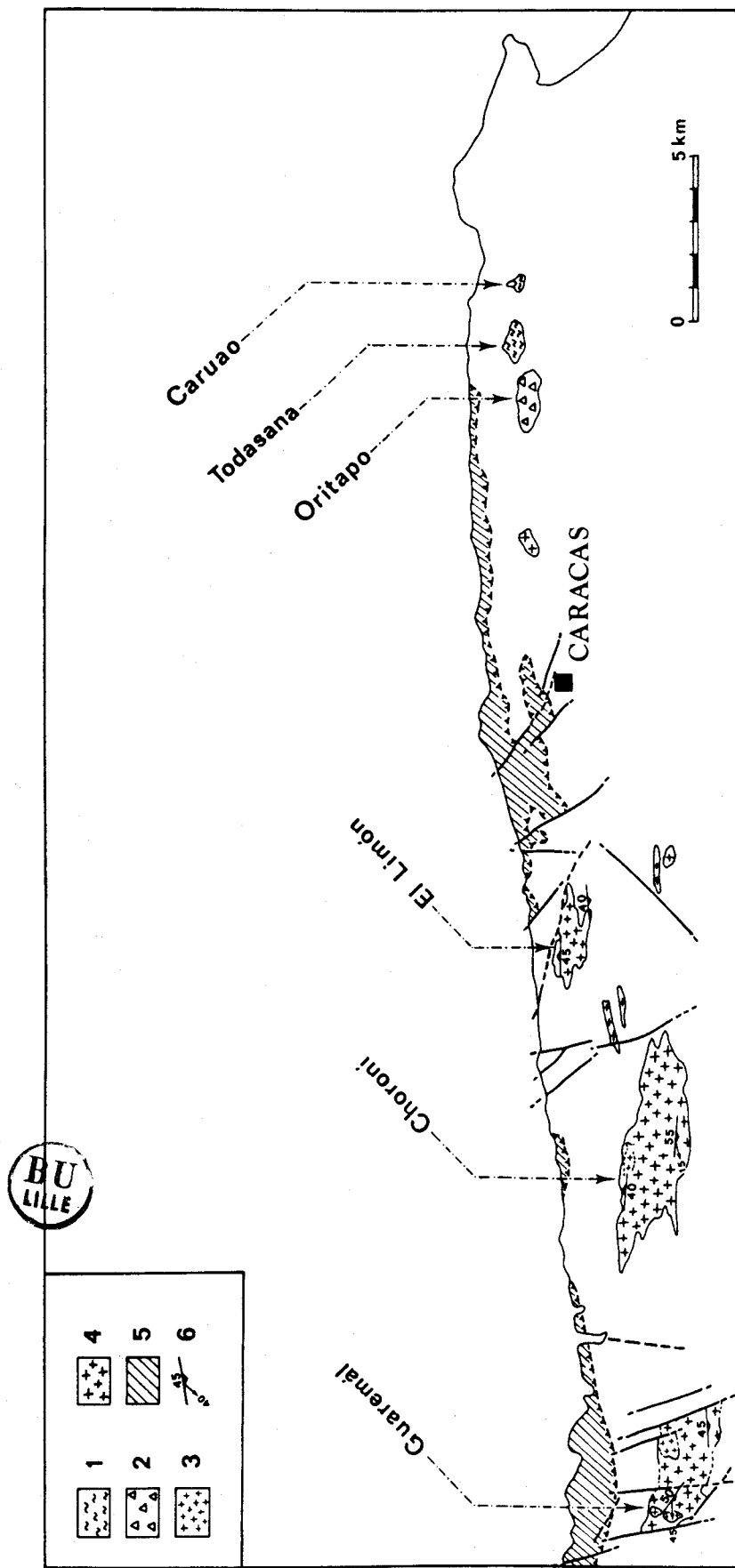


Fig. 156.- Les granitoïdes de la Cordillère Côtière dans le secteur Valencia-Puerto Cabello; d'après les travaux de GONZALEZ SILVA (1972) URBANI (1972), URBANI et QUESADA (1972).
 Légende: 1. complexe migmatitique et effusif; 2. diorite; 3. granite clair non déformé; 4. granite folié; 5. Zone de la Frange Côtière-Margarita; 6. pendage de foliation et pitch de linéation.

Fig. 156.- Los granitoïdos de la Cordillera de La Costa en el area Valencia-Cabo Codera; según Los trabajos de GONZALEZ SILVA (1972), RODRIGUEZ (1972), URBANI (1972), URBANI y QUESADA (1972).
 Legenda: 1. complejo migmatítico y volcánico; 2. diorita; 3. granito claro sin deformación; 4. granito foliado; 5. Zona de la Franja Costanera-Margarita; 6. rumbo y buzamiento de foliación y pitch de alineación.

Dans la suite du présent chapitre et ultérieurement, je désignerai les deux ensembles constituant la série de la Cordillère Côtière comme suit :

- le Malm-Crétacé inférieur calcaro-détritique,
- l'Albien grésopélimitique.

C) Les granitoïdes mésozoïques

Je désignerai sous ce vocable l'ensemble des corps plutoniques de composition granitique à dioritique autres que les orthogneiss probables mentionnés au paragraphe A. Ces différents plutons associés ou non à des complexes migmatitiques sont considérés comme d'âge Crétacé supérieur (cf. in STEPHAN, 1980); ils seront envisagés d'Ouest en Est (fig. 156).

1.- Le granite de Guaremál

Le plus étudié de tous (MORGAN, 1969; URBANI, 1972; MATTSON et JUARBE-NEGRON, 1983), le granite de Guaremál, affleure dans la région de Las Trincheras où il a été fortement entaillé lors de la construction de l'autoroute Valencia-Puerto Cabello. URBANI (1972) décrit un "granite clair, équigranulaire, à grain moyen à grossier et sans foliation"; il mentionne également une variété très claire ($M < 10\%$) et des pegmatites. Ces affleurements sont de taille réduite (moins de 1 km de largeur maximale) et inclus dans un massif plus volumineux (7 à 10 km de large) migmatique, composé de "granites variés, foliés ou non, et de gneiss ocellés en grande partie liés à une déformation cisailante" (donc des orthogneiss, pour cet auteur). L'ensemble est entouré de la Fm. Peña de Mora dont les niveaux en contact avec le massif granitique sont également, d'après URBANI (1972) des orthogneiss.

La composition minéralogique suivante est donnée par URBANI (1972); par ordre d'abondance : quartz, albite (An 6 à 10 %), microcline (non mâclé, déterminé aux rayons X), biotite fortement colorée marron à verdâtre, muscovite (considérée comme provenant de l'altération des plagioclases, ainsi que de l'épidote et de la clinozoisite). URBANI (1972) donne 19 analyses d'éléments majeurs ainsi que les analyses modales correspondantes; il considère ce granite comme palinogénétique et mis en place de façon tardicinématique. Cette dernière se situerait au Crétacé supérieur selon le plus ancien des deux âges isotropes cités par MORGAN (1969; cf. tabl. XVI) soit 79 ± 5 MA (intra-Campanien; cf. ODIN et KENNEDY, 1982).

SANTAMARIA et SCHUBERT (1975) donnent trois analyses d'éléments majeurs et de certains éléments traces pour le granite de Guaremál; ils incluent ce pluton dans une série dont le caractère calco-alcalin est argumenté par un contenu élevé en Al_2O_3 et K_2O et un contenu faible en MgO et TiO_2 . Les âges isotopiques obtenus par ces auteurs (tabl. XVI) correspondraient selon eux, à un métamorphisme postérieur à la mise en place; l'âge réel étant celui cité par MORGAN (1967).

L'interprétation du secteur de Las Trincheras est quelque peu modifiée par GONZALEZ SILVA (1972) et BELLIZZIA *et al* (1976), qui considèrent l'ensemble granitique folié comme appartenant à la Fm. Peña de Mora. Dans le travail de MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983), la bordure gneissique attribuée à la Fm. Peña de Mora par URBANI (1972) est incluse dans le granite de Guaremál. Ces auteurs distinguent quatre lithologies :

- granite modérément folié à biotite et parfois à muscovite et à grenat;
- granite non folié à petits nids de biotite et sans muscovite;

- granite leucocrate non folié à muscovite rare; ceux-ci forment des "petits corps de composition identique à celle des dykes d'aplite qui recoupent le massif";
- gneiss ocellés, situés à la périphérie du massif, ou en zones étroites à l'intérieur de celui-ci, plus riches en biotite et muscovite; ceux-ci seraient liés à une déformation et à un métamorphisme postérieur à la mise en place.

2.- Le granite de Choróní

Le plus volumineux, il est aussi le plus difficile d'accès puisque sa zone d'affleurement correspond *grosso modo* à l'étendue du Parc National Henry PITTIER. RODRIGUEZ (1972) cartographie ce pluton sans toutefois donner de description pétrographique. SANTAMARIA et SCHUBERT (1975) donnent deux analyses d'éléments majeurs et traces et incluent le granite de Choróní dans l'ensemble calco-alcalin mentionné pour le granite de Guaremál (cf. supra). Les deux âges isotopiques obtenus par ces auteurs (tabl. XVI) correspondent à la base de l'Oligocène (cf. ODIN, 1982) et sont interprétés comme pour le granite de Guaremál.

Une coupe de reconnaissance effectuée le long de la route de Choróní (fig. 146) m'a permis de faire les observations préliminaires suivantes :

- le long de cette coupe, le massif granitique de Choróní apparaît homogène à grain grossier, et déformé; une linéation d'étirement associée à une foliation sont présentes, parfois la linéation est seule;
- les contacts Nord et Sud apparaissent très nets, sans zone de transition de type magmatique ou filonienne; la foliation du granite (véritable orthogneiss ocellé parfois) est concordante avec celle de l'"encaissant"; au Nord comme au Sud, ce dernier consiste en une série de quartzites et micaschistes à deux micas, porphyroblastes d'albite (rotés) et parfois épidote et petits grenats. Ces niveaux sont identiques à ceux observés dans le secteur de la Colonia Tovar (cf. paragraphe A); un niveau d'amphibolite identique à celui mentionné pour la Colonia Tovar a été observé également;
- trois lames minces montrent la composition suivante (les feldspaths potassiques ont été colorés sélectivement), par ordre d'abondance : quartz (jusqu'à 40 %), feldspath potassique (jusqu'à

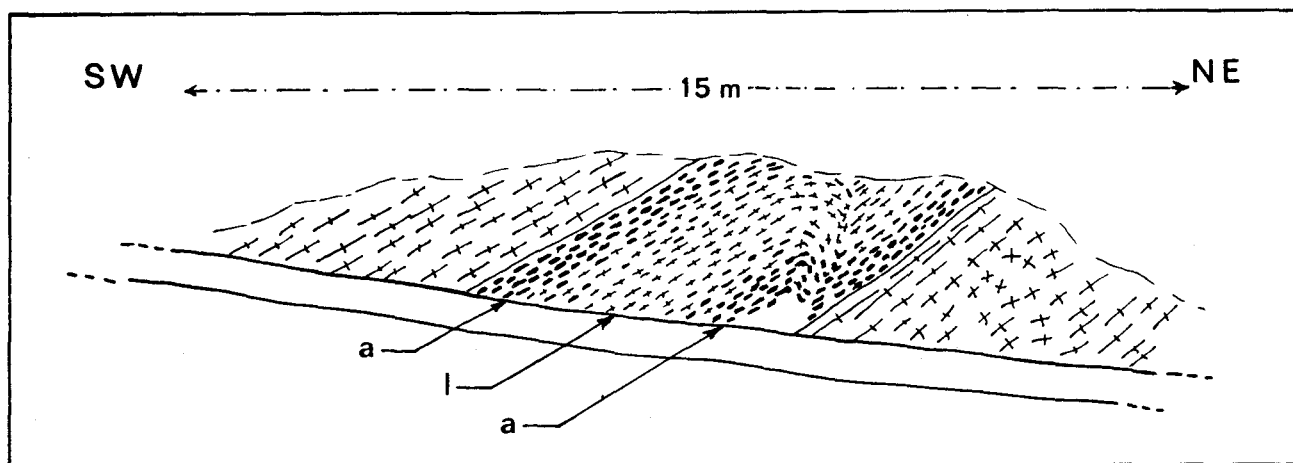


Fig. 157.- Détail de la coupe du granite de Choróní.
(Légende dans le texte).

Fig. 157.- Detalle del corte del granito de Choróní.
(Leyenda dentro del texto).

35 à 40 %), plagioclase déterminé optiquement comme de l'albite (An. < 5%), biotite brune fortement chloritisée, biotite verte à brun vert très colorée, mica blanc (muscovite probable), épidote (pistachite), petits grenats poecilites, sphère et très rares restes possibles d'amphibole brunâtre. Les feldspaths potassiques apparaissent sous forme de grandes sections (jusqu'à 5 mm) très perthitiques (orthose ?), microfracturées et "dilacérées" ou montrent des mâcles de type microcline. Le quartz est hétérogranulaire et à contours de type suturé. Les plagioclases de taille inférieure au millimètre, sont souvent fracturés et déformés et incluent épidote et mica blanc de façon dispersée. La biotite verte se présente en petits amas (nids), non altérée; le mica blanc lui est associé ainsi que l'épidote, bien cristallisée; les grenats, rares, englobent des restes de biotite chloritisée. Si l'on considère que la muscovite et l'épidote proviennent (comme le suggère URBANI, 1972, pour le granite de Guaremál) de la transformation (altération ou rétro-morphose puis recristallisation par métamorphisme prograde) d'anciens plagioclases plus calciques, le pourcentage de ferromagnésiens apparaît faible (10 à 15 % maximum). A 1 km environ de la bordure nord (au niveau d'un pont "noyé"), j'ai observé une roche à grain fin, très claire (hololeucocrate) plus pauvre en quartz; elle se distingue également par un aspect non folié et une disposition en mosaïque des quartz et des feldspaths (traduisant une restauration thermique masquant une ancienne foliation, ou bien un faciès grenu peu ou pas déformé ultérieurement ?).

Un affleurement pouvant représenter un ancien filon plus basique est observable 6 km après l'entrée du Parc National en suivant la route vers le Nord. Entre deux affleurements de granite à grain grossier fortement déformé (notamment sous le présumé filon), on observe les deux lithologies suivantes (passant l'une à l'autre, fig. 157) :

- en 1, une (ortho-?) -leptynite composée de plus de 70 % de quartz en cristaux à contours mixtes, légèrement hétérogranulaire; des feldspaths alcalins perthitiques apparaissent en phénocristaux dispersés; quelques rares plagioclases, micas blancs, biotites brun verdâtre, épidotes (pistachite) sont les constituants mineurs. Les micas blancs soulignent une foliation fruste;
- en a, une (ortho-?) amphibolite, composée en quantité sensiblement égale de quartz, d'une part, et d'amphibole verte et épidote (pistachite), d'autre part; en quantité plus faible (10% environ) apparaît un mica jaunâtre faiblement pléochroïque, à relief assez faible; les deux tiers environ des sections sont altérés en chlorite vert pâle pléochroïque à teinte de biréfringence de chlorite magnésienne; ce minéral correspondrait optiquement à de la phlogopite (cf. in ROUBAULT, 1963). Cette roche a un grain très fin, une foliation soulignée par des microplis plus riches en amphiboles ou en quartz; ce dernier apparaît fortement isogranulaire et surtout en "mosaïque", les amphiboles ont des contours francs.

3.- Le granite de El Limón

Cartographié comme "gneiss de la Colonia Tovar" par WEHRMANN (1972) et comme granite par RODRIGUEZ (1972), ce pluton a été mentionné au paragraphe A et son contact Sud-Est avec l'encaissant y a été décrit. Ce granite est folié et les échantillons prélevés montrent en lame mince, une composition et une structure identique à celle des échantillons provenant du granite de Choroni. On y observe, de plus, quelques sections de clinozoïsite et d'apatite, ainsi que des feldspaths potassiques de plus grande taille (jusqu'à 1 cm). Un faciès à grain fin hololeucocrate est observable en bordure de l'affleurement (coupe b, fig. 152); cette roche a une

foliation fruste et montre des quartz mixtes à dominante en mosaïque.

4.- Les granites au Nord-Est de Caracas

WEHRMANN (1972) mentionne des pointements granitiques considérés comme intrusifs dans la Fm. Peña de Mora. De type calco-alcalin, selon cet auteur, ils auraient subi un métamorphisme postérieur à leur mise en place.

5.- Les plutons et complexes migmatiques de Oritapo-Todasana-Caruaó

ASUAJE (1972) cartographie - sans toutefois donner de description pétrographique - de petits affleurements de diorite, diorite quartzique, tonalite et granite, ainsi qu'une zone migmatitique.

La diorite de Oritapo est étudiée ultérieurement par SANTAMARIA et SCHUBERT (1975); ces auteurs donnent deux analyses d'éléments majeurs et traces et incluent le massif dans la série calco-alcaline Crétacé supérieur; ils obtiennent deux datations isotopiques (tabl. XVI) : $76 \pm 3,9$ MA et 77 ± 4 MA, soit intra-Campanien (cf. ODIN et KENNEDY, 1982).

URBANI et QUESADA (1972) analysent en détail ce qu'ils baptisent les "Complexes Migmatitiques de Todasana et Caruaó".

Selon ces auteurs, le complexe de Todasana se compose de schistes, gneiss amphiboliques et amphibolites, traversés par des roches grenues (diorite à hornblende) ou effusives (andésite et andésite porphyrique). Le complexe de Caruaó montre les mêmes roches métamorphiques traversées uniquement par des éléments plutoniques (granite et tonalite). URBANI et QUESADA (1972) donnent une analyse pétrographique détaillée, de laquelle il me paraît important d'extraire les données suivantes :

- une composition moyenne du granite de Caruaó : quartz (30%), oligoclase sodique (25 %), microcline (20 %), muscovite (10 %), biotite (5 %), chlorite (5 %);

- une composition moyenne de la diorite de Todasana : plagioclase (45 %), hornblende actinolitique (25 %), biotite (15 %), épidote (5 %), clinopyroxène;

- le caractère non folié des roches grenues et volcaniques;

- leur caractère non métamorphisé; URBANI et QUESADA (1972) insistent sur ce caractère notamment pour les andésites; par contre, ils considèrent qu'une partie des amphibolites est liée au métamorphisme de contact des plutons.

6.- Résumé et discussion

Bien que ne disposant que de données fragmentaires concernant les différents granitoïdes mentionnés, il me paraît nécessaire de mettre en question à la fois l'homogénéité magmatique de l'ensemble ainsi que son synchronisme.

. Du point de vue minéralogique, les granites de El Limón, Choróni et Guaremál apparaissent semblables entre eux mais différents de celui de Caruaó; la moyenne des analyses modales de URBANI (1972) pour le granite de Guaremál ainsi que mes observations sur les granites de Choróni et d'El Limón montrent que ceux-ci sont plus riches en feldspath potassique et nettement plus clairs. Par ailleurs, les complexes migmatitiques de Caruaó et Todasana comportent des termes tonalitiques, dioritiques et monzodioritiques (cf. diagramme de STRECKEISEN, 1974; fig. 158).

Dans le diagramme APQ (fig. 158), les analyses modales de URBANI (1972) se placent essentiellement dans le domaine des monzogranites (3b) et des granodiorites (4); les échantillons des granites de El Limón et de Choróní se placeraient dans le haut du domaine des monzogranites (3b) ou des syénogranites (3a). Une incertitude est liée à la nature du plagioclase, l'albite (An < 5 %) devant être comptabilisée dans les feldspaths alcalins; si cette dernière est secondaire (métamorphisme post-mise en place), le plagioclase initial a pu être plus calcique auquel cas il devrait être comptabilisé en tant que tel (cf. problème de la séparation des alaskites et des syénogranites, in LAMEYRE, 1980).

Comme je l'ai souligné antérieurement, les granites de Choróní, El Limón et Guaremál sont leucocrates et, parallèlement, alumineux (la présence de grenat pouvant être un argument supplémentaire pour ce dernier caractère). Les associations de Caruao, Todasana et Oritapo apparaissent différentes. URBANI et QUESADA (1972) proposent de corrélérer le volcanisme andésitique avec celui connu dans l'île de Margarita et dans les îlots voisins de Los Frailes (Fm. Los Frailes). J'ajouterai d'autres propositions de corrélations dans les chapitres qui

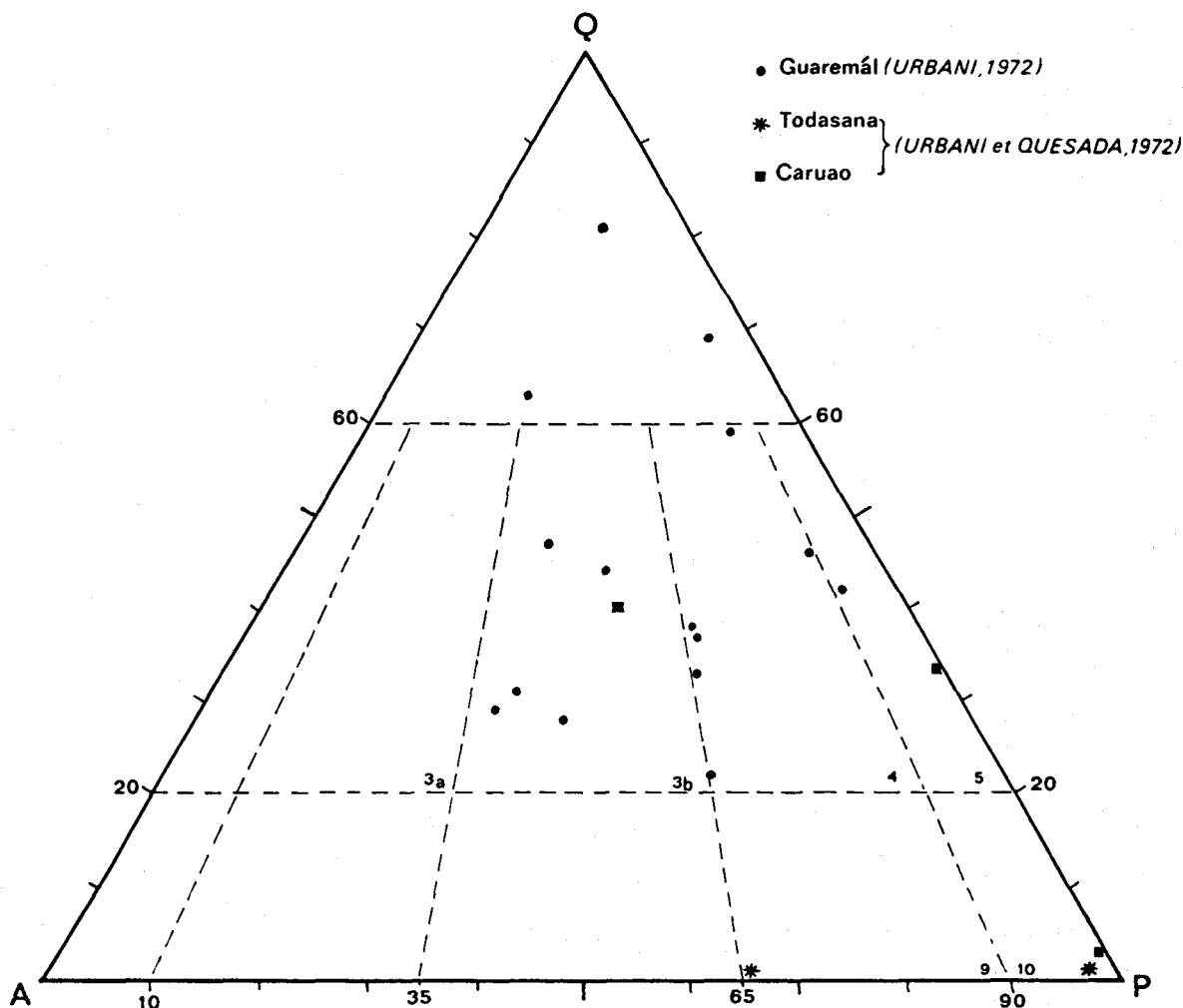


Fig. 158.- Représentation de quelques granitoïdes mésozoïques de la Cordillère Côtière dans le diagramme de STRECKEISEN (1974)

Fig. 158.- Ubicación de algunos granitoïdos mesozoïcos de la Cordillera de la Costa en el diagrama de STRECKEISEN (1974).

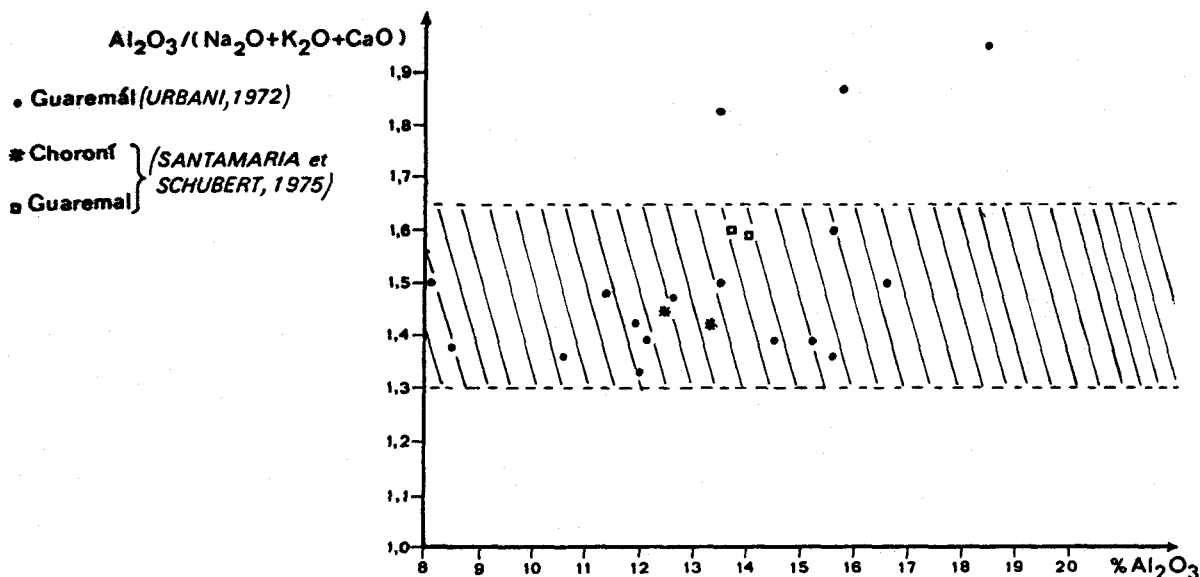


Fig. 159.- Valeurs du rapport $Al_2O_3 / (Na_2O + CaO + K_2O)$ pour les granites de Choroni et Guaremál.

Fig. 159.- Valores de $Al_2O_3 / (Na_2O + CaO + K_2O)$ para los granitos de Choroni et Guaremál.

vont suivre, en particulier avec un magmatisme considéré comme contemporain (Sénonien supérieur) apparaissant dans l'île de Tobago et dans les Antilles Hollandaises.

- Malgré le faible volume et l'hétérogénéité des données disponibles, il est tentant d'essayer de placer ces différents granitoïdes dans une classification génétique, telle que celles proposées par CHAPPELL et WHITE (1974, in DIDIER et al, 1982), LAMEYRE et BOWDEN (1982), PITCHER (1982), DIDIER et al (1982), à partir d'études comparées (cf. également CAPDEVILA et FLOOR, 1970). Envisageons les granites de Choroni, El Limón et Guaremál; leur composition pourrait - au moins *pro parte* (cf. supra) - être comparée à celle des leucogranites; par ailleurs, URBANI (1972) signale une grande richesse en enclaves ("xénolithes") de taille variée (quelques cm à 10 m). Un des critères de discrimination cités par DIDIER et al (1982) a été utilisée ici : le rapport entre Al_2O_3 , d'une part, et K_2O , CaO et Na_2O , d'autre part, (cf. fig. 159; rapport des % des masses d'oxydes). Toutes les valeurs sont supérieures à 1,3 et se regroupent, pour l'essentiel, entre 1,3 et 1,65 (cf. bande hachurée, fig.159).

Les différentes remarques qui précèdent amèneraient à rechercher plutôt une origine de type "S", soit un plutonisme non lié à un phénomène de subduction. LAMEYRE, AUTRAN et al (1980), dans leur synthèse sur les granitoïdes de France, rappellent que souvent des "écaillages majeurs conduisant à un épaissement de la croûte" ou des "sous-charriages intracrustaux" sont invoqués pour expliquer la genèse de certaines séries de granites paléozoïques.

Avancer dans une discussion sur le genèse de ces granitoïdes ne peut se faire qu'après avoir envisagé leur contexte structural et la chronologie de leur déformation et de leur mise en place.

- Le degré de déformation est également différent selon que l'on considère les complexes de Caruao, Todasana et Oritapo, d'une part, et les granites de Guaremál, Choroni et El Limón, d'autre part. Les premiers sont indemnes de déformation (URBANI et QUESADA, 1972) tandis que les seconds montrent une nette linéation associée à une foliation (MATTSON et JUARBE-NEGRON, 1983; et supra). Seules les portions claires ne présentent pas le caractère mylonitique ou

blastomylonitique; elles pourraient correspondre comme le suggèrent les observations de MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) et URBANI (1972) à une remobilisation (surtout thermique) locale plus qu'à des zones préservées de la déformation. Le problème des rapports chronologiques entre la déformation et la mise en place des ces granites se pose également; s'agit-il du résultat d'une phase tectonique nettement postérieure au plutonisme ou bien d'une fabrique acquise lors de la mise en place ? D'une récente séance de la Société Géologique de France consacrée aux relations entre structures, microstructures et plutonisme (B.S.G.F., 7è s., t. XXV, n° 3, 1983) se dégage l'idée que, dans bon nombre des cas étudiés, la fabrique tectonique serait synchrone de la mise en place au sein de vastes zones de cisaillement ductile, notamment pour certains granitoïdes hercyniens (cf. COURRIOUX, 1983; FERNANDEZ et LABOUE, 1983; PONS, 1983). Pour les granites de Guaremál, Choróní et El Limón, ce problème sera envisagé conjointement avec celui du métamorphisme et des déformations associées, pour l'ensemble de la série de la Cordillère Côtière (socle, couverture et granitoïdes).

- L'âge des granitoïdes peut être discuté d'abord à partir des relations stratigraphiques au sens large. Pour URBANI (1972) comme pour MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983), le granite de Guaremál, dans son ensemble, est circonscrit par des quartzites et micaschistes attribués par le premier à la Fm. Peña de Mora et par les seconds à la Fm. Las Brisas. Le long de la coupe du granite de Choróní et sur le bord Sud-Est du granite de El Limón, j'ai observé le même dispositif. D'après la carte de RODRIGUEZ (1972), les petits massifs granitiques situés entre le granite de Choróní et celui de El Limón, ainsi que ces derniers, sont au contact de la Fm. Las Brisas. Les complexes de Caruao et Todasana ainsi que la diorite de Oritapo affleurent au sein de ce que URBANI et QUESADA (1972) appellent la "ceinture médiane" de la Fm. Peña de Mora, composée de gneiss oillé. Il n'est pas fait mention dans les différentes études que j'ai consultées, de contact entre les granitoïdes et la Fm. Las Mercedes. MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) notent qu'il n'y a pas d'effet de métamorphisme de contact visible à la périphérie du granite de Guaremál. Il propose deux hypothèses explicatives : ou le granite s'est mis en place dans des conditions telles que l'encaissant était à une température voisine de celle de l'intrusion, ou bien, l'auréole a disparu tectoniquement lors d'une montée postérieure. Une troisième hypothèse me paraît devoir être ajoutée : les rapports encaissant-pluton ont pu être oblitérés par un métamorphisme et une fabrique postérieurs. Les grenats chloritisés observés aux abords du granite d'El Limón pourraient correspondre à un témoin de métamorphisme de contact antérieur.

Une partie des âges isotopiques (cf. tabl. XVI) obtenus par différents auteurs sur les granitoïdes de Choróní et Guaremál mettent en évidence ce qui est considéré comme un rajeunissement post-mise en place, entre $30 \pm 1,9$ MA et 33 ± 3 MA (Oligocène inférieur, selon ODIN, 1982). Des âges plus anciens placent le granite de Guaremál et la diorite de Oritapo dans l'intervalle $76 \pm 3,9$ MA et 79 ± 5 MA (MORGAN, 1969; SANTAMARIA et SCHUBERT, 1975), soit le Campanien. Ce second âge, au moins pour le granite de Guaremál, me paraît pouvoir être discuté pour les raisons suivantes :

- la pétrographie des échantillons datés n'apparaît pas dans les publications citées; en particulier, il n'est pas précisé s'il s'agit de granite folié ou des "corps granitiques non foliés" cités par URBANI (1972) et MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983);

- WEHRMANN (1972) considère que les granites situés au Nord-Est de Caracas ont subi un métamorphisme post-intrusion; les observations pétrographiques réalisées dans le granite de El Limón et le long de la coupe de la Colonia Tovar (fig.152) vont dans ce sens. Des arguments existent (cf. infra) pour placer le métamorphisme de la série mésozoïque de la Cordillère Côtière à la limite Sémonien inférieur-Sémonien supérieur; dans cette hypothèse, c'est ce métamorphisme qui serait mis en évidence par les âges isotopiques campaniens.

Au moins deux hypothèses apparaissent possibles compte-tenu des données stratigraphiques et radiochronologiques :

- l'âge Campanien correspond à la mise en place et l'âge Oligocène à un métamorphisme ultérieur; les ensembles Guaremal-Choroní-El Limón et Caruao-Todasana-Oritapo seraient contemporains; c'est l'hypothèse admise par URBANI (1972), BELLIZZIA (1972), MARESCH (1974), STEPHAN et al (1980);

- l'âge Crétacé supérieur correspond à un métamorphisme (postérieur à la foliation et à une rétro-morphose ?) pour les granites de Guaremal, Choroni et El Limón; l'âge de leur mise en place serait alors anté-Campanien, mais il resterait à expliquer un "rajeunissement" des biotites à l'Oligocène. Dans cette hypothèse, les ensembles de Caruao, Oritapo et Todasana seraient eux contemporains de ce métamorphisme campanien, ou bien légèrement postérieurs (cf.

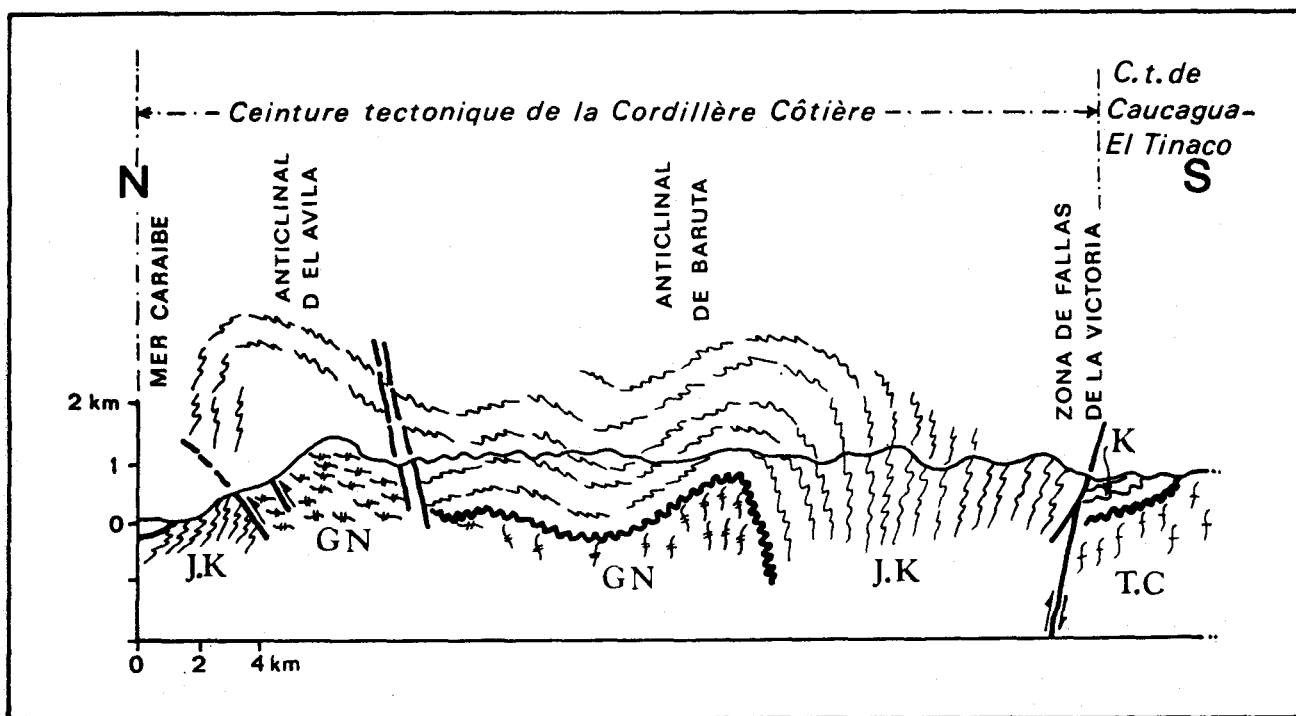


Fig. 160.- Coupe transversale de la Ceinture Tectonique de la Cordillère Côtière dans la région centrale selon MENENDEZ (1966).

Légende : G.N. gneiss granitiques de Sebastopol et Peña de Mora; T.C. Complexe d'El Tinaco et équivalents; J.K. Gr. Caracas; K. roches volcaniques et sédimentaires épimétamorphiques (partie supérieure du Gr. Caracas et Fms post-Gr. Caracas).

Fig. 160.- Corte transversal de la Faja Tectónica de la Cordillera de la Costa en la región central, tomado de MENENDEZ (1966).

Leyenda : G.N. gneis graníticos de Sebastopol y Peña de Mora; T.C. Complejo de El Tinaco y equivalentes; J.K. Gr. Carácas; K. rocas volcánicas y sedimentarias ligeramente metamorfizadas (parte superior del Gr. Caracas y Fms.post-Gr. Caracas).

URBANI et QUESADA, 1972); rappelons à ce sujet l'âge Sénonien supérieur et le caractère polyphasé de l'intrusion tonalitique d'Aruba (PRIEM *et al*, 1978).

III. STRUCTURES, MICROSTRUCTURES ET METAMORPHISME DE LA ZONE DE LA CORDILLERE COTIERE DANS LA REGION VALENCIA-CABO CODERA

A) Considérations structurales d'ensemble

Les cartes et coupes de DENG0 (1953) ainsi que la carte de BELLIZZIA *et al* (1976) mettent en évidence une structure grossièrement anticlinoriale. Le gneiss de Sebastopol et la formation Peña de Mora affleurent en position médiane au sein d'un ensemble orienté Est-Ouest. Cette structure principale apparaît modifiée par des accidents subverticaux (fig. 147, fig. 156) - à expression topographique nette - qui ne sont pas propres au domaine de la Cordillère Côtière et qui sont décrits dans le chapitre III. Sur la coupe de MENENDEZ (1966), l'antiforme de la Cordillère Côtière est subdivisée en anticlinal d'El Avila (Nord) et de Baruta (Sud) (fig. 147 et fig. 160), cette structure se simplifiant à l'Ouest de Caracas.

Selon MARESCH (1974), le dispositif en antiforme est surtout acquis au Crétacé supérieur en liaison avec le plutonisme acide. DENG0 (1953) insiste sur le rôle de la tectonique cassante récente; BELLIZZIA (1972), BELLIZZIA *et al* (1980), STEPHAN *et al* (1980), MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) considèrent que la structure d'ensemble tient à la fois du horst et de l'antiforme et s'est édifiée *pro parte* après l'Eocène et plus probablement au Néogène; le jeu normal de grandes cassures telles que la faille Caraïbe, la faille de La Victoria, ou des failles qui limitent la Fm. Peña de Mora à l'Est de Caracas (fig. 147), ont joué un rôle important ainsi qu'un "puissant serrage" sub-Nord-Sud, d'âge fini-éocène (STEPHAN *et al*, 1980).

Cet anticlinorium apparaît nettement dissymétrique, comme le soulignent STEPHAN *et al* (1980), "la couverture mésozoïque étant largement développée sur le flanc méridional". Sur le flanc Nord n'affleure que la Fm. Las Brisas selon DENG0 (1953), RODRIGUEZ (1972), WEHRMANN (1972), ASUAJE (1972), tronquée, de plus, par le chevauchement basal de la Zone de la Frange Côtière-Margarita (STEPHAN *et al*, 1980). Dans le secteur compris entre le granite de El Limón et cette dernière, je n'ai observé que des éléments appartenant à la Fm. Peña de Mora dont des gneiss ocellés (aux environs de Chichiriviche, (fig. 147).

Au Nord du granite de Choróní, j'ai observé également des quartzites et micaschistes semblables à ceux de la Colonia Tovar, venant directement au contact d'affleurements que j'attribue à l'unité Frange Côtière-Margarita (cf. infra). Le même dispositif existe au Nord du granite de Choróní, ce dernier étant en contact avec la Fm. Nirgua (cf. Carte de GONZALEZ SILVA, 1972). Les niveaux carbonatés (dolomitiques) et terrigènes grossiers décrits le long de la coupe de la Colonia Tovar n'apparaissent pas sur le flanc Nord. Si l'on restreint l'appellation Las Brisas à ces derniers, il faut admettre que, sur le flanc Nord, n'affleurent que les quartzites et micaschistes de la Fm. Peña de Mora et les orthogneiss associés. Ces faits accentuent le caractère dissymétrique de la structure de la Cordillère Côtière. Envisageons le détail de structures de chacun des différents ensembles décrits au paragraphe II.

B) Les différents gneiss, les quartzites et micaschistes, et les granitoïdes mésozoïques foliés

Lorsque les orthogneiss attribués à la Fm. Peña de Mora et leurs équivalents (cf. para-

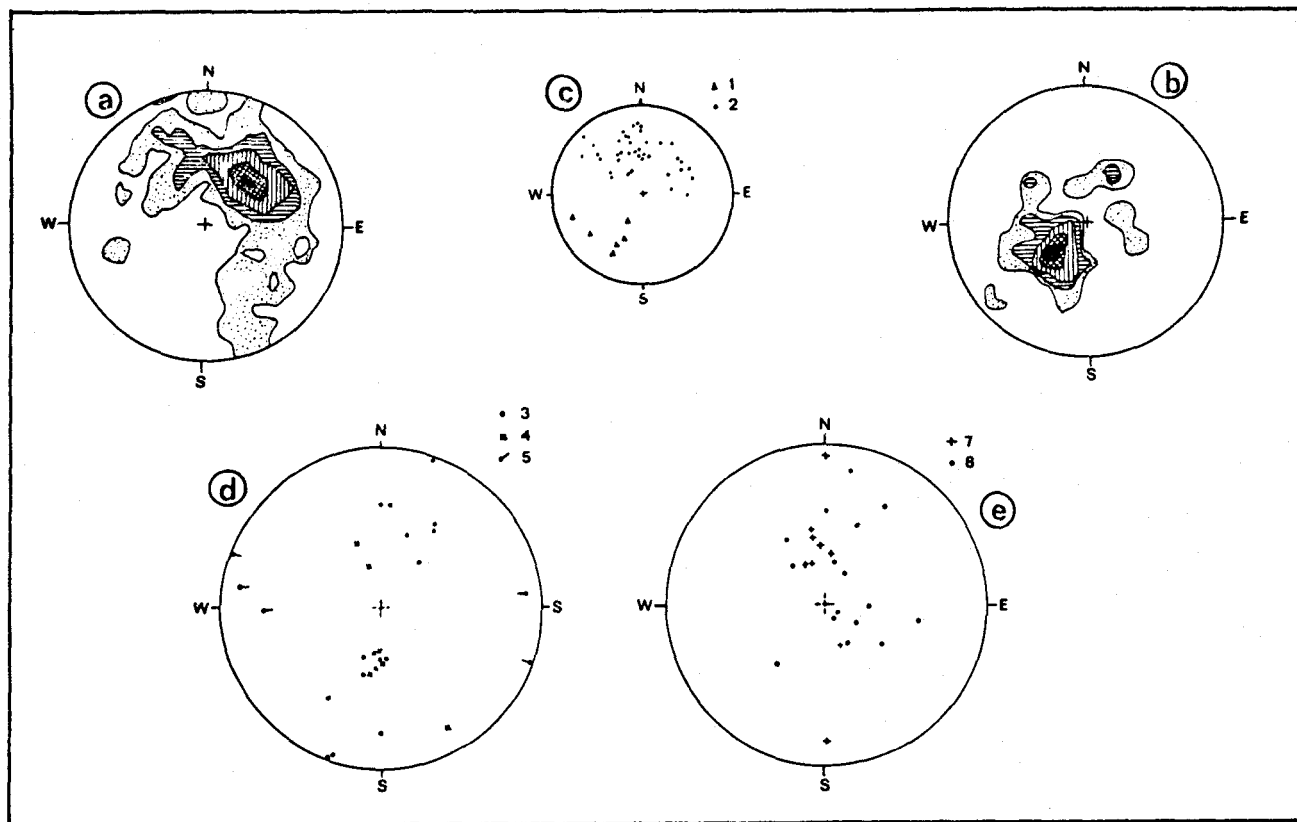


Fig. 161.-Géométrie de la déformation des granites de Guaremál, Choróni, et El Limón, et de leur encaissant. Légende: a et b. granite de Guaremál et Fm. Peña de Mora, tiré de URBANI (1972); a. foliation (332 poles), b. linéation (42); c. granite de Guaremál, tiré de MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983); 1. linéation; 2. pole de foliation; d. granites de Choróni et El Limón; 3. pole de foliation, Choróni; 4. pole de foliation, El Limón; 5. linéation, granite de Choróni; e. Fm. Peña de Mora et Gr. Caracas, secteur de la Colonia Tovar; 7. pole de foliation, Gr. Caracas; 8. pole de foliation Fm. Peña de Mora (a, b, c, canevas de SCHMIDT, hémisphère inférieur; d, e, canevas de WULFF, hémisphère inférieur).

Fig. 161.-Geometria de la deformación de los granitos de Guaremál, Choróni, y El Limón, y de la roca-caja. Leyenda: a y b, granito de Guaremál y Fm. Peña de Mora, tomado de URBANI (1972); a. foliación (332 polos), b. alineación (42); c. granito de Guaremál, tomado de MATTSON y JUARBE-NEGRON (1983); 1. alineación; 2. polo de foliación; d. granitos de Choróni y El Limón; 3. polo de foliación, Choróni; 4. polo de foliación, El Limón; 5. alineación, granito de Choróni; e. Fm. Peña de Mora y Gr. Caracas, area de la Colonia Tovar; 7. polo de foliación, Gr. Caracas; 8. polo de foliación, Fm. Peña de Mora (a, b, c, proyección equiaeral; d, e, proyección equiangular; hemisferos inferiores).

graphe II-A) sont observés au contact des quartzites et micaschistes, ou bien au contact des granitoïdes mésozoïques foliés, une concordance structurale est observable (URBANI, 1972; MATTSON et JUARBE-NEGRON, 1983; et observations personnelles). Dans les granitoïdes mésozoïques, il s'agit d'une foliation de type cisailante ductile associée à une linéation d'étirement, conduisant à une structure de type mylonitique ocellée à blastomylonitique (cf. in BARD, 1980). Dans les quartzites et micaschistes, on observe une structure également mylonitique (blastomylonitique à ultramylonitique) avec des quartz de type "platten" et à contours fortement suturés (cf. in BARD, 1980; et in BOUCHEZ et PECHER, 1981); cette structure disparaissant dans certains cas par recristallisation postérieure (cf. au contact du granite de El Limón). Les micas blancs (muscovite probable) peu ou pas déformés sont syn-foliation, les biotites vertes - plus petites et plus épaisses - ont une disposition moins régulière. Localement, j'ai observé les micas en position mimétique de tête de microplis isoclinaux; ce fait joint à leur caractère peu ou pas déformé suggère que leur développement est tardif par rapport à la déformation "mylonitisante" ou à une autre déformation isoclinale plus ancienne encore. Dans un orthogneiss attribué à

la Fm. Peña de Mora (secteur de Chichiviriche, cf. paragraphe II-A), on observe une foliation mylonitique avec un degré d'aplatissement et de fracturation des feldspaths potassiques ainsi qu'une structure blastomylonitique beaucoup plus forts que dans les granites de Choróni et de El Limón (observations personnelles). Cette observation suggère une déformation antérieure, reprise et accentuée et va dans le sens des observations détaillées de MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) qui décrivent dans le "gneiss granitique" (fig. 149) une foliation antérieure à la foliation principale, "régionale"; cette dernière étant nommée S.1 et la plus ancienne S-1. Pour les quartzites et micaschistes, cette foliation apparaît - là où je l'ai observée - parallèle aux changements lithologiques donc au So de ces niveaux. Cette structure confère localement un aspect "gneissique" à ces niveaux, mais en aucun cas, la proportion de feldspath et l'existence éventuelle d'une ségrégation métamorphique ne permettent de parler de gneiss s.s. MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) décrivent - dans le "gneiss granitique" et le gneiss de Sebastopol - des plis isoclinaux serrés. La géométrie moyenne de cette foliation S-1 a été représentée sur la figure 156 (cf. également les diagrammes a, b, c et d de la figure 161); les données sont, pour l'essentiel, empruntées à URBANI (1972), RODRIGUEZ (1972), GONZALEZ SILVA (1972) et MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983). Pour les massifs granitiques, la foliation à pendage Sud sur le versant Sud se redresse et passe à un pendage Nord sur le flanc Nord indiquant, semble-t-il, un rebroussement à l'approche du contact basal de l'Unité Frange Côtière-Margarita. Dans les environs de Chichiviriche, j'ai observé, quelques dizaines de mètres sous ce contact, une microdéformation supplémentaire importante dans les quartzites (Fm. Peña de Mora), en l'occurrence des microplis de type kink et des microfractures très serrées dans les micas blancs; alors que, ailleurs, (secteur de la Colonia Tovar), ceux-ci sont peu ou pas déformés.

L'attitude de cette foliation régionale S-1 et de la linéation associée se modifient sensiblement aux abords de grands accidents subverticaux NNW-SSE à N-S., notamment dans le secteur du granite de Guaremál (cf. fig. 156 et diagramme a, b, c et d, fig. 161). Dans le massif de Guaremál (URBANI, 1972; MATTSON et JUARBE-NEGRON, 1983) la linéation (subhorizontale ailleurs) acquiert un pitch de 40 à 50°, tandis que la foliation prend une direction NW-SE; un soulèvement relatif du massif (compartiment Est) et un jeu décrochant dextre expliqueraient cette double modification.

Si l'on considère que les granites du Guaremál, Choróni et El Limón correspondent à des plutons individualisés (ce qui reste à démontrer compte-tenu de leur caractère peu intrusif), il faut remarquer que ces différents massifs ne possèdent pas chacun une disposition propre de leur microfabrique. Celle-ci, au contraire, a une attitude commune et continue du granite du Guaremál jusqu'à l'Est du granite de El Limón; cette même foliation se prolonge dans les quartzites et orthogneiss (Fm. Peña de Mora) jusqu'au Cap Codera (et peut-être beaucoup plus loin vers l'Est, cf. infra). Cette disposition permet d'envisager deux hypothèses:

- synchronisme de la mise en place et de la microfabrique à la manière de certaines bandes granitiques hercyniennes d'Europe occidentale (cf. in LAMEYRE, AUTRAN *et al.*, 1980; COURRIOUX, 1893, etc ...); dans son analyse structurale du granite de Guaremál, URBANI (1972) considère que linéation et foliation sont acquises durant la mise en place du pluton;
- acquisition de la microfabrique au cours d'une phase orogénique postérieure au plutonisme.

Les données pétrographiques de URBANI (1972) et MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983), une remarque de WEHRMANN (1972) sur le caractère "métamorphisé" des granites m'ont conduit à poser

le problème d'un métamorphisme (post-mise en place) des massifs granitiques de Choróní, Guaremal et El Limón. Les arguments possibles en faveur de cette hypothèse sont les suivants :

- . l'existence possible de deux générations de biotite, la seconde disposée en nids et peu ou pas déformée;
- . le développement de grands micas blancs associés à de l'épidote, ces deux minéraux n'étant pas déformés;
- . la continuité de la foliation entre ces granites et les quartzites (coupe a , fig. 152), foliation soulignée par les mêmes micas dans le même état non déformé;
- . l'existence au sein des massifs foliés, de zones non foliées et à microstructures traduisant une restauration thermique (liée à un effet de socle ?; cf. GUITARD, 1970; FONTEILLES et GUITARD, 1964); cette hypothèse a été invoquée plusieurs fois, y compris pour des niveaux appartenant aux quartzites et micaschistes (Fm. Peña de Mora), ainsi que pour un hypothétique filon plus basique observé dans le granite de Choróní (fig. 157). Ce métamorphisme serait associé à une déformation nettement moins pénétrative que celle ayant produit la foliation S-1; cette seconde déformation serait responsable de plis tels que celui représenté sur la figure 157 et aussi, à plus petite échelle, de la rotation des porphyroblastes d'albite (cisaillement simple). Dans la région de Las Trincheras, MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) décrivent - dans le granite de Guaremal et la Fm. Peña de Mora - une déformation F 2 ayant produit des "plis ouverts, généralement dissymétriques" associés à un clivage de type strain-slip.

Le métamorphisme - sur les caractéristiques duquel nous reviendrons à propos du reste de la série - pourrait être associé (précéder immédiatement) le magmatisme des complexes de Caruao et Todosana, d'âge présumé Campanien.

Remarque : Dans la région de Caracas, DENGO (1953) décrit la Fm. Antimano dans laquelle il inclut des marbres et des "roches vertes" amphibolitiques. Cette formation vient au contact de quartzites intercalés d'amphibolite contenant jusqu'à 60 % de glaucophane (DENGO, 1953, p. 25). Cet auteur signale également des schistes à glaucophane dans sa Fm. Peña de Mora. On peut se demander si ces différents affleurements n'appartiennent pas à la même série des quartzites et micaschistes (décrits dans le secteur de la Colonia Tovar) mais à des niveaux plus profondément déformés et intercalés d'anciennes laves et d'anciens tufs.

C) La série jurassique-crétacée

J'envisagerai ici la série débutant par les marbres dolomitiques et arkoses de la Fm. Las Brias (cf. discussion au paragraphe II.8).

DENGO (1953) note que la foliation régionale est parallèle à la stratification originelle et note l'existence d'une crénulation postérieure visible surtout dans les schistes et faisant un "angle élevé avec la direction de foliation". WEHRMANN (1972) note que S-1 n'est pas systématiquement parallèle à S-0 mais ne précise pas dans quelles conditions. Il décrit également une fabrique planaire S-2 de type "crénulation-fracture". LAUBSCHER (1955) étudie en détail le mécanisme de boudinage par cisaillement ductile au sein des marbres dolomitiques. STEPHAN *et al* (1980) résument la structuration de la Cordillère Côtière comme suit : "plis isoclinaux synschisteux, cisaillements et plis associés à vergence Sud, plis-fractures à plans axiaux subverticaux liés à un puissant serrage". MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983) décrivent (en plus des deux déformations

affectant les granites et gneiss) une phase de plissement de type kink à flancs dissymétriques associés à une contrainte NNW-ENE et suggérant un mouvement de chevauchement relatif vers le Nord; une quatrième phase - de bombement - termine la succession proposée par ces auteurs.

S'agissant du métamorphisme du Gr. Caracas, DENG (1953) considère qu'il est métamorphisé dans le faciès "schistes verts" et *pro parte* dans le faciès "amphibolites à albite et épidote" et dans le faciès "amphibolites". Cet auteur note que le degré de métamorphisme augmente du Sud vers le Nord. Pour WEHRMANN (1972), l'ensemble du groupe Caracas appartient au faciès schistes verts et plus précisément :

- au sous-faciès à quartz-albite-muscovite-chlorite,
- et au sous-faciès à quartz-albite-épidote-biotite.

N'ayant pas effectué d'étude pétrologique détaillée dans la Cordillère Côtière, je rappellerai les observations préliminaires réalisées depuis les schistes et quartzites albiens (Fm. Chuspita) jusqu'au sommet des quartzites et micaschistes à deux micas (Fm. Peña de Mora). La progression serait la suivante : séricite-chlorite; séricite-mica blanc (phengite) et localement chloritoïde; mica blanc (muscovite ?)-albite; muscovite-biotite (rare, de teinte verte)-albite. La progression se poursuit avec le passage aux quartzites de la Fm. Peña de Mora où la biotite verte devient abondante ainsi que l'épidote (pistachite). Il faut noter dans la partie inférieure de

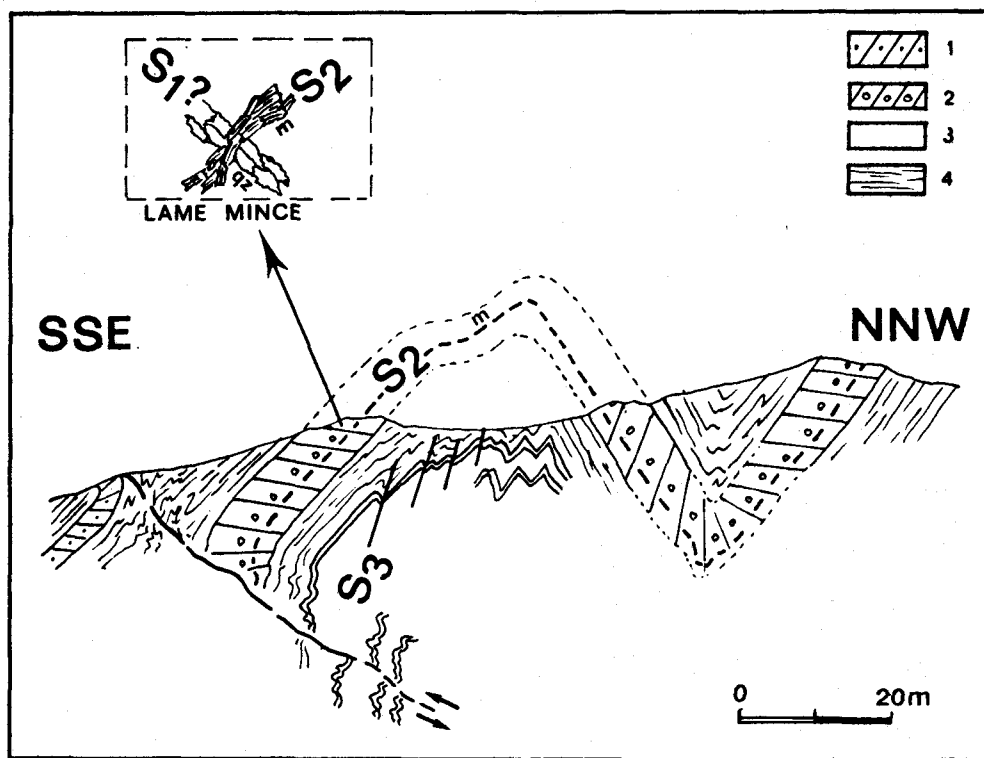


Fig. 162.- Superposition schématique des déformations sur le flanc Sud de la Cordillère Côtière dans la Fm. Las Brisas (Malm).

Légende : 1. marbre dolomitique quartzitique; 2. microconglomérat quartzique calcareo-dolomitique; 3. quartzite calcareo-dolomitique; 4. schistes et calcschistes; m. micas (essentiellement muscovite); qz. quartz aplati à extrémités suturées.

Fig. 162.- Sucesión esquemática de las deformaciones en el flanco Sur de la Cordillera de la Costa en la Fm. Las Brisas (Malm).

Leyenda : 1. marmol dolomítico cuarçítico; 2. microconglomerado cuarçítico calcáreo-dolomítico; 3. cuarçita calcáreo-dolomítica; 4. esquisto y esquisto calcareo; m. micas (mayormente muscovita); qz. cuarzo aplastado de tipo suturado.

la Fm. Las Brisas (et dans les niveaux sous-jacents), une chloritisation importante des micas tandis que l'albite n'est pas altérée (légère rétro-morphose postérieure?) Par ailleurs, je n'ai pas observé de microcline métamorphique dans ces niveaux, ni une augmentation de la teneur en anorthite des plagioclases (y compris dans les quartzites sous-jacents à la Fm. Las Brisas).

Du point de vue déformation, les niveaux compétents (en particulier les épaisses couches calcaréo-dolomitiques-quartzitiques de la Fm. Las Brisas) ont un pendage général vers le Sud modifié localement par des plis hectométriques ouverts et dissymétriques (à flanc court, à regard Nord, cf. coupe a, fig. 152).

Dans les intervalles plus schisteux, cette figure est reproduite à échelle métrique ou centimétrique, associée localement à une crénulation de microplis (arrondis ou de type kink) et un clivage fruste de fracture; j'ai observé ce dernier avec un pendage moyen de 60 à 80° (passant à 90° lorsqu'il s'agit de plis kink) et une direction identique à celle de la foliation régionale; la vergence relative de ces déformations étant vers le Nord. Ces structures correspondraient à la phase 3 décrite par MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983). Les replis observés dans le granite de Choroni (fig. 157) seraient également à relier à cette phase (postérieure ou métamorphisme du filon et à la foliation du granite). Le moteur de cette déformation 3 serait le serrage NNW-SSE mentionné par STEPHAN *et al* (1980), lequel affecterait un ensemble déjà globalement incliné vers le Sud. De nombreux petits chevauchements à vergence Sud recoupent et désorganisent localement le dispositif précédent. En lame mince, la crénulation (associée à S-3) montre un dispositif micropli-microfracture.

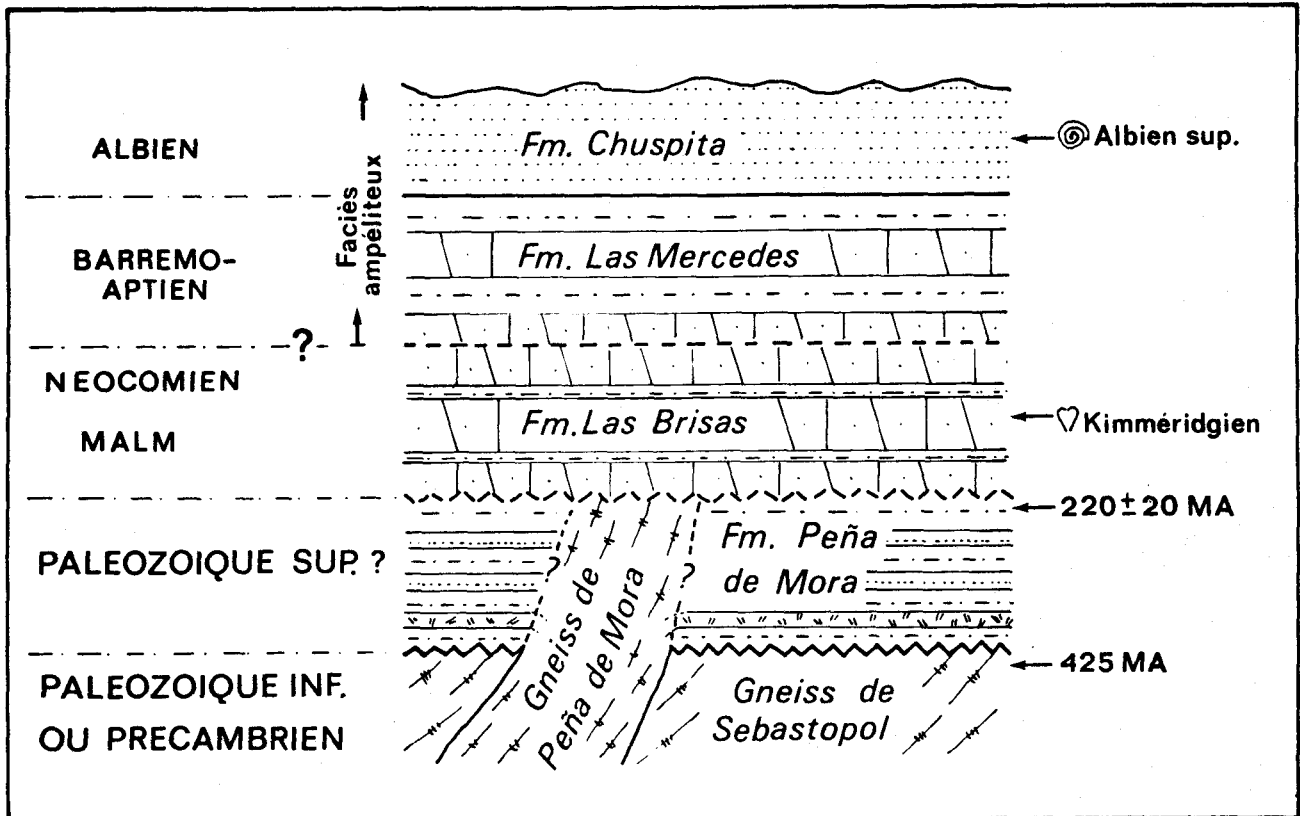


Fig. 163.- Stratigraphie synthétique de la Zone de la Cordillère Côtière dans la région Valencia-Cap Codera.
 Fig. 163.- Cuadro estratigráfico sintético de la Zona de la Cordillera de la Costa en la región Valencia-Cabo Codera.

Cette dernière, qui reprend la foliation soulignée par les phyllites, est visible aussi bien dans le Malm-Crétacé inférieur calcaro-détritique (formations Las Brisas et Las Mercedes) que dans l'Albien grésopélimitique (formation Chuspita). La foliation est considérée comme syn-métamorphe et appelée ici S-2, dans la mesure où le métamorphisme du substratum anté-groupe Caracas est postérieur à une foliation S-1 (cf. paragraphe précédent). Par ailleurs, dans plusieurs échantillons de microconglomérat calcareux (Fm. Las Brisas), j'ai observé une forte dominante de quartz aplatis et à contours suturés disposés de façon sécante par rapport aux lits de micas (fig. 162). Cette orientation grossière des quartz pourrait correspondre à la mylonitisation S-1; cette observation, si elle s'avérait de caractère systématique, confirmerait le caractère postérieur du métamorphisme. Une autre observation allant dans ce sens, est celle de charnières millimétriques "mimétisées" par les micas, et qui seraient donc antérieures.

Dans plusieurs échantillons de la Fm. Chuspita, j'ai observé des têtes de microplis isolées ou parfois simplement des petits agrégats phylliteux grossièrement orthogonaux au clivage micacé principal; il pourrait s'agir de laminations sédimentaires initiales S₀; dans ce cas, le clivage S 2 apparaîtrait comme un clivage de type "strain-slip" (cisaillement simple). A l'approche du contact basal de l'unité de Caucagua-El Tíncaco, la tectonisation de la Fm. Chuspita devient extrêmement complexe; en particulier, j'ai observé un clivage fruste (type S-3 ?) incliné vers le Nord et des charnières isoclinales centimétriques (Syn-S-2 ?) à axe fortement redressé, toute cette zone étant "criblée" de quartz tectonique en lentilles parfois épaisses de 1 mètre.

D) Résumé, hypothèses

La somme des données et observations exposées aux paragraphes II et III me conduit à proposer un calendrier provisoire qui tente d'agencer les différents événements tectoniques, magmatiques et stratigraphiques pour la partie centrale de la Cordillère Côtière.

La figure 162 récapitule la succession des différentes déformations au niveau de la partie inférieure du Malm-Crétacé inférieur calcaro-détritique (Fm. Las Brisas); celles-ci sont présentées dans un dispositif "cylindriste" le long d'une coupe transversale à l'axe de la Cordillère, et ce, en raison de l'absence de mesures statistiques sur les directions des différentes structures. Par ailleurs, l'absence d'observations de critères de polarités et de rapports entre S-0 et S-1 et S-2 laissent entier le problème de la vergence des phases tangentielles associées aux phases 1 et 2.

La figure 163 récapitule les données et hypothèses émises pour la stratigraphie d'ensemble; je rappellerai plusieurs incertitudes :

- les gneiss de Sebastopol et de Peña de Mora ne font peut-être qu'un seul et même ensemble granitique;
- la formation Peña de Mora (quartzites et micaschistes) est antérieure à un certain Malm (voire Dogger ?) et postérieure à un certain Paléozoïque inférieur;
- la limite entre les Fms Las Brisas et Las Mercedes a été placée en pointillés dans la mesure où la présence d'une déformation supplémentaire dans la plus ancienne de ces deux formations n'est pas clairement établie;
- les séparations figurées au sein du Groupe Caracas sont des limites formationnelles et, donc, peut-être diachrones.

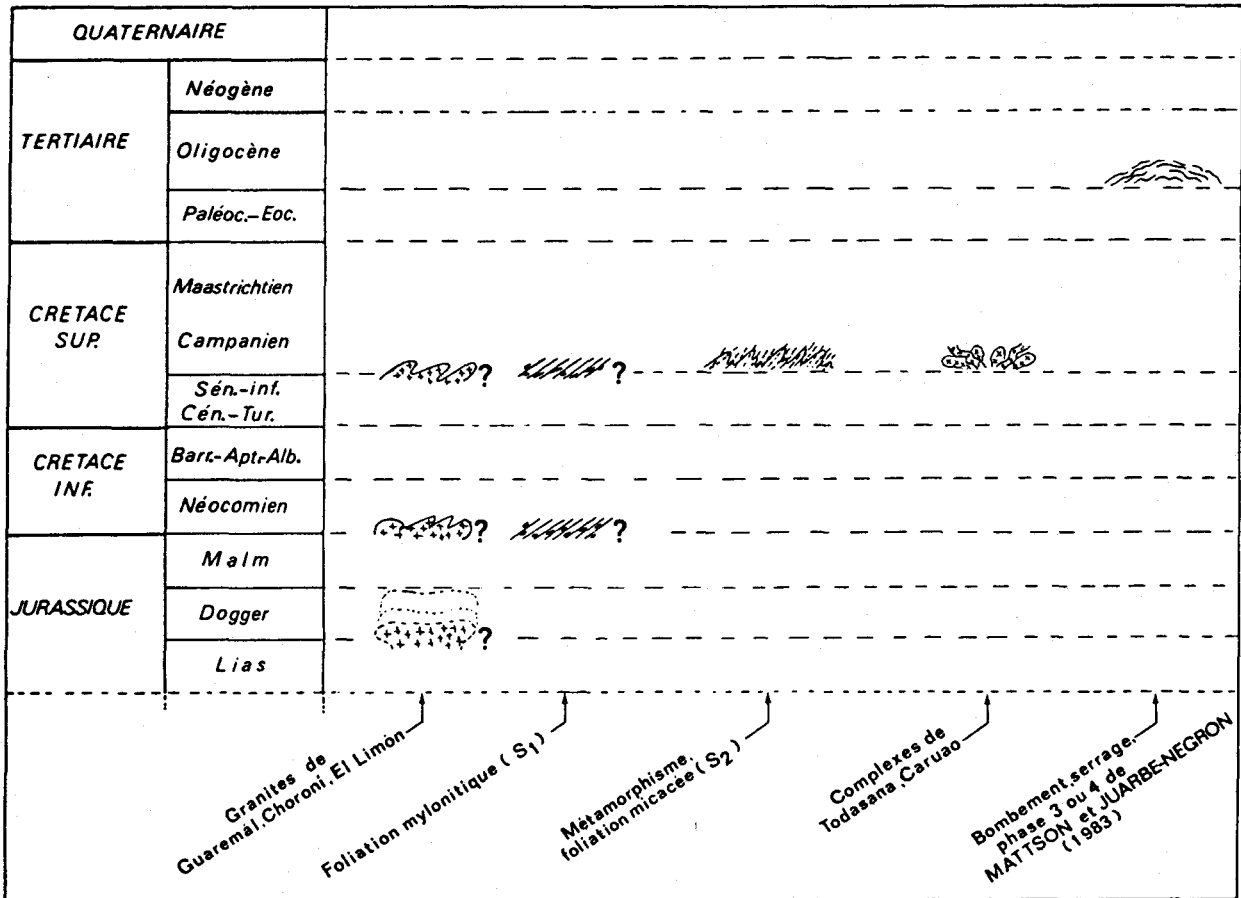


Tableau XVII.- Evénements magmatiques, métamorphiques et tectoniques dans la Zone de la Cordillère Côtière.
Cuadro XVII.- Eventos magmáticos, metamórficos y tectónicos en la Zona de la Cordillera de la Costa.

Le tableau XVII résumé la chronologie des événements métamorphiques, magmatiques et tectoniques; je soulignerai les points d'incertitude suivants :

- l'âge de la mise en place des granites de Choroni, Guaremál et El Limón et ses rapports avec la foliation mylonitique (S-1);
- la liaison entre l'événement tectonique de l'Oligocène inférieur avec un éventuel événement thermique.

URBANI (1972) mentionne un âge isotopique de 115-126 MA (K/Ar) pour le métamorphisme de la Cordillère Côtière (HESS, 1968 *in* URBANI, 1972); je n'ai toutefois pas pu me procurer de données plus précises à propos de cet âge (minéral analysé, formation échantillonnée); pour beaucoup d'auteurs (*cf.* *in* BELLIZZIA, 1972 et *in* STEPHAN *et al*, 1980), ce métamorphisme est considéré comme Sénonien supérieur, à l'aide d'arguments indirects et d'observations extérieures au Domaine de la Cordillère Côtière.

V.- PROLONGEMENTS OCCIDENTAL ET ORIENTAL DE LA ZONE DE LA CORDILLERE COTIERE

La portion de la Zone de la Cordillère Côtière qui vient d'être décrite ne correspond qu'à une petite partie d'un ensemble dont les affleurements actuels ont été regroupés sur la figure 164. Vers l'Est, il s'agit d'une bande étroite, les péninsules d'Araya et de Paria, prolongée

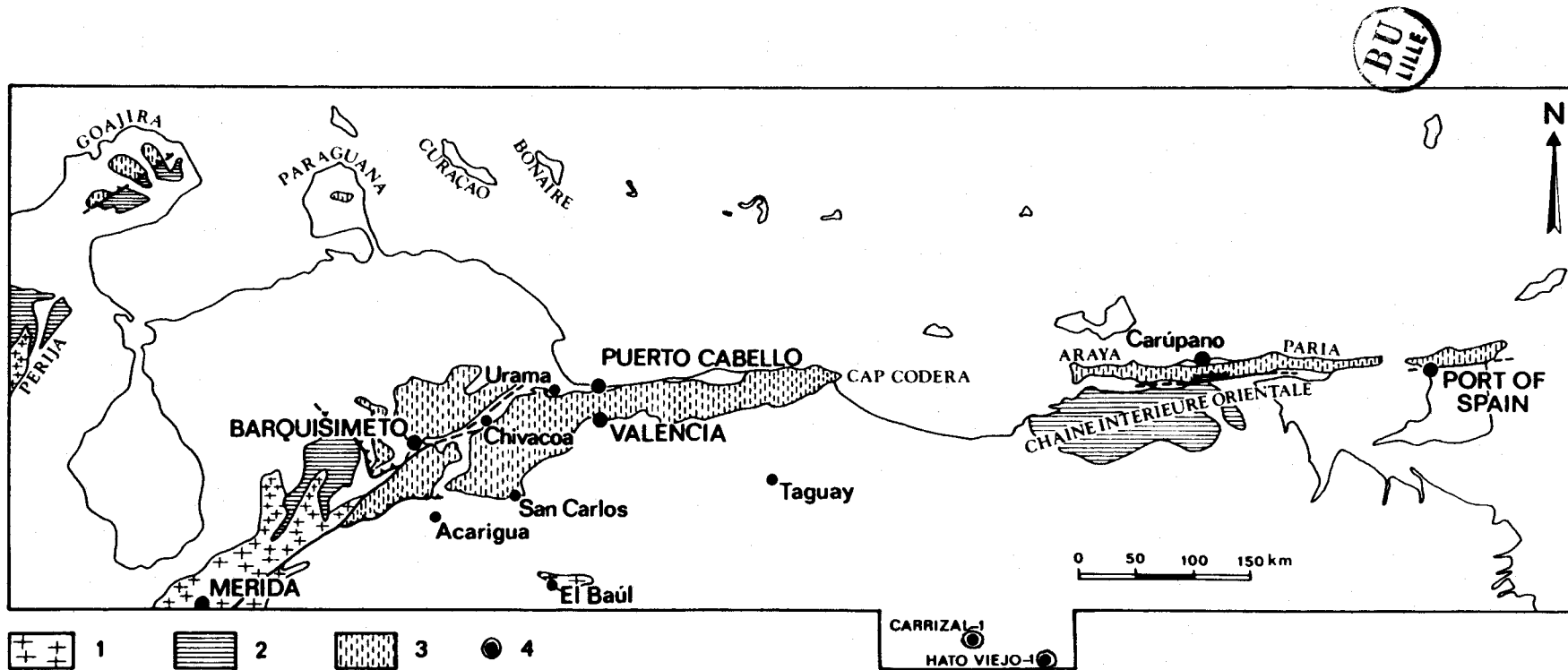


Fig. 164.- La Zone de la Cordillère Côtière; principaux affleurements et localités de référence.
 Légende : 1 et 2. avant-pays subautochtone ou autochtone; 1. Paléozoïque-Précambrien; 2. Crétacé (inférieur et supérieur); 3. Zone de la Cordillère Côtière; 4. forage d'exploration pétrolière.

Fig. 164.- La Zona de la Cordillera de la Costa; afloramientos mayores y localidades de referencia.
 Leyenda : 1 y 2. zona frontal subautoctona o autoctona; 2. Cretáceo (inferior y superior); Zona de la Cordillera de la Costa; 4. pozo de exploración petrolera.

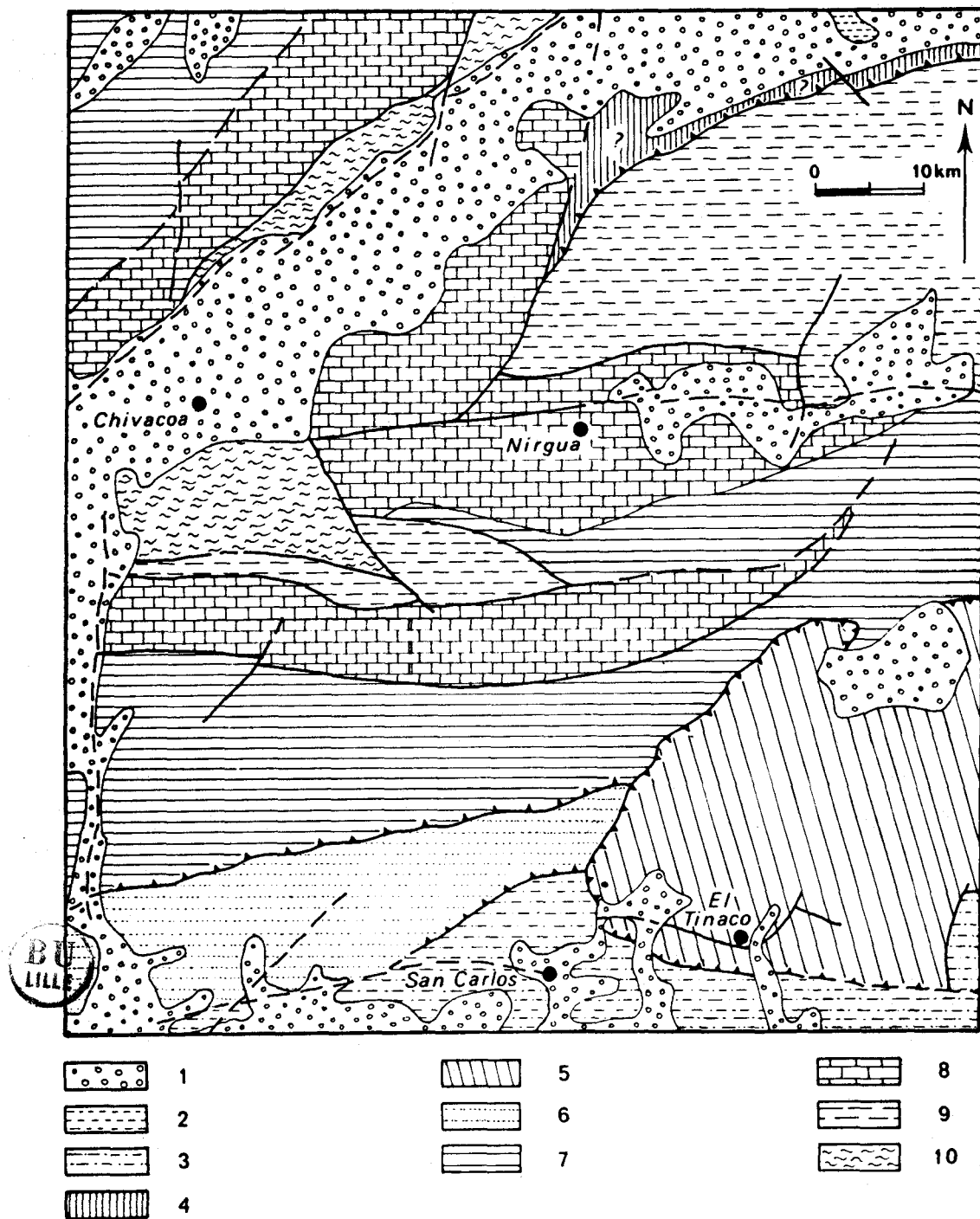


Fig. 165.- Carte géologique schématique de la Zone de la Cordillère Côtière aux confins des Etats de Yaracuy, Lara, Carabobo et Cojedes selon BELLIZZIA et al (1976), légèrement modifié.

Légende : 1. Néogène-Quaternaire; 2. Paléogène (Fm. Urama); 3. Zone Piémontine; 4. Zone de la Frange Côtière-Margarita; 5. Nappes d'Aragua; 6. phyllades, quartzites, métaconglomérats et marbres; Crétacé inférieur (Fms. Mamey, Araure, Agua Blanca, Cojedes); 7. phyllades et calcschistes, Néocomien (Fm. Aroa); 8. marbres, mica-schistes et amphibolites, Jurassique supérieur (Fm. Nirgua); 9. mica-schistes, Jurassique supérieur (Fm. Las Brisas); 10. gneiss (Fm. Yaritagua).

Fig. 165.- Mapa geológico simplificado de la Zona de la Cordillera de la Costa en los confines de los Estados Yaracuy, Lara, Carabobo y Cojedes; tomado BELLIZZIA et al (1976), ligeramente modificado.

Leyenda : 1. Neógeno-Cuaternario; 2. Paleógeno (Fm. Urama); 3. Zona Piemontina; 4. Zona de la Franja Costanera-Margarita; 5. Napas de Aragua; 6. filitas, cuarcitas, metaconglomerados y marmoles, Cretácico inferior (Fms. Mamey, Araure, Agua Blanca, Cojedes); 7. filitas y esquistos calcareos, Neocomiense (Fm. Aroa); 8. mármoles, micaesquistos y anfíbolitas, Jurásico superior (Fm. Nirgua); 9. micaesquistos, Jurásico superior (Fm. Las Brisas); 10. gneis (Fm. Yaritagua).

par la Cordillère Septentrionale ("Northern Range") de l'île de Trinidad. Vers l'Ouest, la Zone de la Cordillère Côtière s'étale autour de la dépression de Barquisimeto où elle représente l'essentiel d'un ensemble allochtone morcelé : la Nappe de Lara (STEPHAN, 1977a). Deux affleurements modestes sont présents dans les péninsules de Paraguana et de la Goajira (cette dernière colombienne *pro parte*). Pour STEPHAN *et al* (1980), un témoin de la Zone de la Cordillère Côtière se trouverait à la pointe Nord-Ouest du massif (colombien) de Santa Marta (c.f. Chap. I). J'ai représenté également sur la figure 164 les principaux affleurements de l'avant-pays autochtone comprenant un Crétacé inférieur et (ou) des terrains plus anciens; ces affleurements seront mentionnés ultérieurement dans une rapide comparaison de la série de la Cordillère Côtière avec celle de l'avant-pays autochtone.

A) La terminaison occidentale de l'antiforme et le "surco" de Barquisimeto

L'examen de la carte au 500.000e de BELLIZZIA *et al* (1976) montre un dispositif grossièrement en anticlinorium dans la région comprise entre Barquisimeto et Valencia (STEPHAN *et al*, 1980); cet anticlinorium apparaît plus complet et plus symétrique que dans le secteur central envisagé précédemment. Cette structure d'ensemble est cependant compliquée par le jeu décrochant de la Faïlle de Boconó (qui suit une ligne Merida-Barquisimeto-Chivacoa); ce mouvement aurait décalé au Paléogène les structures de manière dextre d'une distance dont l'ordre de grandeur serait la centaine de km (STEPHAN, 1977a).

1.- La région de Chivacoa-Nirgua-San Carlos

Située pour l'essentiel au Sud-Est de la faille de Boconó (fig. 164), elle a été étudiée par BELLIZZIA et RODRIGUEZ (1968, 1976). La figure 165 tirée de la carte au 500 000e de BELLIZZIA *et al* (1976) reprend les subdivisions formationnelles et les attributions stratigraphiques proposées - par corrélation - par ces auteurs. Les remarques faites pour le secteur Caracas-Valencia (c.f. supra) peuvent l'être également ici :

. ce qui est cartographié comme Fm. Las Brisas, ici, ne comprend quasiment que des roches sédimentaires (et plus rarement volcaniques) non carbonatées et à degré de métamorphisme élevé (micaschistes, amphibolites, gneiss; contenant muscovite, biotite, épidote, grenat); un petit niveau de calcaire dolomitique à muscovite est signalé.

. la Fm. Nirgua est considérée comme équivalente de la Fm. Antinamo (fig. 148) dont la position stratigraphique proposée par DENG (1953; c.f. parag. I.2a) m'apparaît discutable; la Fm. Nirgua de BELLIZZIA et RODRIGUEZ (1968) comporte des marbres, des amphibolites, des éclogites, des roches à glaucophane et des micaschistes; la partie supérieure de la formation est faite de marbres dolomitiques et de schiste graphiteux. Seule cette dernière me paraît comparable avec la Fm. Las Brisas du secteur de la Colonia Tovar, tandis que le reste de la Fm. Nirgua (notamment les niveaux à éclogites-amphibolites) ferait partie de la Zone de la Frange Côtière-Margarita (au Nord de Nirgua , fig. 165) pour une part; pour une autre part, les niveaux de micaschistes de type Peña de Mora (?);

. la Fm. Yaritagua, dont BELLIZZIA et RODRIGUEZ (1968) font l'équivalent de la Fm. Peña de Mora, comporte des gneiss ocellés, des micaschistes à biotite et des amphibolites, ainsi que localement des roches à glaucophane et des marbres. Les remarques faites à propos de la Peña de Mora peuvent s'appliquer ici.

Trois points me paraissent importants à signaler :

- l'existence, dans la formation Nirgua de deux "ceintures gypsifères";
- la découverte, dans un conglomérat néogène discordant (au Nord-Ouest de Urama) des blocs de calcaires à Calpionellidés (BERMUDEZ et RODRIGUEZ, 1962); ces auteurs proposent un âge Tithonique-Valanginien et attribuent ces calcaires à la Fm. Aroa (équivalent local de la Fm. Las Mercedes) affleurant à quelques kilomètres;
- la subdivision du Crétacé inférieur dans la région située immédiatement au Nord de San Carlos (RENZ et SHORT, 1960) en :
 - . une formation inférieure (Araure) conglomératique non carbonatée ("dont le matériel ne dériverait pas du Complexe d'El Tinaco", situé à l'Est);
 - . une formation médiane (Agua Blanca) faite de calcaires recristallisés à débris biogènes reconnaissables (Lamellibranches et Echinodermes);

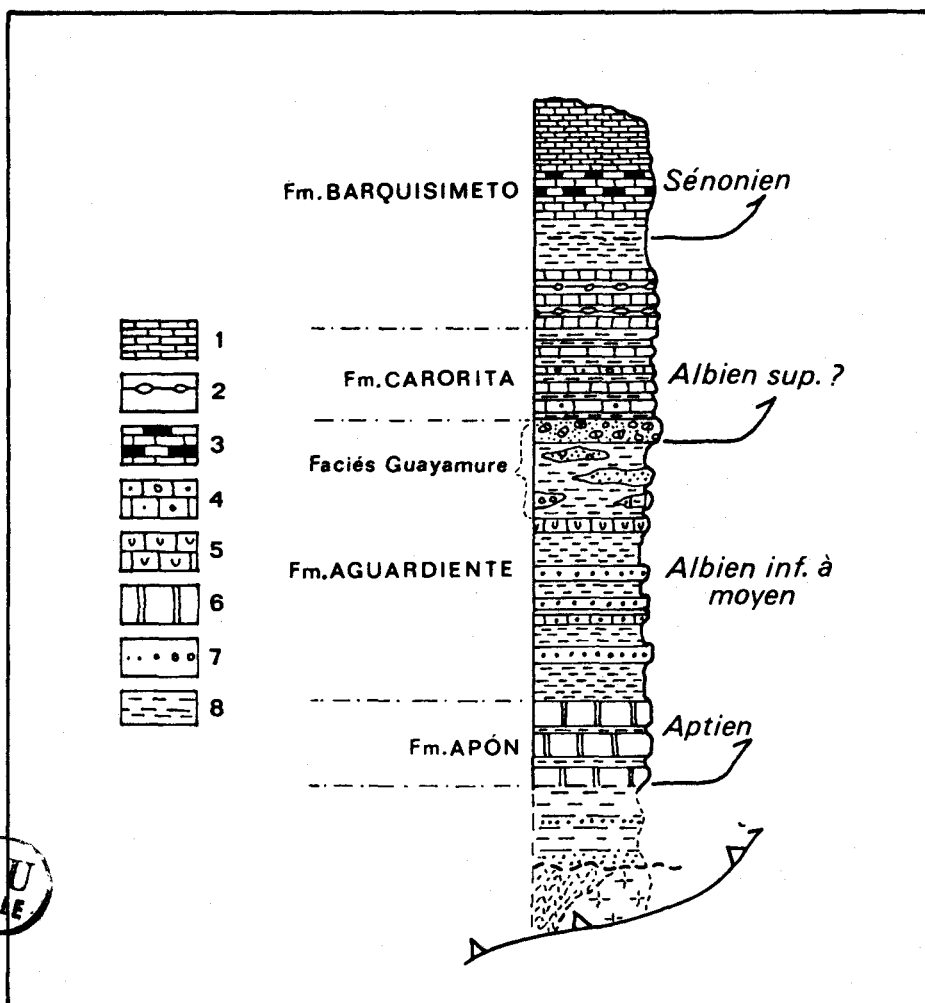


Fig. 166.- Stratigraphie du corps principal de la Nappe de Lara selon,STEPHAN (1977a).

Légende : 1. calcaires en plaquettes; 2. calcaires à miches; 3. calcaires siliceux et jaspés; 4. calcaires gréseux ou (et) conglomératiques; 5. calcaires marneux à Rudistes; 6. calcaires massifs à Rudistes et Orbitolinidés; 7. grès et conglomérats; 8. pélites.

Fig. 166.- Estratigrafía del cuerpo principal de la Napa de Lara; tomado de STEPHAN (1977a).

Legenda : 1. caliza en capas delgadas; 2. caliza con concreciones; 3. caliza silicea y chert; 4. caliza arenosa y (o) conglomérica; 5. caliza margosa con Rudistos; 6. caliza maciza con Rudistos y orbitolinas; 7. arenisca y conglomerados; 8. lutitas.

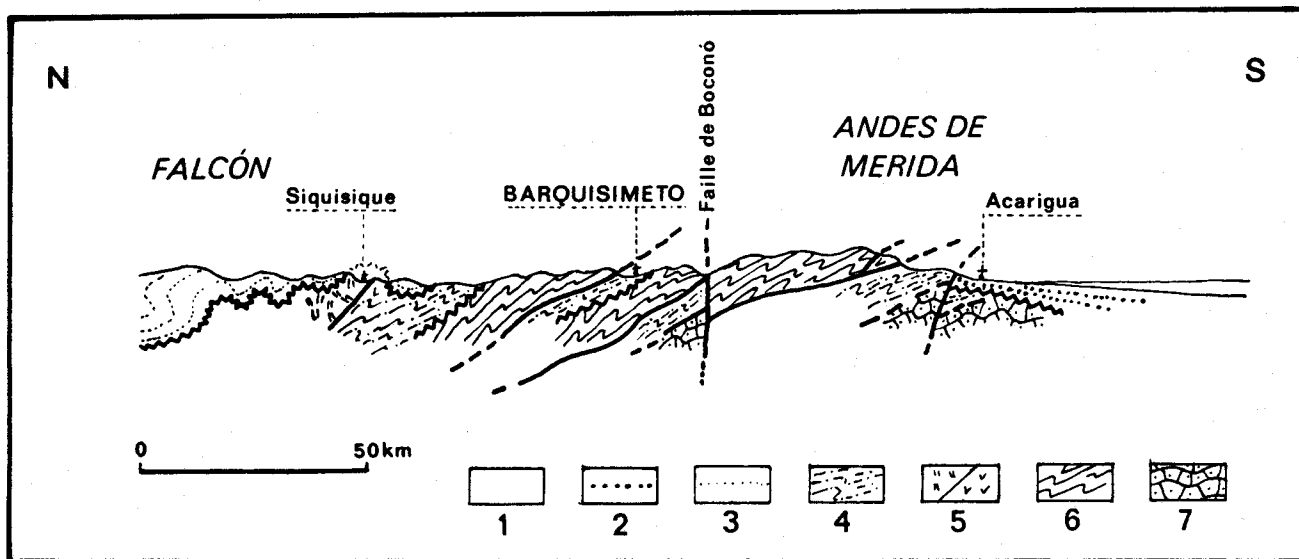


Fig. 167.- Coupe transversale synthétique de la Nappe de Lara et de la terminaison nord-andine, selon STEPHAN et al (1980).

Légende : 1. Quaternaire; 2. Mio-Pliocène; 3. Oligo-Miocène; 4. Paléocène-Eocène (flysch); 5. roches basiques et ultramafiques; 6. Nappe de Lara (Zone de la Cordillère Côtière); 7. Crétacé andin, autochtone.

Fig. 167.- Corte transversal sintético de la Napa de Lara y de la terminación norte-andina, según STEPHAN et al (1980).

Leyenda : 1. Cuaternario; 2. Mio-Plioceno; 3. Oligo-Mioceno; 4. Paleoceno-Eoceno (flysch); 5. rocas básicas y ultramáficas; 6. Napa de Lara (Zona de la Cordillera de la Costa); 7. Cretáceo andino, autoctono.

. une formation supérieure (Cojedes) où alternent des niveaux conglomératiques arkosiques et des calcaires conglomératiques; cette formation remanient des fragments anguleux de gneiss et de phyllades (RENZ et SHORT, 1960, p. 283).

Un contact tectonique sépare ce Crétacé inférieur du reste de la série de la Cordillère Côtière (au Nord) (fig. 165) ainsi que du Crétacé supérieur de la Zone Piémontine (au Sud). L'ensemble de ce Crétacé inférieur montre une structuration en plis isoclinaux très serrés à plongement Nord avec une schistosité grossièrement parallèle à la stratification (CAMPOS, 1977, communication orale et observations conjointes *in situ*). Un métamorphisme "léger" est mentionné par RENZ et SHORT (1960).

2.- Le bassin de Barquisimeto

A propos de cette région, étudiée en détail par STEPHAN (1977a et b, 1982), se sont affrontées une conception "gravitaire" et une conception "tectonique s.s." pour expliquer la présence d'un grand nombre d'affleurements de Crétacé (inférieur et supérieur) dispersés dans une vaste zone où affleurent du Paléocène-Eocène; le terme "surco" (bassin allongé, sillon) s'appliquant à ce dernier. L'ensemble crétacé, allochtone, constitue le corps principal de la Nappe de Lara définie par STEPHAN (1977a et b) (fig. 166 et 167). La série stratigraphique de cette nappe se raccorde vers le Nord-Est à celle de la zone de la Cordillère Côtière, constituant l'unité - allochtone - de la Cordillère Côtière (STEPHAN et al, 1980; fig. 167). Cette unité est souvent scindée tectoniquement notamment au-dessus de la Fm. Carorita, considérée comme équivalente des Fms. Cojedes et Chuspita. BELLIZZIA et RODRIGUEZ (1967 in MACSOTAY, 1972a) mentionnent la présence - dans la Fm. Carorita - d'Ammonites déroulées appartenant aux mêmes genres que ceux mentionnés par MACSOTAY (1972b), pour la Fm. Chuspita; la Fm. Carorita est considérée comme d'âge

Albien supérieur.

La série de la Cordillère Côtière présente dans ce secteur de grands plis isoclinaux associés à une schistosité de fractures inclinée vers le Nord (STEPHAN, 1977a et 1982); au Nord et à l'Est de Barquisimeto, cette déformation serait synchrone d'un épimétamorphisme (prehnite-pumpelleyite; cf. *in* STEPHAN *et al*, 1980); elle correspond à une tectonique tangentielle dirigée vers le Sud-Sud Est, scellée par une série de type flysch (à olistolites; cf. STEPHAN, 1977b) d'âge Eocène moyen supérieur. L'ensemble est repris dans des structures tangentielles à vergence Sud-Sud Est, elles-mêmes recouvertes en discordance par les molasses de l'Oligocène inférieur-moyen du Falcón (fig. 167). Ces dernières sont elles-mêmes plissées tardivement (cf. MASCLE *et al*, 1980). Dans la région de Urama (fig. 164) affleure la formation du même nom (GONZALEZ SILVA, 1968; BELLIZZIA et RODRIGUEZ, 1968) probablement discordante sur le Gr. Caracas et datée de l'Eocène supérieur par des Foraminifères (1). Au Nord de Urama, affleure la formation Cerro Misión datée de l'Eocène supérieur (WHEELER, 1960).

3.- Le secteur compris entre Acarigua et la faille de Boconó (fig. 164).

Il présente les mêmes caractéristiques stratigraphiques et tectoniques que le "surco" de Barquisimeto (CAMPOS *et al*, 1977; STEPHAN, 1977a); y affleurent de plus, des roches basiques grenues et volcaniques et des roches ultramafiques. Ces dernières étudiées par MURRAY (1972, 1973) correspondraient à un complexe ultramafique zoné, intrusif dans des schistes épimétamorphiques d'âge Crétacé inférieur appartenant à la série de la Cordillère Côtière. CAMPOS *et al*, (1977) cartographient trois klippes reposant sur du flysch paléocène; l'une d'entre elles (à matériel ultramafique) ayant, à son front, une petite écaille de schistes Crétacé inférieur. Pour STEPHAN *et al* (1980), ces roches basiques et ultramafiques appartiendraient à l'une des unités allochtones au-dessus de l'unité de la Cordillère Côtière (cf. également METZ, 1960).

B) Les péninsules de la Goajira et de Paraguana

Décalée de plus de 250 km par la Transversale de Barquisimeto (cf. Chap. I et STEPHAN, 1982), la bordure méridionale de la Zone de la Cordillère Côtière (ainsi que l'ensemble de la Chaîne Caraïbe) réapparaît dans ces deux péninsules.

En Goajira (colombienne), le dispositif apparaît voisin de celui de la terminaison nord-andine; un contact tectonique tangentiel sépare l'unité - allochtone - de la Cordillère Côtière d'un avant-pays qui se raccorde à la Sierra de Perija (cf. *in* STEPHAN *et al*, 1980). La Zone de la Cordillère Côtière comprend du socle pré-mésozoïque et une série métasédimentaire essentiellement terrigène d'âge Jurassique supérieur à Crétacé inférieur; le métamorphisme et la déformation associée sont antérieurs à un pluton dioritique ayant fourni un âge isotopique Eocène moyen. L'ensemble est lui-même recouvert par de l'Eocène moyen terminal discordant et de l'Oligocène également discordant. On retrouve donc ici (cf. STEPHAN *et al*, 1980) les traces d'un événement anté-Eocène moyen terminal et d'un événement fini-Eocène ou éo-Oligocène.

En Paraguana, l'affleurement attribué à la Zone de la Cordillère Côtière est entièrement circonscrit par du Néogène non déformé qui masque les relations avec d'autres éléments, crétacés, ou plus anciens, de la Chaîne. Pour STEPHAN *et al* (1980), il s'agit d'une série de transition entre celle de la Goajira et celle de la Cordillère Côtière telle qu'elle a été décrite dans la partie centrale de la Chaîne. Dans le petit massif représenté sur la figure 164, affleurent :

(1) Cette microfaune est considérée par FURRER (1971, et communication orale, 1977) comme Eocène moyen supérieur.

- un granite daté isotopiquement (U/Pb) de 262 à 265 MA (in MARTIN-BELLIZZIA, 1968) soit de la limite Permien inférieur-Permien supérieur (ODIN, 1982);
- une alternance de grès fins parfois calcaireux et de pélites épimétamorphiques, datés du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

En Goajira comme à Paraguana, le Jurassique supérieur (Kimméridgien-Portlandien) est mis en évidence par des Ammonites, appartenant notamment aux genres *Virgatosphinctes*, *Perisphinctes* *Idoceras* et *Aspidoceras* (cf. MacDONALD, 1968; GEYER, 1977).

Remarque : Situées à l'Est de la Péninsule de Paraguana, les îles de Curaçao et Bonaire (fig. 164) montrent des sédiments détritiques (marins pour la première, fluviatiles pour la seconde) grossiers dont les éléments ont une origine méridionale (BEETS, 1977; BEETS *et al*, 1977). Ces derniers sont essentiellement des débris de roches métamorphiques (quartzites, phyllites, schistes) ou granito-gneissiques (albite, feldspath potassique); dans l'île de Bonaire, BEETS *et al* (1977) mentionnent des galets et blocs de gneiss à grenat et à sillimanite; l'un de ces blocs a été daté isotopiquement du Précambrien (BEETS, communication orale, 1979, in STEPHAN *et al*, 1980). L'ensemble de ce matériel remanié n'est pas sans rappeler la série de la Cordillère Côtière décrite dans la partie centrale de la chaîne; il est, en outre, repris dans des dépôts non métamorphiques datés du Paléocène.

C) La Péninsule d'Araya-Paria

Appelée également Cordillère d'Araya-Paria et divisée en deux péninsules - d'Araya et de Paria - cet ensemble doit sa forme très allongée au jeu récent de grands systèmes d'accidents verticaux Est-Ouest tels que la célèbre Faille d'El Pilar (passant par les localités de Casanay et d'El Pilar, cf. fig. 168). Les directions structurales d'ensemble (avec pendage général vers le Nord) ainsi que les variations dans le métamorphisme sont légèrement obliques par rapport à l'allongement (cf. STEPHAN *et al*, 1980). De nombreux travaux ont été consacrés à cette région (METZ, 1968a et b; GONZALEZ de JUANA *et al*, 1965, 1972, 1974; SIFONTES et SEIJAS, 1972; SEIJAS, 1972; KÜGLER, 1972 et 1974; SCHUBERT, 1971 et 1972; BLADIER, 1977; VIERBUCHEN, 1978; CAMPOS, 1981, etc...), dont je résumerai les résultats comme suit.

1.- Du point de vue stratigraphique, deux grands ensembles se distinguent (cf. fig. 168);

- une série métasédimentaire terrigène, fine, constituée de phyllades, schistes et quartzites (Fms Uquire, Macuro, Manicuare, Tunapui, SEIJAS, 1972; SCHUBERT, 1971);
- une série sédimentaire épimétamorphique carbonatée et terrigène, et souvent riche en matière organique; la fraction terrigène est fine vers le Nord et plus grossière vers le Sud (CAMPOS, 1981); cette série correspond aux Fms. Cariaquito, Guinimita, Laguna Chica (SCHUBERT, 1971), Carupano (SEIJAS, 1972). Selon CAMPOS (1981), l'ensemble inférieur, qu'il appelle "pré-Valanginien" (cf. fig. 168 et 169) est homogène dans la Péninsule d'Araya-Paria; l'ensemble supérieur apparait surtout, hémipélagique dans le Nord et néritique - avec notamment des niveaux calcaires épais) dans le Sud de la péninsule. C'est dans le Sud-Est de Paria (à l'Est de Güiria, fig. 168) que GONZALEZ de JUANA *et al* (1965) décrivent des calcaires datés du Barrémien-Aptien par une riche faune de Coelentérés, Mollusques et Foraminifères benthiques dont *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER. Dans cette même région, ces auteurs, ainsi que NEUMAN de GAMBOA et

GONZALEZ de JUANA (1966) décrivent un niveau de gypse et d'anhydrite surmontant des calcaires à Algues et Madrépores attribués au Néocomien-Barrémien.

Les relations entre la série inférieure et la série supérieure posent un problème fondamental : l'existence d'une discordance Tithonique-Eocrétacé (STEPHAN *et al.*, 1980). SCHUBERT (1971) sépare la Fm. Manicuare (inférieure) de la Fm. Carupano (supérieure) par une faille. Pour BLADIER (1977), un chevauchement séparerait la Fm. Guinimita (supérieure) de la Fm. Tunapui (inférieure); cet auteur insiste sur le fait que le long de la séparation ou à proximité sont présents des lambeaux de serpentine foliée (fig. 168); ce contact anormal serait anté-Crétacé supérieur. Pour CAMPOS (1981), le contact est stratigraphique et normal. STEPHAN *et al.* (1980) rappellent que la base de l'ensemble supérieur remanie des galets de granites pouvant provenir d'une intrusion datée de l'Eocrétacé (cf. supra) ainsi que des blocs de serpentine. Dans l'Est de Paria, GONZALEZ de JUANA *et al.* (1965) décrivent un contact normal transitionnel. Pour STEPHAN *et al.* (1980), la séquence supérieure devient progressivement discordante du Sud-Est vers le Nord-Ouest; à la mise en place tectonique de roches ultrabasiques s'ajouterait leur incorporation à la base de la série supérieure sous forme d'olistolites. Dans la région de Carupano, le contact anormal serait lié à un décollement postérieur (Sénonien ou plus récent).

2.- Du point de vue structural, les différents travaux publiés (cf. *in* CAMPOS, 1981) concordent entre eux et également avec ce qui a été décrit pour la portion centrale de la Zone de la Cordillère Côtière. Une schistosité de flux (phase 2) associée à un métamorphisme (supposé intra-Sénonien) succède à une phase 1 de plissement isoclinal très serré; une phase 3 coaxiale de la phase 2 est responsable d'une schistosité de fracture ou de type strain-slip; les phases 2 et 3 correspondent à des compressions orientées NNW-SSE; des mouvements tangentiels à vergence Sud sont associés aux phases 2 et 3. Sur la bordure Sud (fig. 169), la Zone de la Cordillère Côtière correspond clairement à une unité allochtone sur le Crétacé (supérieur et inférieur) autochtone de la Chaîne Intérieure Orientale (fig. 168). La géométrie de ce contact et ses lieux d'observation sont décrits notamment par METZ (1968a et b) et VIGNALI (1977).

3.- Les pointements granitiques et gneissiques

GONZALEZ de JUANA (1965) décrit à proximité des Bouches d'El Dragón (qui séparent Paria de l'île de Trinidad; fig. 168) un "paragneiss" (métasomatique) de "granulométrie variable" localement à yeux d'orthose (2,5 cm), intercalés de schistes et "niveaux riches en actinote". Cet ensemble baptisé Gneiss d'El Dragón, intercalé dans la Fm. Macuro, est analysé par KÜGLER (1972) qui note le caractère abrupte du contact entre les niveaux de gneiss et les schistes encaissants, ainsi que le caractère mylonitisé. HESS (1968, communication écrite *in* KÜGLER, 1972) considère qu'il s'agit d'un ensemble plutonique métamorphisé postérieurement. KÜGLER (1972) à partir de données chimiques et pétrologiques, appuie l'hypothèse "ortho". Il mentionne par ailleurs, deux générations de micas sombres (verts et bruns). Cet auteur mentionne un âge isotopique (Rb/Sr sur roche totale) de 230 ± 100 MA. GONZALEZ de JUANA *et al.* (1974) décrivent au Nord de Güiria (fig. 168) l'"Association Igneo-Métamorphique d'El Mango-Doña Juana" ainsi que d'autres petits affleurements de granitoïdes. Le corps principal se compose de granite à xénolithes "hornfélisés", de "gneiss granitique", et de migmatites associées. SANTAMARIA (*in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1974) donne quatre âges radiométriques K/Ar pour le granite :

- 53 ± 3 MA et 60 ± 4 MA sur roche totale (Paléocène, cf. ODIN et CURRY, 1981);
- 81 ± 4 MA sur muscovite (limite Sénonien inférieur - Sénonien supérieur; cf. ODIN et

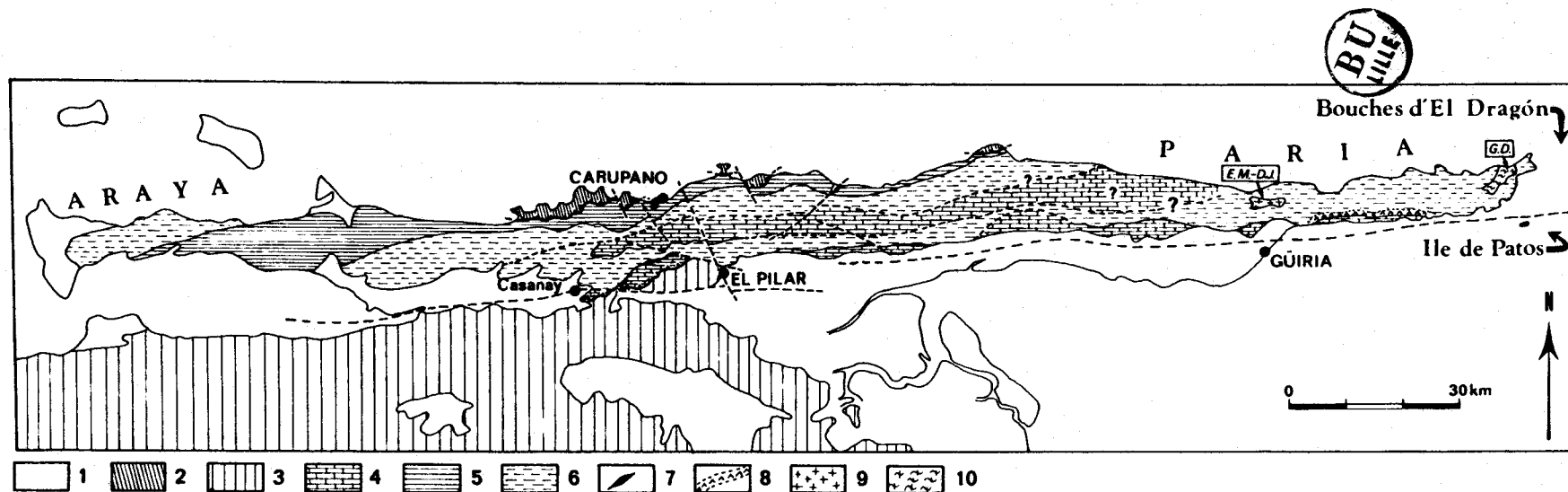


Fig. 168.- Schéma géologique de la Péninsule d'Araya-Paria. D'après la carte au 500.000e de BELLIZZIA *et al* (1976), modifiée selon CAMPOS (1981).

Légende : 1. Néogène; 2. Zone de la Frange Côtière-Margarita; 3. Crétacé non métamorphique subautochtone; 4. Crétacé inférieur métamorphique hémipélagique; 5. Crétacé inférieur métamorphique néritique; 6. Jurassique supérieur-Néocomien (?); 7. gypse, d'après NEUMAN de GAMBOA et GONZALEZ de JUANA (1966); 8. Complexe ignéo-métamorphique; 9. gneiss.

E.M.-D.J.. El Mango-Doña Juana; G.D.. Gneiss d'El Dragón.

Fig. 168.- Esquema geológico de la Península de Araya-Paria. Tomado del mapa a escala 1.500.000 de BELLIZZIA *et al* (1976), modificado según CAMPOS (1981).

Leyenda : 1. Neógeno; 2. Zona de la Franja Costanera-Margarita; 3. Cretáceo no metamorizado subautoctono; 4. Cretáceo inferior metamórfico hemipelágico; 5. Cretáceo inferior metamórfico nerítico; 6. Jurásico superior-Neocomiense (?); 7. yeso, según NEUMAN de GAMBOA y GONZALEZ de JUANA (1966); 8. Complejo igneo-metamórfico; 9. gneis.

E.M.-D.J., El Mango-Doña Juana; G.D., Gneis del Dragón.

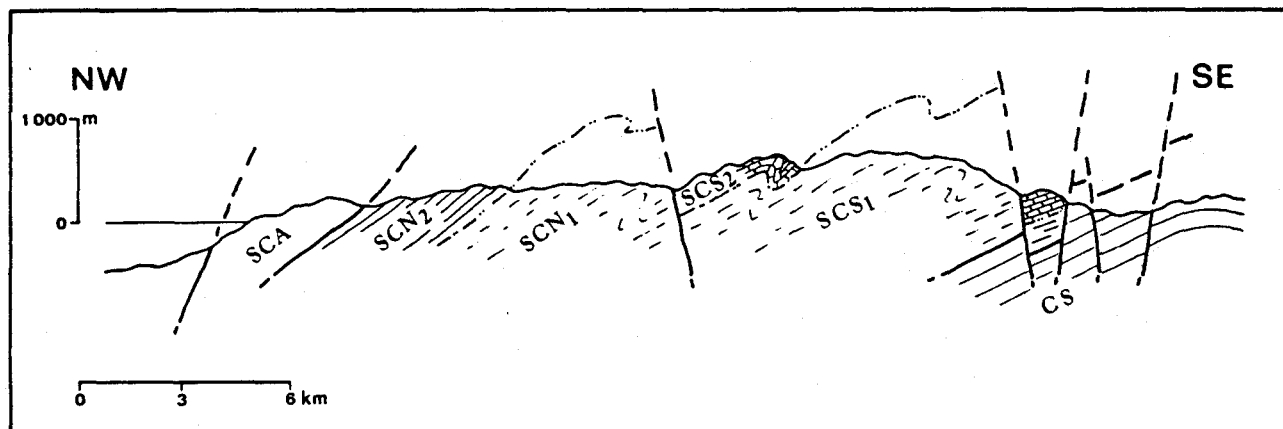


Fig. 169.- Coupe transversale schématique de la Péninsule d'Araya-Paria dans la région de Carupano, selon CAMPOS (1981).

Légende : SCA. Zone de la Frange Côtière-Margarita; SCN. série Carupano Nord; SCN₁. pré-Valanginien; SCN₂. Barrémien-Albien; SCS. série Carupano Sud; SCS₁. pré-Valanginien; SCS₂. Barrémien-Albien; CS. Crétacé subautochtone.

Fig. 169.- Corte transversal esquemático de la Península de Araya-Paria en la región de Carupano según CAMPOS (1981).

Leyenda : SCA. Zona de la Franja Costanera-Margarita; SCN. Serie Carupano Norte; SCN₁. pre-Valanginiense; SCN₂. Barrémiense-Albiense; SCS. Serie Carupano Sur; SCS₁. pre-Valanginiense; SCS₂. Barrémiense-Albiense; CS. Cretáceo subautoctono.

KENNEDY, 1982);

- 128 [±] 11 MA sur hornblende (Tithonique-Néocomien).

Pour NAVARRO (*in* GONZALEZ de JUANA *et al*, 1974), il n'y a pas de différence chimique significative entre le Gneiss d'El Dragón et le granite d'El Mango-Dona Juana.

L'âge retenu par ces auteurs est celui de 128 [±] 11 MA, qui corrobore l'hypothèse antérieure de GONZALEZ de JUANA *et al* (1972) d'un épisode d'intrusion granitique au Tithonique-Néocomien (existence de galets de granite et pegmatite dans des conglomérats du Barrémo-Aptien). GONZALEZ de JUANA *et al* (1974) considèrent que le Gneiss d'El Dragón (ortho) et le complexe d'El Mango-Dona Juana appartiennent au même pluton. Ces considérations ne sont pas sans rappeler les problèmes posés par les différents granitoïdes et orthogneiss de la partie centrale de la Zone de la Cordillère Côtière; les granitoïdes de El Mango-Doña Juana pourraient représenter la remobilisation (au Tithonique-Néocomien) d'un ensemble orthogneissique plus ancien (le Gneiss d'El Dragón); dans cette hypothèse conciliatrice (KÜGLER, 1972 et GONZALEZ de JUANA, 1974), il faudrait admettre qu'une partie au moins de la série inférieure - non directement datée à ce jour - serait anté-mésozoïque (?) comme pour la Fm. Peña de Mora (fig. 170).

D) La Cordillère septentrionale de Trinidad

Affleurant immédiatement au Nord de la capitale Port-of-Spain (fig. 164), ce chaînon occupe une position structurale comparable à celle de la Péninsule d'Araya-Paria (entre deux systèmes d'accidents verticaux Est-Ouest, dont la prolongation de la faille d'El Pilar); toutefois, ici, les directions structurales dans la Zone de la Cordillère Côtière sont sensiblement parallèles aux bordures Nord et Sud.

1. Stratigraphie

Des corrélations entre la série d'Araya-Paria et celle de la "Northern Range" ont été pro-

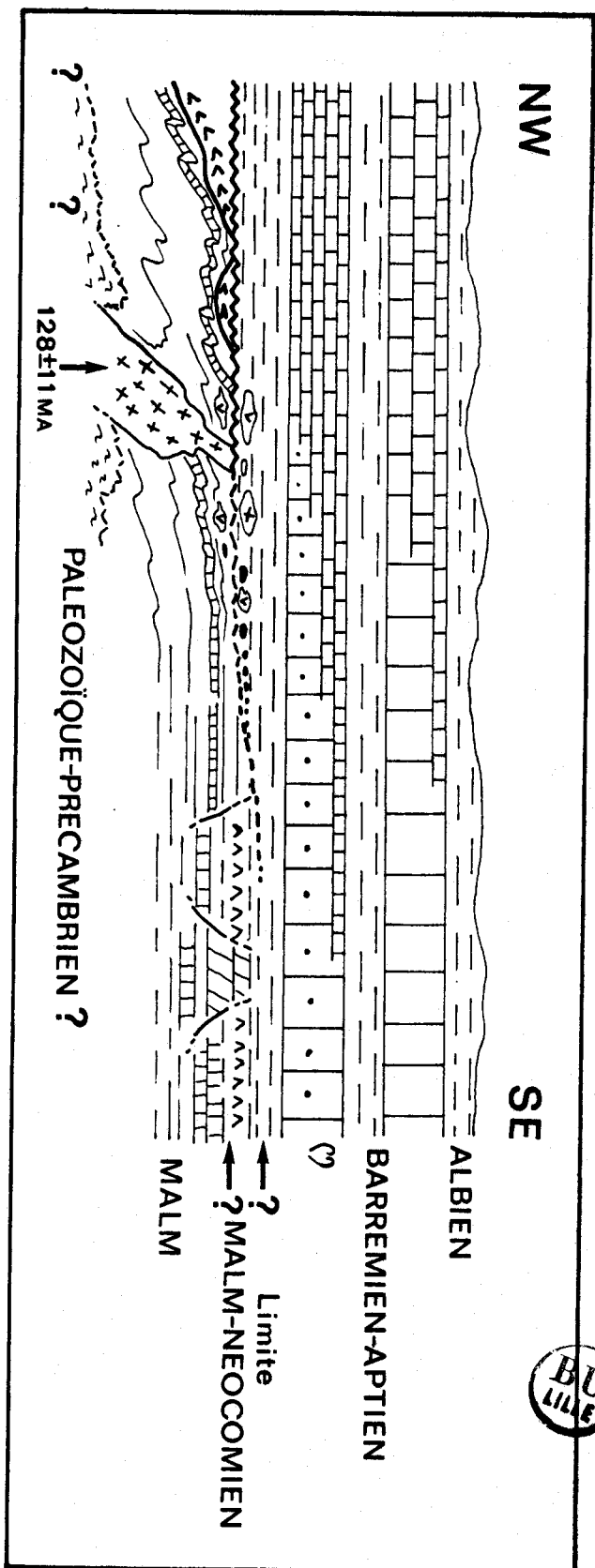


Fig. 170.- Stratigraphie synthétique de la Péninsule d'Araya-Paria.
Fig. 170.- Estratigrafía sintética de la Península de Araya-Paria.

	PARIA		NORTHERN RANGE				Point Gourde Ile de Patos
			W			E	
CRETACE SUP			Molvant beds		Fm. Galera		?
CRETACE INF	Fm. Güinimita		SCHISTES SUP.	Fm. Chancellor	Fm. Rio Seco	Fm. Toco Fm. Tompire	Fm. Laventille
			CALCAIRES SUP.				
	Fm. Cariaquito	Mb. Yacua	SCHISTES INF.				
		Mb. Patao	CALCAIRES INF.				
JURASSIQUE SUP	Mb. Guatay		Fm. Maracas				?
	Fm. Macuro						
	Fm. Uquire		Fm. Maraval				

Tableau XVIII.- Relations stratigraphiques entre la Péninsule d'Araya-Paria et la "Northern Range" de Trinidad (sources dans le texte)

Cuadro XVIII.- Relaciones estratigráficas entre la Península d'Araya-Paria y la "Northern Range" de Trinidad (fuentes de información dentro del texto)

posées par les différents auteurs ayant étudié ces deux domaines (BARR et SAUNDERS, 1968; SALVADOR et STAINFORTH, 1968; GONZALEZ de JUANA *et al*, 1972; SAUNDERS, 1972, 1974; POTTER, 1976, etc...). Des travaux du dernier cité, j'ai extrait le tableau XVIII *; du point de vue lithologie, la Fm. Maraval est faite essentiellement de marbres stratifiés (plus grossièrement dans la partie inférieure) riches en débris biogènes et en petits biohermes (partie inférieure sur le flanc sud de la Cordillère); cette formation a livré des Ammonites attribuées au Tithonique (*Virgatosphinctes transitorius* OPPEL; SPATH, 1939, *in* POTTER, 1976). La Fm. Maracas est une épaisse série monotone de schistes, phyllades et quartzites. Les formations sus-jacentes, représentant le Crétacé inférieur, sont à la fois terrigènes (pélites, quartzites) et carbonatées (marbres stratifiés, localement dolomités). FURRER (1968) et SAUNDERS (1972) mentionnent de nombreux restes d'Algues, des Aptychus ainsi que des Foraminifères benthiques (dont *Trocholina infragranulata* NOTH et *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER); l'ensemble conférant un âge Néocœmien à Aptien (Albien ?) à la série supérieure. Dans les deux séries sont mentionnés des débris volcaniques, notamment un niveau de métatuf dans la Fm. Maracas (POTTER, 1976; FURRER, 1968).

Les calcaires de la Fm. Laventille (cf. *in* KUGLER, 1974) doivent être considérés à part dans la mesure où ils sont "coincés" entre deux accidents Ouest-Est et séparés par l'un d'eux, de la Cordillère Septentrionale proprement dite (cf. carte et coupes de KUGLER, 1959); ils apparaissent peu ou pas recristallisés par comparaison aux formations décrites précédemment. Une portion de cette formation affleure dans l'île de Patos (fig. 168), où elle est corrélée avec un niveau de la série supérieure de la Péninsule de Paria (GONZALEZ de JUANA *et al*, 1965;

* (modifié pour la Fm. Laventille)

KÜGLER, 1974). Ces calcaires sont datés du Néocomien-Aptien (KUGLER, 1974) et - dans l'île de Patos - ils passent à une épaisse formation conglomératique (à blocs métriques) remaniant notamment la série inférieure de la Cordillère Septentrionale.

Dans une position structurale identique à celle de la Fm. Laventille, affleure (environ 20 km à l'Est de Port-of-Spain) une masse de gypse (dit de St Joseph) corrélé par KÜGLER (1974) avec le niveau mentionné au Sud-Est de Paria. Pour POTTER (1976; tabl. XVIII), ce niveau serait à la base de la série supérieure.

Une formation volcanique (à pyroclastites et coulées de basaltes) surmonterait en continuité la série supérieure (Néocomien-Aptien) selon SAUNDERS (1974).

La Cordillère Septentrionale de Trinidad montre comme dans la partie occidentale de la Zone de la Cordillère Côtière, des niveaux d'âge Crétacé supérieur (tabl. XVIII). La Fm. Galera (cf. SAUNDERS, 1972, 1974) conglomératique (remaniant notamment des blocs de calcaires Crétacé inférieur) est datée du Campanien supérieur-Maastrichtien par des Foraminifères planctoniques; elle reposerait en discordance sur les termes plus anciens.

2.- Structures

Dans la partie occidentale de la "Northern Range", les structures sont globalement inclinées vers le Sud; pour POTTER (1972), il s'agit d'un anticlinorium couché à déversement vers le Nord. Pour STEPHAN *et al* (1980), la schistosité de flux principale observable (S_1 ou S_2 ?) serait liée à un déversement Sud; un système de replis métriques associés à une crénulation et une schistosité pli-fracture à plans axiaux subverticaux ou fortement inclinés vers le Sud (S_3 ?) apparait postérieurement.

Dans la partie orientale de l'île, les structures d'ensemble se redressent (cf. coupes de KÜGLER, 1959) en une série de grands plis droits symétriques.

V - COMPARAISON SUCCINCTE AVEC L'AVANT-PAYS AUTOCHTONE SUBAUTOCHTONE; CONCLUSIONS

Cette tentative de comparaison de la série de la Zone de la Cordillère Côtière avec celle de l'avant-pays de la Chaîne Caraïbe doit être faite en séparant les trois grands ensembles stratigraphiques qui ont été distingués dans les paragraphes I, II et III : le pré-Mésozoïque, le Mésozoïque anté-Crétacé et le Crétacé inférieur. Par ailleurs, du point de vue géographique, les extrémités orientale et occidentale (confins Araya-Paria-Trinidad et Nord des Andes de Mérida) montrent un affrontement direct des deux séries à comparer (cf. chap. I); ce n'est pas le cas pour la portion centrale de la Chaîne où la Zone de la Cordillère Côtière est séparée de l'avant-pays autochtone par les Nappes d'Aragua et la Zone Piémontine; c'est au front de cette dernière qu'apparaissent des lambeaux de Crétacé inférieur (FURRER, 1972; BECK, 1977a et b; BECK et FURRER, 1977) permettant une comparaison.

A) Le Paléozoïque-Précambrien

Dans les Andes de Merida et la Sierra de Perija (fig. 164), trois séries séparées par des discordances composent la colonne Précambrien-Paléozoïque :

- gneiss (dont orthogneiss), micaschistes et quartzites, du Précambrien;
- schistes et quartzites du Cambrien-Ordovicien;
- pélites et calcaires, du Carbonifère-Permien.

Trois séries de pluton sont datées radiométriquement (cf. MARTIN-BELLIZZIA, 1968; BELLIZZIA *et al.*, 1976) :

- à la limite Ordovicien-Silurien,
- à la limite Dévonien-Carbonifère (dans la Sierra de Perija),
- au Permien-Trias inférieur moyen (entre 285 et 215 MA environ).

Dans le dôme de El Baül (fig. 164) affleure le Cambrien-Ordovicien (daté par des Tri-lobites, MARTIN-BELLIZZIA, 1961); il est recoupé par un pluton granitique alcalin daté radiométriquement du Permien.

Dans les sondages pétroliers Carrizal-1 et Hato Viejo-1 (fig. 164) ont été trouvées - sur du Précambrien et sous du Crétacé - deux formations gréso-pélimitiques (portant les deux noms précédemment cités) datées du Dévonien supérieur-Carbonifère par des palynomorphes (*in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980, t. 1, p. 141-142; *in* THERY, 1982).

Deux faits apparaissent corrélables avec les données concernant la Zone de la Cordillère Côtière :

- un événement magmatique - métamorphique à la limite Ordovicien-Silurien (métamorphisme de l'orthogneiss de Sebastopol),
- un événement magmatique-métamorphique permien (métamorphisme de l'orthogneiss de Peña de Mora).

Le granite permien de Paraguana occupe une position particulière peut-être intermédiaire entre l'avant-pays andin et l'unité allochtone - de la Cordillère Côtière (STEPHAN *et al.*, 1980).

Si ces deux événements paraissent "prolonger" en quelque sorte le domaine andin dans la portion centrale de la Zone de la Cordillère Côtière - abstraction faite des transgressions et déplacements tectoniques postérieurs - leur existence dans la portion orientale de cette dernière (Araya-Paria-Trinidad) apparaît plus hypothétique.

B) Le Mésozoïque anté-Crétacé

Dans les Andes de Merida et sur le flanc Est de la Sierra de Perija (cf. STEPHAN *et al.*, 1980) n'apparaît aucun élément sédimentaire ou éruptif daté du Trias-Jurassique inférieur. Le Jurassique moyen-supérieur (BENEDETTO et ODREMAN, 1977) est représenté par des sédiments détritiques continentaux rubéfiés. Dans la partie méridionale de la Goajira (fig. 164) sont connus des sédiments carbonatés et terrigènes d'âge Jurassique supérieur (Kimméridgien daté par des Ammonites, *in* GEYER, 1977).

Partout ailleurs (en sondage au Sud de la Chaîne Caraïbe, dans la Chaîne Intérieure Orientale ou dans le centre et le sud de Trinidad) n'est connu aucun élément attribué au Trias-Jurassique.

La présence de sédiments marins hémipélagiques ou néritiques datés du Malm (notamment du Kimméridgien) paraît propre à la Zone de la Cordillère Côtière et, localement, à la bordure de l'avant-pays autochtone (Goajira et Paraguana).

C) Le Crétacé inférieur

Les relations entre la Zone de la Cordillère Côtière et le Nord des Andes de Merida ont

été analysées en détail par STEPHAN (1977a, 1982) notamment pour ce qui concerne la période Crétacé inférieur. Pour cet auteur, une continuité paléogéographique claire a existé entre le Crétacé inférieur épimétamorphique du "surco" de Barquisimeto et celui de la terminaison Nord-andine (cf. également in STEPHAN *et al.*, 1980). Dans l'ensemble des Andes de Merida, la transgression Crétacé inférieur débute du Néocomien à l'Aptien-Albien (STEPHAN, 1982).

Dans l'Est de la Zone de la Cordillère Côtière, une séparation plus abrupte apparaît entre la Chaîne Intérieure Orientale et la Péninsule d'Araya-Paria; elle est le fait, d'une part de la faille d'El Pilar et, d'autre part, d'un contact tangentiel majeur (et unique ?) séparant les schistes de la région de Carupano-El Pilar et les calcaires et marnes subautochtones affleurant au Sud de Casanay (fig. 168) (METZ, 1968a ; VIGNALI, 1977; CAMPOS, 1981). Néanmoins, des corrélations s'établissent clairement entre la série supérieure du Sud de Paria et celle de la Chaîne Intérieure Orientale et une continuité paléogéographique peut être envisagée comme pour le Nord des Andes de Merida. Le cas de Trinidad est légèrement différent : le Crétacé inférieur au Sud de la faille d'El Pilar est connu surtout en sondage; le contact tangentiel entre les séries métamorphiques de la "Northern Range" et celle de l'autochtone n'est pas connu à l'affleurement. Néanmoins, KÜGLER (1959) et SAUNDERS (1974) établissent des corrélations et une continuité paléogéographique entre les deux domaines.

Dans la Chaîne Intérieure Orientale, la transgression Crétacé inférieur débiterait à l'Hauteriviien (HEDBERG, 1950; GUILLAUME, BOLLI, BECKMANN, 1972) et peut-être dès le début du Néocomien.

Dans la portion centrale de la Chaîne Caraïbe, au front de la Zone Piémontine (ne comportant que du Sénonien-Paléogène), des éléments de Crétacé inférieur affleurent de trois manières (à la latitude de Taguay, fig. 164) :

- en olistolithes de petite taille incorporées dans des pélites du Paléocène-Eocène inférieur (FURRER, 1972);
- dans un système d'écaillés très dissociées (BECK, 1977b; BECK et FURRER, 1977);
- en contact normal sous le Crétacé supérieur de l'unité la plus externe de la Zone Piémontine (unité dite "du Rio Taguay", BECK, 1977a et c).

Sont mentionnés (cf. chap. II et III) : des calcaires à Mollusques aptiens-albiens, des calcaires à Trocholines, des calcaires à Calpionellidés et une masse de gypse-anhydrite rubané associé à des argillites noires; l'étage le plus ancien daté est le Valanginien (BECK et FURRER, 1977). Pour FURRER (1972), ces restes de calcaires à Calpionellidés appartiennent à la bordure méridionale d'une ceinture de sédiments néocomiens dont l'essentiel est actuellement incorporé à la série métamorphique de la Cordillère Côtière.

D) Conclusions

Sans anticiper sur le dernier chapitre de ce mémoire où seront développées des corrélations paléogéographiques sur l'ensemble de la Chaîne Caraïbe, je résumerai les principales caractéristiques de la Zone de la Cordillère Côtière.

Pour les comparaisons qui précèdent, il a été nécessaire de séparer trois périodes principales; ce sont ces mêmes subdivisions qui vont servir de trame aux présentes conclusions.

La Zone de la Cordillère Côtière - dont la série constitue le matériel de l'Unité de la Cordillère Côtière telle qu'elle a été définie par STEPHAN *et al* (1980) - apparaît homogène du point de vue lithostratigraphique au Jurassique supérieur (Jurassique moyen *pro parte?* base du Néocomien ?); il s'agit là d'une zone isopique *sensu stricto*. Des faciès carbonatés parfois dolomitiques et très néritiques (voire récifaux ?) ou des faciès à tendance hémipélagiques se relaient, probablement horizontalement et verticalement; joints à l'association possible avec des évaaporites (Fm. Nirgua ?) et à la présence d'un matériel terrigène parfois peu évolué, ces faits caractérisent le développement d'une marge stable prenant appui sur le Nord du craton sud-américain (cf. STEPHAN *et al*, 1980; BELLIZZIA *et al*, 1980; BECK, 1983). Une épaisse série de carbonates néritiques tihoniques-néocomiens est connue sur le plateau de Demerara (SANCHO, 1985).

Cette marge s'installe partiellement (portion occidentale) sur un orogène calédonien et hercynien émergé au Trias-Jurassique inférieur; vers l'Est, elle s'installerait directement sur le Précambrien du Bouclier Guyanais localement recouvert de dépôts du Cambrien-Ordovicien ou du Dévonien-Carbonifère (cf. THERY, 1982).

A la limite Tithonique-Néocomien, le domaine - paléogéographique - de la Cordillère Côtière subit une tectonisation compressive associée peut-être à des montées granitiques, ces dernières liées à de grandes zones de cisaillement ductile profondes (?). Cette tectonisation inégalement argumentée selon les régions envisagées, a pu affecter différemment le domaine de la Cordillère Côtière, selon que l'on s'adresse aux portions centrale, occidentale ou orientale; par ailleurs, cet événement affecte surtout une frange septentrionale du domaine. L'existence de cette phase orogénique tithonique-éocrétacée a été soulignée et argumentée par STEPHAN *et al* (1980) dans l'ensemble de la Chaîne Caraïbe.

A la suite de cet événement, au Crétacé inférieur (Valanginien ou base du Néocomien ?) une transgression généralisée vers le Sud place dans les mêmes conditions de paléoenvironnement une partie des anciennes régions littorales ainsi que la partie méridionale - au moins - du domaine de la Cordillère Côtière précédemment défini. L'alimentation en terrigène grossier au Néocomien-Barrémien se fait (en particulier dans l'Est) à partir du Nord et *pro parte* au détrimement des dépôts Jurassique supérieur (cf. notamment KÜGLER, 1974).

Le Crétacé supérieur -représenté uniquement dans les deux extrémités de la Zone de la Cordillère Côtière et en position très marginale - n'a pas été envisagé dans les comparaisons précédentes. Néanmoins, la limite Sémonien inférieur-Sémonien supérieur est une autre période fondamentale pour la Cordillère Côtière (cf. chap. III et IV, et *in* STEPHAN *et al*, 1980); c'est celle d'un métamorphisme général (dynamo-thermique) associée à une nouvelle compression et probablement à une remobilisation granodioritique locale. Géographiquement, ce métamorphisme paraît avoir affecté surtout le secteur correspondant au domaine défini au Jurassique supérieur.



CHAPITRE VI

LA ZONE DE LA FRANGE COTIERE-MARGARITA

I.- INTRODUCTION ; DISTINCTION DE L'UNITE DE LA FRANGE COTIERE-MARGARITA

Baptisée et définie en tant qu'unité allochtone sur le flanc Nord de la Cordillère Côtère par STEPHAN *et al.* (1980), elle affleure de façon discontinue le long du littoral caraïbe depuis Puerto Cabello jusqu'à l'Est de Carupano (fig. 171), mais est surtout bien développée dans l'île de Margarita. Ayant évoqué, dans l'introduction du chapitre V, l'histoire de la distinction de cette unité, je développerai ici les caractéristiques lithostratigraphiques et tectoniques distinctifs avant d'envisager l'Unité Frange Côtère-Margarita dans la partie centrale de la Chaîne Caraïbe.

A) Mono- ou polymétamorphisme des éclogites et amphibolites éclogitiques des secteurs de Puerto Cabello, Caracas et de l'île Margarita

DENGO (1953) décrit, au Nord de Caracas, des "amphibolites éclogitiques" contenant de l'omphacite et des grenats ainsi que des amphibolites à grenat et des roches composées de glaucophane (65 %), épidote et grenat ; il considère que ces différentes roches se sont formées au cours d'un métamorphisme prograde ne dépassant pas le faciès amphibolites.

MORGAN (1969), analysant la pétrographie de roches identiques -ainsi que d'éclogites vraies- provenant des environs de Puerto Cabello, conclut également à un monométamorphisme ; il décrit le mode de gisement de ces roches, intercalées dans des schistes verts (métatufs) et concordantes avec la foliation principale.

MARESCH (1972) décrit dans le Nord-Est de l'île de Margarita des lentilles d'éclogite et d'amphibolite semblable à celles de la région de Puerto Cabello ; ces études pétrologiques et géochimiques le conduisent à relier la formation de ces roches ainsi que celle de la série associée, à un métamorphisme haute pression-basse température plurifacial ; ce métamorphisme serait d'âge Crétacé supérieur (MARESCH, 1974). Ultérieurement, MARESCH (1980) considère que ce métamorphisme fut suivi d'une "décompression" synchrone d'une augmentation de température.

NAVARRO (1972, 1976, 1977), étudiant des éclogites de l'île de Margarita et, en particulier leurs pyroxènes, conclut à l'existence d'un polymétamorphisme ; une phase de haute pression-basse température est suivie d'une phase de haute pression-haute température et, ensuite, d'un processus rétrograde. Cet auteur propose, par ailleurs, une corrélation de ces phases avec certains des épisodes de déformation postulés par VIGNALI (1972).

Dans l'île de Margarita, le long de la Cordillère Côtère ou le long de la Péninsule d'Araya-Paria, des lambeaux de roches ultramafiques (généralement des serpentinites) sont associés aux lentilles d'amphibolites et d'éclogites. Sur le bord Nord de la péninsule d'Araya-Paria, ces lambeaux s'associent localement à des gabbros et diorites (GONZALEZ de JUANA et MUÑOZ, 1968 ; SIFONTES et SEIJAS, 1972 ; CAMPOS, 1981) ; c'est dans ces dernières que CAMPOS (1981) signale l'existence de glaucophane antérieur à la schistosité principale ; cet auteur considè-

re qu'il s'agit d'un métamorphisme antérieur au métamorphisme principal de la zone de la Cordillère Côtière (Crétacé supérieur).

MARTIN (1977) considère que les roches éclogitiques et les schistes à glaucophane affleurant le long de la Cordillère Côtière ont subi un métamorphisme rétrograde dans le faciès schistes verts.

L'hypothèse d'un métamorphisme unique ayant formé les schistes et micaschistes Jurassique supérieur-Crétacé de la Cordillère Côtière et les roches éclogitiques de la bordure Nord de cette dernière, est donc écartée dans les travaux les plus récents consultés. Il faut admettre, en corollaire, que ces roches éclogitiques n'appartiennent pas initialement à la série Jurassique supérieur-Crétacé de la Cordillère Côtière.

B) Existence d'un contact tangentiel majeur anté-Crétacé supérieur associé à des écaillés et olistolithes d'ultramafites

Pour MORGAN (1969), les schistes, amphibolites et éclogites de la région de Puerto Cabello sont en continuité stratigraphique avec le Gr. Caracas ; c'est l'hypothèse proposée par DENGO (1953) dans la région de Caracas, pour une série de schistes verts et amphibolites affleurant sur le flanc Nord de la Cordillère Côtière (Fm. Tacagua ; fig. 147 et 148) ; ces derniers étant eux-mêmes au contact des lambeaux de serpentinite et d'éclogite. GONZALEZ de JUANA et MUÑOZ (1968) décrivent une série d'affleurements d'ultramafites sur le littoral Nord de la péninsule d'Araya-Paria ; ces roches sont considérées comme intrusives dans des "schistes à actinote, schistes à glaucophane", l'ensemble étant en contact par faille avec une série métavolcanique. Cette dernière, baptisée Fm. El Copey (IN SEIJAS, 1972), est corrélée avec la Fm. Tacagua du littoral au Nord de Caracas.

BLADIER (1977) décrit -dans la région de Carupano- un contact tectonique tangentiel entre une série métamorphisée de laves, tufs et jaspes (une partie des laves étant en oreillers) et les schistes et calcschistes appartenant à la zone de la Cordillère Côtière (cf. *supra*, fig. 170). Des lentilles de serpentinite écaillée jalonnent ce contact ; pour BLADIER (1977), cette structure sépare :

- une formation métasédimentaire métamorphisée dans le sous-faciès à quartz-albite-muscovite-chlorite ;

- d'une formation métavolcanique métamorphisée dans le sous-faciès à quartz-albite-épidote-almandin.

L'ensemble est repris postérieurement par une phase tectonique associée à une schistosité de flux, d'âge Crétacé supérieur.

MARTIN (1977) souligne l'importance de la série d'affleurements à éclogites-schistes à glaucophanes-serpentinites qui frangent la Cordillère Côtière et la péninsule d'Araya et parle de "mélange" sans toutefois en préciser la structure interne et la position structurale.

CAMPOS *et al.* (1980), STEPHAN *et al.* (1980), CAMPOS (1981) précisent la géométrie et l'extension du contact mis en évidence par BLADIER (1977). STEPHAN *et al.* (1980) définissent l'"Unité Frange Côtière-Margarita" (cf. fig. 6, chap. I, et fig. 171). Le contact majeur qui sépa-

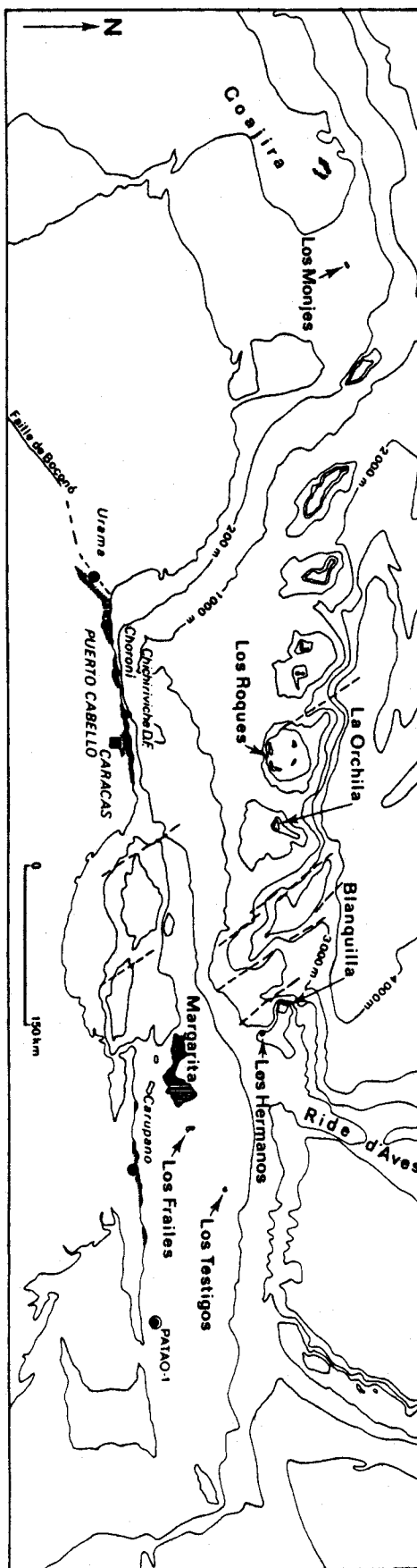


Fig. 171.- Principaux affleurements de la Zone de la Frange Côtière-Margarita et localités de référence.
Fig. 171.- Afloramientos mayores de la Zona de la Franja Costanera-Margarita y localidades de referencia.

re cette unité de celle de la Cordillère Côtière est le siège d'un écaillage intense faisant intervenir notamment des serpentinites ; ces dernières seraient reprises, à l'avant du contact (bordure Nord de la zone de la Cordillère Côtière) sous forme d'olistolithes (fig. 170), ainsi qu'au sein de la série charriée à matériel métavolcanique.

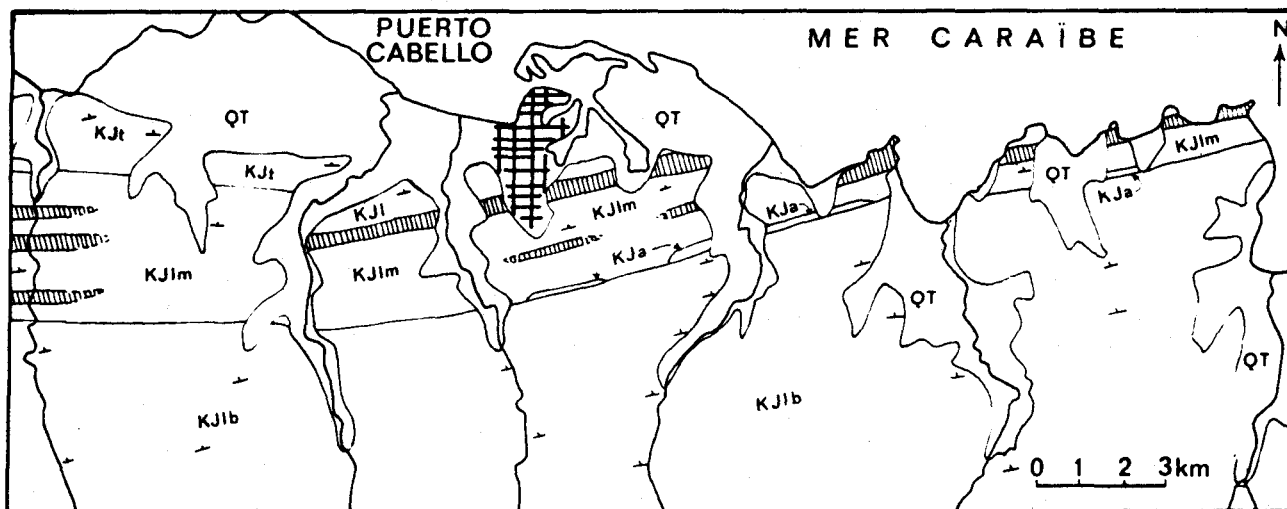
C) Remarques préliminaires sur la définition de la zone de la Frange Côtière-Margarita


Distinguée fondamentalement pour ses rapports tectoniques avec la zone de la Cordillère Côtière et son contenu lithologique différent, la zone de la Frange Côtière-Margarita apparaît, dès les premières données qui viennent d'être rappelées, comme un ensemble composite avec des éléments remaniés (éclogites, notamment) et du matériel ultramafique associé localement à des gabbros-diorites. Cette association possible avec des écailles à matériel ophiolitique rappelle l'existence, parmi les Nappes d'Aragua, d'un ensemble ophiolitique et d'un ensemble métavolcanique comportant des schistes à glaucophane. Par ailleurs, certaines caractéristiques de l'île de Margarita (le plus vaste affleurement de la zone de la Frange Côtière-Margarita) ont déjà été mentionnées pour la zone de la Cordillère Côtière.

Pour ces raisons, sans préjuger de distinctions au sein de l'ensemble baptisé Frange Côtière-Margarita, je considérerai les différents affleurements ayant un ou plusieurs points communs avec la Frange Côtière-Margarita telle qu'elle a été définie par STEPHAN *et al.* (1980). Je discuterai ultérieurement de l'hétérogénéité de celle-ci et proposerai une réflexion sur l'existence d'un domaine -paléogéographique- de la Frange Côtière-Margarita et son extension.

II.- LA ZONE DE LA FRANGE COTIERE-MARGARITA DANS LA REGION DE PUERTO CABELLO-CABOCODERA

A) Les environs de Puerto Cabello (fig. 171 et 172)



 Niveaux contenant des roches mafiques à grenats.

QT: Quaternaire.

KJt : Formation Tacagua.

KJIm: Fm. Las Brisas.

KJa : Fm. Antimano.

KJib : Fm. Las Brisas.

} JURASSIQUE-CRETACE

Fig. 172.- Carte géologique des environs de Puerto Cabello; extrait de MORGAN (1970).

Fig. 172.- Mapa geológico de los alrededores de Puerto Cabello; tomado de MORGAN (1970).

Dans le cadre d'une étude générale de la région de Valancia, MORGAN (1969, 1970) analyse en détail la pétrologie d'"éclogites et amphibolites éclogitiques" affleurant dans le secteur de Puerto Cabello (fig. 172, extraite de MORGAN, 1970).

Du point de vue des relations de terrains, cet auteur note :

- "les éclogites apparaissent, de façon concordante, dans des niveaux (units) appartenant à un intervalle stratigraphique restreint du Groupe Caracas" ;
- "les éclogites, les amphibolites éclogitiques, les amphibolites à grenat apparaissent en masses tabulaires (...) boudinées dans des schistes et gneiss, ou en blocs totalement isolés au sein de schistes et marbres graphiteux" ;
- "l'épaisseur des lames (sheets) d'éclogites et amphibolites varie de 10 cm à 15 m ; les contacts sont nets, sans transition avec la roche encaissante" ;
- "la plupart des lames montrent un litage par ségrégation des grenats et amphiboles" ; "lorsque ces roches sont à l'état de boudins ou de blocs, le litage fait un angle avec la foliation des schistes encaissants (...) témoignant d'une rotation de ces blocs".

MORGAN (1970) distingue, des roches précédentes, des lames d'amphibolites à épidote-chlorite, non représentées à l'état de boudins ou de blocs ; il les attribue à la Fm. Tacagua (fig. 172) ; une forte schistosité de type strain-slip affecte ces roches alors qu'elle est rare dans les éclogites et amphibolites à grenats.

L'interprétation donnée par MORGAN (1970) de ce secteur est la suivante : les éclogites et amphibolites éclogitiques sont d'anciens "sills, tufs et coulées" ayant une "composition chimique globale de basalte tholéïitique" ; ces roches auraient été métamorphosées *in situ* avec le Gr. Caracas.

B) Le secteur de Choroni

Les cartes de RODRIGUEZ (1972) et de BELLIZZIA *et al.* (1976) présentent l'ensemble situé au Nord du granite de Choroni comme appartenant à la Fm. Las Brisas. RODRIGUEZ (1972) mentionne en arrière du littoral, des lentilles d'amphibolite à épidote. Lors d'une coupe de reconnaissance effectuée de Maracay à Choroni-Puerto Colombia (Cf. chap. V), je n'ai observé -entre le massif granitique et le village de Choroni- que des micaschistes et quartzites, intercalées localement de petits niveaux d'amphibolites à épidote (vert à vert-bleuté). J'attribue cet ensemble à la série des quartzites et micaschistes à deux micas (Fm. Peña de Mora) de la Cordillère Côtière. Par ailleurs, de l'entrée de Puerto Colombia (fig. 173) jusqu'à 3 km vers l'Est, j'ai observé un ensemble à pendage Nord, entre 35° et 80°, de lithologie identique à ce qui est décrit par MORGAN (1970) près de Puerto Cabello. Je propose donc de rattacher ce secteur (cartographié approximativement, à partir de photos aériennes, sur la figure 173) à la zone de la Frange Côtière-Margarita.

La piste qui mène de Puerto Colombia à la baie située immédiatement à l'Est recoupe :

- des marbres graphiteux quartzitiques et micacés à stratification mal définie et grains de taille variable (parfois microconglomératiques) ; deux lames minces ont montré une associa-

tion de quartz, calcite, mica blanc, épidote (pistachite et clinozoïsite), petits grenats et des sections possibles d'andalousite (poecilitique, imprégnée de matériel opaque et fracturée) ; le quartz est à contours généralement peu suturés ;

- des schistes verts-amphibolites à albite-actinote-chlorite-grenat, intercalés en lits de quelques dizaines de cm dans les niveaux carbonatés précédents (point noté SV sur la figure 173) ; une lame mince montre de l'albite en porphyroblastes poecilitiques (ayant subi des rotations tardives d'orientation apparemment quelconque) ; calcite, chlorite (magnésienne), épidote (pistachite et clinozoïsite), mica blanc, sphène (abondant), grenat et actinote, sont les autres minéraux observés. Ces niveaux sont homogènes et pourraient représenter d'anciennes coulées ou dykes ou de roche basique.

Les niveaux carbonatés noirâtres, tant par leur stratification (mal définie) que par leur composition, m'apparaissent nettement différents de la Fm. Las Mercedes telle que j'ai pu l'observer dans les régions de la Victoria et de Caracas ; la minéralogie actuelle suggère d'anciens niveaux volcano-détritiques dont le matériel pourrait être directement lié aux laves intercalées (?).

Plus vers l'Est (point noté e sur la figure 173), j'ai observé la succession schématisée sur la figure 174 ; la taille réduite de l'affleurement ne permet pas d'apprécier le caractère lenticulaire ou continu des différents niveaux (ce problème est, d'ailleurs, soulevé par MORGAN (1970) pour la région de Puerto Cabello).

En plus des marbres graphiteux quartzitiques déjà mentionnés, j'ai observé une roche à grenats et clinopyroxènes verdâtres (amphibolite éclogitique ou éclogite vraie ?) ; macroscopiquement, ces minéraux apparaissent en yeux millimétriques, étirés parallèlement à la schistosité d'ensemble (noté S sur la figure 174).

En lame mince, on observe :

- des clinopyroxènes faiblement colorés en vert, partiellement altérés à la périphérie (parfois totalement) et remplacés par un agrégat brunâtre à fort relief ; des portions saines de taille millimétrique sont visibles ; ce minéral (amphacite ?) constitue au moins 30 à 40 % de la roche ;

- des grenats poecilitiques "dilacérés" le long de la foliation et localement kélyphitisés ;

- du quartz, de l'épidote (zoïsite-clinozoïsite), des micas blancs, de la chlorite (magnésienne), de la calcite et des petites sections d'albite poecilitique.

Les micas blancs et l'albite paraissent liés à l'apparition de la schistosité (qui est celle des niveaux "encaissants") et donc postérieurs aux grenats et aux clinopyroxènes qui sont étirés selon cette dernière. Cette roche correspondrait aux lentilles d'éclogite ou d'amphibolite éclogitique décrites par MORGAN (1970) quelques dizaines de km plus à l'Ouest.

C) Le littoral du District Fédéral

Ce secteur a été étudié par DENGO (1953) puis par RODRIGUEZ (1972) et WEHRMANN (1972) ; c'est aux travaux de ce dernier qu'est empruntée la carte de la figure 175. L'observation d'une coupe suffisamment longue et continue est rendue difficile dans ce secteur pour deux raisons :

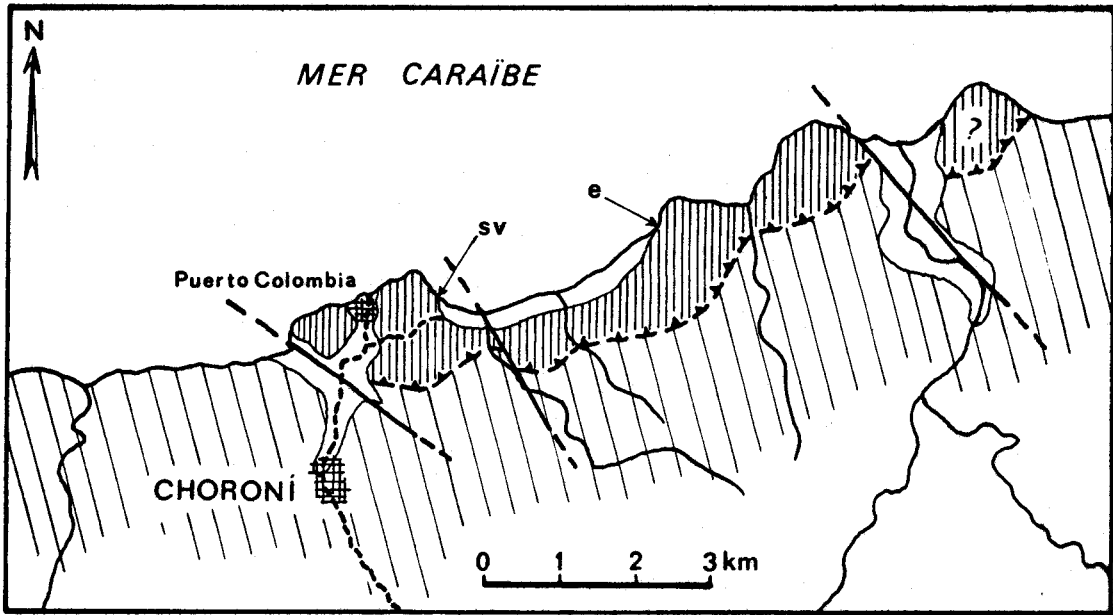


Fig. 173.- Affleurement de la Zone de la Frange Côtière-Margarita dans le secteur de Choroní.

Légende : 1. Micaschistes et quartzites de la Zone de la Cordillère Côtière (Fm. Peña de Mora); 2. Zone de la Frange Côtière-Margarita; 3. Quaternaire; sv. schistes verts; e. roches éclogitiques.

Fig. 173.- Afloramiento de la Zona de la Franja Costanera-Margarita en el area de Choroní.

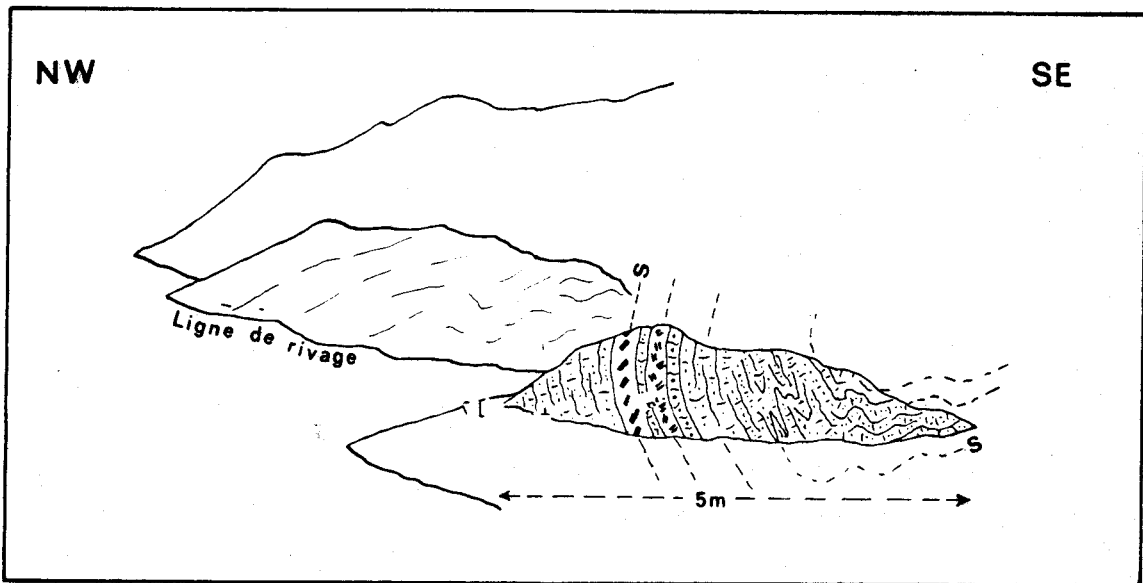
Leyenda : 1. Micaesquistos y cuarcitas de la Zona de la Cordillera de la Costa (Fm. Peña de Mora); 2. Zona de la Franja Costanera-Margarita; 3. Cuaternario; sv. esquistos verdes; e. rocas eclogíticas.

Fig. 174.- Affleurement d'éclogite à l'Est de Puerto Colombia.

Légende : 1. marbre graphiteux quartzitique; 2. schiste vert; 3. éclogite-amphibolite éclogitique.

Fig. 174.- Afloramiento de roca eclogítica al Este de Puerto Colombia.

Leyenda : 1. mármol grafitoso cuarcítico; 2. esquistos verde; 3. eclogita-amfibolita eclogítica.



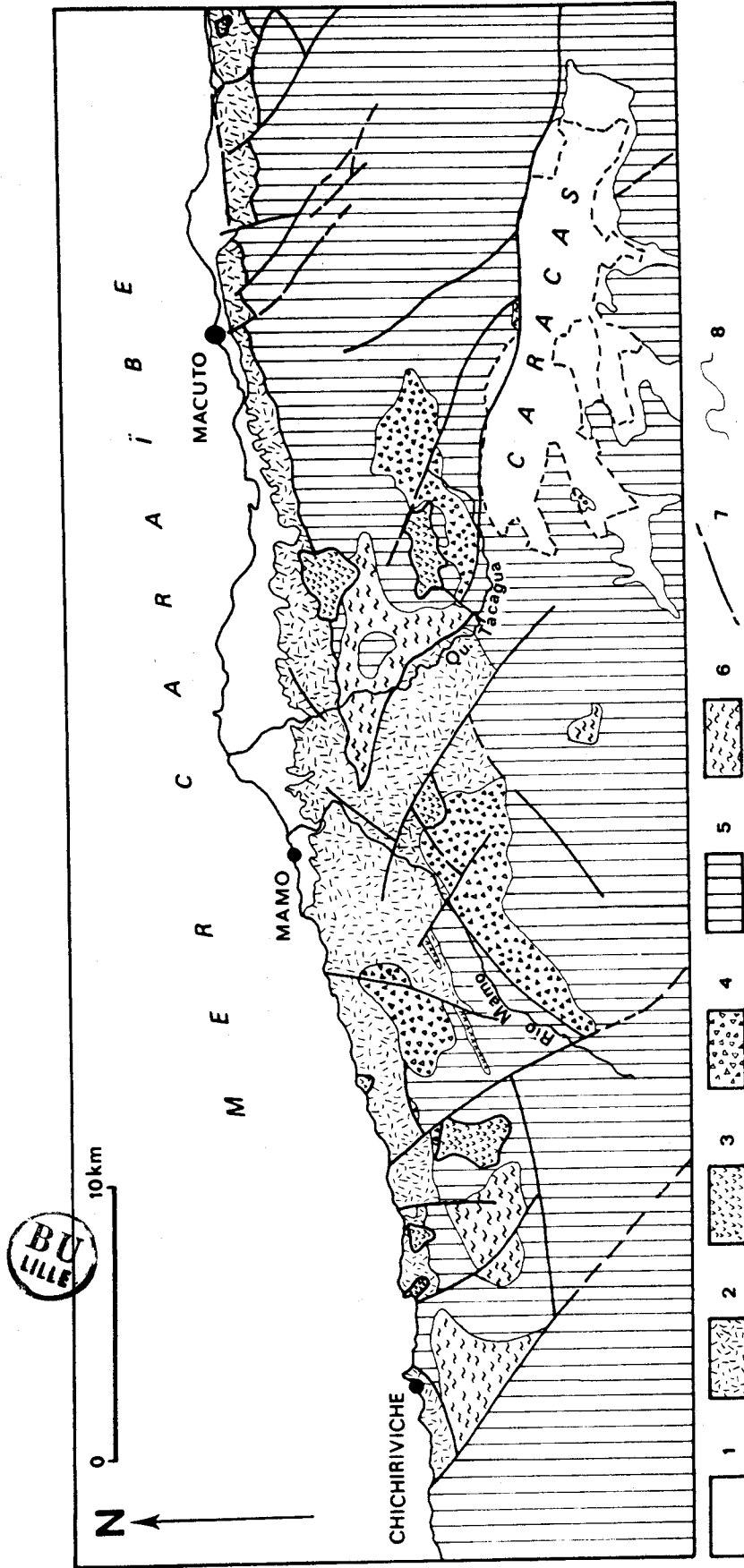


Fig. 175.- Carte géologique du Littoral du District Fédéral d'après WEHRMANN (1972); légèrement simplifié.
 Légende: 1. Néogène-Quaternaire; 2. Fm. Tacagua, roches volcaniques basiques, Crétacé inférieur; 3. roches ultramafiques; 4. roches basiques métamorphisées; 5. Gr. Caracas indifférencié, Jurassique supérieur-Crétacé inférieur; 6. Gneiss ocellé (Fm. Peña de Mora); 7. contact anormal; 8. contact normal.

Fig. 175.- Mapa geológico del Litoral del Distrito Federal; tomado de WEHRMANN (1972); ligeramente simplificado.
 Legenda: 1. Neogeno-Cuaternaria; 2. Fm. Tacagua, rocas volcánicas básicas, Cretácico inferior; 3. rocas ultramaficas; 4. rocas igneas básicas metamorfizadas; 5. Gr. Caracas sin diferenciar, Jurásico superior-Cretácico inferior; 6. augenigneis (Fm. Peña de Mora); 7. contacto de falla; 8. contacto estratigráfico.

- une raison pratique ; le littoral est très escarpé (à l'exception de la portion comprise entre Macuto et Taguao) et, dans le détail, très découpé et, de ce fait, d'accès difficile ;
- une raison géologique ; la Frange Côtière (ainsi que son substratum tectonique) est littéralement hachée par des accidents subverticaux orientés NW-SE à N-S (fig. 175).

La piste qui longe le littoral -légèrement en retrait et en altitude- à l'Ouest de Taguao (fig. 176) permet d'observer une série de petits affleurements dont trois sont représentés sur la figure 177.

1.- L'affleurement a

De taille réduite, il montre (fig. 176 et 177), un contact direct entre :

- des quartzites-micaschistes massifs à grands micas blancs et quelques biotites, identiques à ceux observés dans la région de la Colonia Tovar (Fm. Peña de Mora) ; une lame mince montre l'aspect mylonitique des quartz ainsi qu'une microfracturation et un microplissement de type kink des lamelles de muscovite. Cette microdéformation des muscovites (non observée plus au Sud) serait directement liée à la proximité du contact basal de la zone de la Frange Cotière-Margarita ;
- de la serpentinite très écailleuse, au sein de laquelle subsistent des lentilles dures d'une roche vert sombre ; la serpentinite montre, en lame mince, deux microfabriques superposées dont la seconde (fort clivage de type strain-slip) est grossièrement parallèle au contact serpentinite-quartzite ; ces quelques mètres de serpentinite sont suivis par des schistes verts lités (litage correspondant à la stratification originelle) d'origine pyroclastique ou, peut-être localement, lavique. Ces schistes seront décrits plus en détail sur les affleurements b et c. Les lentilles dures incluses dans la serpentinite montrent, en lame mince : des pyroxènes pseudomorphosés par des agrégats d'aiguilles d'actinote, des grandes amphiboles vert pâle à extrémités "effilochées", du quartz et de l'albite poecilites, de l'épidote (clinozoisite et pistachite), du sphène, quelques micas blancs et petits grenats ; cette roche pourrait représenter une ancienne pyroxénolite ou un ancien gabbro riche en pyroxène ayant subi un métamorphisme postérieur (porphyroblastes d'albite, épidote, mica blanc).

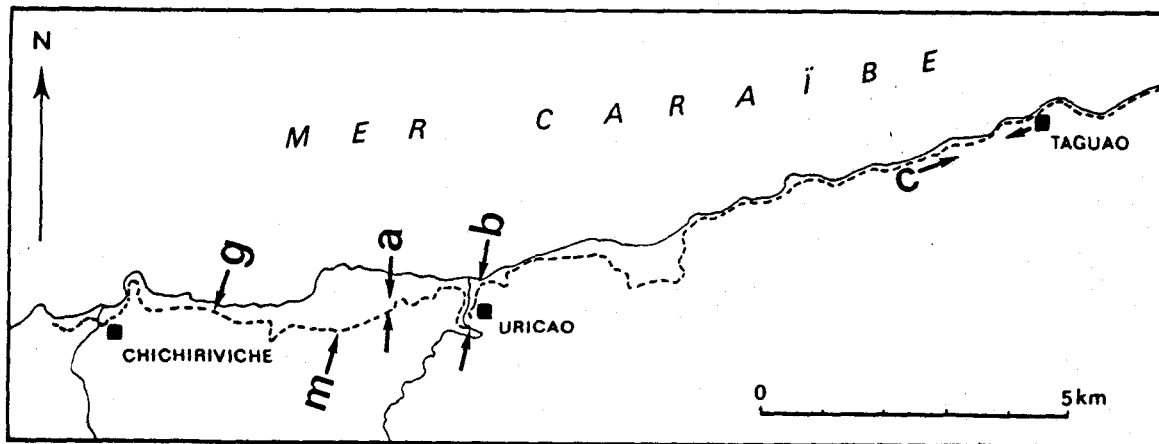


Fig. 176.- Localisation des coupes du littoral du District Fédéral.

Fig. 176.- Ubicación de los cortes de litoral del Distrito Federal.

Si ces quelques mètres de serpentinite correspondent bien à la base de la zone de la Frange Côtière-Margarita, il faut noter :

- que le contact qui la sépare de la zone de la Cordillère Côtière est parallèle à la schistosité des serpentinites et schistes verts sus-jacents et à la foliation micacée des quartzites-micaschistes sous-jacents ;

- que les serpentinites sont au contact d'un niveau très inférieur de la série de la Cordillère Côtière ; à cet égard, il faut noter la proximité immédiate (fig. 175) de gneiss oillé (attribué à la Fm. Peña de Mora) ; ce dernier -que j'ai observé et échantillonné au point noté g (fig. 176)- se distingue clairement des granites foliés déjà évoqués ; il correspond à la description des gneiss considérés comme des noyaux de socle (Cf. discussion du chap. V), et montre notamment deux générations de feldspath potassique suivies d'un métamorphisme à albite-épidote-mica blanc.

2.- L'affleurement b, le plus intéressant du point de vue lithostratigraphique, montre en continuité une série finement stratifiée (à l'exception de certains niveaux de marbres quartzitiques) où alternent, dans des ordres variés, les principales roches suivantes (coupe b, fig. 177) :

- des schistes verts calcaireux ou non, composés de petites amphiboles vert pâle (actinote ou hornblende actinolitique), de chlorite, de clinozoisite (très abondante), de pistachite, de sphène, de calcite (0 à 5 %), de petits micas blancs, d'albite parfois poecilitique et de quartz (rare ou absent) ; ces schistes verts parfois finement lités (lits millimétriques) correspondraient pour l'essentiel à des métatufs basiques ; certains niveaux, plus massifs et très riches en chlorite, épidote, amphibole, représenteraient d'anciennes laves en coulées minces ou sills ;
- des amphibolites à grenats, composées d'amphibole vert pâle, de grenats euhédriques très poecilitiques (jusqu'à 30 % de la roche) et de taille variable, d'épidotes (surtout clinozoisite) et de mica blanc ; les contacts entre ces niveaux et les métasédiments associés apparaissent tantôt francs, tantôt transitionnels ;
- des schistes verts à épidotes et grenats, composés de pistachite (dominante) et de clinozoisite, de grenats presque entièrement remplacés par de la chlorite, du quartz, de l'albite légèrement poecilitique, des petits amphiboles vert pâle à extrémités "effilochées" ;
- des niveaux métasédimentaires carbonatés ; il s'agit soit de marbres quartzitiques graphiteux à microconglomératiques (Cf. affleurement de Chroní-Puerto Colombia) à mica blanc et épidote, soit de calcschistes, soit de schistes micacés légèrement calcaireux ;

Fig. 177.- Coupes du littoral du District Fédéral; zone de la Frange Côtière-Margarita.

Légende : 1. métatufs; 2. métalaves basiques; 3. métatufs calcaireux; 4. schistes graphiteux; 5. marbres graphiteux quartzitiques et métaconglomératiques; 6. marbres et calcschistes; 7. quartzites, métagraywackes; 8. schistes calcaireux; 9. schistes calcaireux; 9. amphibolites à grenats; 10. schistes verts à grenats; 11. serpentinite écaillée et lentilles de métapyroxénolite; 12. quartzites à grandes muscovites (Fm. Peña de Mora). F.t.: Fm. Tacagua, d'après la description de DENGÓ (1953).

Fig. 177.- Cortes de litoral del Distrito Federal; Zona de la Franja Costanera-Margarita.

Leyenda : 1. metatobas; 2. metalavas básicas; 3. metatobas calcareas; 4. esquistos grafitosos; 5. mármoles grafitosos cuarcíticos y metaconglomeráticos; 6. mármoles y esquistos calcares; 7. cuarcitas, metagraywackas; 8. esquistos calcares; 9. anfíbolitas granatíferas; 10. esquistos verdes granatíferos; 11. serpentinita escamosa con lentes de metapiroxenolitas; 12. cuarcitas con largas muscovitas (Fm. Peña de Mora). F. t. Fm. Tacagua según la descripción de DENGÓ (1953).

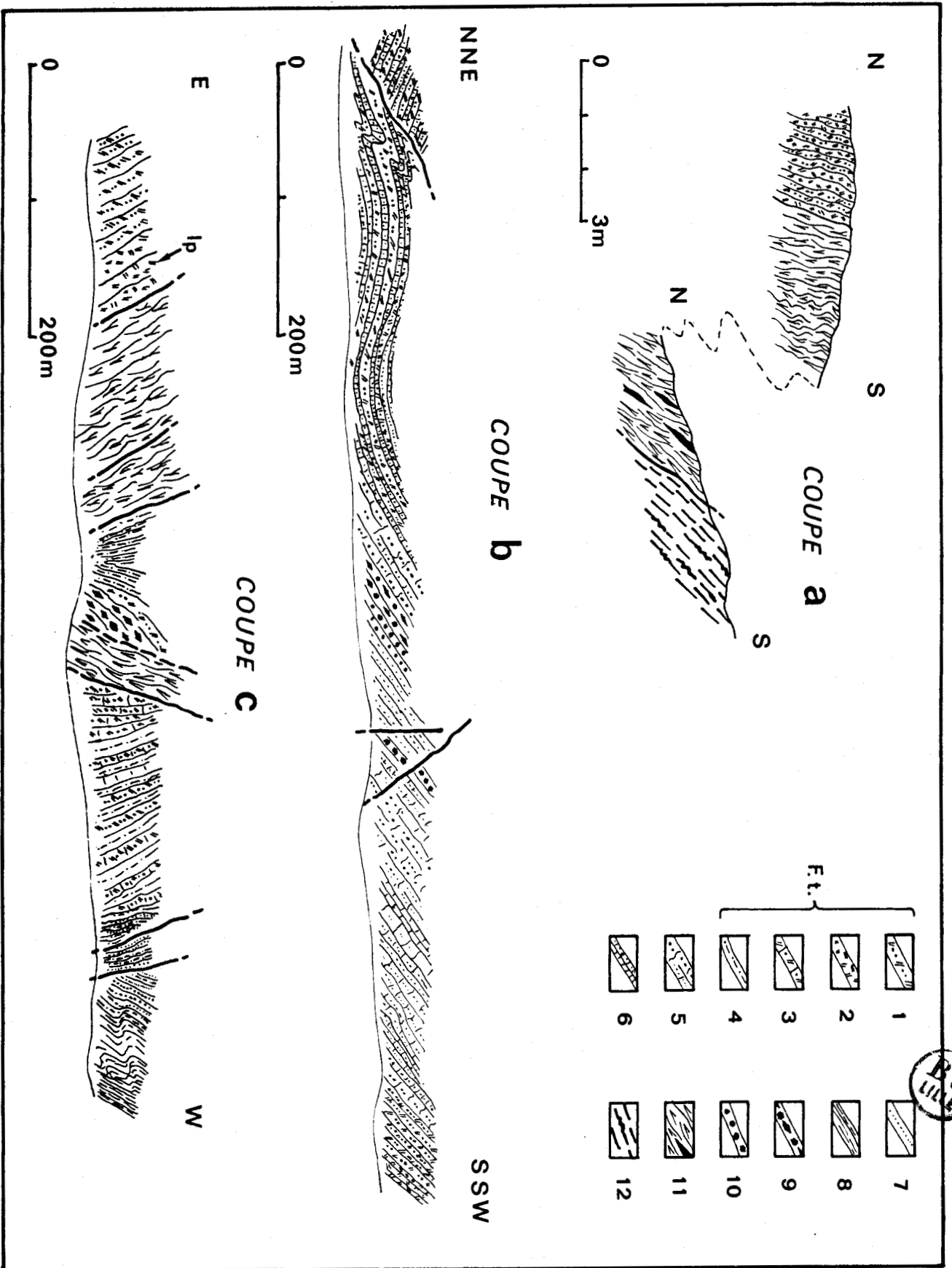


Fig. 177

- des niveaux métasédimentaires non calcaireux ; il s'agit soit de quartzite à mica blanc, grenats (très poecilites), clinozoïsite, et rares aiguilles d'amphiboles vert pâle, soit de schistes micacés et chloriteux.

3.- L'affleurement c, grossièrement parallèle à la côte, montre la complexité tectonique d'un ensemble où contacts tangentiels (ayant joué le cas échéant) et accidents subverticaux sont difficiles à distinguer ; par ailleurs, s'intercalent plusieurs lames de serpentinite écaillée. Du point de vue lithostratigraphique, cet affleurement montre l'intercalation dans un ensemble identique à celui décrit précédemment de niveaux détritiques (métagraywackes, quartzites, schistes graphiteux) et d'un niveau (noté lp sur la coupe c, fig. 177) de lave porphyrique métamorphisée.

Ce dernier montre, en lame mince, une "mésostase" schistosée à séricite-mica blanc, quartz, calcite, pistachite et d'anciens phénocristaux de pyroxène (d'après les contours) remplacés par un assemblage de clinozoïsite, calcite, chlorite ; ces minéraux et surtout la clinozoïsite (en rosaces) apparaissent en prismes bien développés.

Remarque : un affleurement noté m sur la figure 176 pose un problème pour deux raisons :

- sa lithologie et sa minéralogie se distinguent à la fois des niveaux de la Frange Côtière déjà décrits et de la série de la Cordillère Côtière ;
- ses contacts avec les deux ensembles pré-cités n'ont pas été observés.

Il s'agit essentiellement de quartzites grossièrement litées, localement intercalées de schistes ; ces niveaux, non carbonatés et localement graphiteux, montrent -en plus des minéraux cités pour les affleurements précédents- des porphyroblastes poecilites d'andaloussite tardive (englobant épidotes et petits grenats). Par ailleurs, un échantillon de schistes a montré d'abondantes sections d'un mica dur de type margarite ; un échantillon de quartzite a montré un fort développement de zoïsite.

D) Résumé

Depuis l'Ouest de Puerto Cabello jusqu'à l'Est de Macuto, affleure -avec un plongement général vers le Nord-Nord-Est- une série épaisse d'au moins quelques centaines de mètres, dans laquelle se succèdent des sédiments carbonatés volcano-détritiques riches en matière organique, des niveaux de pyroclastite et des sills ou des coulées de composition basique (basaltique selon MORGAN, 1969).

Localement, cette série renferme (à l'état d'olistolithes ?) des roches d'affinité éclogitique, probablement rétrormorphosées lors du métamorphisme (schistes verts) des niveaux encaissants. Parmi les différentes amphibolites mentionnées, il est probable qu'il faille distinguer deux types : des amphibolites en "xénolithes" (polymétamorphosées) et des amphibolites développées in situ. Il faut rappeler à ce sujet que DENG (1953) -tout en admettant une série continue avec celle de la Cordillère Côtière et un seul métamorphisme- note l'existence de plusieurs types d'amphibolites au Nord de Caracas.

Localement, le contact entre cette série et celle de la Zone de la Cordillère Côtière se fait par l'intermédiaire d'une (ou plusieurs) lames de roches ultramafiques serpentinisées.

Le contact entre ces dernières et les niveaux volcano-sédimentaires apparaît le plus souvent tectonique ; néanmoins, localement (affleurement a, fig. 177), l'hypothèse d'un contact stratigraphique ne peut être exclue. Le long du parcours effectué (fig. 176), mes observations sont en désaccord en ce qui concerne la position structurale des serpentinites telles qu'elles apparaissent sur la carte de RODRIGUEZ (1972).

La série de la Frange Côtière présente une schistosité micacée parallèle à celle des niveaux sous-jacents de la zone de la Cordillère (S 2) et repose sur la formation la plus inférieure de ce dernier, voire même directement sur ses noyaux orthogneissiques (Paléozoïque ou Précambrien).

Les affleurements de la région de Puerto Cabello et du littoral du District Fédéral sont de taille réduite en comparaison avec l'île de Margarita qui sera envisagée ci-après ; j'essaierai néanmoins de replacer ces affleurements dans l'ensemble de la série affleurant dans l'île.

III.- PROLONGEMENTS ORIENTAL ET OCCIDENTAL DE LA ZONE DE LA FRANGE COTIERE-MARGARITA

A) Le littoral septentrional de la péninsule d'Araya-Paria

De même que le littoral Puerto Cabello-Macuto (fig. 171), le littoral septentrional de la péninsule d'Araya-Paria est frangé d'une série de petits affleurements lithologiquement différents de la série méta-sédimentaire qui compose l'essentiel de la péninsule (cf. *supra*). GONZALEZ de JUANA et MUÑOZ (1968), SELJAS (1972), BLADIER (1977), CAMPOS (1981) décrivent et analysent deux ensembles :

- des roches ultramafiques et mafiques grenues (péridotites et pyroxénolites serpentinisés, gabbros lités) fortement foliées et montrant au moins deux phases de métamorphisme associées à une fabrique microtectonique (CAMPOS, 1981) ; un développement de glaucophane est associé à la première de ces deux phases ;

- une série volcanique et volcano-sédimentaire métamorphisée, comportant des laves (en coulées ou en oreillers), des pyroclastites et des sédiments carbonatés ou siliceux finement lités ; cette série aurait subi les mêmes phases métamorphiques et tectoniques que le complexe basique igné voisin (CAMPOS, 1981).

Le contact entre les deux ensembles n'est pas observable ; néanmoins CAMPOS (1981) propose, comme hypothèse de travail, de voir en l'ensemble volcano-sédimentaire une couverture normale des roches ultramafiques et mafiques. Ces dernières -dont j'ai pu observer l'affleurement le plus volumineux- pourraient représenter des lambeaux d'un complexe ophiolitique comparable à celui de Loma de Hierro (chap. IV).

Le contact entre l'ensemble volcanique et volcano-sédimentaire et la série sous-jacente appartenant à la zone de la Cordillère Côtière est un contact anormal tangentiel (BLADIER, 1977 ; CAMPOS *et al.*, 1980) ; selon BLADIER (1977), les ultramafites serpentinisées jalonnent ce chevauchement et ont constitué un niveau de décollement. CAMPOS (1981) considère ce contact comme antérieur à une schistosité et une phase de métamorphisme schistes verts qu'il situe au

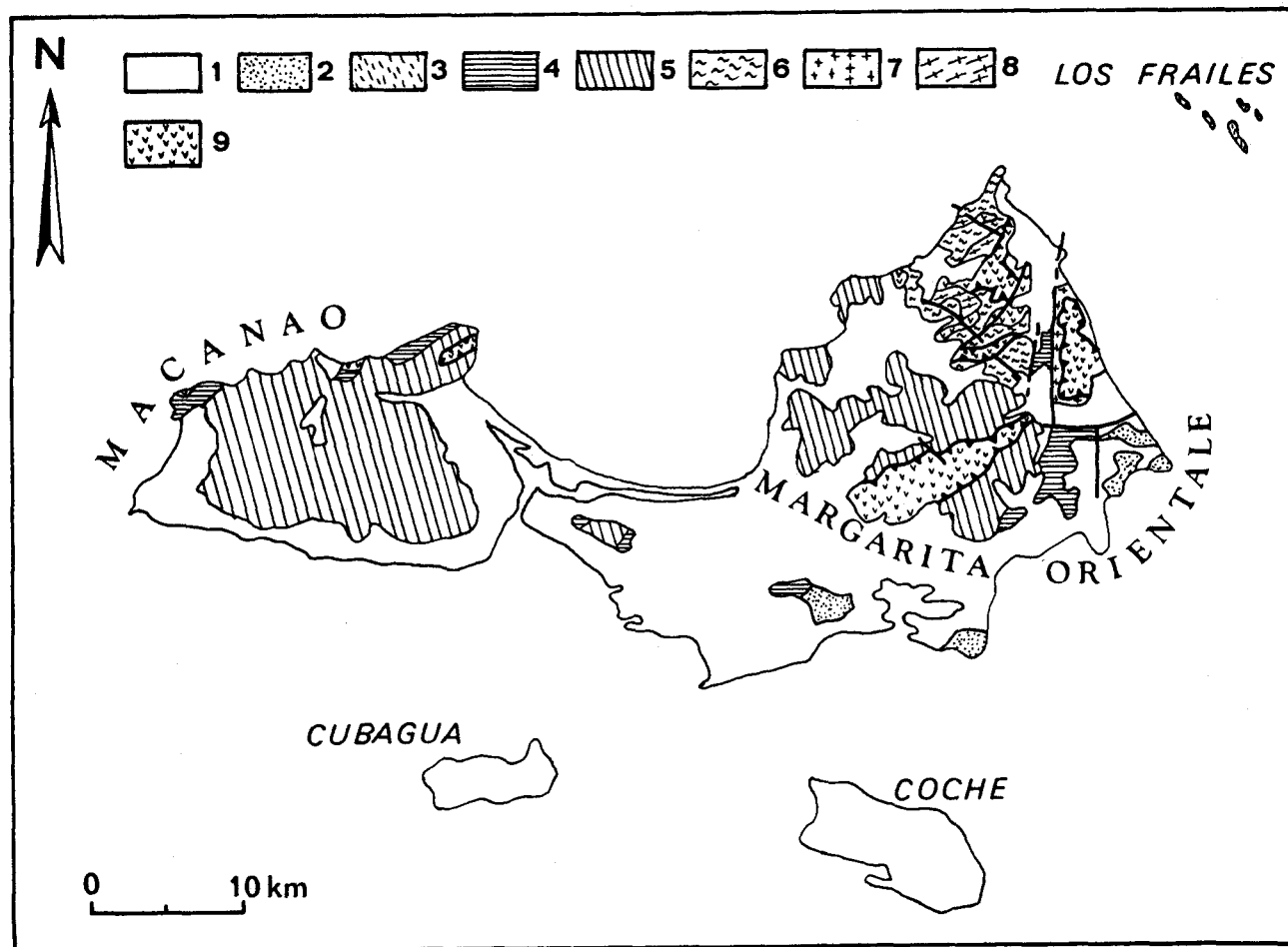


Fig. 178.- Carte géologique simplifiée de l'île de Margarita, d'après la Carte Géologique au 500 000^e de BELLIZZIA et al (1976).

Légende : 1. Néogène Quaternaire; 2. Paléogène (Gr. Punta Carnero); 3. Sénonien supérieur (Fm. Los Frailes); 4. Crétacé métamorphique (Gr. Los Robles); 5. Jurassique supérieur-Crétacé inférieur métamorphique (Gr. Juan Griego); 6. Jurassique (?) métamorphique (gr. La Rinconada); 7. trondhjémite, granite; 8. orthogneiss; 9. ultramafites et gabbros.

Fig. 178.- Mapa geológico simplificado de la Isla de Margarita, según el Mapa Geológico a escala 1:500 000e de BELLIZZIA et al (1976).

Leyenda : 1. Neogeno-Cuaternario; 2. Paléogeno (Gr. Punta Carnero); 3. Senoniense superior (Fm. Los Frailes); 4. Crétáceo metamorfozizado (Gr. Los Robles); 5. Jurásico superior-Crétáceo inferior metamorfozizado (Gr. Juan Griego); 6. Jurásico (?) metamorfozizado (Gr. La Rinconada); 7. tronjemita, granito; 8. ortogneis; 9. rocas ultramáficas y gabros.

Crétacé supérieur.

Au Nord de la péninsule de Paria, un forage d'exploitation pétrolière -Patao 1 (fig. 171)- a atteint, sous des sédiments d'âge éocène, des laves et brèches volcaniques intercalées de sédiments hémipélagiques (in CAMPOS, 1981). Ces derniers contiennent une microfaune du Cénomanién, et par ailleurs, un échantillon de lave basique a été daté radiométriquement (K/Ar) de 95 ± 10 M.A. (Albien-Cénomanién). CAMPOS (1981) souligne le fait que la stratigraphie du sondage Patao 1 se rapproche de celle des nappes de Loma de Hierro et Villa de Cura (STEPHAN et al., 1980); cette conclusion conduit CAMPOS (1981) à séparer la région au Nord de Paria de la Frange Côtière-Margarita.

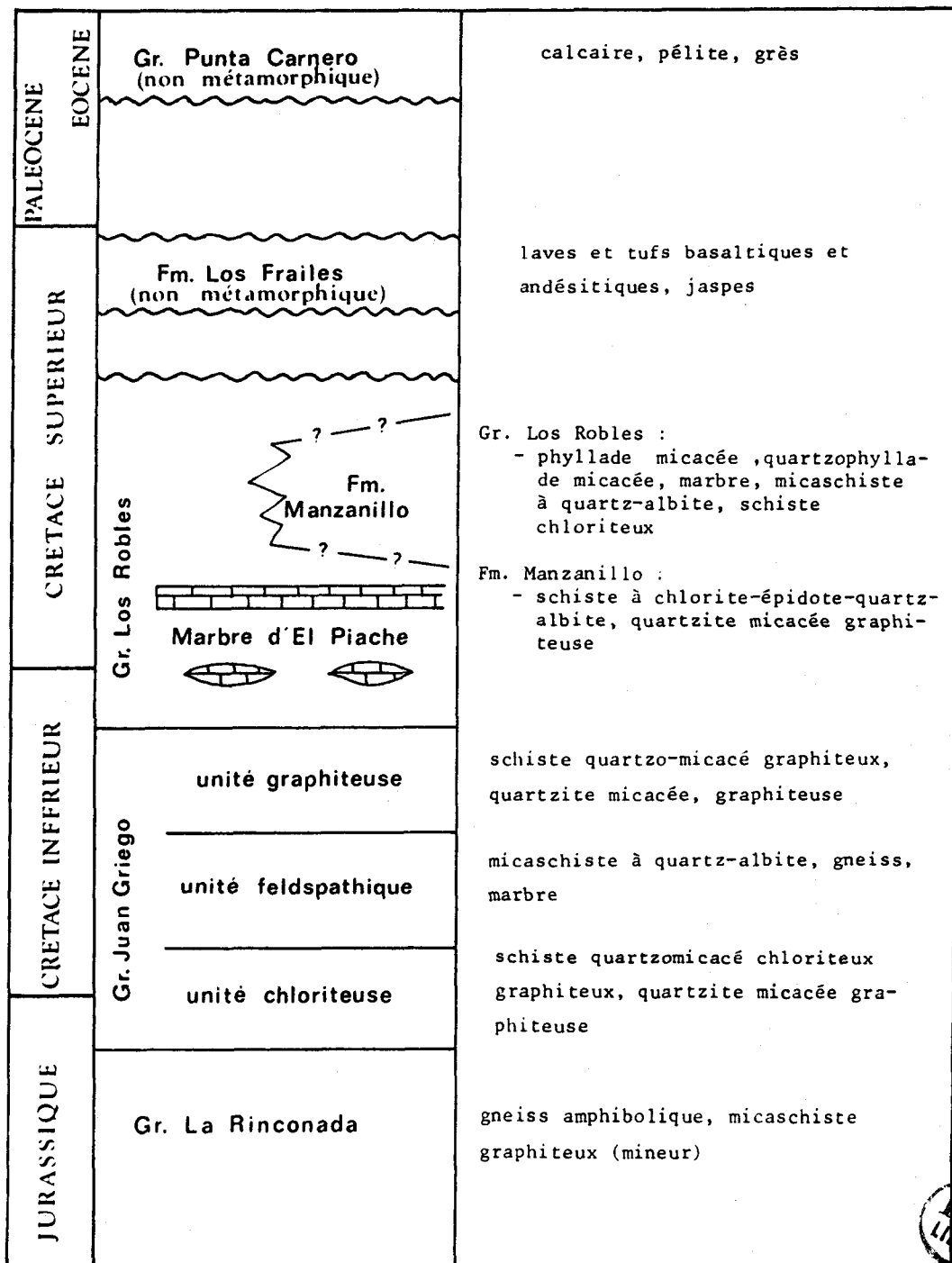


Tableau XIX.-Stratigraphie de la partie orientale de l'île de Margarita, selon MARESCH (1973).
(modifié pour la Fm. Los Frailes)

Cuadro XIX.- Cuadro estratigráfico de la parte oriental de la Isla de Margarita, según MARESCH (1973).
(modificado para la Fm. Los Frailes)

B) L'île de Margarita

De par sa position limitrophe sur la marge nord-vénézuélienne et dans le prolongement de l'Arc des Petites Antilles, cette île a suscité très tôt un intérêt sur le plan fondamental, comme le rappelle MARESCH (1973) ; le lecteur trouvera dans l'ouvrage de ce dernier une bibliographie détaillée concernant l'étude de cette île. Pour essayer de résumer les données actuellement disponibles, je me référerai aux travaux de GONZALEZ de JUANA (1968), GONZALEZ de JUANA y VIGNALI (1972), VIGNALI (1972) et MARESCH (1973) pour l'ensemble anté-tertiaire. Il est nécessaire de présenter séparément les deux moitiés de l'île (fig. 178), soit Margarita orientale et la péninsule de Macanao, objets par ailleurs d'études séparées.

1.- En Margarita orientale, MARESCH (1973), à partir de ses travaux dans le Nord-Est de l'île et de ceux de TAYLOR (1960) et JAM y MENDEZ (1962 *in* MARESCH, 1973), propose la succession lithostratigraphique du tableau XIX ; une petite modification a été apportée au tableau original : la Fm. Los Frailes, placée initialement dans le Paléocène, est considérée comme d'âge Sénonien supérieur par MOTICKSA (1972) et SANTAMARIA et SCHUBERT (1975).

Dans la série inférieure -Gr. La Rinconada, MARESCH (1973)- cet auteur décrit, dans les gneiss amphibolitiques, des "corps uniformes de type sill, constitués d'éclogites, d'amphibolite à paragonite, d'amphibolite, d'amphibolite à grenat", MARESCH (1973) signale, par ailleurs, la présence de lambeaux de ces roches en "inclusions tectoniques dans des lames de roches ultramafiques".

En effet, en Margarita orientale, apparaissent des affleurements de roches ultramafiques de dimensions variées (fig. 178) en lames "concordantes avec la roche encaissante" et "métamorphisées avec les gneiss encaissants" (MARESCH, 1973) ; il s'agit de serpentinite massive, cisailée ou foliée, de périclase serpentinisée et de pyroxénolite serpentinisée. Ces roches affleurent dans un ensemble structuralement très complexe comme le montre la carte détaillée de MARESCH (1973).

Les rapports entre le Gr. Los Robles et la série sous-jacente méritent une attention particulière ; MARESCH (1973) note un changement net de degré de métamorphisme ; il fait la même observation pour la formation Manzanillo, équivalent latéral probable du Gr. Robles (tabl. XIX) ; toutefois, des failles séparent ce dernier et la formation Manzanillo, de la série sous-jacente.

Des granitoïdes et des orthogneiss constituent une part importante de Margarita orientale (cf. TAYLOR, 1960 ; GONZALEZ de JUANA, 1968 ; MARESCH, 1973). MARESCH (1973) décrit trois ensembles différents par leur minéralogie et leur structure ;

a) Le gneiss de Guayacán

Il consiste en un "chevelu" très dense -intercalé dans les schistes et amphibolites inférieurs (Gr. La Rinconada)- de sills et masses plus épaisses concordantes dans l'ensemble avec la foliation de l'encaissant. La texture varie de celle d'une "roche intrusive partiellement métamorphisée" à celle d'un "gneiss entièrement métamorphisé", composé d'albite (recristalli-

sée), quartz, mica blanc, épidote, chlorite et vestiges d'amphibole (ancienne tonalite ; MARESCH, 1973). Cet auteur signale que localement, le gneiss de Guayacán recoupe la foliation de l'encaissant et que le long des contacts, les amphiboles des gneiss amphiboliques montrent une transformation minéralogique. Toutefois, pour MARESCH (1973), il s'agit d'un phénomène intrusif syncinématique et synmétamorphique, contemporain du métamorphisme du Gr. La Rinconada. La description détaillée donnée par MARESCH du gneiss de Guayacán (minéralogie, texture) et de ses relations avec l'encaissant n'est pas sans rappeler celle de la "zone d'injection" du Massif d'El Tinaco décrit par MENENDEZ (1965) ou le gneiss tonalitique de Curiepe décrit dans la Nappe de Cauagua-El Tinaco (chap. IV).

b) Le granite d'El Salado

Il consiste en plusieurs lames de quelques centaines de mètres d'épaisseur, d'une roche "intensément cisailée" contenant : feldspath alcalin (jusqu'à 40 %), albite recristallisée, albite primaire, quartz, épidote, mica blanc. MARESCH (1973) décrit, en outre, une structure cataclastique, avec localement des agrégats de quartz en mosaïque. La composition serait celle d'un syéno-granite ou d'un granite alcalin si l'on admet que le plagioclase originel était entièrement albitique (Cf. STRECKEISEN, 1974). Sur la carte détaillée de MARESCH (1974), les contours du granite d'El Salado et la trajectoire de sa foliation (mylonitique) montrent que cette dernière est reprise dans des structures plissées d'ampleur kilométrique.

c) La trondhjémite de Matasieta

Bordant la côte nord-orientale de l'île, ce massif est "coiffé" par une klippe de périodite serpentinisée (fig. 178). Composée d'oligoclase, quartz, épidote, mica blanc, amphibole (1 à 5 %), cette roche à gros grains présente une forte foliation de type "cisailante pénétrative" (MARESCH, 1973). Celle-ci se développe surtout aux abords des contacts anormaux qui limitent le massif, au point de donner à la roche une structure d'orthogneiss oillé, avec une texture "cataclastique". GUILLET (1982) observe une structure mylonitique voire ultramylonitique ; localement, la déformation est représentée seulement par une linéation. MARESCH (1973) signale qu'au Nord du massif principal, des dykes satellites montrent un grain plus fin et une composition minéralogique semblable à celle des gneiss tonalitiques (de Guayacán) précédemment mentionnés. Deux âges isotopiques ont été publiés pour la trondhjémite de Matasieta (OLMETA, 1968 ; SANTAMARIA et SCHUBERT, 1975 ; Cf. tabl. XX) : 71 ± 5 M.A. et 72 ± 6 M.A., soit le Campanien-base du Maastrichtien (ODIN et KENNEDY, 1982). Le problème de l'interprétation de cet âge isotopique rejoint celui évoqué pour les granitoïdes de la zone de la Cordillère Côtière.

Un deuxième ensemble de roches intrusives est mentionné par MARESCH (1973) ; il s'agit de diorites métamorphisées se présentant sous forme de sills (ou dykes) minces, concordants au sein des Grs. La Rinconada et Los Robles ; la roche se compose d'amphiboles en "yeux" dans une matrice foliée de plagioclase et épidote. MARESCH (1973) décrit un métamorphisme de contact de l'encaissant en bordure de ces sills.

Enfin, un troisième ensemble éruptif, indemne de métamorphisme, est présent le long du littoral Nord de Margarita orientale, sous la forme de "dykes basiques tardifs" (TAYLOR, 1960). Il s'agit d'un ensemble régulièrement disposé, subvertical, d'andésite à hornblende et basalte-microgabbros à phénocristaux d'augite (GONZALEZ de JUANA, 1968). Cet ensemble est corrélé

avec la Fm. Los Frailes (tabl. XIX) par MARESCH (1973) et MOTICSKA (1972) ; cette dernière affleurant dans l'archipel voisin (fig. 178), est composée de coulées et de tufs de composition semblable à celle des dykes mentionnés et non métamorphiques. Datée isotopiquement du Maastrichtien (tabl. XX), cette formation serait elle-même largement remaniée dans les sédiments paléogènes sus-jacents (MacGILLAVRY, 1974 ; MUÑOZ et FURRER, 1976) ; les jaspes associés -épi-métamorphiques- renferment une microfaune attribuée au Sénonien supérieur (MUÑOZ et FURRER, 1976).

Au-dessus des différents ensembles métamorphiques et ignés, repose en discordance (cf. tabl. XIX) une épaisse série terrigène, riche en turbidites, d'âge paléogène, baptisée Gr. Punta Carnero (in GONZALEZ de JUANA, 1968). Cette série, communément appelée "flysch de Margarita", contient une microfaune benthique d'âge Eocène moyen (BUTTERLIN, 1970 ; MUÑOZ, 1973 ; CAUDRI, 1974). HUNTER (1978 b) rappelle l'existence de lentilles ou blocs de calcaire représentant les témoins possibles d'un Paléocène-Eocène inférieur (comparable à ce que j'ai décrit pour les Nappes d'Aragua). La sédimentologie de ce "flysch" a été analysée par MUÑOZ (1973, 1976) et BOUMA et MUÑOZ (1976). Du point de vue tectonique, cette formation est inclinée globalement vers le Sud et le Sud-Est et affectée par des plis amples et des failles inverses à regard Sud.

2.- Dans la péninsule de Macanao, GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972), VIGNALI (1972), et AROZENA (1972) identifient les différents ensembles mentionnés dans la partie orientale de l'île à l'exception du Paléogène. L'analyse microstructurale effectuée par VIGNALI (1972) conduit cet auteur à proposer la succession stratigraphique du tableau XXI ; par ailleurs, la disposition des différentes formations est représentée sur la figure 179, tirée de GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972). La différence qui me paraît fondamentale entre les successions proposées respectivement par VIGNALI (1972) et MARESCH (1973) concerne la position de l'Unité

Auteurs	Localité-lithologie	Méthode	Age
SANTAMARIA et SCHUBERT (1975)	Los Frailes (Archipel) Diabase	K/Ar sur roche totale	66 ± 5,1 MA
	Margarita orientale Granite sodique de Matasiete	K/Ar sur amphibole	72 ± 6,0 MA
	Macanao (trondhjémite {pegmatite (Péninsule)	K/Ar sur hornblende K/Ar sur feldspath	70 ± 6,0 MA 32 ± 2,0 MA
OLMETA (1968)	Margarita orientale Granite sodique de Matasiete	K/Ar sur amphibole	71 ± 5 MA
PETER (1972)	Draguage au Sud-Ouest de la Blanquilla; granite	K/Ar sur biotite	81 MA
FOX, SCHREIBER, HEEZEN (1971)	Draguage sur l'extré- mité Sud de la Ride d'Aves; granodiorite	K/Ar sur roche totale	89 MA; 78 MA 67 MA; 65 MA

Tableau XX.- Ages isotopiques concernant la Zone de la Frange Côtière-Margarita.

Cuadro XX.- Edades isotópicas de rocas de la Zona de la Franja Costanera-Margarita.

SENONIEN SUPERIEUR	Volcanites récentes (non métamorphiques) -Fm. Los Frailes	dykes de microgabbros et diabases
CRETACEEN.-TUR. SEN. INF.	Gr. Los Robles	schistes verts, quartzites, marbres graphiteux micaschistes, phyllades graphiteuses, schistes verts
INF.	Unité non feldspathique Unité amphibolitique -Gr. La Rinconada Unité feldspathique	amphibolites, schistes à amphiboles, lits à quartz-feldspath quartzites et micaeschistes à feldspaths, gneiss
	Gr. Juan Griego	

Tableau XXI.-Stratigraphie de la Péninsule de Macanao(Margarita occidentale),d'après les travaux de GONZALEZ de JUANA ET VIGNALI(1972).

Cuadro XXI.- Cuadro estratigráfico de la Península de Macanao(Margarita occidental), según el estudio de GONZALEZ de JUANA y VIGNALI(1972).

Feldspathique située "au coeur d'une antiforme anticlinale" (VIGNALI, 1972). La description détaillée donnée de cette formation par GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972) me conduit à souligner de fortes similitudes lithostratigraphiques, minéralogiques et microstructurales entre l'Unité Feldspathique et la "série des micaeschistes et quartzites (Fm. Peña de Mora) décrite dans la zone de la Cordillère Côtière. Sur la carte de GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972) (fig. 179), les trajectoires de la foliation principale et ses rapports avec les limites de l'Unité Feldspathique n'excluent pas l'existence d'une discordance entre celle-ci et les niveaux sus-jacents (Unité Amphibolitique).

Les éclogites et amphibolites éclogitiques forment, selon GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972) des masses allongées aplaties à "contacts brusques" avec l'encaissant et sans auréole de contact. Ces auteurs parlent d'une transformation des éclogites en amphibolites par altération des pyroxènes, cette transformation étant antérieure à leur position actuelle. Deux types d'amphibolites apparaissent ainsi dans la série amphibolitique telle qu'elle est décrite par GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972) : des amphibolites formées *in situ* et des amphibolites exogènes (liées aux éclogites) ; il faut rappeler, à ce sujet, les observations de MARESCH (1973) concernant des lambeaux d'amphibolites présents dans les serpentinites.

Les ultramafites étudiées par AROZENA (1972), sont associées à des gabbros lités et foliés ; GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972) et AROZENA (1972) évoquent la possibilité d'un "mélange" à matrice sédimentaire dérivant des masses principales d'ultramafites présentes en Margarita orientale. GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972) parlent de "complexe ophiolitique allochtone" ; ils associent les "roches éclogitiques amphibolitiques" à cet ensemble supposé allochtone.

Une zone riche en apophyses subcirculaires et dykes de pegmatite est décrite et cartographiée par GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972) (fig. 179) ; ces roches (à plagioclase, quartz,

muscovite, biotite, épidote, clinzoïsite, grenat et sphène) sont associées géographiquement à des gneiss aplitiques (à feldspath potassique). Ces derniers ont une similitude lithologique (minéralogie, structures) nette avec les ensembles aplitiques clairs décrits à la périphérie des granites de Choróni et d'El Limón dans la zone de la Cordillère Côtière. AROZENA (1972) mentionne de tels "gneiss aplitiques" recoupant les ultramafites et les roches métasédimentaires avoisinantes, ce qui situe la mise en place de ces granitoïdes après celle des ultramafites.

Par ailleurs, FURRER (comm. écrite in GONZALEZ de JUANA et VIGNALI, 1972) signale la présence de Radiolaires dans les marbres qui terminent le Gr. Juan Griego (Unité Non Feldspathique) et dans les marbres du Gr. Los Robles. Dans les calcaires de la base du Gr. Los Robles, cet auteur mentionne également des restes de Foraminifères planctoniques (*Hedbergella* sp. et *Heterohelix* sp. possible); les Radiolaires pourraient représenter, selon FURRER (1972), une association du Crétacé moyen.

Du point de vue tectonique, VIGNALI (1972) conclut à l'existence de trois phases de plissement :

- un plissement isoclinal (f1) observable dans les amphibolites, éclogites et ultramafites ;
- un plissement subsoclinal contemporain du métamorphisme et de la foliation principale (f2) affectant l'ensemble des séries métamorphiques ;
- un plissement développant une schistosité de type plis-fractures (f3) ; cette troisième déformation est la seule affectant les intrusions pegmatitiques (VIGNALI, 1972).

Cet auteur place la première phase dans la partie inférieure du Crétacé supérieur, la deuxième phase au Sénonien supérieur et la troisième à l'Eocène, en relation avec la phase tectonique existant ailleurs dans la Chaîne Caraïbe.

Remarques :

1) Les relations entre le Gr. Los Robles et les séries métamorphiques sous-jacentes, bien que n'étant pas nommément discutées par GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972), se présentent sous forme de discordance sur la coupe donnée par VIGNALI (1972). Par ailleurs, la carte détaillée de MARESCH (1973) ainsi que la carte simplifiée de l'île (fig. 178) montrent des affleurements du Gr. Los Robles à la périphérie (Est, Sud-Est et Sud, ou Nord pour Macanao) d'une zone complexe où affleurent les séries inférieures et des écaïlles d'ultramafites ; ce dispositif est compatible avec l'existence d'une discordance entre le Gr. Los Robles et les séries métamorphiques inférieures.

2) La partie supérieure du Gr. Juan Griego (Unité Graphiteuse de MARESCH, 1973 ; Unité Non Feldspathique de GONZALEZ de JUANA et VIGNALI, 1972 ; tabl. XIX et XXI) présente des similitudes lithologiques (niveaux calcaires intercalés, caractère ampéliteux) et métamorphiques avec

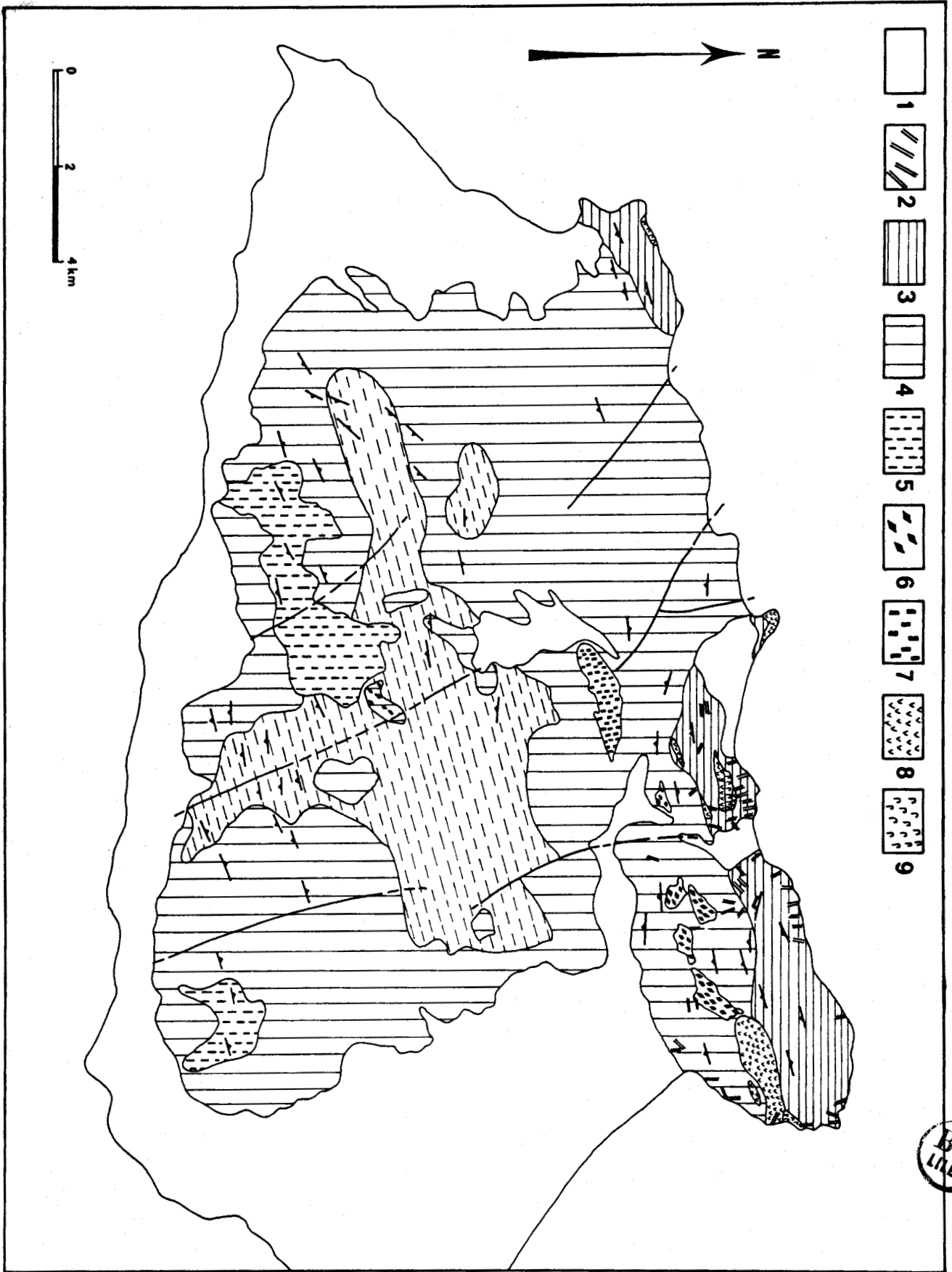
Fig. 179.- Carte géologique de la Péninsule de Macanao; d'après GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972), légèrement modifiée.

Légende : 1. Néogène-Quaternaire; 2. dykes de diabase et microgabbros, non métamorphisés; 3. Gr. Los Robles, Crétacé "moyen"; 4. Gr. Juan Griego, Jurassique-Crétacé inférieur (?); 5. zone à apophyses de pegmatite; 6. amphibolite; 7. éclogite; 8. serpentinite; 9. métagabbro.

Fig. 179.- Mapa geológico de la Península de Macanao; según GONZALEZ de JUANA y VIGNALI (1972), ligeramente modificado.

Leyenda : 1. Neogeno-Cuaternario; 2. diques de diabasa y microgabro sin metamorfismo; 3. Gr. Los Robles, Crétacéo "medio"; 4. Gr. Juan Griego, Jurásico-Cretáceo inferior (?); 5. zona de apofisis de pegmatita; 6. anfíbolita; 7. eclogita; 8. serpentinita; 9. metagabro.

Fig. 179



le Gr. Los Robles.

3) L'écaïlle ophiolitique décrite à Macanao par GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972) ainsi que d'autres affleurements ultramafiques de taille réduite, apparaissent en contact normal avec le Gr. Los Robles (fig. 179) ; l'affleurement principal s'"intercale" entre le Gr. Los Robles et les séries inférieures (AROZENA, 1972).

C) La Goajira colombienne

Dans le Nord de cette péninsule, GREEN *et al.* (1968) décrivent et analysent des éclogites et amphibolites éclogitiques présentes en blocs dans un conglomérat tertiaire. Ces roches sont attribuées à l'ensemble métamorphique sous-jacent (Fm. Etpana) constitué de schistes verts, micaschistes et amphibolites (faciès schistes verts à faciès amphibolites à épidote-albite). Les roches éclogitiques sont partiellement rétro-morphosées en amphibolites à albite-épidote (GREEN *et al.*, 1968). Dans la formation Etpana, s'intercalent des lames de serpentinites de taille variée (sensiblement identiques à celle de Margarita orientale) ainsi que des brèches de serpentinite baptisées "serpentinites détritiques" par LOCKWOOD (1971). La série des schistes n'est pas datée, mais est considérée comme Mésozoïque supérieur par LOCKWOOD (1971). L'ensemble métamorphites-ultramafites est recoupé par un batholite de tonalite daté radiométriquement de l'Eocène moyen : 48 ± 4 M.A. (LOCKWOOD, 1971).

IV.- LA MARGE NORD-VENEZUELIENNE

A) Les différentes îles de la marge Nord-vénézuélienne

La bordure septentrionale de la marge Nord-vénézuélienne émerge localement sous la forme d'un chapelet d'îles ou d'archipels (fig. 171) qui va depuis le Nord-Est de la Guajira (Los Monjes) jusqu'à la zone de jonction avec la Ride d'Aves (La Blanquilla) ; à cela, il faut ajouter le groupe d'îlots de Los Testigos situé au Nord-Est de Margarita. Parmi l'ensemble, les trois îles -néerlandaises- d'Aruba, Curaçao et Bonaire seront envisagées ultérieurement. STEPHAN *et al.* (1980) définissent un "arrière-pays des Antilles néerlandaises" qu'ils distinguent des Antilles Vénézuéliennes, les premières se caractérisant par une épaisse série volcanique d'âge Crétacé inférieur à Sénonien inférieur, corrélée avec celles des Nappes d'Aragua (GIRARD *et al.*, 1981).

1.- L'archipel de Los Monjes

Il est constitué essentiellement, selon BELLIZZIA *et al.* (1976), d'"orthoamphibolites", ensemble de gabbros et basaltes métamorphisés et localement cataclasés ; ces derniers sont eux-mêmes recoupés par des gabbros quartziques considérés comme comagmatiques. La description détaillée donnée par BELLIZZIA *et al.* (1976) fait état d'un ensemble de gabbros et basaltes à structure doloritique ou microdoloritique, ayant subi un métamorphisme de type schiste vert et une microstructuration de type cisailante pénétrative. Bien que n'utilisant pas le mot "ophiolites", BELLIZZIA *et al.* (1976) interprètent cet ensemble comme un fragment de croûte océanique "autométamorphisée *in situ*". En raison du contenu faible en K_2O et élevé en SiO_2 , BELLIZZIA *et al.* (1976) considèrent les basaltes comme de type tholéitique quartzifère. Deux âges

isotopiques ont été obtenus par SANTAMARIA et SCHUBERT (1975) (cf. tabl. XXII) : 114 ± 12 M.A. et 116 ± 12 M.A., soit le Néocomien-Barrémien-Aptien (cf. ODIN et KENNEDY, 1982). BELLIZZIA et al. (1976) soulignent une grande similitude de composition chimique entre l'ensemble de Los Monjes et le massif mafique-ultramafique de Paraguana qui sera envisagé ultérieurement.

2.- L'archipel de Los Roques

Il se compose d'un complexe de "métadiabases et métagabbros" recoupé par des "corps" de tonalite et des dykes d'"aplite granitique et alcaline", de "pegmatite graphique et des métalaves andésitiques" (SCHUBERT et MOTICSKA, 1973a). Les roches basiques de l'ensemble inférieur ont été métamorphosées dans le faciès schistes verts inférieur ; elles sont datées isotopiquement du Jurassique supérieur-Barrémien (cf. tabl. XXII). Les tonalites sont datées du Maastrichtien (cf. tabl. XXII) ; les dykes d'aplite ont une composition de syénogranite leucocrate (SCHUBERT et MOTICSKA, 1973a). Les tonalites et les granites ne présentent ni métamorphisme ni déformation pénétrative.

3.- L'archipel de La Orchila

A la différence des deux précédents, il présente de vraies amphibolites associées à des

Auteurs	Localité-Lithologie	Méthode	Age
SANTAMARIA et SCHUBERT (1975)	Los Monjes; orthoamphibolite	K/Ar sur amphibole	116 ± 13 MA
		K/Ar sur roche totale	114 ± 12 MA
	Los Roques (tonalité (diabase, (lamprophyre	K/Ar sur hornblende	66 ± 6 MA
		K/Ar sur biotite	$65 \pm 3,6$ MA
		K/Ar sur amphibole	127 ± 15 MA
		" " "	130 ± 14 MA
	La (trondhjémite (pegmatite Blanquilla (trondhjémite	K/Ar sur biotite	$66 \pm 3,5$ MA
		" " "	$62 \pm 3,5$ MA
		K/Ar sur feldspath	$64 \pm 3,4$ MA
		K/Ar sur biotite	$62 \pm 3,4$ MA
	(trondhjémite	K/Ar sur biotite	$64 \pm 3,5$ MA
		Los Hermanos; gneiss à hornblende	K/Ar sur hornblende
Los Testigos; métadiabase pegmatitique	K/Ar sur feldspath K/Ar sur amphibole	$44 \pm 4,5$ MA	
		$47 \pm 6,1$ MA	
		$44 \pm 5,4$ MA	
		$44 \pm 5,5$ MA	

Tableau XXII.- Ages isotopiques concernant les Antilles Vénézuéliennes.
Cuadro XXII.- Edades isotópicas de rocas de la Antillas Venezolanas.

gneiss à hornblende, des schistes et des phyllades à chlorite (SCHUBERT et MOTICSKA, 1973a); s'y ajoutent des roches ultramafiques (serpentinites et péridotites), des métadiabases et des dykes et apophyses de granite et granodiorite. SCHUBERT et MOTICSKA (1972a) soulignent le fait que les métadiabases, les granites et les granodiorites montrent une foliation et un métamorphisme de type schistes verts. Les granites ont subi une "cataclase" conduisant à une "texture gneissique"; ils contiennent albite, quartz, feldspath potassique, épidote, mica blanc, biotite.

4.- L'île de La Blanquilla

Elle est constituée d'un massif de trondhjémite recouvert partiellement par des calcaires récifaux récents (SCHUBERT et MOTICSKA, 1973b). Cette roche baptisée "trondhjémite de Garantón", localement plus sombre (tonalite), est recoupée par des dykes de pegmatite granitique (feldspath alcalin, quartz, plagioclase, biotite); la trondhjémite renferme des enclaves d'amphibolite. SCHUBERT et MOTICSKA (1973b) notent la présence de deux générations de plagioclases et le caractère déformé du quartz (saturé et disposé en nids); ces auteurs notent un alignement préférentiel des minéraux mafiques, de direction N 65-70 W. Cinq âges isotopiques -de $62 \pm 3,5$ M.A. à 66 ± 6 M.A.- ont été obtenus par SANTAMARIA et SCHUBERT (1975) (tabl. XXII), couvrant la période Maastrichtien-Paléocène (cf. ODIN et KENNEDY, 1982).

5.- L'archipel de Los Hermanos

Situé 10 km au Sud-Est de La Blanquilla, il montre deux ensembles (SCHUBERT et MOTICSKA, 1973b): des gneiss et schistes à microcline, épidote, biotite, finement foliés et replissés (à texture mylonitique) et des gneiss à hornblende (tonalitique) moins déformés et sans microcline. Le premier ensemble est considéré, par SCHUBERT et MOTICSKA (1973b), comme l'encaissant de la trondhjémite de l'île de La Blanquilla. Le second ensemble est daté isotopiquement par SANTAMARIA et SCHUBERT (1975) (tabl. XXII) du Campanien-Maastrichtien.

6.- L'archipel de Los Testigos

Situé au Nord-Est de Margarita, à moins de 100 km de l'extrémité Sud de l'Arc des Petites Antilles, il est composé de trois ensembles éruptifs successifs: métaandésites (à phénocristaux de plagioclases) et métaandésites tuffacées; monzogabbro, monzodiorite quartzique et diorite quartzique stratifiée, et dyke de metabasalte (SCHUBERT et MOTICSKA, 1973b). Ces roches ne présentent pas de déformation pénétrative; le second ensemble montre une texture intersertale parfois légèrement porphyrique. Le préfixe "méta", affecté à ces différentes roches par SCHUBERT et MOTICSKA (1973b), caractérise, selon la description détaillée donnée par ces auteurs, une altération ou une rétromorphose (spilitisation?); le quartz a une extinction homogène et les plagioclases sont zonés. SANTAMARIA et SCHUBERT (1975) déterminent un âge isotopique Eocène inférieur-moyen (tabl. XXII) pour une "métadiabase pegmatitique". Par ailleurs, SCHUBERT et MOTICSKA (1973b) signalent la présence de "métadacite" porphyrique.

B) Données de dragage sur la marge Nord-vénézuélienne

Les confins de l'île de La Blanquilla et de la Ride d'Aves (fig. 171) ont fait l'objet

d'études géologiques et géophysiques par FOX *et al.* (1971) et PETER (1972). Le Sud de la Ride d'Aves recèle des blocs de diabase, mais surtout de granite (FOX *et al.*, 1971) ; il s'agit de monzogranite et de granodiorite (feldspath potassique peu abondant). Ces auteurs mentionnent des âges isotopiques variés obtenus sur ces granodiorites mais considèrent comme utilisables ceux obtenus sur les échantillons les moins altérés, en l'occurrence ceux du tableau XXII, qui couvrent la période Turonien-Maastrichtien (Cf. ODIN et KENNEDY, 1982). Sur un dôme topographique et sismique situé dans le canon au Sud-Ouest de La Blanquilla, PETER (1972) mentionne des blocs de granite dont l'un daté isotopiquement (tabl. XXII) de 81 M.A., soit du Camparien.

C) Données de géophysique marine concernant la marge Nord-vénézuélienne

Sans anticiper sur le chapitre VII dans lequel les caractéristiques géophysiques des Caraïbes sud-orientales seront développées, j'ajouterai aux données concernant les différentes îles, les interprétations géologiques déduites des études de sismique, gravimétrie et magnétisme, réalisées entre la péninsule de Paraguana et la plate-forme de Margarita-Los Testigos. Les profils sismiques de PETER (1972) montrent ce que cet auteur interprète comme deux types de soubassement au niveau des plates-formes de La Blanquilla et la Orchila : des dômes très marqués relativement transparents et des "zones à réflecteurs internes incohérents". Les premiers sont interprétés comme des intrusions granodioritiques, compte-tenu notamment des dragages effectués sur l'un d'eux (Cf. *supra*) ; les seconds correspondraient à des roches métamorphiques denses ; l'ensemble était recouvert par des épaisseurs variables de sédiments tertiaires peu ou pas déformés. PETER (1972) conclut à l'existence d'une continuité gravimétrique et topographique entre la plate-forme de La Blanquilla et la Ride d'Aves (fig. 171) ; cette dernière, compte-tenu notamment des dragages (Cf. *supra*), serait constituée, selon FOX *et al.* (1971), d'un soubassement granitique (Crétacé supérieur) recouvert d'émissions volcaniques débutant au Tertiaire inférieur.

A partir des données de gravimétrie et de magnétisme, PETER (1972) considère que les différents archipels, depuis Las Aves jusqu'à Los Hermanos, sont des blocs soulevés (par failles subverticales) de "croûte dense" (Cf. également *in* CASE, 1975). SILVER *et al.* (1975) et CASE (1975) présentent des modèles gravimétriques sur lesquels les Antilles Hollandaises ont un soubassement de densité 3,0. CASE (1975) mentionne l'existence de roches denses proches de la surface, dans le secteur de Las Aves.

V.- RESUME ; COMPARAISON AVEC LA ZONE DE LA CORDILLERE COTIERE ; DISCUSSION

Bien que l'appellation originale de STEPHAN *et al.* (1980) soit "l'Unité Frange Côtière-Margarita à éclogites et péridotites", je ferai, dans un premier temps, abstraction de ces deux éléments lithologiques, pour essayer de reconstituer la série essentiellement métavolcanique et métasédimentaire décrite, en tout ou partie, dans les différents affleurements évoqués précédemment. L'île de Margarita, ensemble le plus volumineux, servira de référence (Cf. *in* STEPHAN *et al.*, 1980).

A) Résumé : lithostratigraphie de l'île de Margarita et corrélation avec les affleurements isolés

La lithostratigraphie de l'île de Margarita peut se résumer comme suit, de la base au sommet :

- un ensemble métamorphique comprenant :
 - une série de micaschistes, quartzites et gneiss (Unité Feldspathique, affleurant largement à Macanao) ;
 - une série de schistes, quartzites, chloritoschistes, amphibolites à épidote ou à grenat (Unité Chloriteuse, Gr. La Rinconada, Gr. Juan Griego) ; le sommet de cette série -carbonaté et graphiteux (Unité Graphiteuse)- me paraît lithologiquement plus proche de la série sus-jacente (Gr. Los Robles) ;
 - une série de marbres quartzitiques graphiteux, marbres, schistes et phyllades, localement intercalés de niveaux à chlorite et épidote (Fm. Manzanillo) ; cette série (Gr. Los Robles) a livré une microfaune mal préservée d'âge crétacé (Crétacé moyen possible). Les trois séries mentionnées ont des épaisseurs minimales de plusieurs centaines de mètres et présentent une succession d'au moins deux phases de plissement isoclinal (VIGNALI, 1972) dont la seconde est associée à un métamorphisme général de degré variable au sein du faciès schistes verts, ou du sous-faciès inférieur du faciès amphibolite ;
- un ensemble non métamorphique comprenant :
 - une série de laves et tufs intercalés de jaspes et calcaires siliceux du Sénonien supérieur (Fm. Los Frailes et affleurements corrélés), discordante sur les métamorphites sus-jacentes ;
 - une épaisse série turbiditique carbonatée à sa base, d'âge Eocène moyen, remaniant largement le volcano-sédimentaire sous-jacent ainsi que des témoins possibles d'un Paléocène-Eocène inférieur carbonaté.

Différents granitoïdes sont associés à la série métamorphique ; du point de vue minéralogique, ils se classent en deux groupes :

- granite $\delta.\delta.$ (El Salado, gneiss aplitique de Macanao) riche en feldspath potassique ;
- tonalite et trondhjémite (Guayacán, Matasiete).

Les deux groupes montrent une déformation pénétrative importante qui s'est faite -au moins pour le gneiss de Guayacán- au sein d'une série métamorphisée. Ce dernier n'est pas sans rappeler, de par sa minéralogie et son mode de gisement, les "granites sodiques" décrits par SMITH (1953) dans la Nappe de Caucagua-El Tinaco, ou les filons associés aux trondhjémites du massif d'El Tinaco décrits par MENENDEZ (1965) (Cf. chap. IV).

Les affleurements décrits depuis Puerto Cabello jusqu'au littoral du District Fédéral sont riches en niveaux carbonatés et graphiteux et, à ce titre, peuvent être assimilés à la partie supérieure de la série métamorphique de Margarita (sommet du Gr. Juan Griego, et Gr. Los Robles). La série d'origine volcano-sédimentaire, décrite par CAMPOS (1981) le long du littoral d'Araya-Paria, présente ces mêmes ressemblances. La série métamorphique du Nord de La Goajira présente des similitudes avec la partie moyenne de la série métamorphique de Margarita (Gr. Juan Griego). Pour ce qui concerne les différentes îles envisagées, seuls les ensembles de La

Orchila et Los Hermanos présentent des similitudes avec la série de référence, en particulier avec la partie inférieure et moyenne de celle-ci. Les données de la géophysique laissent penser que, du moins la portion de marge située dans le secteur La Blanquilla-La Orchila-Margarita, a pour substratum tout ou partie de l'ensemble métamorphique de Margarita.

B) Corrélations stratigraphiques entre la zone de la Frange Côtière-Margarita et la zone de la Cordillère Côtière (tabl. XXIII)

Les différents affleurements rapportés à la zone de la Frange Côtière-Margarita dans sa définition initiale, montrant une grande complexité, liée à une relative pauvreté en données chronostratigraphiques, c'est par une comparaison avec la zone de la Cordillère Côtière que je tenterai de définir une "série métamorphique de la Frange Côtière-Margarita" et un "domaine (paléogéographique) de la Frange Côtière-Margarita".

1.- Les séries métamorphiques

Si l'on tente une comparaison, du bas vers le haut, entre la série de la Cordillère Côtière et la série de Margarita, on peut noter d'abord l'existence des similitudes lithostratigraphiques

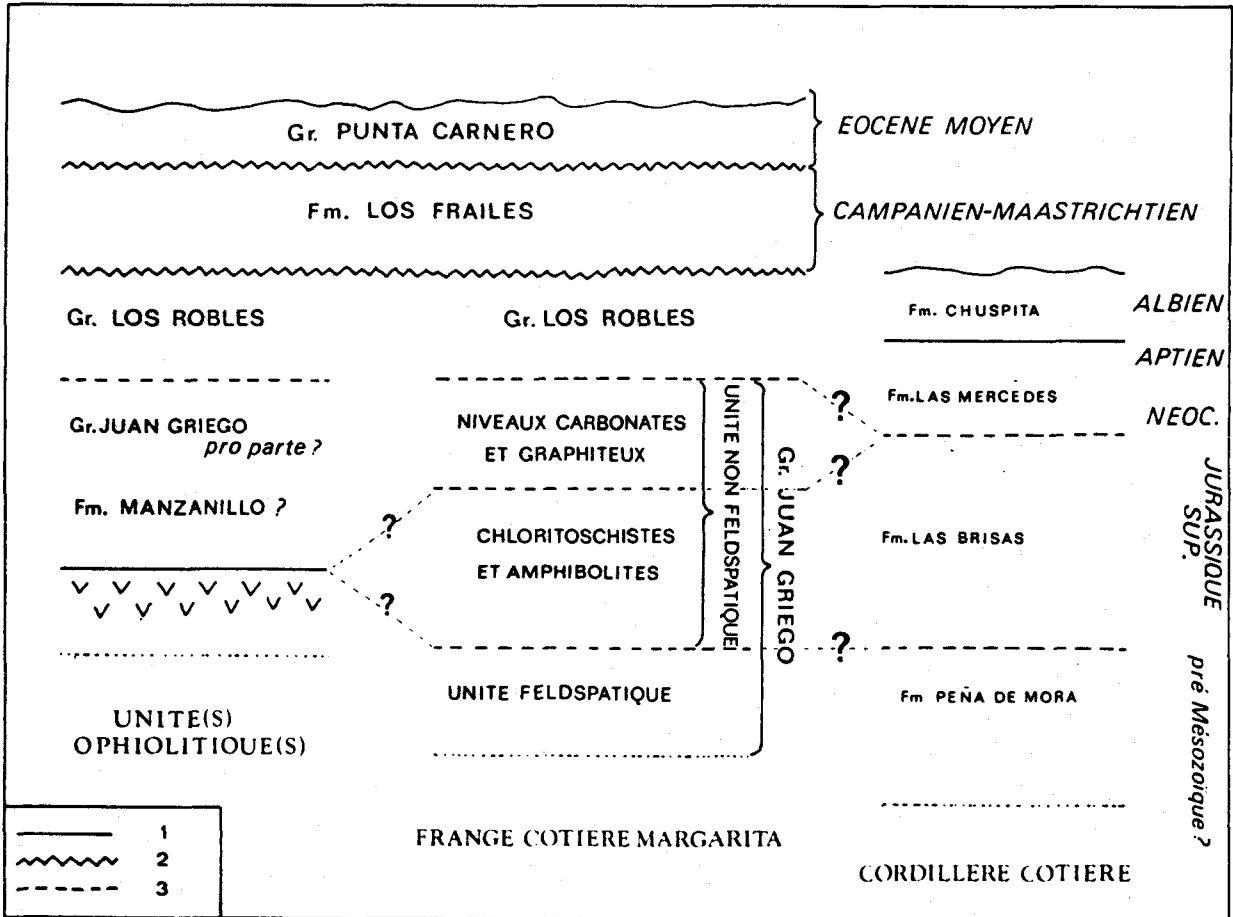


Tableau XXIII.- Propositions de corrélations stratigraphiques entre la Zone de la Franje Côtière-Margarita et la Zone de la Cordillère Côtière.

(1. contact stratigraphique transitionnel; 2. discordance; 3. contact indéterminé, discordance possible).

Cuadro XXIII.- Relaciones estratigráficas propuestas entre la Zona de la Franja Castanera-Margarita y la Zona de la Cordillera de la Costa.

(1. contacto estratigráfico transicional; 2. discordancia; 3. contacto no definido; puede ser de discordancia).

phiques, métamorphiques et structurales entre la série des micaschistes et quartzites à deux mica de Peña de Mora et l'Unité Feldspathique de Margarita (VIGNALI, 1972).

Une deuxième corrélation peut être tentée entre le sommet du Gr. Juan Griego et le Gr. Los Robles -dont l'âge Mésozoïque supérieur est démontré- et la Fm. Las Mercedes de la Cordillère Côtière ; ces deux ensembles ont en commun une sédimentation à la fois détritique et carbonatée d'une part, et riche en matière organique réduite d'autre part. Ce dernier caractère peut, en l'absence d'autres arguments, prendre une valeur chronostratigraphique si l'on établit un parallèle avec les événements anoxiques généralisés de l'Atlantique Central (Cf. SCHLANGER et JENKYN, 1976 ; ARTHUR, 1979 ; etc...). Sur sa bordure Nord, la zone de la Cordillère Côtière ne montre pas de niveau Crétacé supérieur, tandis que les colonnes stratigraphiques proposées pour Margarita (Cf. *supra*), font "monter" le Gr. Los Robles dans le Crétacé supérieur. BELLIZIA *et al.* (1976), à la différence, considèrent que le Gr. Los Robles est anté-cénomanién. Pour ce qui concerne les niveaux tertiaires, des corrélations générales ont été envisagées dans le chapitre III consacré à la Ceinture Piémontine (Cf. également *in* BECK, 1983).

2.- Les granitoïdes

Pour ce qui concerne la chronologie des intrusions de granitoïdes, l'âge campanien de la trondhjémite de Matasiete me paraît devoir être interprété avec prudence dans la mesure où la Fm. Los Frailes (Campanien-Maastrichtien) est probablement discordante sur le complexe incluant la trondhjémite. D'autre part, le Gneiss de Guayacán, qui correspond peut-être à un chevelu filonien associé à la trondhjémite de Matasiete, est clairement antérieur au métamorphisme principal intra-sénonien (Cf. également l'âge isotopique obtenu sur Los Hermanos). Le granite d'El Salado présente des similitudes à la fois minéralogiques et de pétrofabrication (métamorphisme postérieur à une mylonitisation) avec les granites de Guaremal, Choroni et El Limón. Les problèmes posés à propos des granitoïdes de la Cordillère Côtière me paraissent donc se poser également pour ceux de l'île de Margarita. Par ailleurs, les descriptions des granites et granodiorites dragés près de La Blanquilla, de même que celles des différents granitoïdes, des archipels de la marge Nord-vénézuélienne, ne font pas état de déformation pénétrative ou de métamorphisme postérieur ; ces roches se rapprocheraient, par leur composition minéralogique et leur caractère non déformé et non transformé, des ensembles de Oritapo, Caruao et Todasana de la Cordillère Côtière.

C) Relations stratigraphiques et structurales entre une "série métamorphique de la Frange Côtière-Margarita" et du matériel ophiolitique

Si, de Puerto Cabello jusqu'au littoral du District Fédéral on n'observe que des lames de serpentinite écaillée (avec des restes possibles de pyroxénolite), les affleurements d'Araya-Paria et ceux, plus volumineux, de l'île de Margarita montrent, en revanche, l'association de plusieurs termes grenus : péridotite, gabbro, pyroxénolite. Le long du littoral septentrional d'Araya-Paria, les gabbros sont recouverts de basaltes en oreillers, l'ensemble étant déformé et métamorphisé HP/BT (CAMPOS, 1981). La zone de la Frange Côtière-Margarita comprend donc des lambeaux de complexe ophiolitique au sens océanique du terme ("ophiolites harzburgitiques" de NICOLAS et JACKSON, 1972), d'une part, et une série métamorphique variée, d'autre part.

Différents rapports ont été décrits, entre des éléments mafiques-ultramafiques et différents niveaux de la série métamorphique :

- contact tectonique ; c'est le cas des principales masses de péridotite-serpentinite de Margarita orientale (cf. carte de BELLIZZIA *et al.*, 1976) ; ainsi en est-il de la klippe d'ultramafites reposant sur la trondhjémite foliée de Matasieta (GUILLET, 1982) ; au centre de Margarita orientale, un contact tectonique existe entre le plus grand affleurement ultramafique de l'île et le Gr. Juan Griego ;

- contact stratigraphique entre serpentinite et schistes verts (métatufs et métalaves) ; c'est le cas le long du littoral du District Fédéral ;

- contact stratigraphique entre gabbros et laves en oreillers, elles-mêmes surmontées par une série volcano-sédimentaire et conglomératique (cas de la région de Carupano) ;

- présence de lentilles métriques incorporées dans des calcschistes et schistes verts ; c'est le cas décrit dans le Nord de Macanao.

Dans les travaux de GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972), de AROZENA (1972) et sur la carte de BELLIZZIA *et al.* (1976), les corps ultramafiques-mafiques de Macanao n'apparaissent pas en contact tectonique avec le Gr. Los Robles. Par ailleurs, les rapports entre les roches ultramafiques du Nord-Est de Margarita orientale et le Gr. La Rinconada (MARESCH, 1974) me paraissent discutables, dans la mesure où certain affleurements de gneiss amphiboliques décrits par MARESCH (1974) évoquent fortement -tant par la description pétrographique que sur les photographies proposées- des gabbros lités métamorphisés et foliés semblables à ceux d'Araya-Paria. Ces affleurements rappellent également des portions de la Nappe Ophiolitique de Loma de Hierro (cf. chap. IV), soit les "flasergabbros" décrits dans de nombreux complexes ophiolitiques alpins, ou bien encore les gabbros lités déformés prélevés dans la zone d'accrétion océanique de la fosse Cayman (STROUP et FOX, 1971 ; MALCOLM, 1981).

Un autre fait me paraît devoir être souligné : l'association systématique du Gr. Los Robles avec des affleurements ultramafiques sur la Péninsule de Macanao (cf. carte de VIGNALI, 1972) ; par ailleurs, la masse ophiolitique principale étudiée par AROZENA (1972) s'intercale entre le Gr. Los Robles et le Gr. Juan Griego (cf. carte de GONZALEZ de JUANA y VIGNALI, 1972 ; fig. 179).

Les différentes remarques qui précèdent et celles faites à la fin du chapitre V à propos de la bordure Nord de la zone de la Cordillère Côtière (cf. fig. 170) me conduisent à l'interrogation suivante : faut-il voir dans l'ensemble métamorphique de l'île de Margarita (et de la zone de la Frange Côtière-Margarita) trois séries à significations stratigraphiques et structurales distinctes (tabl. XXIII) :

- une série métasédimentaire et localement métavolcanique en contact tectonique avec des écaillles ophiolitiques (Unité Feldspathique, portion moyenne du Gr. Juan Griego ?) ;

- une série métavolcanique et (ou) métavolcano-sédimentaire, couverture des écaillles ophiolitiques (partie supérieure du Gr. Juan Griego, schistes verts du littoral du District Fédéral, série volcano-sédimentaire de Carupano ?) ;

- une série essentiellement métasédimentaire et méta-volcano-détritique reposent sur les deux séries précédentes et les écaillles ophiolitiques -donc discordante- (Gr. Los Robles ?).

Cette série remanierait -à la manière de la Série Supérieure d'Araya-Paria (fig. 170)- des blocs (olistolithes ?) ultramafiques ; elle passerait latéralement à la série supérieure (Crétacé inférieur) de la zone de la Cordillère Côtière.

Dans le cadre de cette hypothèse, il reste à discuter la position "stratigraphique" des différents granitoïdes ; plusieurs possibilités se présentent compte-tenu de la complexité des relations de terrain décrites par les différents auteurs :

- tout ou partie des granitoïdes sont intrusifs dans la série métamorphique de la Frange Côtière-Margarita ;
- une partie des granitoïdes est intrusive dans l'unité (ou les unités) à soubassement ophiolitique ; ce pourrait être le cas des trondhjémites et tonalites de par leur composition particulière (cf. *in* LAMEYRE et BOWDEN, 1982) ;
- tout ou partie des granitoïdes sont intrusifs dans un ensemble initialement écaillé composé des écailles ophiolitiques et de leur substratum tectonique ;
- tout ou partie de ces granites se sont mis en place lors d'une ou plusieurs phases de cisaillement (Tithonique-Eocrétacé, ou intra-Crétacé supérieur ?).

D) Relations structurales entre la zone de la Cordillère Côtière et la zone de la Frange Côtière-Margarita

Ces relations sont observables le long du littoral de la Cordillère Côtière entre Puerto Cabello et le District Fédéral, ainsi que sur une portion du littoral septentrional de la péninsule d'Araya-Paria.

1.- Les niveaux en contact

Dans les secteurs de Choroní et de Puerto Cabello, des quartzites et micaschistes (de Peña de Mora ; Cordillère Côtière) viennent au contact de niveaux carbonatés quartzitiques intercalés de laves et pyroclastites métamorphisées (Frange Côtière) ; MORGAN (1969) ne mentionne pas la présence de roches ultramafiques ou de gabbros ; je n'ai pas non plus observé de telles roches dans le secteur de Choroní.

Dans le secteur de Chichiriviche D. F., des laves et pyroclastites métamorphisées (Frange Côtière) reposent sur des serpentinites écailleuses, ces dernières reposant soit sur des quartzites et micaschistes (de Peña de Mora ; Cordillère Côtière), soit sur des noyaux orthogneissiques sous-jacents à ces derniers. Au Nord-Est de Caracas, un dispositif identique s'observe ; parfois, des laves et pyroclastites métamorphiques viennent directement en contact avec la Fm. Peña de Mora.

Dans la région de Carupano (Araya-Paria), BLADIER (1977) et CAMPOS (1981) décrivent un contact entre des ultramafites (serpentinite écailleuse) et la série métamorphique supérieure (Crétacé inférieur) de la Cordillère Côtière. Localement, selon CAMPOS (1981), des niveaux volcano-sédimentaires métamorphisés sont en contact direct avec la série métamorphique supérieure de la Cordillère Côtière.

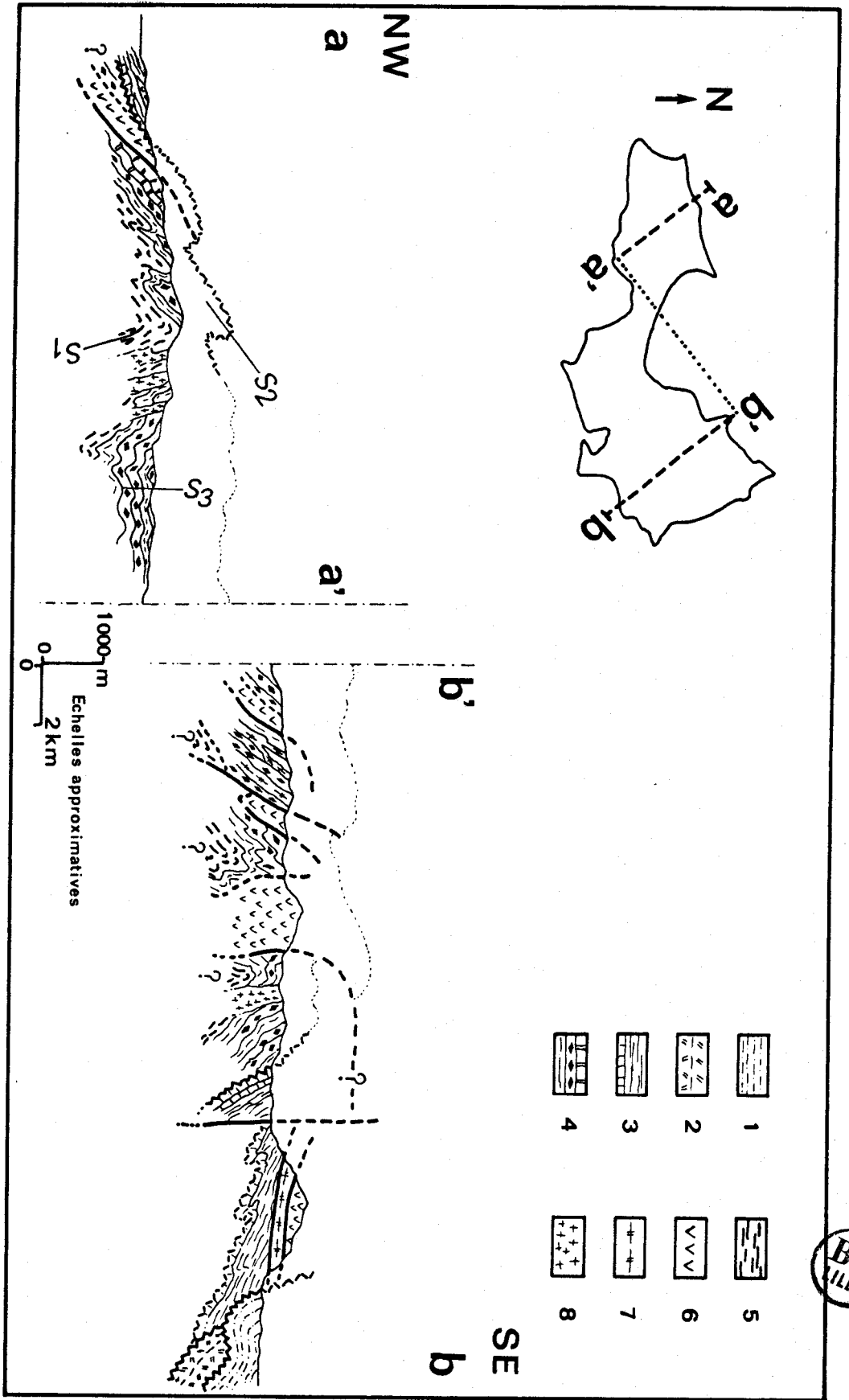


Fig. 180. - Coupe interprétative schématique de l'île de Margarita; d'après les travaux de BELLIZZIA et SABATER (1970), GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972), VIGNALI (1972), MARESCH (1973) et BELLIZZIA et al. (1976).
 Légende : 1. Gr. Punta Carnero (Eocène moyen); Fm. Los Frailes (Sénouien supérieur); 3. Gr. Los Robles (Crétacé inférieur); 4. Gr. Juan Griego, Unité Non feldspathique (Jurassique supérieur ? - Néocomien ?); 5. Gr. Juan Griego, Unité feldspathique (Jurassique supérieur ? - pré-Mésozoïque ?); 6. complexe ophiolitique; 7. tonalites et trondhjémites; 8. Granites.

Fig. 180. - Corte interpretativo esquemático de la Isla de Margarita; según los trabajos de BELLIZZIA y SABATER (1970), GONZALEZ de JUANA y VIGNALI (1972), VIGNALI (1972), MARESCH (1973) y BELLIZZIA et al. (1976).
 Legenda : 1. Gr. Punta Carnero (Eoceno medio); 2. Fm. Los Frailes (Senouien superior); 3. Gr. Los Robles (Cre-
 táceo inferior); 4. Gr. Juan Griego, Unidad No feldespática (Jurásico superior ? - Neocomense ?); 5. Gr. Los Robles (Cre-
 táceo inferior); 4. Gr. Juan Griego, Unidad No feldespática (Jurásico superior ? - Neocomense ?); 6. complejo
 ofiolítico; 7. tonalitas y trondjemitas; 8. Granitos.

BU
LLE

En Goajira colombienne, les affleurements attribuables à la zone de la Frange Côtière-Margarita (cf. *supra*) sont bordés au Sud (cf. MacDONALD *et al.*, 1971 ; et *in* STEPHAN *et al.*, 1980) par des roches métamorphiques qui représenteraient la zone de la Cordillère Côtière. Si le contact séparant ces deux ensembles -non décrits dans les travaux consultés- est de nature tectonique, le dispositif serait semblable à celui observé le long du littoral du District Fédéral et il ferait intervenir des lames ophiolitiques de taille comparable à celles de l'île de Margarita (*in* LOCKWOOD, 1971).

2.- Géométrie et âge des contacts

Le long du littoral de la Cordillère de la Côte, le contact apparaît (MORGAN, 1969 ; et observations personnelles) avec un pendage vers le NNW généralement redressé (45-50°) et parfois plus). La surface de contact apparaît légèrement ondulée et parallèle à la foliation micacée (S 2) des niveaux de micaschistes et quartzites de la zone de la Cordillère Côtière, ainsi que parallèle à la foliation principale (micacée également et correspondant probablement au S 2 de VIGNALI, 1972) des niveaux carbonatés et métavolcaniques de la zone de la Frange Côtière-Margarita. A proximité du contact (cf. *supra*), j'ai localement observé une très forte microdéformation (type kink) des micas blancs des micaschistes et quartzites de la Fm. Peña de Mora. Cette microfabrique serait liée -macroscopiquement- à des plis kink (phase 3 de la zone de la Cordillère Côtière) parfois associé à un clivage de type strain-slip vertical, voire à pendage Sud (donc subperpendiculaire à S 2). Le contact apparaît donc, dans ce secteur, antérieur (ou sub-contemporain ?) au métamorphisme général schistes verts lié à la foliation micacée (cf. chap. V), ce dernier considéré comme intra-sénonien.

Dans le secteur de Carupano (péninsule d'Araya-Paria), BLADIER (1977) et CAMPOS (1981) décrivent un contact à pendage NNW généralement moins redressé (30 à 45°) que pour les secteurs plus occidentaux. Des serpentinites séparent généralement la série de la Frange Côtière-Margarita de la série métamorphique supérieure de la Cordillère Côtière ; BLADIER (1977) insiste sur le rôle de niveau de décollement et de glissement que représente ces serpentinites. Les contacts sont considérés par cet auteur comme antérieurs à sa phase 2 d'âge intra-sénonien. La microfabrique planaire liée à cette phase est parallèle au contact et se retrouve de part et d'autre de celui-ci. Par ailleurs, CAMPOS (1981) observe une déformation postérieure dont les plans axiaux, de même direction, sont sensiblement perpendiculaires aux plans axiaux liés à S 2.

Les faits énumérés précédemment argumentent (cf. également *in* STEPHAN, 1980) :

- un âge anté-Sénonien supérieur du contact pour l'ensemble des régions évoquées ;
- un âge anté-barrémo aptien pour le Nord de la péninsule d'Araya-Paria (cf. remarques à propos de la bordure Nord de la zone de la Cordillère Côtière).

Selon STEPHAN *et al.* (1980) et BELLIZZIA *et al.* (1980), une phase tectonique majeure -située dans le Tithonique-Néocomien- affecte les régions situées au Nord de la zone de la Cordillère Côtière, conduisant à un écaillage de celles-ci ; cette phase amènerait la zone de la Frange Côtière-Margarita à chevaucher sur la zone de la Cordillère Côtière. Ce contact serait repris et rejouerait lors de la compression intra-Crétacé supérieur (anté-Sénonien supérieur) d'orientation peu différente de celle de la précédente.

E) Structure et structuration internes de la zone de la Frange Côtière-Margarita

En dépit du caractère ponctuel et dispersé des affleurements de la zone de la Frange Côtière-Margarita, cette dernière apparaît très complexe du point de vue structural ; l'île de Margarita et en particulier sa portion orientale illustrent bien cette complexité (fig. 178 et carte de MARESCH, 1974). Les ultramafites et roches associés apparaissent en plusieurs écailles ou klippes (Cf. Matasiete) dont les contacts sont localement replissés et parallèles à la foliation S 2 de VIGNALI (1972) (Cf. coupe interprétative de la fig. 180). Des accidents verticaux, notamment N-S (Cf. en Margarita orientale, fig. 178), déplacent ces contacts tangentiels. En admettant que les lames mafiques-ultramafiques représentent des fragments de complexe ophiolitique, deux questions se posent, directement liées au problème de la structuration de la zone de la Frange Côtière-Margarita :

- y a-t-il eu mobilisation de plusieurs écailles ophiolitiques en différents emplacements au sein d'un "domaine de la Frange Côtière-Margarita" ? ;

- ou bien y a-t-il un seul grand charriage ophiolitique naissant au Nord d'un domaine de la Frange Côtière-Margarita ?. Cette alternative (résumée sur la figure 181) est suggérée par la présence de lames mafiques-ultramafiques sur le bord Nord de Macanao et dans l'archipel de La Blanquilla, mais aussi au contact direct de la série métamorphique inférieure de la zone de la Cordillère Côtière. D'autre part, l'existence d'une phase compressive intra-Crétacé supérieur (déjà évoquée, et *in* STEPHAN *et al.*, 1980) a pu modifier considérablement le dispositif hérité de la première mise en place au Tithonique-Eocrétacé (Cf. bordure Nord de la zone de la Cordillère Côtière) et en particulier découper une nappe ophiolitique unique en un ensemble d'écailles mêlées au substratum tectonique initial.

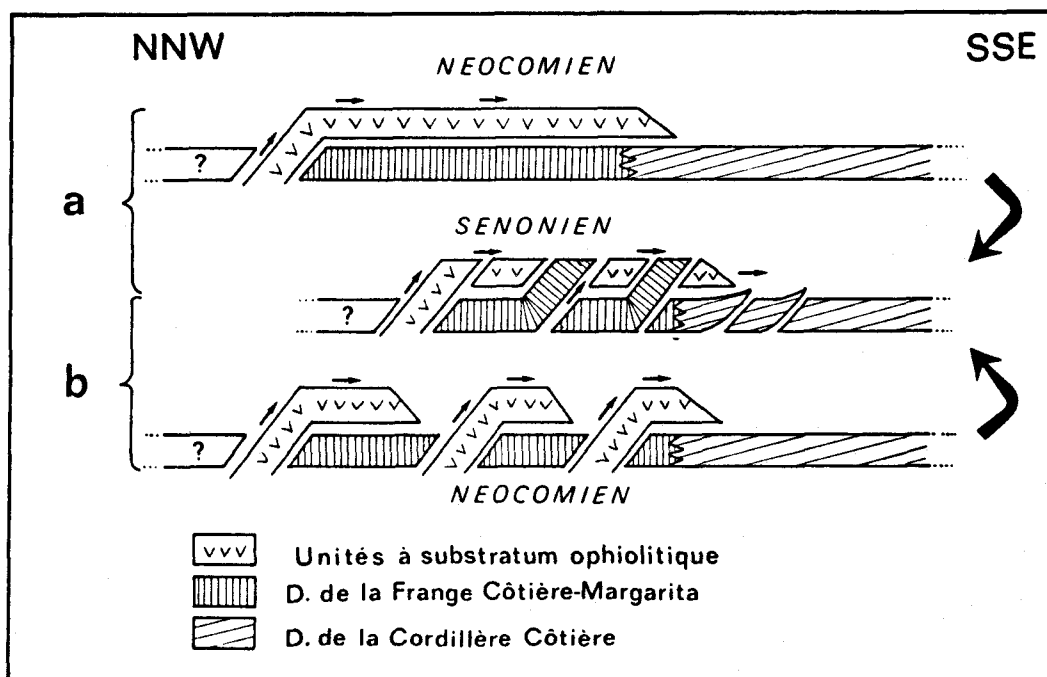


Fig. 181.- Hypothèses sur les relations initiales entre le Domaine de la Frange Côtière-Margarita et le matériel ophiolitique actuellement associé.

Fig. 181.- Hypótesis sobre las relaciones iniciales entre el Dominio de la Franja Costanera-Margarita y el material ophiolítico actualmente ligado.

La présence de roches éclogitiques paraît devoir être associée à la mise en place des écaillés mafiques-ultramafiques et, plus précisément, à leur première mobilisation, comme l'ont proposé STEPHAN *et al.* (1980) et CHEVALIER *et al.* (1985), et ce pour deux raisons :

- les masses d'éclogite ou d'amphibolite éclogitique apparaissent localement au contact d'écaillés mafiques-ultramafiques ; MARESCH (1973) mentionne des roches à pyroxène sodique "en inclusion tectonique dans des roches ultramafiques" ; par ailleurs, si tout ou partie des séries amphibolitiques de MARESCH (1973) correspondent bien à des cumulats gabbroïques métamorphisés et foliés, les principales masses d'"éclogite à paragonite et amphibole" décrites par MARESCH (1973) se trouveraient étroitement associées à ces anciens gabbros ;

- de même que les roches mafiques et ultramafiques, les éclogités et amphibolites éclogitiques apparaissent localement en petites lentilles ou blocs (olistolites ?) inclus et rétromorphisés et schistosés au sein de la série carbonatée et quartzitique (Cf. MORGAN, 1969 ; et observations personnelles). MORGAN (1969) considère que les éclogités représentent d'anciens basaltes tholéitiques métamorphisés à $525 \pm 50^\circ$ sous une pression de 7 KBar. MARESCH (1972, 1973) admet la même origine et propose une température de $350-450^\circ$ et une pression de 7 à 10 KBar ; le métamorphisme se produirait le long d'une zone de subduction (selon les modèles de ERNST, 1970 et OXBURGH et TURCOTTE, 1970). Toutefois, rappelons que MORGAN (1970) et MARESCH (1972) considèrent que les roches éclogitiques se sont formées au cours du métamorphisme Crétacé supérieur conjointement avec le métamorphisme de la série encaissante. Si l'on exclut cette interprétation (Cf. STEPHAN *et al.*, 1980), deux hypothèses subsistent :

- des roches éclogitiques étaient associées aux ophiolites antérieurement à leur première mobilisation (Tithonique-Eocrétacé) ;
- les roches éclogitiques se sont formées lors de cette première mobilisation.

Nous rejoignons un problème fondamental -qu'il ne m'appartient pas de discuter ici- objet de nombreux travaux pétrologiques expérimentaux et de modélisations ; le lecteur voudra bien se reporter aux publications spécialisées (Cf. notamment *in* RINGWOOD, 1982).

Si dans l'île de Margarita il n'est pas fait mention d'amphiboles bleues sodiques (MARESCH (1973) analysant des amphiboles bleu-vert "subcalciques"), au Nord de Caracas, DENG (1953) décrit à la fois des amphibolites éclogitiques, des amphibolites à glaucophane et actinote et des schistes à glaucophane et épidote ; selon la localisation donnée par cet auteur, une partie au moins des roches à glaucophane appartiendrait à la série de la Cordillère Côtière (Fm. Antimano ; Cf. chap. V), mais une autre partie pourrait appartenir à ce qui a été interprété ultérieurement (Cf. STEPHAN *et al.*, 1980) comme la zone de la Frange Côtière-Margarita. Dans le secteur de Carupano (péninsule d'Araya-Paria), CAMPOS (1981) décrit du glaucophane dans des métagabbros et métadiorites litées ; ce minéral serait lié, pour cet auteur, à un métamorphisme antérieur au métamorphisme schistes verts attribué au Crétacé supérieur. A partir de ces données fragmentaires sur la présence d'un métamorphisme anté-barrémo-aptien de type HP/BT -à la fois dans des éléments ophiolitiques et peut-être, dans la série de la Frange Côtière-Margarita- il est difficile de reconstituer une répartition actuelle et *à fortiori* initiale de ce métamorphisme ; en particulier, il est difficile de replacer ces roches à glaucophane par rapport aux roches éclogitiques. La liaison d'un tel métamorphisme avec un épisode d'écaillage associé à une collision, ou avec un processus de subduction (Cf. notamment KIENAST

et RANGIN, 1982) a été envisagé conjointement avec le problème de l'Unité de Villa de Cura caractérisée, entre autre autres, par un métamorphisme HP/BT.

F) Extension actuelle, à terre et sur la marge nord-vénézuélienne, de la zone de la Frange Côtière-Margarita

1.- Caractéristiques lithostratigraphiques

Indépendamment de son association avec une ou plusieurs unités ophiolitiques (cf. paragr. C et D), la série de la Frange Côtière-Margarita et le domaine paléogéographique associé ont été définis à partir de l'île de Margarita et de nombreux affleurements dispersés. Le caractère parfois très éloigné de ces derniers invite à discuter l'extension actuelle réelle de l'ensemble, et, dans un premier temps, à choisir des critères lithostratigraphiques d'appartenance à ce domaine. Une double comparaison et une double distinction sont nécessaires : Frange Côtière-Margarita-Cordillère Côtière, d'une part, Frange Côtière-Margarita-Antilles Hollandaises, d'autre part ; le problème des relations Cordillère Côtière-Antilles Hollandaises s'ajoutera ensuite dans la discussion.

2.- Comparaison avec la zone de la Cordillère Côtière

Cette comparaison a été partiellement évoquée à propos de la bordure Nord de la zone de la Cordillère Côtière et doit porter sur les termes anté-Crétacé supérieur des deux séries, dans la mesure où elles montrent un magmatisme acide à intermédiaire intra-Crétacé supérieur, un métamorphisme général de type schistes verts (jusqu'au sous-faciès le plus élevé) et une phase majeure de compression également intra-Crétacé supérieur. Le domaine de la Frange Côtière-Margarita est affecté par une phase compressive majeure anté-Barrémo-Aptien associée à la mise en place d'une ou plusieurs écailles ophiolitiques ; par ailleurs, les formations antérieures à cet événement (Jurassique terminal ? - Néocomien ; Gr. Juan Griego *pro parte*) sont riches en intercalations volcaniques basiques et présentent un métamorphisme localement de type HP/BT. Ces trois critères distinguent le domaine de la Frange Côtière-Margarita de celui de la Cordillère Côtière dans une paléogéographie fini-jurassique-éocrétacée.

3.- Comparaison avec les Antilles Hollandaises

Ces dernières -intercalées entre les archipels de Los Monjes, à l'Ouest, et de Las Aves, à l'Est (fig. 182)- se caractérisent par un important volcanisme basique d'âge aptien-albien à coniacien (BEETS, 1977 ; BEETS *et al.*, 1977), épimétamorphique et peu déformé ; ce volcanisme appartient au cycle magmatique Crétacé "moyen" dont les Nappes d'Aragua ont conservé d'importants témoins (cf. chap. IV et *in* GIRARD *et al.*, 1982). Une discordance anté-Sénonien supérieur est également connue sur ces îles de même qu'un plutonisme acide (tonalitique) d'âge Sénonien supérieur. Ce qui distingue fondamentalement les Antilles Hollandaises de la zone de la Frange Côtière-Margarita est l'absence d'une tectonisation compressive importante associée à un métamorphisme important durant le Crétacé supérieur. Les îles de Las Aves et Los Roques présentent ce même volcanisme basique ; à l'Est de Margarita, les forages Patao 1 et Cabo Tres Puntas (fig. 182) (*in* CAMPOS, 1981), tous deux proches de la zone de la Cordillère Côtière, ont

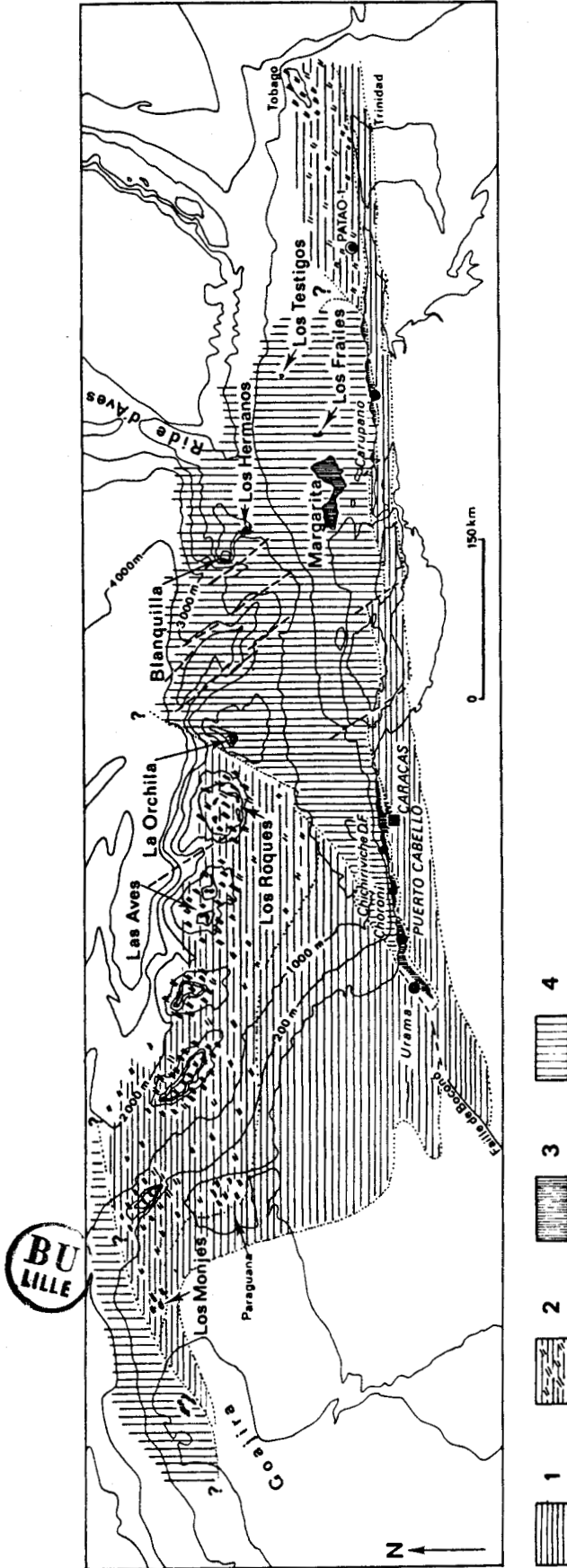


Fig. 182.- Hypothèse sur l'extension actuelle de la Zone de la Frange Côtière-Margarita et ses relations avec la Zone de la Cordillère Côtière et les Antilles Hollandaises.
 Légende : 1. Zone de la Cordillère Côtière; 2. Antilles Hollandaises et équivalents possibles; 3 et 4. Z. de la Frange Côtière-Margarita; 3. affleurements; 4. extension actuelle.

Fig. 182.- Hipótesis sobre la extensión actual de la Zona de la Franja Costanera-Margarita y sus relaciones con la Zona de la Cordillera de la Costa y las Antillas Holandesas.
 Leyenda : 1. Zona de la Cordillera de la Costa; 2. Antillas holandesas y equivalentes posibles; 3 y 4. Z. de la Franja Costanera-Margarita; 3. áreas de afloramiento; 4. extensión actual.

atteint une formation volcanique et sédimentaire dont une lave a été datée radiométriquement (K/Ar) à 95 ± 10 M.A. ; ce niveau est, par ailleurs, recouvert de sédiments pélagiques datés, par microfaune, du Cénomaniens. Un magmatisme basique contemporain *pro parte* est connu plus vers le Nord dans l'île de Tobago (MAXWELL, 1948 ; GIRARD, 1981).

4.- Problème des relations Cordillère Côtière-Antilles Hollandaises

Dans la comparaison tripartite tentée ici, une ambiguïté apparaît dans la mesure où Cordillère et Frange Côtière-Margarita sont distinguées pour la période anté-Barrémo-Aptien, et où la distinction Frange Côtière-Antilles Hollandaises (et régions assimilées) est proposée pour une période postérieure. Ceci nous amène à considérer le problème du soubassement anté-Crétacé "moyen" des Antilles Hollandaises et des rapports entre celles-ci et la zone de la Cordillère Côtière. La prolongation du domaine de la Cordillère Côtière (défini au Néocomien) sous les Antilles Hollandaises, a été évoquée dans la partie A du présent chapitre ; rappelons que le substratum de l'île de Bonaire (BEETS, 1979 *in* STEPHAN, 1980) a des affinités avec la zone de la Cordillère Côtière (cf. notamment la présence de blocs de granulite et gneiss datés du Précambrien, remaniés dans des sédiments tertiaires). D'autre part, à l'Ouest des Antilles Hollandaises, la péninsule de Paraguana montre la juxtaposition (à quelques km près) de granite paléozoïque et sédiments épimétamorphiques Jurassique supérieur (zone de la Cordillère Côtière) et d'un complexe grenu mafique-ultramafique et volcanique basique ; ce dernier, non métamorphisé et indemne de fabrication tectonique, est daté radiométriquement du Néocomien-Aptien (K/Ar sur roche totale : 129 ± 14 M.A., 120 ± 11 M.A., 118 ± 10 M.A. ; SANTAMARIA et SCHUBERT, 1975). L'association basique de Los Monjes serait un équivalent plus septentrional déformé et métamorphisé au cours de la phase compressive intra-Crétacé supérieur. Aux confins de la péninsule de Paraguana (fig. 182) et des Antilles hollandaises, le magmatisme basique du Crétacé "moyen" (Aptien-Albien à Sénonien inférieur) paraît "mordre" sur le domaine de la Cordillère Côtière. La même remarque peut être faite pour l'Est de la Chaîne Caraïbe ; en effet, dans la "Northern Range" de Trinidad s'intercale -dans la série attribuée à la zone de la Cordillère Côtière- une formation volcanique basique peu métamorphisée d'âge post-néocomien et anté-sénonien (Fm. Sans Souci ; *in* SAUNDERS, 1974).

Il me paraît donc possible de lever l'ambiguïté signalée en début de paragraphe :

- en considérant que le volcanisme basique Aptien-Albien-Sénonien inférieur des Antilles Hollandaises et des régions assimilées (cf. *supra*) s'installe sur un substratum peu ou pas tectonisé antérieurement par comparaison avec le domaine de la Frange Côtière-Margarita ; ce substratum correspondrait, pour une bonne part, au domaine de la Cordillère Côtière dans sa configuration anté-Barrémo-Aptien (cf. le choix des figurés de la figure 182) ;
- en limitant les comparaisons à la période Tithonique-Néocomien.

5.- Extension hypothétique "onshore" et "offshore" actuelle de la zone de la Frange Côtière-Margarita

C'est en fonction des différentes remarques faites dans les trois paragraphes qui précèdent que je propose la répartition représentée sur la figure 182.

Cette répartition amène plusieurs remarques corollaires :

- la zone de la Frange Côtière-Margarita représenterait en surface un des ensembles les plus importants de la Chaîne Caraïbe ;

- la limite occidentale du secteur La Orchila-Puerto Cabello-Urama apparaît grossièrement dans le prolongement de la Faille de Boconó dont le jeu décrochant dextre est évalué, au Tertiaire, à une centaine de kilomètres (STEPHAN, 1977 a, 1982) ; si le front méridional de la zone de la Frange Côtière-Margarita, au niveau de Puerto Cabello-Urama s'est raccordé, à une certaine époque, à celui qui passe au Nord de Los Monjes et en Goajira, la Faille décrochante de Boconó verrait son importance considérablement accrue, un jeu anté-tertiaire devant être invoqué ; le contact entre les secteurs de Los Testigos-Carupano et le secteur Patao l-Tobago aurait une signification de front tectonique comme au Nord de Los Monjes ;

- dans le dispositif présenté, les Antilles Hollandaises n'apparaissent plus en tant qu'arrière-pays de la Chaîne Caraïbe comme le proposent STEPHAN *et al.* (1980) et BECK *et al.* (1980) ; la zone de la Frange Côtière-Margarita devient de ce fait, une zone de racines possible pour les Nappes d'Aragua.

6.- Paléoenvironnement et signification géodynamique du domaine de la Frange Côtière-Margarita (ophiolites exclues)

Si l'on considère l'Unité Non Feldspathique du Gr. Juan Griego et le Gr. Los Robles (Cf. tabl. XXIII), on observe -abstraction faite des niveaux volcaniques ou volcano-dérivés- la présence quasi permanente de matériel terrigène fin (Cf. micaschistes, phyllades, quartzites à grain fin, chlorito-schistes). Pour les niveaux carbonatés du sommet du Gr. Juan Griego (Néocomien ?) et de la base du Gr. Los Robles, il n'est pas fait mention, dans les travaux consultés, de dolomitisation ; par contre (Cf. FURRER *in* GONZALEZ de JUANA et VIGNALI, 1972), ces niveaux sont riches en Radiolaires. La série de la Frange Côtière-Margarita se déposerait donc en milieu plus pélagique, plus profond (mais au-dessus du NCC) que celui dans lequel sont déposés les niveaux supposés synchrones de la série de la Cordillère Côtière.

Comme pour cette dernière, on observe une période de sédimentation en milieu réducteur (anoxique) qui se termine avec la partie supérieure du Gr. Los Robles, de même que ce caractère anoxique disparaît avec la Formation Chuspita (Albien) dans le domaine de la Cordillère Côtière.

Sans anticiper sur le chapitre final du présent mémoire, une rapide comparaison en termes de géodynamique globale peut être faite entre les domaines de la Cordillère Côtière et de la Frange Côtière-Margarita, au Tithonique-Eocrétacé. Si l'on considère l'hypothèse a de la figure 181 -dispositif le plus simple- le domaine de la Frange Côtière-Margarita présenterait une zone de transition -à croûte continentale progressivement amincie- entre, au Sud, un domaine cratonique (domaine de la Cordillère Côtière, partie intégrante du Craton Sud-Américain), et, au Nord, un domaine à soubassement océanique (ultérieurement écaillé et incorporé tectoniquement au domaine de la Frange Côtière). La géographie initiale de ce dernier -affecté par plusieurs phases de déformation au Crétacé et au Tertiaire- sera discutée ultérieurement conjointement avec le problème de la mise en place des Nappes d'Aragua.

En bref, les "schistes lustrés" intercalés ou non de "prasinites" que le géologue "alpin franco-italien" observerait depuis le coeur de la Cordillère Côtière jusqu'à la pointe Nord de l'île de Margarita auraient des grands frères nommés "Piémontais" et "Ligures".

VI.- COMPARAISON AVEC LES NAPPES D'ARAGUA ; CONCLUSIONS

J'ai évoqué, dans le chapitre consacré aux Nappes d'Aragua, plusieurs points de similitudes lithologiques entre celles-ci et la zone de la Frange Côtière-Margarita, notamment à propos de la Nappe de Caucagua-El Tinaco ; je tenterai ici d'intégrer ces similitudes ponctuelles dans des corrélations de l'ensemble des séries concernées.

A) Comparaison et corrélations avec la Nappe de Caucagua-El Tinaco

La Nappe de Caucagua-El Tinaco et la zone de la Frange Côtière-Margarita étant séparées par la zone de la Cordillère Côtière, j'établirai au préalable des comparaisons et des corrélations entre cette dernière et la Nappe de Caucagua-El Tinaco.

1.- Comparaison et corrélations entre la Nappe de Caucagua-El Tinaco et la zone de la Cordillère Côtière

a) Corrélations (tabl. XXIV)

Dans la portion centrale du domaine de la Cordillère Côtière, la série crétacée s'arrête à l'Albien supérieur (Cf. chap. V, II-B); à la différence, dans la Nappe de Caucagua-El Tinaco on observe une continuité de l'Aptien-Albien au Sénonien inférieur, ainsi qu'un Sénonien supérieur discordant.

Une partie (inférieure) de la Fm. Tucutunemo (Nappe de Caucagua-El Tinaco) serait donc corréléable avec la Fm. Las Mercedes (Cordillère Côtière). La discordance infra-Fm. Tucutunemo correspondrait *grosso modo* au passage Fm. Las Brisas-Fm. Las Mercedes (passage tithonique-Néocomien à Barrémien-Aptien) pour lequel l'existence d'un hiatus n'a pas été exclue.

Le Mésozoïque anté-Crétacé "moyen" pose une première question fondamentale, celle de l'existence d'un équivalent, dans la Nappe de Caucagua-El Tinaco, de la Fm. Las Brisas (Cordillère Côtière) ; cette question est elle-même liée au problème de la position stratigraphique des schistes de Tinapú.

Deux hypothèses se présentent (tabl. XXIV) : 4

1. les Schistes de Tinapú appartiennent au pré-Mésozoïque et il n'y a pas d'équivalent de la Fm. Las Brisas ;

2. les Schistes de Tinapú appartiennent au Mésozoïque. Dans la seconde hypothèse, le problème reste ouvert d'autant que le caractère marin ou continental des dépôts correspondant n'est pas démontré.

A cette question est liée celle de l'âge de mise en place des plutons de trondhjémite et

du système filonien associé ; ils sont antérieurs au Barrémien-Aptien et postérieur aux Schistes de Tinapú. Une corrélation entre ces plutons et les granites de la Cordillère Côtière est donc envisageable.

Le pré-Mésozoïque pose une seconde question fondamentale : le Gneiss de La Aguadita est-il corrélable avec les noyaux les plus anciens de la Cordillère Côtière (Paléozoïque inférieur (?) - Précambrien, Gneiss de Sébastopol) ou avec la série des quartzites et micaschistes de la Fm. Peña de Mora (Paléozoïque moyen-supérieur ?) ; MENENDEZ (1966), BELLIZZIA (1972), BELLIZZIA *et al.* (1976) préfèrent parler, pour ces différents ensembles (y compris les Schistes de Tinapú), de "socle pré-mésozoïque".

Il est toutefois tentant de corréler le Gneiss de La Aguadita -dont le métamorphisme initial serait d'âge Trias supérieur- avec la Fm. Peña de Mora, pour laquelle un âge radiométrique voisin a été obtenu ; le gneiss granitique de San Vicente représenterait alors un équivalent des "noyaux" plus anciens de la Cordillère Côtière.

b) Comparaison

Pour ce qui concerne la période Barrémien-Aptien à Albien moyen, les dépôts des Fms. Las Mercedes et Tucutunemo ont en commun leur caractère carbonaté, l'association permanente avec des apports terrigènes, et la richesse en matière organique. Dans les deux formations, s'intercalent des séquences terrigènes très fines dépourvues de carbonate. Globalement, la Fm. Las Mercedes apparaît plus riche en matériel terrigène grossier (grès, graywackes) ; les bancs carbonatés et gréseux-graywackeux à microconglomératiques sont épais (plusieurs mètres) et réguliers, tandis qu'ils sont minces (centimétriques à décimétriques) et pertrubés dans la Fm. Tucutunemo. Les apports terrigènes grossiers apparaissent plus fins et plus évolués (quartz essentiellement) et que dans la Fm. Las Mercedes (présence de feldspaths, de ferromagnésiens). Par ailleurs, la Fm. Tucutunemo est intercalée soit de minces coulées, soit de pyroclastites ou de sédiments volcano-détritiques, l'ensemble étant de nature basique.

La série de la Cordillère Côtière se terminerait à l'Albien supérieur par une formation détritique rythmée de talus (cf. chap. V, II-B), tandis que celle de la Fm. Pilancones se poursuivrait sans modification notable.

Pour ce qui concerne les formations antérieures à la Fm. Tucutunemo, deux comparaisons sont à effectuer à titre d'hypothèse (cf. problème des corrélations) :

1. les Schistes de Tinapú sont un équivalent (marin ?) de la Fm. Las Brisas ; l'absence de carbonate dans les premiers, ainsi que leur richesse en matière organique réduite et l'intercalation de niveaux volcaniques ou volcano-dérivés, distinguent nettement les Schistes de Tinapú de la Fm. Las Brisas ; la présence de niveaux conglomératiques remaniant entre autres des débris de roche granitique est une caractéristique commune ;

2. le Gneiss de La Aguadita est l'équivalent des quartzites et micaschistes de la Fm. Peña de Mora ; ces deux séries présentent un litage identique, des niveaux de compositions identiques (quartzites, quartzites à amphibole, amphibolites, micaschistes, roches à quartz-albite) mais dont les proportions respectives sont différentes ; la Fm. Peña de Mora est essentiellement quartzitique tandis que, dans le Gneiss de La Aguadita, les amphibolites dominent.

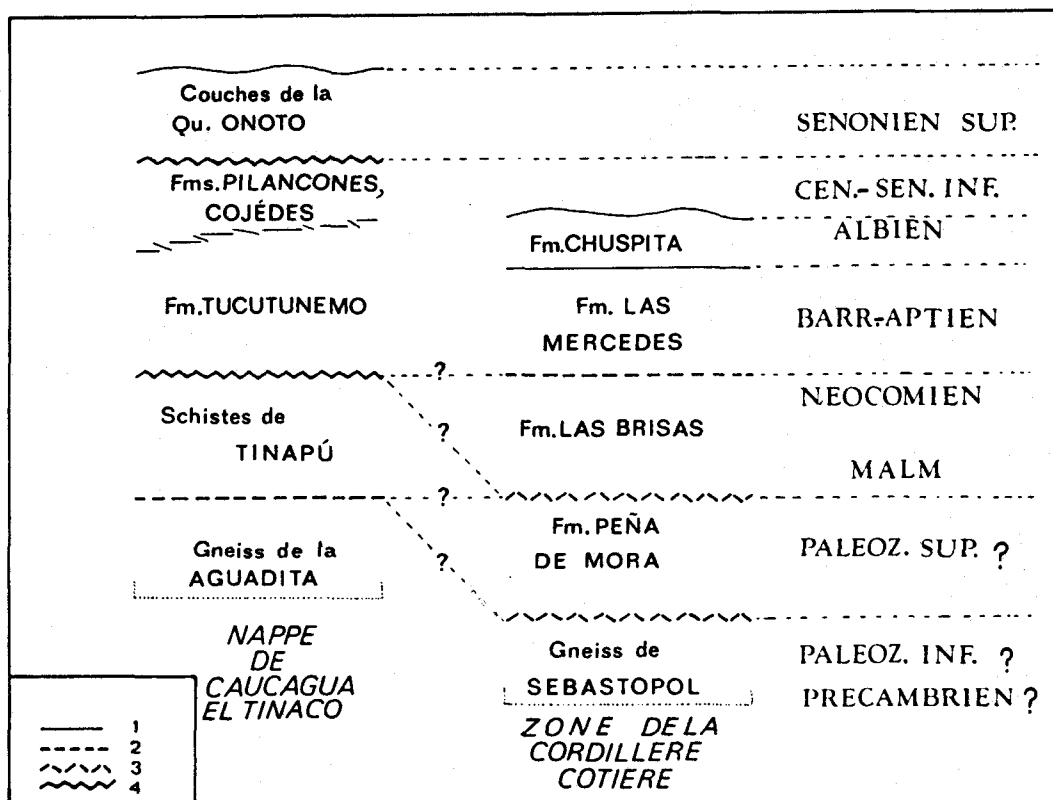


Tableau XXIV.- Propositions de corrélations stratigraphiques entre la Nappe de Caucagua-El Tinaco et la Zone de la Cordillère Côtière.

Cuadro XXIV.- Relaciones estratigráficas entre la Napa de Caucagua-El Tinaco y la Zona de la Cordillera de la Costa.

Les granites $\delta.\delta.$ et granodiorites de la Cordillère Côtière, d'une part, et les diorites quartziques, tonalites et trondhjémites de la nappe de Caucagua-El Tinaco, d'autre part, présentent des similitudes : dimensions et formes des massifs, forte foliation mylonitique concordante avec celle des métamorphites encaissantes, caractère intrusif net, alignement grossier (*). Par contre, les compositions minéralogiques distinguent fondamentalement les deux ensembles. Dans le cadre des classifications génétiques et par séries magmatiques (LAMEYRE et BOWDEN, 1982 ; DIDIER *et al.*, 1982 ; PITCHER, 1982 ; cf. chap.V, II-B), les plutons de la Nappe de Caucagua-El Tinaco appartiendraient au type I ("cordillerain" ? ou "calédonien" ?) ou à la "série calco-alcaline trondhjémitique". Nous ne disposons d'aucun indice de volcanisme andésitique associé.

Dans l'hypothèse, donc, où les deux ensembles plutoniques mentionnés précédemment appartiennent à la même période de magmatisme, ils correspondraient, soit à deux contextes géodynamiques bien distincts, soit au même contexte géodynamique avec des degrés différents d'intervention de matériel mantellique, au sein d'une marge continentale (cf. *in* LAMEYRE, AUTRAN *et al.*, 1980 ; *in* LAMEYRE et BOWDEN, 1982).

2.- Comparaison et corrélations entre la zone de la Frange Côtière-Margarita et la Nappe de Caucagua-El Tinaco

a) Corrélations (tabl. XXV)

(*) Ce dernier caractère pouvant être dû essentiellement à la tectonisation postérieure.

J'ai résumé, au paragraphe V-A, les données stratigraphiques concernant la série de la Frange Côtière-Margarita (Cf. tabl. XXIII) ; parmi cet ensemble métamorphique complexe, seul le Gr. Los Robles est daté ; il s'agit d'un Crétacé anté-Sénonien supérieur. Le Gr. Los Robles, joint à l'Unité Carbonatée et Graphiteuse sous-jacente, serait donc équivalent au moins *pro parte* de la Fm. Tucutunemo de la Nappe de Cauagua-El Tinaco. Dans le cas de cette dernière, la série Crétacé inférieur est surmontée de niveaux Cénomaniens à Sénonien inférieur ; pour la série de la Frange Côtière-Margarita, l'existence de niveaux appartenant à la partie inférieure du Crétacé supérieur n'est pas démontrée.

Par ailleurs, la Fm. Los Frailes (Frange Côtière-Margarita) et les couches de la Qu. Onoto (Cauagua-El Tinaco) appartiennent au Sénonien supérieur, non métamorphisé.

Pour les séries anté-Fm. Tucutunemo, nous ne disposons pas de données chronologiques permettant des corrélations ; seules des comparaisons lithostratigraphiques peuvent servir à des corrélations spéculatives (Cf. *infra*).

Pour ce qui concerne les différents intrusifs, la série de la Frange Côtière-Margarita présente à la fois un massif de trondhjémite mylonitisé et un chevelu tonalitique métamorphisé et également mylonitisé, les deux ensembles étant considérés comme génétiquement liés (Cf. paragr. V-B). J'ai évoqué le problème de l'interprétation des datations radiométriques effectuées sur la trondhjémite foliée de l'île de Margarita (Cf. également discussion à propos des granites de la Cordillère Côtière) ; par ailleurs, le Gneiss Tonalitique de Guayacan apparaît, plutôt de par son métamorphisme et ses déformations, comme antérieur au Gr. Los Robles ; si trondhjémites et tonalites sont liées au même épisode intrusif, l'âge radiométrique campanien des premières pourrait être un âge de métamorphisme postérieur à l'intrusion.

b) Comparaison

Le Gr. Los Robles et l'Unité Carbonatée et Graphiteuse sous-jacente ont des caractéristiques lithologiques communes avec la Fm. Tucutunemo : mélange de sédimentation carbonatée et terrigène, richesse en matière organique, stratification fine et mêmes successions de séquences, intercalations de volcanites basiques. Dans le cas de la Frange Côtière-Margarita, le degré de métamorphisme serait plus élevé (au sein du faciès schistes verts) que pour les niveaux équivalents de la Nappe de Cauagua-El Tinaco.

Pour ce qui concerne les séries anté-Fm. Tucutunemo, les descriptions données par GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972) de leur Unité à Amphibolites et de leur Unité Feldspathique font apparaître des similitudes avec le Gneiss de La Aguadita (litage, composition des différents niveaux, microfabrique et métamorphisme) ; le sommet de cet ensemble, riche en phyllades et chloritoschistes, rappelle les portions non conglomératiques des Schistes de Tinapú.

J'ai évoqué la similitude entre l'ensemble trondhjémite-chevelu tonalitique de l'île de Margarita avec celui de la région de El Tinaco (MENENDEZ, 1965) ; il en est de même pour la portion étudiée de la Nappe de Cauagua-El Tinaco. Les magmatismes des deux unités correspondraient à des conditions identiques de genèse.

Les considérations précédentes sur les séries métamorphiques de la Nappe de Cauagua-El Tinaco et de l'Unité Frange Côtière-Margarita, ainsi que sur leurs intrusifs respectifs, me conduisent à reprendre une hypothèse formulée par HESS en 1968 et rappelée par MARESCH (1973)

dans l'introduction de sa thèse. Une corrélation est proposée entre le Complexe d'El Tinaco de Cojedes septentrional et les séries inférieures riches en amphibolites de Margarita orientale ; ces dernières pourraient représenter le "socle pré-mésozoïque" (HESS, 1968 *in* MARESCH, 1973, p. 10-11).

B) Comparaison et corrélations avec la Nappe de Loma de Hierro

J'ai envisagé précédemment (paragr. V, C) la distinction au sein de la zone de la Frange Côtière-Margarita, d'une (ou plusieurs ?) nappe ophiolitique ; celle-ci comporte surtout des péridotites (serpentinisées le plus souvent) et des gabbros lités foliés et amphibolitisés (cf. notamment le long de la péninsule d'Araya-Paris ; *in* CAMPOS, 1981) ; en Margarita orientale, GUILLET (1982) observe une structure de tectonite dans les péridotites du massif de Matasiete. Une première corrélation peut être ainsi proposée entre les soubassements ophiolitiques, celui de la Nappe de Loma de Hierro apparaissant moins déformé et moins transformé, à la fois pour les modifications syngénétiques et pour les phases tectoniques (obduction anté-Créacé "moyen" et phase intra-sénonienne).

La couverture initiale possible des ophiolites de la Nappe de Loma de Hierro -le volcano-sédimentaire du Río Guare- montre comme la partie supérieure du Gr. Juan Griego, des niveaux carbonatés et de milieu réducteur (pyriteux et graphiteux) ; néanmoins, dans le premier cas ils sont peu développés en épaisseur tandis que l'île de Margarita, ils constituent une part

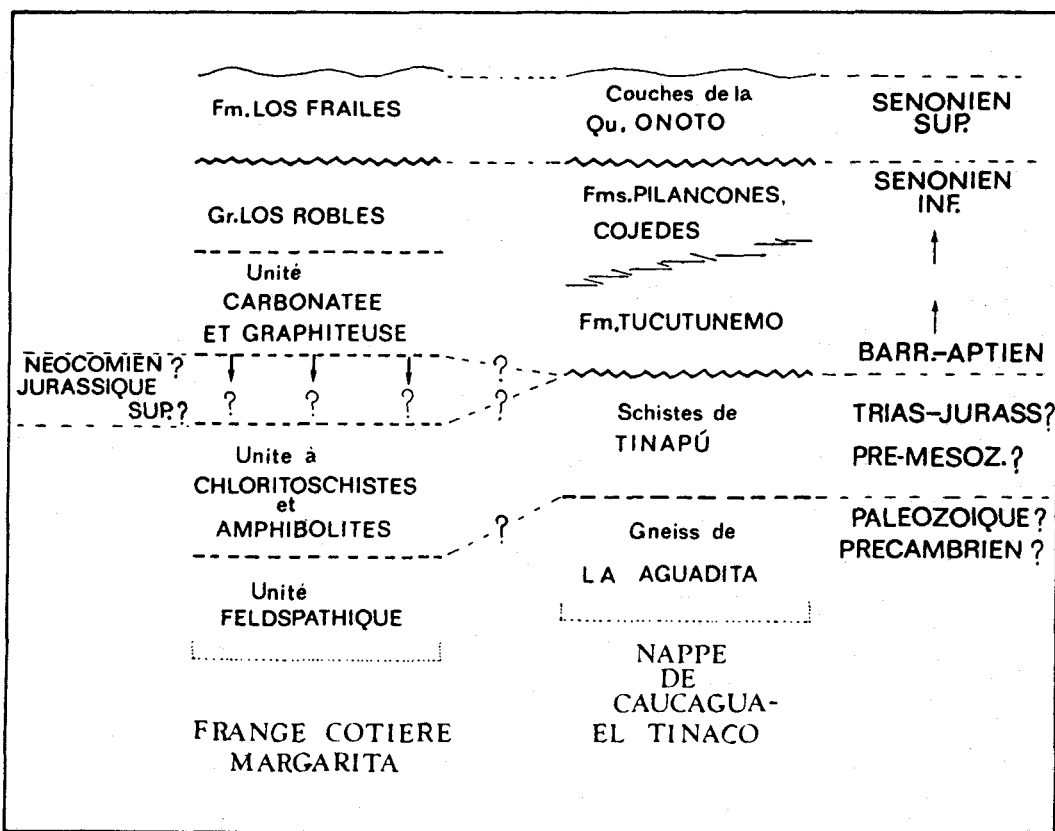


Tableau XXV.- Propositions de corrélations stratigraphiques entre la Nappe de Cauagua-El Tinaco et la Zone de la Frange Côtière-Margarita.

Cuadro XXV.- Relaciones estratigráficas entre la Napa de Cauagua-El Tinaco y la Zona de la Franja Costanera-Margarita.

importante du Gr. Juan Griego.

La portion de série attribuée à la période Aptien-Albien à Sénonien inférieur dans la zone de la Frange Côtière-Margarita (Gr. Los Robles) contient des niveaux métavolcanique ou métavolcano-sédimentaire (métamorphisés au Sénonien) ; ceux-ci seraient des équivalents de la Fm. Tiara de la Nappe de Loma de Hierro.

C) Problème de la Nappe de Villa de Cura

Si la Fm. Dos Hermanas, représentant le Crétacé "moyen", est corrélable et comparable avec les niveaux volcaniques basiques observés dans les Nappes de Caucagua-El Tinaco, Loma de Hierro, dans les Antilles Hollandaises et dans la zone de la Frange Côtière-Margarita, il n'en est pas de même pour le substratum que constitue le Gr. Villa de Cura, tout à la fois simple et énigmatique.

Le métamorphisme anté-aptien-albien, de type HP/BT, est un élément de similitude avec certains affleurements de la Frange Côtière (région de Puerto Cabello, littoral du District Fédéral, péninsule d'Araya-Paris ; MORGAN, 1970 ; DENGU, 1953 ; CAMPOS, 1981). Le métamorphisme affectant le Nord-Est de l'île de Margarita, qui serait lié au même épisode tectonique, est de type HP/HT (MARESCH, 1973) ; à ce sujet, NAVARRO (1983) mentionne dans la partie inférieure du Gr. Villa de Cura de la barroisite, minéral abondant dans le Nord-Est de l'île de Margarita (MARESCH, 1973).

Par différence avec la série de la Cordillère Côtière, entre autres arguments, de nombreux auteurs (MENENDEZ, 1966 ; BELLIZZIA, 1972 ; MARESCH, 1974 ; STEPHAN *et al.*, 1980 ; etc...) considèrent le Gr. Villa de Cura comme équivalent latéral du Gr. Caracas (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur). Je reprendrai cette hypothèse pour les interprétations ultérieures, ainsi que celle de MARESCH (1974) qui considère le Gr. Villa de Cura comme une série volcano-sédimentaire d'arc insulaire.

D) Conclusions : la zone de la Frange Côtière-Margarita, arrière-pays de la Chaîne Caraïbe et racine des Nappes d'Aragua ?

De l'ensemble des comparaisons et corrélations discutées à propos des Nappes d'Aragua et des zones situées au Nord de celles-ci, je proposerai deux corrélations générales :

- la zone de la Cordillère Côtière, la Zone de Caucagua-El Tinaco et la zone de la Frange Côtière-Margarita (série métamorphique ; ophiolites exclues) présentent plusieurs traits d'union concernant un log stratigraphique comprenant des termes paléozoïques (voire précambriens ?) ; la zone de la Frange Côtière-Margarita (ophiolites exclues) et la Nappe de Caucagua-El Tinaco seraient homologues ;

- la Nappe de Loma de Hierro serait homologue de l'ensemble ophiolitique de la zone de la Frange Côtière-Margarita.

Ces hypothèses jointes à la répartition actuelle proposée pour la zone de la Frange Côtière-Margarita (fig. 182) et sa position d'arrière-pays (y compris vis-à-vis des Antilles Hollandaises) me conduisent à considérer la zone de la Frange Côtière-Margarita comme racine d'au

moins deux des Nappes d'Aragua : celles de Loma de Hierro et de Caucagua-El Tinaco. Antérieurement aux phases tangentielles majeures (obduction éocénacée, phase intra-sénonienne), ces ensembles correspondaient aux domaines paléogéographiques suivants, disposés *grosso modo* du Sud-Est vers le Nord-Ouest :

- le bord du craton sud-américain : domaine de la Cordillère Côtière ;
- une marge : domaine de la Frange Côtière et future Nappe de Caucagua-El Tinaco ;
- un domaine océanique : futurs ensembles ophiolitiques de Loma de Hierro et de la Frange Côtière-Margarita.

CHAPITRE VII

ESSAI DE SYNTHÈSE : LA CHAÎNE CARAÏBE AU MÉRIDIEN DE CARACAS ; SA PLACE DANS L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE MÉSOSOÏQUE- CÉNOZOÏQUE DU DOMAINE CARAÏBE

INTRODUCTION

L'étude stratigraphique et structurale de l'avant-pays Piémontin, de la Zone Piémontine et des Nappes d'Aragua a montré une évolution mésozoïque-cénozoïque polyphasée, avec une grande variété à la fois dans les types de sédimentation et dans les processus tectoniques. Conjointement, l'analyse des données disponibles -associées à quelques observations personnelles- concernant les Zones de la Cordillère Côtière et de la Frange Côtière-Margarita, m'ont conduit à considérer cette dernière comme la racine d'au moins deux des Nappes d'Aragua (Loma de Hierro et Caucagua-El Tinaco). Un transect complet de la Chaîne Caraïbe Centrale -des llanos à la marge Sud du bassin du Vénézuéla- ayant été ainsi présenté, je tenterai en conclusion de rassembler les faits principaux concernant les différentes zones traversées.

Pour chacun des ensembles étudiés, la succession des événements sédimentaires, tectoniques, et, le cas échéant, métamorphiques et (ou) magmatiques, ont été résumés en conclusion de chaque chapitre ; les différentes paléogéographies -crétacées-tertiaires- ayant été figurées dans ces différentes conclusions, je proposerai ici des reconstitutions "à deux dimensions" sous la forme d'une série de profils rétrotectoniques schématiques disposés transversalement à la marge nord-vénézuélienne et à ses structures tangentielles. L'histoire anté-mésozoïque ne sera pas envisagée ici ; rappelons que la Zone de la Cordillère Côtière a un substratum affecté peut-être par les cycles hercyniens et calédoniens.

Tenté par l'élaboration d'un modèle géodynamique global, j'essaierai, dans un deuxième temps, de replacer l'évolution au Jurassique supérieur-Crétacé de la marge nord-vénézuélienne -ou sud-caraïbe- au sein de l'histoire géodynamique de l'ensemble du Domaine Caraïbe, en prenant en compte les principales caractéristiques géologiques et géophysiques de ce dernier et de sa périphérie.

I.- LA CHAÎNE CARAÏBE AU MÉRIDIEN DE CARACAS : ÉVOLUTION DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR À L'ACTUEL

A) Résumé de l'organisation géologique de la Chaîne Caraïbe

Si l'on associe les Nappes d'Aragua avec la Zone de la Frange Côtière-Margarita, la Chaîne Caraïbe Centrale peut se diviser, transversalement, en trois ensembles à valeur isopique, envisagés du Sud au Nord :

1.- Une zone externe : Zone Piémontine et raccord avec l'avant-pays

Affectée dans sa partie septentrionale par la phase intra-sénonienne et dans sa partie méridionale par les phases ultérieures, cette phase est en position cratonique ; elle est le siège d'une sédimentation néritique, terriène et carbonatée, durant le Crétacé inférieur, en relation directe avec la sédimentation de la Zone de la Cordillère Côtière (cf. *infra*). Au Crétacé supérieur (surtout au Campanien supérieur-Maastrichtien) cette sédimentation devient hémipélagique et s'effectuerait dans une "gouttière" ouverte vers l'Ouest et l'Est et qui s'approfondit ; cet approfondissement s'accroît au Paléocène-Eocène inférieur et conduit à l'installation d'une sédimentation turbiditique puissante.

2.- Une zone intermédiaire : Zone de la Cordillère Côtière

En position marginale proximale, elle est affectée, dans sa partie septentrionale, par la phase fini-jurassique-éocrétacée et, dans sa partie méridionale, par les phases ultérieures. Cette zone est le siège, du Jurassique supérieur à l'Albien, d'une sédimentation néritique terriène et carbonatée, dans laquelle s'intercalent des épisodes terrigènes plus grossiers (bord méridional).

3.- Des zones internes

Elles se décomposent, pour la partie infra-Crétacé "moyen", en :

- une zone à valeur marginale distale qui regrouperait la Nappe de Caucagua-El Tinaco et l'unité (non ophiolitique) de la Frange Côtière-Margarita ;

- une zone à valeur océanique qui regrouperait la Nappe de Loma de Hierro et l'unité ophiolitique de la Frange Côtière-Margarita ;

- une zone à valeur d'arc insulaire, correspondant à la Nappe de Villa de Cura et dont seuls les termes volcaniques et sédimentaires seraient connus (Gr. Villa de Cura).

Ces trois zones internes se caractérisent fondamentalement par la phase tectonique fini-jurassique-éocrétacée et le développement d'un magmatisme basique Crétacé "moyen". La plus méridionale des trois (cf. Nappe de Caucagua-El Tinaco) montre au Crétacé inférieur moyen une sédimentation carbonatée et terrigène développée, localement conglomératique (à l'Albien) ; à la différence, les deux autres présentent une sédimentation très réduite et de type pélagique et volcanodérivée.

Les superpositions des différentes zones et leurs raccourcissements internes seront présentés le long d'une direction NNW-SSE, soit *grosso modo* perpendiculairement à la marge vénézuélienne. Une influence minime des jeux coulissants -le long d'accidents WNW-ESE et NW-SE- sur ces raccourcissements a été discutée à la fin du chapitre III. Il en va différemment des coulissages dextres le long d'accidents E-W, qui ont pu avoir une influence plus importante sur la juxtaposition, le long d'un profil N-S de portions de zones qui initialement n'était pas sur un même transect.

B) Principales étapes Jurassique supérieur à Néogène de l'édification de la Chaîne Caraïbe Centrale ; profils successifs commentés (fig. 183 à 185)

Après les premiers profils rétrotectoniques -autochtonistes- de SHAGAM (1960) et JARVIS (1966), c'est à BELL (1968 b, 1971) que nous devons les premiers schémas de mise en place du Bloc Allochtone de Villa de Cura et de l'écaillage de la ceinture piémontine, réalisés à partir de ses travaux et de la première coupe synthétique proposée par MENENDEZ (1966). Les schémas de BELL (1968 b, 1971) seront repris ultérieurement par MARESCH (1974) dans un premier modèle en termes de tectonique globale. BELLIZZIA, BLANCHET, STEPHAN et BECK (1980) présentent une série de profils rétrotectoniques sur lesquels apparaît notamment l'allochtonie des Nappes de Caucaqua-El Tinaco et Loma de Hierro. Si la chronologie que je présenterai ici reprend celle de BELLIZZIA *et al.* (1980) et STEPHAN *et al.* (1980), la géométrie des différentes phases diffère, elle, par les points suivants :

- l'âge du début d'acquisition de la structure en anticlinorium de nappes (ou encore l'âge de la séparation des Nappes d'Aragua d'avec leur zone d'origine), ici considérée comme Sénonien supérieur ;
- l'origine des Nappes de Caucaqua-El Tinaco et Loma de Hierro, ici considérées comme ultra-Cordillère Côtière (et intra-Frange Côtière-Margarita) ;
- l'âge de mise en place des granitoïdes de la Cordillère Côtière, considérés ici comme fini-jurassiques ou anté-Jurassique supérieur.

S'agissant de l'échelle des différents profils présentés, ils ont été représentés -pour des raisons de clarté de dessin- avec la même longueur. Exceptées les périodes Aptien-Sénonien inférieur et Oligocène-Miocène inférieur à régime distensif, les différentes étapes marquent des raccourcissements. Pour le passage du Tithonique au Santonien (du 1er au 4e profil), les critères quantitatifs de raccourcissement font défaut ; si l'on considère qu'au Santonien l'ensemble charrié repose entièrement sur le bord du craton sud-américain, un rapport de 1 à 3/1 à 4/1 peut être proposé comme ordre de grandeur. Du Campanien au Miocène supérieur, le raccourcissement s'effectue à la fois par le serrage de l'ensemble Cordillère Côtière-Nappes d'Aragua et par le charriage de ce dernier sur la Zone Piémontine. L'écaillage de cette dernière et son charriage partiel sur l'Oligo-Miocène correspondent à un raccourcissement évalué à une centaine de kilomètres (Cf. chap. III) ; notons que de la première à la dernière phase tangentielle, les raccourcissements visibles sont de plus en plus superficiels.

1.- Au Tithonique -et peut-être dès le Jurassique moyen- (Cf. les pillow-lavas bajo-ciens de l'Ouest de la Chaîne, STEPHAN, 1980), une accretion océanique (*in* LE PICHON *et al.*, 1973) sépare le craton sud-américain d'un arc insulaire considéré comme contemporain. La bordure du craton sud-américain se développe en marge passive avec extension (*in* BOILLOT, 1979 ; BALLY *et al.*, 1981 ; ELDHOLM et MONTADERT, 1981 ; SHELTON, 1984 ; etc...).

2.- Au Néocomien -ou à la limite Tithonique-Crétacé basal- intervient la phase considérée comme majeure dans l'édification de la Chaîne Caraïbe (Cf. également STEPHAN *et al.*, 1980). Sans que la chronologie détaillée ait pu être argumentée dans le présent travail (synchronisme ou non-synchronisme de l'obduction et de la collision de l'arc ? position du métamorphisme par rapport à ces processus ?), cette phase serait responsable d'un raccourcissement important et profond.

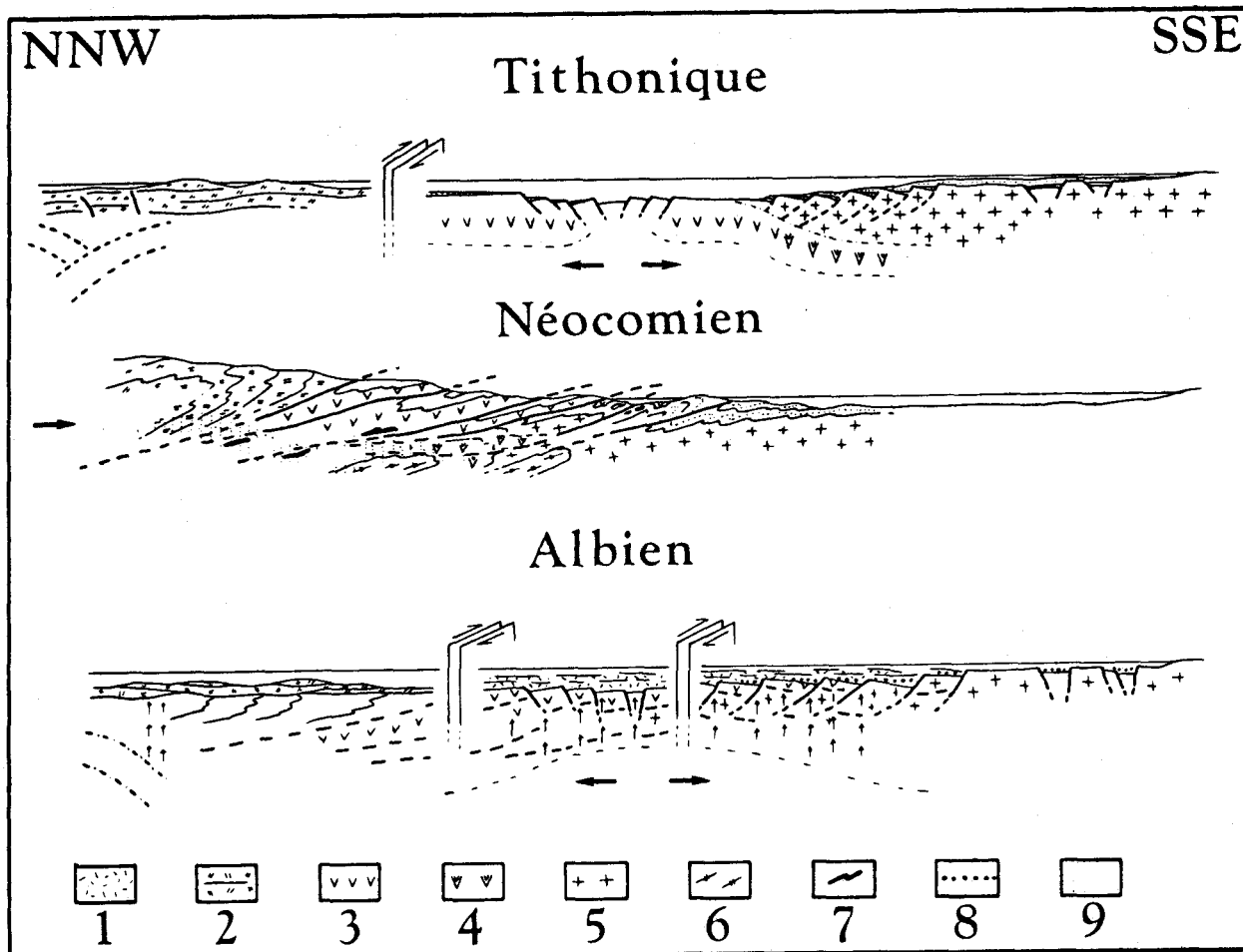


Fig. 183.- Profils transverses successifs de la marge nord-vénézuélienne.

Légende : 1. volcanisme de type non orogénique; 2. volcanisme de type orogénique; 3. croûte océanique; 4. péridotite infra-continentale; 5. socle continental, orthogneiss et séries métamorphiques pélaozoïques et (ou) précambriennes; 6. granitoïdes cisailés et métamorphisés; 7. lambeaux de roches éclogitiques; 8. sédiments terrigènes grossiers; 9. métamorphisme HP/BT.

Fig. 183.- Perfiles transversales sucesivos del margen norte-venezolana.

Leyenda : 1. volcanismo de tipo anorogénico; 2. volcanismo de tipo orogénico; 3. corteza oceánica; 4. peridotita sub-continental; 5. zócalo continental, ortogneis y rocas metamórficas del Peleozoico y (o) del Precámbrico; 6. rocas graníticas foliadas y metamorfizadas; 7. lonjas de rocas eclogíticas; 8. clásticos gruesos; 9. metamorfismo de tipo AP/BT.

- par saturation du domaine océanique et charriages de grandes lames ophiolitiques sur la marge sud-américaine ;

- par charriage d'une partie de l'arc insulaire (essentiellement le matériel volcanique et sédimentaire) sur les ophiolites ;

- par écaillage profond (mobilisant le socle anté-mésozoïque) de la marge dans sa partie amincie ; ces structures pourraient emprunter, en suivant le modèle proposé par BOILLOT *et al.* (1980), une partie du trajet des failles listriques de croissance de marge. J'ai souligné le fait que le front de la Zone de la Frange Côtière-Margarita reposait en contact direct sur les noyaux les plus anciens de la Cordillère Côtière ; par ailleurs, à l'Ouest du secteur étudié, c'est la partie la plus profonde de la Nappe de Cauagua-El Tinaco (la péridotite de Tinaquillo ; Mac KENZIE, 1960) qui repose sur la couverture de la Cordillère Côtière ; de telles jux-

tapositions s'expliqueraient peut-être par un jeu normal de grande ampleur (failles listriques) antérieur aux écaillages.

Du point de vue du métamorphisme, cette phase s'accompagnerait du développement de faciès haute pression-basse température, bien caractérisé dans la Nappe de Villa de Cura, mais aussi localement dans la Nappe de Caucagua-El Tinaco. Le développement d'une forte microfabrication en cisaillement ductile (appelée ici foliation mylonitique) serait associé à cette phase. Le problème des granitoïdes foliés de la Cordillère Côtière (ainsi que peut-être des trondhjémites de la Nappe de Caucagua-El Tinaco et de la Frange Côtière-Margarita) reste posé : ils seraient, soit contemporains des grands accidents profonds, soit antérieurs à cette phase éocénécée (voire pré-mésozoïques) et cisailés lors de celle-ci (Cf. discussion, chap. V).

Le développement d'un métamorphisme haute pression-basse température ainsi que la montée de lambeaux de roches éclogitiques -objet de controverses pétrologiques et chronologiques (Cf. discussion, chap. IV et VI)- ont été envisagés ici selon le modèle de KIENAST et RANGIN (1982),

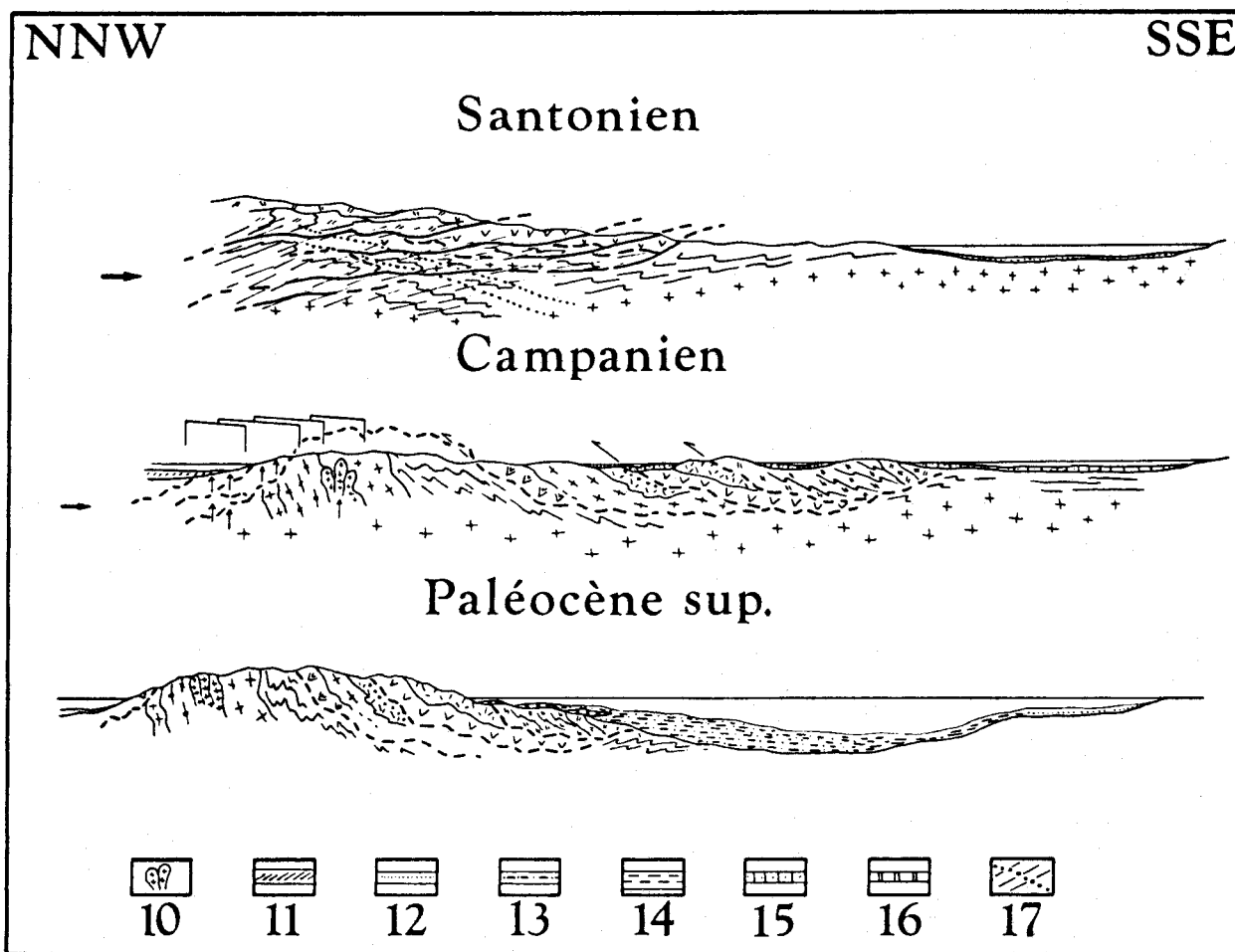


Fig. 184.- Profils transverses successifs de la marge nord-vénézuélienne (suite).

Légende : 10. diorites-tonalites non déformées; 11. volcano-sédimentaire; 12. sédiments terrigènes fins à moyens; 13. flysch; 14. sédiments terrigènes fins; 15. calcaire gréseux; 16. carbonate épineritiques; 17. schistosité micacée et position schématique des isogrades de métamorphisme régional.

Fig. 184.- Perfiles transversales sucesivos del margen norte-venezolana (continuación).

Leyenda : 10. dioritas-tonalitas no deformadas; 11. serie volcánico-sedimentaria; 12. clásticos finos hasta medios; 13. flysch; 14. clásticos finos; 15. calizas arenosas; 16. calizas epineriticas; 17. esquistosidad sinmetamorfica y ubicación esquemática de las isogradas de metamorfismo regional.

c'est-à-dire en considérant ce métamorphisme comme associé aux écaillages profonds.

3.- De l'Aptien-Albien au Turonien -localement au Sénonien inférieur- la marge nord-vénézuélienne est le siège d'une profonde réorganisation paléogéographique (STEPHAN *et al.*, 1980). Dans un contexte distensif et coulissant (BECK, 1983), les structures tangentielles néocomiennes sont découpées, tandis qu'un volcanisme basaltique à andésitique (d'arc insulaire) se développe sur la bordure Nord, et un volcanisme basaltique (non orogénique) recouvre le domaine arrière-arc et le bord de la marge. Au Sud, ce volcanisme est mêlé à une sédimentation continentale terrigène grossière (STEPHAN *et al.*, 1977, 1980 ; BECK, 1983).

4.- Au Santonien -ou à la limite Santonien-Campanien- une nouvelle compression génère de nouvelles structures tangentielles et remobilise les unités allochtones mises en place précédemment ainsi que leur couverture Crétacé "moyen", essentiellement volcanique. La tectonisation a pu se faire en réempruntant localement des portions des anciens contacts tangentiels, mais aussi d'anciens accidents de type listrique. Un métamorphisme dynamothermique, dont les isogrades auraient été obliques sur les contacts tangentiels principaux, accompagne ou prolonge cette tectonisation ; une schistosité micacée se développe, bien marquée, dans les niveaux sédimentaires.

5.- Le Campanien-Maastrichtien. Un volcanisme basique et intermédiaire, alimenté par un chevelu filonien orienté Nord-Sud (Margarita, Tobago), se développe sur la bordure Nord de la nouvelle marge. L'intrusion de petits corps grenus (granitiques à tonalitiques) dans les Antilles Hollandaises et au coeur de la Cordillère Côtière, appartiendrait à cette même période. Le mécanisme proposé serait un bombement de la Cordillère Côtière associé à un fort gradient géothermique, et ce, dans un régime légèrement compressif. Parallèlement, les contacts tangentiels de base des Nappes d'Aragua, ayant acquis un plongement vers le Sud, rejoueraient légèrement avec une vergence -relative- vers le Nord.

6.- Au Paléocène-Eocène inférieur, l'acquisition de l'antiforme, débutée au Sénonien supérieur, se poursuit en liaison avec le creusement du sillon du flysch piémontin. Un régime légèrement compressif (avec des déformations locales) serait responsable de la distribution irrégulière des sédiments et de la genèse des complexes ophiolitiques. L'existence d'une phase laramienne majeure (responsable de structures tangentielles) n'a pas été argumentée ; toutefois, les différents niveaux observés en discordance sur les Nappes d'Aragua (en particulier sur le bord Sud) rappellent le calendrier tectonique mis en évidence à Hispaniola par VILA et FEINBERG (1982).

La sédimentation turbiditique qui s'installe au Sud du front des Nappes d'Aragua est liée à une subsidence importante (cf. chap. III) ; la granularité du matériel terrigène montre une source d'apport septentrionale, mais des courants longitudinaux participent à la dispersion de ce matériel (cf. également BELL, 1968 b).

7.- A l'Eocène moyen supérieur -ou à la base de l'Eocène supérieur- (cf. discussion, chap. II), la Zone Piémontine est elle-même fortement comprimée et écaillée (BELL, 1968 b ; BECK, 1978). A la différence de l'interprétation de BELL (1968 b), cette tectonisation n'est

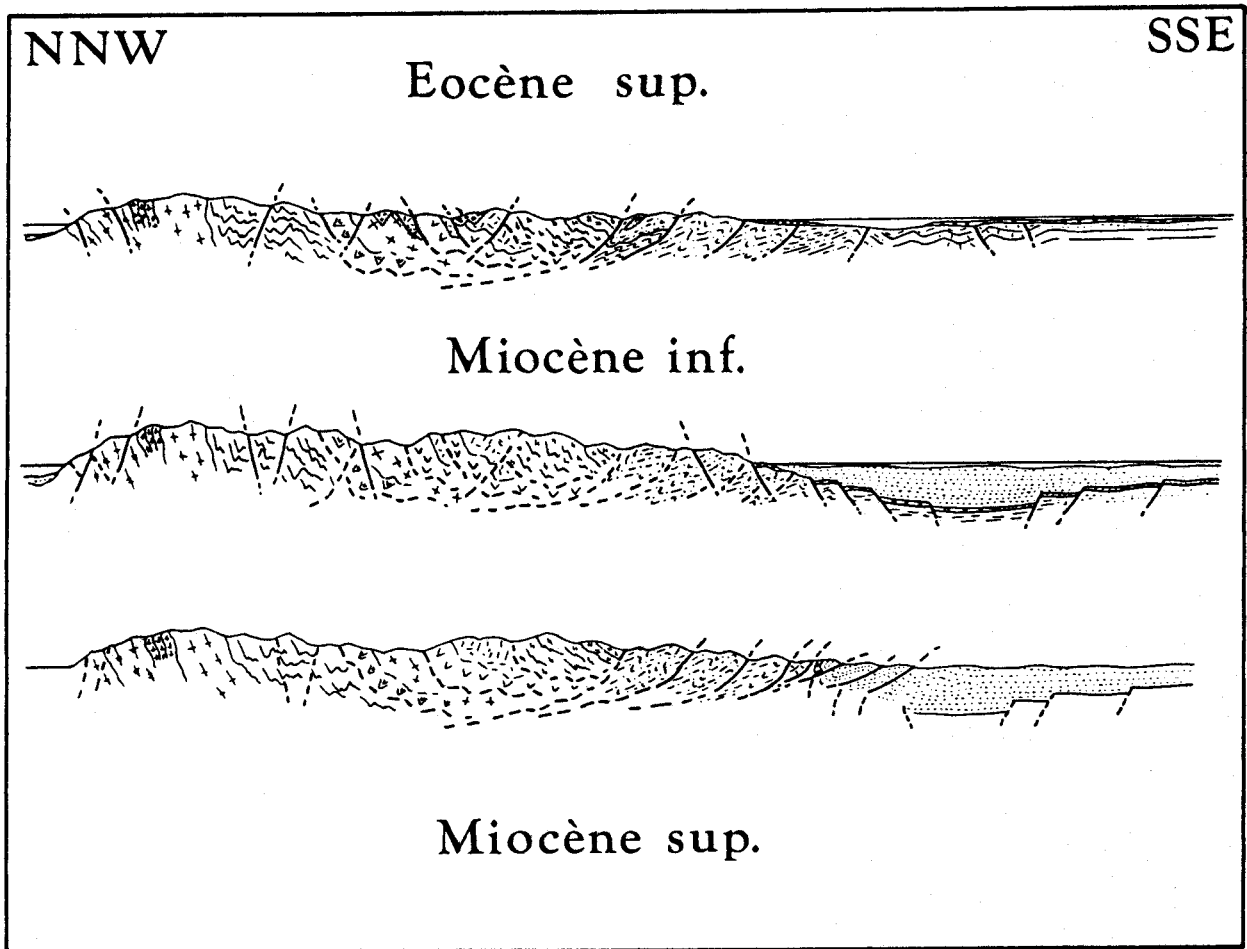


Fig. 185.- Profils transverses successifs de la marge nord-vénézuélienne (suite et fin).
(légende sur figs 183 et 184).

Fig. 185.- Perfiles transversales sucesivos del margen norte-venezolana (continuacion y fin)
(leyenda sobre las figs 183 y 184).

pas considérée ici comme gravitaire. Parallèlement à cet écaillage, des niveaux olistolithiques se développent selon l'interprétation proposée par STEPHAN (1977 b), à la fois au front des Nappes d'Aragua, au front de la Zone Piémontine et "sur le dos" des Nappes de Loma de Hierro et Villa de Cura (cf. également STEPHAN *et al.*, 1980). Le matériel resédimenté est différent selon les trois situations envisagées. En particulier les niveaux à blocs du front de la Zone Piémontine ne comportent que du Crétacé sédimentaire. Les niveaux à blocs -très localisés- de la Nappe de Loma de Hierro (cf. Complexe d'El Ocumo) pourraient être associés aux jeux de contacts inverses ou tangentiels à vergence relative vers le Nord.

Durant cette phase, le serrage de la Cordillère Côtière et des Nappes d'Aragua s'accroît sous forme de plis droits, de plis kinks à plans axiaux subverticaux, ainsi que par des contacts chevauchants à vergence Sud ou Nord.

8.- A l'Oligocène moyen-Miocène inférieur, une subsidence importante, compensée au fur et à mesure par une puissante sédimentation terrigène, se développe en régime distensif. Ce bassin molassique oligo-miocène, surtout faillé sur sa bordure Nord, et ayant piégé de la matière organique (cf. *in* GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980) présente une structure de large rift

intra-continentale (PERRODON, 1980). Les études gravimétriques de GRATEROL et FONSECA (1978) et BONINI (1978) montrent dans l'axe de ce bassin (profil Zaraza de BONINI, 1978) une zone positive que BONINI (1978) attribue soit à un socle de densité anormalement élevée, soit à un amincissement crustal. Compte tenu des données géologiques (sondages; paléozoïque du Massif d'El Baül, etc...) la seconde hypothèse paraît plus appropriée.

9.- Au Miocène moyen-supérieur, la Zone Piémontine subit une nouvelle compression ; son bord Sud chevauche légèrement les molasses oligo-miocènes elles-mêmes écaillées superficiellement.

C) Résumé ; discussion

L'évolution schématisée sur les figures 1 à 3 peut se décomposer en trois périodes, eu égard à l'amplitude de la tectonique tangentielle et à la profondeur des raccourcissements visibles :

- la phase éocrétacée implique la mobilisation de nappes de socle paléozoïque-précambrien et de croûte océanique ; elle correspondrait à un modèle en collision arc-continent (AUBOUIN et BLANCHET, 1980) ; elle implique de grands chevauchements profonds en contexte océanique, marginal et intra-marginal ;

- la phase intra-sénonienne (sub-hercynienne) conforte la position supramarginale des nappes mises en place antérieurement et scelle en quelque sorte la cratonisation de l'ensemble ;

- du Crétacé supérieur à la dernière compression néogène, la tectonique tangentielle visible implique des raccourcissements à la fois plus superficiels (décollement du Crétacé supérieur puis du Tertiaire) et plus méridionaux (plus frontaux) ; l'ensemble se réalise en domaine continental.

La structure actuelle de la Zone Piémontine peut s'interpréter en considérant un amortissement frontal et une allochtonie relative des différentes écaillies qui augmente vers l'arrière (vers le Nord) ; les différents contacts au sein de l'ensemble auraient une disposition comparable à celle des chevauchements d'un prisme d'accrétion sédimentaire (MASCLE *et al.*, 1976; CAMPOS, 1981; BIJU-DUVAL *et al.*, 1982; CASEY MOORE, BIJU-DUVAL *et al.*, 1982). L'alternative à ce modèle est de considérer que l'ensemble des contacts chevauchants au sein de la Zone Piémontine se raccordent en profondeur à une grande surface de décollement et de charriage, de faible inclinaison, comparable à celle mise en évidence par sismique et forages au front des Rocheuses du Canada et du Nord des U. S. A. (PRICE et MOUNTJOY, 1970 ; LILLIE *et al.*, 1983 ; BALLY, 1984) ou celle proposée pour les Alpes Externes et le Jura (Cf. programme ECORS ; TAPPONNIER, 1982 ; BOIS, 1982). Les Ecaillies Frontales de la Zone Piémontine jalonnent l'arrivée en surface de ce contact majeur. Durant la compression intra-miocène, ce même décollement rejouerait.

Dans l'un ou l'autre des dispositifs, l'ensemble Cordillère Côtière-Nappes d'Aragua -bien qu'intrinsèquement déformable- apparaît comme un môle qui "comprime" et chevauche partiellement la Zone Piémontine. Ici encore, deux modèles pour l'interprétation en profondeur sont possibles ; ou le raccourcissement se résout essentiellement par déformation pénétrative, no-

tamment dans la couverture de la Cordillère Côtière, ou bien, le dévollement basal de la Zone Piémontine se prolonge vers le Nord et affecte l'ensemble de la Zone de la Cordillère Côtière, y compris son socle granito-gneissique. Ce contact profond ("délamination"; *in* BALLY, 1984) pourrait s'incliner progressivement vers le Nord.

Les contacts frontaux des différentes Nappes d'Aragua (qui se relaient axialement vers l'Ouest) se "brancheraient" sur ce contact majeur. Rappelons que l'épaisseur actuelle de la Nappe de Villa de Cura n'excéderait pas 4 km d'après la gravimétrie (BONINI, communication orale ; *in* BELLIZZIA, 1972). Cette seconde hypothèse -abstraction faite des grands jeux verticaux cassants récents- amène une comparaison avec les structures profondes mises en évidence par sismique (programme COCORP) dans les Appalaches-Ouachitas (LILLIE *et al.*, 1983 ; *cf.* notamment les coupes C et D, fig. 5).

II.- ESSAI SUR L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE MESOZOÏQUE-CENOZOÏQUE DU DOMAINE CARAÏBE

Durant la réalisation de l'étude qui vient d'être présentée, plusieurs hypothèses (existantes ou nouvellement proposées) me sont apparues comme fondamentales et ont présidé à l'élaboration du modèle que je proposerai ici ; il s'agit :

- de l'importance supplémentaire accordée au système de failles de Boconó en tant que grand décrochement et, par suite, à des accidents similaires ;
- de la répartition du volcanisme Crétacé "moyen" en deux provinces et, plus particulièrement, la disposition des restes de l'arc insulaire volcanique albo-cénomano-turonien (DONNELLY et ROGERS, 1978 ; GIRARD *et al.*, 1982) ;
- de similitudes structurales, métamorphiques et lithostratigraphiques entre l'île de Cuba et la Chaîne Caraïbe centrale.

Je développerai, dans un premier temps, ces différentes hypothèses, avant de présenter et commenter une succession de configurations géodynamiques mésozoïques-cénozoïques.

A) Hypothèse des orogènes caraïbes tronçonnés

STEPHAN *et al.* (1980), BELLIZZIA *et al.* (1980) ont argumenté l'existence d'un épisode, fondamental, de collision-saturation à la limite Tithonique- Néocomien, épisode dont j'ai détaillé les modalités et l'argumentation dans les chapitres IV, V et VI. Les témoins vénézuéliens de cet édifice (Nappes d'Aragua et zone de la Frange Côtière-Margarita) subissent, comme l'ensemble de la Chaîne Caraïbe, une déflexion au niveau de la Transversale de Barquisimeto (STEPHAN, 1977 a, 1982), dispositif lié *pro parte* au fonctionnement en décrochement dextre de la Faille de Boconó. L'étude de la Frange Côtière-Margarita m'a conduit à considérer que celle-ci subit, *grosso modo* dans le prolongement Nord-Est de la Faille de Boconó (fig. 182), un décalage très important et que ce décrochement a pu s'opérer dès le Crétacé inférieur et découper le tectogène issu de la saturation tithonique-éocrétacée.

Par ailleurs, le volcanisme aptien-albien à Sénonien inférieur dont l'existence est quasi-générale dans le domaine péri-caraïbe émergé, montre une répartition en deux provinces : l'une liée à un magmatisme d'arc insulaire, l'autre à un magmatisme d'épanchement intraplaque ou de

type M. O. R. B. (DONNELLY et ROGERS, 1978 ; GIRARD *et al.*, 1982). Les affleurements relativement réduits de la seconde province (Sud-Hispaniola et Vénézuéla septentrional ; BUTTERLIN, 1977a ; MAURASSE *et al.*, 1978 ; STEPHAN *et al.*, 1980) sont corrélés avec l'unité stratigraphique inférieure (infra-réfecteur B") des bassins Caraïbes (EWING *et al.*, 1968 ; EDGAR *et al.*, 1971), corrélation confortée par les résultats des forages du Leg D. S. D. P. 15 (SAUNDERS *et al.*, 1973 ; DONNELLY *et al.*, 1973 ; MAURASSE *et al.*, 1978).

Le domaine à volcanisme d'arc insulaire (DONNELLY et ROGERS, 1978) ou encore de type orogénique (GIRARD *et al.*, 1982), est représenté par de nombreux affleurements disséminés en position péri-caraïbe ; la disposition de ces derniers serait liée à la fragmentation d'un seul arc insulaire (BECK, 1983).

Ainsi, le tectorogène fini-jurassique (ou éocrétaqué) et l'arc insulaire (ou orogène) Crétaqué "moyen" auraient subi, après leur édification, un découpage important.

1.- Les fragments d'un tectorogène paléocaraïbe fini-Jurassique-Crétaqué basal (fig. 186)

Jalonnant les "zones alpines péricaraïbes" (AUBOUIN *et al.*, 1977 ; AUBOUIN et TARDY, 1980), ces différents fragments seront envisagés dans le sens horaire (excepté la Chaîne Caraïbe S.S. ; soit les ensembles 5, 6, 7 et 17) et à partir de deux marqueurs principaux (par comparaison avec les Nappes d'Aragua et la zone de la Frange Côtière-Margarita) :

- complexes ophiolitiques -et non serpentinites seules (cf. DENGU, 1972)- d'âge supposé Jurassique moyen-supérieur ou Crétaqué basal ;

- séries volcaniques et volcano-sédimentaires liées au fonctionnement d'un arc insulaire, grossièrement contemporaines des ophiolites et ayant subi un métamorphisme surtout dynamique (parfois à lawsonite-glaucophane) d'âge anté-barrémien.

Les relations structurales entre ces deux types d'ensembles ainsi que leurs relations avec une éventuelle série de marge continentale, synchrone, seront également prises en considération.

a) Le Guatemala méridional et le Honduras nord-occidental (12; fig. 186)

La région des grands accidents de Polochic-Motagua-Chamelecon -qui serait la zone de juxtaposition des deux blocs crustaux Maya et Chortis (DENGU et BOHNENBERGER, 1969)- présente, en plus des massifs paléozoïques et (ou) précambriens, les éléments suivants :

- plusieurs masses allongées (100 km environ pour la plus grande) de péridotite serpentinisée (DENGU, 1972 ; WILSON, 1974 ; HORNE *et al.*, 1976 ; etc...) ; leur mise en place ne serait pas associée au fonctionnement en décrochement des grands accidents cités mais serait le résultat d'un processus polyphasé (DENGU et BOHNENBERGER, 1969 ; HORNE *et al.*, 1976) se terminant par un charriage post-Sénonien supérieur (WILSON, 1974) ;

- une série de laves, pyroclastites et sédiments pélitiques et siliceux (Fm. El Tambor ; *in* WILSON, 1974), métamorphisés HP/BT avant l'Aptien-Albien. AUBOUIN et BUTTERLIN (*in* BUTTERLIN, 1977 a) considèrent ces schistes comme mésozoïques ; cette formation serait allochtone sur un ensemble à faciès plus profond (Gr. Las Ovejas ; *in* HORNE *et al.*, 1976).

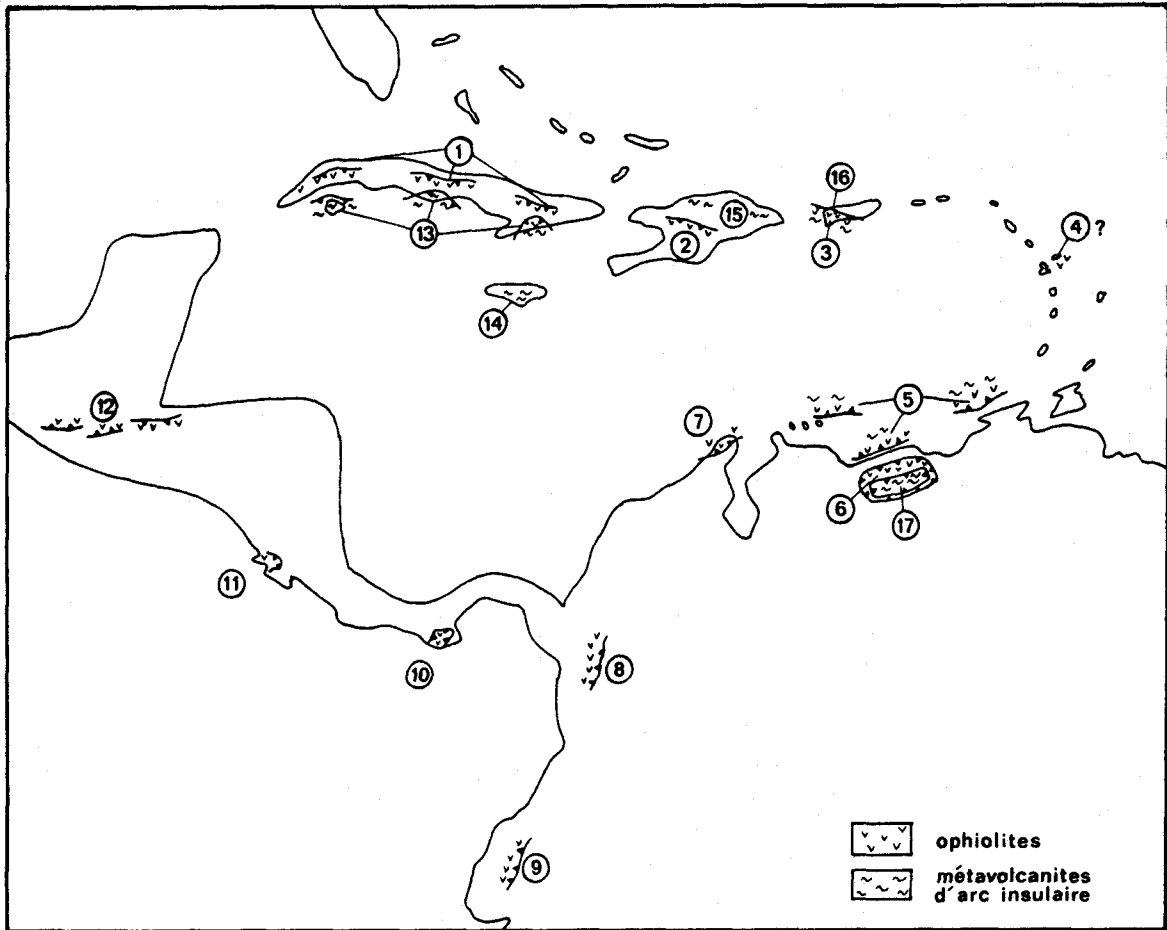


Fig. 186.- Les restes supposés du "tectogène paléocaraïbe".

Fig. 186.- Los restos supuestos del "tectogeno paleocaribiano".

L'étude structurale effectuée par HORNE *et al.* (1976) conduit ces auteurs à considérer l'accident de Chamelecon comme un accident polyphasé (à fort pendage sud) ayant joué en faille inverse ou normale ("dip slip") durant le Mésozoïque et ultérieurement en décrochement (cf. également SCHWARTZ, 1972). L'une des phases précoces serait associée à une déformation pénétrative et à un métamorphisme d'âge fini-jurassique. DONNELLY *et al.* (1968) et DONNELLY (1977) considèrent également que le jeu décrochant du système Polochic-Motagua-Chamelecon est tardif et de faible amplitude ; ce jeu, semblable à celui d'accidents récents au Nicaragua (BROGAN *et al.*, 1977), masquerait des structures tangentielles et cataclastiques (accompagnées d'éclotites). Toutefois, DONNELLY (1977) situe cette collision dans le Crétacé supérieur. Dans le Sud de Guatamala, WILSON (1974) note des structures fini-crétacées à vergence Nord ; pour EVERETT (1971 *in* BUTTERLIN, 1977a) les déversements, au Honduras, seraient à vergence Sud.

Par ailleurs, la marge méridionale (fini-jurassique-éocrétacée) bordant le domaine océanique suturé serait marquée par les formations évaporatiques de la plate-forme du Nord-Honduras (PINET, 1972, 1975).

b) Cuba (1, 13; fig. 186)

Entre les chaînons du Nord-Honduras (cf. *supra*) et l'extrémité occidentale de Cuba, BAIE (1970) observe (au large du Honduras, en sismique) des structures continues dont la plus orientale se raccorde aux massifs métamorphiques méridionaux de Cuba (Ile de Pinos).

Dans l'île de Cuba, trois ensembles anté-Crétacé supérieur retiennent notre attention :

1. d'importants massifs ophiolitiques (DUCLOZ et VUAGNAT, 1962) jalonnant l'ensemble de l'île et considérés comme allochtones (KOZARY, 1968) ; comportant notamment des gabbros lités, ces complexes peuvent présenter un métamorphisme de type HP/BT et inclure dans les serpentinites des lambeaux d'éclogite (BOITEAU *et al.*, 1972, *in* BUTTERLIN, 1977 a) ;
2. une série volcano-sédimentaire (spilites, tufs, jaspes, carbonates) appelée "complexe ophiolitique" (BUTTERLIN, 1977 a) ; en contact tectonique avec les ophiolites $\delta.\delta.$, cet ensemble présente un métamorphisme HP/BT auquel s'est superposé un métamorphisme schistes verts (BOITEAU *et al.*, 1972 *in* BUTTERLIN, 1977 a). SOMIN et MILLAN (1973) proposent un âge Crétacé supérieur pour ce complexe ;
3. une série carbonatée et terrigène métamorphisée dans le faciès schistes verts (SOMIN et MILLAN, 1973) dont le métamorphisme diminue vers le Sud ; cette série est considérée comme d'âge Jurassique supérieur.

Ces trois ensembles seraient tectoniquement empilés, le troisième étant le substratum comme le suggère la structure en demi-fenêtre du massif de l'Escambray (MILLAN et SOMIN, 1975) (ou la structure en fenêtre du massif de Pinar del Rio ?). Par ailleurs, entre les ensembles 1 et 2 et l'ensemble 3, peut s'intercaler une série à amphibolites, gneiss et quartzites (type III de SOMIN et MILLAN, 1973).

La vergence des chevauchements importants mentionnés par MILLAN et SOMIN (1975) soulève la question suivante : les structures Crétacé supérieur ou fini-crétacées à vergence Nord (*in* MATTSON, 1973 a) qui correspondraient aux dernières déformations synmétamorphiques reprennent-elles des structures antérieures de même vergence, ou bien masquent-elles un épisode fondamental (fini-jurassique-éocétacé ?) à vergence Sud ? La seconde hypothèse paraît compatible avec le dispositif proposé par SOMIN et MILLAN (1973) et MILLAN et SOMIN (1975). Par ailleurs, l'ensemble inférieur considéré comme une série de plate-forme continentale (MATTSON, 1978), aurait pour substratum un complexe métamorphique pré-mésozoïque rattaché initialement à l'Amérique Centrale (KHUDDOLEY et MEYERHOFF, 1974 ; cf. discussion *in* BUTTERLIN, 1977). Aussi, je proposerais, à titre d'hypothèse, une homologie entre le dispositif cubain et la Chaîne Caraïbe centrale : la série inférieure (et méridionale) terrigène et carbonatée (cf. massif de l'Escambray) pourrait représenter un équivalent du Gr. Caracas de la Cordillère Côtière ; la série métavolcanique à faciès HP/BT, les ophiolites $\delta.\delta.$, et la série à amphibolites, gneiss et quartzites seraient homologues des Nappes d'Aragua.

c) Jamaïque (14 ; fig. 186)

Dans l'Est de l'île (Blue Mountains et Wagwater Belt), affleure une série de laves, pyroclastites et sédiments métamorphisés, soit dans le faciès amphibolite (Westphalia Schists), soit dans un faciès HP/BT (Mt Hibernia Schists) (KRIJNEN et LEE CHIN, 1978 ; DRAPER, 1978). Des affleurements réduits de serpentinites sont associés à ces schistes. L'ensemble est structura-

lement incliné vers le Nord-Est et affecté par des chevauchements post-Crétacé supérieur à vergence Sud-Est (WEYL, 1966 *in* BUTTERLIN, 1977a). Ces schistes sont recouverts en discordance par une série volcano-sédimentaire d'âge Sénonien supérieur (DRAPER, 1977 ; KRIJNEN et LEE CHIN, 1978) ; toutefois, dans le reste de l'île affleure, en structure quasi-tabulaire (BURKE *et al.*, 1968), une épaisse série volcanique et sédimentaire (conglomérats, pélites, carbonates) d'âge barrémien à albien. Cette observation implique que le métamorphisme des schistes puisse être anté-Crétacé "moyen".

d) Hispaniola (2, 15; fig. 186)

Dans la Cordillère Centrale et la Chaîne du Nord (en particulier, la péninsule de Samana), affleurent (NAGLE, 1974 ; BOWIN, 1975 ; BUTTERLIN, 1956, 1977 a ; etc...) :

- des péridotites serpentinisées réparties en deux ceintures dont une, septentrionale, à métamorphisme HP/BT ;

- des laves, pyroclastites et radiolarites, métamorphisés ; elles se répartissent en une ceinture à faciès schistes verts (Cordillère Centrale) et à faciès HP/BT (Chaîne du Nord) ; ces deux ensembles sont comparés aux deux ceintures métamorphiques de la Jamaïque (NAGLE, 1974). BUTTERLIN (1977 a) rapproche la série du massif du Purial, à Cuba, de celle de la Chaîne du Nord d'Hispaniola. Le métamorphisme de cette dernière serait d'âge Crétacé basal (KESLER, 1974 *in* BUTTERLIN, 1977 a). Les ultramafites et les roches métamorphiques sont remaniées dans un olistostrome d'âge miocène (BOURGOIS *et al.*, 1983) mais leur mise en place initiale est anté-Sénonien supérieur (BOURGOIS *et al.*, 1983).

e) Porto Rico (3, 16; fig. 186)

Dans la partie sud-occidentale de l'île (Complexe de Bermeja), MATTSON (1973b et c, 1978) , LEE et MATTSON (1974) décrivent un complexe ophiolitique allochtone recouvert par des radiolarites du Jurassique supérieur-Néocomien (MATTSON et PESSAGNO, 1974). Cette unité est en contact tectonique avec des laves et pyroclastites silicifiées et métamorphisées ; ces dernières représenteraient une partie métamorphisée du même complexe ophiolitique (MATTSON, 1978 ; DONNELLY *et al.*, 1971) ; toutefois, ces niveaux présentent des affinités avec les séries métamorphiques métamorphisées HP/BT d'Hispaniola.

L'ensemble du Complexe de Bermeja est recouvert en discordance par des volcanites et sédiments d'âge aptien-albien-cénomaniens (KERDRAON *et al.*, 1985). Pour MATTSON (1978) et DONNELLY *et al.* (1971), la formation de ce complexe est d'âge néocomien. Toutefois, ces auteurs ne considèrent pas qu'il s'agit d'une phase de tectonique tangentielle mais invoquent le passage d'un magmatisme océanique abyssal à un magmatisme d'arc insulaire. A la différence pour TOBISCH (1968), le Complexe de Bermeja contient les restes d'un tectorogène pré-Crétacé supérieur.

f) La Désirade (4; fig. 186)

Cette petite île située à l'Est de la Guadeloupe a acquis une importance primordiale dans la géologie de l'Arc des Petites Antilles, de par l'existence d'un complexe magmatique daté radiométriquement du Jurassique supérieur (FINK *et al.*, 1972 ; MATTINSON *et al.*, 1980). L'homogé-



néité de ce qui était considéré comme un panneau de croûte océanique Jurassique supérieur, l'âge des différents composants, et leurs affinités magmatiques ont été remis en question (DINKELMAN et BROWN, 1977 ; LE GUEN DE KERNEIZON *et al.*, 1979 ; GIRARD *et al.*, 1982). De l'étude géologique récemment réalisée par BOUYSSSE, SCHMIDT-EFFING et WESTERCAMP (1983), il ressort que seul le pluton du trondhjémite serait d'âge Jurassique supérieur et constituerait un élément océanique, associé aux gabbros dragués au large de l'île (JOHNSTON *et al.*, 1971 *in* BUTTERLIN, 1977a).

g) La Cordillère occidentale de Colombie et les péninsules d'Azuero et Santa Elena
(8, 10, 11; fig. 186)

La Cordillère occidentale de Colombie et la péninsule de Santa Elena (JULIVERT, 1973 ; TOUSSAINT et RESTREPO, 1978 ; AZEMA et TOURNON, 1980 ; TOURNON, 1984) comportent des massifs ophiolitiques présentant, en particulier, du matériel ultramafique et mafique lité ; ce dernier est lui-même recouvert par des volcanites basiques à affinités tholéitiques ; ces dernières seules, seraient présentes dans la péninsule d'Azuero (BOURGOIS *et al.*, 1982). Dans une synthèse récente, BOURGOIS *et al.* (1982) ont regroupé ces différents ensembles allochtones ; toutefois, à la différence des ensembles ultramafiques mentionnés dans les autres régions péricaraïbes, les ophiolites colombiennes (partie grenue et partie volcanique) seraient d'âge Crétacé inférieur à Sénonien inférieur ; leur mise en place par charriage -à vergence Sud-Est en Colombie (BOURGOIS *et al.*, 1982)- est intra-sénonienne et s'accompagne localement d'un métamorphisme léger. Ces ensembles de la façade pacifique du domaine péricaraïbe apparaissent donc plus jeunes que ceux décrits au Guatemala et au Vénézuéla.

h) La Cordillère occidentale de l'Equateur (9; fig. 186)

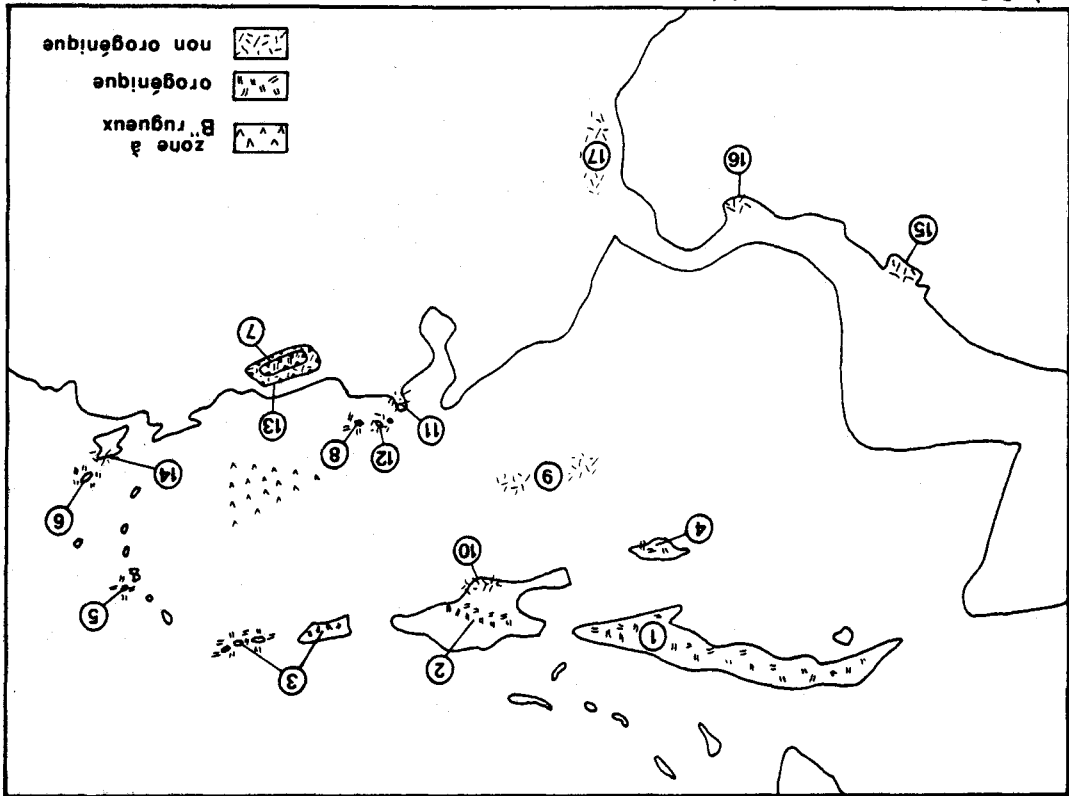
Prolongement de la Cordillère occidentale de Colombie, elle présente également des massifs ophiolitiques de grande taille (Fm. Piñon , *in* FAUCHER et SAVOYAT, 1973) comportant des termes ultramafiques-mafiques cumulés (JUTEAU *et al.*, 1977). Pour BOURGOIS *et al.* (1982), ces ensembles sont homologues des ophiolites ouest-colombiennes. Toutefois, la position tectonique actuelle de la Fm. Piñon apparaît différente, le long d'un grand accident subvertical (JUTEAU *et al.*, 1977) ; dans ce secteur situé au Nord de la Transversale de Huancabambaba, les chevauchements ont pu être masqués par des jeux postérieurs en décrochement dextre (AUBOUIN, 1977a).

1) En résumé, bien que l'argumentation (lithologies, âges, structures, vergences) soit variable en volume et en précision selon les différentes régions répertoriées, je proposerai à titre d'hypothèse, l'homologie de ces dernières. Elles présenteraient les restes -assemblés tectoniquement- d'un domaine océanique et d'un arc insulaire (passant vers l'Ouest à une subduction cordilleraïne ?) d'âge Jurassique (moyen ?)-supérieur-Crétacé basal ; l'ensemble aurait été tectonisé et métamorphisé à la limite Tithonique-Néocomien. De plus, dans la Chaîne Caraïbe ainsi que dans le Sud de Cuba, affleueraient les restes écaillés et métamorphisés de la marge continentale ayant servi d'avant-pays aux unités précédentes.

Au sein de cet ensemble, seuls les massifs ophiolitiques de la façade pacifique apparaissent différents (BOURGOIS *et al.*, 1982) de par leur âge et l'âge de leur mise en place.

2.- Les fragments d'un arc insulaire Crétacé "moyen" et du bassin arrière-arc associé (fig. 187)

La période Aptien-Albien à Sénonien inférieur est marquée dans l'ensemble du domaine péri-caribbe et des bassins Caraïbes (in STEPHAN *et al.*, 1980) par un puissant volcanisme basique à intermédiaire intercalé ou non de sédiments soit pélagiques, soit de plate-forme. Localement, les termes grenus profonds correspondant aux zones d'alimentation sont également à l'affleurement (Complexe d'El Chacao, de la péninsule de Paraguaná et de l'île de Los Monjes, au Venezuela; Complexe de l'île de Tobago). Les affinités géochimiques (éléments majeurs, éléments traces, rapports isotopiques Sr, Pb, sur roches totales ou sur clinopyroxènes, etc...) ont été étudiées en terme de contexte géodynamique, notamment par DONNELLY *et al.* (1971), DONNELLY et ROGERS (1978) et GIRARD *et al.* (1982). Les premiers proposent une distribution en laves de types "Primitive Island Arc", "Calco-Alcaline" et "Mid-Ocean Ridge Basalt", les seconds proposent une discrimination simple en volcanites "orogéniques" (associées à une subduction) et "non orogénique" (épanchement intraplaque en contexte océanique ou continental, ou M. O. R. B.) (cf. BEBIEN, 1980; LETERRIER *et al.*, 1982). Cette seconde répartition s'est révélée particulièrement bien adaptée dans la mesure où, dans la chaîne Caraïbe (STEPHAN, 1980, 1982; BECK, 1980b; et la présente étude), les volcanites Crétacé "moyen" ont des sous-ensembles variés eux-mêmes parfois en position allochtone. Ainsi, des volcanites "non orogéniques" recouvraient du matériel ophiolitique en discordance (Nappe de Loma de Hierro) comme en concordance (complexes ultrama-fiques de la façade pacifique). La figure 187, extraite de l'article de GIRARD, BECK, STEPHAN, BLANCHET et MAURY (1982), a été complétée; le lecteur voudra bien se reporter à cet article



d'après GIRARD *et al.* (1982), complète.

Fig. 187.- Les restes supposés de l'arc insulaire Crétacé "moyen" et de son bassin arrière-arc. Fig. 187.- Los restos supuestos del arco insular Crétácico "medio" y de su cuenca "back-arc".

et à celui de GIRARD et MAURY (1983), pour ce qui concerne la Chaîne Caraïbe (6, 7, 8, 11, 12, 13) et le Sud d'Hispaniola (10), ainsi qu'aux travaux de BOURGOIS, AZEMA, TOURNON *et al.* (1982) concernant la façade pacifique (15, 16, 17). Je détaillerai ici quelques points complémentaires.

a) Cuba, la Jamaïque et Hispaniola central (1, 2, 4; fig. 187)

Dans la portion axiale de l'île de Cuba (zone de Zaza ; *in* MATTSON, 1973a et *in* BUTTERLIN, 1977 a), les séries métamorphiques et les ophiolites (*cf. supra*) sont recouvertes en discordance par des volcanites intercalées de sédiments pélagiques d'âge aptien à turonien. Epimétamorphique, cette série est basaltique à la base (spilitisée) et andésitique à rhyolitique (avec pyroclastites) au sommet. Elle présente des affinités lithologiques et pétrographiques avec les formations de type orogénique ; MATTSON (1978) les associe à une zone de subduction.

BOWIN (1966) considère que les volcanites de la Cordillère centrale d'Hispaniola -d'âge Albien à Sénonien inférieur- correspondent à un arc insulaire ; DONNELLY et ROGERS (1978) les classent dans la catégorie P. I. A.

Les séries volcano-sédimentaires -contemporaines et non métamorphiques- de la Jamaïque (BURKE *et al.*, 1968 ; ROOBOL, 1972) sont également interprétées en terme d'arc insulaire (DONNELLY et ROGERS, 1978 ; MATTSON, 1978). Rappelons qu'avant le fonctionnement (Tertiaire) du système décrochant de Cayman et l'ouverture du bassin du Yucatan, la Jamaïque et la péninsule du Sud-Hispaniola étaient juxtaposées à la bordure méridionale de Cuba (CALMUS, 1983 ; CALMUS *et al.*, 1985).

b) Porto Rico et les Iles Vierges (3; fig. 187)

Etudiée en détail du point de vue pétrologique (DONNELLY, 1964 ; DONNELLY *et al.*, 1971 ; MATTSON, 1973c ; DONNELLY et ROGERS, 1978), la série volcanique Crétacé moyen de Porto Rico et des Iles Vierges (Fm. Water Island) est considérée comme caractéristique d'un arc insulaire. Toutefois, pour DONNELLY *et al.* (1971), NELSON (1968), cet arc naît d'emblée au sein d'un domaine océanique.

c) La Désirade (5; fig. 187)

BOUYSSÉ *et al.* (1983) ont séparé (*cf. supra*) la trondhjémite du "Complexe du Nord-Est", composé de basaltes, rhyolites, dacites ; l'ensemble, épimétamorphique, est intercalé de jaspes à Radiolaires. Un assemblage de ces derniers caractérise la partie inférieure du Crétacé inférieur (Hauterivien-Barrémien) (BOUYSSÉ *et al.*, 1983). DINKELMAN et BROWN (1977) ont proposé un âge radiométrique (minimal) albien supérieur-cénomaniens. Par ailleurs, LE GUEN DE KERNEIZON *et al.* (1979) attribuent aux laves une affinité tholéitique d'arc insulaire. Globalement, l'ensemble volcano-sédimentaire de la Désirade apparaît plus ancien que les ensembles de même affinité mentionnés pour les Grandes Antilles.

d) La Northern Range de Trinidad (14; fig. 187)

WADGE et MacDONALD (1984) ont montré que la Fm. Sans Souci, qui repose sur le rebord Nord

de l'homologue de la Cordillère Côtière du Vénézuéla, correspond à un volcanisme à affinité de M. O. R. B. ; il est associé à des sédiments de marge continentale. WADGE et MacDONALD (1984) corrélaient cette formation, datée de l'Aptien au Santonien, avec la Fm. Tucutunemo du Vénézuéla (Nappe de Caucagua-El Tinaco). Ces données confirment le fait que dans le secteur de Paraguaná-Curaçao et à Trinidad, le volcanisme de type "non orogénique" (GIRARD *et al.*, 1982) s'installe sur la marge -certes écaillée et métamorphisée- du continent sud-américain. Les ensembles à valeur orogéniques (Bonaire, Fm. Las Hermanas, Complexe de Tobago), proviennent, eux, du Nord (ou du Nord-Ouest si l'on accorde une certaine importance aux déplacements dextres le long d'accidents W-E de type El Pilar).

e) La série infra B'' du Bassin du Vénézuéla (9; fig. 187)

Le réflecteur sismique B'' des Bassins Caraïbes (EDGAR *et al.*, 1971 ; CASE, 1975) a été interprété comme le toit d'une série volcanique et (au moins au sommet) sédimentaire, à la suite des forages 146/149, 150 et 153 du Leg D. S. D. P. 15. DONNELLY *et al.* (1973), SAUNDERS *et al.* (1973) ont argumenté l'existence d'une vaste province à épanchements tholéitiques ("non orogéniques") corrélés avec des formations synchrones et de même affinité magmatique connues à terre (*in* STEPHAN *et al.*, 1980 et *in* GIRARD *et al.*, 1982). Ulérieurement, des études sismiques ont confirmé la présence de réflecteurs infra B'' (BIJU-DUVAL *et al.*, 1978 ; DIEBOLD *et al.*, 1981 ; STOFFA *et al.*, 1981), confirmant le caractère lité de l'infra B'' et son épaisseur importante. Parallèlement, la province à épanchements basaltiques (semblables à ceux du Bassin de Nauru dans le Pacifique ; Leg D. S. D. P. 61 ; LARSON et SCHLANGER, 1981 ; BATIZA *et al.*, 1981), se caractériserait par un réflecteur B'' de type "lisse" (BIJU-DUVAL *et al.*, 1978 ; DIEBOLD *et al.*, 1981). Une portion importante du Bassin du Vénézuéla -caractérisée par un B'' de type "rugueux" est exclue du domaine défini antérieurement, et aurait pour substratum anté-Sénonien supérieur une croûte océanique accrétée typique (DIEBOLD *et al.*, 1981). J'ai proposé (BECK, 1983) de considérer cette portion à B'' rugueux comme un reste de croûte océanique contemporaine d'un arc Crétacé "moyen" et ayant subducté sous ce dernier à partir du Nord (BECK, 1983, fig. 5).

Par ailleurs, le Bassin de Colombie (HOUTZ et LUDWIG, 1977 ; BIJU-DUVAL *et al.*, 1978) apparaît structuré différemment du Bassin du Vénézuéla ; l'interprétation des anomalies magnétiques, proposée par CHRISTOFFERSON (1976), va dans ce sens puisqu'elle implique un âge campanien à plus récent pour le soubassement du Bassin de Colombie. Rappelons que seul le forage 152 situé dans la partie Nord du Bassin de Colombie a atteint des volcanites anté-campaniennes (SAUNDERS *et al.*, 1973).

Ainsi, la partie immergée de la province à magmatisme "non orogénique" (GIRARD *et al.*, 1982) se limite-elle peut-être à une portion des Bassins Caraïbes : le Bassin du Vénézuéla *pro parte*, la Ride de Beata, et l'extrémité Nord du Bassin de Colombie.

f) Résumé

L'existence d'un arc insulaire aptien-albien à turonien (Crétacé "moyen") découpé par des décrochements, hypothèse développée par DONNELLY (1964) pour Porto Rico et les Iles Vierges, a été ultérieurement étendue à l'ensemble des Grandes Antilles (DONNELLY *et al.*, 1971 ; MATTSON, 1978 ; etc...) ; cette hypothèse a été reprise et développée ici en considérant l'ensemble du

domaine caraïbe et péricaraïbe ; le volcanisme de type orogénique, comme celui de type "non orogénique" se développent sur des soubassements variés (océaniques, continentaux, marginaux ; tectonisé et métamorphisés, ou non (cf. également STEPHAN *et al.*, 1980 ; STEPHAN, 1982).

MALFAIT et DINKELMAN (1972) ont considéré que l'arc Crétacé "moyen" parcourait l'ensemble du domaine péricaraïbe du Guatemala à l'Equateur. La répartition proposée par GIRARD *et al.* (1982), complétée et précisée ici, se rapproche du dispositif proposé par BOUYSSSE *et al.* (1980) et diffère clairement de celui proposé par MALFAIT et DINKELMAN (1972), puisque les jalons se répartissent en deux chapelets : de Cuba à La Désirade d'une part, de Bonaire à Tobago d'autre part (en replaçant les Nappes d'Aragua dans leur position initiale). J'ai considéré (BECK, 1983) que ces deux chapelets se raccordaient initialement en un seul arc séparé de la marge sud-américaine par le domaine à magmatisme "non orogénique".

B) Données cinématiques

Dans la cinématique Mésozoïque supérieur-Cénozoïque du domaine caraïbe, les mouvements des (grandes) plaques qui encadrent ce dernier (LADD, 1976 ; SMITH et BRIDEN, 1977 ; FIRSTBROOK *et al.*, 1979) imposent un cadre dont ne dépendent pas forcément uniquement les mouvements de détail intra-caraïbes. Ces derniers, objets du présent essai, seront envisagés à partir de deux types de données (fig. 188) :

- données géologiques : ceintures tectonisées péricaraïbes, âge et direction des principales compressions ; grands accidents verticaux ayant eu un jeu décrochant important et âge des coulissages ; affinités magmatiques des différents ensembles volcaniques et plutoniques ;

- données paléomagnétiques : disposition des anomalies magnétiques considérées comme associées à une accréation océanique, âge de celles-ci et position supposée de la zone d'expansion ; paléo-positions mesurées de formations (sédimentaires ou volcaniques) intra ou péricaraïbes.

1.- Données géologiques

Dans l'île de Cuba, les structures tangentielles (cf. *supra*) résulteraient (PARDO, 1969 in BUTTERLIN, 1977 a ; MILLAN et SOMIN, 1975) de trois phases majeures : anté-aptienne, maastrichtienne-paléocène (laramienne d.d.) et éocène ; ces différentes phases correspondent à des compressions NW-SE à SSW-NNE. Le secteur à contraintes NW-SE correspond à la province de Pinar del Rio, où l'ensemble des structures (et l'île elle-même) "tournent" ; cette courbure peut être postérieure à une phase de direction homogène, en liaison avec l'ouverture du Bassin du Yucatan (HALL et YEUNG, 1980).

A la Jamaïque (DRAPER, 1977 ; WADGE et DRAPER, 1978), les déformations crétacées et paléogènes sont fortement masquées par la tectonique cassante verticale et coulissante néogène (BURKE *et al.*, 1980). Au sein des unités métamorphiques, les directions structurales apparaissent NW-SE (proches de celle de l'île de Pinos et du massif de l'Escambray à Cuba ; RIGASSI-STUDER, 1961 in BUTTERLIN, 1977 a).

A Hispaniola et Puerto Rico, les structures anté-néogènes apparaissent fortement modifiées par la tectonique récente verticale et (ou) coulissante. Les directions structurales apparaissent NW-SE dans les séries métamorphiques (BUTTERLIN, 1977 a). Dans le Sud d'Hispaniola, CALMUS

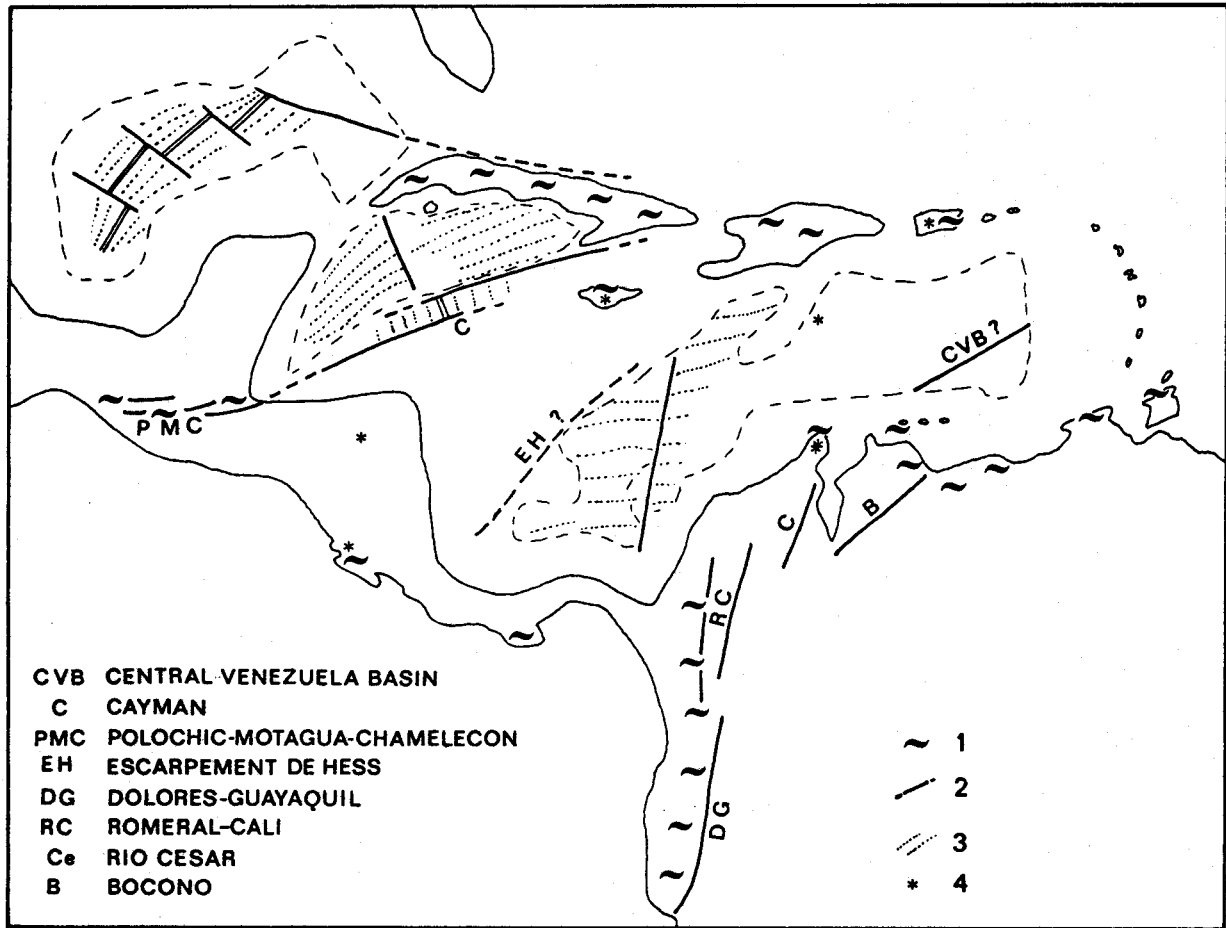


Fig. 188.- Éléments cinématiques mésozoïques-cénozoïques principaux du domaine caraïbe.

Légende : 1. ceinture à tectonique tangentielle; 2. grands accidents à jeu décrochant; 3. disposition des anomalies magnétiques associées à une accretion océanique; 4. régions à paléoposition mesurée.

Fig. 188.- Estructuras mayores de la cinemática mesozóica-cenozóica del Caribe.

Leyenda : 1. cinturón con tectonismo tangencial; 2. fallas transcurrentes mayores; 3. tramo esquemático de anomalías magnéticas relacionadas con acreción oceánica; 4. regiones con paleo-polo medido.

(1983, 1984) et VAN DEN BERGHE (1984) mettent en évidence un coulissage senestre le long d'un accident E-W ; ce jeu est d'âge Eocène supérieur à actuel et lié aux décrochements de la Jamaïque et au système Cayman (CALMUS, 1983). Dans la presqu'île du Sud, MERCIER de LEPINAY *et al.* (1979), VILA et FEINBERG (1982) argumentent l'existence d'une phase tangentielle importante d'âge maastrichtien-paléocène (laramienne s.s.) ; CALMUS (1983, 1984) attribue une vergence Sud à cette phase. Dans la Chaîne Centrale, BOURGOIS *et al.* (1979) argumentent l'existence d'une phase tangentielle à vergence Sud-Ouest d'âge Eocène moyen-supérieur. Ces différentes phases ainsi qu'une compression miocène (BOURGOIS *et al.*, 1979, 1983) sont accompagnées d'un large développement de phénomènes olistolithiques synchrones des charriages. L'ensemble de ces déformations correspondrait à des raccourcissements grossièrement orthogonaux à l'allongement actuel de l'île.

Dans le Nord du Honduras (Sierra de Omoa) et le Sud du Guatemala, DONNELLY *et al.* (1968), WILSON (1974), HORNE *et al.* (1976) envisagent des raccourcissements *grosso modo* N-S (cf. *supra*). En plus d'une phase fini-jurassique, on retrouve une phase fini-crétacée (laramienne s.s.) à vergence Nord ou Sud, l'ensemble pouvant être fortement oblitéré par le jeu décrochant senestre

(en régime compressif) du système Polochic-Motagua-Chamelecon (NEWCOMB, 1978).

Sur la façade pacifique, la mise en place de la nappe ophiolitique de Santa Elena (AZEMA et TOURNON, 1980) est anté-Sénonien supérieur ; une déformation plicative (à axes E-W) d'âge post-paléocène reprend l'ensemble. Il en est de même (*cf. supra*) pour les ophiolites de la Cordillère occidentale de Colombie (BOURGOIS *et al.*, 1982) ; celles-ci sont charriées vers le Sud-Est.

Enfin, des déformations compressives "offshore" néogènes à actuelles (plis et chevauchements) ont été mises en évidence au Nord de Panama, au Nord des Antilles Hollandaises, au Sud-Est d'Hispaniola et le long des Petites Antilles (*in* BIJU-DUVAL, 1978). Attestant d'importants raccourcissements, ces structures ont été observées en sismique et à l'aide de sondeurs multifaisceaux (SILVER *et al.*, 1975 ; PETER et WESTBROOK, 1976 ; BIJU-DUVAL *et al.*, 1978, 1982, 1984 ; LADD *et al.*, 1981).

b) Remarques sur la géométrie et l'âge des paléosubductions

J'ai évoqué précédemment (§ A, 1) le cas du volcanisme Crétacé "moyen" associé à une subduction qui se serait effectuée avec un prolongement Sud à Sud-Ouest à partir d'un domaine océanique lié à l'Atlantique central. Nous ne disposons pas d'arguments concernant la géométrie et la cinématique précises de ce dispositif ; l'exemple actuel des Petites Antilles illustre la complexité structurale possible d'un arc insulaire (BOUYASSE et MARTIN, 1979 ; BOUYASSE *et al.*, 1980 ; WESTERCAMP, 1979 ; DOREL, 1978 ; STEIN *et al.*, 1982 ; etc...). Par ailleurs, un diachronisme important a pu caractériser les différentes portions du paléo-arc Crétacé "moyen" ainsi que celui, plus hypothétique, du Tithonique.

En de nombreux points du domaine péricaraïbe, le Sénonien supérieur et le Paléogène sont marqués par une poursuite -ou une reprise après les charriages intra-sénoniens- du magmatisme sous la forme de plutons généralement granodioritiques à tonalitiques, et d'un volcanisme associé relativement réduit. Pour la bordure sud-caraïbe (*in* STEPHAN *et al.*, 1980), les principaux ensembles sont : des granodiorites Crétacé supérieur dans la Cordillère centrale colombienne, une diorite Eocène inférieur dans le massif de Santa Marta, des pointements de diorite Eocène inférieur dans le massif de Santa Marta, des pointements de diorite et de tonalite d'âge Sénonien supérieur-paléocène dans les Antilles Hollandaises et la Cordillère Côtière vénézuélienne. Ces termes grenus s'accompagnent d'un volcanisme andésitique à rhyolitique alimenté sous forme filonienne (*cf.* volcanisme non métamorphisé de Margarita et de Tobago).

Dans l'île de Cuba, KHUDDOLEY et MEYERHOFF (1974) mentionnent des granodiorites et des tonalites du Sénonien supérieur-Paléocène (laramiennes d.d.) accompagnées d'un volcanisme andésitique et des granodiorites et tonalites Eocène moyen.

A Hispaniola et à la Jamaïque (CHEILLETZ, 1976 ; FEIGENSON et LEWIS, 1977 ; et *in* BUTTERLIN, 1977 a), le plutonisme Sénonien supérieur-paléogène apparaît soit isolé, soit comme manifestation postérieure au sein d'ensembles tonalitiques d'âge Sénonien inférieur à plus ancien. DONNELLY *et al.* (1971) ont considéré l'existence dans les Grandes et Petites Antilles, d'un magmatisme d'arc insulaire continu du Crétacé "moyen" à l'Actuel. Pour JONES *et al.* (1979), les plutons laramiens d'Haïti et de la Jamaïque (monzonites quartziques surtout) se distinguent des plus anciens (*cf.* isotopes de Sr).

Les Petites Antilles ont été récemment associées à la Ride d'Aves dans un complexe d'arc insulaire unique, après la découverte notamment de Sénonien supérieur volcano-sédimentaire dans les Grenadines (WESTERCAMP *et al.*, 1985). L'activité volcanique, liée à la subduction atlantique, aurait débuté au Sénonien supérieur et se serait développée notamment à l'Eocène moyen-supérieur et au Néogène (WESTERCAMP et MERVOYER, 1974 ; SAUNDERS *et al.*, 1980 ; BOUYSSSE *et al.*, 1980 ; BOUYSSSE *et al.*, 1985 ; PINET *et al.*, 1985 ; etc...). Dans les Iles Vierges, aux confins des Grandes et Petites Antilles, on retrouve le magmatisme Sénonien supérieur (volcano-sédimentaire) et Eocène inférieur (batholite) (*in* BUTTERLIN, 1977 a).

Au Costa Rica et à Panama, un magmatisme Sénonien supérieur-paléogène se développe sous forme de séries volcano-sédimentaires basaltiques à andésitiques (ATWATER, 1970 ; BOURGOIS *et al.*, 1982) qui seraient liées au développement d'une subduction pacifique à plongement vers le Nord-Est. Ce magmatisme se poursuivrait de façon discontinue jusqu'au Plio-Quaternaire ; durant cette dernière période, l'Amérique centrale isthmique montre la juxtaposition d'un volcanisme andésitique lié à la subduction pacifique et d'un volcanisme alcalin lié à des grabens N-S développés au sein de l'ensemble Honduras-Haut Fond du Nicaragua (ROBIN et TOURNON, 1978 ; WADGE et WOODEN, 1982).

En résumé, la période post-Sénonien inférieur-Récent apparaît complexe pour ce qui concerne le magmatisme tant du point de vue chronologique que pétrologique. Les Grandes Antilles et la marge vénézuélienne seraient caractérisées surtout par un plutonisme et un volcanisme (plus réduit) d'âge laramien, suivi d'un épisode plutonique Eocène inférieur ; l'association de ces magmatismes (notamment des plutons) reste à discuter, en particulier dans le cadre des discriminations géodynamiques proposées récemment (PITCHER, 1982 ; LAMEYRE et BODWEN, 1982 ; etc...). A la différence, la façade pacifique voit s'installer essentiellement un volcanisme calco-alcalin et ce, dès le Campanien ; par ailleurs, comme dans la Chaîne Caraïbe, il n'apparaît pas de phase compressive laramienne importante.

c) Les grands accidents à jeu décrochant

Pour les marges vénézuéliennes et nord-colombiennes, MASCLE *et al.* (1980), BECK et STEPHAN (1979) ont insisté sur la modestie des coulissements néogènes-quaternaires le long d'accidents Est-Ouest de type El Pilar (ce dernier, ainsi que les failles d'Oca et de Santa Marta-Bucaramanga, n'ont pas été représentés sur la figure 188). A la différence, la faille de Boconó a un jeu dextre fini-éocène de l'ordre de 100 km (STEPHAN, 1977 a), et elle aurait un jeu antérieur d'importance égale voire supérieure (*cf.* décalage du front de la zone de la Frange Côtière-Margarita). Des accidents similaires Nord-Sud parcourent le lac de Maracaïbo (ZAMBRANO *et al.*, 1970 ; GONZALEZ de JUANA *et al.*, 1980, p. 853). A l'Ouest du lac de Maracaïbo, le linéament du Río Cesar sépare deux provinces de lithologies différentes (TSCHANZ *et al.*, 1974) et aurait été lui-même déplacé par la faille de Santa Marta-Bucaramanga (*in* CAMPBELL, 1968) ; pour l'accident, postulé, du Río Cesar, de même que pour les grandes cassures parallèles (système de Romeral, faille de Cali, faille de Palestina, etc...) de Colombie occidentale, un jeu dextre est mentionné (FEININGER, 1970 ; SHAGAM, 1975). Pour la faille de Palestina, FEININGER (1970) argumente un jeu post-aptien et anté-Sénonien supérieur. Plus au Sud, le grand accident Dolores-Guayaquil serait la prolongation du système précédent (CAMPBELL, 1968 ; MALFAIT et DINKELMAN, 1972) ; toutefois, comme le note LONSDALE (1978), ces accidents n'ont pas eu un coulissement

continu durant la période Crétacé-Actuel. Le caractère discontinu du fonctionnement en décrochement de l'ensemble des accidents longitudinaux nord-andins est un des éléments essentiels du modèle que je proposerai ci-après. STEPHAN (1977 a, 1982) a clairement argumenté la séparation dans le temps d'un épisode décrochant de la faille de Boconó et du charriage de la Chaîne Caraïbe sur le Nord des Andes ; la même séparation est peut-être à considérer pour la tectonique tangentielle intra-sénonienne et les décrochements longitudinaux, dans l'occident colombien et l'occident équatorien.

En Amérique centrale, le système Polochic-Motogua-Chamelecon (S A, 1), relié au système Cayman (HESS et MAXWELL, 1953 ; HOLCOMBE *et al.*, 1973 ; etc...) aurait été le siège d'un coulisage senestre néogène de plusieurs centaines de kilomètres (Cf. *in* WADGE et BURKE, 1983). L'extrémité Est du système Cayman se raccorde aux décrochements du Nord de la Jamaïque et du Sud d'Haïti (BURKE *et al.*, 1980 ; GOREAU, 1980 ; STROUP et FOX, 1981 ; CALMUS, 1983 ; VAN DEN BERGHE, 1984), d'âge miocène à actuel.

L'escarpement de Hess, bordure méridionale rectiligne du Haut Fond du Nicaragua et de l'ensemble Jamaïque-Banc de Pedro (Cf. CASE et HOLCOMBE, 1980) a été placé à titre d'hypothèse parmi les grands accidents décrochants ; il est jalonné sur la bordure Nord par des petits grabens Nord-Sud dont on retrouve des équivalents à terre au Nicaragua et aux Honduras. Pour BROGAN *et al.* (1977), ces accidents normaux Nord-Sud sont conjugués de décrochements senestres le long d'accidents SW-NE ; un volcanisme alcalin est associé à l'ensemble du dispositif (ROBIN et TOURNON, 1978 ; WADGE et WOODEN, 1982). Pour ces derniers, le volcanisme alcalin néogène de Jamaïque et d'Hispaniola ferait partie du même dispositif structural, correspondant à un déplacement vers l'Est-Nord Est de l'ensemble Nicaragua-Honduras-Jamaïque-Sud Hispaniola. L'escarpement de Hess désolidariserait cet ensemble du Bassin de Colombie (?). Notons que les observations à terre de BROGAN *et al.* (1977) font état de jeux senestres, donc identiques à celui du système Cayman. Il est tentant de voir dans l'escarpement de Hess -considéré comme un décrochement- un rejeu, avec un trajet peut-être légèrement différent, de l'ancienne frontière méridionale du bloc Chortis (DENGO et BOHNENBERGER, 1969). Notons également que le rebord Est de la Ride de Beata, d'une orientation légèrement différente de celle de l'escarpement de Hess, paraît tenir le même rôle structural que ce dernier (LADD *et al.*, 1981 ; BIJU-DUVAL *et al.*, 1984).

Les anomalies magnétiques des Bassins de Yucatan et de Colombie, respectivement interprétées par HALL et YEUNG (1980) et CHRISTOFFERSON (1976), montrent une discontinuité transversale qui a donc valeur d'accident transformant. Si l'on admet que ces accidents sont contemporains des accrétiens océaniques, les mouvements seraient maastrichtiens-paléocènes pour le Bassin du Yucatan et Campanien-Paléocène inférieur pour le Bassin de Colombie.

HOLCOMBE et MATTHEWS (1973) observent, dans le Bassin du Vénézuéla, deux ensembles de structures linéaires (failles ?) affectant les réflecteurs B'' et A'' : les unes, orientées NW-SE, antérieures au B'' et ayant rejoué postérieurement au A'', les autres, orientées orthogonalement antérieures au B''.

Enfin la Faille Centrale du Bassin du Vénézuéla (ou Faille CVB), qui sépare deux portions du Bassin du Vénézuéla à soubassements pré-turonien différents (BIJU-DUVAL *et al.*, 1978 ; DIEBOLD *et al.*, 1981), a été interprétée (BECK, 1983) comme un accident coulissant dextre majeur ayant tronçonné l'arc insulaire Crétacé "moyen" (Cf. également GIRARD *et al.*, 1982), soit déjà durant son fractionnement, soit au Sénonien inférieur.

2.- Données paléomagnétiques

a) Géométrie des anomalies dans le domaine caraïbe.

Dans le Bassin de Yucatán, HALL et YEUNG (1980) cartographient des anomalies résiduelles d'orientation SW-NE à WSW-ENE; elles représenteraient une ouverture Maastrichtienne à Paléocène supérieur.

Pour le Bassin de Colombie, CHRISTOFFERSON (1976) montre une disposition E-W des anomalies crustales; elles représenteraient, du Sud au Nord, l'enregistrement des inversions 33 à 27 (Campanien supérieur à Paléocène inférieur). CHRISTOFFERSON (1976) souligne la nécessité de positionner la paléo-zone d'accrétion océanique correspondante au Sud de l'actuel isthme de Panama. Ce dernier point est considéré comme essentiel pour le modèle qui sera présenté ci-après.

Le cas du Bassin du Vénézuéla apparaît plus complexe et moins argumenté, en liaison notamment avec le problème, évoqué à plusieurs reprises, du B" et des épanchements basaltiques sous-jacents. DONNELLY (1973) observe plusieurs anomalies d'orientation SW-NE situées dans la moitié NW du Bassin; pour cet auteur, compte-tenu des données disponibles, ces anomalies sont difficilement interprétables en terme d'accrétion océanique. Néanmoins les observations de DONNELLY (1973) revêtent une importance fondamentale en liaison avec les études géophysiques postérieures concernant le réflecteur B", puisque la plus nette des anomalies (h) correspond *grosso modo* à la zone de faille C.V.B., et sépare un domaine où les anomalies (SW-NE) ont une origine profonde, d'un domaine où les anomalies ont une origine plus superficielle. Dans la seconde zone - qui correspond *grosso modo* à la portion de Bassin à B" rugueux (DIEBOLD *et al* 1981) - DONNELLY (1973) observe une anomalie (i) orientée N-S.

b) Paléopositions de certaines formations volcaniques et (ou) sédimentaires.

En Amérique Centrale, GOSE et SWARTZ (1977), GOSE *et al* (1980), GOSE (1980, 1983) analysent des roches sédimentaires (grès rouges et calcaires) d'âge Crétacé inférieur à Eocène. GOSE et SWARTZ (1977) concluent à double mouvement pour le Honduras : à l'Aptien-Albien un déplacement latitudinal vers le Nord de l'ordre de 20°, puis au Cénomaniens-Turonien-Coniacien un déplacement essentiellement longitudinal vers l'Est accompagné d'une rotation antihoraire. Pour l'extrémité Nord du Costa Rica et le Sud du Nicaragua, GOSE (1983) conclut à une paléoposition Crétacé inférieur à une latitude plus méridionale de 14°, le mouvement se faisant pour l'essentiel avant le Sénonien supérieur. GOSE (1983) insiste sur la différence entre les résultats obtenus pour le Honduras, d'une part, et le Costa Rica et le Nicaragua, d'autre part; il propose l'existence d'une frontière tectonique (limite Sud du bloc Chortis ?) traversant le Sud du Nicaragua.

Dans les Grandes Antilles (Puerto Rico et Jamaïque) (et *in* MacDONALD et OPDYKE, 1972) différents auteurs analysent des roches ignées d'âge Crétacé inférieur et supérieur; ils concluent à des déplacements latitudinaux vers le Nord de l'ordre de 10°. Par ailleurs, la Jamaïque (VINCENZ, 1972) aurait subi une rotation anti-horaire de 12°.

LOWRIE et OPDYKE (1973) ont analysé des échantillons sédimentaires et ignés prélevés dans les niveaux inférieurs atteints par les forages du Leg D. S. D. P. 15 (diabases et calcaires interstratifiés). Ces auteurs obtiennent des résultats cohérents avec ceux connus pour la Jamaïque et Puerto Rico, mais incompatibles avec ceux connus par le craton sud-américain (Cf.

également MacDONALD et OPDYKE, 1972) ; ils en déduisent une position initiale plus méridionale des sites analysés.

Dans l'extrémité Nord de la Colombie, MacDONALD et OPDYKE (1972) concluent pour des roches ignées d'âge Crétacé inférieur, à un déplacement latitudinal vers le Nord de l'ordre de 10° ; ces auteurs notent la similitude de leurs résultats avec ceux connus pour les Grandes Antilles.

Dans les Andes de Merida, SHAGAM et HARGRAVES (1970), analysant des "redbeds" du Carbonifère-Permien, obtiennent des résultats qui indiqueraient une paléoposition dans l'hémisphère Sud. Ces conclusions étant différentes de la paléoposition obtenue par CREER (1965 *in* MacDONALD et OPDYKE, 1972) pour le craton sud-américain, SHAGAM et HARGRAVES (1970) considèrent que le magnétisme rémanent a été acquis durant la surrection tertiaire de la chaîne. Ces auteurs soulignent la différence obtenue entre deux localités situées de part et d'autre de la Faille de Boconó. Dans la Chaîne Caraïbe, SKERLECK et HARGRAVES (1980), analysant différentes intrusions mafiques-ultramafiques d'âge Crétacé inférieur, calculent une rotation dextre de 90° de certains ensembles échantillonnés (notamment le Complexe d'El Chacao). Cette rotation s'appliquerait à l'ensemble des "Ceintures" de Cauagua-El Tinaco et de Villa de Cura ; de cette identité de comportement, SKERLECK et HARGRAVES (1980) déduisent l'allochtonie de la Ceinture de Cauagua-El Tinaco. L'inclinaison anormale mesurée par ces auteurs pour la Péninsule de Paraguana (Complexe de Santa Ana) n'est pas attribuée à un déplacement mais à la "déformation régionale" (SKERLECK et HARGRAVES, 1980).

C) Quelques étapes de l'évolution géodynamique mésozoïque-cénozoïque du domaine caraïbe

L'encadrement du domaine caraïbe par les deux (grandes) plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud implique un espace "disponible" qui a varié considérablement du Jurassique inférieur à l'Actuel (SMITH et BRIDEN, 1976, LADD, 1976 ; FIRSTBROOK *et al.*, 1979 ; etc...). Les modalités du mouvement relatif entre ces deux masses continentales diffèrent selon les modèles cinématiques, en particulier selon le "fit" initial Amérique du Sud-Afrique choisi, ou le système de référence (LADD, 1976 ; SIBUET *in* STEPHAN, 1982) ; LADD (1976) se base sur les mouvements relatifs Amérique du Nord-Afrique et Amérique du Sud-Afrique. Les trajectoires et les vitesses d'écartement diffèrent selon les modèles. Aussi la succession d'étapes géodynamiques présentée ici ne tentera pas, comme celle présentée antérieurement (BECK, 1983), de faire le lien entre les différents épisodes de structuration du domaine caraïbe et les variations dans la cinématique relative Amérique du Nord-Amérique du Sud. Mon propos sera simplement de réassembler dans leur cadre commun les différents événements géologiques caraïbes et péricaraïbes définis dans les paragraphes précédents.

1.- Le Tithonique ; l'ouverture téthysienne (fig. 189)

Probablement débutée au Jurassique moyen (STEPHAN, 1982 ; STEPHAN *et al.*, 1982), cette ouverture, qui poursuivrait vers le Sud-Ouest la Téthys (AUBOUIN *et al.*, 1977 ; TARDY, 1980), comporterait un rameau dans le proto-golfe du Mexique (BUFFLER *et al.*, 1980) relié à la zone d'ouverture principale (futur ensemble ophiolitique Motagua-Loma de Hierro) par le grand décrochement des Bahamas (TARDY, 1980). Dans le dispositif présenté, une ouverture synchrone -ou plus récente (néocomienne ; cf. BOURGOIS *et al.*, 1982)- se produirait sur la façade ouest-colombienne (futur ensemble ophiolitique Santa Helena-Piñon) ; cette ouverture, dépendance du do-

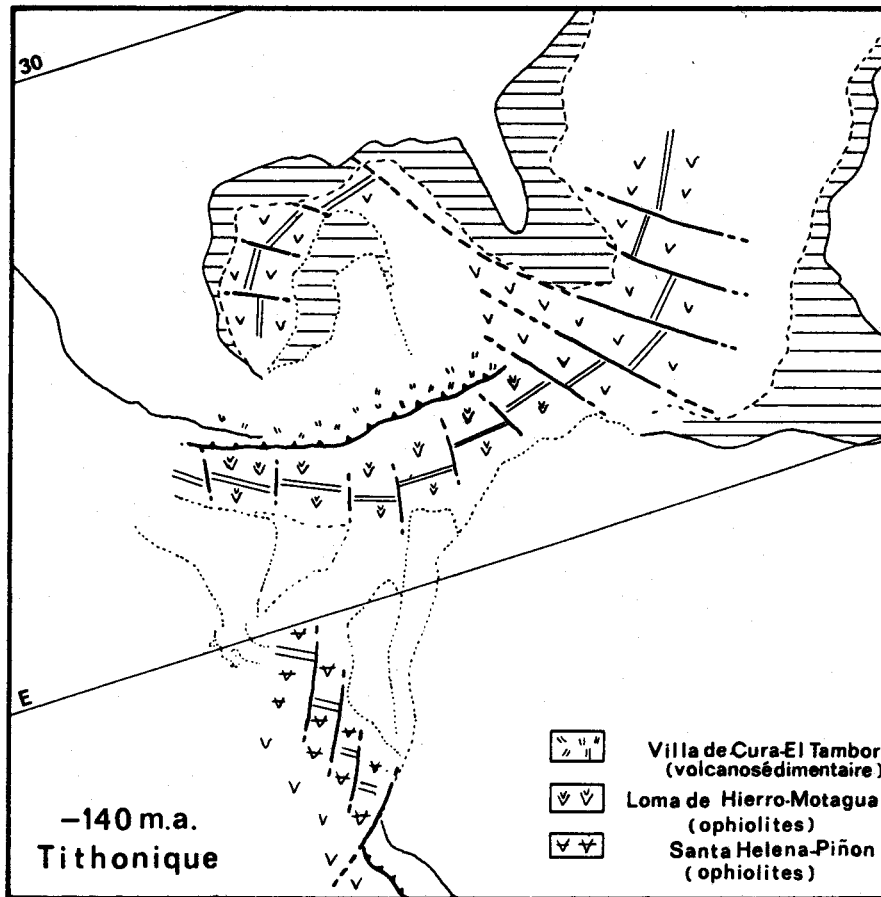


Fig. 189.- Géodynamique simplifiée du domaine caraïbe : configuration au Tithonique
Fig. 189.- Geodinámica simplificada del Caribe : el Titiense.

maine Est-pacifique, se ferait sous forme d'un (ou plusieurs ?) golfe allongé et étroit à la manière de l'actuel golfe de Basse Californie. BOURGOIS *et al.* (1982) ont argumenté la "communauté d'évolution" entre les ophiolites de l'Amérique centrale isthmique et celles de l'occident colombien.

Dans le dispositif présenté, les séries volcano-sédimentaires d'affinité andésitique se développeraient soit en contexte d'arc insulaire (partie orientale), soit en association avec une subduction cordilleraire (partie occidentale). Pour la portion orientale, le schéma proposé rejoint l'hypothèse de BOUYSSÉ et MARTIN (1979) et BOUYSSÉ *et al.* (1980).

2.- La limite Tithonique-Néocomien ; le tectorogène paléocaraïbe (fig. 190)

Cette étape -majeure dans l'édification de la Chaîne Caraïbe (STEPHAN *et al.*, 1980 ; BELLIZZIA *et al.*, 1980 ; STEPHAN, 1982)- correspondrait à des charriages profonds et de grande amplitude, faisant intervenir des écaillés de socle continental (fragments d'une marge amincie et débitée par ses failles listriques), des écaillés à valeur de croûte océanique et du matériel d'arc insulaire. Les déversements se feraient *grosso modo* vers le Sud, dans la portion orientale du dispositif (Chaîne Caraïbe). Pour la portion centrale (Grandes Antilles) et surtout la portion occidentale (Sud-Yucatan), le sens des déversements est plus hypothétique (cf. discussion à propos de Cuba). Le dispositif proposé implique à la fois une saturation, une collision

arc-marge continentale et, dans sa portion occidentale, un affrontement entre deux blocs continentaux. Plus vers l'Ouest, la collision paléocaraïbe passerait à la subduction pacifique par l'intermédiaire d'un système transformant, à la manière de l'actuel raccord entre la subduction sous l'Amérique centrale isthmique et la zone de déformation de Panama (fig. 194) (accident N-S de la Ride Coiba ; CASE et HOLCOMBE, 1980).

3.- Le Crétacé "moyen" ; l'arc volcanique paléo-antillais et la genèse du Bassin du Vénézuéla (fig. 191)

Débutée au Barrémo-Aptien ou à l'Albien selon les différents secteurs considérés, cette phase -avant tout caractérisée par son puissant volcanisme- se poursuit durant le Cénomanién-Turonien, voire le Sénonien inférieur. Elle s'interrompt, pour ce qui concerne la partie orientale de l'arc (ceinture à volcanisme "orogénique"), à la suite de la tectonisation compressive intra-sénonienne (cf. *infra*) ; le magmatisme "orogénique" se poursuivrait durant le Sénonien supérieur dans les Grandes Antilles orientales (DONNELLY, 1964 ; BOUYSSÉ et MARTIN, 1979 ; BOUYSSÉ *et al.*, 1980). La géométrie et la nature du processus de création du bassin à B" lisse sont purement hypothétiques (fig. 191), différents mécanismes étant possibles pour les bassins arrière-arc si l'on se réfère notamment au Pacifique occidental (UYEDA, 1977 ; BLANCHET, 1977 ; etc...).

STEPHAN *et al.* (1980), LARSON et SCHLANGER (1981) ont noté la similitude entre les épanchements basaltiques Crétacé "moyen" du Bassin du Vénézuéla et le magmatisme basique post-ac-

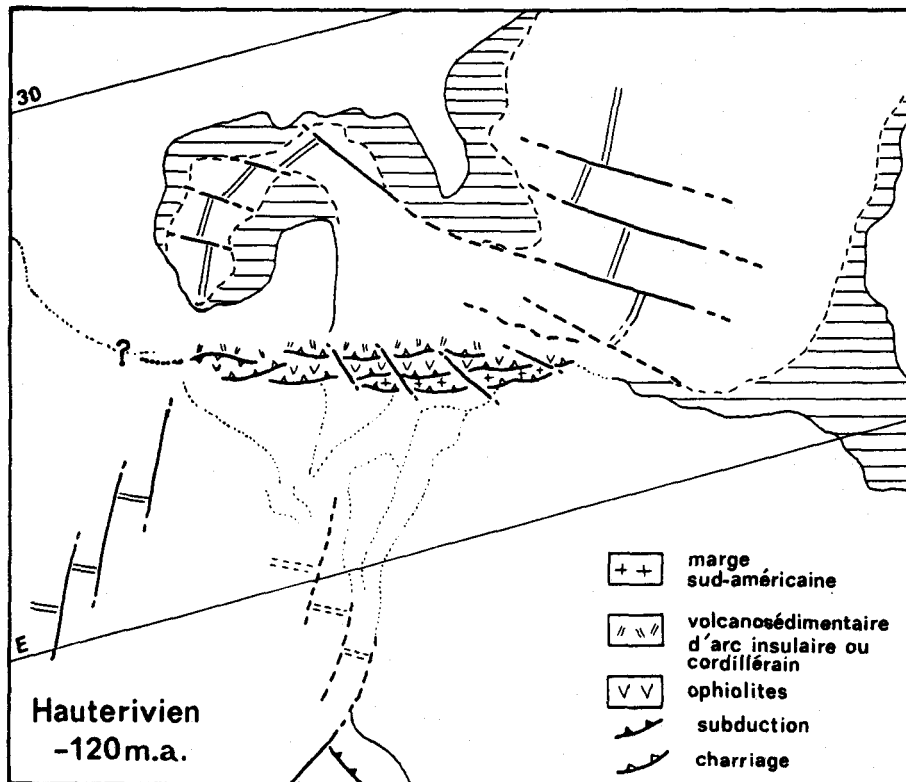


Fig. 190.- Géodynamique simplifiée du domaine caraïbe : configuration à l'Hauteriviennien.
Fig. 190.- Geodinámica simplificada del Caribe : el Hauteriviense.

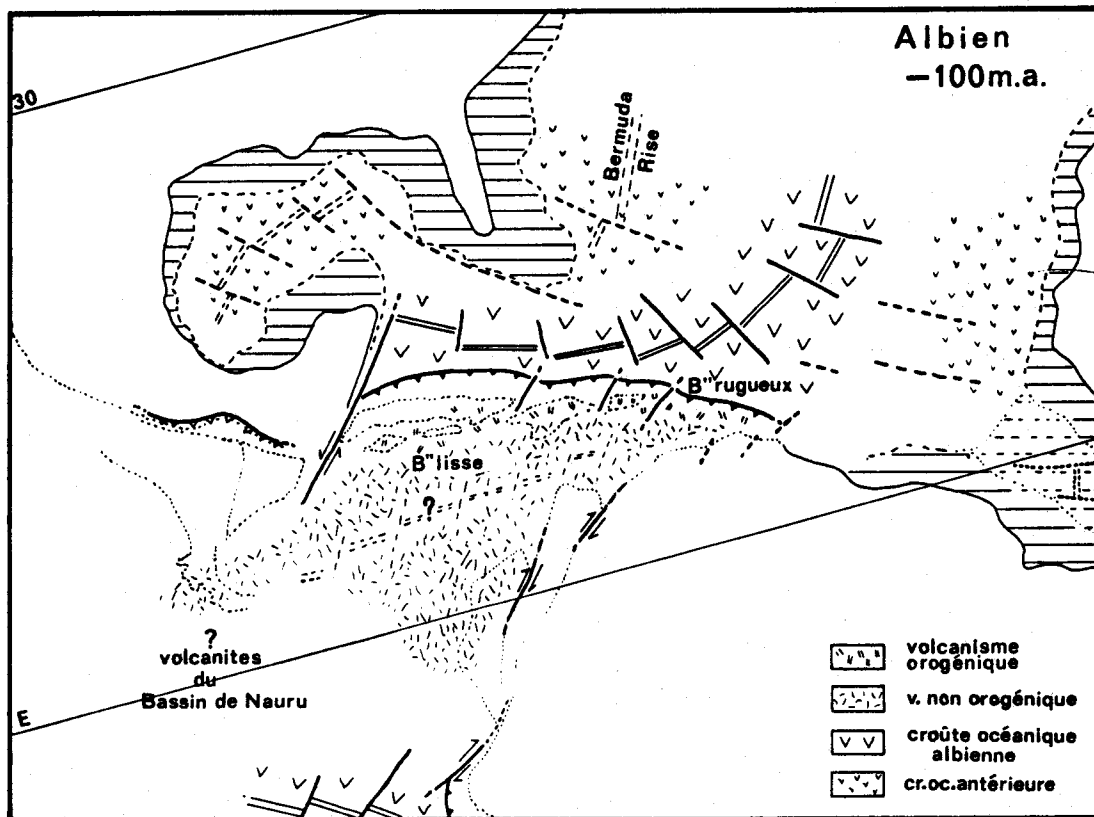


Fig. 191.- Géodynamique simplifiée du domaine caraïbe : configuration à l'Albien.

Fig. 191.- Geodinámica simplificada del Caribe : el Albiense.

création océanique -contemporain- connu dans dans le Pacifique centro-occidental (Legs D. S. D. P. 61 et 62). Comme le soulignent STEPHAN *et al.* (1980), les deux régions ont pu être en continuité pendant la période d'épanchement, si l'on se réfère à l'âge du domaine océanique qui les sépare actuellement. BATIZA *et al.* (1981) soulignent le fait que le volcanisme du Bassin de Nauru est postérieur de 30 à 50 M.A. à la croûte océanique sous-jacente ; du point de vue géochimique, de nombreux caractères distinguent le complexe basaltique du Bassin de Nauru d'un M.O.R.B. typique (BATIZA *et al.*, 1981). Une partie du Bassin du Vénézuéla (cf. discussion au paragraphe A, 2, e) correspondrait donc à un fragment d'une vaste province à substratum océanique anté-alpien dont feraient partie le Bassin de Nauru et le plateau de Ontong-Java (BATIZA *et al.*, 1981 ; LARSON et SCHLANGER, 1981). Cette hypothèse posée, il faut admettre en corollaire, que pendant la période de développement de ce volcanisme infra B' lisse, il n'existe pas de zone de subduction entre ce qui deviendra une partie des actuels bassins caraïbes et le Pacifique ; il faut admettre également que, postérieurement (au Sénonien inférieur ?), une expansion rapide (*grosso modo* E-W) va séparer les deux fragments de cette vaste province à B' lisse. La genèse du volcanisme Crétacé "moyen" de cette province serait plutôt liée, dans le modèle proposé, à un dispositif en coulissage SW-NE et à l'extension associée. La marge vénézuélienne (BECK, 1983) serait le siège d'un dispositif coulissant et distensif relié ici, à titre d'hypothèse, à des décrochements dextres le long du système Nord-andin. STEPHAN *et al.* (1980) ont relié la profonde réorganisation géographique et structurale Crétacé "moyen" de la marge sud-caraïbe avec le début d'ouverture de l'Atlantique Sud (cf. pointillés sur fig. 191). Cette "crise", surtout marquée à l'Albien, est présente également dans le golfe du Mexique (BUFFLER, 1980) et le dé-

troit de Floride (DEBRABANT *et al.*, 1984). Par ailleurs, au Cénomaniens-Turonien, le haut-fond des Bermudes, antérieurement en position "médio-atlantique" a pu être relayé à l'Est par une nouvelle zone d'accrétion océanique (CHAMLEY et DEBRABANT, 1984). Rappelons également que l'arc Crétacé "moyen" représenté ici et postulé par de nombreux auteurs (DONNELLY, 1964 ; MALFAIT et DINKELMAN, 1972 ; BOUYSSSE *et al.*, 1980 ; MATTSON, 1978 ; etc...) serait un des éléments morphologiques responsables des changements courantologiques de l'Atlantique central (LANCELOT, 1980). Par ailleurs, la "crise" albiennaise est très marquée sur le plateau de Demerara (SANCHO, 1985).

4.- La limite Santonien-Campanien ; la seconde phase compressive majeure sur la marge sud-caraïbe (fig. 192)

Durant le développement du dispositif précédent, et en particulier de l'arc insulaire, ce dernier se serait scindé à la faveur d'un grand décrochement (Cf. également BOUYSSSE *et al.*, 1980) représenté aujourd'hui par la faille C. V. B. ; dans le prolongement oriental de Puerto Rico, une nouvelle subduction s'installerait, isolant ainsi la portion de bassin à B" rugueux (fig. 192).

A la limite Sénomien inférieur-Sénomien supérieur, une importante compression d'orientation NW-SE affecterait l'ensemble de la marge du craton sud-américain depuis Trinidad jusque l'occident équatorien. Cet événement provoque la collision d'une partie du paléo-arc Crétacé "moyen" avec cette marge (Fm. Washikemba de Bonaire, Fm. Dos Hermanas de la Nappe de Villa de Cura, Complexe de Tobago) ; des charriages ophiolitiques se produisent dans la Cordillère occidentale de Colombie (BOURGOIS *et al.*, 1982) et en Amérique centrale (AZEMA et TOURNON, 1980). Les ophiolites de Santa Elena ont été représentées en position sud-hondurienne (fig. 192), de

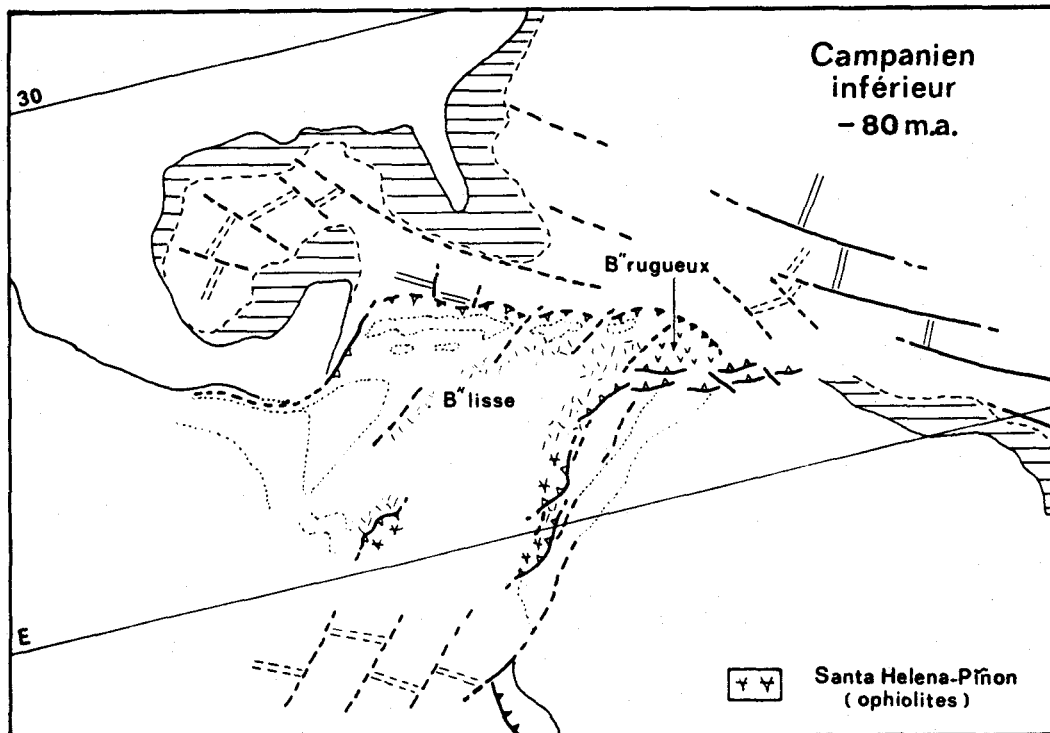


Fig. 192.- Géodynamique simplifiée du domaine caraïbe : configuration au Campanien inférieur.

Fig. 192.- Geodinámica simplificada del Caribe : el Campaniense inferior.

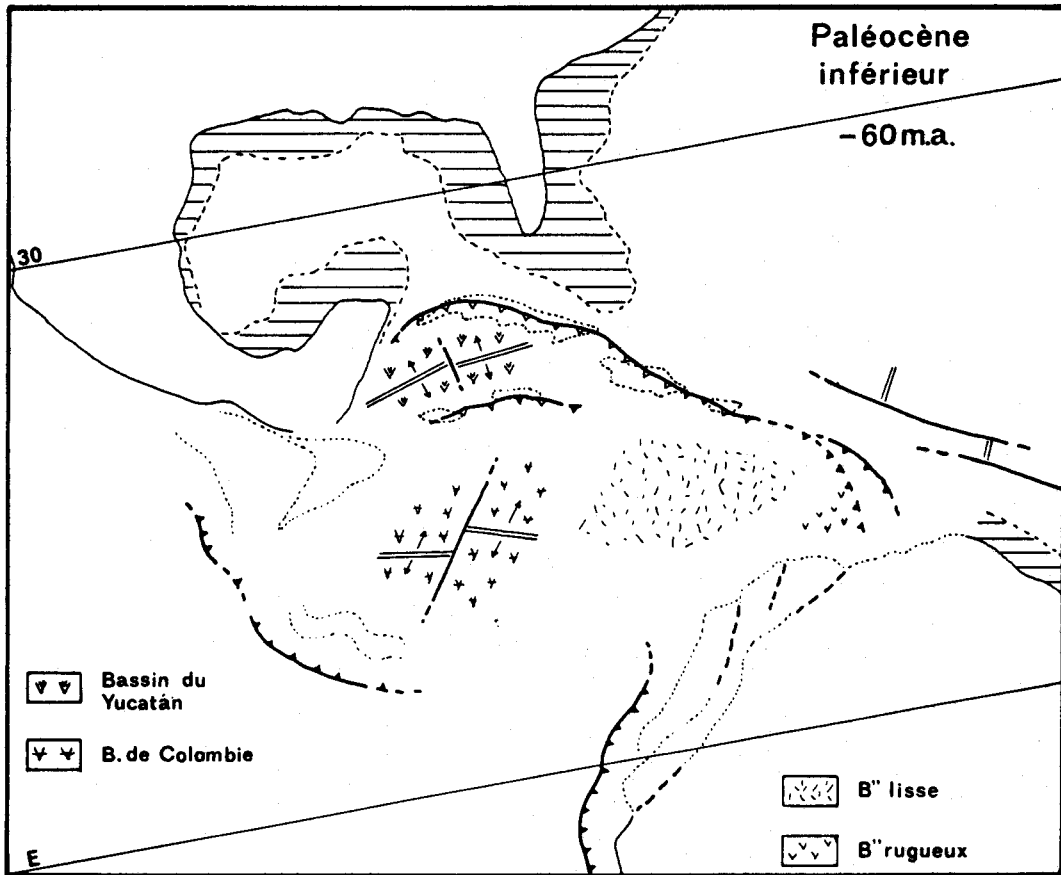


Fig. 193.- Géodynamique simplifiée du domaine caraïbe : configuration au Paléocène inférieur.
Fig. 193.- Geodinámica simplificada del Caribe : el Paleoceno inferior.

façon purement hypothétique, une position plus proche de l'occident colombien pouvant être également envisagée.

Le raccord entre la prolongation orientale de l'arc antillais et la marge nord-vénézuélienne serait comparable au passage subduction-collision actuel décrit dans le domaine Ouest-pacifique (in PELLETIER *et al.*, 1983).

5. Le Maastrichtien-Paléocène ; l'orogénèse laramienne dans la branche nord-caraïbe et la structuration des bassins caraïbes (fig. 193.)

Au Sénonien supérieur, une subduction s'installerait le long de la façade pacifique de l'Amérique centrale tandis que le Bassin de Colombie (en premier) et le Bassin de Yucatan (en second) s'ouvrent par rifting et accréation océanique. Les Grandes Antilles sont le siège d'une compression laramienne majeure pouvant être polyphasée (BUTTERLIN, 1977a; VILA et FEINBERG, 1982; MERCIER de LEPINAY *et al.* 1979). Pour ce qui concerne la Jamaïque, Hispaniola et Cuba, la compression est reliée, par plusieurs auteurs, à l'ouverture *-grosso modo* orthogonale aux îles- des bassins du Yucatán et de Colombie (cf. notamment CALMUS, 1983).

Dans l'île de Cuba (in BUTTERLIN, 1977 a), les structures tangentiennes laramiennes ont pu emprunter directement les structures dues à la subduction Crétacé "moyen". Notons également que dans le détail, la géométrie des déformations (notamment les vergences) est variée tout au

long de la branche nord-caraïbe.

Durant cette période laramienne, se produirait également la séparation de la future Ride d'Aves (arc rémanent) d'avec l'arc des Petites Antilles proche de sa configuration actuelle (BOUYSSSE *et al.*, 1985; PINET *et al.*, 1985).

S'agissant de la marge sud-caraïbe, il semble que l'on ne puisse envisager une compression laramienne importante, responsable notamment de charriages. Une instabilité liée à un régime compressif grossièrement orthogonal à la marge a toutefois été envisagée pour expliquer le bombement de celle-ci. Rappelons que, durant le Sénonien supérieur, cette marge est le siège d'un volcanisme intermédiaire peu développé qui serait localement associé à des mobilisats dioritiques ou tonalitiques dans la Cordillère Côtière.

6.- Le Post-Laramien ; l'acquisition de la configuration actuelle

Sans détailler ces dernières étapes -qui ont fait l'objet de nombreux travaux récents de géologie et de géophysique dans l'ensemble du domaine caraïbe et péricaraïbe- je rappellerai les principaux faits conduisant au dispositif actuel (fig. 194) :

- dans la partie Nord, le fonctionnement depuis le Miocène du système transformant de Cayman (HOLCOMBE *et al.*, 1973 ; GOREAU, 1980 ; BURKE *et al.*, 1980 ; HOLCOMBE et SHARMAN, 1983 ; WADGE

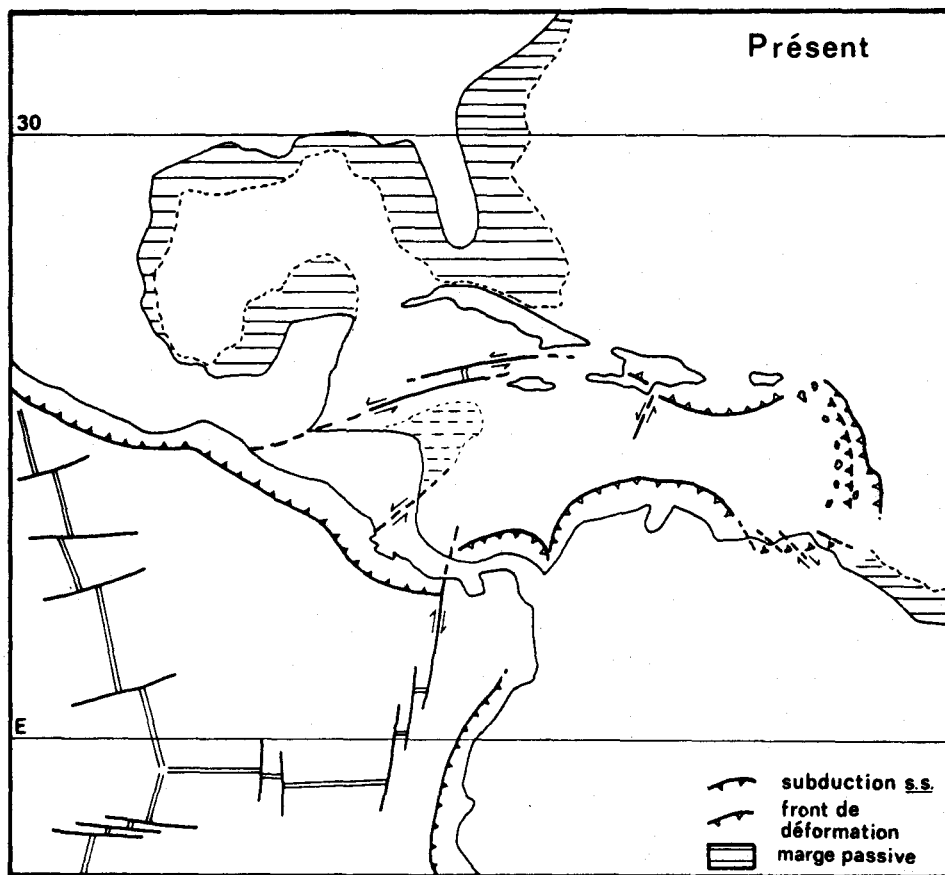


Fig. 194.- Grands traits structuraux actuels du domaine caraïbe.

Fig. 194.- Rasgos estructurales actuales del Caribe.

et BURKE, 1983; etc...) amène l'ensemble Yucatan-Jamaïque-Sud Hispaniola beaucoup plus vers l'Est (CALMUS, 1983), ainsi que Puerto Rico ; d'autres décrochements senestres fonctionnent (escarpement de Hess, bordure Est de la Ride de Beata) ;

- sur la façade pacifique, la subduction se développe au niveau de l'Amérique centrale et au droit de la Colombie et de l'Equateur ; de Panama vers le Nord, le volcanisme calco-alcalin lié à la subduction pacifique est relayé par un volcanisme alcalin associé à des fractures N-S au sein de l'ensemble Costa Rica-Honduras-Haut-Fond du Nicaragua (ROBIN et TOURNON, 1978 ; WADGE et BURKE, 1983) ;

- dans la partie Sud, en alternance avec les dernières phases compressives *grosso modo* orthogonales à la marge (Eocène moyen-supérieur, Miocène inférieur-moyen ; STEPHAN, 1977 a ; BECK, 1978), se produisent des coulissages le long d'accidents SW-NE (telle la faille de Boconó) ou E-W (telles les failles d'Oca et d'El Pilar) ;

- sur le bord Est du Domaine Caraïbe, l'arc des Petites Antilles se "redresse" pour acquérir son orientation méridienne ; son prisme d'accrétion sédimentaire se développe en relation avec les apports terrigènes de l'Orénoque ;

- enfin, sur le bord Nord (fosse de Los Muertos) comme sur le bord Sud (Panama et Ride de Cu-raçao), s'installent deux ceintures de déformation compressives (SILVER *et al.*, 1975 ; LADD *et al.*, 1977 ; BIJU-DUVAL *et al.*, 1978), exemptes des caractéristiques sismiques et volcaniques des zones de subduction $\delta.\delta.$; ces structures, grossièrement symétriques de part et d'autre des bassins caraïbes, seraient induites par le serrage E-W du bâti continental péricaraïbe (STEPHAN *et al.*, 1985).

D) Conclusions générales : quelques implications du modèle proposé

. Durant la période Jurassique supérieur-Actuel, l'aire océanique comprise entre l'extrémité Est des Bahamas et le Nord-Est du Vénézuéla montrerait trois stades successifs dans son développement :

- une histoire "téthysienne" (Jurassique supérieur-Néocomien) en liaison avec l'Atlantique central, lui-même relié à la Téthys $\delta.\delta.$ (AUBOUIN *et al.*, 1977) ;

- une histoire "caraïbe" en liaison avec l'ouverture située au Nord des Grandes Antilles (Aptien-Albien-Cénomanién) ;

- une histoire "atlantique" $\delta.\delta.$ lorsque l'ouverture (au sens crustal du mot) de l'Atlantique sud se "branche" sur celle de l'Atlantique central (Cénomanién-Sénonien basal) ; les témoins des deux phases précédentes auraient disparu par subduction sous le paléo-arc antillais. Rappelons qu'actuellement à l'Est des Petites Antilles, les anomalies magnétiques de la croûte atlantique sont orientées N-S et que la plus proche de l'arc serait l'anomalie 30 (PETER et WESTBROOK, 1976).

. S'agissant des différents complexes ophiolitiques péricaraïbes, en admettant qu'ils appartiennent tous au cycle alpin -ce qui n'est pas démontré partout (cf. notamment le secteur Nord-Honduras-Sud-Guatemala)- deux ensembles distincts apparaissent sur les schémas proposés : un ensemble caraïbe $\delta.\delta.$ (ou téthysien) et un ensemble pacifique (Santa Elena-Piñon). BOURGOIS *et*

al. (1982) ont regroupé les ensembles de la façade pacifique mais en les considérant comme téthysiens.

. Sur les schémas correspondant à la période anté-Sénonien supérieur, je n'ai pas figuré de subduction pacifique (à plongement Est) sous la portion des Andes située au Nord de la Transversale de Huancabamba. Au Nord de cette discontinuité majeure (BUTTERLIN, 1977b; AUBOUIN, 1977a et b), la bordure occidentale de l'Amérique du Sud (Cordillères occidentales d'Equateur et de Colombie) serait le siège de compressions *grosso modo* orthogonales à la marge, alternant avec des épisodes ou dominerait les mouvements de coulissage, au Nord-Ouest de l'accident Dolores-Guayaquil et le long de ce dernier. La subduction actuelle située au large de l'Equateur (LONSDALE, 1978) aurait débuté au Sénonien supérieur, responsable d'intrusions granodioritiques et de volcanisme andésitique (*in* BOURGOIS *et al.*, 1982). Rappelons que la portion du Pacifique qui borde l'Amérique centrale et le Nord des Andes comporte plusieurs rides mortes (*in* RENARD *et al.*, 1980; AUBOUIN, VON HUENE *et al.*, 1981; VON HUENE et AUBOUIN, 1982): rides de Tehuantepec, de Cocos, de Nazca: la ride de Carnegie représenterait, elle, un plateau volcanique (*in* LONSDALE, 1978). Ces rides, à la manière de la Ride (active) des Galapagos, auraient fonctionné en écartement Nord-Sud (intermittent ?) et ce, en liaison avec les périodes de coulissage le long des Andes septentrionales.

. La comparaison des schémas successifs proposés, ainsi que les remarques faites précédemment à propos du Pacifique centro-oriental, conduisent à considérer -de manière ultra-simplificatrice- une alternance entre :

- des périodes où domineraient des coulissages dextres SW-NE le long de la façade nord-andine; à ces périodes de "dérive andine" (BECK, 1985), correspondraient ouvertures et subductions dans le Domaine Caraïbe;

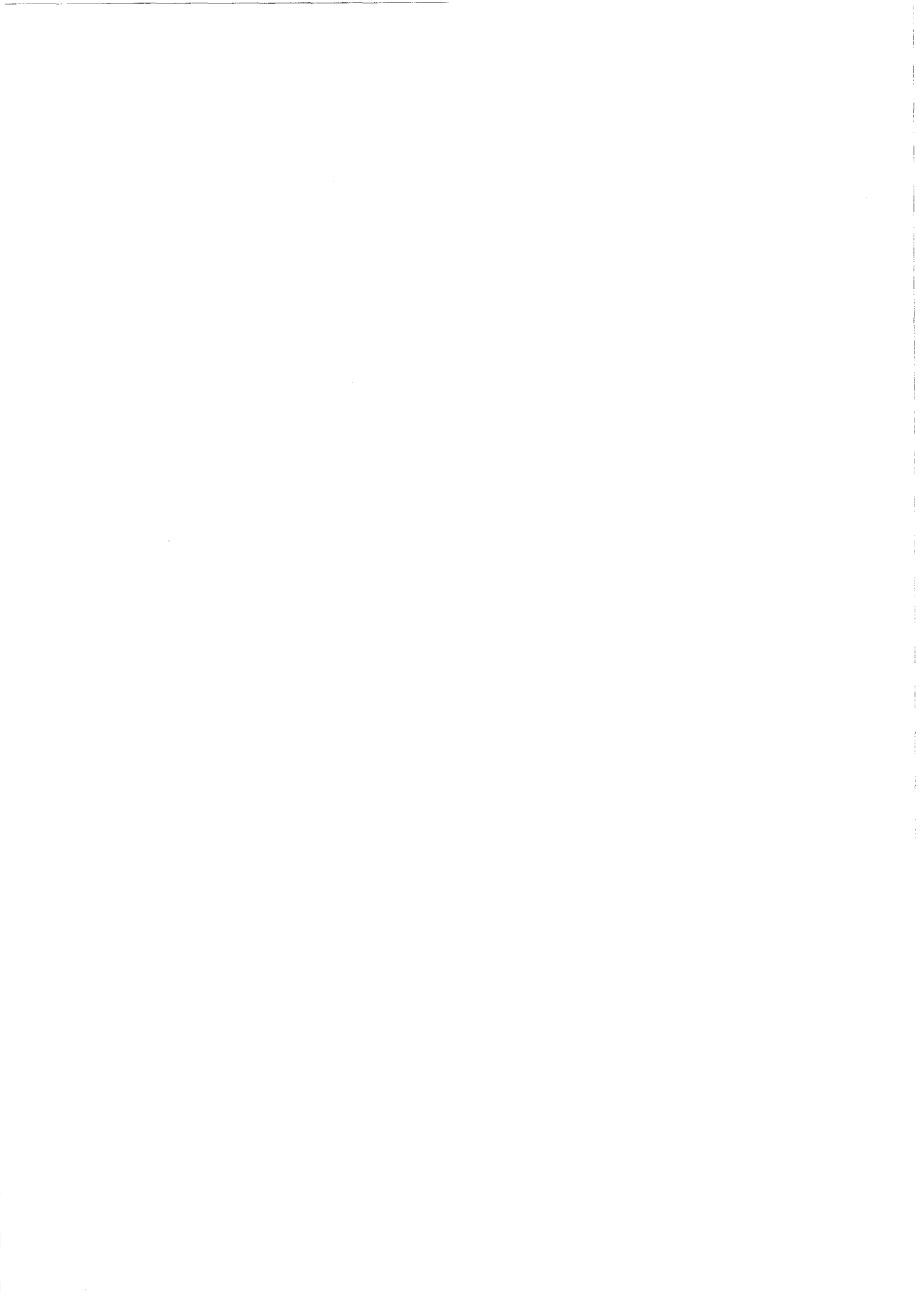
- des périodes appelées "de collision caraïbe" (BECK, 1985) au cours desquelles le domaine caraïbe est le siège sur ses marges de collisions et (ou) de tectonique tangentielle importante d'orientation *grosso modo* NW-SE.

Cette alternance, représentée deux fois pour la période Jurassique supérieur-Crétacé, se produirait une troisième fois, avec moins d'ampleur au Paléogène (compression Eocène moyen-supérieur et coulissage Oligocène basal; STEPHAN, 1982).

. Les deux paragraphes précédents invitent à une comparaison de l'évolution proposée ici pour les confins Amérique centrale-Andes-Caraïbes avec les interprétations géodynamiques développées pour la façade pacifique de l'Amérique du Nord et en particulier du Canada (BRUNS *et al.*, 1984; MONGER, 1984; NUR, 1984; etc...). Dans l'opinion du présent auteur, les différents panneaux représentés sur les figures 189 et 191 ne seraient toutefois pas "exotiques", mais plutôt liés à la fragmentation d'une portion nord-occidentale du continent sud-américain, une partie des fragments étant "piégée" dans l'enceinte caraïbe. Par ailleurs, les mouvements latitudinaux vers le Nord invoqués ici apparaissent plus modestes que ceux des différents éléments "collés" au continent nord-américain.

. Enfin, dans le modèle proposé ici, il apparaît difficile de définir une Plaque Caraïbe avant l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, période de mise en place du système transformant de Cayman (WADGE et BURKE, 1983) et du raccordement de celui-ci avec l'arc des Petites

Antilles *via* les décrochements du secteur Hispaniola-Puerto Rico (CALMUS *et al.*, 1985). Cette Plaque Caraïbe récente présente une constitution hétérogène tant par ses portions à substratum cratonique que par ses portions à valeur océanique et non déformées. Seule une portion du Bassin du Vénézuéla (à B" lisse) serait à considérer comme fragment d'un domaine développé en lisière des Caraïbes et du Pacifique. Nous rejoignons, par le modèle proposé, les conclusions de VON HUENE et AUBOUIN (1982) et de AUBOUIN et AZEMA (1980) concernant l'impossibilité d'une origine pacifique d'une Plaque Caraïbe depuis le Sénonien supérieur, voire depuis le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.



BIBLIOGRAPHIE*

- ABBATE E., BORTOLOTTI V. et PASSERINI P. (1970).- Olistostromes and olistoliths. *Sediment. Geol.*, 4, p. 521-557.
- AGER D.V. et WALLACE P. (1970).- The distribution and significance of trace fossils in the uppermost Jurassic rocks of the Boulonnais, Northern France. in "Traces Fossils", CRIMES T.P. and HARPER J.C. Edrs., Seel House Pr., Liverpool, p. 1-18.
- AGUERREVERRE S.E. et ZULOAGA G. (1937).- Observaciones geológicas en la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, t. I, 2-4, p. 3-22.
- AGUERREVERRE S.E. et ZULOAGA G. (1938).- Nomenclatura de las formaciones de la parte central de la Cordillera de la Costa. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, t. II, 2-4, p. 281-284.
- AMSTUTZ G.C. (1974).- Spilites and spilitic rocks. *Intern. Un. Geol. Sc.*, A, 4, 482 p.
- ANDREIEFF P., BIZON G. et BOUYASSE Ph. (1981).- Révision de l'âge des formations sédimentaires de l'île de Saint-Martin : implication sur la chronologie du volcanisme de l'arc insulaire des Petites Antilles. *C.r. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Paris*, II, t. 292, p. 79-82.
- ANDREIEFF P., BOUYASSE Ph. et WESTERCAMP D. (1979).- Reconnaissance géologique de l'arc insulaire des Petites Antilles. Résultats d'une campagne à la mer de prélèvements de roches entre Sainte Lucie et Anguilla (ARCANTE I). *Bull. Bur. Rech. Géol. et Minières (Fr.)*, s. 2, (IV), 3-4, p. 227-272.
- ANGELIER J. (1979).- Néotectonique de l'Arc Egéen. *Soc. géol. N.*, (Lille), Publ. 3, 412 p..
- ANGELIER J. et MECHLER P. (1977).- Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, 6, p. 1309-1318.
- ANGELIER J. et BERGERAT F. (1983).- Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, (7), 1, p. 137-147.
- ANONYME (1970).- Lexico Estratigráfico de Venezuela (Segunda Edición). *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, Publ. Esp., 4, 756 p.
- ARDAENS R. (1980).- Investigaciones en el Cretáceo inferior del Bloque Nororiental, y en el Cretáceo superior y el Terciario de los alrededores de Puerto La Cruz. Informe interno de actividades, Campamento de Barcelona, Ministerio de Energia y Minas, Caracas, 45 p., 17 fig.
- AROZENA J.M. de (1972).- Cuerpos menores de serpentinitas y otras rocas ígneas en la zona de El Maguey, parte nororiental de la Peninsula de Macanao (Margarita), Estado Nueva Esparta. *Via Conf. Geol. del Caribe, Margarita* (1971), p. 321-326.
- ARTHUR M.A. (1979).- Paleooceanographic events. Recognition, resolution and reconsideration. *Rev. Geoph. and Space ph.*, v. 17, 7, p. 1474-1493.
- ASUAJE L.A. (1972).- Geologia de la región de Guatire-Cabo Codera (Resumen). *Mem. IVo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. III, p. 1289-1290.
- ATHEARN W.D. (1968).- Sediment cores from the Cariaco trench, Venezuela. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965), p. 343-352.
- ATWATER T. (1970).- Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Bull. geol. Soc. Am.*, 81, p. 3513-3536.
- AUBOUIN J. (1964).- Reflexion sur le problème des flyschs et des molasses : son aspect dans les Hellénides (Grèce). *Ecol. geol. Helv.*, v. 57, 2, p. 451-496.

* Abréviations utilisées extraites du catalogue "WORLD LIST OF SCIENTIFIC PERIODICALS, BRITISH UNION-CATALOGUE OF PERIODICALS", BUTTERWORTHS Print..

- AUBOUIN J. (1965).- Geosynclines. *Developments in Geotectonics*, I, Elsevier, Amsterdam, 335 p.
- AUBOUIN J. (1974).- Mer Caraïbe et Mer Méditerranée : réflexions sur une comparaison structurale. VIIe Conf. Géol. Caraïbe, Guadeloupe (1974), p. 41-49.
- AUBOUIN J. (1977a).- Reflexión sobre la organización de las cordilleras suramericanas. *Mem. Ito Congr. Latinoam. de Geol.*, Caracas (1973), t. III, p. 1999-2014.
- AUBOUIN J. (1977b).- Téthys, Atlantique et Pacifique : regard tectonique. *C.r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr.*, Adresse présidentielle, 4, p. 170-187.
- AUBOUIN J. (1980).- Sur la position tectonique des ophiolites. in "Associations mafiques et ultramafiques dans les orogènes", Grenoble (1977), *Colloques int. Cent. natn. Rech. scient.*, 272, Ed. C.N.R.S., p. 185-196.
- AUBOUIN J. et AZEMA J. (1980).- A propos de la plaque caraïbe : la façade pacifique de l'Amérique Centrale. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (D), t. 291, p. 33-37.
- AUBOUIN J., BLANCHET R. (1981).- Subduction and tectonics: discussion of the results of the I.P.O.D. program in actives margins. *XXVIIe Congr. Géol. Int.*, Paris (1980), C-3, p. 283-294.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.F., TARDY M. (1977).- Téthys (Mésogée) et Atlantique : données de la Géologie. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (D), t. 285, p. 1025-1028.
- AUBOUIN J., TARDY M. (1980).- L'Amérique alpine : le domaine caraïbe et ses liaisons avec les cordillères nord et sud-américaines. Introduction. *XXVIIe Congr. Géol. Int.*, Paris (1980), C-5, p. 14-17.
- AUBOUIN J., VON HUENE R. et l'équipe scientifique du Leg 67 (1979).- Premiers résultats des forages profonds dans le Pacifique au niveau de la Fosse du Guatemala (Fosse d'Amérique Centrale) (Leg 67 du "Deep-Sea Drilling Project", mai-juin 1979). *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (D), t. 289, p. 1215-1220.
- AUBOUIN J., VON HUENE R. et l'équipe scientifique du Leg D.S.D.P. 67 (1981).- A summary of Deep Sea Drilling Project Leg 67, shipboard results from the Mid-America Trench transect off Guatemala. *XXVIIe Congr. Géol. Int.*, Paris (1980), C-3, p. 225-232.
- AUTRAN A. (1964).- Sur la signification de la structure planaire dans le massif granitique de Mont-Louis (Pyrénées Orientales). *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (D), t. 258, p. 1691-1694.
- AZEMA J., SORNAY J. et TOURNON J. (1979).- Découverte d'Albien supérieur à Ammonites dans le matériel volcano-sédimentaire du "Complexe de Nicoya" (province de Guanacaste, Costa Rica). *C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 129-131.
- AZEMA J. et TOURNON J. (1980).- La Péninsule de Santa Elena, Costa Rica : un massif ultrabasique charrié en marge pacifique de l'Amérique centrale. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (D), t. 290, p. 9-12.
- BAIE L.F. (1970).- Possible structural link between Yucatan and Cuba. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, v. 54, 11, p. 2204-2207.
- BALL M.M., HARRISON C.G.A., SUPKO P.R., BOCK W. (1971).- Marine geophysical measurements on the southern boundary of the Caribbean Sea. *Mem. geol. Soc. Am.*, 130, p. 1-33.
- BALLY A.W. (1984).- Tectogénèse et sismique réflexion. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXVI, p. 279-285.
- BALLY A.W., BERNOUILLI D., DAVIS G.A., MONTADERT L. (1981).- Listric normal faults. *XXVIIe Congr. Géol. Int.*, Paris (1980), C-3, p. 87-102.
- BARD J.P. (1980).- Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Ed. Masson, Paris, 192 p..
- BARR K.V. (1966).- A cross-section through the Northern Range of Trinidad. *Trans. IIIrd Caribb. Geol. Conf.*, Kingston (1962), *Geol. Surv. Dpt., Kingston*, p. 27-31.

- BARR K.W. (1974).- The caribbean and plate tectonics-some aspects of the problem. *Verh. naturf. Ges. Basel*, v. 84, 1, p. 45-67.
- BARR K.W. et SAUNDERS J.B. (1968).- An outline of the geology of Trinidad. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965), p. 1-10.
- BASSOULET J.P. et FOURCADE E. (1979).- Essai de synthèse de répartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. *C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 69-71.
- BATIZA R., SHCEKA S., TOKUYAMA M., MUEHLENBACHS K., VALLIER T.L., LEE-WONG F., SEIFERT K.E., WINDOM K.E., BOOK P. et FUJII N. (1981).- Summary and index to petrological and geochemical studies of Leg 61 basalts. *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington Govt. Print. Off., v. LXI, p. 829-839.
- BEBIEN J. (1980).- Magmatismes basiques dits "orogéniques" ou "anorogéniques" et teneur en TiO₂ : les associations "isotitanées" et "anisotitanées". *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 8, p. 337-342.
- BECK C. (1977a).- Geologia de la Faja Piemontina y del Frente de Montaña en el Noreste del Estado Guárico, Venezuela. *Mem. Vo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1977), t. II, p. 759-788; Mapa Geológico de Venezuela a escala 1 : 50 000, hojas de Altagracia de Orituco y de Taguay.
- BECK C. (1977b).- Sedimentación y tectónica de la Napa Piemontina y del Frente de Montaña en la región de Altagracia de Orituco, Estado Guárico. *Vo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1977), Guia de la excursion 4.
- BECK C. (1977c).- El substrato Cretaceo de la Faja Piemontina en la parte central de la Serrania del Interior en Venezuela septentrional. Relaciones con la tectogénesis Cretaceo superior. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 8-9.
- BECK C. (1978).- Polyphasic Tertiary tectonics of the Interior Range in the central part of the Western Caribbean Chain, Guárico State, northern Venezuela. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), MacGILLAVRY H.J. and BEETS D.J. Edrs., *Geologie Mijnb.*, v. 57, 2, p. 99-104.
- BECK C. (1979).- Essai d'interprétation structurale et paléogéographique des "roches vertes du Pinde d'Etolie" (Grèce Continentale méridionale). *Annls Soc. géol. N. (Lille)*, t. XCIV, 2, p. 355-365.
- BECK C. (1980a).- New data about recent tectonics in the central part of the Caribbean Chain : the Santa Lucia-Ocumare del Tuy Graben, Miranda State, Venezuela. *IVth Latinamer. Geol. Congr.*, Trinidad (1979), préprint, 18 p., 7 fig.
- BECK C. (1980b).- La Nappe Ophiolitique de Loma de Hierro, Chaîne Caraïbe Centrale, Vénézuéla. *Soc. géol. Fr.*, 8è Réunion. *Ann. Sc. de la Terre*, Marseille, p. 31.
- BECK C. (1983).- Essai sur l'évolution géodynamique des Caraïbes sud-orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXV, 2, p. 169-183.
- BECK C. (1985).- Las Napas de Aragua - Cadena Caribe central - y la historia mesozoica del margen Sur del Caribe a la largo del meridiano de Caracas. *In Symposium "Géodynamique des Caraïbes"*, Paris (1985), A. MASCLE Edr., Eds Technip, p. 541-551.
- BECK C. et FURRER M.A. (1977).- Sobre la existencia de sedimentos marinos non metamorfizados del Neocomiense en el Noreste del Estado Guárico, Venezuela. *Mem. Vo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1977), t. I, p. 135-148.
- BECK C., GIRARD D. et DE WEVER P. (1984).- Le "Volcano-sédimentaire du Rio Guare": un élément de la Nappe Ophiolitique de Loma de Hierro, Chaîne Caraïbe Vénézuélienne. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (D), t. 299, p. 337-342.
- BECK C., STEPHAN J.F. (1979).- Les grandes failles de la marge sud-caraïbe définissent-elles la frontière méridionale d'une Plaque Caraïbe ? *Soc. géol. Fr.*, 7è Réunion. *Ann. Sc. de la Terre Lyon*, p. 39.
- BECK C., STEPHAN J.F., BELLIZZIA A., BLANCHET R. (1980).- The Caribbean Chain from the Pacific to the Atlantic. *IVth Latinamer. Geol. Congr.*, Trinidad (1979), préprint, 44 p. 3 fig.

- BEETS D.J. (1975).- Superimposed island arcs along the southern margin of the Caribbean. *Progr. in Geodyn., Roy. Neth. Acad. Sci. and Art*, Amsterdam, p. 218-233.
- BEETS D.J. (1977).- Cretaceous and Early Tertiary of Curaçao. *VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), Guide to field-excursions on Curaçao, Bonaire and Aruba, p. 7-17.
- BEETS D.J., MacGILLAVRY H.J. et KLAVER G. (1977).- Geology of the Cretaceous and early Tertiary of Bonaire. *VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), Guide to field-excursion on Curaçao, Bonaire and Aruba, p. 18-28.
- BELL J.S. (1968a).- The Garrapata Formation of the Venezuela Coast Ranges. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 11, 7, p. 187-206.
- BELL J.S. (1968b).- Geologia de la región de Camatagua, Estado Aragua, Venezuela. *Boln. Geol. Minist., Minas Venez.*, v. IX, p. 291-440.
- BELL J.S. (1971).- Tectonic evolution of the Central Part of the Venezuelan Coast Ranges. *Mem. geol. Soc. Am.*, 130, p. 107-118.
- BELL J.S. et PEIRSON A.L. (1972).- Guía de la excursión geológica : Frente de Montañas de Guárico (San Juan de Los Morros - Camatagua - Altagracia de Orituco). *Mem. IVo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. I, p. 329-356.
- BELLIZZIA A. (1967).- Rocas ultrabásicas en el Sistema Montañoso del Caribe y yacimientos minerales asociados. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. VIII, 16, p. 159-168.
- BELLIZZIA A. (1972).- Sistema Montañoso del Caribe, borde Sur de la Placa Caribe ¿ es una cordillera alóctona ? *Mem. VIa Conf. Geol. Caribe*, Margarita, Venezuela (1971), p. 247-258.
- BELLIZZIA A., BLANCHET R., BECK C., STEPHAN J.F. (1980).- La Chaîne Caraïbe, du Mésozoïque à l'Actuel : tectogenèse et modèle d'évolution géodynamique. *Soc. géol. Fr., 8è Réun. Ann. Sc. de la Terre*, Marseille, p. 34.
- BELLIZZIA A. et LOPEZ-EYZAGUIRRE C. (1972).- Gabro versus "pseudogabbro" en el complejo ultramáfico de Tinaquillo (Resumen). *Mem. IVo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1972), t. IV, p. 2138.
- BELLIZZIA A. et MARTIN de BELLIZZIA C. (1961).- Geologia y reservas de la cuenca carbonifera de Naricuál, Estado Anzoátegui. *Mem. IIIa Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1959), t. IV, p. 1569-1606.
- BELLIZZIA A., MARTIN C., PEREZ-NIETO H., GRATEROL M. (1976).- Reconocimiento geológico del Archipiélago de Los Monjes. *Mem. Ito Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t. II, p. 509-519.
- BELLIZZIA A., PIMENTEL N., BAJO R. (1976).- Mapa geológico estructural de Venezuela a escala 1 : 500 000, y Tablas de Correlaciones Estratigráficas. Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología, Caracas.
- BELLIZZIA A. et RODRIGUEZ D.G. (1968).- Consideraciones sobre la estratigrafía de los Estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Carabobo. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. IX, 18, p. 516-563.
- BELLIZZIA A., RODRIGUEZ D.G. (1976).- Geologia del Estado Yaracuy. *Mem. IVo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. VI, p. 3317-3415.
- BELLIZZIA A., RODRIGUEZ D.G., GRATEROL M. (1972).- Ofiolitas de Siquisique y Rio Tocuyo y sus relaciones con la Falla de Oca (Resumen). *Mem. VIa Conf. Geol. Caribe*, Margarita, Venezuela (1971), p. 182-183, 1 fig.
- BELLIZZIA A. et SABATER A. (1970).- Mapa geologico del Estado Nueva Esparta, a escala 1 : 333 000. Atlas geologico de Venezuela. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología, Caracas.
- BENEDETTO G. et ODREMAN O.E. (1977).- Nuevas evidencias paleontológicas en la formación La Quinta, sus edad y correlación con las unidades aflorantes en la Sierra de Perija y la Cordillera Oriental de Colombia. *Mem. Vo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1977), t. I, p. 87-106.

- BERMUDEZ P.J. et RODRIGUEZ D. (1962).-Notas sobre la presencia de Tintínidos o Calpionelas en Venezuela. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v.5,2,51-57.
- BERMUDEZ P.J., STAINFORTH R.M. (1973).- Aplicaciones de Foraminiferos planctónicos a la bioestratigrafía del Terciario de Venezuela. *Rev. Esp. Micropaleont.*, v. VII, 3, p. 373-389.
- BIJU-DUVAL B., BIZON G., MASCLE A., MULLER C. (1984).- Active margin processes : field observations in Southern Hispaniola. *In Studies in Continental Margins Geology*, J.S. WATKINS and C.L. DRAKE Edrs., *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Mem. 34, p. 325-346.
- BIJU-DUVAL B., CASEY MOORE J. et l'équipe scientifique du Leg D.S.D.P. 78 A (1981).- Premiers résultats du forage I.P.O.D. implanté lors de la croisière 78 A du Glomar Challenger au Nord-Est de la Ride de La Barbade (Arc des Petites Antilles) : tectonique frontale d'un prisme d'accrétion. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (D), t. 293, p. 621-628.
- BIJU-DUVAL B., CAULET J.P., DUFAURE Ph., MASCLE A., MULLER C., RICHERT J.P., VALERY P. (1985).- The terrigenous and pelagic series of Barbados Island : Paleocene to Middle Miocene slope deposits accreted to the Lesser Antilles margin. *In Symposium "Géodynamique des Caraïbes"*, Paris (1985), A. MASCLE Edr., Eds Technip, p. 187-198.
- BIJU-DUVAL B., LE QUELLEC P., MASCLE A., RENARD V. et VALERY (1982).- Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigation on the Barbados Ridge Complex (Eastern Caribbean) : a key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge. *Tectonophysics*, 86, p. 275-304.
- BIJU-DUVAL B., MASCLE A., MONTADERT L. et WANNESON J. (1978).- Seismic investigations in the Colombia, Venezuela and Grenada Basins, and on the Barbados Ridge for future I.P.O.D. drilling. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), MacGILLAVRY H.J. and BEETS D.J. Edrs., *Geologie Mijnb.*, v. 57, 2, p. 99-104.
- BLADIER Y. (1977).- Rocas verdes de la region de Carupano, planos de despegue de corrimientos. *Boln Geodin., Caracas*, 1, p. 35-49.
- BLADIER et MACSOTAY O. (1977).-Tectonique plio-quadernaire le long de la faille du Pilar, Vénézuéla Nord-Oriental. *Soc. géol. Fr., 5e Réunion. Ann. Sc. de la Terre, Rennes*, p.81.
- BLANCHET R. (1977).- Bassins marginaux et Téthys alpine : de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides. *In International Symposium on the structural history of the Mediterranean basins*, B. BIJU-DUVAL et L. MONTADERT Edrs., Eds Technip, Paris, p. 47-52.
- BLONDEAU A. (1977).- Les relations entre l'Amérique et l'Euro-Afrique à partir de l'étude des *Ranikothalia* et des Nummulites. *Mem. IIo Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t. III, p. 1451-1460.
- BLOW W.H. (1969).- Late middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal biostratigraphy. *Proc. 1rst Int. Conf. Plankt. Microf.*, Genève (1966), P. BRONNIMANN et H.H. RENZ Edrs., v. I, p. 199-422.
- BOILLOT G. (1979).- Géologie des marges continentales. MASSON Edrs., Paris, 139 p.
- BOILLOT G., GRIMAUD S., MAUFFRET A., MOUGENOT D., KORNPROBST J., MERGOIL-DANEL J. et TORRENT G. (1980).- Ocean continent boundary of the Iberian margin : a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planet Sci. Letters*, 48, p. 23-34.
- BOIS C. (1982).- Profil Ardèche-Plaine du Pô. *In Programme E.C.O.R.S., I.F.P. et I.N.A.G.*, Paris, p. 45-50.
- BONINI W.E. (1978).- Anomalous crust in the Eastern Venezuela basin and the Bouguer gravity anomaly field of northern Venezuela and the Caribbean Borderland. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), MacGILLAVRY H.J. and BEETS D.J. Edrs., *Geologie Mijnb.*, v.57, 2, p. 117-122.
- BONINI W., PIMSTEIN de GAETE C., GRATEROL V. (1977).- Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer de la parte Norte de Venezuela. Escala 1 : 1.000 000. Minist. de Energía y Minas, Dirección de Geología, Caracas.

- BONTE A. et MAILLOT H. (1980).- Structure "cone-in-cone" et diagenèse initiale. Arguments morphologiques et géochimiques. *Annls Soc. géol. N. (Lille)*, t. XCIX, 3, p. 465-476.
- BOUCHEZ J.L. et PECHER A. (1981).- The Himalayan Main Central thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, 78, p. 23-50.
- BOUMA A.H. (1964).- Turbidites. *Developments in Sedimentology*, III, Elsevier, Amsterdam, 264 p.
- BOUMA A.H. et MUÑOZ N.G. (1976).- Facies clásticos antiguos y modernos en los fondos marinos. *Mem. 11° Congr. Geol. Latinoamer., Caracas (1973)*, t. II, p. 1073-1092.
- BOURGOIS J. (1978).- La Transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar. *Annls scient. Univ. Besançon, Géologie*, (3), 30, 445 p.
- BOURGOIS J., AZEMA J., TOURNON J., BELLON H., CALLE B., PARRA E., TOUSSAINT J.F., GLAÇON G., FEINBERG H., DE WEVER P. et ORIGLIA I. (1982).- Ages et structures des complexes basiques et ultrabasiques de la façade pacifique entre 3°N et 12°N (Colombie, Panama et Costa Rica). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIV, 3, p. 545-554.
- BOURGOIS J., BLONDEAU A., FEINBERG H., GLAÇON G. et VILA J.M. (1983).- The northern Caribbean plate boundary in Hispaniola : tectonics and stratigraphy of the Dominican Cordillera septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), t. XXV, 1, p. 83-90.
- BOURGOIS J., GLAÇON G., TAVARES I. et VILA J.M. (1979).- Découverte d'une tectonique tangentielle récente à vergence Sud dans le Sierra de Neiba (Ile d'Hispaniola, République Dominicaine, Grandes Antilles). *C. r. hebd. séanc. Acad. Sci., Paris*, (D), t. 289, p. 257-260.
- BOURROUILH F. (1973).- Dolomitisation actuelle dans le monde. Une revue. *Sc. de la Terre, Nancy*, t. XVIII, 3, p. 279-298.
- BOUYASSE P., ANDREIEFF P. et WESTERCAMP D. (1980).- Evolution of the Lesser Antilles Island Arc, New data from the submarine geology. *IXth Caribb. Geol. Conf.*, Santo Domingo (1980), préprint, 21 p., 7 fig. 2 tabl..
- BOUYASSE P., ANDREIEFF P., RICHARD M., BAUBRON J.C., MASCLE A., MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1985).- Aves Swell and northern Lesser Antilles Ridge : rock-dredging results from ARCANTE III cruise. *In Symposium "Géodynamique des Caraïbes"*, Paris (1985), A. MASCLE Edr., Eds Technip, p. 35-52.
- BOUYASSE P., SCHMIDT-EFFING R. et WESTERCAMP D. (1983).- La Désirade Island (Lesser Antilles) revisited : Lower Cretaceous radiolarian cherts and arguments against an ophiolitic origin for the Basal Complex. *Geology*, v.11, 4, p. 244-247.
- BOUYASSE P. et MARTIN P. (1979).- Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles (Campagne ARCANTE I). *Bull. Bur. Rech. Géol. et Minières (Fr.)*, s. 2, (IV), 3-4, p. 185-210.
- BOWER P.A. (1972).- The Caribbean Range considered in the European concept of geosyncline. *Mem. VIIa Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela (1971)*, p. 227-238.
- BOWIN C. (1966).- Geology of Central Dominican Republic (a case history of island arc). *Mem. geol. Soc. Am.*, 98, p. 11-84.
- BOWIN C. (1975).- The geology of Hispaniola. *In The Ocean Basins and Margins*, NAIRN A.E.M. and STEHLI F.G. Edrs, III, The Gulf of Mexico and the Caribbean, Plenum Press, p. 501-552.
- BROGAN G., NICCUM M., WEAVER K.D., CLINE K.M., CLUFF L.S. et SCHWARTZ D.P. (1977).- Active fault map of Managua, Nicaragua. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 27-28.
- BROQUET P. (1970).- La notion d'olistostrome et d'olistolithe. Historique et étude critique. *Annls Soc. géol. N. (Lille)*, t. XC, 2, p. 77-86.
- BRUNN J.H. (1960).- Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Revue Géogr. Phys. Géol. dyn.*, (2), t. III, p. 115-132.

- BRUNS T.R., VON HUENE R., CARLSON P.R. and KELLER G. (1984).- The Eastern Gulf of Alaska transcurrent plate boundary and the migration of terranes. *Annls. Soc. Géol. N. (Lille)*, t. CII, 2-3, p. 325-331.
- BUFFLER R.T., SHAUB F.J., HUERTA R., IBRAHIM A.B. et WATKINS J.S. (1981).- A model for the early evolution of the Gulf of Mexico Basin. *XXVIIe Congr. Géol. Int.*, Paris (1980), C-3, p.129-136.
- BURKE K., COATES A.G. et ROBINSON E. (1968).- Geology of the Benbow inlier and surrounding areas, Jamaica. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965), p. 299-307.
- BUSHMAN J.R. (1959).- Geology of the Barquisimeto area. A summary report. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v.2, 4, p. 65-84.
- BUSHMAN J.R. (1967).- Geologia de la region entre Agua Blanca y San Carlos, Venezuela. *Boln. Geol. Minist. Minas Venez.*, v. VIII, 16, p. 312-336.
- BURKE K., GRIPPI J., et CELAL SENGOR A.M. (1980).- Neogene structures in Jamaica and the tectonic style of the northern Caribbean plate boundary zone. *J. Geol.*, v.88, p.375-386.
- BUTTERLIN J. (1956).- La constitution géologique et la structure des Antilles. Eds C.N.R.S., Paris, 453 p..
- BUTTERLIN J. (1970).- Macroforaminiferos y edad de la formación Punta Mosquito (Grupo Punta Carnero) de la Isla de Margarita (Venezuela). *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 13, 10, p. 273-317.
- BUTTERLIN J. (1972a).- La posición estructural de los Andes de Colombia. *Mem. IV° Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. II, p. 1185-1200.
- BUTTERLIN J. (1972b).- Données nouvelles sur l'origine et l'évolution des unités structurales de la région des Caraïbes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIV, 1-5, p. 46-54.
- BUTTERLIN J. (1977a).- Géologie structurale de la région des Caraïbes; Mexique, Amérique Centrale, Antilles et Cordillère Caraïbe. Masson Ed., Paris, 259 p.
- BUTTERLIN J. (1977b).- Comparaison des caractères structuraux des cordillères sud-américaines extra-andines, des Andes centrales et des Andes septentrionales. *Mem. II° Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t. III, p. 2071-2101.
- CALMUS Th. (1983).- Contribution à l'étude géologique du Massif de Macaya (Sud Ouest d'Haïti, Grandes Antilles). Sa place dans l'évolution de l'orogène Nord-Caraïbe. Thèse Doct. 3è Cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 163 p.
- CALMUS Th. (1984).- Décrochement senestre sud-haïtien : analyses et conséquences paléogéographiques dans la région de Camp-Perrin (Massif de Macaya, presqu'île du Sud d'Haïti). *Annls Soc. géol. N. (Lille)*, t. CIII, 2-3, p. 309-316.
- CALMUS Th., VAN DEN BERGHE B., BIZON G., BIZON J.J., MULLER C. et VILA J.M. (1985).- Un modèle d'évolution géodynamique tertiaire de la bordure Nord-Caraïbe. *In Symposium "Géodynamique des Caraïbes"*, Paris (1985), A. MASCLE Edr., Eds Technip, p. 381-390.
- CAMPBELL C.J. (1968).- The Santa Marta Wrench-fault of Colombia and its regional setting. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965), p. 247-262.
- CAMPOS V. (1981).- Une transversale de la Chaîne Caraïbe et de la marge vénézuélienne dans le secteur de Carupano (Vénézuéla orientale) : structure géologique et évolution géodynamique. Thèse Doct. 3e Cycle, Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, 160 p..
- CAMPOS V., BECK C., BLANCHET R., STEPHAN J.F. (1980).- Le Chevauchement de Carupano (Vénézuéla) : un front tectonique majeur Crétacé supérieur dans la Chaîne Caraïbe. *Soc. géol. Fr.*, 8è Réun. Ann. Sc. de la Terre, Marseille, p. 79.
- CAMPOS V. et OSUNA S. (1977).- Geologia de la región de Boca de Uchire. *Mem. Vo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1977), t. I, p. 449-468.

- CAMPOS V. et OSUNA S. (1978).- Mapa Geológico de Venezuela a escala 1 : 50 000, Hoja Boca de Uchire-Clarines. Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología, Caracas.
- CAMPOS V., OSUNA S. et GUEDEZ V. (1977).- Geología de la región al noroeste de Acarigua y al sur de la Falla de Boconó. *Mem. II° Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t. III, p.1669-1680.
- CAMPOS V., OSUNA S., y VIVAS V. (1978).- Mapa Geológico de Venezuela a escala 1 : 50 000, Hoja El Guapo-Cúpira-Guanape. Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología, Caracas.
- CAPDEVILA R. et FLOOR P. (1970).- Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Boln Geol. y Min., Madrid*, t. LXXXI, 2-3, p. 215-225.
- CASE J.E. (1975).- Geophysical studies in the Caribbean Sea in The Ocean Basins and Margins, NAIRN A.F.M. and STEHLI F.G., III, The Gulf of Mexico and the Caribbean, Plenum Press, p. 107-175.
- CASE J.E. et HOLCOMBE T.L. (1980).- Geologic-Tectonic Map of the Caribbean Region. Scale 1 : 2 500 000. *U.S. Geol. Surv., Miscell. Publ.*.
- CASEY MOORE J., BIJU-DUVAL B. and D.S.D.P. Leg 78 A Scientific team (1982).- Offscraping and underthrusting of sediments at the deformation front of the Barbados Ridge : D.S.D.P. Leg 78 A. *Bull. geol. Soc. Am.*, 93, p. 1065-1077.
- CASSAIGNEAU C. (1979).- Contribution à l'étude des sutures Inde-Eurasie. La zone de suture de Khost dans le Sud-Est de l'Afghanistan, l'obduction paléocène et la tectonique tertiaire. Thèse Doct. 3è Cycle, Univ. du Languedoc, Montpellier, 124 p..
- CAUDRI C.M.B. (1944).- The large foraminifera from San Juan de Los Morros, State of Guárico, Venezuela. *Bull. An. Paleont.*, v. 28, 114, p. 355-404.
- CAUDRI C.M.B. (1974).- The large foraminifera of Punta Mosquito, Margarita Island, Venezuela. *Vehr. naturf. Ges. Basel*, v. 84, 1, p. 293-320.
- CELET P., FERRIERE J. et WIGNIOLLE E. (1977).- Le problème de l'origine des blocs exogènes du mélange à éléments ophiolitiques au Sud du Sperchios et dans le massif de l'Othrys (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, 4, p. 935-942.
- CHAMLEY H. et DEBRABANT P. (1984).- Paleoenvironmental history of the North Atlantic region from mineralogical and geochemical data. *Sediment. Geol.*, 40, p.151-167.
- CHARVET J. et FAURE M. (1984).- Orogenèse mésozoïque, microblocs et déplacements longitudinaux senestres dans le Japon Sud-Ouest. *Annls Soc. géol. N. (Lille)*, 2-3, p. 361-375.
- CHEILLETZ A. (1976).- Etude géologique et métallogénique des indices à cuivre et molybdène de type porphyre cuprifère de la zone de Vert de Gris-Jean Rabel, presque île du Nord-Ouest, Haïti. Thèse Doc. Spec., Université de Nancy I, 177p.
- CHEVALIER Y., STEPHAN J.F., BLANCHET R., GRAVELLE M., BELLIZZIA A. (1985).- L'île de Margarita et la Péninsule d'Araya (Vénézuéla) jalons d'une collision Crétacé supérieur sur la paléofrontière Caraïbes-Amérique du Sud. *Abstr., Symposium "Géodynamique des Caraïbes"*, Paris (1985).
- CHILINGAR G.V., ZENGLER D.H., BISSELL H.J., WOLF K.H. (1979).- Dolomites and dolomitization. in *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks I*, G. LARSEN and G.V. CHILINGAR Edrs., Elsevier, Amsterdam, p. 425-536.
- CHRISTOFFERSON E. (1976).- Colombian Basin magnetism and Caribbean Plate tectonics. *Bull. geol. Soc. Am.*, 87, p. 1255-1258.
- COOK H.E. et EGBERT R.M. (1983).- Diagenesis of deep-sea carbonates. in *Diagenesis of Sediments and Sedimentary Rocks II*, G. LARSEN and G.V. CHILINGAR Edrs., Elsevier, Amsterdam, p. 213-288.
- COURRIOUX G. (1983).- Exemple de mise en place d'un leucogranite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement : le granite hercynien de Puente deume (Galice, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXV, 3, p. 301-308.

- DAVIES T.A. et SUPCO P. R. (1973).-Oceanic sediments and their diagenesis : some examples from deep-sea drilling. *J. Sediment. Petrol.*, v. 43, 2, p. 381-390.
- DEBRABANT P., CHAMLEY H., et FOULON J. (1984).- Paleoenvironmental implications of mineralogic and geochemical data in the Western Florida Straits (Leg 77, Deep Sea Drilling Project). *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington Govt. Print. Off., v.LXXVII, p.377-396.
- DE CIZANCOURT M. (1948).- Quelques grands foraminifères du Maastrichtien et de l'Eocène du Vénézuéla. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 18, p. 670-674.
- DE CIZANCOURT M. (1951).- Grands Foraminifères du Paléogène, de l'Eocène inférieur et de l'Eocène moyen du Vénézuéla. *Soc. géol. Fr., Mém. h.-s.*, 64, p. 1-68.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1963).- Rock forming minerals .Longmans, Green and Co. Ltd. Eds, London, 5 vol.
- DENGO G. (1953).- Geology of the Caracas Región, Venezuela. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 64, 1, p.7-40.
- DENGO G. (1972).- Review of Caribbean Serpentinities and their Tectonic Implications. *Mem. geol. Soc. Am.*, 132, p. 303-312.
- DENGO G. et BOHNENBERGER O. (1969).- Structural development of northern Central America. *Am. Ass. Petrol. Geol., Mem.* 11, p. 203-220.
- DERCOURT J., AUBOUIN J., SAVOYAT E., DESPRAIRIES A., TERRY J., VERGELY P., MERCIER J., GODFRIAUX I., FERRIERE J., FLEURY J.J., CELET P., CLEMENT B. (1977).- Compte-rendu de la Réunion Extraordinaire de la Société Géologique de France en Grèce. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, 1, p. 5-70.
- DESFORGES G. et CROS P. (1975).- Diagenèse calcaréo-dolomitique précoce en milieu pélagique profond (Quaternaire récent, Méditerranée occidentale). *Publ. IV^o Congr. Int. Sediment.*, Nice (1975), p. 19-25.
- DE SISTO J. (1960).- Correlation of the Santa Inès Group in northeastern Anzoategui. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 3, 7, p. 186-198.
- DE SISTO J. (1972).- Geologia del campo La Vieja. *Mem. IV^o Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. V, p. 2572-2592.
- DESPEYROUX Y. (1985).- Etude hydrosédimentaire de l' estuaire de la Canche (Pas-de-Calais). Thèse Doct. 3e Cycle, Univ. de Lille I, 188p..
- DE WEVER P. (1976).- La "Formation à blocs" : olistostrome chevauché par la nappe du Pinde-Olonos (Péloponnèse, Grèce). *C. r. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (D), t. 282, p. 21-23.
- DE WEVER P. et CABY R. (1981).- Datation de la base des schistes lustrés post-ophiolitiques par des Radiolaires (Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Vérán, France). *C. r. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (II), t. 292, p. 467-472.
- DIAZ de GAMERO L. (1977a).- Revisión de las unidades litoestratigráficas en Falcón central en base a su contenido de Foraminíferos planctónicos. *Mem. V^o Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1977), t. I, p. 81-86.
- DIAZ de GAMERO L. (1977b).- Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la Cuenca de Falcón, Venezuela. *Geos*, Univ. Central de Venezuela, Caracas, 22, p. 2-50.
- DIEBOLD J.B., STOFFA P.L., BUHL P. et TRUCHAN M. (1981).- Venezuela Basin crustal structure. *J. geophys. Res.*, v. 86, B-9, p. 7901-7923.
- DIDIER J., DUTHOU J.L. et LAMEYRE J. (1982).- Mantle and crustal granites : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 14, p. 125-132.
- DINKELMAN M.G. et BROWN J.F. (1977).- K/Ar geochronology and its significance to the geologic setting of La Desirade, Lesser Antilles. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 38-39.

- DONNELLY T.W. (1964).- Evolution of eastern Greater Antillean island arc. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, v. 48, 5, p. 680-696.
- DONNELLY T.W. (1973).- Magnetic anomaly observation in the eastern Caribbean Sea. *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington Govt. Print. Off., v. XV, p. 1023-1025.
- DONNELLY T.W. (1977).- Metamorphic Rocks and Structural History of the Motagua Suture Zone, eastern Guatemala. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 40-41.
- DONNELLY T.W., CRANE D. et BURKART B. (1968).- Geologic history of the landward extension of the Bartlett Trough - some preliminary notes. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965) p. 225-228.
- DONNELLY T.W., MELSON W., KAY R., ROGERS J.J.W. (1973).- Basalts and dolerites of Late Cretaceous age from the central Caribbean. *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington Govt. Print. Off., v.XV, p. 989-1011.
- DONNELLY T.W. et ROGERS J.J.W. (1978).- The distribution of igneous rocks suites throughout the Caribbean (1978). *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), H.J. MacGILLAVRY and D.J. BEETS Edrs, *Geologie Mijnb.*, v. 57, 2, p. 151-162.
- DONNELLY T.W., ROGERS J.J.W., PUSHKAR P., ARMSTRONG R.L. (1971).- Chemical evolution of the igneous rocks of the Eastern West Indies : an investigation of Thorium, Uranium and Potassium distributions, and Lead and Strontium isotopic ratios. *Mem. geol. Soc. Am.*, 130, p. 180-224.
- DOREL J. (1978).- Seismicité et structure de l'Arc des Petites Antilles et du Bassin Atlantique. Thèse Doct. Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 326 p.
- DOUGAN T.W. (1977).- The Imataca Complex near Cerro Bolivar, Venezuela. A calalkaline Archean protolith. *Precambrian Res.*, v. 3, 4, p. 237-268.
- DRAPER Gr. (1977).- Regionally metamorphosed rocks in Jamaica-some recent results of studies in metamorphism and deformation. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 44-45.
- DRAPER Gr. (1978).- Structural geology of the southeastern Blue Mountains, Jamaica. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), H.J. MacGILLAVRY and D.J. BEETS Edrs, *Geologie Mijnb.* v. 57, 2, p. 151-162.
- DUCLOZ C. et VUAGNAT M. (1962).- A propos de l'âge des serpentinites de Cuba. *Archs Sci.*, Genève, v. 15, 2, p. 209-332.
- DŻUZYŃSKI S. et WALTON E.K. (1965).- Sedimentary features of flysch and greywackes. *Developments in Sedimentology*, VIII, Elsevier, Amsterdam, 274 p.
- EDGAR N.T., EWING J.L., HENNION J. (1971).- Seismic refraction and reflection in Caribbean sea. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 55, 6, p. 833-870.
- ELDHOLM O. et MONTADERT L. (1981).- The main types of passive margins : an introduction. *XXVIe Congr. Géol. Int.*, Paris (1980), C-3, p. 7-10.
- ELLIOTT D. (1976).- The motion of thrust sheets. *J. geophys. Res.*, v. 81, 5, p. 949-963.
- ERNST W.G. (1970).- Tectonic contact between the Franciscan mélange and the Great Valley sequence -crustal expression of Late Mesozoic Benioff zone. *J. geophys. Res.*, 75, p. 886-901.
- EVANOFF J. (1951).- Geologia de la región de Altagracia de Orituco. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. 1, 3, p. 237-259.
- EWING J., TALWANI M., EWING M. (1968).- Sediment distribution in the Caribbean Sea. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965), p. 317-324.
- FAUCHER B. et SAVOYAT E. (1973).- A geological draft of the Equator Andes. *Revue Géogr. Phys. Géol. dyn.*, (2), v. XV, 1-2, p. 115-142.

- FAURE M. (1983).- Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sambagawa Belt. *J. geol. Soc. Japan*, v. 86, 6, p. 319-329.
- FEIGENSON M.D. et LEWIS J.F. (1977).- Petrography and geochemistry of the Loma de Cabrera batholith, Dominican Republic. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf., Curaçao (1977)*, p. 46-47.
- FEININGER T. (1970).- The Palestina fault, Colombia. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 81, 4, p. 1201-1216.
- FERNANDEZ A. et LABOUE M. (1983).- Développement de l'orientation préférentielle de marqueurs rigides lors d'une déformation par aplatissement de révolution. Etude théorique et application aux structures de mise en place du granite de la Margeride au voisinage du bassin de Malzieu. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXV, 3, p. 327-334.
- FERRAGNE A., PARRA M., BARDINTZEFF J.M., DESPRAIRIES A., MORIN J.C., CADET J.P. (1985).- Les cendres de l'île de La Barbade et de la Ride de La Barbade, témoins du volcanisme cénozoïque et quaternaire de l'Arc des Petites Antilles. *In Symposium "Géodynamique des Caraïbes"*, Paris (1985), A. MASCLE Edr., Eds Technip, p. 199-219.
- FERRIERE J. (1982).- Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides Internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce Continentale). *Soc. géol. N. (Lille, Publ.)*, 8, 970 p.
- FIEDLER G. (1961).- Areas afectadas por terremotos en Venezuela. *Mem. IIIr Congr. Geol. Venez., Caracas (1959)*, p. 1791-1814.
- FIEDLER G. (1972).- La liberación de energia sísmica en Venezuela, volumenes sísmicos y mapa de isosistas. *Mem. IVo Congr. Geol. Venez., Caracas (1969)*, t. IV, p. 2441-2462.
- FINK L.K., HARPER C.T., STIPP J.J. et NAGLE F. (1972).- The tectonics significance of La Desirade possible relict sea floor crust (Abstract). *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf., Margarita, Venezuela (1971)*, p. 302.
- FIRSTBROOK P.L., FUNNEL B.M., SMITH A.M. et SMITH A.G. (1979).- Paleoceanic reconstructions 160-O M.Y.. *Publ. of D.S.D.P., Nat. Sci. Found.*, 41 p..
- FLEURY J.J. (1980).- Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce Continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. géol. N., Lille, Publ.*, 4, 651 p.
- FONTEILLES M. et GUITARD G. (1964).- L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, t. 258, p. 4299-4302.
- FOUCAULT A. et RAOULT J.F. (1980).- Dictionnaire de géologie. Masson Edr. Paris, 331 p.
- FOX P.J., SCHREIBER E., HEEZEN B.C. (1971).- The geology of the Caribbean crust : Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge. *Tectonophysics*, 12, p. 89-109.
- FREELAND G.L. et DIETZ R.S. (1972).- Plate tectonic evolution of the Caribbean-Gulf of Mexico region. *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf., Margarita, Venezuela (1971)*, p. 259-264.
- FURRER M.A. (1968).- Paleontology of some limestones and calcphyllites of the Northern Range of Trinidad, West Indies. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf., Trinidad (1965)*, p. 21-24.
- FURRER M.A. (1971).- La edad de la formacion Pagüey. *Mem. IVº Congr. Géol. Venez., Caracas (1969)*, t. I, p. 405-409.
- FURRER M.A. (1972).- Fossil Tintinnids in Venezuela. *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf., Margarita, Venezuela (1971)*, p. 451-454.
- GAMERO G. et DIAZ de GAMERO L. (1963).- Estudio de una sección de referencia de las formaciones Cerro Pelado y Socorro en la región de El Saladillo, Estado Falcón. *Geos, Univ. Centr. Venezuela, Caracas*, 9, p. 7-44.
- GANSSEER A. (1974).- The Roraima Problem (South America). *Verh. Naturf. ges. basel*, v. 84, 1, p. 80-100.

- GAUDETTE H.E., HURLEY P.M., FAIRBAIN H.W., ESPEJO A., DAHLBERG E.M. (1978).- Older Guiana basement south of the Imataca Complex in Venezuela, and in Suriname. *Bull. geol. Soc. Am.*, 89, p. 1290-1294.
- GEYER O.F. (1977).- El Jurásico de las penínsulas de La Goajira (Colombia) y de Paraguana (Venezuela). *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf., Curaçao* (1977), p. 57-58.
- GIEGENGACK R., GRAUCH R. et SHAGAM R. (1976).- Geometry of late Cenozoic displacement along the Boconó fault, Venezuelan Andes. *II° Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t.II, p. 1201-1226.
- GIRARD D. (1981).- Pétrologie de quelques séries spilitiques mésozoïques du domaine Caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago. Thèse Doct. 3è Cycle, Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, 229 p.
- GIRARD D., BECK C., STEPHAN J.F., BLANCHET R., MAURY R.C. (1982).- Pétrologie, géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétaées péricaraïbes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIV, 3, p. 535-544.
- GIRARD D. et MAURY R.C. (1983).- Pétrologie d'un ensemble ophiolitique d'arc insulaire : le complexe volcano-plutonique crétaé de l'île de Tobago. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXV, 6, p. 823-836.
- GIROD M., BAILEY D.K., BAKER P.E., FISCHER R.V., MAURY R.C., ROCCI G., SCHMINKE H., UPTON B.G. (1978).- Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Eds Doin, Paris, 329 p.
- GONZALEZ de JUANA C. (1947).- Elements of diastrophic history of northeastern Venezuela. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 58, 8, p. 689-702.
- GONZALEZ de JUANA C. (1968).- Guia de la excursion geológica en la parte oriental de la Isla de Margarita (Estado Nueva Esparta). *Boln. inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, (Febrero 1968), 42 p.
- GONZALEZ de JUANA C., ITURRALDE de AROZENA J.M. et PICARD CADILLAT X. (1980).- Geologia de Venezuela y de sus cuencas petroliferas. Eds. Foninves, Caracas, 1031 p., 2 vol..
- GONZALEZ de JUANA C. et MUÑOZ N.G. (1968).- Rocas ultramáficas en la Península de Paria, Venezuela. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 11, 2, p. 19-43.
- GONZALEZ de JUANA C., MUÑOZ N.G., VIGNALI M. (1965).- Reconocimiento geológico de la parte oriental de Paria. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 8, 9, p. 255-279.
- GONZALEZ de JUANA C., MUÑOZ N.G. et VIGNALI M. (1972).- Reconocimiento geológico de la Península de Paria, Venezuela. *IV° Congr. geol. Venez.*, Caracas, (1969), t. III, p. 1549-1588.
- GONZALEZ de JUANA C., SANTAMARIA F. et NAVARRO F.E. (1974).- A few consideration on the age, origin and relations of the Dragon Gneiss, Paria Peninsula, Venezuela. *Verh. naturf. Ges. Basel*, v. 84, 1, p. 153-163.
- GONZALEZ de JUANA C. et VIGNALI M. (1972).- Rocas metamórficas e ígneas en la Península de Macanao, Margarita, Venezuela. *VIIa Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela* (1971), p. 63-68.
- GONZALEZ SILVA L.A. (1968).- Definición de la formación Urama. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. 9, 18, p. 567-568.
- GONZALEZ SILVA L.A. (1972).- Geologia de la Cordillera de la Costa, zona centro-occidental. *IV° Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. III, p. 1589-1618.
- GONZALEZ SILVA L.A. (1977).- Geologia de la Serrania del Interior (región central) y parte de los llanos de Venezuela (incluyendo parte de los Estados Carabobo, Aragua, Guárico y Cojedes. *Mem. II° Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t. III, p. 1629-1650.
- GONZALEZ SILVA L.A. et PICARD X. (1971).- Mapa geológico a escala 1 : 100 000, hoja de San Juan de Los Morros. Ministerio de Minas e Hidrorcarburos, Dirección de Geología, Caracas.
- GONZALEZ SILVA L.A. et PICARD X. (1972).- Sedimentación y aloctonia en el frente de montañas de Guárico. *Mem. VI° Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela* (1971), p. 83-88.

- GOREAU P. (1980).- Tectonics of the eastern terminus of the Cayman Trough (Caribbean). (Abstract). *XXVI^o Congr. Géol. Int.*, Paris (1980).
- GOSE W.A. (1980).- Paleomagnetic results from Mesoamerica. *Abstr. IXth Caribb. Geol. Conf.*, Santo Domingo (1980), p. 28.
- GOSE W.A. (1983).- Late Cretaceous-Early Tertiary tectonic history of central America. *J. geophys. Res.*, v. 88, B-12, p. 10385-10592.
- GOSE W.A., SCOTT G.R. et SWARTZ D.K. (1980).- The aggregation of Mesoamerica, paleomagnetic evidence. *In The Origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean*, R. PILGER Edr., Louisiana State Univ., Baton Rouge, p. 51-54.
- GOSE W.A. et SWARTZ (1977).- Paleomagnetic results from Cretaceous sedimentary rocks in Honduras. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 63-64.
- GRATEROL M. de (1972).- Petrogenesis de la peridotita de Loma de Hierro, Estado Aragua. *Mem. Via Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela* (1971), p. 329-336.
- GRATEROL V. et FONSECA A. (1978).- Gravimetria en Venezuela. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. XIII, 24, p. 235-243.
- GREEN D.M., LOCKWOOD J.P. et KISS E. (1968).- Eclogite and almandine-jadeite-quartz rock from the Goajira Peninsula, Colombia, South America. *Am. Miner.*, 83, p. 1320-1335.
- GUIDI A., CHARVET J., SATO T. et TAKIZAWA S. (1983).- Les structures tangentielles anté-Crétacé de la chaîne du Japon Sud-Ouest dans les Monts Kanto : résultats préliminaires. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (II), 298, p. 307-312.
- GUILLAUME H.A., BOLLI H.M., et BECKMANN J.P. (1972).- Estratigrafia del Cretaceo inferior en la Serrania del Interior, Oriente de Venezuela. *Mem. IV^o Congr. Geol. Venez.* (1969), t.III, p. 1619-1659.
- GUILLET P. (1982).- Etude pétrographique et microstructurale du Cerro Matasiete, Margarita. Rapport inédit, Ministerio de Energia y Minas, Caracas, 12 p., 11 fig.
- GUITARD G. (1970).- Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oillés du Massif du Canigou (Pyénées Orientales). *Bur. Rech. Géol. et Minières (Fr.)*, Mémoire 63, 353 p.
- HALL S. et YEUNG T. (1980).- A study of magnetic anomalies in the Yucatán Basin. *Trans. IXth Caribb. Geol. Conf.*, Santo Domingo (1979), p. 519-526.
- HAY W.W. et BEAUDRY F.M. (1973).- Calcareous nannofossils-Leg 15, Deep Sea Drilling Project. *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington Govt. Print. Off., v. XV, p. 625-683.
- HAY W.W., SOUTHAM J.R. et VAN VALIN R. (1977).- Carbonate compensation in the Venezuela Basin. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 67.
- HEDBERG H.D. (1937).- Stratigraphy of Rio Querecual, Venezuela. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 48, 12, p. 1971-2024.
- HEDBERG H. D. (1942).- Mesozoic stratigraphy of Northern South America. *Proc. Am. Sci. Cong. VIII*, (1940), t.IV, p. 195-227.
- HEDBERG H.D. (1950).- Geology of the Eastern Venezuelan Basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre, Eastern Guárico portion). *Bull. geol. Soc. Am.*, 61, p. 1173-1215.
- HEKINIAN R. (1971).- Petrological and geochemical study of spilites and associated rocks from St John, U.S. Virgin Islands. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, p. 659-682.
- HEKINIAN R. (1982).- Petrology of the ocean floor. Elsevier, Amsterdam, 393 p..
- HESS H.H. (1938).- Gravity anomalies and island arc structures with particular reference to the West Indies. *Proc. Am. Philos. Soc.*, 79, p. 71-96.
- HESS H.H. et MAXWELL J.C. (1953).- Caribbean Research Project. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 64, 1, p. 1-6.

- HIGGINS G.E. et SAUNDERS J.B. (1974).- Mud volcanoes - their nature and origin. *Verh. naturf. Ges. Basel*, v. 84, 1, p. 101-1052.
- HOFFMANN C. (1972).- Natural and synthetic ferroglaucofane. *Contr. Miner. and Petr.*, 34, p. 135-145.
- HOLCOMBE T.L., MATTHEWS J.E. (1973).- Structural fabric of the Venezuela Basin, Caribbean Sea. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 5, 7, p. 671.
- HOLCOMBE T.L., VOGT P.R., MATTHEWS J.E. et MURCHINSON R.R. (1973).- Evidence for sea-floor spreading in the Cayman Trough. *Earth and Planet Sci., Letters*, 20, p. 357-371.
- HOLCOMBE T.L. et SHARMAN G.F. (1983).- Post-Miocene Cayman Trough evolution : a speculative model. *Geology*, 11, p. 714-717.
- HOLLISTER C.D. et HEEZEN B.C. (1972).- Geologic effect of ocean bottom currents : western North Atlantic. *in* L.A. GORDON Edr., *Studies in Physical Oceanography*, Gordon and Breach, New York.
- HORNE G.S., CLARK G. et PUSHKAR P. (1976).- Pre-Cretaceous rocks of northwestern Honduras : Basement terrane in Sierra de Omoa. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, v. 60, 4, p. 556-583.
- HOUTZ R.E. et LUDWIG W.J. (1977).- Structure of Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiler sonobuoy measurements. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 74.
- HUBBERT M.K. et RUBEY W.W. (1959).- Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Bull. geol. Soc. Am.*, 70, p. 115-166.
- HUMBOLT A. von (1820).- Voyage aux régions équinoxiales du Nouveau Continent. Tome 4, Eds M. Mazé, Paris.
- HUNTER V.F. (1972).- A middle Eocene flysch from East Falcón, Venezuela. *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p. 126-130.
- HUNTER V.F. (1974).- The Mid-Tertiary stratigraphy unit of the southern caribbean area. *Verh. naturf. Ges. Basel*, v. 84, 1, p. 172-190.
- HUNTER V.F. (1978a).- Foraminiferal correlation of Tertiary mollus horizons of the southern Caribbean area. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), MacGILLAVRY H.G. and BEETS D.J. Edrs., *Geologie Mijnb.*, v. 57, 2, p. 99-104.
- HUNTER V.F. (1978b).- Notes on the Tertiary of Margarita Islands. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.* Curaçao (1977), MacGILLAVRY H.J. and BEETS D.J. Edrs., *Geologie Mijnb.*, v. 57, 2, p. 189-192.
- HURLEY P.M. et HESS M.H. (1968).- Basement gneiss, Cordillera de la Costa, Venezuela. *in* M.I.T. 16th Ann. Prog. Rep., p. 81.
- HUTCHINSON A.G. (1939).- A note upon the Jurassic in Trinidad, B.W.I.. *Bull. Am. Asoc. Petrol. Geol.*, v. 23, 8, p. 1243.
- ITO E. et ANDERSON A.T. (1983).- Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman Rise : petrographic and mineralogic constraints on hydrothermal processes at slow-spreading ridges. *Contrib. Miner. and Petrol.*, 82, p. 371-388.
- JARVIS H.A. (1966).- Geologia de la región de Rio Pao-Rio Tiznados, Estados Cojedes y Guárico, Venezuela. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. III, 15, p. 73-115.
- JONES L.M., WALKER P.L., KESLER S.E. et LEWIS J.F. (1969).- Strontium isotopic geochemistry of Late Cretaceous granodiorites, Jamaica and Haïti, Greater Antilles. *J. Geol.*, v. 87, 5, p. 112-116.
- JULIVERT M. (1973). Les traits structuraux et l'évolution des Andes Colombiennes. *Revue Géogr. Phys. Géol. dyn.*, v. XV, 1-2, p. 143-155.
- JUTEAU T. (1970).- Pétrogenèse des ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). Leur liaison avec une phase d'expansion océanique active au Trias supérieur. *Sci. Terre, Nancy*, v. 15, 3, p. 265-288.

- JUTEAU T. (1980).- Les grands massifs ophiolitiques de la chaîne des Taurides : structures, textures, anatomie et pétrologie comparées. Réflexion sur l'évolution pétrogénétique de ces massifs à l'aide des données de l'analyse structurale. *in* "Associations mafiques et ultramafiques dans les orogènes", Grenoble (1977), *Colloques int. Cent. natn. Rech. scient.*, 272, Ed. C.N.R.S., p. 63-78.
- JUTEAU T., MEGARD F., RAHARISON L. et WHITECHURCH H. (1977).- Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorial : nature pétrographique et position structurale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, 5, p. 1127-1132.
- KAFKA A.L. et WEIDNER D.J. (1981).- Earthquake focal mechanisms and tectonic processes along the southern boundary of the Caribbean Plate. *J. geophys. Res.*, v. 86, 13-4, p. 2877-2888.
- KAPO G. et LOPEZ V.M. (1972).- Anomalias en las cuencas carboníferas de Venezuela. *Mem. Via Conf. Geol. Caribe*, Margarita, Venezuela (1971), p. 149-153.
- KERCKHOVE C., CARON C., CHAROLLAIS J. et PAIRIS J.L. (1980).- Panorama des séries synorogéniques des Alpes Occidentales. *XXVIIe Congr. Géol. Int.*, Paris (1980), C-7, p. 234-255.
- KERDRAON Y., MASCLE A. et VILA J.M. (1985).- Vue d'ensemble sur l'évolution tectonique de Porto Rico à la lumière de reconnaissances nouvelles et d'une révision partielle du bloc du Sud-Ouest. *in* Symposium "Géodynamique des Caraïbes", Paris (1985), A. MASCLE Edr., Eds Technip, Paris, p. 305-316.
- KHUDOLEY K.M. et MEYERHOFF A.A. (1974).- Paleogeography and geological history of the Greater Antilles. *Mem. geol. Soc. Am.*, 129, p. 1-200.
- KIENAST J.R. et RANGIN C. (1982).- Mesozoic blueschists and mélange of Cedros Island (Baja California, Mexico) : a consequence of nappe emplacement or subduction ? *Earth and Planet. Sci., Letters*, 59, p. 119-138.
- KONIGSMARK T.A. (1965).- Geologia del area de Guárico septentrional.- Lago de Venezuela. *Boletín Geol. Minist. Minas Venez.*, v. VI, 11, p. 209-285.
- KORNPROBST J., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1981).- Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites : a possible discriminant between "sub-continental" and "sud-oceanic" mantle. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 53, p. 241-254.
- KOVACH A., HURLEY P.M. et FAIRBAIRN H.W. (1978).- Preliminary Rb/Sr whole rock dating of basement rocks from the Coast Range, Southern Caribbean Mountains, Venezuela. *Boletín Inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 20, 1-2-3, p. 86-89.
- KOZARY M.T. (1968).- Ultramafic rocks in thrust zones of Northwestern Oriente Province, Cuba. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 52, 12, p. 2298-2317.
- KRIJNEN J.P. et LEE CHIN A.C. (1978).- Geology of the northern, central and south-eastern Blue Mountains, Jamaica, with a provisional compilation map of the entire inlier. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), MacGILLAVRY H.J. and BEETS D.J. Edrs., *Geologie Mijnb.* v. 57, 2, p. 243-250.
- KÜGLER H.G. (1936).- Summary digest of the geology of Trinidad. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 20, p. 1439-1453.
- KÜGLER H.G. (1953).- Jurassic to recent sedimentary environments in Trinidad. *Bull. Assoc. Suisse Géol. Ing. Petrol.*, v. 20, 59, p. 27-60.
- KÜGLER H.G. (1959).- Geological Map of Trinidad and Geological Sections through Trinidad. Scale : 1 : 100 000. Petrol. Assoc. of Trinidad. Orell Füssli Arts Graph., Zürich.
- KÜGLER H.G. (1972).- The Dragon gneiss of Paria Peninsula (Eastern Venezuela). *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p. 113-116.
- KÜGLER H.G. (1974).- The geology of Patos Island (East Venezuela). *Eclog. geol. Helv.*, v. 67, 3, p. 469-478.
- LADD J. (1976).- Relative motion of South America with respect to North American and caribbean tectonics. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 87, 7, p. 969-976.

- LADD J., SMITH T.C. et TSAI C.J. (1981).- Cenozoic tectonics of Central Hispaniola and adjacent Caribbean Sea. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 65, 3, p. 466-489.
- LADD J. et WATKINS J.S. (1978).- Active margin structures within the north slope of the Muertos Trench. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, MacGILLAVRY H.J. and BEETS D.J. Edrs., *Geologie Mijnb.*, v. 57, 2, p. 255-260.
- LADD J. et WATKINS J.S. (1980).- Seismic stratigraphy of the Western Venezuela Basin. *Marine Geol.* 35, p. 21-41.
- LAJAT D., BIJU-DUVAL B., GONNARD R., LETOUZEY J. et WINNOCK E. (1975).- Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc Bético-rifain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t.XVII, 4, p. 481-485.
- LAMARE P. (1927).- Contribution à l'étude pétrographique des roches de la Cordillère Caraïbe (Vénézuéla). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXV, p. 127-162.
- LAMB J.L. et DE SISTO J. (1963).- The Morichito Formation of Northern Monagas. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 6, 9, p. 269-276.
- LAMB J.L. et SULEK J.A. (1968) Miocene turbidite in the Carapita Formation of Eastern Venezuela. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965), p. 111-119.
- LAMEYRE J. (1980).- Les magmas granitiques : leurs comportements, leurs associations et leurs sources. *Soc. géol. Fr., Mém. h.-s.*, 10, Livre Jubilaire du Centcinquantième, p.51-62.
- LAMEYRE J., AUTRAN A., BARRIERE M., BONIN B., DIDIER J., FLUCK P., FOURCADE S., GIRAUD P., JONIN J., ORSINI J.B., VIVIER G. (1980).- Les granitoïdes de France. *XXVIIe Congr. Géol. Int.*, Paris (1980), C-7, p. 51-97.
- LAMEYRE J. et BOWDEN P. (1982).- Plutonic rock types series : discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 14, p. 169-186.
- LANCELOT Y. (1980).- Birth and evolution of the "Atlantic Thetys" (central North Atlantic). *XXVIIe Congr. Geol. Int.*, Paris (1980), C-5, p. 215-223.
- LAROTTA J. (1974).- Riesgo sísmico del area Norte-Central de Venezuela. *Ia Congr. Venez. Sism. y Sismol.*, Caracas (1974), 40 p.
- LARSON R.L. et SCHLANGER S.D. (1981).- Geological evolution of the Nauru Basin, and regional implications. *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington Govt. Print. Off., v. LXI, p. 841-862.
- LAUBSCHER H.P. (1955).- Structural and petrogenetic aspects of the Baruta area in the Venezuelan Coast Range. *Ecol. geol. Helv.*, v. 48, 2, p. 329-344.
- LEAKE B.E. (1978).- Nomenclature of amphiboles. *Bull. of Mineral.*, v. 101, 4, p. 453-465.
- LEE V.I.B. et MATTSON P.H. (1974).- Metamorphosed oceanic crust or early volcanic products in Puerto Rico basement rock association. *VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Guadeloupe (1974), prépr. 12 p.
- LE GUEN de KERNEIZON M., MASCLE A., MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1979).- Les laves de La Désirade témoins d'un magmatisme de marge active : arguments minéralogiques. *Bull. Bur. Rech. Géol. et Minières (Fr.)*, s.2, (IV), 3-4, p. 285-292.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J. (1973).- Plate tectonics. *Developments in Geotectonics*, VI, Elsevier, Amsterdam, 300 p.
- LE PICHON X. et HAYES D.E. (1971).- Marginal offsets, fracture zone, and the early opening of the South Atlantic. *J. geophys. Res.*, v. 76, 26, p. 6283-6293.
- LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D. et MARCHAL M. (1982).- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 59, p. 139-154.

- LEWIS J.F., HARPER C.T., KEMP A.W., STIPP J.J. (1973).- Potassium-argon retention ages from some Cretaceous rocks from Jamaica. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 84, 1, p. 335-340.
- LIDDLE R.A. (1928).- The geology of Venezuela and Trinidad. Ed. J.P. MacGowan, Fort Worth, Texas, 552 p.
- LIDDLE R.A. (1946).- The geology of Venezuela and Trinidad. 2nd ed., Paleont. Res. Inst., Ithaca, N.Y., 890 p.
- LILLIE R.J., NELSON K.D., DE VOOGD B., BREWER J.A., OLIVER J.E., BROWN L.D., KAUFMAN S. et WIELE G.W. (1983).- Crustal structure of Ouachita Mountains, Arkansas : a model based on integration of COCORP reflection profiles and regional geophysical data. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 67, 6, p. 907-931.
- LOCKWOOD J.P. (1971).- Detrital serpentinite from the Goajira Peninsula, Colombia. *Mem. geol. Soc. Am.*, 130, p. 55-75.
- LONSDALE P. (1978).- Ecuadorian Subduction System. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 62, 12, p. 2454-2477.
- LOUBET M., MONTIGNY R., CHACHATI B., DUARTE N., LAMBRET B., MARTIN C., THUIZAT R. (1985).- Geochemical and geochronological constraints on the geodynamic development of the Caribbean Chain of Venezuela in Symposium "Géodynamique des Caraïbes", Paris (1985), A. MASCLE Edr., Eds Technip, p. 553-566.
- LOUBET M., POLVE M., RICHARD P., ALLEGRE C.J. (1980).- Geochemical studies in orogenic lherzolites : evidences about multiple magmatic events. in "Associations mafiques et ultramafiques dans les orogènes", Grenoble (1977), *Colloques int. Cent. natn. Rech. Scient.*, 272, Ed. CNRS, p. 269-277.
- LOWRIE W.L. et OPDYKE N.D. (1973).- Paleomagnetism of igneous and sedimentary samples. *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington Govt. Print. Off., v. XV, p. 1017-1022.
- MacDONALD W.D. (1968).- Estratigrafía, estructura y metamorfismo de las rocas del Jurásico superior, Peninsula de Paraguana, Venezuela. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. IX, 18, p. 441-458.
- MacDONALD W.D., DOOLAN B.L., CORDANI U.G. (1971).- Cretaceous-early Tertiary metamorphic K/Ar values from the South Caribbean. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 82.5, p. 1381-1388.
- MacDONALD W.D. et OPDYKE N.D. (1972).- Tectonic rotations suggested by paleomagnetic results from northern Colombia, South America. *J. geophys. Res.*, v. 77, 29, p. 5720-5730.
- MacGILLAVRY H.J. (1970).- Geological history of the Caribbean (I et II). *Proc. K. ned. Akad. Wet.*, (B), v. 73, 1, p. 64-83 (I), p. 84-96 (II).
- MacGILLAVRY H.J. (1974).- Detritus in the Eocene of the Island of Margarita (Venezuela). *Verh. naturf. Ges. Basel*, v. 84, 1, p. 191-201.
- MacKENZIE D.B. (1960).- High-temperature alpine-type peridotite from Venezuela. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 71, 3, p. 303-317.
- MacKENZIE D.B. (1966).- Geologia de la region Norte-central de Cojedes. *Boln. Geol. Minist. Minas Venez.*, v. VIII, 15, p. 3-72.
- MacLACHLAN J.C., SHAGAM R. et HESS H.H. (1960).- Geology of the La Victoria area, Aragua, Venezuela. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 71, 3, p. 241-248.
- MACSOTAY O. (1967).- Huellas problemáticas y su valor paleoecológico en Venezuela. *Geos.*, Univ. Central de Venezuela, Caracas, 16, p. 7-79.
- MACSOTAY O. (1972a).- Observaciones sobre la edad y paleoecología de algunas formaciones de la region de Barquisimeto, Estado Lara, Venezuela. *Mem. IVo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. III, p. 1673-1689.
- MACSOTAY O. (1972b).- Significado cronológico y paleoecológico de los Amonites desenrollados de la Formación Chuspita del Grupo Caracas. *Mem. IVo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. III, p. 1703-1709.
- MACSOTAY O. (1978).- Formación Naricual : un yacimiento carbonífero de origen turbidítico proximal del Mioceno de Venezuela oriental. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. XIII, 24, p. 263-300.

- MACSOTAY O. (1980).-Mollusques benthiques du Crétacé inférieur :une méthode de corrélation entre la Téthys mésogéenne et le domaine paléo-Caraïbe (Vénézuéla).Tèse Doct.,Univ. Claude Bernard, Lyon.
- MALCOLM F.L. (1981).- Microstructures of the Cayman Trough gabbros. *J. Geol.*, v. 89, p. 675-688.
- MALFAIT B.T., DINKELMAN M.G. (1972).- Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 83, 2, p. 251-272.
- MALONEY N.J., MARLOWE J.J. et RAMSAY A.T.S. (1968).- Geologia de la Isla de Aves, Venezuela. *Boln Inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 11, 9, p. 235-242.
- MALUSKI M. (1978).- Application de la méthode Ar 40/Ar 39 aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, 4, p. 849-856.
- MALUSKI H., VERGELY P., BAVAY D., BAVAY Ph. et KATSIKATSOS G. (1981).- 39 Ar/40 Ar dating of glaucophanes and phengites in southern Euboa (Greece), geodynamic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, p. 469-476.
- MARESCH W.V. (1972).- Eclogitic-amphibolitic rocks on Isla Margarita, Venezuela : a preliminary account. *Mem. geol. Soc. Am.*, 132, p. 429-437.
- MARESCH W.V. (1973).- Metamorfismo y estructura de Margarita oriental, Venezuela. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. XII, 22, p. 3-172.
- MARESCH W.V. (1974).- Plate tectonic origin of the Caribbean Mountain System of northern South America : discussion and proposal. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 85, p.669-682.
- MARESCH W.V. (1977a).- Similarity of metamorphic gradients in time and space during metamorphism of the La Rinconada Group, Margarita Island, Margarita. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 110-111.
- MARESCH W.V. (1977b).- Experimental studies on glaucophane : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, p. 109-125.
- MARESCH W.V. (1980).- Investigaciones petrológicas y geoquímicas en metamorfitas de alta presión del Sistema Montañoso del Caribe,Venezuela. *En Nuevos resultados de la Investigación geocientífica alemana en latino-america*, Ed. Deutsche forschungsg., Bonn. y Instituto de Colaboración Científica, Tübingen, p. 75-78.
- MARTIN C.L. (1977).- Ideas sobre diversas asociaciones metamórficas y complejos ofiolíticos en la evolución del borde Sur de la Placa Tectónica del Caribe. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977).
- MARTIN de BELLIZZIA C.L. (1961).- Geologia del Macizo de El Baúl, Estado Cojedes. *Mem. IIIr Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1959), t. IV, p. 1453-1553.
- MARTIN BELLIZZIA C.L. (1968).- Edades isotópicas de rocas venezolanas. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. X, 19, p. 356-380.
- MARTIN BELLIZZIA C.L., ITURRALDE de AROZENA J.M. (1972).- Complejo ultramafico zonado de Tausabana-El Rodeo, Gabro Zonado de Siraba-Capuana y complejo subvolcánico estratificado de Santa Ana, Paraguana, Estado Falcón. *Mem. VIIIa Conf. Geol. Caribe*, Margarita, Venezuela (1971), p. 337-356.
- MASCLE A., BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J., MONTADERT L. et RAVENNE C. (1976).- Sediments and their deformations in active margins of different geological settings. *In Symposium "Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique"*, Nouméa (1976), Eds. Technip,Paris, p. 327-343.
- MASCLE A., TREMOLIERE P., WOZNIAC J., WOZNIAC M.H. (1980).- Neogene compressionnal events on the North Venezuelan Margin. *IVth Latinoamer. Geol. Congr.*, Trinidad (1979), prepr. 17 p., 8 fig.
- MATTAUER M., PROUST F. et ETCHECOPPAR A. (1978).- Linéation "a" et mécanisme de cisaillement simple lié au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, 4, p. 841-847.

- MATTAUER M., PROUST F. et TAPPONNIER P. (1980).- Tectonic mechanism of obduction in relation with high pressure metamorphism. *in* "Associations mafiques et ultramafiques dans les orogènes", Grenoble (1977), *Colloques int. Cent. natn. Rech. scient.*, 272, Ed. C.N.R.S., p. 197-201.
- MATTINSON J.M., FINK L.K. et HOPSON C.A. (1980).- Geochronologic and isotopic study of La Désirade island basement complex : Jurassic oceanic crust in the Lesser Antilles ? *Contr. Miner. and Petrol.*, v. 71, p. 237-245.
- MATTSO P.H. (1973a).- Cuba *in* "Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts", SPENCER A.M. Edr., *Geol. Soc. London*, Sp. Publ. 4, p. 625-638.
- MATTSO P.H. (1973b).- Middle Cretaceous nappes structures in Puerto Rican ophiolites and their relations to tectonic history of the Greater Antilles. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 84, p. 21-38.
- MATTSO P.H. (1973c).- Puerto Rico-Virgin Islands. *in* "Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts", SPENCER A.M. Edr., *Geol. Soc. London*, sp. Publ. 4, p. 639-661.
- MATTSO P.H. (1978).- Subduction, buoyant braking, flipping, and strike-slip faulting in the Northern Caribbean. *J. Geol.*, 87, p. 293-304.
- MATTSO P.H. et JUARBE-NEGRON I.A. (1983).- Multiple deformation in the western Cordillera de la Costa, Venezuela. *Trans. IXth Caribb. Geol. Conf.*, Santo Domingo (1980), p. 119-125.
- MATTSO P.H. et PESSAGNO E.A. (1974).- Tectonic significance of late Jurassic-Early Cretaceous radiolarian chert from Puerto Rico ophiolites. (Abstract). *Bull. geol. Soc. Am.*, v.6, 7, p. 8.
- MAURASSE F., HUSLER J., GORGES G., SCHMITT R. et DAMOND P. (1979).- Upraised caribbean sea floor below acoustic reflector B" at the Southern Peninsula of Haïti. *Geologie Mijnb.*, v.58, 1, p. 71-83.
- MAXWELL J.C. (1948).- Geology of Tobago, British West Indies. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 59, p. 801-854.
- MENENDEZ A. (1965).- Geologia del area de El Tinaco, Centro Norte del Estado Cojedes, Venezuela. *BoIn Geol. Minist. Minas Venez.*, v. VI, 12, p. 417-543.
- MENENDEZ A. (1966).- Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela. *BoIn Geol. Minist. Minas Venez.*, v. VIII, 15, p. 116-140.
- MERCIER de LEPINAY B., LABESSE B., SIGAL J. et VILA J.M. (1979).- Sédimentation chaotique et tectonique tangentielle maestrichtienne dans la presqu'île du Sud d'Haïti (île d'Hispaniola, Grandes Antilles). *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci. Paris*, (D), t. 289, p. 887-890.
- MERVOYER B. et WESTERCAMP D. (1974).- Introduction à la géologie des Petites Antilles françaises. *VII^e Conf. Géol. Caraïbe*, Guadeloupe (1974), prépr. 10 p.
- METZ H.L. (1960).- Un complejo sedimentario metamórfico sobrecorrido en el Estado Portuguesa. *Mem. III^a Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1959), t. II, p. 827-837.
- METZ H.L. (1968a).- Stratigraphy and geologic history of extreme northeastern Serrania del Interior, State of Sucre, Venezuela. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965), p. 275-292.
- METZ H.L. (1968b).- Geology of the El Pilar Fault zone, State of Sucre, Venezuela. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965), p. 293-298.
- MEVEL C., CABY R. et KIENAST J.R. (1978).- Amphibolite facies conditions in the oceanic crust : example of amphibolitized flaser-gabbro and amphibolite from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). *Earth and Planet. Sci. Letters*, 39, p. 98-108.
- MICHARD A. (1969).- Les dolomies. Une revue. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, v. 22, 1, p. 3-92.
- MILLAN G. et SOMIN M. (1975).- El metamorfismo del complejo vulcanogeno cretácico en los alrededores del Escambray. *Acad. Cienc. Cuba, Serv. geol.*, 18, p. 3-8.

- MIRO ORELL M. de (1974).- Morfología submarina y sedimentos marinos recientes del margen continental del Nororiente de Venezuela. *Cuadernos Azules*, 14, 230 p.
- MITCHUM R.M., VAIL P.R. et THOMPSON S. (1977).- The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. in *Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*, C.E. PAYTON Edr., *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Mem. 26, p. 53-62.
- MIYASHIRO A. (1957).- The chemistry, optics, and genesis of the alkali-amphiboles. *J. Fac. Sc. Tokyo Univ.*, 11, p. 51-83.
- MOLNAR P. et SYKES L.R. (1969).- Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 80, 9, p. 1639-1686.
- MONTENAT C. et SEILACHER A. (1978).- Turbidites messiniennes à Helminthoïdes et Paleodyction du Bassin de Vera (Cordillères Beltiques orientales). Indications paléobathymétriques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX, 3, p. 319-322.
- MONGER J.W.H. (1984).- Cordilleran tectonics : a canadian perspective. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXVI, p. 255-278.
- MOORE E.M. et MacGREGOR D. (1972).- Types of alpine ultramafic rocks and their implications for fossil plate interactions. *Mem. geol. Soc. Am.*, 132, p. 209-223.
- MOODY J.D. et HILL M.J. (1956).- Wrench-fault tectonics. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 67, p. 1207-1246.
- MORGAN B.A. (1969).- Geología de la región de Valencia, Carabobo, Venezuela. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. X, 20, p. 3-136.
- MORGAN B.A. (1970).- Petrology and mineralogy of eclogite and garnet amphibolite from Puerto Cabello Venezuela. *J. Petrology*, v. II, 1, 101-145.
- MOTICSKA P. (1972).- Geología del Archipiélago de Los Frailes. *Mem. VIa Conf. Geol. Caribe*, Margarita, Venezuela (1971), p. 69-73.
- MUESSIG K.W. (1978).- The central Falcón igneous suite, Venezuela : alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), MacGILLAVRY H.J. and BEETS D.J. Edrs, *Geologie Mijnb.*, v. 57, 2, p. 261-266.
- MUÑOZ N.G. (1973).- Geología sedimentaria del flysch eoceno de la isla de Margarita (Venezuela). *Geos*, Univ. Central de Venezuela, Caracas, 20, p. 5-64.
- MUÑOZ N.G. (1976).- Contornita y su importancia en facies marinos profundos (ejemplo del paleogeno de Venezuela). *Mem. II° Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t. II, p. 1097-1101.
- MUÑOZ N.G. et FURRER M. (1976).- Cretaceo alóctono en el Eoceno de Margarita, Venezuela. *Mem. II° Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t. II, p. 1321-1323.
- MURANY E.E. (1972).- Structural analysis of the Caribbean Coast Interior Range of Venezuela. *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p. 195-198.
- MURRAY C.G. (1972).- Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type : feeder pipes of andesitic volcanoes. *Mem. geol. Soc. Am.*, 132, p. 313-335.
- MURRAY C.G. (1973).- Estudios petrológicos de complejos ultramáficos zonados en Venezuela y Alaska. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. XII, 22, p. 173-279.
- MUTTI E. (1977).- Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24, p. 107-131.
- MUTTI E. et RICCI-LUCCHI F. (1974).- La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVI, 6, p. 577-582.
- NAGLE F. (1974).- Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 85, 9, p. 1461-1465.

- NAGLE F., ERLICH R.N. et CANOVI C.J. (1978).- Caribbean dredge haul compilation : summary and implication. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), MacGILLAVRY H.J. and BEETS D.J. Edrs, *Geologie Mijnb.*, v. 57, p. 267-270.
- NAVARRO E. (1972).- Equilibrio químico entre granate y piroxenos coexistentes en rocas eclogíticas, Macanao, Estado Nueva Esparta, Venezuela. *Mem. VIa Conf. Geol. Caribe*, Margarita, Venezuela (1971), p. 327-328.
- NAVARRO E. (1976).- On facita proveniente de las rocas eclogíticas de Margarita, Estado Nueva Esparta. *Geos*, Univ. Central de Venezuela, Caracas, 21, p. 8-11.
- NAVARRO E. (1977).- Eclogitas de Margarita : evidencias de polimetamorfismo. *Mem. Vº Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1977), t. II, p. 651-662.
- NAVARRO E. (1983).- Petrologia y petrogenesis de las rocas metavolcánicas del Grupo Villa de Cura. *Geos*, Univ. Central de Venezuela, Caracas, 28, p. 170-317.
- NELSON A.E. (1968).- Trends of cretaceous volcanism in North-central Puerto Rico. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965), p. 235-242.
- NEUMAN de GAMBOA A. et GONZALEZ de JUANA C. (1966).- Depositos de yeso en la Peninsula de Paria, Estado Sucre, Venezuela. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v.9, 5, p. 125-135.
- NEWCOMB W.E. (1978).- Retrograde cataclastic gneiss north of Motagua fault zone, east-central Guatemala. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), MacGILLAVRY H.J. and BEETS D.J. Edrs., *Geologie Mijnb.*, v. 57, 2, p. 271-276.
- NICOLAS A. (1984).- Principes de tectonique. Eds Masson, Paris, 196p..
- NICOLAS A., BOUDIER F. et BOUCHEZ J.L. (1980).- Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. *Am. J. Sc.*, v. 280-A, p. 192-210.
- NICOLAS A. et JACKSON E.D. (1972).- Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, 52, p. 479-495.
- NISBET E.G. et PEARCE J.A. (1977).- Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Miner. and Petrol.*, 63, p. 149-160.
- NUR A. (1984).- Oceanic plateaus and accreted terranes: the view from Western North America. *Annl Soc. géol. N. (Lille)*, t. CXIII, 2-3, p. 377-386.
- ODIN G.S. (1982).- The Phanerozoic time scale revisited. *Episodes*, 3, p. 3-8.
- ODIN G.S. et CURRY D. (1981).- L'échelle numérique des temps paléocènes en 1981. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, (II), t. 293, p. 1003-1006.
- ODIN G.S. et KENNEDY W.J. (1982).- Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci. Paris*, (II), t. 294, p. 383-386.
- OLMETA M.A. (1968).- Determinación de edades isotópicas de rocas de Venezuela. *Boln. Geol. Minist. Minas Venez.*, v.9, 19, p. 301-355.
- OSUNA S. et BAJO de OSUNA R. (1977).- Tectónica gravitacional del frente de montañas comprendido entre El Pao y San Carlos, Estado Cojedes. *Mem. IIº Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t. III, p. 1651-1655.
- OSBURGH E.R. (1965).- Geologia de la región oriental del Estado Carabobo, Venezuela. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. VI, 11, p. 113-208.
- OSBURGH E.R. et TURCOTTE D.L. (1970).- Thermal structure of island arc. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 81, p. 1665-1688.
- PATTERSON J.M. et WILSON J.E. (1953).- Oilfields of Mercedes region, Venezuela. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 37, 12, p. 1705-2733.

- PAUTOT G., TRUILLET R. et HOFFERT M. (1975).- "Tubotomaculum" et nodules de manganèse. Comparaison d'objets énigmatiques fossiles avec des concrétions d'océans actuels. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVII, 1, p. 25-37.
- PEETERS L.(1969).-Les relations entre l' évolution du Lac de Valencia(Vénézuéla) et les paléoclimats du Quaternaire.*Revue Géogr. Phys. Géol.dyn.*,v.XII,2,p.157-160.
- PEIRSON A.L. (1963).- Galera Member of the Quebradón Formacion. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v.6, 5, p. 141-150.
- PEIRSON A.L. (1965).- Geology of the Guárico Mountain Front. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 8, 7, p. 183-212.
- PEIRSON A.L., SALVADOR A., STAINFORTH R.M. (1966).- The Guárico Formation of North-central Venezuela. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v.9, 7, p. 183-224.
- PELLETIER B.,STEPHAN J.F.,BLANCHET R.,MÜLLER C.,et HU H.N.(1985).-L'émergence d' une zone de collision active à la pointe Sud de Taiwan(péninsule d'Hengohun):tectoniques superposées et mise en évidence d'une obduction Miocène moyen. *Bull. Soc. géol. Fr.*,(8),t.I,2,p.161-172.
- PERRODON A. (1983).- Rifts et ressources énergétiques fossiles. *Bull. Centres Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, v. 7, 1, p. 129-135.
- PETER G. (1972).- Geologic structures offshore North-central Venezuela. *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p. 183-194.
- PETER G. et WESTBROOK G. (1976).- Tectonics of Southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 60, 7, p. 1078-1106.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. (1973).- Sand and sandstone. Eds Springer-Verlag, New-York, 618 p.
- PIBURN M.D. (1968).- Metamorfismo y estructura del Grupo Villa de Cura, Venezuela septentrional. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. IX, 18, p. 183-289.
- PICARD X. et PIMENTEL N. (1968).- Geologia de la Cuenca de Santa Lucia-Ocumare del Tuy. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. IX, 19, p. 263-296.
- PINET P.R. (1972).- Diapirlike features offshore Honduras : implications regarding tectonic evolution of Cayman Trough and central America. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 83, p. 1911-1922.
- PINET P.R. (1975).- Morphology of northern Honduras, northwestern Caribbean Sea. *Deep Sea Res.*, 23, p. 839-847.
- PINET R., LAJAT D., LE QUELLEC P., et BOUYASSE Ph. (1985).-Structure of Aves Ridge and Grenada Basin from multichannel seismic data. *In Symp. "Géodynamique des Caraïbes"*,Paris (1985), A. MASCLE Edr, Eds Technip, p.53-64.
- PITCHER W.S. (1982).- Granite type and tectonic environment. *In "Mountain building processes"*, K.G. HSÜ Edr., London Acad. Press, p. 19-40.
- PONS J. (1983).- Interprétation et utilisation des diverses structures et architectures de plutons basiques et acides. Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXV, 3, p. 349-356.
- POTTER H.C. (1972).- Comments on the geology of northwestern Trinidad in relation to the geology of Paria, Venezuela.*Trans. VIth Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p. 178-181.
- POTTER H.C. (1976).- Type sections of the Maraval, Maracas, and Chancellor formations in the Caribbean Group of the Northern Range of Trinidad. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Guadeloupe (1974), p. 505-527.
- PRICE R. et MOUNTJOY E.W.(1970).-Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains. *Sp. Pap. Geol. Assoc. Can.*,6,p.7-25.

- PRIEM H.N.A., BEETS D.J., BOELRIJK N.A.I.M., HEBEDA E.H., VERDURHEN E.A.T. et VERSCHURE R.H. (1978).- Sb-Sr evidence for episodic intrusion of the Late Cretaceous tonalitic batholith of Aruba, Netherlands Antilles. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), H.J. MacGILLAVRY and D.J. BEETS Edrs, *Geologie Mijnb.*, v. 57, 2, p. 293-296.
- PUDSEY C.J. et READING H.G. (1982).- Sedimentology and structures of the Scotland District Group, Barbados. in "Trench-forearc geology", LEGGETL J.K. Edr., *Geol. Soc. London, Sp. Publ.* 10., p. 291-308.
- RENARD V., AUBOUIN J., LONSDALE P., et STEPHAN J.F. (1980).- Premiers résultats d'une étude de la fosse d'Amérique Centrale au sondeur multifaisceau (Seabeam). *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, (D)*, t. 291, p. 137-142.
- RENZ H.H. (1955).- Some Upper Cretaceous and Lower Tertiary Foraminifera from Aragua and Guárico, Venezuela. *Micropaleontology*, 1, p. 52-71.
- RENZ O. (1959).- Estratigrafia del Cretaceo en Venezuela occidental. *Bolet. Geol. Minist. Minas Venez.*, Caracas, v. 5, 10, p. 3-48.
- RENZ O. et GALEA ALVAREZ F.A. (1979).- Two new ammonite genera from the Lower Turonian of Venezuela. *Eclog. geol. Helv.*, v. 72, 3, p. 973-979.
- RENZ O et SHORT K.C. (1960).- Estratigrafia de la region comprendida entre El Pao y Acarigua, Estados Cojedes y Portuguesa. *Mem. IIIr Congr. Geol. Venez.*, Caracas, t. I, p. 277-315.
- RESTREPO J.J. et TOUSSAINT J.F. (1974).- Obducción cretacea en el Occidente Colombiano. *Anls Fac. Nac. Medellín*, 58, p. 73-106.
- RINGWOOD A.E. (1982).- Phase transformation and differentiation in subducted lithosphere : implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis, and crustal evolution. *J. Geol.*, v. 90, p. 611-643.
- ROBIN C. et TOURNON J. (1978).- Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. *Can. J. Earth Sci.*, v. 15, 10, p. 1633-1641.
- ROCCI G. (1980).- Ophiolites 80 : une formation géologique élevée au rang de marqueur géodynamique. *Soc. géol. Fr., Mem. h.-s.* 10, Livre Jubilaire 1830-1980, p. 39-50.
- ROD E. (1956).- Strike-slip faults of Northern Venezuela. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 40, 3, p. 457-476.
- RODRIGUEZ D. (1972).- Geologia de la region de Choroni-Colonia Tovar y Lago de Valencia. (Resumen y mapa). *Mem. IVo Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. III, p. 1783-1784.
- RODRIGUEZ N., PEREZ J. et GRATEROL V.R. (1977).- Estudios geofísicos en el Complejo de Loma de Hierro, Estado Aragua, Venezuela. *IIº Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t. IV, p. 2883-2890.
- RODRIGUEZ S.E. (1977a).- Halos de alteracion asociados con sulfuros masivos tipo Zn-Cu-Ba ubicados en el complejo volcánico de Villa de Cura, Estados Guárico y Aragua. *Mem. Vº Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1977), t. III, p. 1083-1099.
- RODRIGUEZ S.E. (1977b).- Relaciones entre estructuras y mineralización de metales base en el Grupo Villa de Cura, Guárico septentrional. *Mem. IIº Congr. Geol. Latinoamer.*, Caracas (1973), t. V, p. 3903-3922.
- ROOBOL M.J. (1972).- The volcanic geology of Jamaica. *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p. 100-107.
- ROSALES H. (1960).- Estratigrafia del Cretaceo-Paleoceno-Eoceno de la Serrania del Interior, Oriente de Venezuela. *Mem. IIIr Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1959), t. II, p. 471-495.
- ROSALES H. (1967).- Guia de la excursion geológica : Geologia del area Barcelona-Rio Querecual (Estado Anzoátegui). *Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, Febrero 1967, 20 p.
- ROSSI T., BLANCHET R., STEPHAN J.F., HERNANDEZ G. (1985).- Un transect de la Serrania del Interior Oriental (Venezuela) du Golfe de Cariaco du Bassin de Maturin. *Abstr., Symposium "Géodynamique des Caraïbes"*, Paris (1985).

- ROUBAULT M. (1963).- Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Ed. Lamarre-Pointat, Paris, 365 p.
- SALVADOR A. (1964).- Proposed simplification of the stratigraphic nomenclature in the Eastern Venezuela Basin. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 6, 7, p. 153-202.
- SALVADOR A. et STAINFORTH R.M. (1968).- Clues in Venezuela to the geology of Trinidad and vice versa. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965), p. 31-40.
- SANCHO J. (1985).- Grands traits structuraux et sédimentaires du Bassin des Guyanes. Abstr. Symposium "Géodynamique des Caraïbes", Paris (1985).
- SANTAMARIA F. et SCHUBERT C. (1975).- Geoquímica y geocronología del contacto entre las placas del Caribe y America del Sur (Venezuela septentrional). *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 18, 1, p. 1-38.
- SAUNDERS J.B. (1972).- Recent paleontological results from the Northern Range of Trinidad. *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p. 455-460.
- SAUNDERS J.B. (1974).- Trinidad. *in* Mesozoic and Cenozoic Belts, SPENCER A.M. Edr., *Geol. Soc. London*, Sp. Publ. 4, p. 671-682.
- SAUNDERS J.B., BERNOUILLI D. et MARTIN-KAYE P.H.A. (1980).- Late Eocene deep water clastics in Grenada, W.I. . *IVth Latinoamer. Geol. Congr.*, Trinidad (1979), preprint, 12 p., 8 fig., 4 pl.
- SAUNDERS J.B., EDGAR N.T., DONNELLY T.W. et HAY W.W. (1973).- Cruise synthesis. Leg 15. *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington Govt. Print. Off., v. XV, p. 1077-1111.
- SCHLANGER S.O. et JENKINS H.C. (1976).- Cretaceous anoxic events : causes and consequences. *Geologie Mijnb.*, v. 55, 3-4, p. 179-184.
- SCHOLLE P.A. (1978).- Carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 27, 241 p.
- SCHUBERT C. (1971).- Metamorphic rocks of the Araya Peninsula, Eastern Venezuela. *Geol. Rdsch.*, v. 60, 4, p. 1571-1600.
- SCHUBERT C. (1972).- Geologia de la Peninsula de Araya, Estado Sucre. *Mem. IVº Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. III, p. 1823-1882.
- SCHUBERT C. et MOTICKA P. (1973a).- Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el Mar Caribe entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales); I-Islas Occidentales. *Acta cient. venez.*, 23, p. 210-223.
- SCHUBERT C. et MOTICKA P. (1973b).- Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el Mar Caribe entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales); II-Islas Orientales y Conclusiones. *Acta Cient. Venez.*, 24, p. 19-31.
- SCHWARTZ D.P. (1972).- Petrology and structural geology along the Motagua Fault Zone, Guatemala. (Abstract). *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p. 299.
- SEIDERS V.M. (1965).- Geologia de Miranda central, Venezuela. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. VI, 12, p. 289-416.
- SEIJAS (1972).- Geologia de la región de Carúpano. *Mem. IVº Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. III, p. 1887-1923.
- SEILACHER A. (1967).- Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5, p. 413-428.
- SELLIER de CIVRIEUX J.M. (1951).- Apéndice micropaleontológico, región de Altigracia de Orituco. *Boln Geol. Minist. Minas Venez.*, v. I, 3, p. 260-264.
- SHAGAM R. (1960).- Geology of central Aragua. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 71, 3, p. 249-302.

- SHAGAM R. (1975).- The northern termination of the Andes. *In* The Ocean Basins and Margins, A.E. M. NAIRN and F.C. STEHLI Edrs., III, The Gulf of Mexico and the Caribbean, p.325-420.
- SHAGAM R. et HARGRAVES R.B. (1970).- Geologic and paleomagnetic study of permo-carboniferous red-beds (Sabaneta y Merida facies), Venezuelan Andes. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 54, 12, p. 2336-2348.
- SHELTON J.W. (1984).- Listric normal faults : an illustrated summary. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 68, 7, p. 801-815.
- SIFONTES R.S. et SEIJAS F.S. (1972).- Geologia del Morro de La Esmeralda, Distrito Rivero, Estado Sucre. *Mem. Via Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela* (1971), p. 117-120.
- SIGURDSSON M., SPARKS R.S.J., CAREY S.N. et HUANG T.C. (1979).- Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles Arc. *J. Geol.*, 88, p. 523-540.
- SILVER E.A., CASE J., MacGILLAVRY H.J. (1975).- Geophysical study of the Venezuelan Borderland. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 86, 2, p. 213-226.
- SKERLEC G.M. et HARGRAVES R.B. (1980).- Tectonic significance of paleomagnetic data from Northern Venezuela. *J. geoph. Res.*, v. 85, B-10, p. 5303-5314.
- SMITH A.G. et BRIDEN J. (1977).- Mesozoic-cenozoic paleocontinental maps. Cambridge Univ. Press.
- SMITH R.J. (1953).- Geology of the Los Teques-Cua region, Venezuela. *Bull. geol. Soc. Am.*, v.63, 1, p. 41-64.
- SOMIN M.L. et MILLAN G. (1973).- Generalidades sobre la geologia de los complejos metamorficos de Cuba. Informe mimeogr., 2 p..
- SOULAS J.P.(1985).-Limite méridionale de la plaque Caraïbe - Néotectonique et tectonique récente au Vénézuéla et régions voisines.Abstr. Symp."Geodynamique des Caraïbes",Paris(1985).
- SOUQUET P., DEBROAS E. (1980).- Tectogenèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. *XXVIIe Congr. Géol. Int.*, Paris (1980), C-7, p. 213-231.
- SPEED R.C.(1981).-Geology of Barbados :implications for an accretionary origin.*XXVIIe Congr. Géol. Int.*,Paris(1980),C-3,p.259-265.
- SPENA F., FURRER M. et URBANI F. (1977).- Fósiles en las rocas metamórficas de la región de Biron-go-Capaya, Barlovento, Estado Miranda. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v.19, 4, p. 169-184.
- STAINFORTH R.M. (1971).- La Formación Carapita de Venezuela oriental. *Mem. IVº Congr. Geol. Venez. Caracas* (1969), t. I, p. 433-463.
- STEEN D., VUAGNAT M. et WAGNER J.J. (1980).- Early deformations in Montgenèvre gabbros. *In* "Associations mafiques et ultramafiques dans les orogènes", Grenoble (1977), *Colloques int. Cent. Natn. Pech. scientif.*, 272, Ed. C.N.R.S., p. 97-103.
- STEIN S., ENGELN J.F., WIENS D.A., SPEED R.C. et FUJITA K. (1982).- Subduction, seismicity and tectonics in the Lesser Antilles Arc. *J. geophys. Res.*, v. 87, B-10, p. 8642-8664.
- STEPHAN J.F. (1977a).- El contacto Cadena Caribe-Andes meridionales entre Carora y El Tocuyo (Estado Lara). *Mem. Vº Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1977), t. II, p. 789-816.
- STEPHAN J.F. (1977b).- Una interpretación de los complejos con bloques asociados a los flyschs Paleoceno-Eoceno de la Cadena Caribe Venezolana : el emplazamiento submarino de la Napa de Lara. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 199-200.
- STEPHAN J.F. (1978).- Les déformations cénozoïques au niveau de la Transversale de Barquisimeto (Chaîne Caraïbe Vénézuélienne). *Soc. géol. Fr.*, 6e Réunion. *Ann. Sc. de la Terre*, Orsay, p. 377.
- STEPHAN J.F. (1980).- Un jalon de la suture Jurassique supérieur-Eocretacé dans la Chaîne Caraïbe occidentale : les ophiolites dissociées de Siquisique, Vénézuéla. *Soc. géol. Fr.*, 8e Réunion. *Ann. Sc. de la Terre*, Marseille, p. 332.

- STEPHAN J.F. (1982).-Evolution géodynamique du domaine caraïbe, Andes et Chaîne Caraïbe sur la Transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). Thèse Doct. Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 512 p.
- STEPHAN J.F. (1985).- Andes et Chaîne Caraïbe sur la Transversale de Barquisimeto (Vénézuéla); évolution géodynamique. *In* Symposium "Géodynamique des Caraïbes", Paris (1985), A. MASCLE Edr, Eds. Technip, p. 505-530.
- STEPHAN J.F., BECK C., BELLIZZIA A., BLANCHET R. (1980).- La Chaîne Caraïbe du Pacifique à l'Atlantique. *XXVIIe Congr. Géol. Int.*, Paris (1980), C-5, p. 38-59.
- STEPHAN J.F., BECK C., et MACSOTAY O. (1977).- Reflexiones sobre unas facies conglomeráticas marinas en el Albiense del Norte de Venezuela. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 201-202.
- STEPHAN J.F., BLANCHET R., MERCIER de LEPINAY B. (1985).- Les festons nord et sud-caraïbes (Hispaniola-Porto Rico; Panama et Colombie-Vénézuéla) : des pseudo-subductions induites par le raccourcissement Est-Ouest du bâti continental péri-Caraïbe. *In* Symposium "Géodynamique des Caraïbes", Paris (1985), A. MASCLE Edr., Eds Technip, p. 35-52.
- STOFFA P.L., MAUFFRET A., TRUCHAN M. et BUHL P. (1981).- Sub-B" layering in the Southern Caribbean : the Aruba Gap and Venezuela Basin. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 53, p. 131-146.
- STRECKEISEN A. (1974).- Classification and nomenclature of plutonic rocks. (I.U.G.S. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks). *Geol. Rdsch.*, v. 63, 2, p. 773-786.
- STROUP J.B. et FOX P.J. (1981).- Geologic investigations in the Cayman Trough : evidence for thin oceanic crust along the Mid-Cayman Rise. *J. geol.*, 8, p. 395-420.
- TAPPONNIER P. (1982).- Profil Mâcon-Moutiers. *In* Programme E.C.O.R.S., I.F.P. et I.N.A.G., Paris, p. 39-43.
- TARDY M. (1980).- Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique. Thèse Doct. Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 459 p.
- TAYLOR G.C. (1960).- Geologia de la Isla de Margarita. *Mem. IIIr Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1959), t. II, p. 838-894.
- TERRY J. (1974).- Ensembles lithologiques et structures internes du cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Construction d'un modèle pétrogénétique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVI, 2, p. 204-216.
- THAYER T.P. (1972).- Gabbro and epidiorite versus granulite and amphibolite : a problem of the ophiolite assemblage. *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p. 315-320.
- THAYER T.P. et BROWN C.E. (1961).- Is the Tinaquillo, Venezuela "pseudogabbro" metamorphic or magmatic ? *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 72, p. 1565-1607.
- THERY J.M. (1982).- Constitution du Nord-Ouest du Continent Sud-Américain avant les tectoniques andines. Thèse Doct., Univ. de Bordeaux III, 434 p., 20 cartes h.-t..
- THIEBAULT F. (1982).- Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). *Soc. géol. N. (Lille)*, Publ. 6, 574 p.
- TOBISCH O.T. (1968).- Gneissic amphibolite at Las Palmas, Puerto Rico, and its significance in the early history of the Greater Antilles island arc. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 79, p. 557-574.
- TOURNON J. (1984).- Magmatisme du Mésozoïque à l'actuel en Amérique Centrale : l'exemple du Costa Rica, des ophiolites aux andésites. Thèse Doct. Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 335 p..
- TOUSSAINT J.F. et RESTREPO J.J. (1978).- Edad K/Ar de dos rocas básicas del flanco Noroccidental de la Cordillera Central (Resumen). *Publ. Esp. Geol.*, 15, Depart. Cienc. de la Tierra, Univ. Nac. Medellín.

- TRECHMAN C.T. (1935).- Fossils from the Northern Range of Trinidad. *Geol. Mag.*, v. 72, 850, p.166-175.
- TSCHANZ C.M., MARVIN R.F., CRUZ J.B., MEHNERT H.H., CIBULA G.R. (1974).- Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 85, 2, p.273-284.
- URBANI F.P. (1969).- Primera localidad fosilifera del Miembro Zenda de la Formacion Las Brisas : Cueva El Indio, La Guaira, Estado Miranda. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 12, p. 447-449.
- URBANI F.P. (1972).- Geologia del granito de Guaremal y rocas asociadas, Estado Carabobo. *Mem. IV° Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. IV, p. 2340-2374.
- URBANI F.P. (1973).- Nota sobre el hallazgo de fósiles en rocas metamorficas de la parte central de la Cordillera de la Costa. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, v. 16, 4-5-6, p. 41-53.
- URBANI F.P. et FURRER M.A. (1977).- Radiolarios en mármoles de la Quebrada Yaguapa, Suroeste de Capaya, Estado Miranda. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min y Petrol.*, v. 19, 4, p. 177-183.
- URBANI F.P. et QUESADA A.E. (1972).- Migmatitas y rocas asociadas del area de La Sabana, Cordillera de la Costa. *Mem. IV° Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. V, p. 2375-2400.
- UYEDA S. (1977).- Some basic problems in the trench-arc-back arc system. *In Island arcs, deep-sea trenches, and back arc basins. Maurice Ewing series, I, TALWANI M. and PITMAN W. C. Edrs, Am. geohys. Un. Sp. Pap.*, 48, p.1-13.
- VALERY P., NELY G., MASCLE A., BIJU-DUVAL B., LE QUELLEC P., BERTHON J.L. (1985).- Structure et croissance d' un prisme d'accrétion tectonique proche d'un continent : la Ride de la Barbade au Sud de l'arc antillais. *In Symp. "Géodynamique des Caraïbes", A.MASCLE Edr., Eds Technip*, p.173-185.
- VAN ANDEL T.H., THIEDE J., SCLATER J.G. et HAY W.W. (1977).- Depositional history of the South Atlantic during the last 125 million years. *J. Geol.*, v.86, p.651-698.
- VAN DEN BERGHE B. (1984).- Décrochement sénestre sud-haïtien : analyses structurales dans le Massif de La Selle-Bahoruco (presqu'île du Sud d'Hispaniola, Grandes Antilles). *Annls Soc. géol. N. (Lille)*, t. CIII, 2-3, p. 317-323.
- VAN DEN BOLD W. (1972).- Ostracodos del post-Eoceno de Venezuela y de regiones vecinas. *Mem. IV° Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. II, p.999-1060.
- VAN DEN BOLD W.A. (1974).- Ostracode correlation of brackish-water beds in the Caribbean Neogene. *Trans. VIIth Caribb. Geol. Conf.*, Guadeloupe (1974), p. 169-175.
- VASQUEZ E.E. et DICKEY P.A. (1972).- Major faulting in North-Western Venezuela and its relation to global tectonics. *Trans. VIe Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p.295-298.
- VELDE B. (1965).- Phengitic micas : synthesis, stability and natural occurrence. *Am. J. Sc.*, 263, p. 886-913.
- VIERBUCHEN R. (1978).- Geology of the El Pilar región, State of Sucre, Venezuela, and its tectonic implications. *Phil. Diss., Univ. of Princeton*, 169 p..
- VIGNALI M. (1972).- Analisis estructural y eventos tectónicos de la Peninsula de Macanao, Margarita, Venezuela. *Mem. VIa Conf. Geol. Caribe*, Margarita, Venezuela (1971), p. 241-246.
- VIGNALI M. (1977).- Geology between Casanay and El Pilar (El Pilar Fault zone), Estado Sucre, Venezuela. *Abstr. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), p. 215-216.
- VILA J.M. et FEINGERG H. (1982).- Les discordances successives à la terminaison sud-est de la Cordillère Centrale dominicaine : un enregistrement du calendrier tectonique d'Hispaniola (Grandes Antilles). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIV, 1, p. 153-156.

- VINCENZ S.T. (1972).- Global tectonics of the Caribbean as deduced from a paleomagnetic study of Jamaica. (Abstract). *Trans. VIth Caribb. Geol. Conf.*, Margarita, Venezuela (1971), p.300.
- VIVAS V. et CAMPOS V. (1977).- Geologia del area del Rio Batatal, Estado Miranda. *Mem. Vº Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1977), t.I, p. 349-362.
- VON DER OSTEN E.(1967).- Stratigraphy of central Lara. *Boln inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y petrol.* v.10, p.309-332.
- VON HUENE R. et AUBOUIN J. (1982).- Summary-Leg 67, Middle America Trench transect off Guatemala. *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington Govt. Print. Off., v. 775-793.
- VON HUENE R., AUBOUIN J. and Leg 67 scientific team (1980).- Leg 67 : the Deep Sea Drilling Project Mid-America Trench transect off Guatemala. *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 91, p. 421-432.
- WADGE G. et BURKE K. (1983).- Neogene caribbean plate rotation and associated central America tectonic evolution. *Tectonics*, v. 2, 6, p. 633-643.
- WADGE G. et DRAPER G. (1978).- Structural geology of the southeastern Blue Mountains, Jamaica. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf.*, Curaçao (1977), H.J. MacGILLAVRY and D.J. BEETS Edrs, *Geologie Mijnb.*, v. 57, 2, p. 339-346.
- WADGE G. et MacDONALD R. (1984).- Cretaceous tholeiites of the northern continental margin of South America : the Sans Souci formation of Trinidad. *Journ. geol. Soc. London*, sous presse.
- WADGE G. et WOODEN J.L. (1982).- Late Cenozoic alkaline volcanism in the northwestern Caribbean : tectonic setting and Sr isotopic characteristics. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 57, p. 35-46.
- WARME J.E., KENNEDY W.J., SCHNEIDERMAN N. (1973).- Biogenic sedimentary structures (trace fossils) in Leg 15 cores. *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington Govt. Print. Off., v. XV, p. 813-831.
- WEHRMANN M. (1972).- Geologia de la region de Guatire-Colonia Tovar. *Mem. IVº Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1969), t. IV, p. 2093-2121.
- WESTBROOK G.H.(1975).-The structure of the Crust and Upper Mantle in the region of Barbados and the Lesser Antilles. *Geophys. J. R. astr. Soc.*,43,p.201-242.
- WESTERCAMP D. (1979).- Diversité, contrôle structural et origines du volcanisme récent dans l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bull. Bur. Rech. Geol. et Minières (Fr.)*, v.2, (IV), 3-4, p. 211-226.
- WESTERCAMP D., ANDREIEFF P.,BOUYASSE Ph.,MASCLE A.,BAUBRON J.C.(1985).-The Grenadines,Southern Lesser Antilles. Part I,Stratigraphy and volcano-structural evolution. *In Symp."Géodynamique des Caraïbes,Paris(1985)*, A.MASCLE Edr, Eds Technip,p.109-118.
- WESTERCAMP D. et MERVOYER B. (1974).- Les séries magmatiques de La Martinique et de La Guadeloupe, Petites Antilles françaises. Rapports stratigraphiques et pétrogénétiques. *Mém. VIIe Conf. Géol. Caraïbes*, Guadeloupe (1974), p. 1-29.
- WHEELER C.B. (1960).- Estratigrafia del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental. *Mem. IIIr Congr. Geol. Venez.*, Caracas (1959), t. I, p. 407-464.
- WILSON H.H. (1974).- Cretaceous sedimentation and orogeny in Nuclear Central America. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 58, 7, p. 1348-1296.
- WINKLER H.G. (1976).- Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Eds. New-York, 334 p..
- WOLCOTT P.P. (1943).- Fossils from metamorphic rocks from the Coast Range of Venezuela. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 27, 10, p. 1632.

WOZNIAK J. (1985).- La Sierra de Falcón (Nord-Ouest Venezuela) : un exemple de déformations tertiaires et récentes en bordure de la marge caraïbe de l'Amérique du Sud. Abstract Symposium "Géodynamique des Caraïbes", Paris (1985).

ZAMBRANO E., VASQUEZ E., DUVAL B., LATREILLE M. et COFFINIERES B. (1970).- Synthèse paléogéographique et pétrolière du Vénézuéla Oriental. *Revue Inst. Fr. Pétrole*, Ed. Technip, v.XXV, 12, p. 1449-1491, p. 50-72.

.

LISTE DES FIGURES

	pages
Fig. 1.- Cadre géographique simplifié de la Chaîne Caraïbe	1
Fig. 2.- La République du Vénézuéla; découpage administratif	3
Fig. 3.- Orographie et hydrographie simplifiées du Vénézuéla septentrional	4
Fig. 4.- Principaux ensembles géologiques du Vénézuéla septentrional	7
Fig. 5.- Les "Ceintures Tectoniques" de la Chaîne Caraïbe Centrale selon BELL (1968b)..	11
Fig. 6.- Organisation géologique de la Chaîne Caraïbe et de la Terminaison Nord-Andine selon STEPHAN <i>et al</i> (1980)	13
Fig. 7.- Schéma géologique et structural de la région étudiée	17
Fig. 8.- L'avant-pays piémontin : schéma géologique et localités de référence	22
Fig. 9.- L'avant-pays piémontin : coupes transversales synthétiques	24
Fig. 10.- Coupes détaillées dans l'Oligo-Miocène de l'avant-pays piémontin	26
Fig. 11.- Coupes détaillées dans l'Oligo-Miocène de l'avant-pays piémontin (suite).....	28
Fig. 12.- L'Oligo-Miocène de l'avant-pays piémontin à l'Est d'Altagracia de Orituco; limites d'affleurement et localisation des coupes	30
Fig. 13.- Coupes détaillées dans l'Oligo-Miocène à l'Est d'Altagracia de Orituco	31
Fig. 14.- Localisation des coupes dans le Mio-Pliocène des environs d'Altagracia de Orituco	33
Fig. 15.- Coupes détaillées dans le Mio-Pliocène des environs d'Altagracia de Orituco ..	34
Fig. 16.- Relations entre les différents affleurements observés dans l'Oligo-Miocène ...	36
Fig. 17.- L'Oligo-Miocène-Pliocène, de la région étudiée à la Chaîne Intérieure Orientale; localités de référence	38
Fig. 18.- La Formation Roblecito; extension verticale et horizontale en Guárico septentrional	39
Fig. 19.- Coupes schématiques du Membre El Pilar de la Formation Quiamare sur le bord Sud-Ouest de la Chaîne Intérieure Orientale	43
Fig. 20.- Sédimentation récente et actuelle du Barlovento et de la Plateforme de Unare .	45
Fig. 21.- Localisation des coupes dans les Ecaïlles Frontales	47
Fig. 22.- Coupes détaillées dans les Ecaïlles Frontales	48
Fig. 23.- Coupes détaillées dans les Ecaïlles Frontales (suite)	50
Fig. 24.- Coupes détaillées dans les Ecaïlles Frontales (suite)	54
Fig. 25.- Coupes détaillées dans les Ecaïlles Frontales (suite)	57
Fig. 26.- Coupes détaillées dans les Ecaïlles Frontales (suite)	59
Fig. 27.- Coupe de la carrière de gypse d'El Morrito, Ecaïlles Frontales	61
Fig. 28.- Extension des calcaires Crétacé inférieur de la région d'Altagracia de Orituco, Ecaïlles Frontales, d'après BECK et FURRER (1977)	63
Fig. 29.- Carte géologique des Cerros de El Peñon, Ecaïlles Frontales	64
Fig. 30.- Localisation des coupes de Cerros de El Peñon, Ecaïlles Frontales	65
Fig. 31.- Coupes détaillées dans les Cerros de El Peñon, Ecaïlles Frontales	65
Fig. 32.- Le Crétacé des Ecaïlles Frontales; stratigraphie reconstituée hypothétique ...	71
Fig. 33.- Le Paléogène des Ecaïlles Frontales; stratigraphie reconstituée hypothétique .	72
Fig. 34.- Le Paléogène des Ecaïlles Frontales; stratigraphie reconstituée hypothétique (suite)	74
Fig. 35.- Stratigraphie simplifiée du Crétacé de la Chaîne Intérieure Orientale	77
Fig. 36.- Le Crétacé-Paléogène au Sud de l'avant-pays piémontin; données de sondage	78
Fig. 37.- Le Paléogène du bord occidental de la Chaîne Intérieure Orientale	79

Fig. 38.- Stratigraphie du Paléogène du Complexe Chacual, Ecaïlles Frontales. Extrait de PEIRSON (1965)	80
Fig. 39.- Coupe schématique du Front de Montagne en Guárico central. Extrait de PEIRSON (1965)	80
Fig. 40.- La Zone Piémontine; schéma structural et localités de référence	84
Fig. 41.- Coupe transversale synthétique de la Zone Piémontine	84
Fig. 42.- La Zone Piémontine; localisation des coupes, voies d'accès et localités de référence	86
Fig. 43.- Localisation de la coupe du Rio Taguay, Zone Piémontine	88
Fig. 44.- Coupe du Crétacé du Rio Taguay, Zone Piémontine	89
Fig. 45.- Coupe du Paléocène-Eocène inférieur du Rio Taguay, Zone Piémontine	92
Fig. 46.- Coupes dans l'Unité du Rio Taguay, Zone Piémontine	94
Fig. 47.- Stratigraphie de l'Unité du Rio Taguay, Zone Piémontine	96
Fig. 48.- Coupes dans l'Unité du Rio Orituco, Zone Piémontine	98
Fig. 49.- Coupes dans l'Unité du Rio Orituco, Zone Piémontine (suite)	101
Fig. 50.- Coupes dans l'Unité du Rio Orituco, Zone Piémontine (suite)	102
Fig. 51.- Les témoins d'Eocène moyen-supérieur discordant, Unité du Rio Orituco, Zone Piémontine	103
Fig. 52.- Exemple de séquence observée dans le flysch conglomératique, Unité de Guatopo .	106
Fig. 53.-L'affleurement de calcaire Sénonien supérieur de Las Colonias,Unité du Guatopo Zone Piémontine.....	106
Fig. 54.- Coupes de la bordure septentrionale de l'Unité du Guatopo, Zone Piémontine	108
Fig. 55.- Coupes de la bordure septentrionale de l'Unité du Guatopo, Zone Piémontine (suite)	110
Fig. 56.- Stratigraphie schématique de l'Unité de Guatopo, Zone Piémontine	113
Fig. 57.- Relations stratigraphiques et structurales entre la Zone Piémontine et l'avant-pays piémontin	116
Fig. 58.- Coupes de la bordure septentrionale de la Zone Piémontine dans le secteur de San Sebastian	118
Fig. 59.- Relations stratigraphiques entre la Zone Piémontine et les Nappes d'Aragua au droit de San Sebastian.....	119
Fig. 60.- Relations stratigraphiques et structurales entre le Zone Piémontine et les Nappes d'Aragua dans la région étudiée	120
Fig. 61.- Relations stratigraphiques dans le Sénonien supérieur-Paléocène du bord Nord de la Zone Piémontine	121
Fig. 62.- Les formations à olistolithes de la Zone Piémontine dans la Chaîne Caraïbe centrale	123
Fig. 63.- Le domaine piémontin dans son cadre paléogéographique et paléostructural à l'Eocène inférieur	126
Fig. 64.- Les grands accidents subverticaux de la Chaîne Caraïbe centrale	128
Fig. 65.- Coupes transversales de l'avant-pays piémontin à l'Est et à l'Ouest d'Altagracia de Orituco	130
Fig. 66.- Données structurales statistiques concernant l'avant-pays piémontin	133
Fig. 67.- Interprétation simplifiée de l'image radar latéral de la région d'Altagracia de Orituco-Valle Guanape, avant-pays piémontin	134
Fig. 68.- Mésostructures dans le flysch de la Zone Piémontine	136
Fig. 69.- Données structurales statistiques concernant la Zone Piémontine	137
Fig. 70.- Données structurales statistiques concernant la Zone Piémontine	138
Fig. 71.- Données structurales statistiques concernant la Zone Piémontine et l'avant-pays piémontin	139

Fig. 72.- Cinématique de la fracturation dans la Zone Piémontine et l'avant-pays piémontin	140
Fig. 73.- Interprétation simplifiée de l'image radar latéral de la région de Camatagua-Taguay, Zone Piémontine et avant-pays piémontin	142
Fig. 74.- Relations entre les grands chevauchements et les grands accidents subverticaux dans les Nappes d'Aragua	145
Fig. 75.- Contexte géologique du Graben du Tuy moyen	146
Fig. 76.- Carte géologique simplifiée du Graben du Tuy moyen	147
Fig. 77.- Coupes du Pliocène du graben du Tuy moyen	148
Fig. 78.- Données structurales statistiques concernant le graben du Tuy moyen	149
Fig. 79.- Accidents subverticaux du graben du Tuy moyen et de ses bordures	150
Fig. 80.- Modification hydrographique en liaison avec la tectonique récente dans le graben du Tuy moyen	151
Fig. 81.- Données structurales statistiques concernant le graben du Tuy moyen	152
Fig. 82.- Cinématique de la fracturation dans le graben pliocène quaternaire du Tuy moyen	153
Fig. 83.- Les Ceintures Tectoniques de la Chaîne Caraïbe centrale selon MENENDEZ (1966).	160
Fig. 84.- Coupe transversale schématique des Ceintures de Caucagua-El Tinaco, Paracotos et Villa de Cura, selon MENENDEZ (1966)	161
Fig. 85.- Les Nappes d'Aragua; limites d'affleurements et localités de référence	163
Fig. 86.- Coupe transversale synthétique de la Chaîne Caraïbe Centrale	164
Fig. 87.- Le Complexe d'El Tinaco et son prolongement oriental	166
Fig. 88.- Schéma géologique du Massif de Tinaco-Tinaquillo	167
Fig. 89.- Coupe transversale synthétique du Massif de Tinaco-Tinaquillo	169
Fig. 90.- La "Ceinture Tectonique de Caucagua-El Tinaco" dans la région étudiée	173
Fig. 91.- Localisation des coupes dans la Nappe de Caucagua-El Tinaco	175
Fig. 92.- Coupes transversales de la Nappe de Caucagua-El Tinaco entre la Victoria et Charallave	176/177
Fig. 93.- Détails de la coupe a, Nappe de Caucagua-El Tinaco	179
Fig. 94.- Détails de la coupe b, Nappe de Caucagua-El Tinaco	182
Fig. 95.- Carte géologique du secteur de Tacata, Nappe de Caucagua-El Tinaco	184
Fig. 96.- Détails de la coupe c, Nappe de Caucagua-El Tinaco	185
Fig. 97.- Localisation des affleurements représentés sur les figures 98 et 100, coupe d et environs	188
Fig. 98.- Coupes de détail du secteur La Magdalena-Sabaneta; Nappe de Caucagua-El Tinaco	189
Fig. 99.- Position d'amphiboles bleues du Gneiss de La Aguadita dans le diagramme de MIYASHIRO (1957)	191
Fig. 100.- Coupes de détail du secteur La Magdalena-Sabaneta (suite), Nappe de Caucagua-El Tinaco	192
Fig. 101.- Composition de phengites des Schistes de Tinapú dans le diagramme Si-Al-Fe + Mg	196
Fig. 102.- Localisation des coupes du secteur de La Candelaria	197
Fig. 103.- Coupes de détail du secteur de La Candelaria, Nappe de Caucagua-El Tinaco	198
Fig. 104.- La Nappe de Caucagua-El Tinaco sur le rebord Est du graben du Tuy moyen; localisation des affleurements et voies d'accès	200
Fig. 105.- Coupe transversale schématique de la Nappe de Caucagua-El Tinaco sur le versant Est du Graben du Tuy moyen (coupe e)	201
Fig. 106.- Affleurement du Complexe d'El Tinaco à l'Est de Santa Teresa del Tuy, Nappe de Caucagua-El Tinaco	202
Fig. 107.- Stratigraphie résumée de la Nappe de Caucagua-El Tinaco en Aragua oriental-Miranda occidentale	204

Fig. 108.- Positions stratigraphiques comparées des couvertures Crétacé inférieur-Sénonien inférieur de la Nappe de Caucagua-El Tinaco dans la région-type (a) et dans la région étudiée (b)	210
Fig. 109.- Position structurale des affleurements orientaux de la Fm. Tucutunemo; hypothèses	212
Fig. 110.- Déformations à l'échelle de l'affleurement; Nappe de Caucagua-El Tinaco	213
Fig. 111.- Données structurales statistiques; Nappe de Caucagua-El Tinaco	215
Fig. 112.- Données structurales statistiques; Nappe de Caucagua-El Tinaco (suite)	219
Fig. 113.- Données structurales statistiques; Nappe de Caucagua-El Tinaco (suite)	221
Fig. 114.- Données structurales statistiques; Nappe de Caucagua-El Tinaco (suite)	223
Fig. 115.- Carte géologique synthétique de la Nappe de Caucagua-El Tinaco, de la région-type au secteur étudiée	225
Fig. 116.- Géologie simplifiée des Nappes de Loma de Hierro et Villa de Cura en Aragua-Miranda	231
Fig. 117.- Coupes transversales synthétiques de la Nappe de Loma de Hierro	232
Fig. 118.- Localisation des coupes dans la Nappe de Loma de Hierro	233
Fig. 119.- Coupes dans le substratum ophiolitique, Nappe de Loma de Hierro	234
Fig. 120.- Coupes dans la série volcanosédimentaire au Rio Guare, Nappe de Loma de Hierro	237
Fig. 121.- Coupes dans la Fm. Cataurito, Nappe de Loma de Hierro	240
Fig. 122.- Coupes des affleurements septentrionaux de la Fm. Cataurito, Nappe de Loma de Hierro	242
Fig. 123.- Coupes dans le Complexe d'El Ocumo, Nappe de Loma de Hierro	244
Fig. 124.- Le Complexe d'El Ocumo; affleurement à l'Ouest de Villa de Cura	247
Fig. 125.- Coupes dans le Paléocène des environs d'Ocumare del Tuy, Nappe de Loma de Hierro	248
Fig. 126.- Relations stratigraphiques hypothétiques dans la Nappe de Loma de Hierro (Crétacé et pré-Crétacé)	251
Fig. 127.- Relations stratigraphiques hypothétiques dans la Nappe de Loma de Hierro (Paléogène)	253
Fig. 128.- Mésostructures observées dans la Fm. Cataurito, Nappe de Loma de Hierro	254
Fig. 129.- Coupe transversale synthétique de la Nappe de Villa de Cura	257
Fig. 130.- Coupes détaillées dans la Nappe de Villa de Cura	258
Fig. 131.- Amphiboles sodiques de la Fm. Santa Isabel - Gr. Villa de Cura - dans le diagramme de MIYASHIRO (1957)	262
Fig. 132.- Micas blancs de la Fm. Santa Isabel - Gr. Villa de Cura - dans le diagramme Si-Al-Fe + Mg	262
Fig. 133.- Coupe dans la Fm. Dos Hermanas, Nappe de Villa de Cura	263
Fig. 134.- Localisation des coupes au Sud de Villa de Cura	265
Fig. 135.- Coupes au Sud de Villa de Cura et aux abords du Complexe d'El Chacao, Nappe de Villa de Cura	266
Fig. 136.- Stratigraphie de la Nappe de Villa de Cura	269
Fig. 137.- Mésostructures observées dans le Gr. Villa de Cura	275
Fig. 138.- Mésostructures observées dans le Gr. Villa de Cura	276
Fig. 139.- Clinopyroxènes de la Fm. Dos Hermanas dans les diagrammes de LETERRIER <i>et al</i> (1982)	279
Fig. 140.- Paléographie et paléostructures de la marge sud-caraïbe à l'Albien; une hypothèse	283
Fig. 141.- Les contacts tectoniques majeurs séparant les Nappes d'Aragua	285
Fig. 142.- Coupe transversale des Nappes d'Aragua	286

Fig. 143.- Déformations sénoniennes et paléogènes; position schématique sur une coupe transversale	288
Fig. 144.- Les Nappes d'Aragua à l'échelle de la marge nord-vénézuélienne; coupe transversale; modèle gravimétrique de BONINI (1978)	288
Fig. 145.- Coupe schématique de la Klippe de Tiramuto, terminaison occidentale des Nappes d'Aragua	290
Fig. 146.- La Zone de La Cordillère Côtière dans la Chaîne Caraïbe centrale; limites, voies d'accès et principales localités de référence	292
Fig. 147.- Carte géologique schématique de la Zone de la Cordillère Côtière dans la région de Caracas	293
Fig. 148.- Lithostratigraphie de la Cordillère Côtière dans la région de Caracas, selon DENGO (1953)	294
Fig. 149.- Lithostratigraphie de la Cordillère Côtière dans la région de Las Trincheras selon MATTSON et JUARBE-NEGRON (1983)	295
Fig. 150.- Localités ayant fait l'objet de datations isotopiques par différents auteurs...	296
Fig. 151.- Localisation de la coupe La Victoria-Colonia Tovar	298
Fig. 152.- Coupe synthétique du versant Sud de la Cordillère Côtière dans le secteur La Victoria-Colonia Tovar	299
Fig. 153.- Stratigraphie synthétique du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Gr. Caracas) dans la partie centrale de la Cordillère Côtière	303
Fig. 154.- Corrélations stratigraphiques dans le secteur La Victoria-Paracotos-Caucagua, selon différents auteurs	305
Fig. 155.- Affleurements de la Fm. Chuspita dans le secteur de La Victoria-Paracotos	306
Fig. 156.- Les granitoïdes de la Cordillère Côtière dans le secteur Valencia-Puerto Cabello	308
Fig. 157.- Détail de la coupe du granite de Choroni	310
Fig. 158.- Représentation de quelques granitoïdes mésozoïques de la Cordillère Côtière dans le diagramme de STRECKEISEN (1974)	313
Fig. 159.- Valeurs du rapport $A_2O_3/(Na_2O + CaO + K_2O)$ pour les granites de Choroni et Guaremál	314
Fig. 160.- Coupe transversale de la Ceinture Tectonique de la Cordillère Côtière dans la région centrale, selon MENENDEZ (1966)	316
Fig. 161.- Géométrie de la déformation des granites de Guaremál, El Limón et de leur encaissant	318
Fig. 162.- Superposition schématique des déformations sur le flanc Sud de la Cordillère Côtière dans la Fm. Las Brisas (Malm)	321
Fig. 163.- Stratigraphie synthétique de la Zone de la Cordillère Côtière dans la région Valencia-Cabo Codera	322
Fig. 164.- La Zone de la Cordillère Côtière; principaux affleurements et localités de référence	325
Fig. 165.- Carte géologique schématique de la Zone de la Cordillère Côtière aux confins des Etats de Yaracuy, Lara, Carabobo et Cojedes, selon BELLIZZIA <i>et al</i> , 1976, légèrement modifié	326
Fig. 166.- Stratigraphie du corps principal de la Nappe de Lara selon STEPHAN (1977a)	328
Fig. 167.- Coupe transversale synthétique de la Nappe de Lara et de la terminaison nord-andine, selon STEPHAN <i>et al</i> (1980)	329
Fig. 168.- Schéma géologique de la Péninsule d'Araya-Paria	333
Fig. 169.- Coupe transversale schématique de la Péninsule d'Araya-Paria dans la région de Carupano, selon CAMPOS (1981)	334
Fig. 170.- Stratigraphie synthétique de la Péninsule d'Araya-Paria	335
Fig. 171.- Principaux affleurements de la Zone de la Frange Côtière-Margarita et localités de référence	343
Fig. 172.- Carte géologique des environs de Puerto Cabello; extrait de MORGAN (1970)	344

Fig. 173.- Affleurements de la Zone de la Frange Côtière-Margarita dans le secteur de Choróni	347
Fig. 174.- Affleurement d'éclogite à l'Est de Puerto Colombia	347
Fig. 175.- Carte géologique du littoral du District Fédéral, d'après WEHRMANN (1972); légèrement modifié	348
Fig. 176.- Localisation des coupes du littoral du District Fédéral	349
Fig. 177.- Coupes du littoral du District Fédéral, Zone de la Frange Côtière-Margarita ...	351
Fig. 178.- Carte géologique simplifiée de l'île de Margarita	354
Fig. 179.- Carte géologique de la Péninsule de Macanao, d'après GONZALEZ de JUANA et VIGNALI (1972, légèrement modifié	361
Fig. 180.- Coupe interprétative schématique de l'île de Margarita	371
Fig. 181.- Hypothèses sur les relations initiales entre le Domaine de la Frange Côtière-Margarita et le matériel ophiolitique actuellement associé	373
Fig. 182.- Hypothèse sur l'extension actuelle de la Zone de la Frange Côtière-Margarita et ses relations avec la Zone de la Cordillère Côtière et les Antilles Hollandaises	376
Fig. 183.- Profils transverses successifs de la marge nord-vénézuélienne	390
Fig. 184.- Profils transverses successifs de la marge nord-vénézuélienne (suite)	391
Fig. 185.- Profils transverses successifs de la marge nord-vénézuélienne (suite et fin)...	393
Fig. 186.- Les restes supposés du "tectogène paléocaraïbe"	397
Fig. 187.- Les restes supposés de l'arc insulaire Crétacé "moyen" et de son bassin arrière-arc	401
Fig. 188.- Éléments cinématiques mésozoïques-cénozoïques principaux du domaine caraïbe....	405
Fig. 189.- Géodynamique simplifiée du domaine caraïbe : configuration au Tithonique	411
Fig. 190.- Géodynamique simplifiée du domaine caraïbe : configuration à l'Hauterivien	412
Fig. 191.- Géodynamique simplifiée du domaine caraïbe : configuration à l'Albien	413
Fig. 192.- Géodynamique simplifiée du domaine caraïbe : configuration au Campanien inférieur	414
Fig. 193.- Géodynamique simplifiée du domaine caraïbe : configuration au Paléocène inférieur	415
Fig. 194.- Grands traits structuraux actuels du domaine caraïbe	416

LISTE DES TABLEAUX

	pages
Tabl. I.- L'Oligocène-Miocène-Pliocène de l'avant-pays piémontin au Sud-Ouest et au Sud de la Chaîne Intérieure Orientale; succession des formations..	40
Tabl. II.- L'Oligocène-Miocène-Pliocène de l'avant-pays piémontin dans le secteur de Valle Guanape-Puerto Píritu; succession des formations	42
Tabl. III.- Macroforaminifères de la Fm. Peñas Blancas; affleurement d'El Polo	51
Tabl. IV.- Répartition stratigraphique des Macroforaminifères du Paléocène-Eocène de la région étudiée, selon J. BUTTERLIN	73
Tabl. V.- Chronologie et géométrie des déformations cénozoïques dans la région étudiée	154
Tabl. VI.- Analyse à la microsonde électronique d'amphiboles bleues; Gneiss de La Aguadita	193
Tabl. VII.- Analyse à la microsonde électronique de lawsonite et de grenat; Schistes de Tinapú	195
Tabl.VIII.- Analyse a la microsonde électronique de micas blancs; Schistes de Tinapú	196
Tabl. IX.- Corrélations stratigraphiques proposées pour la Nappe de Caucagua-El Tinaco	206
Tabl. X.- Radiolaires de la Série Volcanosédimentaire du Rio Guare, Nappe de Loma de Hierro	236
Tabl. XI.- Analyse à la microsonde électronique d'amphiboles bleues de la Fm. Santa Isabel, Nappe de Villa de Cura	260
Tabl. XII.- Analyse à la microsonde électronique d'amphiboles bleues de la Fm. Santa Isabel, Nappe de Villa de Cura	261
Tabl.XIII.- Analyse à la microsonde électronique de mica blanc de la Fm. Santa Isabel, Nappe de Villa de Cura	262
Tabl. XIV.- Analyse à la microsonde électronique de stilpnomélane de la Fm. El Caño, Nappe de Villa de Cura	26.
Tabl. XV.- Ages K/Ar sur roches totales de laves des Nappes d'Aragua; travaux de H. BELLON	281
Tabl. XVI.- Ages isotopiques concernant la Zone de la Cordillère Côtière	296
Tabl.XVII.- Evènements magmatiques, métamorphiques, et tectoniques, dans la Zone de la Cordillère Cotière.....	324
Tabl.XVIII.-Relations stratigraphiques entre la Péninsule d'Araya-Paria et la Northern Range de Trinidad	336
Tabl. XIX.- Stratigraphie de la partie orientale de l'île de Margarita	355
Tabl. XX.- Ages isotopiques concernant la Zone de la Frange Côtière-Margarita	358
Tabl. XXI.- Stratigraphie de la Péninsule de Macanao (Margarita occidentale).....	359
Tabl.XXII.- Ages isotopiques concernant les Antilles Vénézuéliennes	363
Tabl.XXIII.-Propositions de corrélations stratigraphiques entre la Zone de la Cordillère Côtière et la Zone de la Frange Côtière-Margarita	367
Tabl.XXIV.- Propositions de corrélations entre la Nappe de Caucagua-El Tinaco et la Zone de la Cordillère Côtière	381
Tabl. XXV.- Proposition de corrélations entre la Nappe de Caucagua-El Tinaco et la Zone de la Frange Côtière-Margarita	383

TABLE DES MATIERES

	pages
AVANT-PROPOS	I
RESUME	V
RESUMEN	VII
 CHAPITRE I - CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE GENERAL DE LA REGION ETUDIEE	
I.- APERCU SUR LA GEOGRAPHIE HUMAINE ET PHYSIQUE DU VENEZUELA	2
A) La République de la "Petite Venise"	2
B) Du territoire "Amazonas" aux Andes de Merida	2
II.- GRANDS TRAITES GEOLOGIQUES DU VENEZUELA SEPTENTRIONAL.....	6
A) Du Bouclier Guyanais au Chaînes Andine et Caraïbe. Généralités	6
B) La Chaîne Caraïbe; bref historique et organisation géologique	8
III.- CADRES DE L'ETUDE ET LIGNES DIRECTRICES DE L'OUVRAGE	15
A) Cadre et but de l'étude.....	15
B) Présentation et lignes directrices de l'étude.....	16
C) Résumé de la constitution géologique du la région étudiée.....	18
 CHAPITRE II - L'AVANT-PAYS PIEMONTIN	
I.- INTRODUCTION	21
A) Les séries terrigènes de l'Oligocène-Miocène-Pliocène	21
B) Les écailles Frontales	23
II.- LES SERIES DETRITIQUES DE L'OLIGOCENE-MIOCENE-PLIOCENE	23
A) L'Oligocène-Miocène à l'Ouest du Rio Orituco	25
B) L'Oligo-Miocène à l'Est d'Altagracia de Orituco.....	29
C) Le Mio-Pliocène	32
D) Résumé des observations. Corrélations. Conclusions	36
III.- LES ECAILLES FRONTALES	46
A) Introduction	46
B) Les coupes à l'Ouest d'Altagracia de Orituco	47
C) Coupes sur les versants Sud et Est du Cerro El Diamante	51
D) Le versant Sud du Cerro Las Minas; la Quebrada Ipere et les environs d'El Polo.	52
E) La Quebrada Gamelotal et ses environs	53
F) Le secteur d'El Morrito	56
G) Les Cerros de El Peñon	66
H) A l'Est du Rio Macaira; remarques	68
I) Résumé	68
IV.- CORRELATIONS; CONCLUSIONS	73
A) Comparaison du Crétacé des Ecailles Frontales avec celui d'"Oriente"	74
B) Comparaison du Crétacé des Ecailles Frontales avec le Crétacé du Champ de Las Mercedes	76
C) Le Paléogène; comparaison entre les Ecailles Frontales et la bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Orientale; le Complexe Chacuál	76
 CHAPITRE III - LA ZONE PIEMONTINE	
I.- INTRODUCTION	83
A) Généralités	83
B) Distinction de trois unités au sein de la Zone Piémontine	85
C) Relations avec l'Avant-Pays Piémontin et les Nappes d'Aragua	88

II.- STRATIGRAPHIE DES TROIS UNITES COMPOSANT LA ZONE PIEMONTE	89
A) L'Unité du Rio Taguay	89
B) L'Unité du Rio Orituco	97
C) L'Unité du Guatopo et les relations Zone Piémontine-Nappes d'Aragua	105
D) La Zone Piémontine; ses relations avec les Nappes d'Aragua et l'avant-pays piémontin	115
III.- GEOMETRIE ET CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS CENOZOIQUES DE LA ZONE PIEMONTE ET DES ENSEMBLES LIMITROPHES	128
A) Introduction	128
B) Les principales structures tangentielles le long d'un profil transverse	129
C) Structures de détail et données statistiques pour la Zone Piémontine et l'avant-pays piémontin	133
D) Grands accidents subverticaux; grandes discontinuités	141
E) Données complémentaires concernant la tectonique récente : le graben du Santa Lucia-Ocumare del Tuy (ou graben du Tuy moyen)	145
F) Résumé, discussion	153
CHAPITRE IV - LES NAPPES D'ARAGUA	
I.- GENERALITES	159
A) Historiques, définition	159
B) Caractères communs aux Nappes d'Aragua	162
C) Caractères distinctifs	165
II.- LA NAPPE DE CAUCAGUA-EL TINACO	165
A) Introduction	165
B) La Nappe de Caucaagua-El Tinaco en Cojedes septentrional	168
C) La Nappe de Caucaagua-El Tinaco en Aragua-Miranda	173
D) Comparaison du secteur étudié avec la région de Cojedes septentrional; corrélations	206
E) Structures, microstructures, métamorphisme	211
F) Extension de la Nappe de Caucaagua-El Tinaco	227
III.- LA NAPPE - OPHIOLITIQUE - DE LOMA DE HIERRO	229
A) Introduction	229
B) Stratigraphie de la Nappe de Loma de Hierro en Aragua-Miranda	232
C) Structures, microstructures, métamorphisme; remarques brèves	253
IV.- LA NAPPE DE VILLA DE CURA	256
A) Introduction	256
B) Lithostratigraphie de la Nappe de Villa de Cura en Aragua-Miranda	256
C) Métamorphisme; structures et microstructures	271
V.- LE MAGMATISME APTIEN-ALBIEN A SENONIEN INFÉRIEUR DES NAPPES D'ARAGUA; DONNÉES GEOCHIMIQUES ET RADIOCHRONOLOGIQUES. CONTEXTE TECTONO-SEDIMENTAIRE	278
A) Introduction	278
B) Principaux résultats	280
C) Contexte tectonique et sédimentaire; la "crise" albienne	282
VI.- STRUCTURATION ET MISE EN PLACE DES NAPPES D'ARAGUA	283
A) Structure d'ensemble en Aragua-Miranda	284
B) Succession des déformations; hypothèses pour un calendrier commun aux trois nappes d'Aragua	264
C) La klippe de Tiramuto (MENENDEZ, 1975), "modèle réduit" et terminaison occidentale des Nappes d'Aragua	289
D) Origine ultra-Cordillère Côtière des Nappes d'Aragua	289

CHAPITRE V - LA ZONE DE LA CORDILLERE COTIERE

I.- INTRODUCTION, HISTORIQUE 291

II.- LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA REGION VALENCIA-CABO CODERA 293

 A) Existence d'un socle anté-mésozoïque; problème des différents gneiss 294

 B) Les séries métasédimentaires jurassiques-crétacées 302

 C) Les granitoïdes mésozoïques 309

III.- STRUCTURES, MICROSTRUCTURES ET METAMORPHISME DE LA CORDILLERE COTIERE DANS LA REGION VALENCIA-CABO CODERA 317

 A) Considérations structurales d'ensemble 317

 B) Les différents gneiss, les quartzites et micaschistes et les granitoïdes mésozoïques foliés 317

 C) La série jurassique-crétacée 320

 D) Résumé ; hypothèses..... 323

IV.- PROLONGEMENTS OCCIDENTAL ET ORIENTAL DE LA ZONE DE LA CORDILLERE COTIERE 324

 A) La terminaison occidentale de l'antiforme et le "surco" de Barquisemeto 327

 B) Les Péninsules de la Goajira et de Paraguana 330

 C) La Péninsule d'Araya-Paria 331

 D) La Cordillère septentrionale de Trinidad 334

V.- COMPARAISON SUCCINTE AVEC L'AVANT-PAYS AUTOCHTONE-SUBAUTOCHTONE;CONCLUSION 337

 A) Le Paléozoïque-Précambrien 337

 B) Le Mésozoïque anté-Crétacé 338

 C) Le Crétacé inférieur 338

 D) Conclusions 339

CHAPITRE VI - LA ZONE DE LA FRANGE COTIERE-MARGARITA

I.- INTRODUCTION, DISTINCTION DE L'UNITE DE LA FRANGE COTIERE-MARGARITA 341

 A) Mono - ou polymétamorphisme des élogites et amphibolites élogitiques des secteurs de Puerto Cabello, Caracas et de l'île de Margarita 341

 B) Existence d'un contact tangentiel majeur anté-Crétacé supérieur associé à des écailles et olistolithes d'ultramafites 342

 C) Remarques préliminaires sur la définition de la Zone de la Frange Côtière-Margarita 344

II.- L'UNITE FRANGE COTIERE-MARGARITA DANS LA REGION DE PUERTO CABELLO-CABO CODERA ... 344

 A) Les environs de Puerto Cabello 344

 B) Le secteur de Choróní 345

 C) Le littoral du District Fédéral 346

 D) Résumé 352

III.- PROLONGEMENTS ORIENTAL ET OCCIDENTAL DE LA ZONE DE LA FRANGE COTIERE-MARGARITA .. 353

 A) Le littoral septentrional de la Péninsule d'Araya-Paria 353

 B) L'île de Margarita 356

 C) La Goajira colombienne 362

IV.- LA MARGE NORD-VENEZUELIENNE 362

 A) Les différentes îles de la marge nord-vénézuélienne 362

 B) Données de dragage sur la marge nord-vénézuélienne 364

 C) Données de géophysique marine concernant la marge nord-vénézuélienne 365

V.- RESUME; COMPARAISON AVEC LA ZONE DE LA CORDILLERE COTIERE; DISCUSSION 365

 A) Résumé : lithostratigraphie de l'île de Margarita et corrélation avec les affleurements isolés 366

 B) Corrélations stratigraphiques entre la Zone de la Frange Côtière-Margarita et la Zone de la Cordillère Côtière 367

C) Relations stratigraphiques et structurales entre une "série métamorphique de la Frange Côtière-Margarita" et du matériel ophiolitique	368
D) Relations structurales entre la Zone de la Cordillère Côtière et la zone de la Frange Côtière-Margarita	370
E) Structures et structuration internes de la Zone de la Frange Côtière-Margarita	373
F) Extension actuelle, à terre et sur la marge nord-vénézuélienne, de la Zone de la Frange Côtière-Margarita	375
VI.- COMPARAISON AVEC LES NAPPES D'ARAGUA; CONCLUSIONS	379
A) Comparaisons et corrélations avec la Nappe de Caucagua-El Tinaco	379
B) Comparaisons et corrélations avec la Nappe de Loma de Hierro	383
C) Problème de la Nappe de Villa de Cura	384
D) Conclusions : la Zone de la Frange Côtière-Margarita, arrière-pays de la Chaîne Caraïbe et racine des Nappes d'Aragua ?	384
CHAPITRE VII - ESSAI DE SYNTHÈSE : LA CHAÎNE CARAÏBE AU MÉRIDIEN DE CARACAS; SA PLACE DANS L'ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE DU DOMAINE CARAÏBE	
INTRODUCTION	387
I.- LA CHAÎNE CARAÏBE AU MÉRIDIEN DE CARACAS; ÉVOLUTION DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR A L'ACTUEL	387
A) Résumé de l'organisation géologique de la Chaîne Caraïbe	387
B) Principales étapes, Jurassique supérieur à Néogène, de l'édification de la Chaîne Caraïbe centrale; profils successifs commentés	388
C) Résumé; discussion	394
II.- ESSAI SUR L'ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE MÉSOSOÏQUE-CÉNOZOÏQUE DU DOMAINE CARAÏBE	395
A) Hypothèse des orogènes caraïbes tronçonnés	395
B) Données cinématiques	404
C) Quelques étapes de l'évolution géodynamique mésozoïque-cénozoïque du domaine caraïbe	410
D) Conclusions générales : quelques implications du modèle proposé	417
BIBLIOGRAPHIE	421
LISTE DES FIGURES	451
LISTE DES TABLEAUX	457
TABLE DES MATIÈRES	459
PLANCHES HORS-TEXTE	

PLANCHES

IMAGES RADAR LATERAL AU 1 250 000e DE

LA REGION ETUDIEE

- Planche I.- Avant-pays piémontin : région de Altagracia de Orituco
Planche II.- Avant-pays piémontin : région de San José de Guaribe
Planche III.- Avant-pays piémontin : région de Camatagua
Planche IV.- Dépression intramontagneuse du Tuy moyen



PLANCHE I

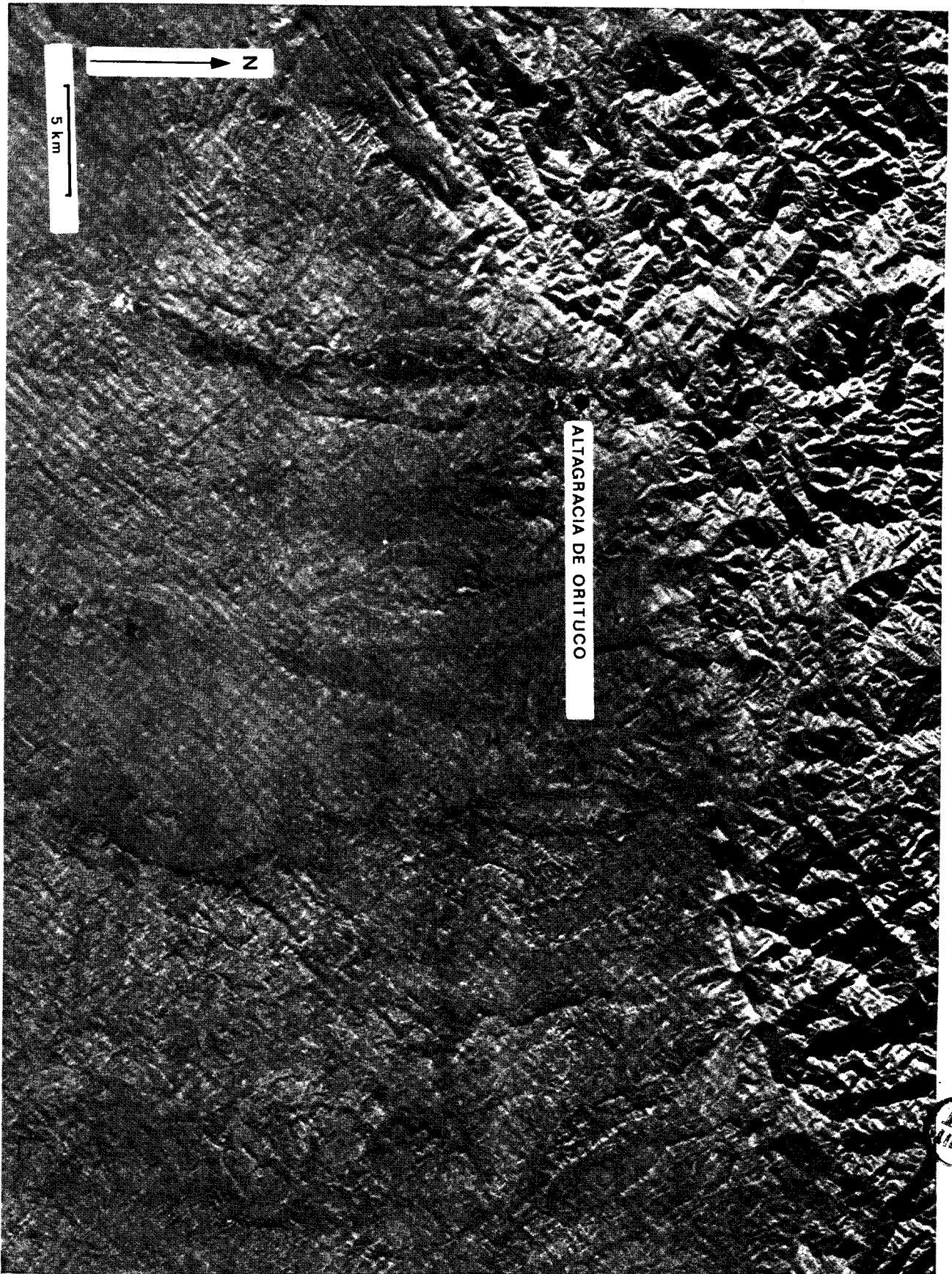
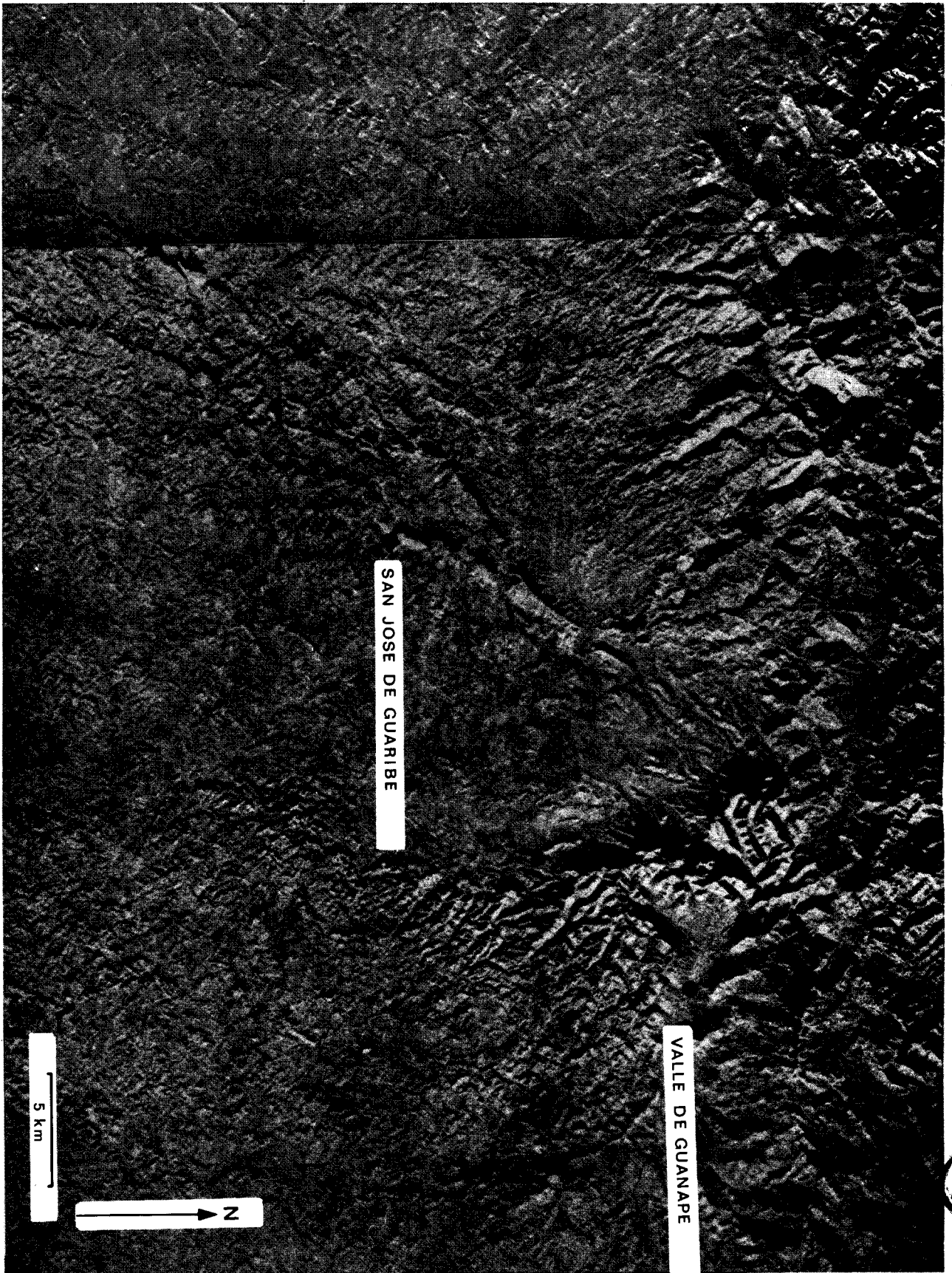


PLANCHE II



BU
LILLE

PLANCHE III

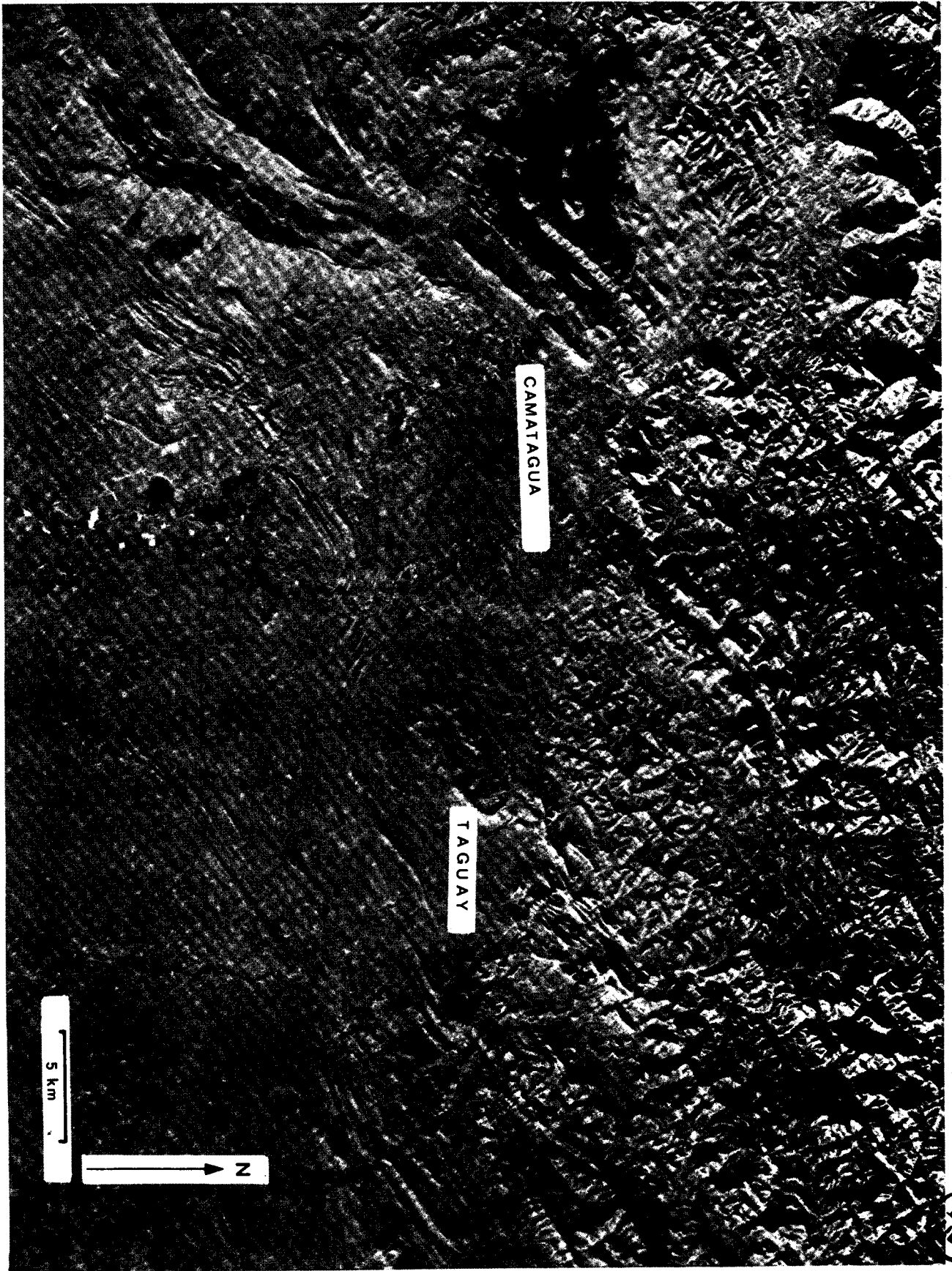
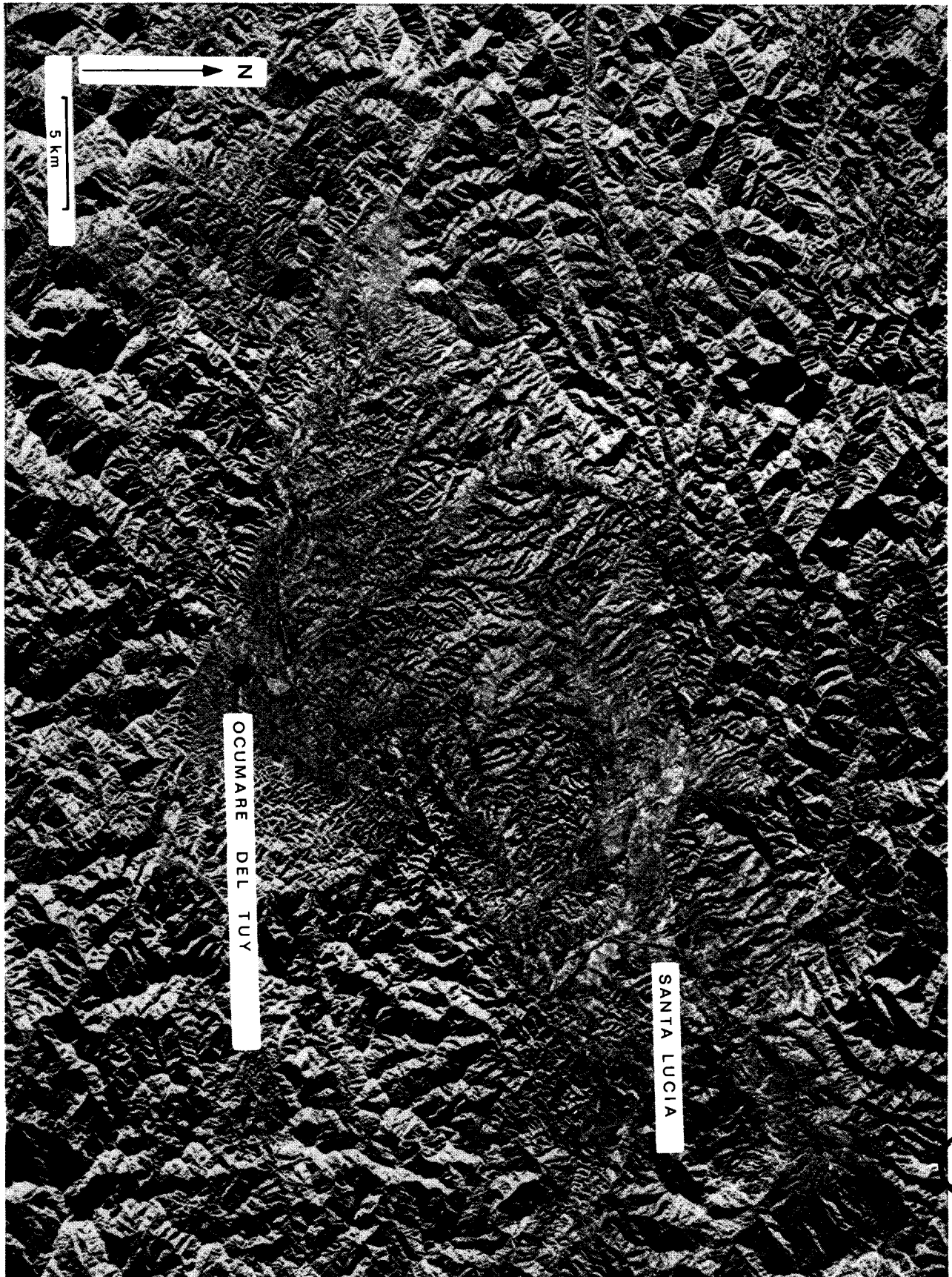


PLANCHE IV



OCUMARE DEL TUY

SANTA LUCIA

BU LILLE

1985
245



67°00'

C O R D I L L E R A D E L A C O S T A



10'00"

vers VILL

66° 30'

ZONE PIEMONTE

N APPES D' ARAGUA

ZONE DE LA CORDILLERE CÔTIÈRE

Paléocène Eocène inf. (flysch)					
Sénonien sup. cg: conglomérats s. calcaires	Paléocène sup.-Eocène inf.	Eocène à olistolithes	Sénonien sup.	Crétacé sup.	
Crétacé sup.	Sénonien sup.	Paléocène sup.-Eocène inf.	Turonien	Albien	
	Crétacé moy. volcanique, Fm. Dos Hermanas	Sénonien sup.	Crétacé moy.		
	Gr. Villa de Cura, métavolcanites	Crétacé moy. volcanique Fm. Tiara	Schistes de Tinapú		
	Crétacé inf. volcano-sédimentaire	Crétacé inf. volcano-sédimentaire	Conglomérat de Charallave		
	gabbros	Paléozoïque ? Précambrien ? Gneiss de la Aguadita	diorite		
	ultramafites	tonalite			

Symboles:

- contact tectonique
- " " " " supposé
- contact stratigraphique
- " " " " supposé
- ville
- village
- hameau; lieu-dit
- autoroute
- route
- piste

1985
CARTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE

DE LA REGION
LA VICTORIA-ALTAGRACIA DE
ORITUCCO,
VENEZUELA SEPTENTRIONAL

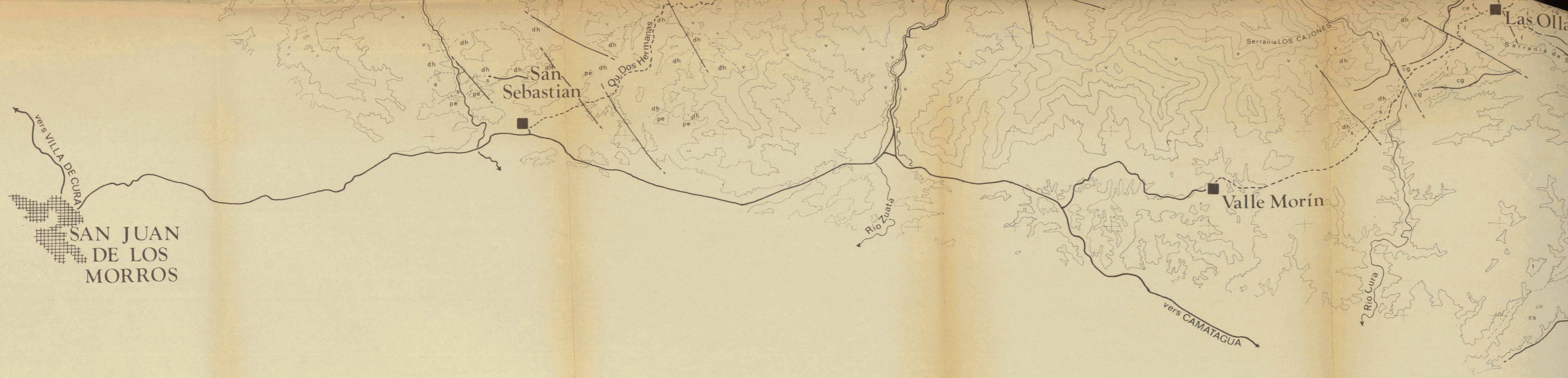
Echelle:
1:100 000^e

par
Christian BECK

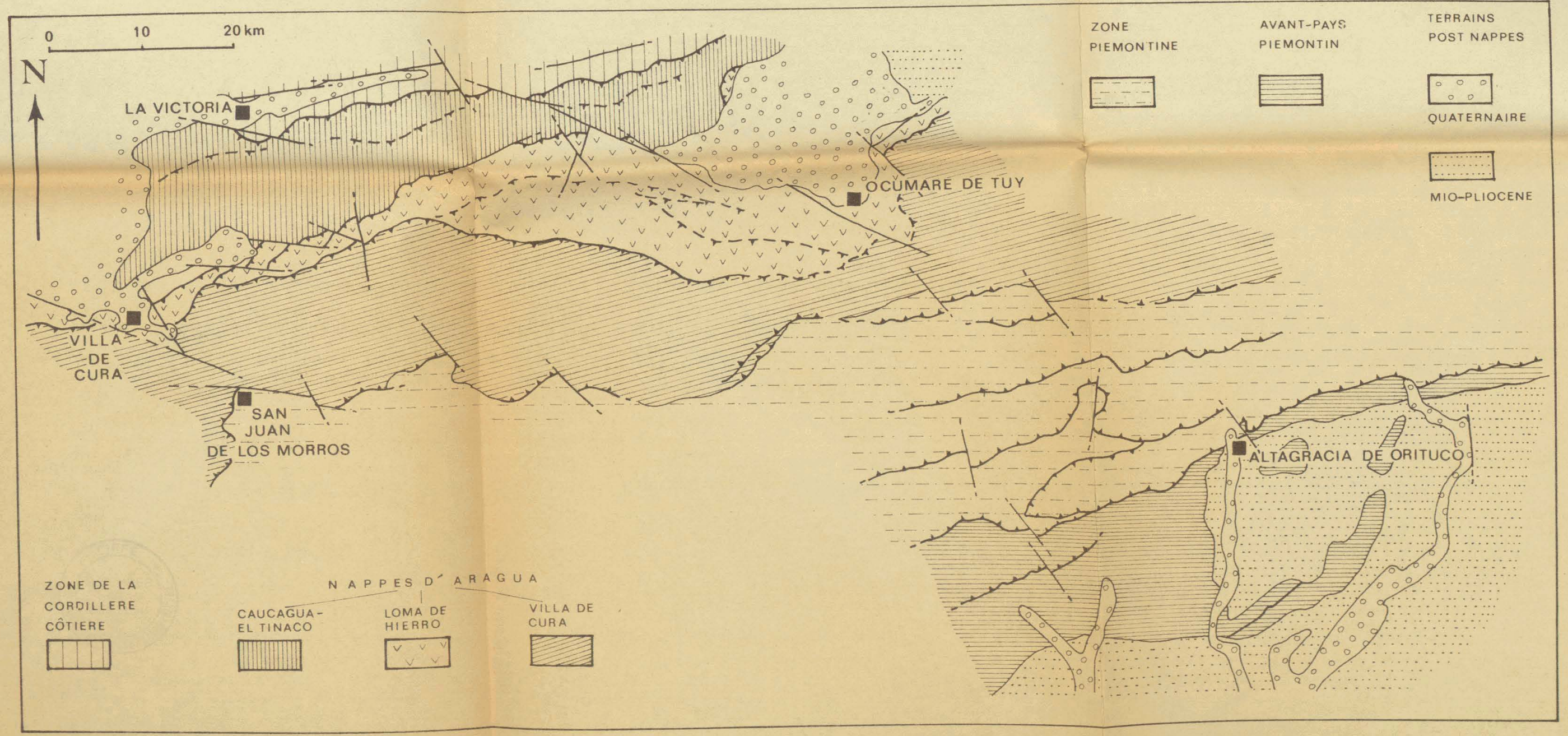
(Levers effectués de 1977 à 1980)

FOND TOPOGRAPHIQUE AU 100 000^{ème} DU
SERVICE CARTOGRAPHIQUE NATIONAL
CARACAS
(Ed. 1965)





SCHEMA STRUCTURAL



94°

67°00'





San Francisco de Macaira

Fila Maestra

Sabana Grande

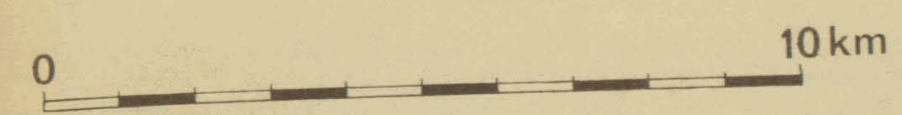
ALTAGRACIA DE ORITUCO

San Rafael de Orituco

Lezama

TURMERINO

PASO REAL



66° 30'

940'

VERS VALLE DE LA PASCUA