



HAL
open science

Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène : étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse

Yann Deniaud

► **To cite this version:**

Yann Deniaud. Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène : étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2000. Français. NNT : . tel-00723692

HAL Id: tel-00723692

<https://theses.hal.science/tel-00723692>

Submitted on 13 Aug 2012

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

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

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITE PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H.S. N° 3 2

ENREGISTREMENTS SÉDIMENTAIRE ET STRUCTURAL DE L'ÉVOLUTION
GÉODYNAMIQUE DES ANDES ÉQUATORIENNES AU COURS DU NÉOGÈNE :
ÉTUDE DES BASSINS D'AVANT-ARC ET BILANS DE MASSE

Yann Deniaud



2000

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉODYNAMIQUE DES CHAÎNES ALPINES
DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

MÉMOIRE HS N° 32

ENREGISTREMENTS SÉDIMENTAIRE ET STRUCTURAL DE L'ÉVOLUTION
GÉODYNAMIQUE DES ANDES ÉQUATORIENNES AU COURS DU NÉOGÈNE :
ÉTUDE DES BASSINS D'AVANT-ARC ET BILANS DE MASSE



2000

Yann Deniaud

*A Marcelle et Charles CENDRE
et Louis DENIAUD*

« L'étendue de ce qui nous échappe grandit au fur et à mesure que nous apprenons et nous ressortons de ce labeur frappés d'une ignorance terriblement savante. »

P. Bruckner

« La dernière démarche de la raison est de reconnaître qu'il y a une infinité de choses qui la surpasse. »

B. Pascal

**ENREGISTREMENTS SEDIMENTAIRE ET STRUCTURAL DE L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE
DES ANDES EQUATORIENNES AU COURS DU NEOGENE : ETUDE DES BASSINS D'AVANT-ARC ET
BILANS DE MASSE**

Yann DENIAUD

RÉSUMÉ. – L'évolution géodynamique néogène des Andes équatoriennes a été enregistrée dans les séquences sédimentaires syn-orogéniques qui se sont déposées dans les bassins d'avant-arc, sur la façade Pacifique, dans les bassins intra-montagneux, à l'axe de la chaîne, et dans le bassin d'avant-pays, sur le versant amazonien.

Nous avons réalisé une analyse stratigraphique et structurale ainsi qu'une évaluation de la masse sédimentaire accumulée dans ces bassins, à partir de données de sismique, de forages et de campagnes de terrain. L'évolution néogène peut ainsi être divisée en quatre périodes :

1) Au Miocène inférieur (23-21 à 14-12 Ma), les flux sédimentaires à dominante argileuse alimentent les bassins avant-arc de Manabi et Progreso. Leur activité tectonique et leur géométrie sont contrôlées par des décrochements dextres associés à l'obliquité de la subduction à la marge équatorienne. Aucun bassin n'existe à l'axe de la chaîne. Le bassin flexural amazonien est le réceptacle de dépôts importants provenant du craton guayanaïse et de la cordillère orientale.

2) Au Miocène moyen terminal (14-12 à 10-9 Ma) les bassins intramontagneux s'ouvrent en transtension dextre. Dans l'ensemble de l'avant-arc, les flux sédimentaires diminuent et le matériel déposé devient gréseux.

3) Au Miocène supérieur (10-9 Ma à 5,3 Ma) les cordillères occidentale et orientale se soulèvent. Les bassins intramontagneux sont inversés et se ferment en transpression dextre. Le bassin amazonien enregistre une subsidence flexurale.

4) Du Pliocène à l'actuel, la chaîne équatorienne est dans sa phase orogénique majeure. L'érosion domine dans le domaine montagneux en surrection. La zone subandine est comprimée et soulevée, permettant la mise en place définitive du système de drainage amazonien actuel. L'entrée en subduction de la ride de Carnegie provoque l'émersion des bassins avant-arc de Manabi et Progreso. Le bassin du Golfe de Guayaquil s'ouvre et enregistre les plus forts taux d'accumulation de masse du Néogène.

MOTS CLEFS. – Andes, stratigraphie, tectonique, avant-arc, bilans de masse, Equateur, Néogène

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université Joseph Fourier - Grenoble 1, en collaboration avec l'Institut de Recherche pour le Développement (convenio IRD-PETROPRODUCCION), soutenue le 17 Mars 2000 à Grenoble pour l'obtention du grade de docteur de l'Université Joseph Fourier - Grenoble 1, discipline Sciences de la Terre et de l'Univers, devant la commission d'examen :

M. M. Tardy,	Professeur, Université de Savoie ;	Président
M. J.-Y. Collot,	Directeur de Recherche, IRD ;	Rapporteur
M. C. Ravenne,	Directeur de recherche, IFP ;	Rapporteur
M. M. Guiraud,	Professeur, Université de Bourgogne ;	Examineur
M. F. Métivier,	Maître de Conférence, Université Paris 7 ;	Examineur
M. G. Nely,	Ingénieur de Recherche, ELF ;	Examineur
M. P. Baby,	Chargé de Recherche, IRD ;	co-Directeur de thèse
M. C. Basile,	Maître de Conférence, UJF ;	co-Directeur de thèse
M. G. Masclé,	Professeur, UJF ;	co-Directeur de thèse

STRATIGRAPHIC AND TECTONIC RECORDS OF THE NEOGENE GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE ECUADORIAN ANDES : FOREARC BASINS STUDIES AND SEDIMENT MASS BALANCE

Yann Deniaud

ABSTRACT. — The neogene geodynamic evolution of the Ecuadorian Andes is recorded in the syn-orogenic sedimentary sequences that had been deposited in the forearc basins on the Pacific coast, in the intramontane basins on the chain axis as well as in the foreland basin on the Amazonian side.

Based on seismic sections, wells and field data, we performed a stratigraphic and structural analysis and estimated sedimentary mass accumulation rates in these basins. The Neogene evolution can be divided in four stages :

1) During the Lower Miocene (23-21 to 14-12 My), clay sedimentary fluxes are supplying the Manabi and Progreso forearc basins. The tectonic activity and geometry of these basins are mainly controlled by dextral shear related to the obliquity of subduction at the Ecuadorian margin. No basins exist at the chain axis. The Amazonian foreland basin is supplied by major fluxes coming from the Guyana shield and the oriental cordillera.

2) During the upper Middle Miocene (14-12 to 10-9 My), dextral transtension results in the opening of intramontane basins. Throughout the forearc, sedimentary fluxes are decreasing and the deposits are coarsening.

3) During the Upper Miocene (10-9 to 5,3 My) the occidental and oriental cordilleras are uplifted. Dextral transpression causes the inversion and closing of the intramontane basins. The Amazonian basin records flexural subsidence.

4) The Pliocene to Present day is the major orogenic stage in the Ecuadorian chain. Erosion becomes prominent in the intramontane area. The Subandean area is compressed, and uplifted, allowing definitive establishment of the present Amazonian drainage system. Subduction of the Carnegie ridge results in the emersion of Manabi and Progreso forearc basins. The Gulf of Guayaquil basin opened and records the highest neogene mass accumulation rates at this stage.

KEYS WORDS. — Andes, stratigraphy, tectonics, fore-arc, mass-balance, Ecuador, Neogene

RECUERDOS ESTRATIGRAFICOS Y TECTONICOS DE LA EVOLUCION GEODINAMICA DEL NEOGENO DE LOS ANDES ECUATORIANOS : ESTUDIOS DE LAS CUENCAS DE ANTE-ARCO Y BALANCES DE MASAS

Yann Deniaud

RESUMEN. — La evolución geodinámica neógena de los Andes ecuatorianos está registrada en las secuencias sedimentarias syn-orogénicas de : a) las cuencas de ante-arco, en la zona costera ; b) las cuencas intra-montañas, en el eje de la cadena ; y c) la cuenca de ante-país (Cuenca *Oriente*), en la ladera de la Amazonia. Se ha realizado un análisis estratigráfico y estructural, así como una evaluación de las masas sedimentarias acumuladas en estas cuencas, usando datos de sísmica, de pozos y de campo.

La evolución neógena puede ser dividida en cuatro períodos :

1) En el Mioceno inferior (23-21 a 14-12 Ma), los flujos sedimentarios, con predominancia de arcillas, alimentaron las cuencas de ante-arco de Manabí y Progreso. La geometría y evolución tectónica de estas cuencas están controladas por movimientos de rumbo dextrales asociados a la oblicuidad de la subduccion. No existe registro de cuencas en el eje de la cadena. En la Cuenca *Oriente* se depositaron importantes secuencias sedimentarias procedentes de la Cordillera Oriental y del Cratón Guayanés.

2) En el Mioceno medio terminal (14-12 a 10-9 Ma) las cuencas intramontañas se formaron en transtensión dextral. En las cuencas del ante-arco, los sedimentos disminuyen y se vuelven arenosos.

3) En el Mioceno superior (10-9 a 5,3 Ma), las Cordilleras Occidental y Oriental fueron alzadas y las cuencas intramontañas del Mioceno medio fueron invertidas en transpresión dextral. La Cuenca *Oriente* registra una subsidencia flexural.

4) Del Plioceno al actual (5,3 a 0 Ma), la cadena ecuatoriana se desarrolló en su mayor fase orogénica. La surrección y la erosión imperó en el dominio montañoso. La zona subandina fue acortada y levantada, determinando la organización del sistema de drenaje actual del Amazonas. El comienzo de la subducción de la Dorsal de Carnegie provocó la emersión de las cuencas de Manabí y Progreso. En este período se formó la cuenca del Golfo de Guayaquil, que registra las mayores tasas de acumulación del Neógeno.

PALABRAS CLAVES. — Andes, Estratigrafía, Tectónica, ante-arco, balances de masas, Ecuador, Neogeno

INTRODUCTION

PROBLEMATIQUE, OBJECTIFS ET DEMARCHE DE L'ETUDE

Les Andes d'Equateur, situées au Nord de la déflexion de Huancabamba (fig. 1), constituent l'extrême sud des Andes Septentrionales. Leur structuration est marquée par

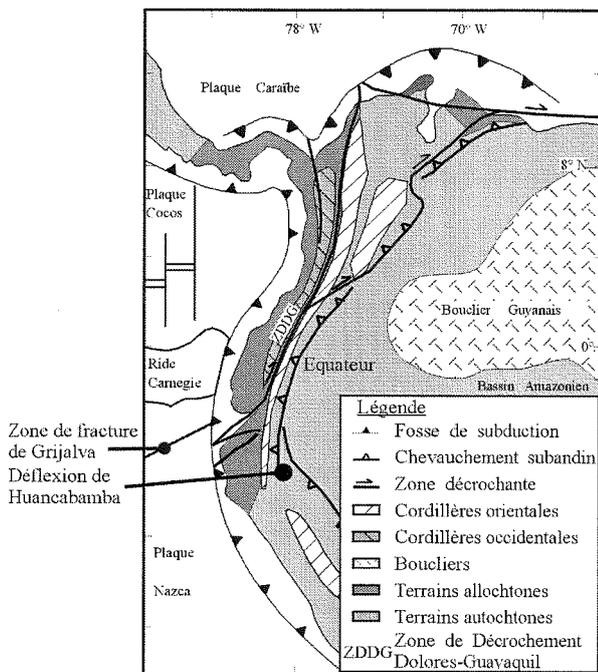


Fig. 1. – Cadre géodynamique de l'étude [modifié de Boinet *et al.*, 1985].

l'accrétion au continent sud-américain de terrains allochtones d'origine océanique au Mésozoïque et au Paléogène [Feininger et Bristow, 1980 ; Mc Court *et al.*, 1984 ; Bourgois *et al.*, 1985 ; Lebrat, 1985 ; Lebrat *et al.*, 1985a et 1985b ; Mégard *et al.*, 1987 ; Roperch *et al.*, 1987 ; Jaillard *et al.*, 1995 et 1997 ; Benítez, 1995]. Depuis l'Oligocène, l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes a été enregistrée dans les séquences sédimentaires syn-orogéniques qui se sont déposées (Fig. 2):

- 1) dans les bassins d'avant-arc, à l'Ouest, sur la façade Pacifique ;
- 2) dans les bassins intra-montagneux, sur l'axe de la chaîne ;
- 3) dans le bassin d'avant-pays, à l'Est, sur le versant amazonien.

Tous ces bassins ont fait l'objet d'importantes recherches industrielles et académiques.

Ainsi l'avant-arc possède à Ancón (fig 2) le plus ancien champs pétrolier d'Equateur, en production depuis le début du siècle, et de nombreuses études liées principalement aux grandes campagnes d'exploration y ont été menées depuis [Sinclair et Berkey, 1923 ; Busk, 1927, 1941 ; Sheppard, 1937 ; Olsson, 1942 ; Graffham, 1943 ; Thalman, 1946 ; Marks, 1949 ; Cushman et stainforth, 1951 ; Schweinfurth, 1957 ; Manley, 1957 ; Sutton, 1959 ; Marchant, 1956, 1961 ; Small, 1962 ; Azad, 1964 ; Mills, 1968 ; Sigal, 1969 ; Colman, 1970 ; Evans et Whittaker, 1982 ; Whittaker, 1988 ; Jaillard *et al.*, 1990, 1992, 1995, 1997 ; Benítez, 1995].

Les bassins intra-montagneux ont fait l'objet de travaux académiques plus récents [Baudino, 1995 ; Marocco *et al.*, 1995 ; Barragan *et al.*, 1996 ; Hungerbühler 1996 ; Steinmann 1997 ; Steinmann *et al.*, 1999 ; Delfaud *et al.*, 1999] qui ont permis de définir une chronologie des grandes étapes de l'orogénèse andine, et d'obtenir des vitesses de surrection.

Le bassin d'avant-pays oriental ou *Bassin Oriente*, exploré par l'industrie pétrolière depuis les années 1920 [Tschopp, 1953 ; Canfield *et al.*, 1982 ; Dashwood et Abbotts, 1990], a fait l'objet de récentes études de synthèse au travers d'une convention de recherche entre l'IRD (ex-ORSTOM) et la compagnie pétrolière d'état équatorienne PETROPRODUCCION [Jaillard, 1997 ; Baby *et al.*, 1997, 1998, 1999 ; Christophoul, 1999 ; Christophoul *et al.* 1999 ; Barragan, 1999].

Dans tous ces bassins, si les séries sédimentaires d'âge mésozoïque et paléogène ont été bien étudiées et sont désormais relativement bien connues, les séries sédimentaires d'âge néogène n'ont été bien définies que dans les bassins

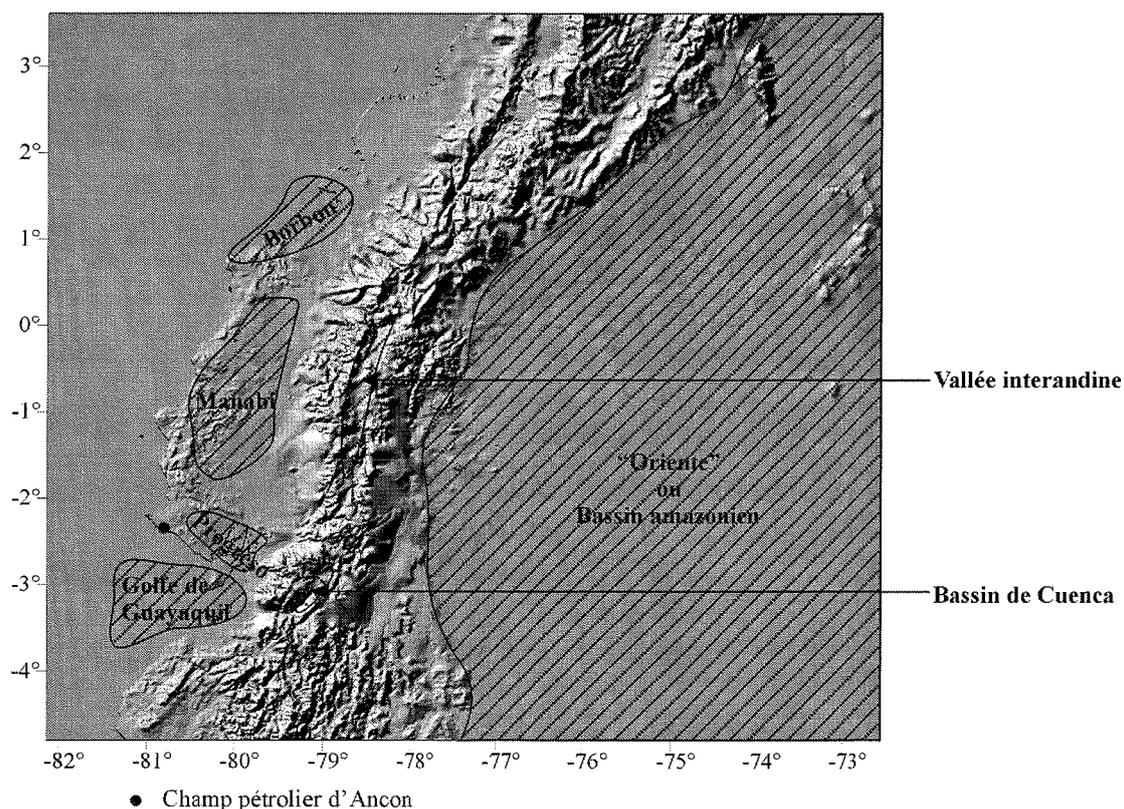


Fig. 2. – Principaux bassins néogènes d'Equateur
(Image ombrée, données source USGS GTOPO 30 ; direction de la source lumineuse N235°, élévation 35°).

intra-montagneux et le *Bassin Oriente*. Cette thèse se propose donc :

- d'effectuer une analyse stratigraphique et sédimentologique du contenu des bassins néogènes de l'avant-arc équatorien ;
- de définir le style et la chronologie de leurs déformations ;
- d'effectuer des bilans de masse de leurs remplissages sédimentaires ;
- de comparer à l'échelle de l'orogène les évolutions néogènes des trois domaines - avant-arc, intra-montagneux et amazonien - et d'en déduire des conclusions sur l'évolution géodynamique des Andes Septentrionales.

Pour cela, nous décrivons dans un premier chapitre la situation géodynamique des Andes de l'Equateur et son

évolution durant le Mésozoïque, avant de présenter les grandes unités morphostructurales de l'Equateur continental puis l'héritage tectono-sédimentaire des bassins d'avant-arc étudiés.

Dans un second chapitre, nous caractériserons leur évolution sédimentaire au cours du Néogène.

Le troisième chapitre traitera de la structure des dépôts néogènes, des bilans de masse que nous avons pu déterminer et de l'évolution tectono-sédimentaire qu'ils traduisent.

Le quatrième chapitre s'attachera à la description des domaines intra-montagneux et arrière arc ou amazonien afin de dégager des corrélations possibles avec les évolutions observées sur l'avant-arc.

Enfin nous concluerons en discutant les implications de cette étude sur les modèles d'évolution géodynamique de la chaîne andine d'Equateur au cours du Néogène.

CHAPITRE 1

CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET HERITAGE GEOLOGIQUE

1. – CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET MORPHOTECTONIQUE DE L'EQUATEUR

L'Equateur constitue la façade Pacifique du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud entre 1°N et 4°S de latitude (fig. 1). Il est situé à l'extrémité sud des Andes septentrionales, qui forment une chaîne continue de plus de 1700 km de long s'étendant du Nord du Venezuela au Sud de l'Equateur selon une direction générale NNE-SSW. Au Sud de la latitude 3,5°S, l'extrême sud de l'Equateur et l'extrême nord du Pérou constituent la zone de transition vers les Andes centrales d'orientation générale NW-SE.

Les Andes septentrionales se caractérisent par un héritage structural marqué par la présence de terrains allochtones d'origine océanique accrés à la paléo-marge sud-américaine au Crétacé supérieur et Paléogène [Juteau, 1977 ; Feininger et Bristow, 1980 ; Mc Court *et al.*, 1984 ; Bourgois *et al.*, 1985 ; Lebrat, 1985 ; Mégard *et al.*, 1987 ; Roperch *et al.*, 1987 ; Jaillard *et al.*, 1995 et 1997 ; Reynaud *et al.*, 1999].

La géodynamique des Andes septentrionales est directement liée à la subduction de la plaque lithosphérique Nazca sous la marge sud-américaine. Nous présenterons donc tout d'abord la structure et la cinématique de la plaque Nazca au droit de l'Equateur, puis le système de subduction équatorien actuel avant de présenter les grandes unités morphostructurales de l'Equateur continental.

1.1. Géodynamique de la plaque Nazca

1.1.1. Structure de la plaque Nazca (fig. 3)

La structure de la plaque Nazca est caractérisée au large de l'Equateur par la présence de la ride asismique de Carnégie, qui s'est formée lors du passage de la plaque lithosphérique au-dessus du point chaud des Galapagos situé près de la ride Cocos-Nazca [Hey, 1977 ; Lonsdale, 1978]. Haute de 2000 m par rapport au plancher océanique avoisinant et large de 280 km, elle sépare le bassin de Panama, au Nord, du bassin du Pérou, au Sud et entre

dans le système de subduction équatorien entre 0,5°N et 2,5°S de latitude.

La croûte océanique qui entre en subduction dans la fosse équato-colombienne est âgée de 24 Ma au plus et a été formée par la dorsale Cocos-Nazca après la fragmentation de la plaque Farallón qui s'est produite il y a 26 Ma [Herron, 1972 ; Handshumacher, 1976 ; Hey, 1977 ; Minster et Jordan, 1978 ; Mammerickx *et al.*, 1980 ; Wortel et Cloetingh, 1981 ; Wortel, 1984]. Cette croûte océanique « jeune » est séparée par la zone de fracture de Grijalva d'une croûte océanique plus ancienne âgée de 30 Ma au moins et formée à la dorsale medio-pacifique. Cette zone de fracture forme un escarpement de 700 m de dénivelé d'orientation moyenne N60° qui recoupe la fosse à 3°S de latitude [Lonsdale, 1978].

1.1.2. Cinématique actuelle de la plaque Nazca

La vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud déterminée par le modèle NUVEL 1 [DeMets *et al.*, 1990] est de 70 mm/an selon une direction N81°. Cette vitesse a été confirmée par des mesures GPS réalisées sur une période de 6 ans (1988-1994) à la latitude de l'Equateur [Mora *et al.*, 1995]. Dans ce modèle, le bloc Nord Andin est considéré comme partie intégrante de la plaque sud américaine. Mais les travaux de Mora *et al.* [1995] indiquent aussi une vitesse de déplacement de 6 mm/an selon une direction N45° du bloc Nord Andin par rapport à la plaque sud américaine considérée fixe.

1.1.3. Cinématique néogène de la plaque Nazca

L'étude des mouvements relatifs entre les plaques Nazca et sud américaine au cours du Cénozoïque a été réalisée par Pardo-Casas et Molnar [1987] et reprise par Daly [1989]. La vitesse de convergence entre les deux plaques apparaît maximale à l'Eocène moyen et supérieur (204 ± 80 mm/an) et au Miocène supérieur (125 ± 33 mm/an) et demeure constante durant les dix derniers millions

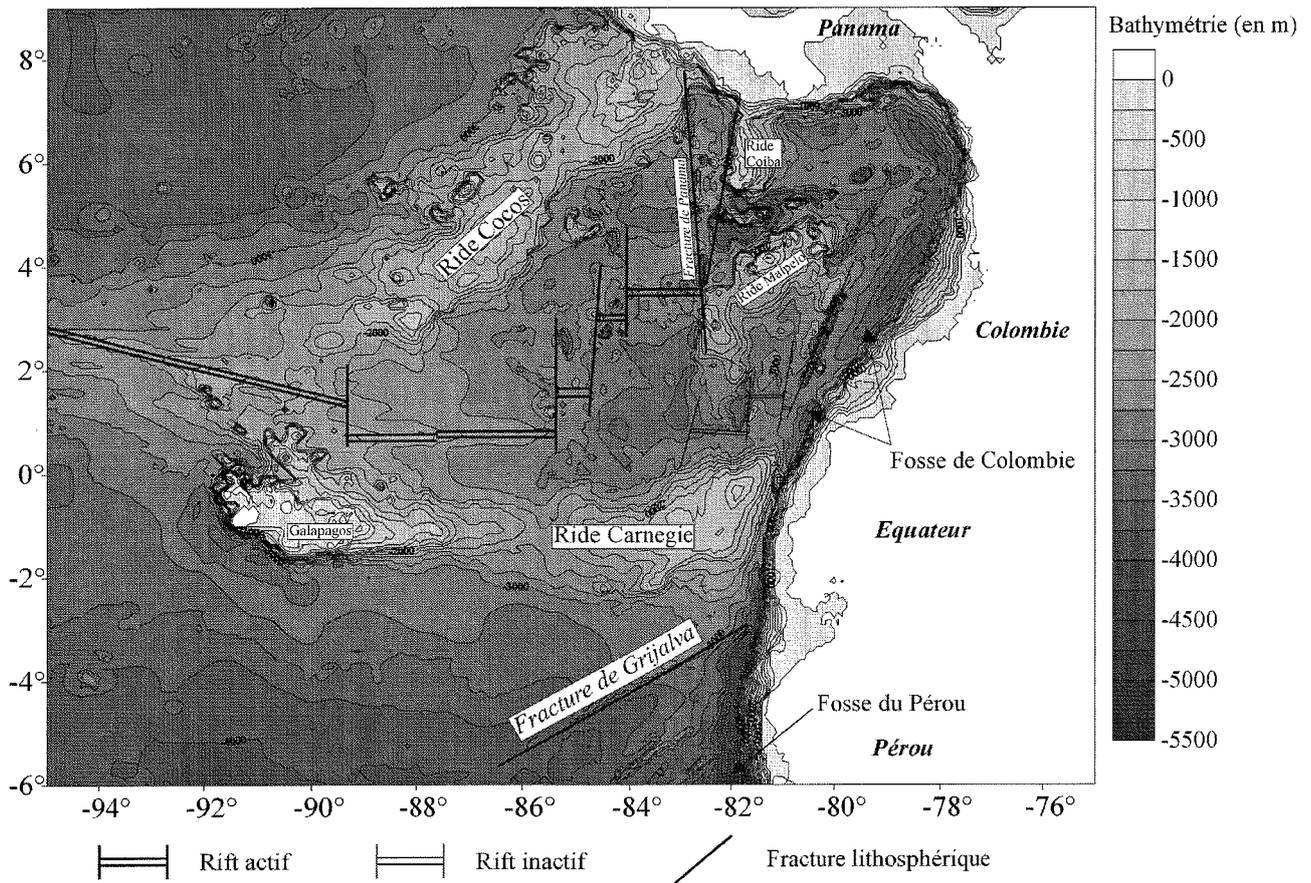


FIG. 3. — Structure de la plaque Nazca au droit de l'Equateur
(Carte réalisée à partir des données du modèle numérique ETOPO 5).

d'années [fig. 4a ; Daly, 1989]. La direction de convergence est oblique tout au long du Cénozoïque avec des valeurs situées entre N65° et N85°(fig. 4b).

Une réorganisation majeure de la cinématique des plaques se déroule à l'Oligocène supérieur entre 27 et 26 Ma [Heron, 1972 ; Handshumacher, 1976 ; Hey, 1977 ; Minster et Jordan, 1978 ; Mammerickx *et al.*, 1980 ; Wortel et Cloetingh, 1981 ; Wortel, 1984]. Elle marque le début de la période de structuration récente des Andes équatoriales qui s'étend tout au long du Néogène. Cette réorganisation se caractérise par le déchirement progressif de la plaque Farallon donnant naissance aux plaques Cocos et Nazca le long de l'escarpement de Grijalva. L'ancienne dorsale Pacifique Farallon est alors abandonnée en plusieurs temps au profit de la ride Est Pacifique actuelle. Cette déchirure Cocos-Nazca se propage vers l'ENE (fig. 5) le long de rifts E-W reliés entre eux par des failles N-S [Handshumacher, 1976 ; Lonsdale et Klitgord, 1978]. Cette réorganisation est probablement à l'origine de la décroissance et de la stabilisation de l'obliquité de la convergence depuis le Miocène inférieur [Hey, 1977 ; Lonsdale, 1978]. Les rides de Carnegie et de Cocos se forment alors simultanément au Miocène inférieur [Lonsdale, 1978] lors du passage de la plaque Nazca sur le point chaud des Galapagos localisé près de la dorsale

Cocos-Nazca. La dorsale Malpelo, active il y a 16 Ma, les sépare avant de s'éteindre vers 8 Ma [Hey, 1977 ; Lonsdale, 1978 ; Lonsdale et Klitgord, 1978] provoquant le rattachement à la plaque Nazca de la partie située à l'Est de la zone de fracture de Panama [Page, 1986 ; Risnes, 1995]. Cette zone passe alors d'un mouvement vers le Nord-Est lié à la dynamique de la plaque Cocos à un mouvement vers l'Est conforme à celui de la plaque Nazca. Un nouveau point triple se forme à l'extrémité Nord de la zone de fracture de Panama au contact de la plaque des Caraïbes [Page, 1986 ; Risnes, 1995]. La ride Malpelo, prolongation orientale de la ride Cocos est alors séparée de cette dernière par le mouvement dextre le long de la faille transformante de Panama.

Au Miocène supérieur (10 Ma) le taux d'accrétion vers l'Ouest dans l'Atlantique sud augmente brutalement [Brozena, 1986]. Dans le même temps débute la subduction de la plaque Caraïbes sous la plaque sud américaine au Nord de la Colombie, sans création d'arc volcanique [Kellog et Bonini, 1982 ; Pindell et Barret, 1990], tandis que les terrains océaniques de Panama entrent en collision avec le continent sud américain autour de 10 Ma [Wadge et Burke, 1983].

Actuellement la ride Carnegie a atteint la zone de subduction au centre de l'Equateur. L'âge de son entrée en

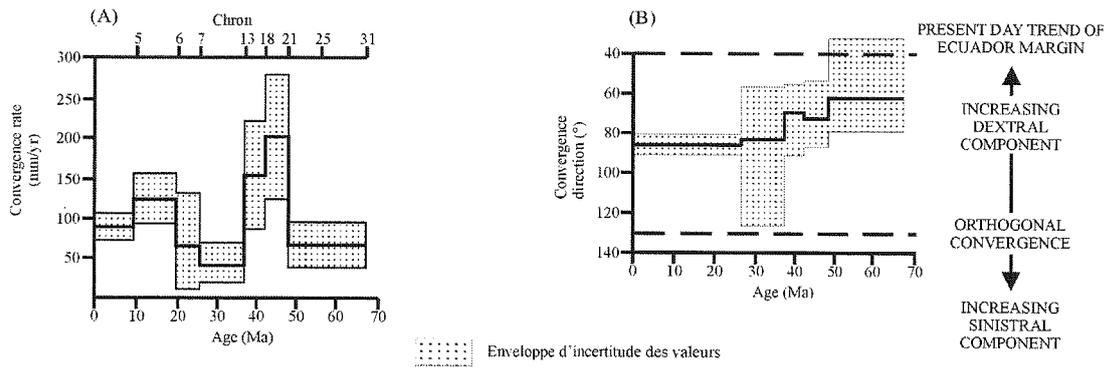
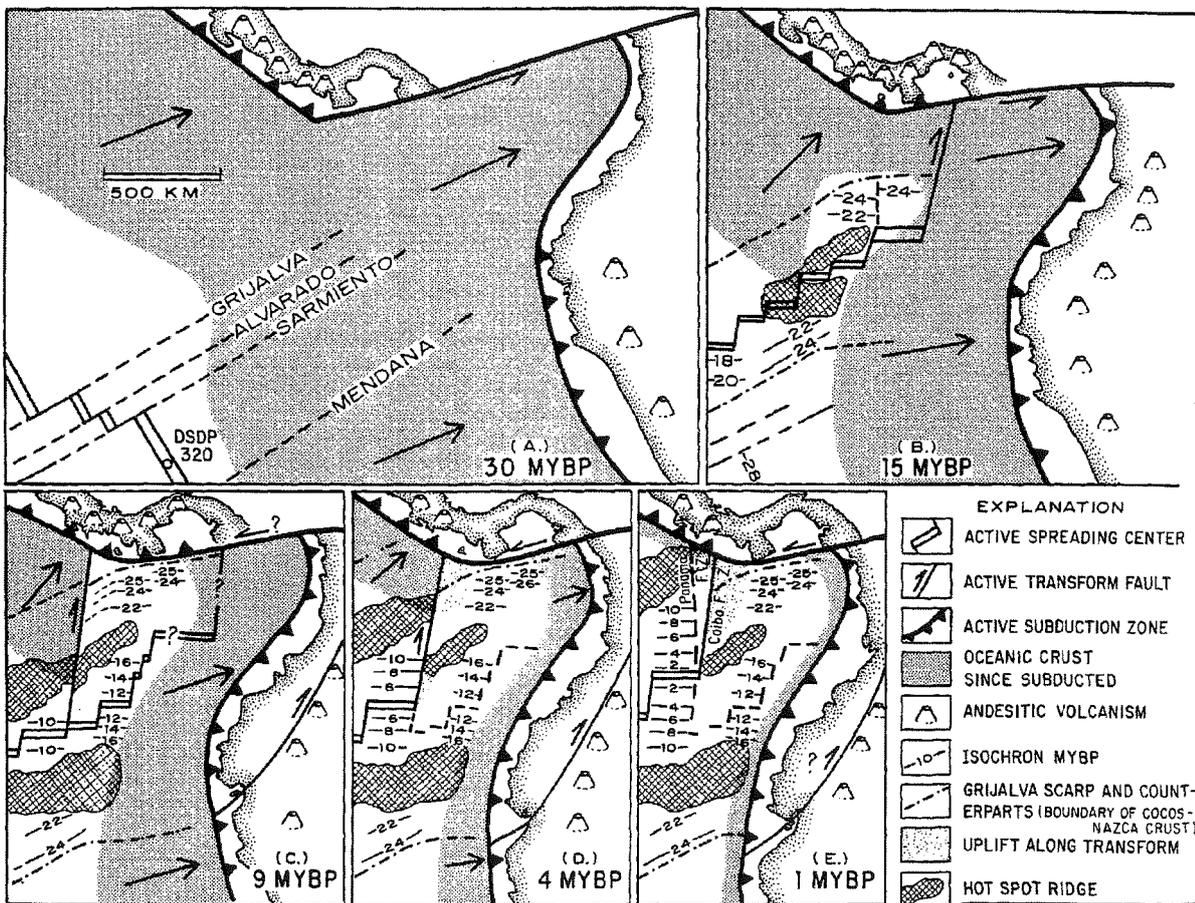


FIG. 4. – Variation de la vitesse (A) et de la direction (B) de la convergence entre les plaques Nazca (Farallon) et sud américaine au niveau de l'Equateur depuis le Crétacé supérieur [d'après Daly, 1989].



Tectonic reconstructions tracing inferred history of eastern Panama Basin. (A) Middle Oligocene: Farallon plate interacting with Caribbean and South American plates, just before splitting into Nazca and Cocos plates. (B) Middle Miocene: Malpelo and Carnegie Ridges are being formed by hot spot centered on Nazca plate near axis of Nazca-Cocos spreading and are being continuously separated by spreading at boundary. (C) Late Miocene: slowdown of spreading on Malpelo rift, rejuvenation of fracture zone at long 83°W, and cessation of subduction at Panama Trench. (D) Early Pliocene: continued northward migration of Cocos Ridge, stagnation of Malpelo Ridge, and uplift of Coiba Ridge near Nazca-Cocos-Caribbean triple junction. (E) Pleistocene: Cocos and Carnegie Ridges have just arrived at Middle America and Ecuador Trenches, and triple junction has jumped west from Coiba to Panama fracture zone.

FIG. 5. – Modèle d'évolution des Plaques Nazca et Cocos au cours du Néogène [d'après Lonsdale et Klitgord, 1978].

subduction est encore controversé. Lonsdale [1978] suppose que l'extrémité Est de la ride devait être similaire à celle de la ride Malpelo qui n'a pas encore pénétré dans le système de subduction colombien. Il estime ainsi à 100 km la longueur de la ride Carnegie déjà subduite et détermine, pour une vitesse de convergence de 90 mm/an, un âge pliocène supérieur pour l'entrée de la ride dans la fosse et un âge pléistocène pour le début de sa subduction. Ce calcul effectué avec la vitesse de convergence plus récente de DeMets *et al.* [1990] aboutit à un âge pléistocène inférieur (1,4 Ma) pour l'entrée de la ride en subduction [Ego, 1995]. Par contre Daly [1989] se base sur les reconstructions des positions de l'Amérique du Sud par rapport à la plaque Nazca de Pardo-Casas et Molnar [1987] et sur la trajectoire de la trace du point chaud des Galapagos sur la plaque Nazca, qu'il assimile à la ride Carnegie, déterminée par Pilger [1983 et 1984] pour estimer l'âge d'entrée en subduction de la ride à 8 Ma.

Dernièrement Gutscher [1999a] propose un modèle où la ride de Carnegie entre en subduction depuis au moins 2 Ma et plus probablement 8 Ma, et se prolonge 400 km en arrière de la fosse de subduction sous la Chaîne andine d'Equateur. Il se base pour cela sur l'existence d'un soulèvement du socle s'étendant à 110 km de la fosse, de taille comparable à la ride Carnegie et situé dans son prolongement, sur la morphologie côtière indiquant le soulèvement des cordillères côtières en Equateur et la subsidence du Sud du bloc côtier Colombien, sur l'absence de séismes de profondeurs intermédiaires observés dans le prolongement de la ride et sur l'existence d'un large arc volcanique à signature géochimique anormale. Cette signature serait liée à la fusion de la lithosphère océanique le long de deux déchirures bordant la zone de collision de la ride Carnegie.

1.2. Le système de subduction équatorien

1.2.1. Géométrie de la subduction

L'étude de la répartition des séismes intermédiaires a permis de mettre en évidence des variations de la géométrie de la plaque Nazca plongeant sous la marge équatorienne (fig. 6) [Stauder, 1975 ; Pennington, 1981 ; Hanus *et al.*, 1987 ; Winter, 1990]. Au Nord de l'escarpement de Grijalva (2,5°S), la plaque Nazca d'âge miocène (<20 Ma B.P.) entre en subduction vers l'Est avec un pendage de 25° entre 2,5°S et 1°N [Winter, 1990], et avec un pendage de 35°, entre 1,5°N et 4°N [Pennington, 1981]. Au Sud de cet escarpement, la plaque Nazca d'âge éocène (>30 Ma B.P.) plonge d'un angle de 10-15° vers l'Est et s'horizontalise sous la cordillère centrale péruvienne [Barazangi et Isacks, 1976 ; Chowdhury et Whiteman, 1987 ; Winter, 1990].

En considérant la vitesse de convergence constante le long de la marge de subduction de la Colombie jusqu'au Nord Pérou, cette double géométrie va à l'encontre de l'idée communément admise selon laquelle l'angle de subduction d'une plaque est d'autant plus élevé que la plaque

subduite est ancienne et/ou que la vitesse de convergence est lente [England et Wortel, 1990 ; Jarrard, 1986]. Wortel [1984] a proposé que le fort pendage observé au Nord de l'escarpement de Grijalva soit lié à l'amorçage de la subduction de la jeune plaque Nazca, et que le faible pendage observé sous la marge sud équatorienne nord péruvienne provienne d'un réajustement de la subduction qu'aurait provoqué une rupture de la plaque Nazca en profondeur.

Gutscher [1999a, 1999b] propose une interprétation légèrement différente de la géométrie de la subduction de la Colombie au Nord Pérou. A partir de l'étude de la sismicité, du volcanisme et de la topographie, il distingue 4 régions (fig. 7). Au Nord, le centre de la Colombie est caractérisé par une zone de Wadati-Benioff descendant abruptement à 200 km et un arc volcanique étroit situé 160 km au-dessus de la lithosphère subduite. La deuxième région, comprise entre 2,5°N et 1°S, est marquée par une absence de sismicité de profondeur intermédiaire. Elle correspond à la zone d'entrée en subduction de la ride Carnegie et à un large arc volcanique à tendance adakitique. Gutscher [1999a] interprète une configuration plane de la subduction en profondeur dans la prolongation supposée de la ride Carnegie sur la plaque subduite, à partir d'un séisme majeur de magnitude 5,8 situé à 120 km de profondeur. La troisième région, localisée entre 1°S et 2°S, correspondrait à une subduction à fort pendage et à un arc volcanique étroit. Enfin au Sud de 2°S, commence la subduction à faible pendage du Pérou sans activité volcanique. Cette dernière configuration serait liée à la présence de deux plateaux océaniques augmentant la flottabilité de la lithosphère océanique : le plateau Inca totalement subduit au Nord du Pérou et la ride de Nazca en subduction au Sud du Pérou [Gutscher *et al.*, 1999b].

1.2.2. Géométrie de la fosse

La ride de Carnegie divise la fosse équatorienne en deux parties séparées par un seuil bathymétrique situé à 2900 mètres de profondeur : au Nord la fosse en connexion avec celle de Colombie est orientée N25° et devient encore plus oblique vers l'Est aux alentours de la latitude 1°N ; au Sud la fosse en connexion avec celle du Pérou est orientée N10° [Lonsdale, 1978]. L'obliquité de la subduction pour un vecteur de convergence proche de N80° varie ainsi de 20° au Sud à 35° au Nord. La fosse de subduction équatorienne n'est connue que par les travaux de Lonsdale [1978] dont nous reprendrons ici les principales observations.

Le profil bathymétrique longitudinal de la fosse (fig. 8), compris entre 2900 et 4000 m est irrégulier et asymétrique. A partir du sommet de la ride Carnegie (2900 m), la pente moyenne la plus forte est orientée vers le Nord et le bassin de Panama, mais les pentes locales les plus fortes sont situées sur le flanc sud, notamment dans le prolongement des zones de fractures Alvarado et Grijalva.

Deux fleuves drainent la quasi totalité de la partie occidentale des Andes Equatoriennes et la province côtière : le Rio Guayas au Sud et le Rio Esmeraldas au Nord. Ils

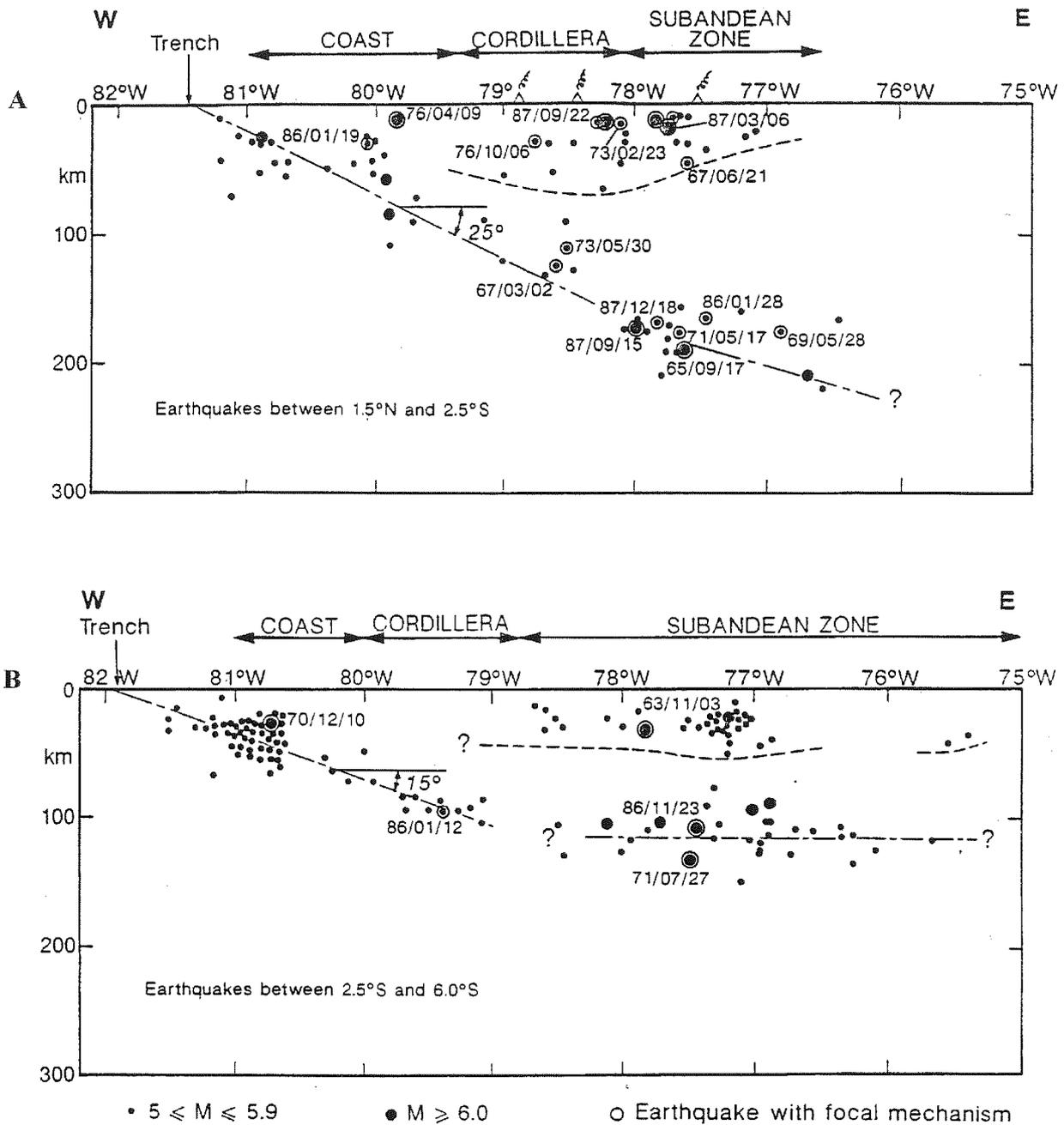


Fig. 6. – Géométrie du plan de subduction en Equateur [d'après Winter 1990].

Projection sur une coupe E-W des séismes de magnitude 5.0 situés entre les latitudes de (A) 2,5°S et 1,5°N et (B) 2,5°S et 6,0°S. [Preliminary Determination of Epicenter, U.S.G.S., 1964 à 1989].

Les tirets irréguliers symbolisent le plan de Bénéioff.

La limite probable de la sismicité intracontinentale est symbolisée par des tirets réguliers.

alimentent en sédiments la fosse équatorienne respectivement par ses extrémités méridionales et septentrionales. Les courants de turbidité issus de ces fleuves sont détournés de la fosse équatorienne par son élévation structurale au-dessus des fosses de Colombie et du Pérou. L'absence de canyon en bordure de la plate-forme continentale centrale d'Equateur suggère également une alimentation réduite de la fosse en matériel terrigène.

La pente externe de la fosse est convexe avec une inclinaison croissante avec la profondeur atteignant 3,5°.

La partie la plus profonde de la pente présente une morphologie abrupte en terrasses de 2 à 5 km de large séparées par des escarpements de failles normales de grandes amplitudes. L'inclinaison moyenne de cette partie inférieure atteint 4 à 6°.

La pente interne de la fosse entre Cabo San Francisco et Punta Santa Elena a une largeur de 40 à 50 km. Elle présente une inclinaison de 5 à 6° équivalente aux parties les plus profondes de la pente externe. Elle est structurée en gradins de 1 à 2 km de large séparés par des segments

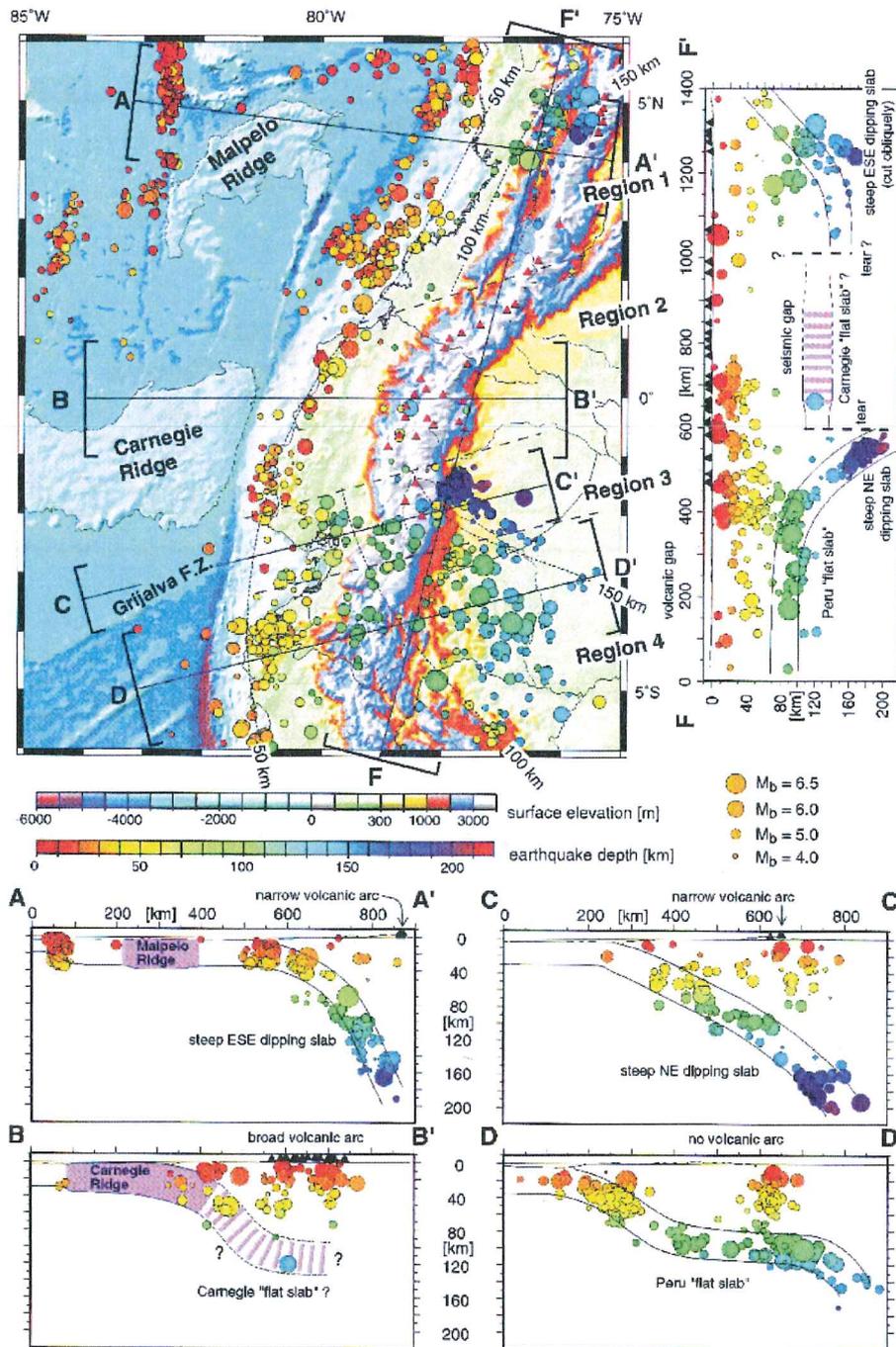


Fig. 7. – Géométrie du plan de subduction du Sud de la Colombie au Nord du Pérou selon Gutscher *et al.* [1999a].

Image en relief ombré et sismicité de l'Equateur. Bathymétrie et topographie de la base de données TOPEX de Smith et Sandwell [1997] avec les volcans actifs (triangle rouges). Sismicité [1964-1995], 1230 événements $M_b > 4.0$, d'après les repositionnement globaux de Engdahl *et al.* [1998] en omettant la sismicité de la plaque supérieur (< 70 km de profondeur > 200 km à l'Est de la fosse). Plateau océanique défini par l'isobathe 2500 m. Boite d'échantillonnage et position des sections sismiques indiquées.

Isobathes de la zone de Wadati-Benioff indiquées en pointillées.

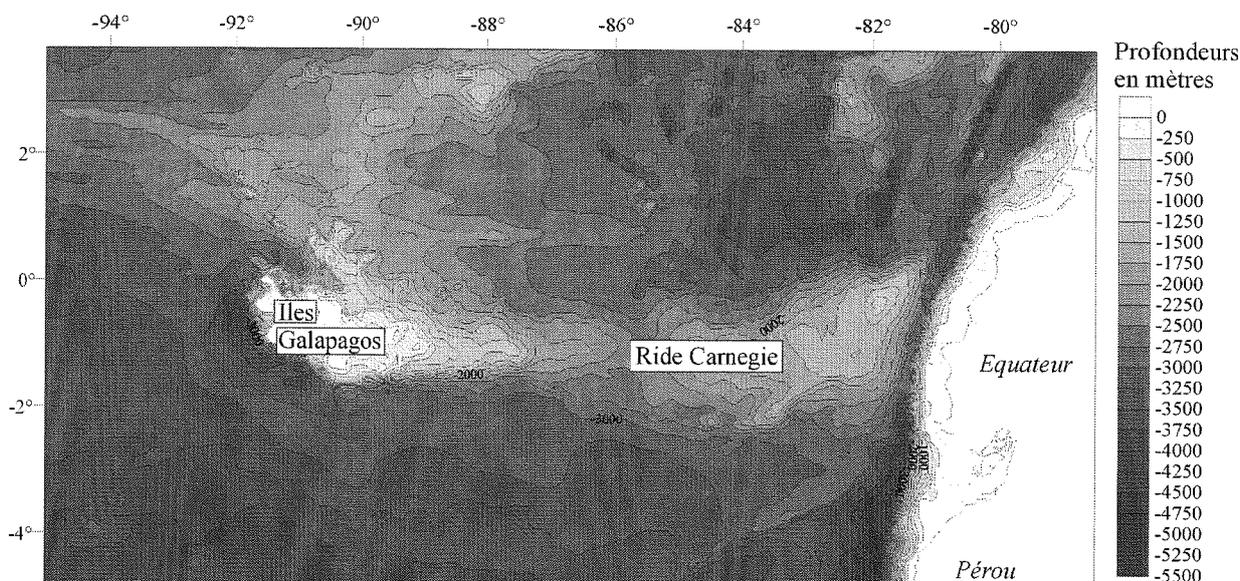
Section AA', subduction à fort pendage ESE, arc volcanique réduit

Section BB', région 2, lacune de sismicité de profondeur intermédiaire, subduction de la ride de Carnegie avec aplatissement supposé de la subduction, arc volcanique large s'étendant sur 150 km.

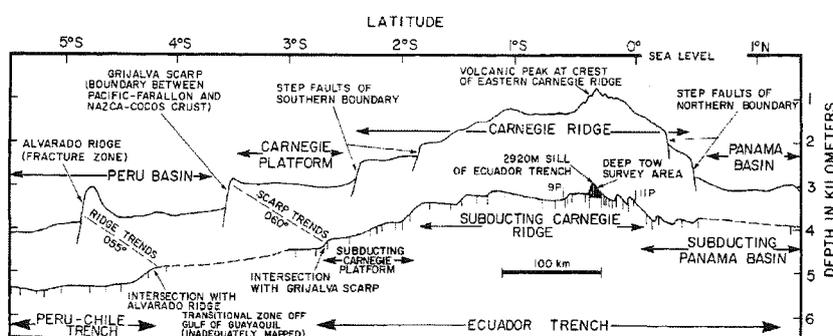
Section CC', région 3, arc volcanique réduit, fort pendage NE de la subduction

Section DD', région 4, subduction plane du Pérou, absence d'arc volcanique

Section FF', Profil parallèle à la chaîne andine illustrant l'absence de sismicité de profondeur intermédiaire et la subduction plane supposée liée à la ride Carnegie dans la région 2.



A - Carte Bathymétrique réalisée à partir des données du Modèle Numérique de Terrain ETOPO 5



—Lower profile is longitudinal section of Ecuador Trench and adjacent parts of Peru-Chile Trench, constructed by interpolation between maximum depths at all available crossings of trench axis (marked by short vertical lines on profile). Upper profile is along line 75 km seaward of trench axis, constructed from bathymetric map of Lonsdale and Klitgord (1978). Note general conformity of profiles.

B - Profil longitudinal de la fosse équatorienne selon Lonsdale (1978)

Fig. 8 : Carte bathymétrique et profil longitudinal de la fosse de subduction équatorienne.

de pente plus abrupts atteignant 20° . Au Sud de Punta Santa Elena, au large du Golfe de Guayaquil, seuls les 2000 m inférieurs de la pente sont abrupts. Ils présentent une pente régionale moyenne de l'ordre de 5° [Benítez, 1995]. La partie supérieure du talus continental, d'une largeur moyenne de 30 km, y présente des pentes régionales plus douces, de l'ordre de 2° , structurées en marches d'escalier et s'étageant entre 900 m et 1900 m.

Lonsdale [1978] montre l'existence d'un prisme d'accrétion tectonique au pied de la pente interne en se basant sur l'échantillonnage par dragage d'une boue pélagique d'âge pléistocène moyen, identique à celle du plancher de la fosse, 100 à 200 m en amont sur la pente. Toutefois, des études bathymétriques et sismiques récentes sur la marge péruvienne montrant une morphologie similaire ont

révélé l'existence de glissements à grande échelle suggérant un processus d'érosion superficielle contemporain d'une érosion tectonique frontale ou basale [Bourgeois *et al.*, 1988 ; Von Huene *et al.*, 1990, 1991 ; Duperret *et al.*, 1995]. La bathymétrie SeaBeam réalisée en 1997 lors d'un transit valorisé de l'Atalante pour le compte de l'IRD (ex-ORSTOM) semble confirmer l'existence de tels glissements de grande amplitude sur la pente interne de la fosse équatorienne entre $1,5^\circ$ et 2° S [Dumont, communication personnelle]. Cette érosion tectonique superficielle et la faiblesse des apports sédimentaires dans la fosse équatorienne indiquent plus probablement l'absence ou la taille très réduite du prisme d'accrétion au large de l'Equateur et la présence d'une marge en érosion tectonique prolongeant celle du Pérou.

1.3. Les grandes unités morphostructurales de l'Équateur continental

Trois grandes régions géographiques et morphologiques orientées parallèlement à la côte pacifique sont reconnues en Équateur (fig. 9 et 10) : la *Costa*, la *Sierra* ou zone andine et l'*Oriente* ou zone subandine et bassin d'avant-pays équatorien [Baldock, 1982].

1.3.1. La Costa ou zone côtière équatorienne

La *Costa* (fig. 9 et 10) s'étend de la ligne de côte au piedmont occidental des cordillères andines. Elle présente une altitude moyenne inférieure à 300 m qui culmine entre 400 et 600 mètres dans les cordillères de Jipijapa, Jama-Mache et de Chongón Colonche bordant la côte et appelées Cordillères Côtières. Le climat y est chaud, humide et tropical [Baldock, 1982].

Le substratum géologique de la zone côtière est formé par la formation Piñón, considérée d'âge crétacé inférieur (Age K/Ar de 107 Ma \pm 15 Ma, Kennerley, 1980). Elle est composée de basaltes et dolérites en « pillow-lava » de type MORB [Goossens et Rose, 1973 ; Juteau *et al.*, 1977 ; Wallrabe-Adams, 1990]. Cette formation constituerait les restes d'un plancher océanique à affinité de plateau océanique [Reynaud *et al.*, 1999 ; Lapierre *et al.*, 1999] accrétié à la paléomarge sud américaine au Crétacé supérieur et/ou Paléogène [Feininger et Bristow, 1980 ; Lebrat *et al.*, 1987 ; Roperch *et al.*, 1987 ; Bourgois *et al.*, 1990 ; Jaillard *et al.*, 1995, 1997]. Sa couverture présente des témoins de l'activité de plusieurs arcs volcaniques insulaires d'âge crétacé supérieur à éocène inférieur [Lebrat *et al.*, 1987 ; Jaillard *et al.*, 1995, 1997] et des bassins sédimentaires d'avant-arc d'âge paléogène (cf. § 4) et néogène [Marksteiner et Aleman, 1991 ; Jaillard *et al.*, 1995 ; Benítez, 1995].

Selon Feininger et Seguin [1983], les bassins néogènes de l'avant-arc équatorien correspondent aux anomalies gravimétriques négatives de Bouguer. Quatre bassins principaux peuvent ainsi être identifiés (fig. 11) : au Nord le bassin de Borbon situé près de la frontière Colombienne ; au centre le bassin de Manabí ; au Sud de la cordillère de Chongón Colonche le bassin de Progreso et le Golfe de Guayaquil, situé dans le golfe maritime du même nom à proximité de la frontière du Pérou et de l'Équateur. Entre la ligne de côte de l'Équateur et le bord de la plate-forme continentale, deux bassins de taille beaucoup plus réduite possédant une couverture sédimentaire de 1000 à 3000 m sont très mal connus : les bassins de Valdivia au Nord-Ouest de la péninsule de Santa-Elena et de Manta-Bahia à l'Ouest de la ville de Bahia de Caraquez.

1.3.2. La Sierra ou zone Andine

La *Sierra* constitue la zone des cordillères andines qui s'étend en Équateur sur 650 km de long et 130 km de large à une altitude moyenne de 3000 mètres. Au Nord de

2°S de latitude, elle comprend deux cordillères, occidentale et orientale ou « *real* », séparées par la vallée interandine (fig. 9 et 10). Leurs altitudes culminent à 6000 mètres au sommet des volcans quaternaires de l'arc actuel bordant la dépression interandine. Le climat y est varié et fonction de l'altitude et de la géomorphologie locale [Baldock, 1982].

a. La Cordillère Occidentale

La Cordillère Occidentale (fig. 9, 10 et 12) présente le même substratum d'affinité océanique (formation Piñón) que la zone côtière [Juteau *et al.*, 1977 ; Cosma *et al.*, 1998]. Sa bordure orientale constitue la zone de suture entre les « terranes » côtières à la paléomarge sud américaine. Cette zone de suture ophiolitique est recoupée par le « Dolores Guayaquil Megashear » ou faille Calacali-Pallatanga qui forme une zone de décrochements dextres le long de la bordure occidentale de la vallée interandine [Case *et al.*, 1971 ; Campbell, 1974 ; Feininger et Seguin, 1983 ; Lebrat, 1985]. Au Sud de 2°S de latitude, cette zone de décrochement s'incurve vers le SW en direction du Golfe de Guayaquil le long de la zone de failles de Pallatanga [Winter, 1990]. La cordillère occidentale est structurée dans son ensemble en plis et chevauchements à vergence ouest et recoupée par des plutons oligo-miocènes [Van Thournout *et al.*, 1992 ; Mc Court, 1997 ; fig. 9, 10 et 12].

b. La vallée interandine

La vallée interandine (fig. 9 et 10), d'une largeur de 25 km en moyenne, sépare sur plus de 300 km les cordillères Occidentale et Orientale d'Équateur qui la dominent de près de 1500 m [Ego, 1995]. Elle se développe sur un substratum supposé continental : le bloc allochtone de Chaucha-Arenilla [Feininger, 1982 ; Aspden *et al.*, 1988], accrétié à la paléomarge sud américaine au Jurassique supérieur [Aspden et Litherland, 1992]. Elle est bordée de deux zones de sutures : la suture ophiolitique Calacali-Pallatanga ou « Dolores Guayaquil Megashear » à l'Ouest ; et la suture Peltetec à l'Est. Ce substratum constitué de roches métamorphiques est recouvert de l'Oligocène à l'Actuel par des alternances de dépôts volcaniques continentaux et volcano-sédimentaires entrecoupées de phases d'érosion [Ego, 1995]. L'individualisation topographique majeure de la vallée interandine se produirait au Miocène supérieur - Pliocène inférieur et serait liée aux mouvements transpressifs des deux cordillères sur le bloc Chaucha-Arenilla qui réactiveraient les deux zones de sutures bordières [Ego, 1995].

c. La cordillère Orientale ou « Real »

La Cordillère orientale (fig. 9 et 10) est une ceinture de roches volcano-sédimentaires paléozoïques à

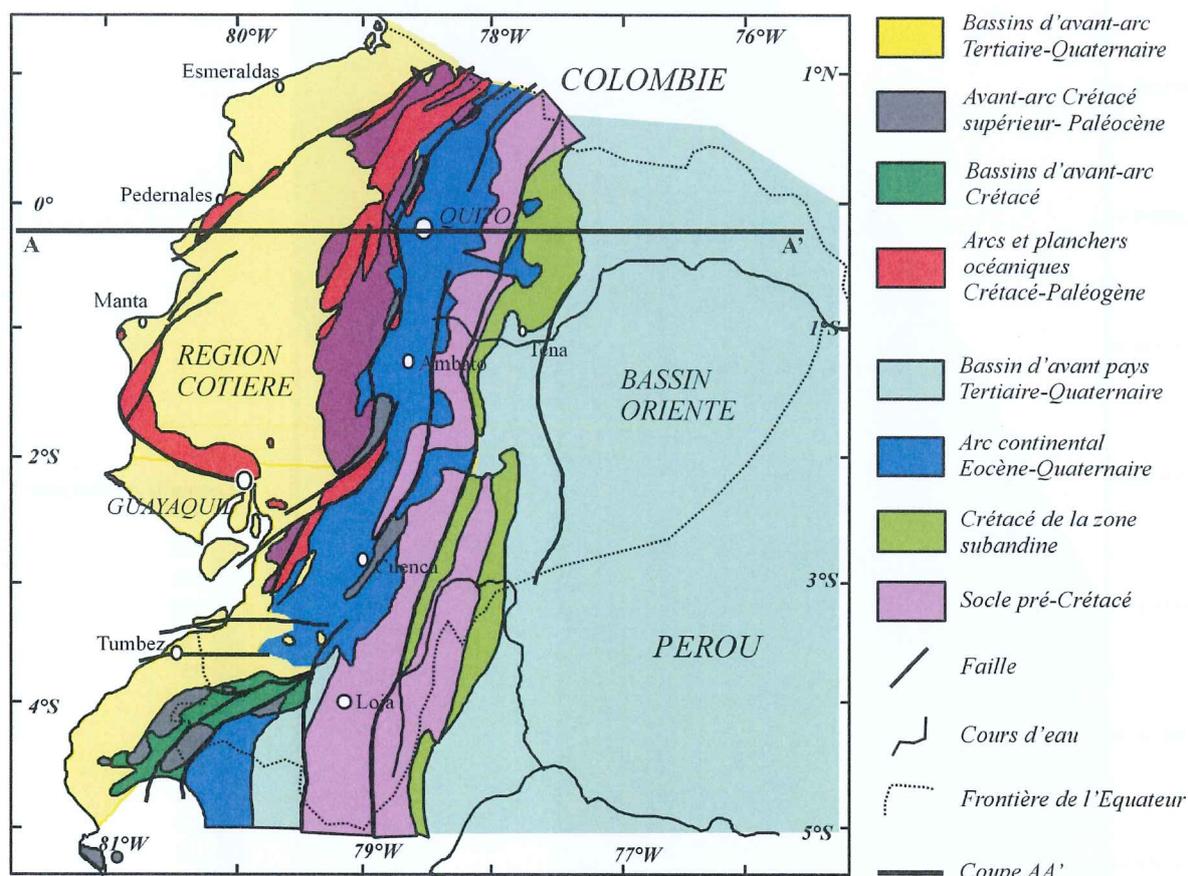


FIG. 9. – Carte géologique schématique de l'Equateur.

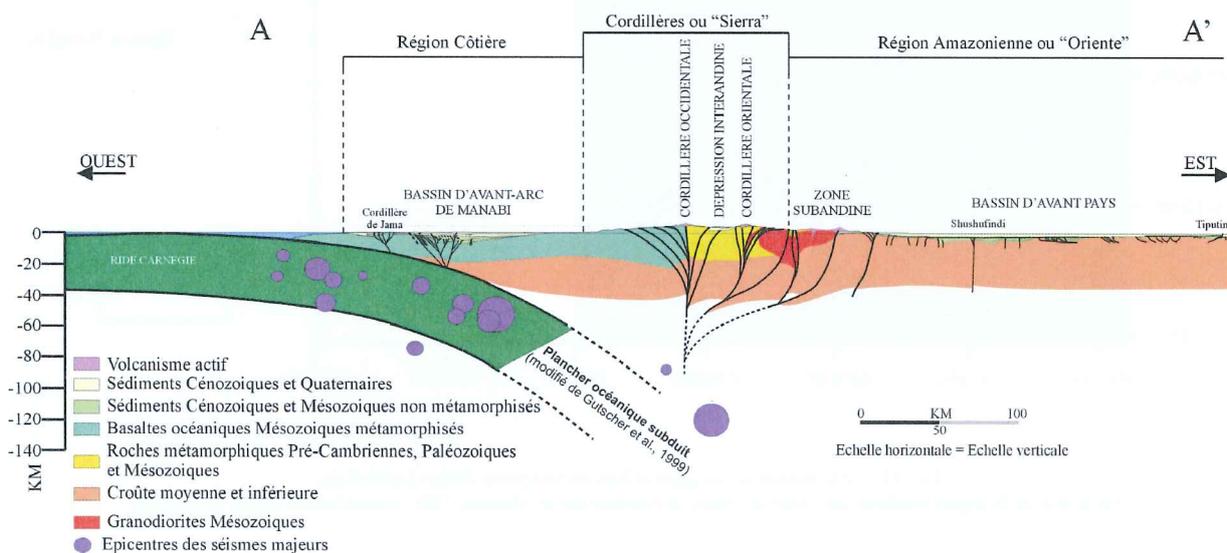


FIG. 10. – Coupe structurale régionale de l'Equateur.

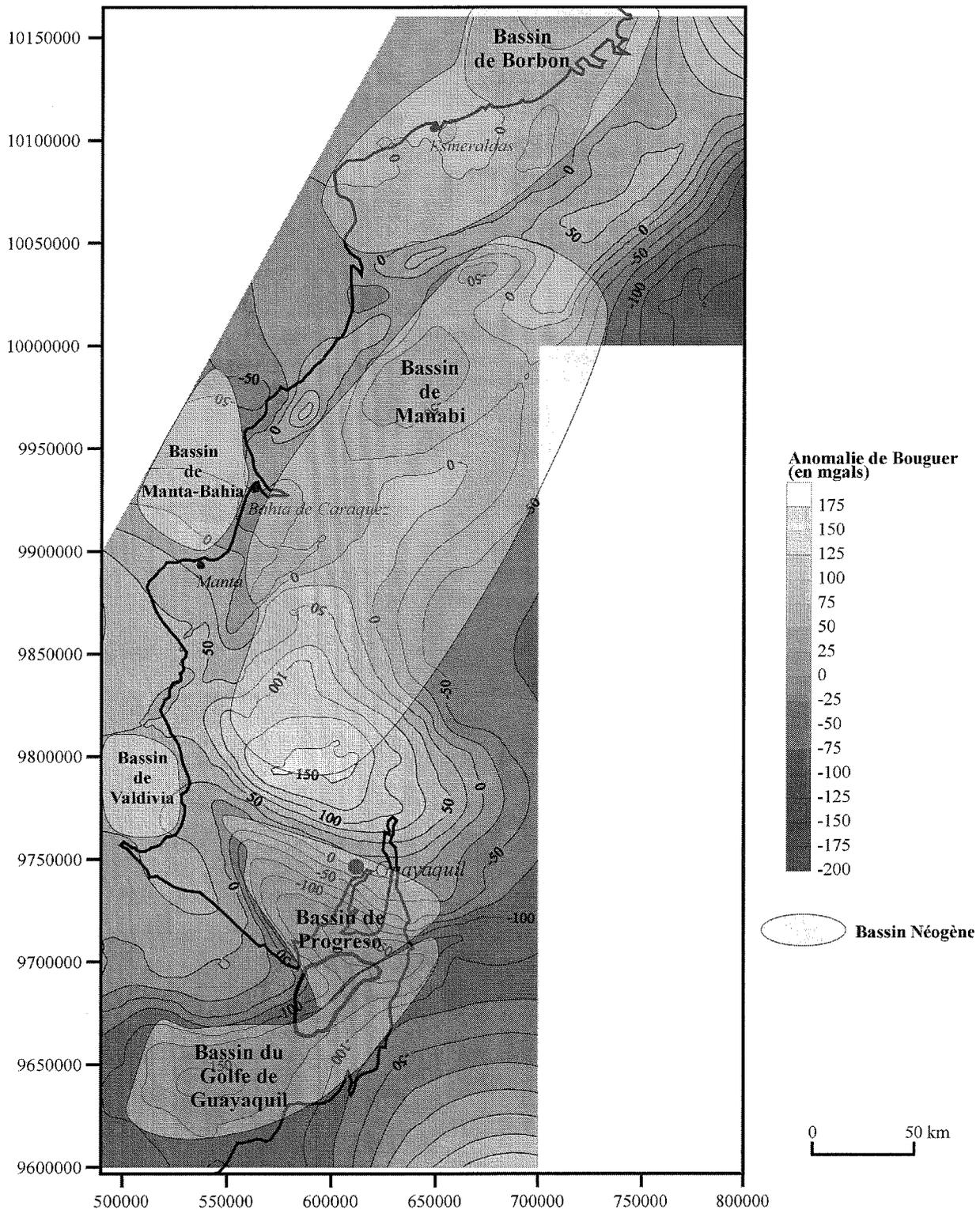


Fig. 11. – Anomalies de Bouguer et bassins néogènes côtiers équatoriens (Anomalie de Bouguer modifiée de Trout & Pham, in Marksteiner & Aleman, 1991. Coordonnées UTM, en mètres).

mésozoïques et de plutons qui présente un métamorphisme localement élevé. Elle est comprise entre la suture Peltetec et le front de chevauchement andin [Feininger, 1982 ; Baldock, 1982]. Celui-ci est matérialisé par une série de failles chevauchantes à forts pendages ouest : les failles de Cosanga, Méndez et Palanda [Aspden et Litherland,

1992]. Aspden et Litherland [1992] ont déterminé 4 unités « lithotectoniques » à l'Est de la suture Peltetec (fig. 13) : l'unité Alao composée de séquences sédimentaires d'arc volcanique d'âge jurassique supérieur et de bas métamorphisme, l'unité Loja de métamorphisme moyen et constituée de plutons granitiques triasiques de type S intrusifs

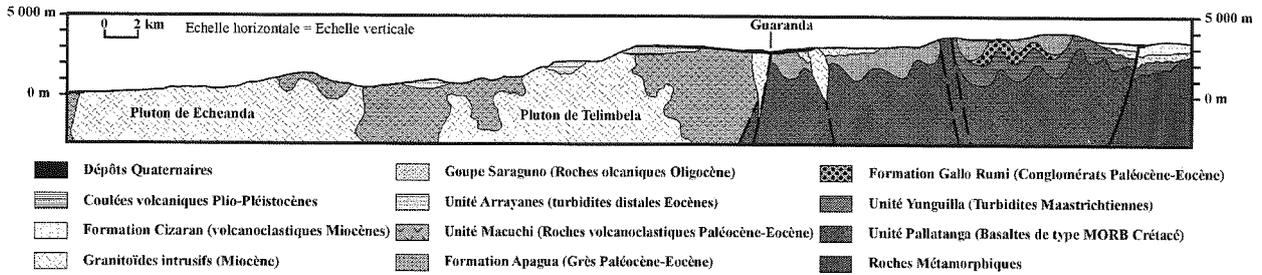
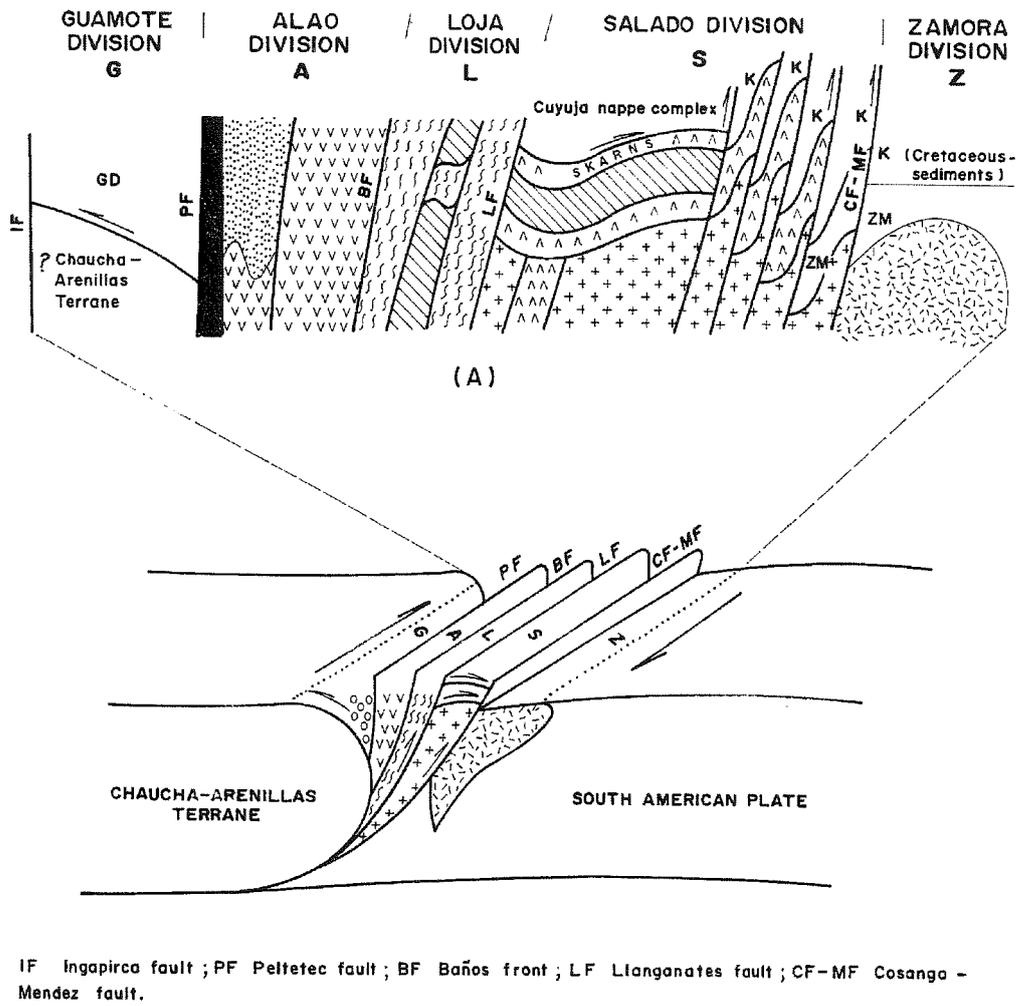


Fig. 12. – Coupe E-W de la cordillère occidentale d'Equateur [d'après Mc Court, 1997].



(A) Schematic section across the Cordillera Real (see Fig. 2 for stratigraphic details); (B) possible collision model to account for the disposition of the individual lithotectonic divisions.

Fig. 13. – Coupe schématique à travers la cordillère orientale d'Equateur (A) et modèle proposé de collision expliquant la mise en place des différentes unités lithostratigraphiques (B) [d'après Aspden et Litherland, 1992].

dans des sédiments continentaux paléozoïques, l'unité Salado de bas métamorphisme formée par des plutons calco-alcalins intrusifs dans des séquences volcano-sédi-

mentaires et l'unité Zamora comprenant des plutons calco-alcalins et des roches volcano-sédimentaires jurassiques non métamorphisées et non déformées.

1.3.3. L'Oriente ou bassin amazonien d'Equateur

L'Oriente équatorien (fig. 9 et 10) est un bassin subandin [Dashwood et Abbotts, 1990] qui s'étend à l'Est de la Cordillère Orientale. Il est constitué du piedmont andin (zone subandine s.s.) et d'une partie de l'avant-pays andin considéré comme appartenant au Haut-bassin Amazonien. Son altitude est inférieure à 200 m à l'Est dans l'avant-pays et culmine à 2000 m vers l'ouest dans les soulèvements du Napo et de Cutucú. Le climat y est tropi-

cal et la pluviométrie élevée [Baldock, 1982].

Le bassin sédimentaire de l'Oriente équatorien est un « retroforeland » [DeCelles et Gilles, 1996] qui s'est développé sur la marge occidentale des cratons précambriens guyanais et brésiliens. Son remplissage sédimentaire d'âge paléozoïque à actuel (fig. 14) [Tschopp, 1953 ; Canfield *et al.*, 1982 ; Daswood et Abbotts, 1990 ; Jaillard, 1997 ; Baby *et al.*, 1997, 1998, 1999 ; Christophoul, 1999] affleure dans les cordillères de la zone subandine. Les premières séries sédimentaires bien conservées correspon-

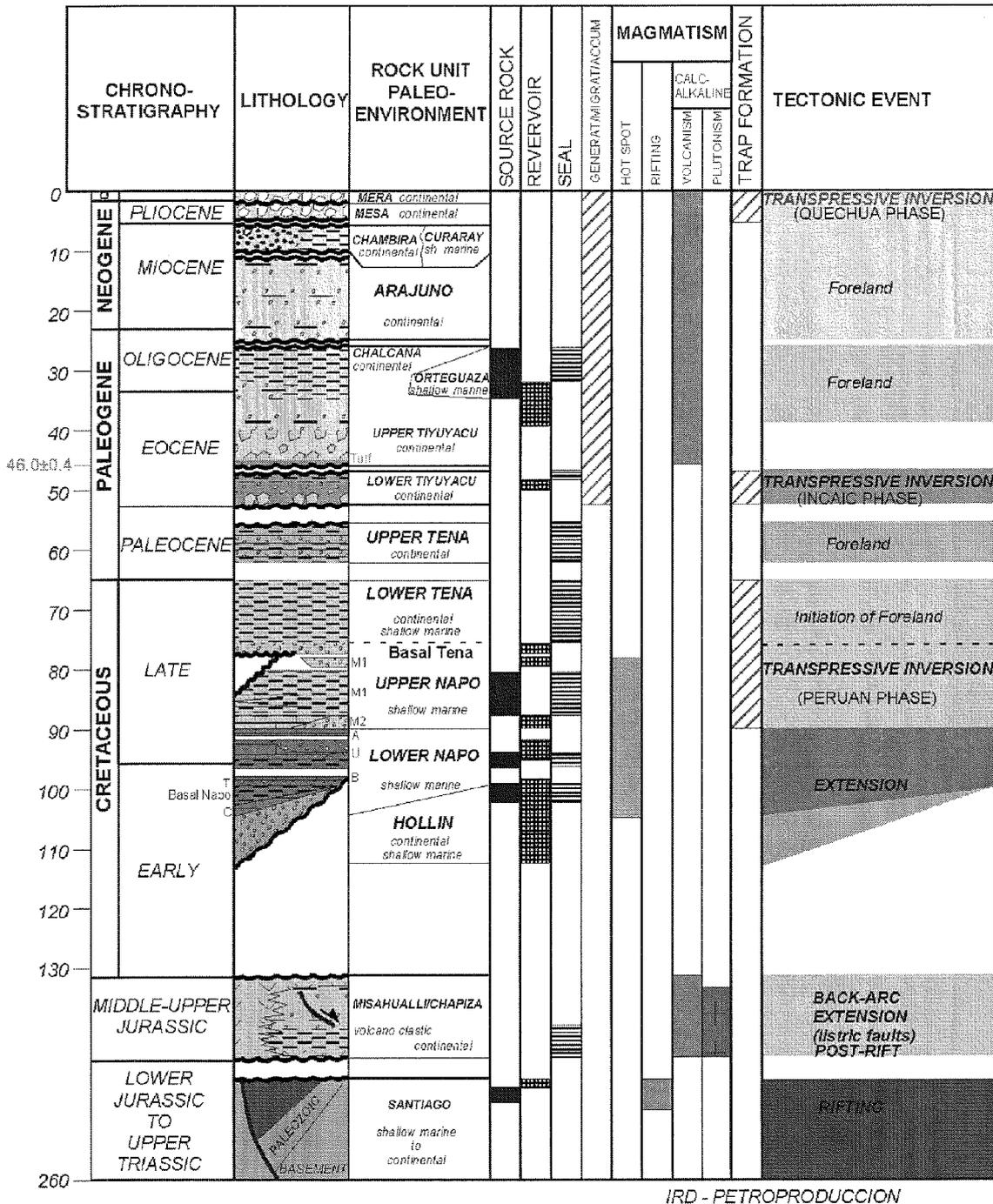


Fig. 14. – Unités tectono-sédimentaire du bassin Oriente [d'après Christophoul, 1999].

dent à des dépôts continentaux à marins peu profonds, en partie volcanoclastiques, d'âge triasique à jurassique, mis en place dans un contexte de rifting [Christophoul, 1999]. Elles sont recouvertes en discordance par les séries sédimentaires pré-orogéniques d'environnement continental à marin peu profond et d'âge crétacé (bassin péricratonique), puis par les séries continentales cénozoïques d'avant-pays à ingression marines temporaires [Dashwood et Abbotts, 1990 ; Christophoul, 1999 ; Barragan, 1999].

L'Oriente équatorien est structuré en trois domaines tectono-sédimentaires différenciés par leurs caractéristiques géométriques et cinématiques liées à l'héritage triasique et jurassique [Baby *et al.*, 1998] (fig. 15). Ces trois domaines correspondent à trois couloirs de décrochement dextre d'orientation NNE-SSW, résultant de l'inversion de systèmes de rifts trias-jurassique [Baby *et al.*, 1998, 1999 ; Christophoul *et al.*, soumis]. A l'Ouest, le système subandin comprenant les soulèvements du Napo et de Cutucú se caractérise par une importante activité volcanique et sismique. Au centre, le Corridor Shushufindi-Sacha comprend les plus grands champs pétroliers d'Equateur qui correspondent à des structures en fleur positives dont le développement débute dès le Crétacé supérieur [Dashwood et Abbotts, 1990 ; Baby *et al.*, 1998]. A l'Est, le Système inversé Capiron-Tiputini est plus récent et constitue la limite orientale du Bassin Oriente.

2. – LE SUBSTRATUM ET L'HÉRITAGE TECTONO-SÉDIMENTAIRE DE L'AVANT-ARC : LE CRÉTACÉ-PALÉOÈNE

2.1. Evolution sédimentaire

Les séries sédimentaires du Crétacé-Paléogène (fig. 16), surmontant le socle de la province côtière équatorienne, ont été abondamment étudiées ces dernières années par Jaillard *et al.* [1992, 1995, 1997] et Benítez [1995]. Ces auteurs ont distingué quatre domaines paléogéographiques : au NW de la faille de Manabí (région de Manta) ; au SW de cette faille, au Nord (région de Guayaquil) et au Sud (région de Santa Elena) de la faille de Chongon-Colonche ; et à l'Est de la province côtière dans l'actuelle Cordillère Occidentale (fig. 17).

2.1.1. Le Crétacé-Paléocène

Au NW de la faille de Manabí (fig. 16 et 17), le substratum Piñón (cf. § 1.3.1) est surmonté par des grauweekes, des conglomérats à éléments volcaniques et des coulées basaltiques traversées de dykes. Cette série appelée Formation San Lorenzo est datée du Campano-Maastrichtien par des microfaunes et des datations radiométriques [Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995] et caractérisée par l'absence de matériel détritique d'origine

continentale. Elle est interprétée comme une série d'arc insulaire [Lebrat *et al.*, 1987].

Au Sud de la faille de Manabí (fig. 16 et 17), la Formation Piñón est recouverte par une fine couche de basaltes en coussins, andésites basaltiques et diabases, interprétée comme les restes d'un arc océanique d'âge aptien supérieur – albien (voire cénomanien ?) et appelée membre Las Orquideas par Reynaud *et al.* [1999].

Ces roches sont surmontées en concordance par 200 m de cherts noirs, de tufs, de calcaires fins laminés et de turbidites fines volcanoclastiques. Ces dépôts sont connus sous le nom de Formation Calentura et indiquent un environnement de dépôt pélagique anaérobie. Ils sont datés par des foraminifères du Cénomaniens supérieur-Turonien et par des nannofossiles du Coniacien [Gamber *et al.*, 1990].

Au-dessus, repose en conformité une série de 2000 m de turbidites volcanoclastiques, formant deux séquences granodécroissantes composées de conglomérats, grès grossiers, et niveaux argileux. Ces dépôts constituent la Formation Cayo datée du Coniacien-Campanien et seraient le produit du démantèlement d'un arc insulaire d'âge crétacé supérieur [Arc Cayo, Marksteiner et Alemán, 1991 ; Benítez, 1995].

Au-dessus de la Formation Cayo, repose en apparente concordance la Formation Guayaquil au nord de la faille Colonche et au sud son équivalent stratigraphique la Formation Santa Elena [Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995].

La Formation Guayaquil est une série épaisse de 400 m composée de tufs et d'argiles noires, de cherts et de turbidites fines volcanoclastiques. Ces dépôts sont datés par des nannofossiles et des radiolaires de l'intervalle Maastrichtien-Paléocène supérieur basal et caractérisés par l'absence de quartz détritique et une faible déformation.

La Formation Santa Elena est constituée par des dépôts de lithologie similaire mais cisailés, altérés et légèrement métamorphisés. Elle a été datée également du Maastrichtien-Paléocène. Elle est surmontée en discordance par une puissante série d'âge paléocène terminal de turbidites de haute énergie, conglomératiques, très riches en quartz et en éléments de roches métamorphiques, sans équivalent au nord de la faille Colonche : le Groupe Azúcar.

Dans la Cordillère Occidentale (fig. 16 et 17), la Formation San Juan [équivalent possible de la Formation Piñón ; Desmet, 1994] est surmontée par des roches volcaniques et volcanoclastiques d'âge crétacé et d'origine océanique, anciennement regroupées dans la Formation Macuchi [Baldock, 1982]. Cosma *et al.* [1998] y distinguent 3 unités. A la base, au-dessus de la Formation Piñón, des roches volcaniques basiques d'âge pré-coniacien constituent l'Unité Toachi. Les études géochimiques [Cosma *et al.*, 1998] indiquent que le volcanisme de cette unité dérive d'une source mantellique appauvrie, très légèrement contaminée par des sédiments pélagiques. Il s'agirait donc de dépôts d'arc intra-océanique, équivalent

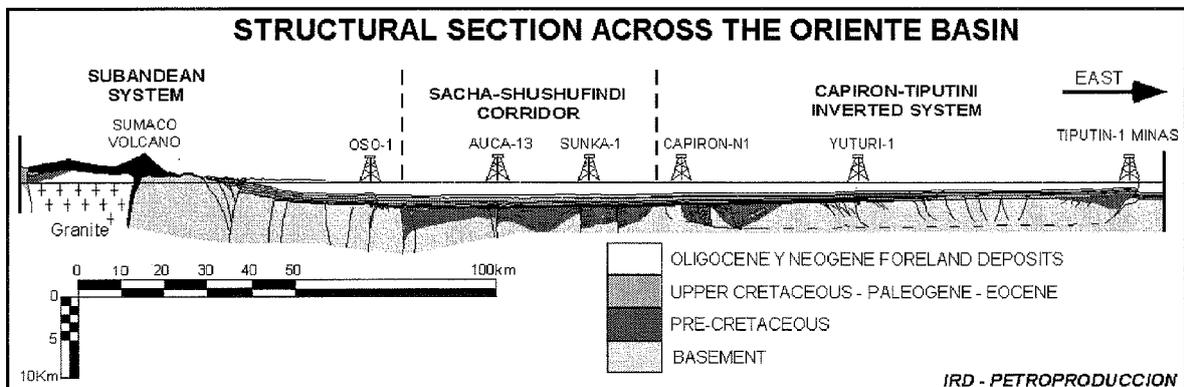
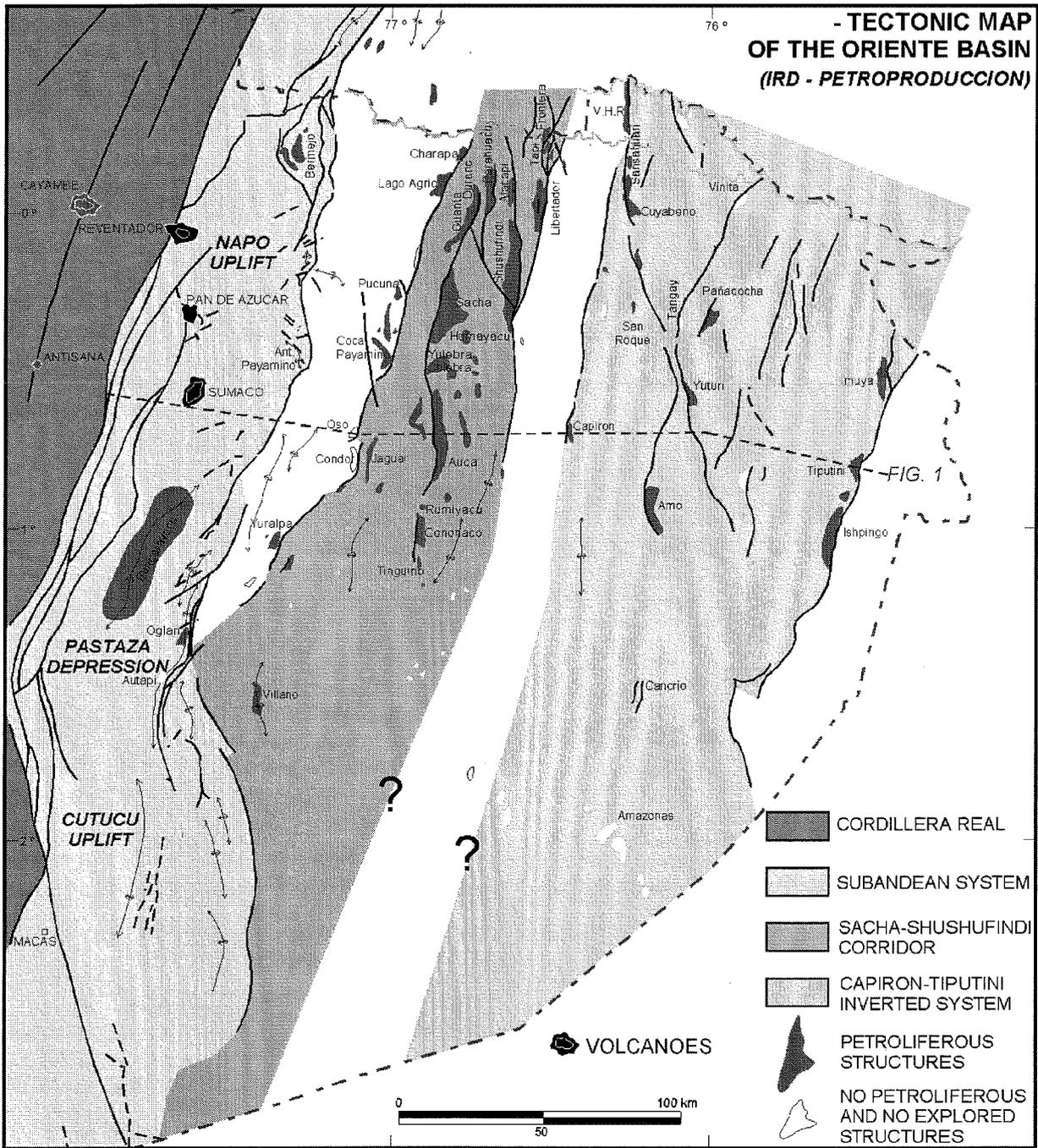


Fig. 15. – Carte et coupe structurale de l’Orienté équatorien [d’après Baby *et al.*, 1999].

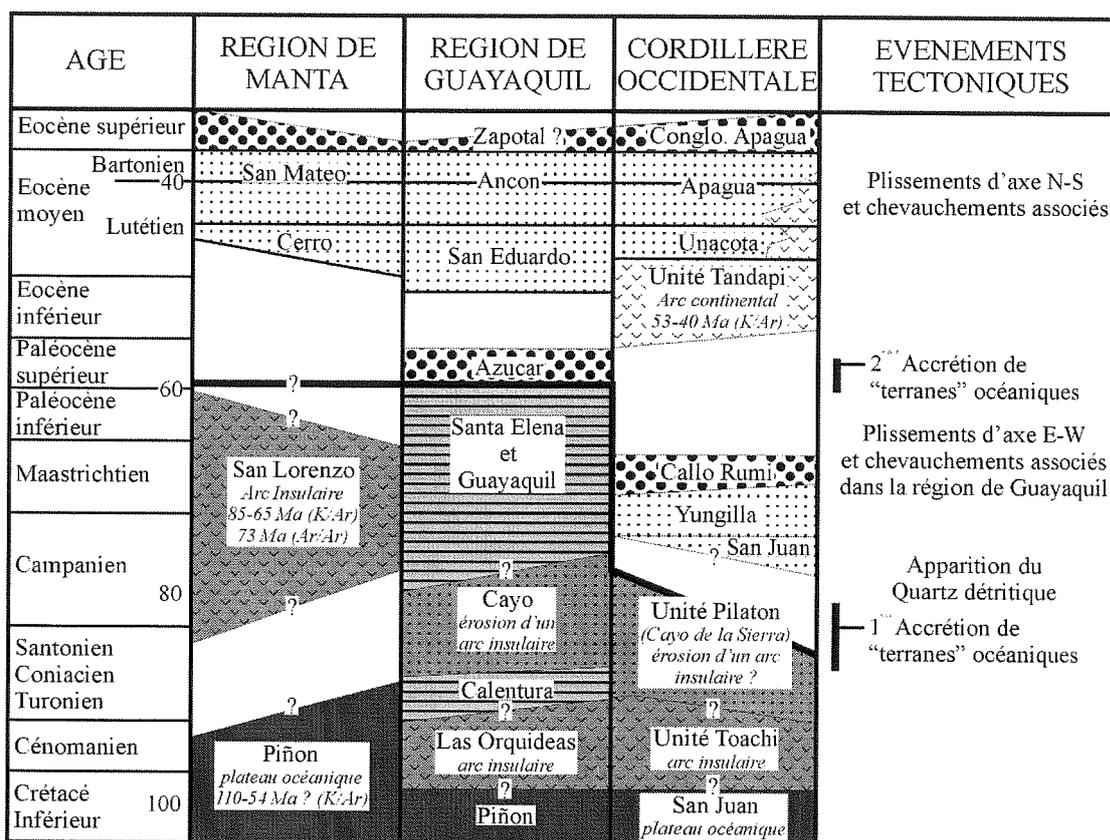


Fig. 16. – Evolution tectono-sédimentaire du substratum Crétacé-Paléocène de l'avant-arc équatorial [modifié de Cosma *et al.*, 1998].

stratigraphique et lithologique de la formation Las Orquideas.

Au-dessus, reposent des dépôts volcano-sédimentaires datés du Turonien supérieur – Campanien. Ces dépôts constituent l'Unité Pilon et sont interprétés comme les produits du démantèlement d'un arc insulaire, probablement l'Unité Toachi. Ils constitueraient ainsi un équivalent stratigraphique et lithologique de la Formation Cayo.

En discordance sur les dépôts crétacés, la Formation Yungilla est formée de sédiments turbiditiques riches en quartz et datés du Campanien supérieur et Maastrichtien [Faucher et Savoyat, 1973 ; Bristow et Hoffstetter, 1977]. Elle est donc un équivalent stratigraphique des formations Guayaquil et Santa Elena.

2.1.2. Les séries éocènes

Au nord de la faille de Chongón Colonche (fig. 16 et 17), les premiers dépôts éocènes correspondent à des turbidites calcaires remaniant des organismes de plate-forme continentale très peu profonde. Ils constituent la Formation San Eduardo, d'âge éocène inférieur à éocène moyen [Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995, 1997]. Vers le nord-ouest, en contact discordant érosif sur les formations Guayaquil, Cayo ou San Lorenzo, s'observent des

dépôts transgressifs constitués par les marnes, argiles et turbidites gréseuses de plate-forme distale des formations Cerro, Las Masas, et San Mateo inférieur. Ces dépôts ont été datés de l'Eocène moyen [Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995]. Ils sont surmontés abruptement par les parties moyennes et supérieures de la Formation San Mateo, qui sont elles mêmes datées du Lutétien – Bartonien inférieur, et forment une série de près de 700 m de grès lithiques, conglomérats grossiers à faciès de fan deltas, plages et plate-forme peu profonde [Navarette, 1986 ; Contreras, 1990 ; Jaillard *et al.*, 1995, 1997].

Au sud de la faille de Chongón Colonche (fig. 16 et 17), la transgression éocène est soulignée par des dépôts slumpés et des coulées de débris qui sont datés de la partie supérieure de l'Eocène inférieur ou du Lutétien inférieur [Jiménez et Mostajo, 1990 ; Benítez, 1995]. Ils forment le faciès Clay Pebble Beds [Marchant, 1956 ; Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995]. Le reste de la séquence éocène est constitué par les formations Socorro et Seca datées du Lutétien. L'ensemble des formations éocènes est connu sous le nom de Groupe Ancon.

La Formation Socorro est formée de marnes, de grès fins d'environnement de plate-forme externe et d'épaisse intercalations de grès turbiditiques diminuant vers le sommet [Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995, 1997]. La

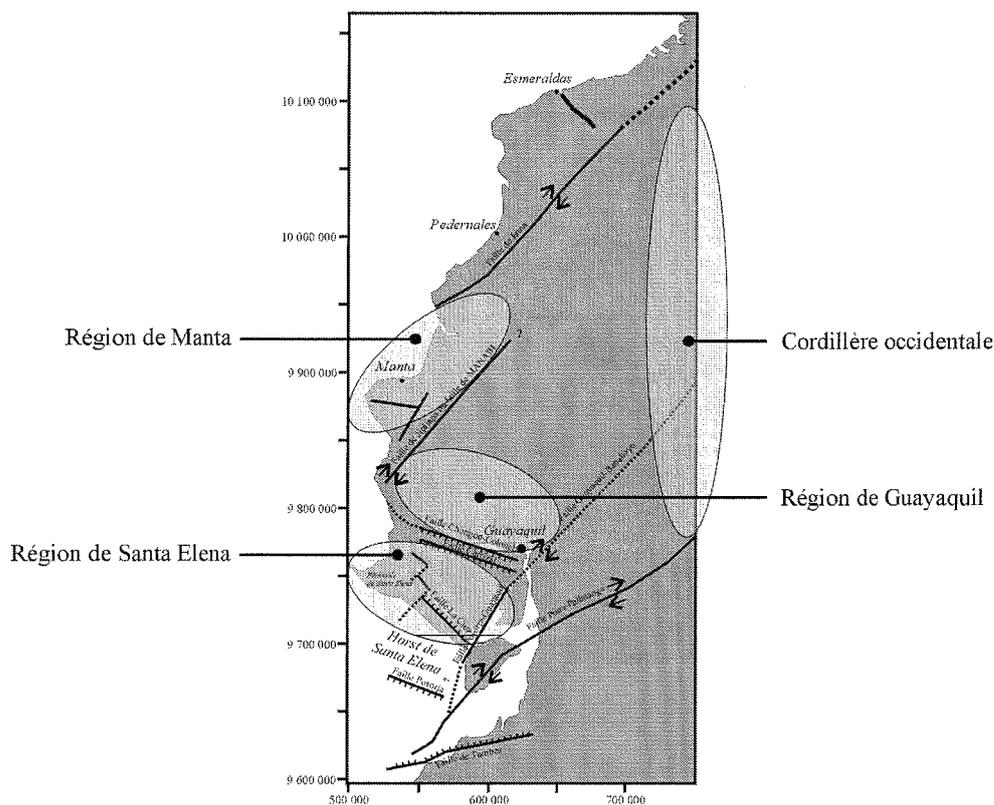


Fig. 17. – Localisation des principaux domaines paléogéographiques Crétacé-Paléogène de Jaillard *et al.* [1995 et 1997] et Benitez [1995] (coordonnées UTM, en mètres).

Formation Seca sus-jacente est composée de marnes, de fins niveaux gréseux de tempestites et de rares turbidites fines. Les bioturbations et faunes néritiques augmentent vers le sommet de la formation indiquant le passage à un environnement de plate-forme continentale peu profonde [Jaillard *et al.*, 1995, 1997].

Ces formations sont surmontées abruptement par les dépôts de la Formation Punta Ancon. Ceux-ci s'organisent en séquences clastiques grano- et strato-croissantes formées d'argiles rouges, de grès fins, de grès lithiques et de conglomérats. Leurs structures sédimentaires traduisent un environnement littoral [Jaillard *et al.*, 1995].

Dans la Cordillère Occidentale (fig. 16 et 17), trois formations ont fourni des âges éocènes : les formations Tandapi, Unacota et Apagua.

La Formation Tandapi est composée de couches rouges continentales et de volcanites acides et basiques. Elle repose en discordance sur l'Unité Pilaton (cf. § 1.1.a) et est datée de l'Eocène inférieur à moyen [53 à 40 Ma, Henderson, 1979 ; Eguez, 1986 ; Wallrabe-Adams, 1990 ; Van Thournout *et al.*, 1990]. Ses relations avec la Formation Apagua (cf. infra) sont encore discutées. L'étude géochimique de Cosma *et al.* [1998] a montré que le volcanisme de l'Unité Tandapi dérive d'un arc magmatique

installé sur une croûte continentale en contexte de marge active.

Plus à l'Ouest dans la cordillère, l'Eocène débute par les calcaires transgressifs péri-récifaux de la Formation Unacota [Henderson, 1979]. Ils sont surmontés par les dépôts turbiditiques gréseux grossiers et conglomératiques à intercalations argileuses noirâtres silicifiées de la Formation Apagua qui ont fourni des radiolaires et des foraminifères de l'Eocène moyen à supérieur [Eguez, 1986 ; Bourgeois *et al.*, 1990]. Plus récemment, des microfaunes du Paléocène inférieur à moyen ont été trouvées dans une unité de turbidites argileuses fines, corrélée par Mc Court *et al.* [1997] avec la partie occidentale de la Formation Apagua.

La séquence éocène s'achève par les conglomérats continentaux de la formation Rumi Cruz non datés mais attribués à l'intervalle Eocène supérieur – Oligocène moyen.

La séquence éocène montre donc une évolution comparable sur l'ensemble du domaine de l'avant-arc équatorial. Elle repose en discordance érosive sur les dépôts du Crétacé – Paléocène et forme, après l'épisode transgressif basal diachronique avec approfondissement, une séquence de plate-forme continentale marine devenant de plus en plus continentale et grossière vers son sommet.

2.2. Evolution tectonique et géodynamique (fig. 16)

Dans le domaine avant-arc équatorien, le premier événement tectonique est identifié par l'arrivée de quartz détritiques au Campanien supérieur-Maastrichtien [Formation Yunguilla, cf. § 3.1.1) en discordance sur les séries océaniques de la Cordillère Occidentale, et par un fort événement thermique dans la Cordillère Orientale entre 85 et 80 Ma [Litherland *et al.*, 1994]. Il correspond à la fin de l'activité de l'Arc Cayo, à son remplacement par l'Arc San Lorenzo et à un premier épisode d'accrétion de terrains océaniques au Santonien et/ou Campanien inférieur [Jaillard *et al.*, 1997 ; Reynaud *et al.*, 1999].

Le deuxième événement tectonique est marqué par la déformation observée dans les dépôts de la Formation Santa Elena et scellée par les dépôts des turbidites riches en quartz du Groupe Azúcar.

La Formation Santa Elena est en effet affectée de plis isoclinaux d'axe E-W associés à une schistosité de flux de plan axial de direction E-W faiblement inclinée vers le Sud et à des plans de cisaillement de direction E-W faiblement inclinés, à critère de cisaillement vers le Nord ou le NNW [Jaillard *et al.*, 1997]. Cette déformation, maximale dans la péninsule de Santa Elena, s'atténue vers le Nord et l'Est et est totalement absente au nord de la faille Colonche dans les dépôts de la Formation Guayaquil. Ceux-ci ne sont affectés que par de faibles ondulations à grand rayon de courbure. En tenant compte des rotations horaires importantes observées dans les terrains côtiers équatoriens [Roperch *et al.*, 1987], cette déformation est interprétée par Jaillard *et al.* [1997] comme résultant de la collision du bloc océanique de la péninsule de Santa Elena avec la marge continentale le long d'un contact à plongement Est parallèle au paléo-plan de subduction. Cet événement est daté par encadrement stratigraphique du Paléocène supérieur. Cette collision serait liée à la réorganisation géodynamique affectant la plaque Farallón dont la dérive s'accélère et passe d'une orientation NNE ou N à NE ou ENE, augmentant la composante normale de la convergence en Equateur [Jaillard *et al.*, 1997]. Ce changement serait marqué par ailleurs en Equateur par l'arrêt de l'activité de l'Arc San Lorenzo d'âge campanien - paléocène et le développement de l'Arc Tandapi d'âge paléocène terminal - éocène inférieur.

A l'Eocène, les dépôts enregistrent sur tout le domaine avant-arc des déformations synsédimentaires extensives telles que slumps, coulées de débris et failles synsédimentaires normales dont l'ampleur et la fréquence

diminuent vers le sommet de la séquence. Jaillard *et al.* [1997] interprètent ces manifestations comme la marque de la création de bassins avant-arc tout au long de la marge andine équatorienne. Ils proposent que la subsidence rapide de ces bassins soit liée à l'érosion tectonique de la base de la marge continentale, le long de la zone de subduction, lors de la phase compressive précédente datée du Paléocène supérieur. La diminution du couplage mécanique entre la plaque en subduction et la plaque chevauchante et la diminution de la contrainte, qui suit la crise compressive, permettraient alors l'effondrement de la zone avant-arc consécutive à l'érosion tectonique.

La dernière crise tectonique d'âge éocène dans le domaine avant-arc équatorien débute par un événement daté du Bartonien inférieur. Des dépôts datés de cette époque et composés de grès grossiers et conglomérats à éléments volcaniques présentent des paléo-courants organisés de manière radiaire à la cordillère de Chongón Colonche et indiquent ainsi la surrection et l'érosion de cette dernière [Jaillard *et al.*, 1995].

Cet événement est suivi par une phase régionale révélée par les plis cylindriques de direction axiale N-S à NE-SW à déversement W ou NW, associés à des failles inverses et des surfaces de chevauchement de direction N-S à NE-SW de pendage E ou SE, qui affectent les dépôts de la Formation Ancon. Jaillard *et al.* [1997] datent cette phase de l'intervalle Priabonien - Oligocène inférieur à partir de critères stratigraphiques. Ils estiment qu'elle correspond à la phase Inca [Noble *et al.*, 1979 ; Mégard, 1984 ; Sébrier *et al.*, 1988] et est responsable de l'émergence de la plus grande partie de la zone côtière à l'Oligocène et de la déformation en compression des terrains accrétés contre la marge continentale. Les variations observées dans la géométrie du contact entre les unités océaniques et la paléo-marge, qui présente un pendage Est ou Ouest très abrupt selon les auteurs et/ou les lieux, seraient liées à la reprise du contact antérieur à pendage Est par le chevauchement vers l'Est du bloc océanique côtier sur la paléo-marge continentale.

La dernière crise tectonique compressive d'âge paléogène se produirait à l'Oligocène terminal. Elle n'a pu être caractérisée en Equateur où aucun dépôt de cet âge n'est reconnu. Selon Jaillard *et al.* [1997], le développement des bassins avant-arc néogènes en Equateur pourrait être une conséquence de l'érosion tectonique importante lors de cette dernière phase compressive, selon un mécanisme similaire à celui de la phase extensive de l'Eocène inférieur à moyen.

CHAPITRE 2

LES BASSINS NEOGENES DE L'AVANT-ARC EQUATORIEN : LIMITES ET SEQUENCES TECTONO-SEDIMENTAIRES

Nous avons vu dans le chapitre précédent (§ 3.1) que quatre bassins néogènes principaux pouvaient être identifiés dans l'avant-arc équatorien. Ce sont du Nord au Sud (fig. 2, 11 et 18): les bassins de Borbon, Manabi, Progreso et du Golfe de Guayaquil. Ces bassins ont fait l'objet de nombreuses campagnes de prospection pétrolière depuis la découverte du champ pétrolifère d'Ancon dans les séries paléogènes de la presqu'île de Santa Elena au début du siècle (fig. 2). Dans le cadre de la convention de coopération entre l'IRD (ex-ORSTOM) et la compagnie pétrolière d'état équatorienne PETROPRODUCCION, nous avons repris l'étude de ces bassins à partir de la compilation des données disponibles dans les archives de PETROPRODUCCION, de la ré-interprétation de nombreuses sections sismiques et de la réalisation de plusieurs campagnes de géologie de terrain.

Benitez [1995] a utilisé la paléo-géographie du Crétacé supérieur et du Paléogène pour définir deux zones dans la province côtière équatorienne, appelées zone Nord et zone Sud et séparées par la faille Chongon-Colonche d'orientation N110. La zone Nord comprend ainsi les bassins de Borbon et de Manabi, et la zone Sud les bassins de Progreso et du Golfe de Guayaquil (fig. 18). Cette différenciation se retrouve également dans la toponymie de la stratigraphie néogène. Dans un souci de clarté, nous analyserons donc d'abord les bassins de la partie Sud puis ceux de la partie Nord.

Pour chacun de ces domaines, après avoir présenté les limites des différents bassins, nous décrirons les séquences tectono-stratigraphiques telles qu'elles ont pu être déterminées par l'étude des sections sismiques et les études de terrain.

1. – LE SUD DE L'AVANT-ARC ÉQUATORIEN : LES BASSINS DE PROGRESO ET DU GOLFE DE GUAYAQUIL

1.1. Introduction : limites des bassins et aperçu historique de leur exploration

La partie Sud de la côte équatorienne comprend deux bassins sédimentaires d'âge néogène : le bassin de Progreso et le Golfe de Guayaquil.

Le bassin Progreso correspond à la zone effondrée de l'avant-arc situé entre la Cordillère de Chongon Colonche et le horst de Santa Elena-Posorja (fig. 18). Il est compris entre les failles Carrizal au Nord et La Cruz au Sud, d'orientation NO-SE. Sa prospection a débuté dès le début du siècle après la découverte du champs d'Ancón dans la péninsule de Santa Elena, puis s'est intensifiée sous l'impulsion des compagnies IEPC (International Ecuadorian Petroleum Company) et CALEC (Californian Ecuadorian Company) dans les années 1940-1960 où une dizaine de forages secs furent réalisés. La dernière campagne d'exploration fut menée au début des années 80 lorsque CEPE (Corporation Estatal Petrolera del Ecuador – aujourd'hui PETROPRODUCCION) relança la prospection dans la région et réalisa une intense campagne de géologie de terrain combinée à l'acquisition de plus de 500 km de sections sismiques.

Le Golfe de Guayaquil prolonge l'estuaire du fleuve Guayas à l'Ouest de l'île Púna et correspond en grande partie au Golfe maritime séparant le bloc côtier équatorien du Nord du Pérou (fig. 18). Il a été intensément pros-

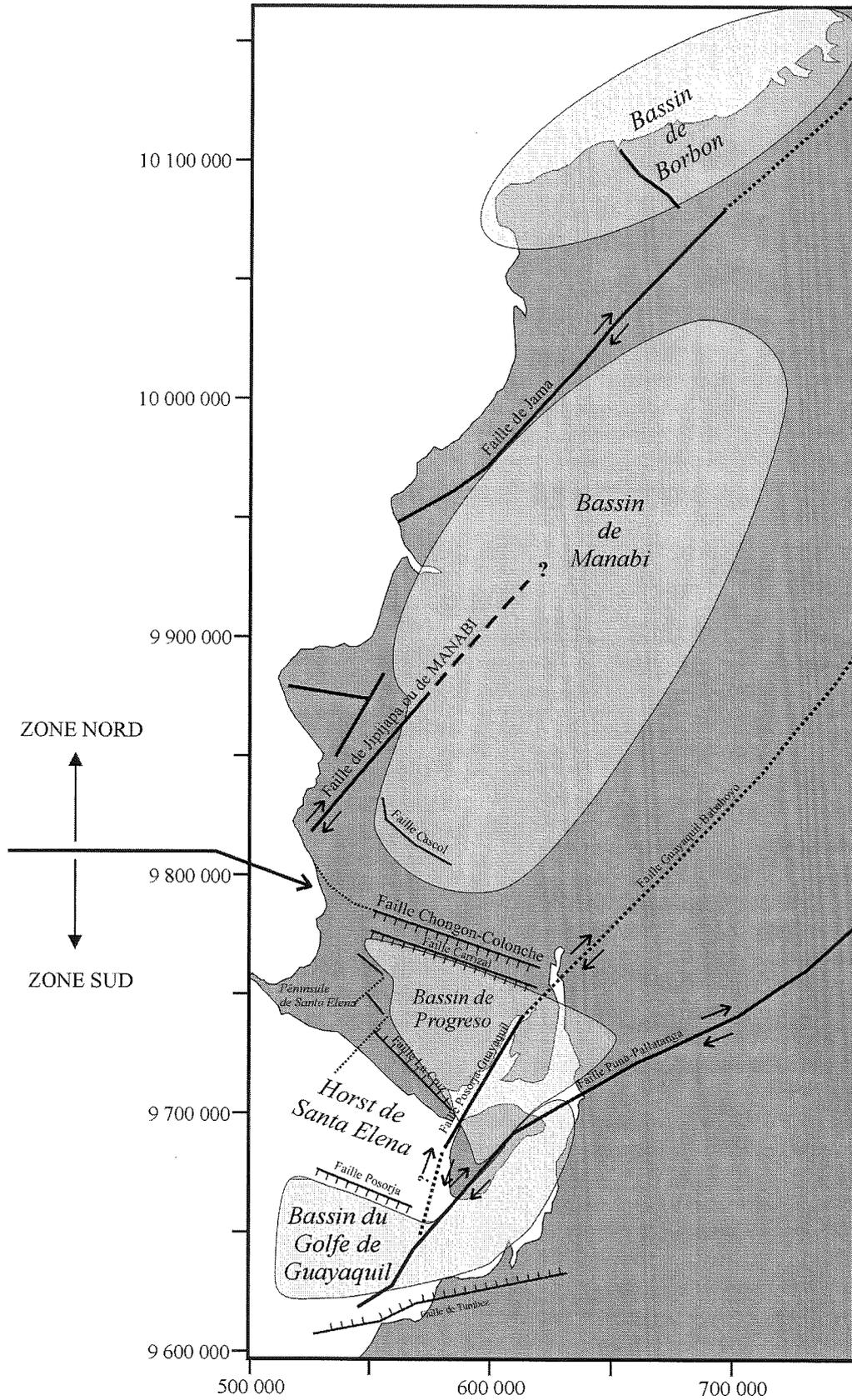


FIG. 18 — Les bassins néogènes de la zone côtière équatorienne (Coordonnées UTM, en mètres).

pecté durant les années 1968-1983, successivement par la compagnie ADA puis par CEPE. Près de 5000 km de sections sismiques y ont été réalisés et au moins 5 forages exploratoires perforés dans sa partie centrale, amenant la découverte du champ gazier d'Amistad.

1.2. Stratigraphie et séquences tectono-sédimentaires du Néogène

Les mêmes formations sédimentaires ont été décrites dans le bassin de Progreso et le Golfe de Guayaquil. Nous traiterons donc conjointement de leurs séquences tectono-sédimentaires.

Sur la base des travaux de Benítez [1995], de nos propres observations de terrain et de l'interprétation des données de forages et des profils sismiques, nous avons défini 4 méga séquences ou cycles tectono-sédimentaires (M1 à M4) séparées par des lacunes et/ou des discordances d'extension régionale. Nous les décrirons successivement (fig. 19 et fig. 20).

1.2.1. Méga séquence M1

La séquence M1 n'est observée que dans le bassin de Progreso où elle est formée par les dépôts de la Formation Zapotal. Ces dépôts n'ont pas été atteints dans les forages du Golfe de Guayaquil.

La Formation Zapotal :

Relations stratigraphiques et lithologie

La Formation Zapotal affleure sur les bords du Bassin Progreso où elle se compose de roches détritiques gréseuses. Les différentes études réalisées dans le bassin ne s'accordent pas sur la définition de cette formation. Benítez [1995] considère que les seules roches attribuables à cette formation sont celles de la localité type du village de Zapotal et les affleurements du bord NE du bassin Progreso étudiés par Toro [1994].

Smith [1947] décrit la lithologie de la formation comme « variable » et composée de « conglomérats à cherts et intercalations de grès et tufs » où l'on trouve également « des intercalations d'argiles laminées et des grès fins à restes de plantes silicifiés, les fossiles y étant rares mais bien conservés ».

Au Nord du bassin sur la via a la Costa (X=0594815, Y=9750660), nous avons pu observer des séquences granodécroissantes (fig. 21) en tout point comparables aux descriptions types présentées par Benítez [1995]. Il s'agit de séquences débutant par des conglomérats rougeâtres de type poudingue, à stratifications obliques, composés de galets de 5-10 cm remaniant des éléments des formations Piñón, Cayo et Guayaquil. Ces conglomérats sont surmontés de grès et de siltites à stratifications croisés, et d'argiles verdâtre jaunâtre dans lesquelles Benítez [1995]

rapporte quelques niveaux de paleosols. Des grès tufacés surmontent parfois ces séquences.

Faciès sismiques

A partir de la ré-interprétation des contacts de formations dans les forages du bassin Progreso et de leur corrélation avec les réflecteurs des sections sismiques, Benítez [1995] identifie la séquence sismique I de Goyes [1987] avec la Formation Zapotal (fig. 22 et fig. 23). Cette séquence est limitée par des discordances érosives à sa base et son sommet. Son faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs lenticulaires et sigmoïdes et des réflecteurs sub-parallèles, discontinus et d'amplitudes variables.

Age

Les uniques échantillons datés attribuables sans ambiguïté à la Formation Zapotal sont ceux de Toro [1994] où ont été trouvés les mollusques d'eaux douces d'âge miocène : *Limnea bouilleti* (Miocène), *Cerithium serratum* (Lutétien ?) et *Ostrea Crassimima* (Miocène).

La formation est attribuée au Miocène inférieur basal par sa relation stratigraphique avec la Formation Dos Bocas sus-jacente [Benítez, 1995].

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

Benítez [1995] interprète les séquences granodécroissantes observées comme des séquences de « progradation fluviale dans une plaine alluviale juvénile à détritisme grossier », où les conglomérats sont des barres de chenaux passant à des grès de faciès de débordement et des siltites de faciès de décantation. La présence d'une rare faune marine indique le caractère estuarien de la formation et la proximité d'une ligne de rivage. Les faciès sismiques seraient représentatifs de dépôts deltaïques à fluviaux.

Toro [1994] a étudié en détail la Formation Zapotal au NE du bassin Progreso. La mesure des imbrications de clastes qu'il a effectuée indique des paléocourants vers le SW et une source d'apport principale au NE dans la Cordillère de Chongon-Colonche.

Goyes [1987] signale que le dépo-centre de la formation se situe dans la partie orientale du bassin, et que la formation diminue d'épaisseur vers l'Ouest et vers les failles bordières Carrizal et La Cruz.

1.2.2. La Méga séquence M2

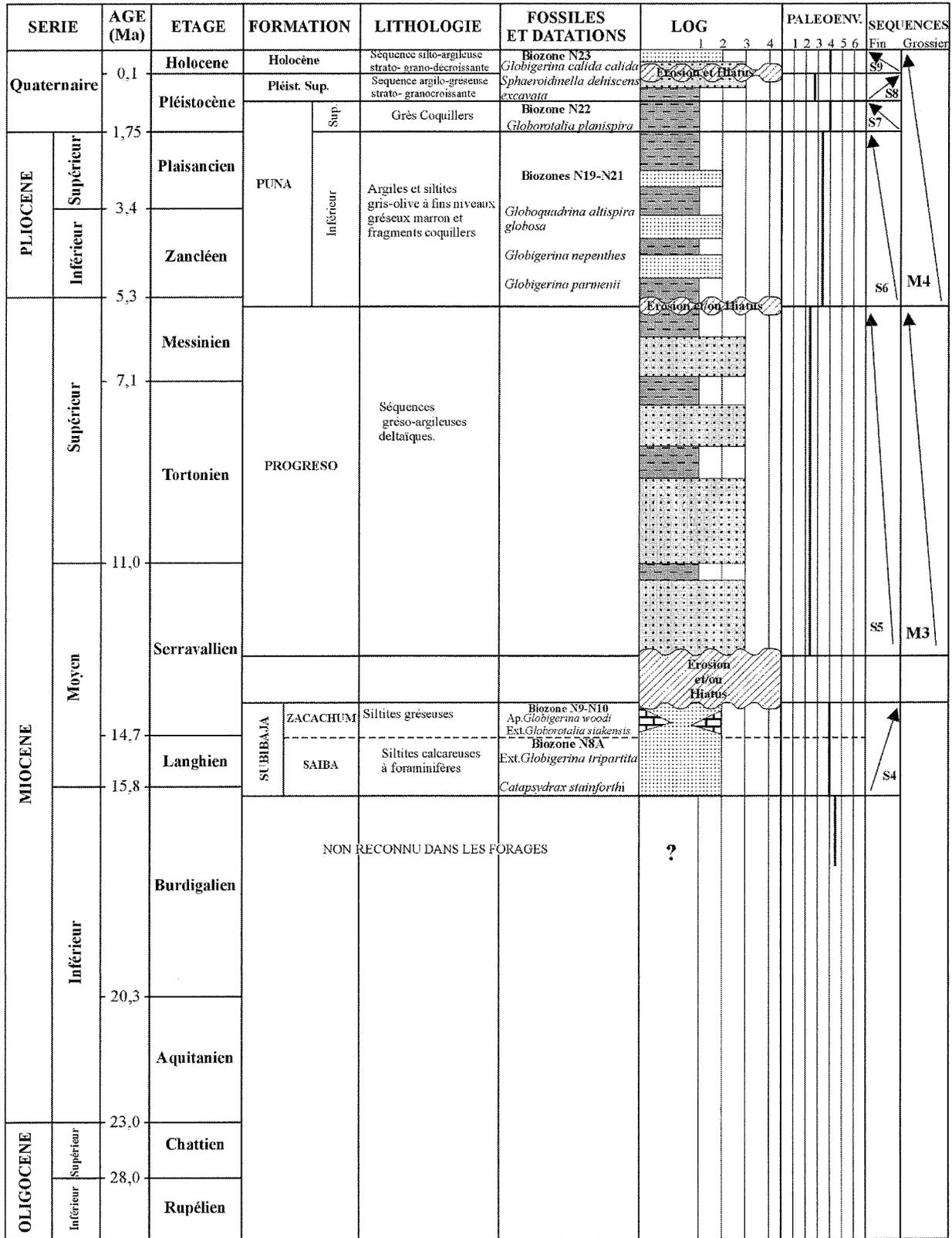
La méga séquence M2 correspond à une séquence transgressive régionale amenant le dépôt de formations argileuses marines dans les bassins de Progreso et Guayaquil. Elle est représentée par les formations Dos Bocas, Villingota et Subibaja. Dans les forages du Golfe de Guayaquil, seule sa partie sommitale correspondant à la

SERIE	AGE (Ma)	ETAGE	FORMATION	LITHOLOGIE	FOSSILES ET DATATIONS	LOG				PALEOENV.						SEQUENCES				
						1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	Fin	Grossier			
Quaternaire	0,1	Holocène																		
		Pléistocène	TABLAZOS	Grès Coquillers																
PLIOCENE	1,75	Supérieur	PUNA	Argiles et siltites gris-olive à fins niveaux gréseux marron et fragments coquillers	Biozone N18-N21 <i>Globoquadrina altispira globosa</i> <i>Globigerina nepenthes</i> <i>Globigerina parmenii</i>															
	3,4					Inférieur	ZANCLÉEN													
MIOCENE	5,3	Supérieur	PROGRESO	Grès calcaires à lamachelles (huîtres et turttelles) Intercalations d'argiles gris-olive	Roche totale 12,7 Ma (+/-0,8) Plagioclases 8,6 Ma (+/- 1,7)															
	7,1					Tortonien	TUFFS POSORJA	Tuff's blancs												
	11,0					Moyen	Serravallien													
	14,7	Inférieur	SUBIBAJA	ZACACHUM	Siltites gréseuses. Calc. San Antonio et Bellavista	Biozone N9-N10 Ap. <i>Globigerina woodi</i> Ext. <i>Globorotalia stakensis</i>														
	15,8			Langhien	SAIBA	Siltites calcareuses à foraminifères	Biozone N8A Ext. <i>Globigerina tripartita</i> <i>Catapsydrax stainforthi</i>													
	Inférieur	20,3	Burdigalien	VILLINGOTA	Argiles blanchâtre et siltites	Biozone N6-N7 <i>Sphenolithus heteromorphus</i> <i>Helicosphaera amphipertara</i>														
				DOS BOCAS	Argiles et siltites à blocs concrétionnés métriques et blocs lenticulaires à "slumps"	Biozone N5-N6 <i>Catapsydrax dissimilis</i> <i>Catapsydrax stainforthi</i>														
		Aquitanien	ZAPOTAL	Séquences décimétriques stratodécroissantes de conglomérats, grès et siltites argileuses	<i>Linnea bouilletti</i> * <i>Cerrithium serratum</i> * <i>Ostrea crassissima</i> *															
	23,0	Supérieur	Chartien																	
28,0	Inférieur	Rupélien	PLAYARICA (Bassin de Valdivia)	Siltites gris-sombre à verdâtre, à intercalations de tuff's fins gris clairs	Biozone P21B ou NP 24 <i>Sphenolithus distentus</i> <i>Sphenolithus ciperoensis</i>															

LOG : 1-argiles, 2-siltites, 3-grès, 4-conglomérats. PALEOENVIRONNEMENTS : 1-continentale, 2-transitionnel, 3-sublittoral, 4-plate-forme, 5-bathyal, 6-abyssal.
 Stratigraphie des formations et lithologies modifiées de Bénitez (1995)
 Echelle stratigraphique d'après Odin (1994)
 Echelle biostratigraphique d'après Haq et al. (1986)
 Datations biostratigraphiques d'après Ordonez et al. (1991), sauf * d'après Toro (1994)



Fig. 19 — Stratigraphie néogène du bassin de Progreso.



LOG : 1-argiles, 2-siltites, 3-grès, 4-conglomérats. PALEOENVIRONNEMENTS : 1-continental, 2-transitionel, 3-sublittoral, 4-plate-forme, 5-bathyal, 6-abyssal.
 Stratigraphie des formations et lithologies modifiées de Bénitez (1995)
 Echelle stratigraphique d'après Odin (1994)
 Echelle biostratigraphique d'après Haq et al. (1986)
 Datations biostratigraphiques d'après Ordonez et al. (1991)



Fig. 20 — Stratigraphie néogène du Golfe de Guayaquil.

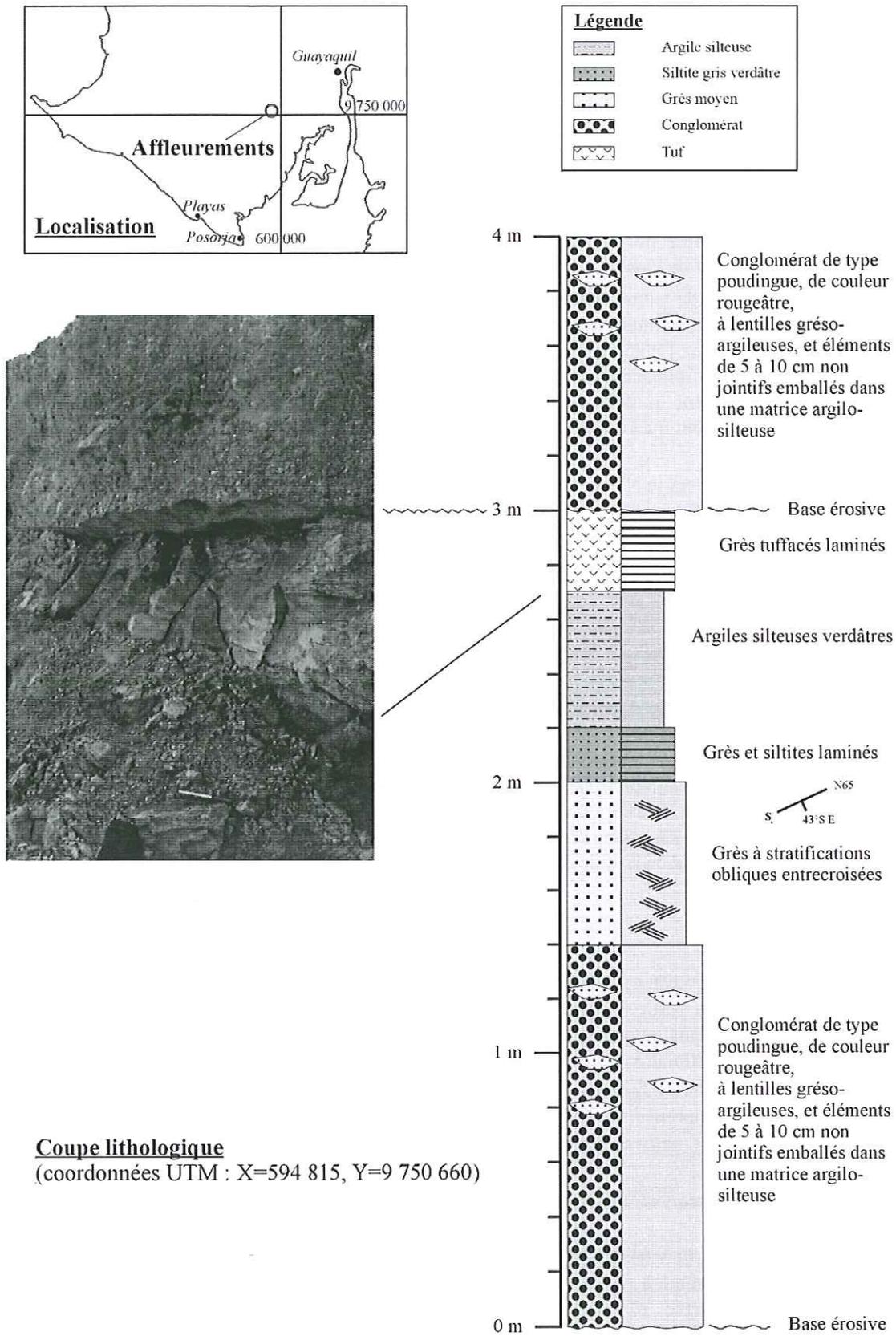


FIG. 21 — Séquence type de la Formation Zapotal (via a la Costa km 35).

partie supérieure de la Formation Subibaja a été recon-
nue.

La Formation Dos Bocas

Relations stratigraphiques et lithologie

La Formation Dos Bocas a été définie dans le village aujourd'hui disparu de Dos Bocas, 7 km à l'Est du village de Zapotal. Elle repose en légère discordance sur la Formation Zapotal et est surmontée par la Formation Villingota. Elle affleure à l'Ouest du bassin.

Elle se compose d'argiles et de siltites fines de couleur chocolat, peu compactes, à veinules de gypse et écailles de poisson. Selon Benítez [1995], elle présente des blocs métriques à aspect concrétionné formés de calcite microsparitique qui seraient issus de processus diagénétiques, et des strates discontinues à blocs lenticulaires parfois slumpés.

Cette formation se biseaute vers le NW où elle peut être confondue avec les roches du Groupe Ancón (cf. chap. 1 §3.1.2).

Faciès sismiques

Selon Benitez [1995], cette formation peut être corrélée à la séquence II de Goyes [1987] (fig. 22 et fig. 23). Cette séquence est limitée à la base par une discordance érosive. A son sommet le contact est concordant avec la séquence sus-jacente. Le faciès sismique est caractérisé au centre du bassin par des réflecteurs sub-parallèles, continus et d'amplitude variable. Des réflecteurs divergents s'observent sur la marge sud du bassin le long de la faille La Cruz et sur la marge Nord le long de la faille Carrizal.

Age

La Formation Dos Bocas est très pauvre en microfaune à la base et au sommet. Dans sa partie médiane, Mills [1967] a défini deux biozones dans un niveau riche en foraminifères planctoniques et radiolaires :

- une zone à *Bolivina pisciformis* d'âge miocène inférieur partie basale à moyenne comprenant les foraminifères planctoniques *Catapsydrax dissimilis* et *C. stainforthi* (Biochronozones N5-N6) ;

- une zone à *Cibicides matanzaensis* (Hadley) datée par les mêmes fossiles.

Les datations effectuées par M. Ordoñez [CEPE, 1986] confirment l'âge N5-N6 de la formation avec les foraminifères *Catapsydrax dissimilis*, *C. stainforthi*, *Globigerinoides subquadratus* et *G. quadrilobatus*.

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

La Formation Dos Bocas correspond à une séquence détritique fine de plate-forme peu profonde qui enregistre

un maximum transgressif dans sa partie moyenne atteignant la plate-forme externe voire le bathyal supérieur [Ordoñez, 1986 ; Benítez, 1995].

Les faciès sismiques indiquent un milieu de dépôt d'énergie faible. Les faciès plus chaotiques localisés le long des failles bordières sont à relier à leur activité tectonique générant des « slumps » [Goyes, 1987].

La Formation Villingota

Relations stratigraphiques et lithologie

Cette formation fut définie par Landes [in Benitez, 1995]. Elle repose sur la Formation Dos Bocas en apparente concordance et transgresse sur la Formation Zapotal sur la marge Nord du bassin [Benítez, 1995]. Elle est composée :

- d'argiles gris clair à blanches, laminées, fissiles à diatomées, écailles de poissons et foraminifères ;

- d'intercalations d'argiles grises sans diatomées plus tufacées et gréseuses ;

- de siltites calcaires en strates centimétriques bien stratifiées fréquemment concrétionnées.

Au NW du bassin, les argiles grises, fossilifères, caractéristiques de la Formation Villingota, se biseautent et s'enrichissent progressivement en siltites et grès tuffacés à faune de mollusques que Benítez a isolés dans une formation qu'il a appelée El Consuelo. Ces grès d'une épaisseur de 50 m au village de El Consuelo sont constitués de grès marron massifs à lamines de minéraux feldspathiques lithiques, friables, à niveau de stratifications entrecroisées et lentilles conglomératiques et à intercalations de siltites et tufs gris laminés à empreintes de feuilles. Ces grès, en contact transitionnel avec le faciès caractéristique de la Formation Villingota, sont localement discordants sur les dépôts de la Formation Zapotal et du Groupe Ancón et se trouvent sous les argilites à foraminifères de la Formation Subibaja.

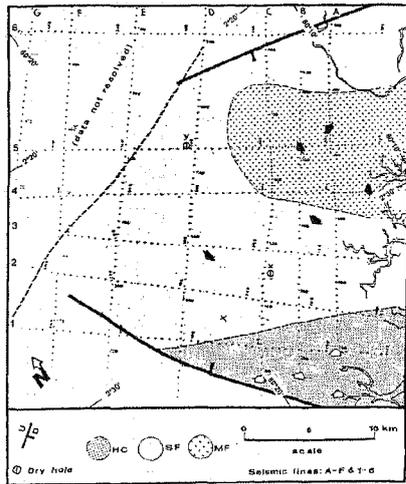
Faciès sismiques

Cette formation a été corrélée par Benítez à la séquence III de Goyes [1987] (fig. 22 et fig. 23). Cette séquence présente des limites concordantes à la base et au sommet. Son faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs sub-parallèles, continus et d'amplitude variable.

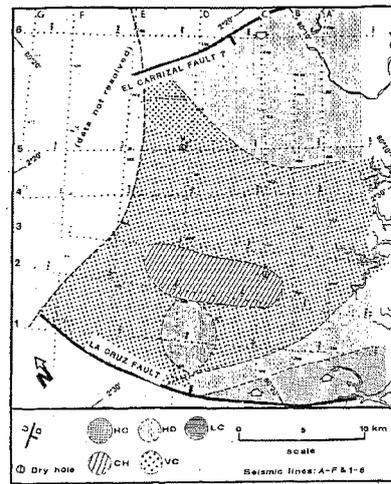
Age

Ordoñez [in CEPE, 1986] signale une microfaune similaire à celle de la Formation Dos Bocas et propose un âge de la partie moyenne du Miocène inférieur.

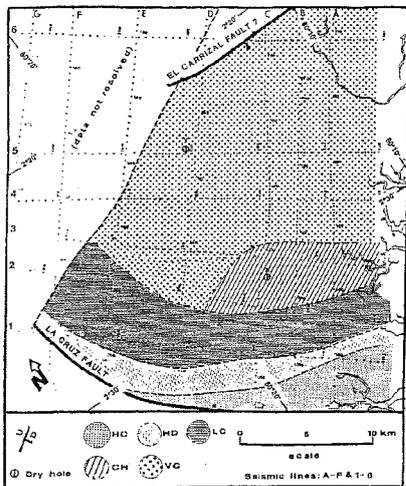
Whittaker [1988] indique un âge de la partie supérieure du Miocène inférieur (biochronozone N6-N7) à partir des nannofossiles *Sphenolitus heteromorphus* et



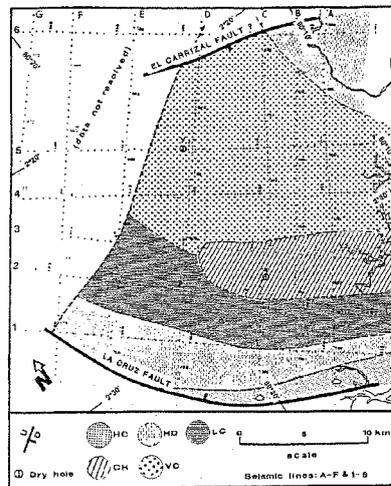
Séquence I



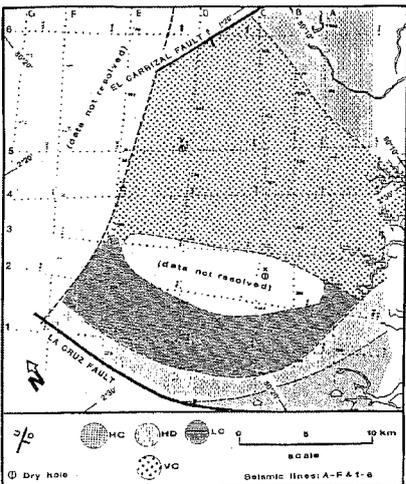
Séquence II



Séquence III



Séquence IV



Séquence V

TYPES		CARACTÈRES SISMIQUES	INTERPRÉTATION
MOUNDED	MF	- enveloppe sigmoïde - amplitude variable - faible continuité - downlaps	- lobes deltaïques
SUB-PARALLÈLE	SF	- amplitude variable - discontinus	- dépôts de pente de bassin - delta
DIVERGENT	HC	- "hummocky" chinoformes - sub-parallèles, forte amplitude - discontinus	- sédiments progradant désorganisés
	HD	- forte amplitude - discontinus	- sédiments progradants organisés
PARALLÈLE	LC	- faible amplitude - continus	- régime de dépôt calme - dépôts de lithologie uniforme
	VC	- amplitude variable - et continus	- dépôts de lithologie contrastée
	CH	- forte amplitude - discontinus et chaotiques	- strates désorganisées

FIG. 23 — Séquences sismiques du Bassin de Progreso [selon Goyes, 1987].

Selon Benitez [1995] la séquence I correspond à la formation Zapotal, la séquence II à la formation Dos Bocas, la séquence III à la formation Villingota, la séquence IV à la formation Subibaja, la séquence V aux formations Progreso et Puna.

Helicosphaera ampliapertura (biochronozone NN3-NN4) et du foraminifère *C. stainforthi*.

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

La Formation Villingota est caractérisée par un faciès argileux à microfaune néritique. Les sédiments à diatomées typiques de la Formation Villingota se sont déposés uniquement au centre de la partie occidentale du bassin.

Les grès de la Formation El Consuelo de Benítez présentent toutes les caractéristiques de milieux fluvio-lacustres. Le caractère transitionnel du contact avec le faciès typique de la Formation Villingota indique un passage latéral vers des faciès plus proximaux en bordure du bassin qui, à mon avis, ne nécessite pas la création d'une unité formationnelle propre comme le propose Benítez [1995].

La Formation Subibaja

Relation stratigraphique et lithologie

La Formation Subibaja a été identifiée par les géologues de la compagnie IEPC [Landes, 1944 ; Smith, 1947 ; Williams, 1947]. Elle se compose principalement de siltites calcaires gris verdâtre d'aspect moucheté dû à leur richesse en foraminifères. Elle affleure dans les environs des villages de Subibaja et Zacachum du bassin Progreso. Marks [1951] a divisé la formation en deux membres : Saïba (membre inférieur) et Zacachum (membre supérieur) dont les différences sont essentiellement la diminution de la microfaune et l'augmentation du nombre de strates gréseuses fines à mollusques dans le membre supérieur.

Benítez [1986] a montré par des observations de terrain que ces dépôts sont interstratifiés avec les calcaires récifaux San Antonio et Bellavista, situés respectivement en bordures sud et nord du bassin Progreso. Cela a été confirmé par les datations biostratigraphiques du calcaire San Antonio par Ordoñez [in CEPE, 1986].

Dans le Golfe de Guayaquil, la Formation Subibaja correspond aux dépôts les plus anciens reconnus par forages. Marocco et Lions [1995] ont décrit, dans les forages Golfe de Guayaquil et Amistad Sur, des séquences grano-et strato-croissantes débutant par des argiles marines fines, localement composées de bentonite, devenant gréseuses puis localement micro-conglomératiques. Au sommet de ces séquences s'observe la présence de résidus charbonneux, de fragments de plantes abondants et parfois de microfossiles d'eaux douces.

Faciès sismiques

D'après Benítez [1995], cette formation peut être corrélée avec la séquence IV de Goyes [1987] (fig. 22 et fig. 23). Cette séquence présente une limite concordante à sa base et localement érosive à son toit. Son faciès sismique est caractérisé à la base par des réflecteurs conti-

nus de forte amplitude passant verticalement à des réflecteurs plus discontinus.

Age

Cette formation a fourni des faunes caractéristiques de la biochronozone N8A du Miocène inférieur terminal par l'extinction des foraminifères *Globigerina tripartita* et *Captapsydrax stainforthi* et l'apparition de *Globigerinoides sicanus* [Benítez, 1995]. Des spécimens de *Praeorbulina* et *Orbulina* ont permis à Whittaker [1988] d'obtenir un âge N8-N9, tandis que l'étude de « cuttings » du forage Santo Domingo par Ordoñez [in CEPE, 1986] a fourni une datation N9-N10 basée sur l'extinction de *Globorotalia siakensis* et *G. fohsi peripheroronda* et l'apparition de *Globigerina woodi* et *G. calida*.

Des argiles intercalées dans les calcaires San Antonio et Bellavista ont donné par ailleurs *Globorotalia fohsi peripheroronda* et *Globigerinoides sicanus* de la biochronozone N8.

La formation s'étend donc de la limite entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen (Biochronozone N8A) à la partie médiane du Miocène moyen (Biochronozone N10).

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

Dans le bassin de Progreso, la diminution de la microfaune et l'augmentation des faunes de mollusques vers le sommet de la formation, soulignées par Marks [1951], indiquent une diminution de la profondeur des dépôts en domaine de plate-forme peu profonde à littoral. La proximité de la ligne de côte est soulignée par les calcaires récifaux San Antonio et Bellavista [Benítez, 1995].

Dans le Golfe de Guayaquil, Marocco et Lions [1995] indiquent que les caractéristiques des séquences de la Formation Subibaja correspondent à un environnement de plaine deltaïque devenant plus continental vers le sommet.

1.2.3. La Méga séquence M3

Cette Mégaséquence est caractérisée par l'apparition d'une sédimentation détritique représentée par la Formation Progreso dans les bassins de Progreso et du Golfe de Guayaquil.

La Formation Progreso

Relations stratigraphiques et lithologie

La Formation Progreso a été définie par les géologues de la compagnie IEPC [Coloma Silva, 1939 ; Thalmann, 1946] dans la localité de Progreso désormais connue sous

le nom de Gómez Rendón. Marks [1951] a défini la localité type sur la route Progreso-Playas, 11 km au sud de l'ancienne ligne de chemin de fer [Bristow et Hoffstetter, 1977].

Sa lithologie présente un aspect de molasse [Hoffstetter, 1956]. Elle débute par des grès calcaires, à grain moyen à grossier, à stratifications entrecroisées et à galets pluri-centimétriques litho-feldspathiques, des lumachelles à turritelles et ostréidés et des intercalations d'argiles gris olive [Benítez, 1995]. Le reste de la formation présente une lithologie similaire en bancs d'épaisseur et d'extension variable et à stratifications indistinctes [Hoffstetter, 1956].

Montenegro *et al.* [in CEPE, 1986] ont décrit dans le Rio San Antonio des séquences granodécroissantes débutant par des grès moyens à grossiers de couleur marron jaunâtre à galets argileux et stratifications obliques ou croisées, suivis d'alternances de grès fins et d'argiles silteuses puis par des argiles silteuses à stratifications planes. Au Rio Grande San Antonio, il note la présence de lumachelles à turritelles pectens et autres mollusques.

Faciès sismiques

Dans le bassin de Progreso, Benítez [1995] corrèle la Formation Progreso et la Formation Púna sus-jacente (cf. infra) avec la séquence sismique V de Goyes [1987] (fig. 22 et fig. 23). Cette séquence présente un faciès sismique composé de réflecteurs sub-parallèles dont la continuité et l'amplitude augmentent à son toit.

Dans le Golfe de Guayaquil, le faciès sismique de la Formation Progreso est composé de réflecteurs sub-parallèles localement divergents, peu continus et d'amplitudes variables (fig. 24).

Age

La faune de mollusques étudiée par Marks [1951] lui a permis de dater la formation du Miocène moyen. La microfaune est très rare et n'a permis que d'estimer un intervalle miocène-pliocène pour la formation à partir de foraminifères benthiques. L'encadrement stratigraphique de la formation lui confère un âge miocène moyen à supérieur compris entre les chronobiozones N10 (sommet de la Formation Subibaja) et la chronobiozone N18 (base de la Formation Púna sus-jacente). Selon Benítez [1995], la base serait probablement plus jeune que N10. Il rapporte, par ailleurs, un âge radiométrique K/Ar de $8,7 \pm 1,7$ Ma sur plagioclase (datation de Bonhomme, Grenoble), réalisé sur les tufs dits de Posorja, situés à proximité de la localité du même nom, dont il fait un événement contemporain de la Formation Progreso.

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

Selon Benítez [1995], les séquences décrites par Montenegro *et al.* [in CEPE, 1986], traduiraient un envi-

ronnement estuarien, les grès de la base représentant des faciès de chenaux tidaux et les argiles sus-jacentes des faciès supra tidaux intercalés de niveaux lumachelliques littoraux.

A Posorja, au-dessus des tufs datés par Benítez [1995], les grès que nous avons pu observer présentaient des faciès de plage.

Selon Toro [1994], la Formation Progreso est marquée dans le bassin de Progreso par le premier recul de la ligne de côte vers le SE, indiquant le comblement du bassin.

Marocco et Lions [1995] dans les forages du Golfe de Guayaquil signalent des séquences d'environnement de transition entre une plaine deltaïque et une plate-forme marine proximale.

1.2.4. La Méga séquence M4

La Méga séquence M4 est constituée par la Formation Púna et les dépôts Pléistocène supérieur à Holocène du Golfe de Guayaquil. Elle correspond à une évolution différenciée entre le bassin de Progreso qui devient émergeant et le Golfe de Guayaquil qui s'individualise.

La Formation Púna

La Formation Púna fut définie dans les falaises marines de l'île Púna par Pilsbry et Olsson [1941]. Selon Marksteiner et Aleman [1991], la base de la formation est discordante sur la Formation Progreso.

Dans la continuité des travaux de Bushnell [1938], Garcia et Vilema [1986] ont défini deux membres dans la Formation Púna :

- un membre inférieur, appelé Placer et daté du Pliocène ;
- un membre supérieur, appelé Lechuza et daté du Pléistocène.

Nos études des sections sismiques du Golfe de Guayaquil et des affleurements de l'île Púna confirment cette division.

Le membre Placer ou Púna inférieur

Relations stratigraphiques et lithologie

Le membre Placer ou Púna inférieur repose localement en discordance érosive sur les dépôts de la Formation Progreso.

Ce membre affleure dans les falaises marines du NE de l'île Púna entre le village de Púna Nueva et Punta Bioquanchi. Il constitue également l'essentiel des affleurements du bassin de Progreso.

Dans notre étude des falaises marines du NE de l'île, nous avons pu observer des séquences granodécroissantes (fig. 25) composées :

- à la base de microconglomérats à éléments centimé-

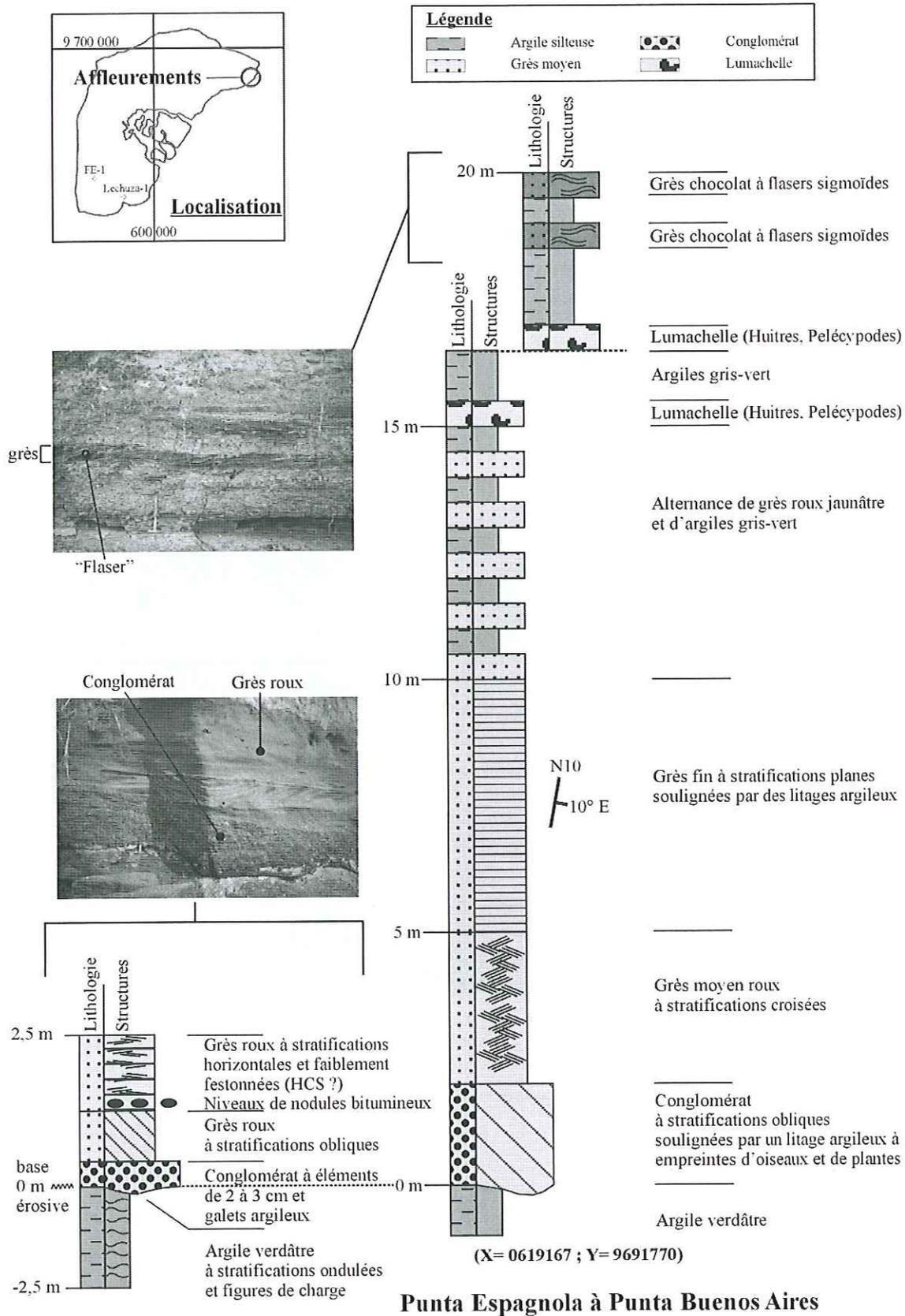


FIG. 25 — Séquences sédimentaires du membre Placer de la formation Puna à l'île Puna.

triques et stratifications obliques, formant des chenaux érosifs ;

- puis de grès moyens roux à stratifications croisées (« Hummocky cross stratifications ») ;

- de grès fins à stratifications planes ;

- d'alternances de grès roux et d'argiles gris verdâtre ;

- d'argiles gris verdâtre à niveaux lumachelliques concrétionnés composés de coquilles d'huîtres et de pélecypodes et des niveaux gréseux à « flasers » argileux sigmoïdes bidirectionnels.

En montant dans la série, les microconglomérats et les argiles tendent à disparaître, les dépôts deviennent essentiellement gréseux à stratifications croisées de type « Hummocky Cross Stratification ».

Dans le bassin de Progreso, la lithologie de la Formation Púna est similaire à celle de la Formation Progreso bien que plus argileuse et comprenant moins de lumachelles [Benitez, 1995].

Dans le Golfe de Guayaquil, le membre Púna inférieur est constitué de dépôts détritiques grés-argileux qui s'organisent en séquences grano-décroissantes [Marocco et Lions, 1995].

Faciès sismiques

Dans le Golfe de Guayaquil, le membre Púna inférieur présente un faciès sismique caractérisé par des réflecteurs sub-parallèles à divergents vers les centres de dépôts, relativement discontinus et d'amplitudes variables (fig. 24). Il repose localement en discordance érosive sur la Formation Progreso.

Age

Dans les roches du SE du Bassin de Progreso, Jiménez [1985] a caractérisé des nannofossiles du Pliocène.

Les affleurements des falaises marines du NE de l'île Púna ont fourni des mollusques datés par Olsson et Pilsbry [1941] du Pliocène.

L'étude biostratigraphique des forages du Golfe de Guayaquil réalisée par Ordoñez [1991] (fig. 26) a permis de dater précisément le membre Púna inférieur du Pliocène (Biochronozone N19 à N21).

Evolution sédimentaire et paléoenvironnement

Les séquences observées sur l'île Púna présentent les caractéristiques de milieu estuarien à deltaïque : les conglomérats correspondant à des faciès de chenaux distributaires et les argiles à des faciès de plaines deltaïques côtières interdistributaires. Les faciès gréseux à « Hummocky Cross Stratifications » et les « flasers » bi-directionnels indiquent une évolution vers un milieu ma-

rin plus ouvert et l'existence d'un hydrodynamisme fort d'environnement sub-littoral.

Dans le Golfe de Guayaquil, Ordoñez [1991] indique à partir de l'étude des faunes un environnement deltaïque s'approfondissant vers le sommet du Pliocène.

Le membre Lechuza ou Púna supérieur

Relations stratigraphiques et lithologie

Le membre supérieur Lechuza repose en concordance sur le membre inférieur Placer.

Dans la cordillère de Zambapala au sud de l'île Púna, le membre supérieur de la Formation Púna est plus gréseux mais moins compact que le membre inférieur. Ces dépôts correspondraient au sommet de la formation. Ils se composent essentiellement de grès à stratifications obliques et niveaux coquilliers à *Ostrea* et lamellibranches, et de siltites gréseuses.

Dans le Golfe de Guayaquil où il constitue la majeure partie du remplissage sédimentaire, Marocco et Lions [1995] décrivent des séquences granodécroissantes grés-argileuses. Son épaisseur y atteint localement plus de 4000 mètres.

Faciès sismiques

Le membre Lechuza ou Púna supérieur présente un faciès sismique caractérisé par des réflecteurs discontinus d'amplitudes variables fortement divergents dans la partie occidentale du Golfe de Guayaquil (bassin du Golfe de Guayaquil sensu stricto cf. infra §1.3) où le membre est le plus épais (fig. 24).

Age

Sur l'île Púna, des études de pollens provenant d'échantillons du Forage FE-1 situé dans la cordillère de Zambapala, ont déterminé un âge pléistocène jusqu'à 2860 mètres en se fondant sur la présence du pollen *Alnipollenites verus*.

Dans le Golfe de Guayaquil, l'étude biostratigraphique de Ordoñez [1991] (fig. 26) a permis de dater le membre Púna supérieur du Pléistocène inférieur (Biozone N22).

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

Les grès observés dans la cordillère de Zambapala présentent les caractéristiques d'environnement de plage sableuse.

Dans les forages du Golfe de Guayaquil, les faunes indiquent un environnement de plate-forme continentale devenant plus profonde par rapport à l'environnement du membre Púna inférieur sous-jacent.

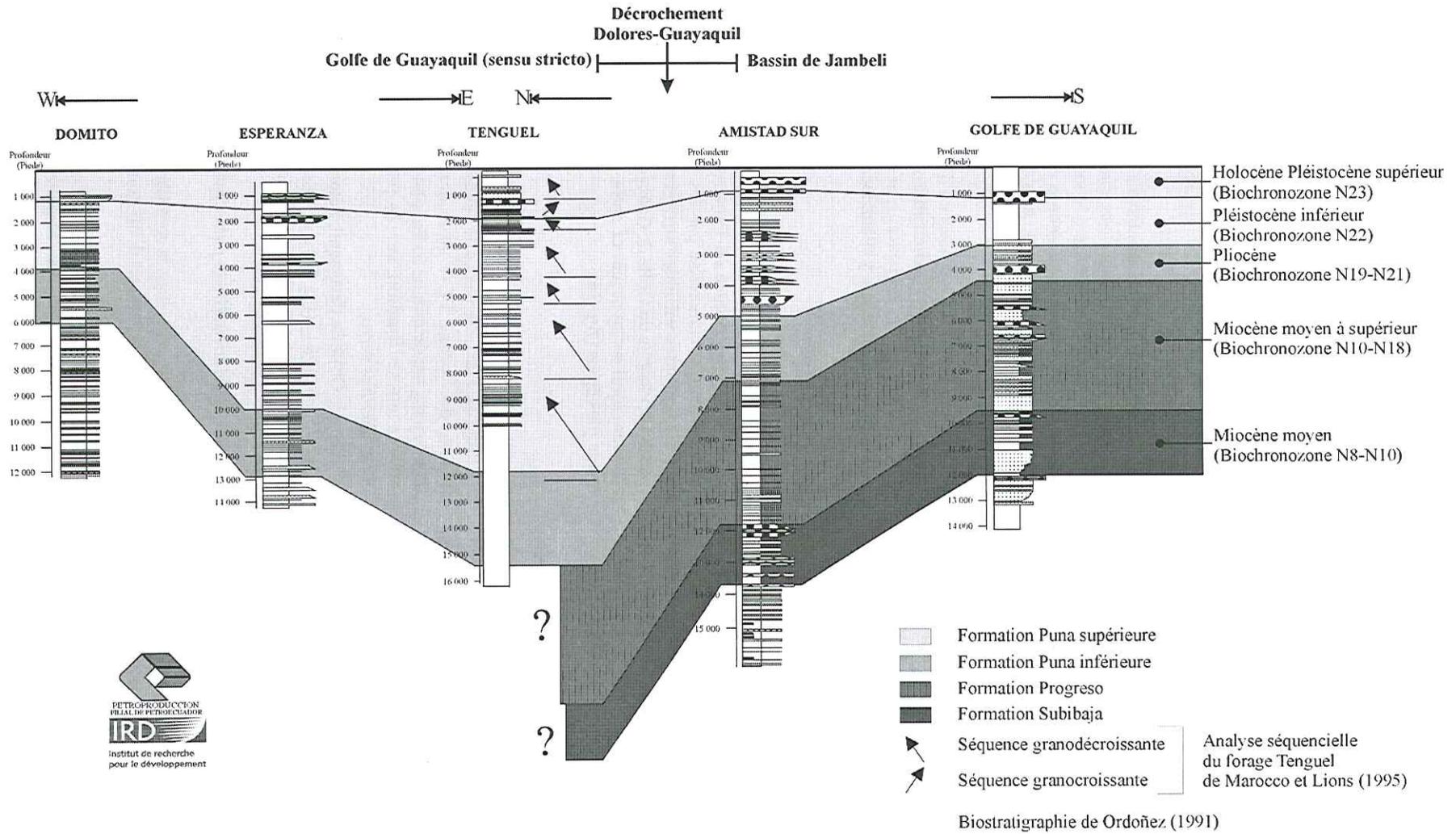


FIG. 26 — Corrélation stratigraphique des forages du Golfe de Guayaquil.

Les dépôts pléistocènes moyens à actuels

Les dépôts du Pléistocène moyen à l'Actuel ne sont bien reconnus que dans le Golfe de Guayaquil. Le long des côtes équatoriennes, des terrasses marines connues sous le nom de Tablazos, sont rapportées à cet intervalle [Hoffstetter, 1956].

Relations stratigraphiques et lithologie

Les dépôts pléistocènes moyens à actuels reconnus dans les forages du Golfe de Guayaquil forment deux séquences identifiables : la première granocroissante et la seconde granodécroissante [Marocco et Lions, 1995 ; fig. 26]. Elles se composent de siltites et de grès fins à grossiers voire micro-conglomératiques.

Faciès sismiques

Les deux séquences définies par Marocco et Lions [1995] (fig. 26) s'observent très bien en sismique (fig. 24). La séquence basale présente un faciès sismique composé de réflecteurs discontinus, sub-parallèles et d'amplitude variable. Elle repose en légère discordance érosive sur les dépôts antérieurs. Une discordance érosive bien marquée localisée sur les structures principales du bassin la sépare des dépôts de la séquence plus récente qui présente un faciès sismique composé de réflecteurs sismiques sub-parallèles, continus et d'amplitude variable.

Age

Les études micropaléontologiques de Ordoñez [1991] ont permis de caractériser la biochronozone N 23 dans ces dépôts (fig. 26).

Nous avons attribué un âge pléistocène moyen à supérieur à la séquence basale et un âge pléistocène supérieur terminal-holocène à la séquence supérieure en considérant que l'ensemble correspondait au dernier cycle glacio-eustatique de Haq *et al.* [1986] dont la base est datée d'environ 800 000 ans.

Les Tablazos

Les Tablazos sont des dépôts de terrasses marines constitués de grès à coquilles, de lumachelles et de niveaux conglomératiques.

Selon Hoffstetter [1956], ces dépôts forment trois plates-formes d'altitudes échelonnées reconnues dans la région côtière entre Manta et le Sud du Golfe de Guayaquil. Le Tablazo le plus élevé serait daté du Pléistocène inférieur et le plus bas du Pléistocène supérieur.

Ces dépôts présentent une abondante faune de mollusques qui est actuellement réétudiée dans le cadre d'une

convention entre PETROPRODUCCION et l'IRD [Pedoja, thèse en cours].

2. – LE NORD DE L'AVANT-ARC ÉQUATORIEN : LES BASSINS DE MANABI ET DE BORBON

2.1. Introduction : Limites des bassins et aperçu historique de leur exploration

La partie nord de la côte équatorienne comprend deux bassins sédimentaires d'âge néogène : le bassin de Manabi et le bassin de Borbón-Esmeraldas (fig. 18).

Le bassin de Manabi constitue la partie centrale du domaine côtier équatorien. Il est limité au Sud par la Cordillère de Chongon-Colonche, au Sud Ouest par la zone de faille de Jipijapa, au Nord-Ouest par la zone de faille de Jama-Mache le long de la cordillère du même nom et à l'Est par le piedmont de la cordillère occidentale d'Equateur. Sa prospection a débuté dans les années 40 et 50 sous l'impulsion des compagnies IEPC et Tennessee del Ecuador (Tennessee Oil and Gaz Company) qui y réalisèrent une dizaine de forages secs. Dans les années 1985-1989, les compagnies pétrolières Texaco et Pecten international s'associèrent pour en reprendre l'exploration et réalisèrent 1200 km de sections sismiques et trois forages également secs.

Enfin, au Nord le bassin de Borbón-Esmeraldas est situé sur la frontière entre l'Equateur et la Colombie. Sa marge sud correspond à la partie la plus septentrionale de la côte équatorienne, au Nord-Est de la cordillère de Jama-Quinde. C'est le moins bien connu des bassins côtiers équatorien, il n'a fait l'objet d'aucune prospection pétrolière géologique et sismique d'envergure. Sa partie occidentale a fait l'objet d'une campagne cartographique au début des années 1980 sous l'impulsion de la mission britannique au service cartographique de la direction de la géologie et des mines de l'Equateur [Evans et Whittaker, 1982].

2.2. Stratigraphie et séquences tectono-sédimentaires

La couverture sédimentaire étant moins épaisse dans le bassin de Manabi, les forages ont atteint le socle constitué par la Formation Piñon (cf. Chap. 1 § 2.3.1). Les séries anté-néogènes étant impliquées dans la déformation observable sur les sections sismiques étudiées, nous présenterons donc d'abord les séquences tectono-sédimentaires ante-néogènes avant de nous intéresser aux séquences tectono-sédimentaires néogènes.

La description de ces séquences est basée sur la corrélation des observations sismiques et des données de forages, ainsi que sur nos observations de terrain.

2.2.1. Les séquences Anté-Néogène

a. Le substratum : la croûte océanique Crétacé inférieur

La Formation Piñon

Faciès sismique

Le substratum acoustique du bassin de Manabi, correspondant à la formation Piñon, présente un faciès sismique sourd et chaotique (fig. 27). Son toit est marqué par la présence de deux ou trois réflecteurs de forte amplitude.

Lithologie

Nous avons vu (cf. Chap. 1 § 2.3.1) que le substratum de la zone côtière équatorienne est constitué par un complexe de roches basaltiques et doléritiques (fig. 28), correspondant aux restes d'une croûte océanique en partie d'âge crétacé inférieur [Kennerley, 1980] à affinité de plateau océanique [Reynaud *et al.*, 1999 ; Lapierre *et al.*, 1999].

Les forages les plus récents du bassin de Manabi se sont arrêtés au toit de la formation et n'ont pas apporté d'éléments nouveaux sur sa composition.

b. La séquence tectono-sédimentaire du Crétacé supérieur

Faciès sismique et relations stratigraphiques

Au-dessus du substratum acoustique, s'observe une séquence sismique marquée par un faciès sub-transparent, composé de réflecteurs sub-parallèles de très faible amplitude (fig. 27). Le sommet est marqué par un réflecteur continu de forte amplitude sur lequel s'observent des « onlaps » de la séquence sus-jacente (cf. infra).

Lithologie

Les dépôts corrélés à cette séquence sismique, à l'aide du forage Ricaurte, correspondent selon la description de Benítez [1995] à 60 m de pélites, puis 300 m de grès et de conglomérats tufacés surmontés de 1000 m de sédiments fins composés de siltites tufacées, de pélites gris bleuâtre et de grès tufacés fins. La partie supérieure de la séquence contient des « cherts » [Core Laboratories, 1988 ; Jiménez, 1988] (fig. 28).

Age

Les argiles basales ont fourni *Q. trifidum* et *Eiffelithus eximius* d'âge Campanien [Core laboratories, 1988] et

Shackoina aff. *cenomana* d'âge Cénomaniens [Ordoñez et Zambrano, 1988].

Les grès et conglomérats ont été datés du Coniacien - Campanien par *Rainhardtites amphophorus* et *Micula decussata* [Ordoñez et Zambrano, 1988].

Les dépôts argileux de la base et les grès et conglomérats volcanoclastiques correspondraient donc aux produits d'érosion de l'arc Cayo reconnu au Sud dans la région de Guayaquil [Jaillard *et al.*, 1995 ; Benítez, 1995 ; Cosma *et al.*, 1998].

Les argiles sommitales ont fourni une rare faune du Crétacé supérieur telle que : *Gumbelina* sp., *Bolivina* aff. *incrassata*, et *Nassellaria Cristellaria*, *Dictyomitra multicostata* [Ordoñez et Zambrano, 1988]. Benítez [1995] leur attribue un âge Maastrichtien ce qui en ferait un équivalent de la partie inférieure de la formation Guayaquil (cf. Chap. 1 § 3.1.1).

Paléoenvironnements

Selon Core Laboratories [1988], les données paléoenvironnementales indiquent une profondeur de dépôt abyssale à bathyale inférieure.

c. La séquence tectono-sédimentaire du Paléocène

Faciès sismique et relations stratigraphiques

Les roches d'âge Paléocène présentent un faciès sismique composé de réflecteurs sub-parallèles, continus, de fortes amplitudes qui reposent en onlaps sur les dépôts d'âge Crétacé (fig. 27). La limite supérieure des dépôts paléocènes est marquée par une surface localement érosive sur laquelle reposent des onlaps.

Lithologie

Dans le forage Ricaurte, les dépôts paléocènes forment une séquence de pélites silico-calcaires grises à noires et d'argiles tufacées localement gréseuses [Benítez, 1995] (fig. 28). Les grès sont composés de quartz et de fragments de roches volcaniques [Core Laboratories, 1988].

Age

Dans le forage Ricaurte, Ordoñez et Zambrano [1988] rapportent les foraminifères d'âge paléocène *Globorotalia* cf. *pseudobulloides*, *Globigerina* cf. *quadririloculinoïdes*, *G. triculinoïdes*, *G. cf. stonoi* et *G. linaperta*.

Jiménez [1988] rapporte des nannofossiles calcaires des biochronozones NP5 à NP8 dont *Fasciculithus tympaniformis*, *Fasciculithus involutus*, *Heliolithus kleimpelli* et *Heliolithus riedeli*.

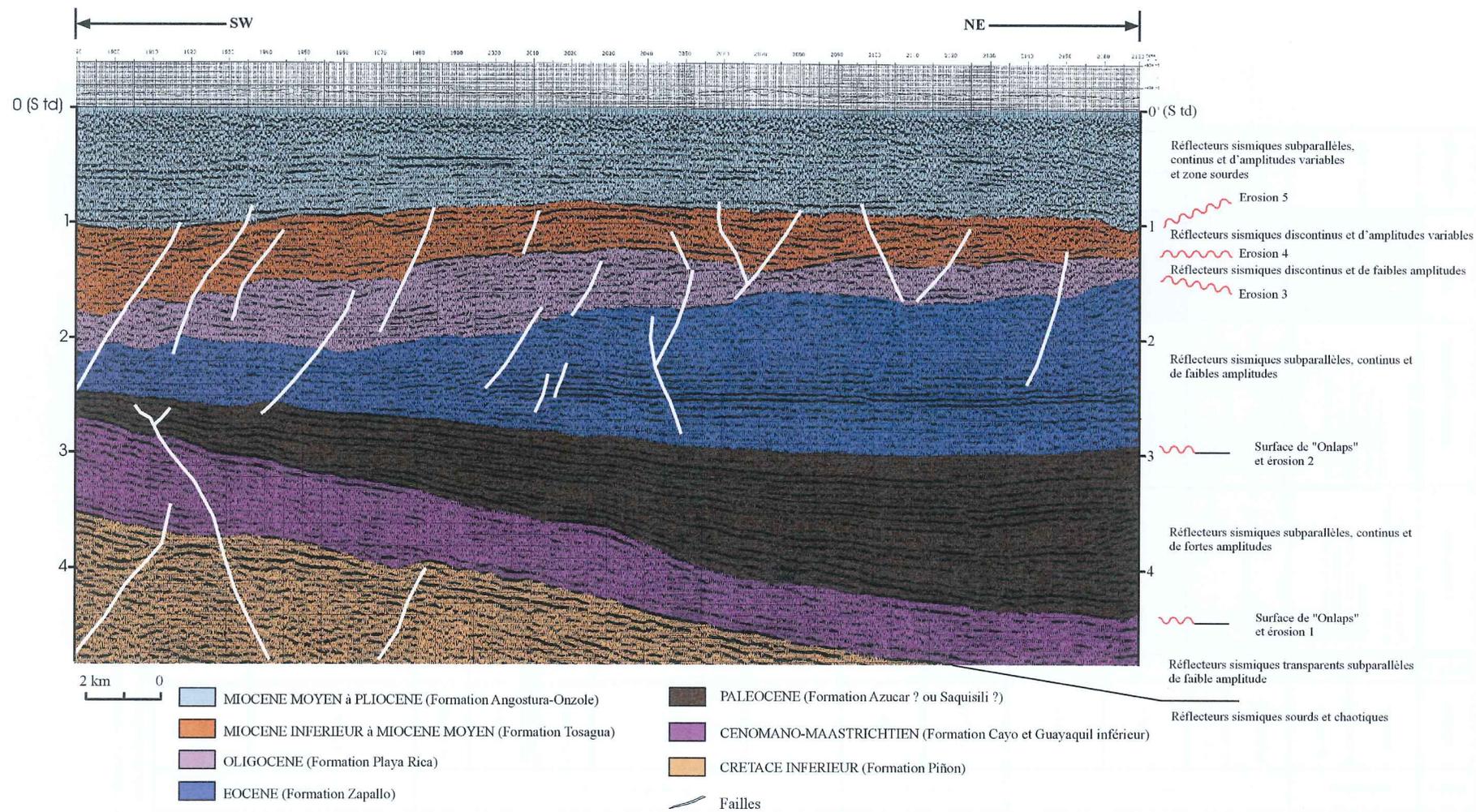
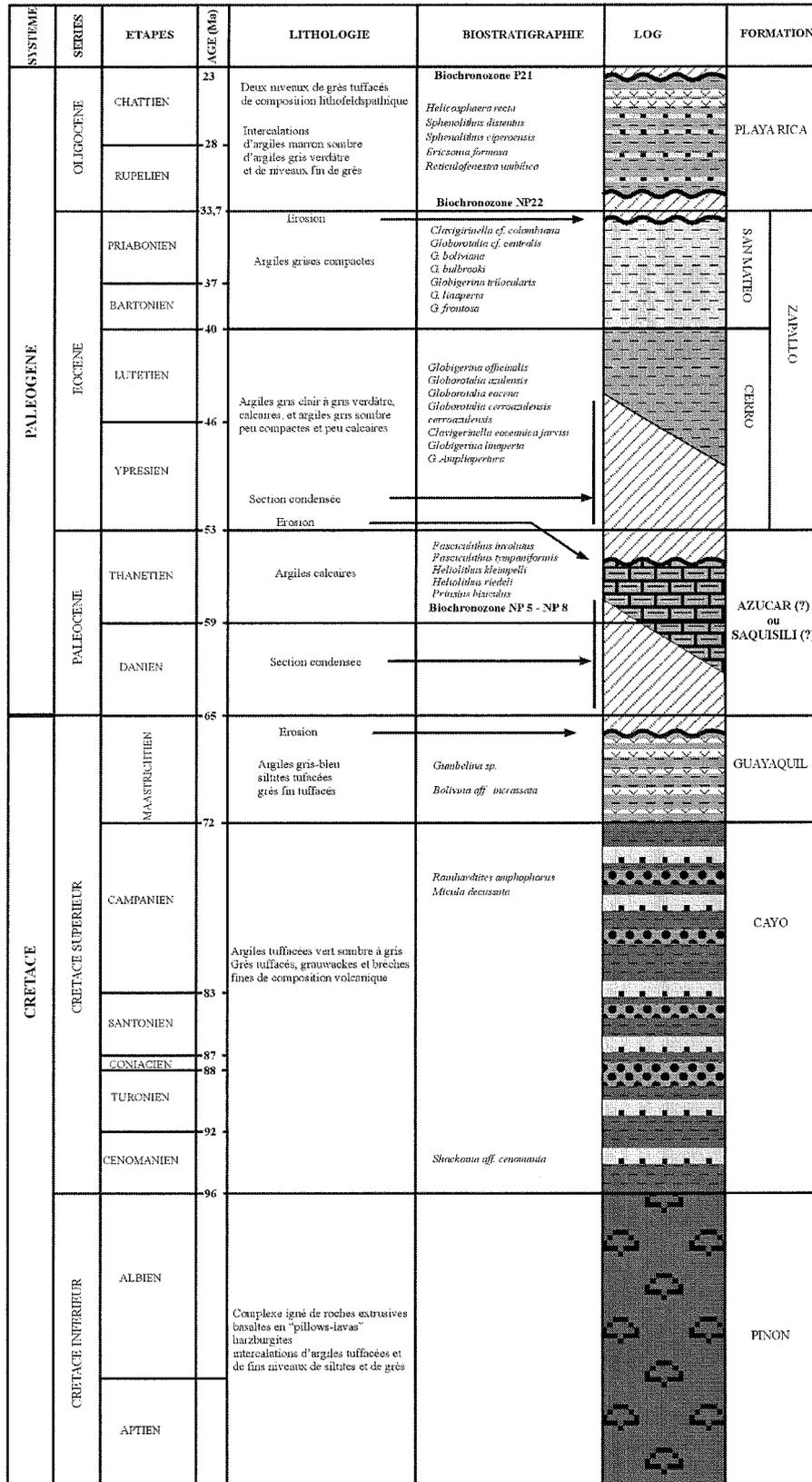


FIG. 27 — Faciès sismiques des dépôts du bassin de Manabi.



Echelle stratigraphique de Odin (1994)
Déterminations biostratigraphiques de Ordoñez et al. (1988)



Fig. 28 — Stratigraphie ante-néogène du bassin de Manabi au forage Ricaurte.

La première occurrence dans le forage Ricaurte du dinocyste *Cladopixium saeptum*, dont l'extinction est datée du Paléocène supérieur, est rapportée de cet intervalle [Core laboratories, 1988]. Core Laboratories [1988] signale également des zones condensées voire mélangées au sommet et à la base de l'intervalle Paléocène qui se corrèlent parfaitement avec notre interprétation des sections sismiques.

L'âge paléocène supérieur de ces dépôts en fait soit un équivalent stratigraphique de la Formation Azucar de la péninsule de Santa Elena dans la partie sud de la zone côtière équatorienne (cf. chap. 1 § 3), soit un équivalent de l'Unité Saquisili définie par Hughes *et al.* [1999] dans la cordillère occidentale. La lithologie de la formation paraît plus comparable avec celle de l'unité Saquisili.

Paléoenvironnement

L'abondance de radiolaires du genre *Spumellaria* indique un environnement marin [Ordoñez et Zambrano, 1988]. Core Laboratories [1988] propose un environnement abyssal en raison de la faible quantité de foraminifères.

d. La séquence tectono-sédimentaire de l'Eocène

Faciès sismique et relations stratigraphiques

Les roches d'âge éocène forment une séquence dont le faciès sismique est composé, dans le dépôt centre du bassin, de réflecteurs sub-parallèles, continus, de faible amplitude qui reposent en onlaps ou en discordance érosive sur les dépôts paléocènes (fig. 27). En bordure du bassin, les dépôts présentent un faciès sismique composé de réflecteurs discontinus et chaotiques. Son toit est marqué par une surface d'érosion d'extension régionale.

Lithologie

Les dépôts éocènes sont les premiers dépôts tertiaires observables à l'affleurement dans le bassin de Manabi. Ils se regroupent en deux formations : la formation Cerro et la formation San Mateo telles qu'elles ont été redéfinies par Benítez [1995].

La formation Cerro constitue la base des dépôts éocènes et forme une série de 300 m de pélites gris clair, laminées, localement très silicifiées, riches en radiolaires.

La formation San Mateo sus-jacente est composée de trois membres. Le membre inférieur est composé de grès et d'argilites, le membre moyen par des conglomérats en chenaux et des argilites, et le membre supérieur par des argilites gris verdâtre.

A Don Juan (X=0585128, Y=9984483 ; fig. 29), le long de la route de Canoa à Pedernales, nous avons observé des dépôts grés-conglomératique en chenaux, intercalés de niveaux argilo-marneux présentant des traces de racines, le tout reposant en « onlaps » sur des roches

volcaniques basiques que nous avons attribué à la formation Piñon. Entre Don Juan et Pedernales, ces dépôts affectés de discordances progressives constituent le remplissage de petits grabens limités par des failles d'orientation N110-N120.

Les dépôts éocènes du forage Ricaurte sont constitués de quelques 150 à 200 m de pélites que Benítez [1995] a appelées formation Zapallo par équivalence stratigraphique et lithologique avec les dépôts connus du bassin de Borbon. Il les a divisées en deux membres (fig. 28):

- un membre inférieur (Formation Cerro) composé de 100 m de pélites siliceuses, légèrement calcaires et de couleur grise ;

- un membre supérieur (Formation San Mateo) constitué de près de 60 m de pélites gris clair à gris verdâtre, légèrement calcaires et d'argilites gris foncé, tendres et peu calcaires.

Age

La formation Cerro serait datée de l'Eocène moyen et la formation San Mateo de l'Eocène moyen à supérieur [Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1997].

Dans les dépôts du forage Ricaurte, Ordoñez et Zambrano [1988] rapportent des faunes de l'Eocène moyen à l'Eocène supérieur avec notamment *Globorotalia bullbrooki*, *Globigerina frontosa*, *Clavigerinella sp.*, *Globorotalia cf. centralis*, *Globigerina cf. triloculinoides*, *Globorotalia bolivariana*, *Globigerina linaperta*, *Globigerina officinalis* et *Globorotalia cerroazulensis*. Jiménez [1988] rapporte également des nannofossiles d'âge éocène supérieur et éocène moyen, avec notamment : *Discoaster subloadoensis*, *Reticulofenestra dictyoda* et *Discoaster saipanensis*.

Core Laboratories [1988] signale à la base des dépôts la présence de zones de palynomorphes de l'Eocène inférieur avec *Echiperiporites quianensis* et peut être *Bombacacidites soleaformis*, ainsi que des zones de nannofossiles condensées (NP10 à NP12).

La condensation des dépôts éocène inférieur se corrèle parfaitement avec la surface de onlaps et/ou d'érosion observée en sismique.

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

Selon Jaillard *et al.* [1997], les dépôts de la formation Cerro de la région de Manta seraient des turbidites gréseuses de plate-forme distale.

Dans les dépôts de la formation San Mateo aux abords de Pedernales, les faciès grossiers à chenaux et les séquences gréseuses grano-croissantes et les marnes sus-jacentes ont été interprétées par Marksteiner et Aleman [1990] comme des barres d'embouchures de front deltaïque et de prodelta. Cette interprétation correspond également à nos observations : les grès et conglomérats observés à Don Juan (fig. 29) correspondent à des faciès de

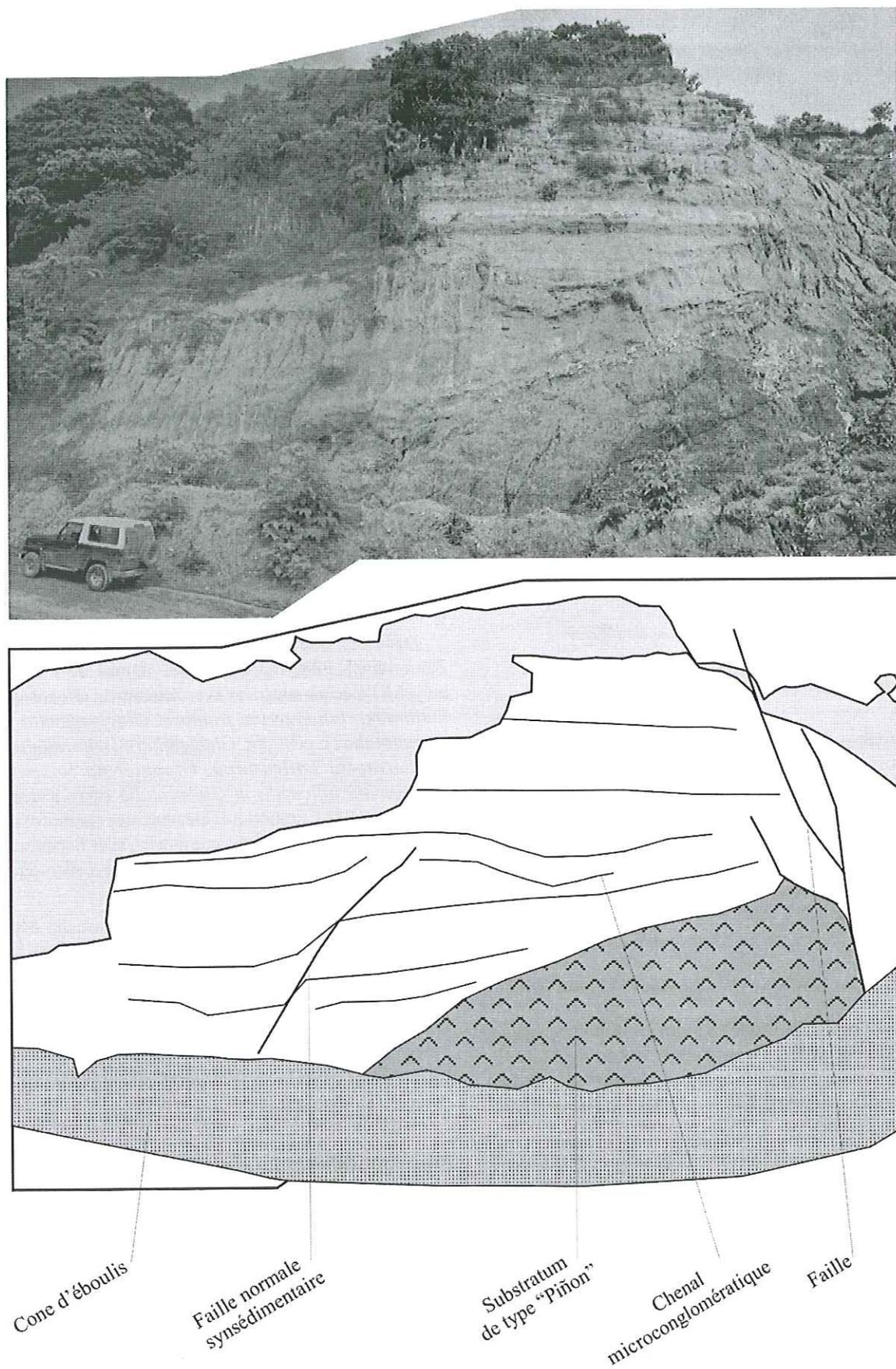


FIG. 29 — Les Onlaps de la formation San Mateo (Eocène) sur la formation Piñon (Crétacé) à Don Juan (Localité de Don Juan, X=0585128, Y=9984483).

chenaux deltaïques et les niveaux plus argilo-marneux à traces de racines à des faciès de plaines deltaïques. Les discordances progressives observées dans les dépôts formant le remplissage des grabens entre Don Juan et Pedernales caractérisent une tectonique synsédimentaire extensive.

e. La séquence tectono-sédimentaire de l'Oligocène

Elle correspond au dépôt de la formation Playa Rica, telle qu'elle a été redéfinie par Benitez [1995], elle est équivalente à la formation Pambil de Evans et Whittaker [1982].

Faciès sismique et relations stratigraphiques

Les dépôts d'âge oligocène forment une séquence présentant un faciès sismique composé de réflecteurs discontinus de faible amplitude et limitée au sommet et à la base par deux surfaces d'érosion (fig. 27).

Lithologie

Les dépôts de la formation Playa Rica ou Pambil forment une série argileuse monotone qui affleure sur les bords du bassin de Borbón.

Evans et Whittaker [1982] ont décrit les dépôts oligocènes comme des argilites silteuses, bioturbées, gris verdâtre, présentant localement des intercalations gréseuses fines en strates ondulées (fig. 28).

Dans le forage Ricaurte, la formation d'une puissance d'environ 600 m est composée à la base d'intercalations d'argiles marron sombre, d'argiles gris verdâtre et de fines strates de grès fins parfois glauconitiques, surmontées de pélites gris verdâtre sombres et calcaires présentant localement du matériel charbonneux et des fragments lithiques [Benítez, 1995].

Age

Les études biostratigraphiques du forage Ricaurte et des forages Chone et Calceta ont permis à Ordoñez *et al.* (données non publiées) de caractériser :

- à la base, la biochronozone NP22 de l'Oligocène basal définie par les dernières occurrences de *Ericsonia formosa* et *Reticulofenestra umbilica* ;

- la biochronozone NP23 définie par l'apparition de *Sphenolithus ciperoensis* et l'extinction de *Reticulofenestra umbilica* ;

- la biochronozone NP24 définie par la présence de *Sphenolithus ciperoensis* et les dernières occurrences de *Sphenolithus distentus* ;

- au sommet, la biochronozone NP25 de l'Oligocène terminal définie par l'apparition de *Helicosphaera recta* et la dernière occurrence de *Sphenolithus distentus*.

A la base de la formation, il manquerait donc la biochronozone CP16B (Partie supérieure de NP21), en relation avec la surface d'érosion que nous avons caractérisée en sismique.

Paléoenvironnement

Selon Ordoñez et Zambrano [1988], l'abondance des foraminifères benthiques et planctoniques indiquerait un environnement marin de plate-forme externe.

2.2.2. Les séquences tectonostratigraphiques du Néogène

a. La Méga séquence M1 : le hiatus du Miocène inférieur

Un hiatus sédimentaire (fig. 30 et fig. 31) couvrant le Miocène inférieur basal (biochronozone NN1) et peut être la partie supérieure de l'Oligocène (partie sommitale de la biochronozone NP25) sépare les formations Tosagua et Viche (cf. infra § 2.2.2) des dépôts d'âge Oligocène de la formation Playa Rica (cf. supra § 2.1.5).

Ce hiatus se corrèle à une surface érosive que nous avons caractérisée sur les sections sismiques (fig. 27). Il correspond à l'absence de dépôt ou à l'érosion de la méga séquence M1 représentée par la formation Zapotal dans les bassins du Sud de la zone côtière équatorienne.

b. La Méga séquence M2 : le cycle sédimentaire du Miocène inférieur au Miocène moyen

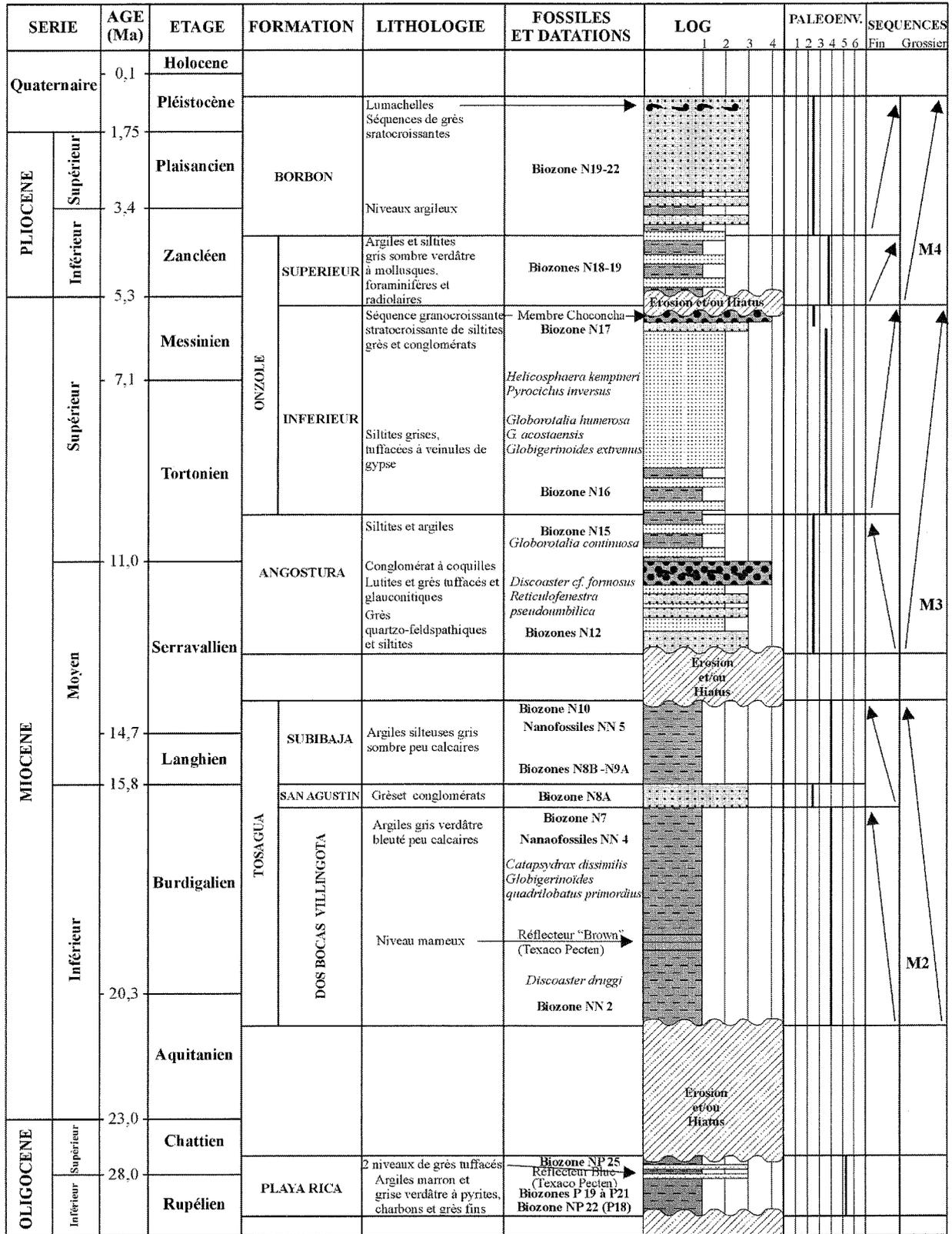
Dans les bassins de Manabi et de Borbon, la mégaséquence M2 est la première séquence néogène. Elle est représentée par les formations Tosagua dans le bassin de Manabi (fig. 30) et Viche dans le bassin de Borbon (fig. 31).

Les formations Tosagua et Viche

Les formations Tosagua et Viche telles que décrites par Benítez [1995] et Evans et Whittaker [1982] présentent les mêmes caractéristiques et correspondent à un équivalent stratigraphique des formations Dos Bocas, Villingota, Subibaja.

Faciès sismique et relations stratigraphiques

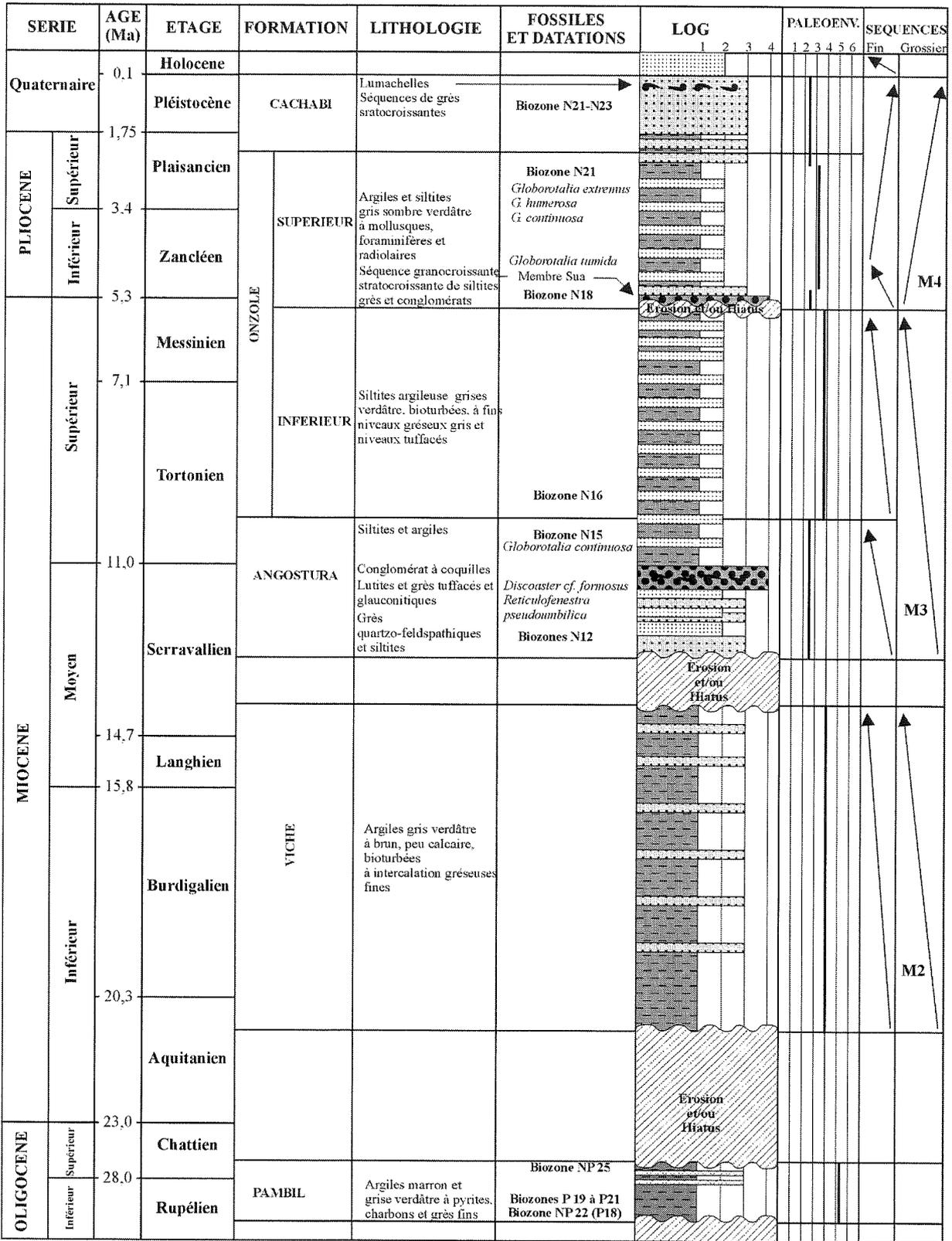
Le faciès sismique de la méga séquence M2 est caractérisé par des réflecteurs discontinus d'amplitudes variables, parfois élevées (fig. 27). Sa base et son sommet correspondent à des surfaces d'érosion.



LOG : 1-argiles, 2-siltites, 3-grès, 4-conglomérats . PALEOENVIRONNEMENTS : 1-continentale, 2-transitionnel, 3-sublittoral, 4-plate-forme, 5-bathyal, 6-abyssal.
 Stratigraphie des formations et lithologies modifiées de Bénitez (1995)
 Echelle stratigraphique d'après Odin (1994)
 Echelle biostratigraphique d'après Haq et al. (1986)
 Datations biostratigraphiques d'après Ordonez et al. (1988)



FIG. 30 — Stratigraphie néogène du bassin de Manabi.



LOG : 1-argiles, 2-siltites, 3-grès, 4-conglomérats . PALEOENVIRONNEMENTS : 1-continental, 2-transitionel, 3-sublittoral, 4-plate-forme, 5-bathyal, 6-abyssal.
 Stratigraphie des formations et lithologies modifiées de Evans et Whittaker (1988)
 Echelle stratigraphique d'après Odin (1994)
 Echelle biostratigraphique d'après Haq et al. (1986)
 Datations biostratigraphiques d'après Ordóñez et al. (1988, 1998)



FIG. 31 : Stratigraphie néogène du bassin de Borbon.

Lithologie

La lithologie de la formation Tosagua peut être divisée en trois membres en contact concordant (fig. 30) :

- le membre Dos Bocas-Villingota est composé d'argilites gris verdâtre, légèrement calcaires et à niveaux marneux plus compacts ; Whittaker [1988] rapporte dans la partie haute du rio Briceño la présence de pélites blanches tuffacées dont l'âge, correspondant à celui de la formation Villingota, les situerait au sommet de ce membre ;

- le membre San Agustin est composé de grès grossiers et conglomérats à intercalations fines de lutites à microfaune marine et correspond à la formation San Agustin de Whittaker [1988] ;

- enfin le membre Subibaja est composé d'argiles silteuses grises à verdâtres à couleur d'altération chocolat, légèrement calcaires et à microfaune marine. A Jaramijo (X=538824, Y=9896131 ; fig. 32), nous avons relevé 80 m de coupe se rapportant au membre Subibaja. La section s'y compose essentiellement d'argiles silteuses où s'observent des niveaux tuffacés d'épaisseur décimétrique, des indurations calcaires et des niveaux gréseux discontinus.

La formation Viche (fig. 31) décrite par Evans et Whittaker [1982] correspond à une séquence uniforme d'argiles grises à verdâtres, calcaires, présentant de fins niveaux gréseux.

Age

L'âge de la base de la formation Tosagua a été reconnu par le forage Ricaurte où les premières faunes miocènes ont fourni le nannofossile *Discoaster druggi* caractérisant la biochronozone NN2 (=N5B) du Miocène inférieur moyen [Benítez, 1995].

Le sommet du membre Dos Bocas – Villingota a été caractérisé par le radiolaire *Catapsydrax dissimilis*, le foraminifère *Globigerinoides quadrilobatus primordius* et des nannofossiles de la biochronozone NN4, indiquant un âge de la biochronozone N7 du sommet du Miocène inférieur [Benítez, 1995].

Le membre San Agustin correspondant à la formation San Agustin de Whittaker [1988] a été daté par celui-ci de la biochronozone N8A par la présence des nannofossiles *Helicosphaera ampliapertura* et *Cyclocolithus* de la biochronozone NN4 et l'absence de *Catapsydrax stainforthi*.

Le membre Subibaja qui constitue l'essentiel des affleurements de surface de la formation Tosagua du bassin de Manabi a été daté par Tsuchi *et al.* [1988] des biochronozones N8-N10 sur la route San Vicente - Chone a Salinas et à Punta Canoa. Dans notre coupe de Jaramijo (X=538824, Y=9896131) et dans l'étude d'affleurements le long de la route Chone – Tosagua (X=568813, Y=9923679), les datations effectuées par Ordoñez *et al.* [1998a] ont fourni des associations de faunes des biochronozones N9-N10.

Le sommet du membre Subibaja a été daté dans le forage Ricaurte où les datations effectuées par Core Laboratories [1988] pour la compagnie Texaco petroleum indiquent la Biochronozone N10 par la première occurrence de *Globorotalia foysi peripheroacuta* dans les argiles sommitales de la formation Tosagua.

Dans la formation Viche, Evans et Whittaker [1982] signalent des faunes datant la formation des parties basale à moyenne du Miocène moyen.

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

Le caractère très argileux de la formation ne permet pas l'observation de structures sédimentaires remarquables. Les microfaunes indiquent un paléoenvironnement de mer ouverte pouvant atteindre une profondeur bathyale [Benítez, 1995 ; Evans et Whittaker, 1982].

c. La Méga séquence M3 : le cycle sédimentaire du Miocène moyen au Miocène supérieur

Faciès sismique

Les méga séquences M3 et M4 (cf. infra § 2.3.3) ne sont pas dissociables sur les sections sismiques du bassin de Manabi. L'ensemble présente un faciès sismique caractérisé par des réflecteurs sub-parallèles, continus, passant latéralement à des zones sourdes sans réflecteurs identifiables (fig. 27).

La base de la méga séquence M3 est caractérisée par une surface d'érosion.

La formation Angostura

Relations stratigraphiques et lithologie

La formation Angostura (fig. 30 et fig. 31) repose en discordance sur les formations néogènes sous-jacentes [Hoffstetter, 1953 ; Evans et Whittaker, 1982]. Elle passe progressivement au faciès de la partie inférieure de la formation Onzole telle que définie par Evans et Whittaker [1982].

Selon Hoffstetter [1953] et Evans et Whittaker [1982], la formation débute par un conglomérat basal à clastes de matériel volcanique et forme une épaisse série de grès roux, moyens à grossiers comportant des lentilles de fragments bioclastiques et des mollusques.

Sur la route de Vuelta Larga à Carlos Concha (X=10647020, Y=10081115 et X=10645521, Y=10082252 ; fig. 33), nous avons pu observer des grès gris en bancs métriques puis des alternances de grès pluridécimétriques et de niveaux argilo-silteux compacts et ondulés, formant des surfaces durcies où s'observent de rares bioturbations tubicoles.

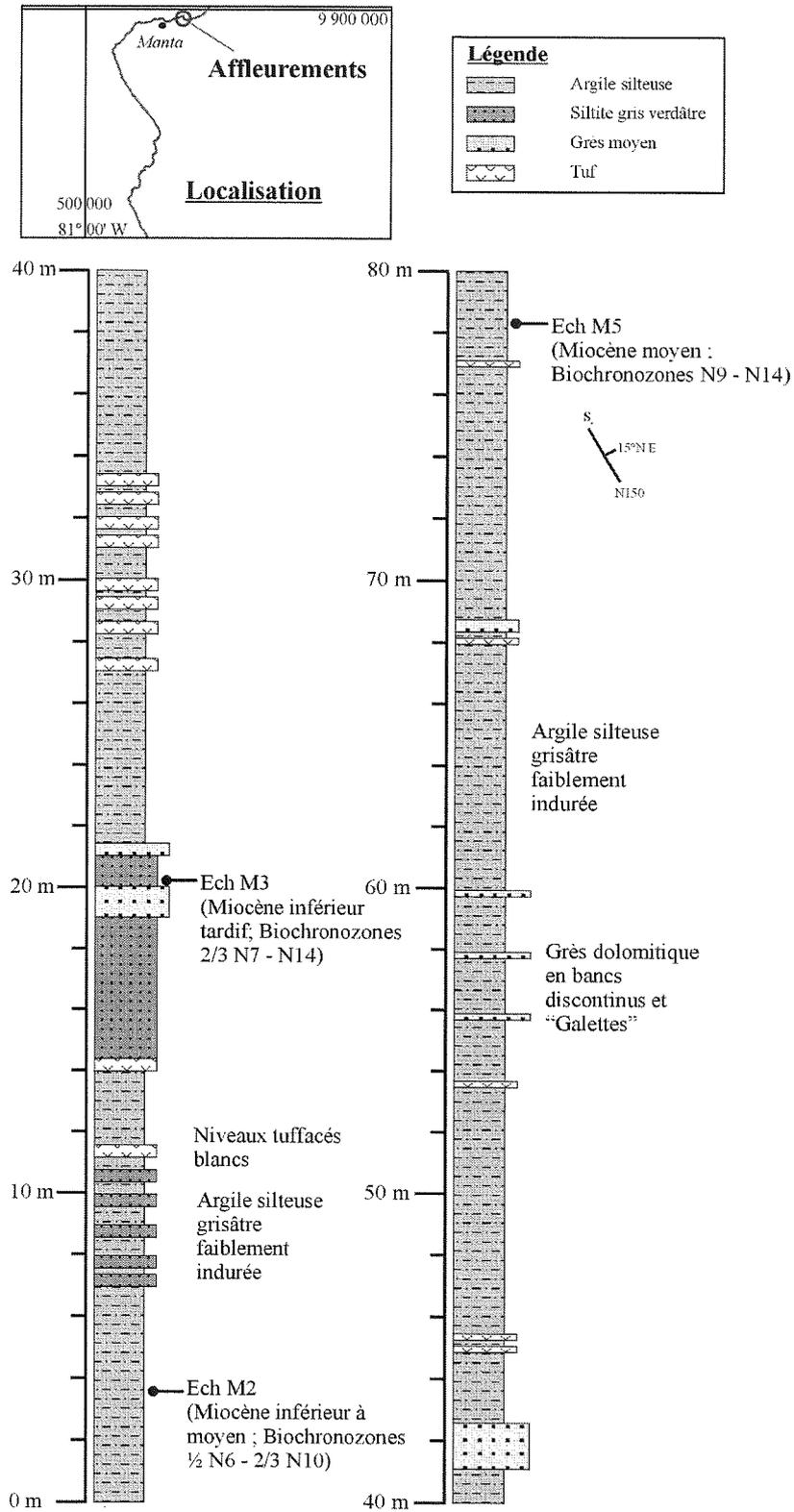


Fig. 32 — Le membre Subibaja de la formation Tosagua à Jaramijo.

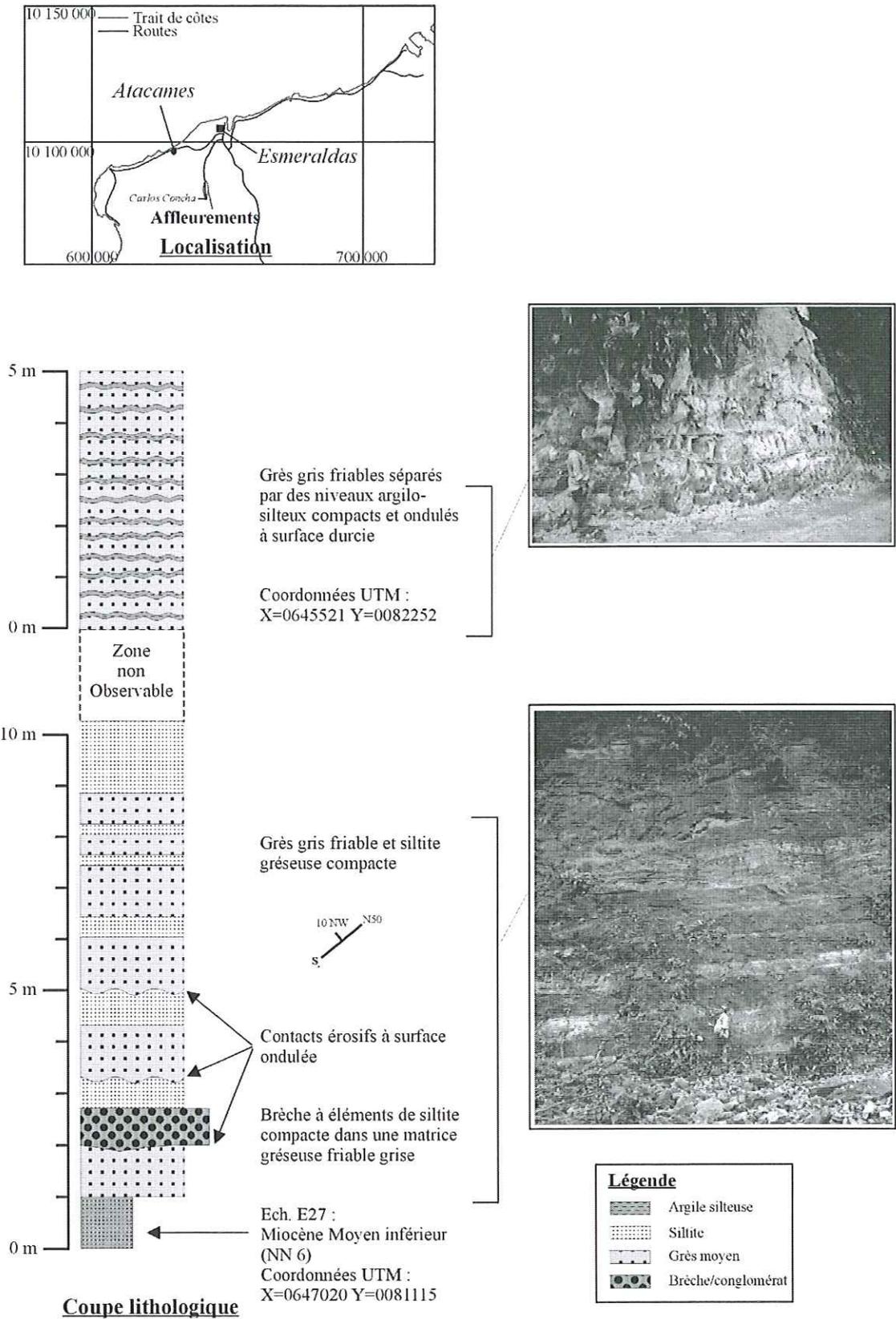


FIG. 33 — La formation Angostura sur la route de Vuelta Larga à Carlos Conchas.

A Cascol, la base de la formation décrite par Benítez [1995] débute par 5 m de grès jaunes massifs, lithofeldspathiques surmontés d'un conglomérat à lumachelles de 20 cm. Dans un affleurement proche, il signale la présence de grès massifs à galets mous, à stratifications obliques et à lumachelles d'*Ostrea*. Près du sommet, dans la même localité, la formation présente des séquences granodécroissantes composées de calcarénites grossières à stratifications entrecroisées passant à des grès moyens à grossiers, massifs, puis à des grès silteux et des pélites.

Dans l'étude du forage Ricaurte, Benítez [1995] a décrit une épaisseur de 920 m appartenant à la formation Angostura. Cette série débute par des grès blancs et marons quartzo-feldspathiques à intercalations de siltites gris olive et de pélites gris bleuâtre calcaires. Elle se poursuit par des pélites grises à gris bleuâtre à intercalations de grès gris clair à grain fin à grossier localement tufacés ou glauconitiques, puis par des conglomérats, des grès à coquilles et intercalations de pélites grises, et s'achève par des siltites et argilites tendres, peu calcaires et des intercalations de grès gris clair, peu calcaires, friables et glauconitiques.

Age

A Cascol, Villacres [1990] a déterminé vers la base de la formation un âge des parties inférieure et moyenne du Miocène moyen (Biochronozone N9-N12) à partir de *Globorotalia* cf. *conomiozea* et *Globigerinoides* aff. *bulloides*.

Dans le forage Ricaurte, Ordoñez et Zambrano [1988] rapportent des biozones du Miocène moyen à supérieur, avec au sommet la biochronozone N15, identifiée grâce à *Globorotalia continuosa*.

Sur la route de Vuelta Larga à Carlos Concha, un échantillon situé dans les argiles de la base des grès de la formation Angostura a fourni les radiolaires *Discoaster* cf. *formosus* et *Reticulofenestra pseudoumbilica* donnant un âge du Miocène moyen, biochronozone NN6 [Ordoñez et al., 1998b], qui serait en accord avec un âge N12 de la base de la formation.

En considérant l'âge N10 de la formation sous-jacente (Tosagua), un hiatus couvrirait donc la biochronozone N11 du Miocène moyen.

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

Benítez [1995] a interprété les séquences qu'il a décrites à Cascol comme des séquences de progradation sublittorales. La rareté de la microfaune, la présence de niveaux bioclastiques et de lumachelles d'*Ostrea* indiquent un environnement marin sub-littoral de faible bathymétrie.

Le membre inférieur de la formation Onzole

Relations stratigraphiques et lithologie

Le membre inférieur de la formation Onzole surmonte progressivement les grès de la formation Angostura. Dans la partie occidentale du bassin de Borbon, il est surmonté en discordance par le membre Súa [Evans et Whittaker, 1982 ; cf. infra].

Sa composition lithologique est essentiellement constituée de siltites grises tuffacées présentant quelques veinules de gypse et intercalations de fines strates de grès.

Dans le forage Ricaurte du bassin de Manabi, la formation Onzole indifférenciée est représentée par des argilites et siltites gris sombre [Benítez, 1995].

Dans les affleurements du bassin de Manabi, sa partie supérieure est marquée par une séquence grano- et strato-croissante connue sous le nom de membre Choconcha et décrite par Benítez [1988, 1995] dans la colline La Mona à l'Est de Jipijapa. Cette séquence débute par des siltites, passe à des grès laminés à « flasers » et ondulites puis à des grès massifs à galets mous et se termine par des grès conglomératiques. Dans cette même colline, nous avons levé une coupe (fig. 34) montrant une séquence strato- et grano-croissante débutant par des argiles à altération beige à passées décimétriques silteuses passant à des siltites compactes puis à des alternances de grès gris lithofeldspathiques, parfois lenticulaires, en strates décimétriques à pluri-décimétriques intercalées de niveaux fins de siltites.

Selon Evans et Whittaker [1982], le membre inférieur de la formation Onzole dans le Bassin de Borbon-Esméraldas forme une série relativement monotone d'argiles silteuse intercalées de fins niveaux gréseux ondulés.

Dans les falaises marines entre Punta Galera et Cumilínche, nous avons observé une série argilo-silteuse, localement intensément bioturbée, intercalée de niveau gréseux fins ondulés. A Cumilínche les dépôts s'organisent en séquences pluri-décimétriques débutant par des grès à base légèrement érosive, à stratifications croisées et ondulées, surmontés par des argiles silteuses à bioturbations de type *Chondrites*, *Planolites* et *Rhizocorallium* (fig. 35). A Galera, la base gréseuse des séquences montre des intercalations argilo-silteuses (fig. 35).

Age

Dans le forage Ricaurte, la base de la formation Onzole indifférenciée a fourni *Globorotalia humerosa*, *G. acostaensis* et *Globigerinoides extremus* indiquant un âge Miocène supérieur [biochronozone N16 ; Ordoñez et al., 1988].

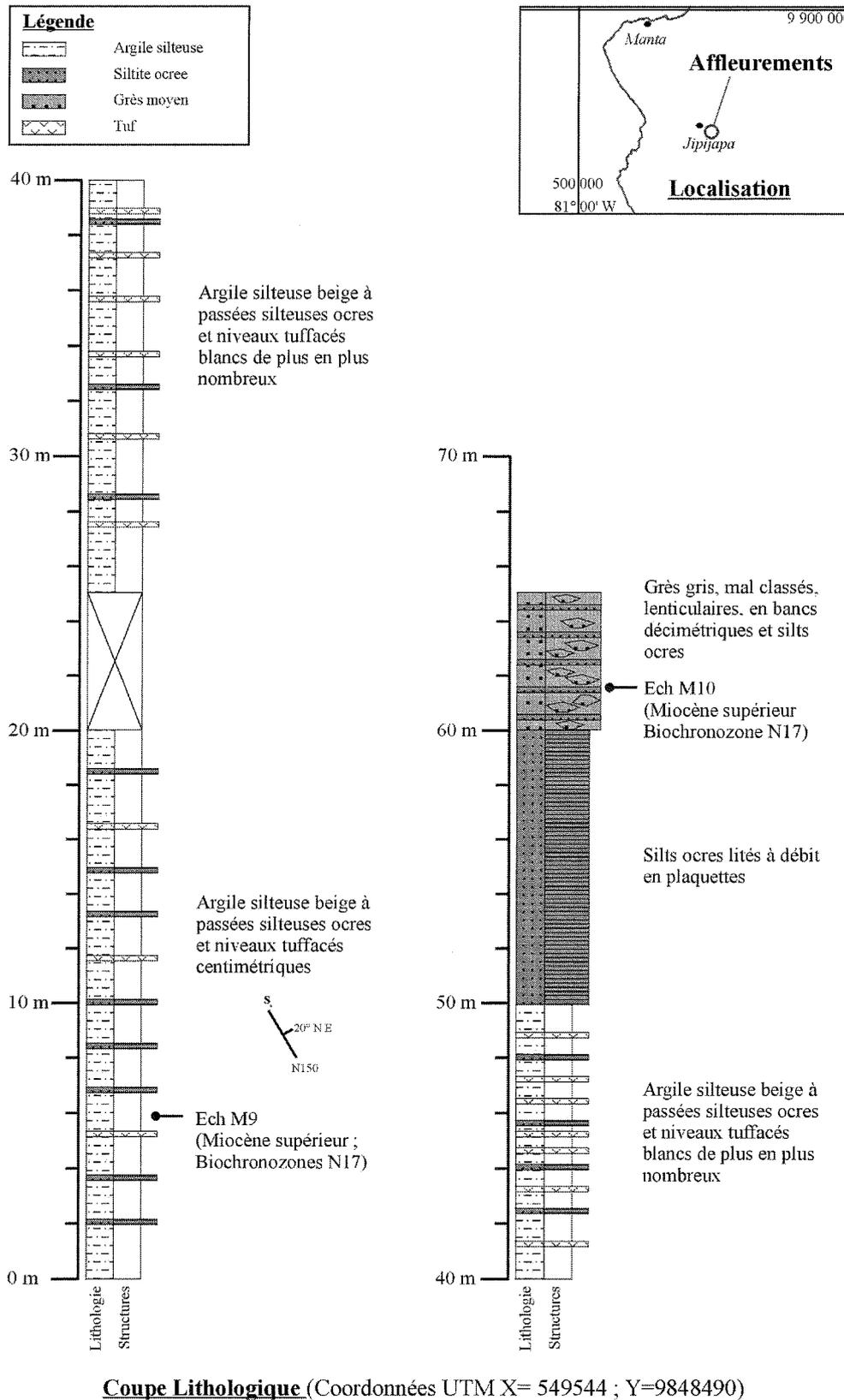
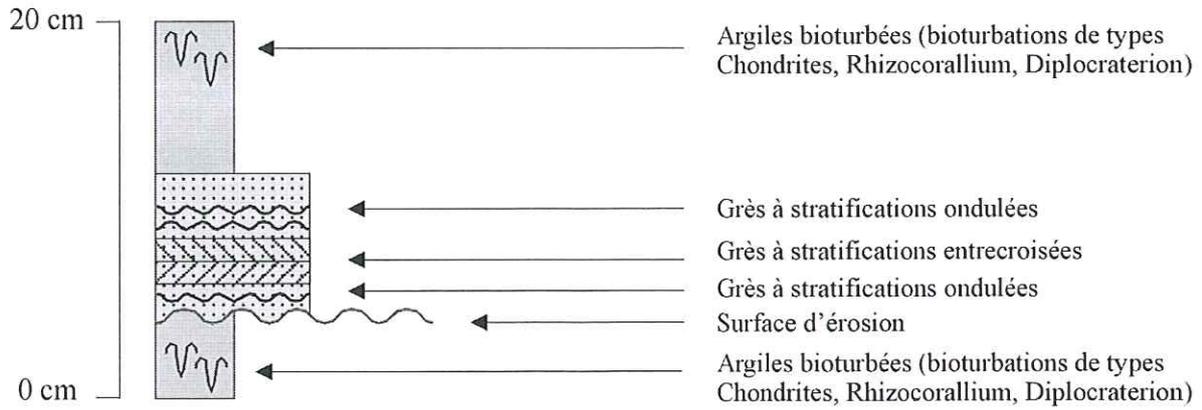
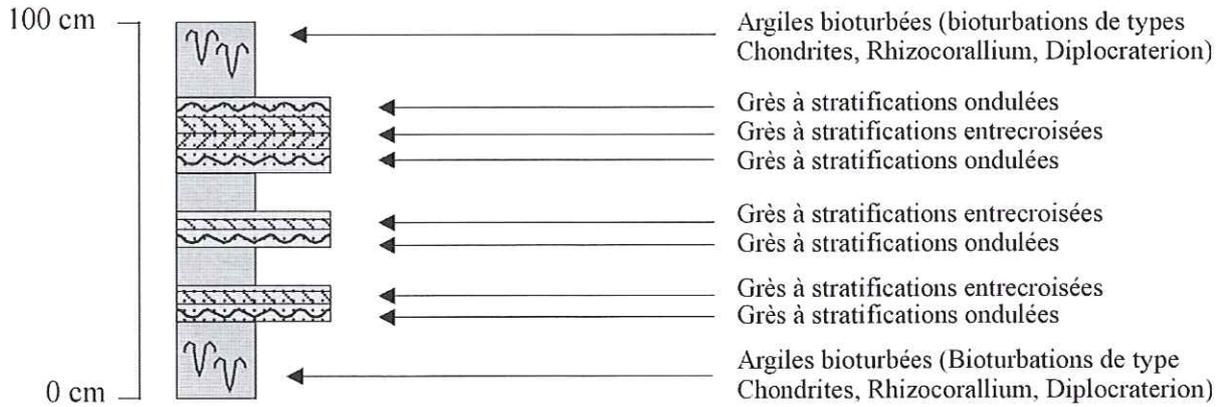


Fig. 34 — Le membre Choconcha sur la colline de La Mona à Jipijapa.

Séquence sédimentaire type de Cumilinche



Séquence type de Galera



Exemples de Bioturbations dans les argiles entre Galera et Cumilinche

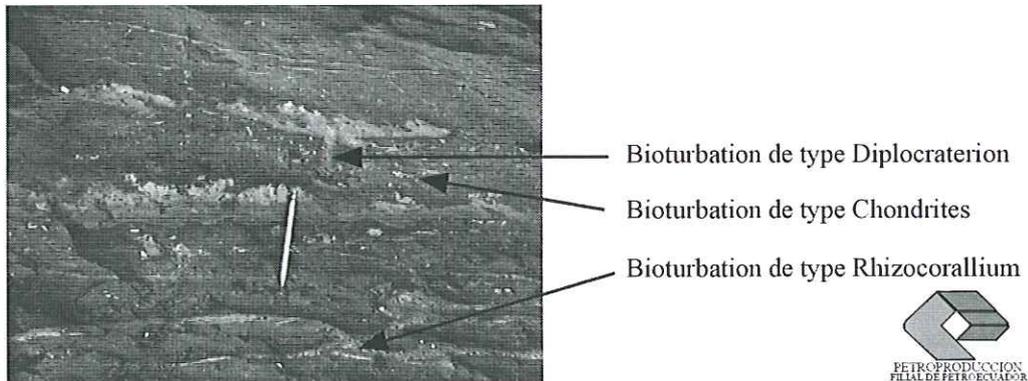


FIG. 35 — Les séquences de tempestites de la formation Onzole inférieur dans le bassin de Borbon Ouest.

Dans la colline La Mona, un échantillon situé dans les argiles sous-jacentes aux grès Choconcha a fourni le radiolaire *Stichocoris* aff. *peregrina*, le foraminifère *Globigerinoides quadrilobatus triloba* et les nannofossiles calcaires *Helicosphaera kamptneri* et *Reticulofenestra pseudoumbilica*. Les niveaux argileux situés dans les grès ont fourni les nannofossiles calcaires *Helicosphaera kamptneri*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* et *Pyrocyclus inversus*. Le sommet de la formation dans le membre Choconcha du bassin de Manabi serait ainsi daté de la biochronozone N17 du Miocène supérieur [Ordoñez *et al.*, 1998a].

Dans le bassin de Borbon-Esmeraldas, Whittaker [1988] a daté le membre Onzole inférieur des Biochronozones N16B à N17, à la base par le foraminifère *Neogloboquadrina acostaensis*, et au sommet par relation stratigraphique, le membre Súa sus-jacent (cf. infra) étant daté de la biochronozone N18 par le foraminifère *Globorotalia tumida*.

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

Dans le bassin de Manabi, Benitez [1995] interprète le membre inférieur de la formation Onzole comme des dépôts marins de faible profondeur qui s'achèvent par le faciès régressif Choconcha attribué à une paléo-ligne de rivage. Nos observations sont en accord avec cette interprétation.

Dans le bassin de Borbon-Esmeraldas, les séquences observées à Cumillinche et Galera présentent les caractéristiques de tempestites (fig. 35). Les bioturbations observées sont en accord avec une profondeur de dépôt peu élevée.

d. La méga séquence M4 : le cycle sédimentaire du Pliocène à l'Actuel

La méga séquence M4 ne peut être différenciée en sismique de la méga séquence M3 précédente en raison de l'épaisseur faible des dépôts correspondants dans la zone de couverture sismique du bassin de Manabi. Elle a été mise en évidence par les études de terrain. Elle correspond aux dépôts des membres Súa et Onzole supérieur de la formation Onzole [Evans et Whittaker, 1982 ; Whittaker, 1988] et aux dépôts de la formation Borbon [Benítez, 1995].

Le membre Súa

Relations stratigraphiques et lithologie

Le membre Súa repose en contact discordant érosif ou en inconformité planaire sur le membre Onzole inférieur et il passe graduellement aux dépôts du membre Onzole supérieur [Evans et Whittaker, 1982].

Sa lithologie se compose de grès jaune rougeâtre, fins à grossiers, à lentilles argileuses et intercalations silteuses.

A Súa, nous avons levé une coupe d'une trentaine de mètres constituée de grès gris à gastéropodes, de conglomérats et microconglomérats à éléments mafiques centimétriques et galets argileux, et de siltites argileuse jaunâtre à lumachelles de lamellibranches, filons de gypse secondaire et niveaux lenticulaires de grès ou microconglomérats (fig. 36).

Evans et Whittaker [1982] signalent que l'épaisseur du membre diminue vers l'Est. Au Nord de la ville d'Esmeraldas, dans les falaises marines, nous avons pu observer un contact discordant mettant directement en relation le membre supérieur sur le membre inférieur de la formation Onzole (fig. 37).

Age

Le membre Súa a été daté par Whittaker [1988] de la biochronozone N18 du Tortonien par le foraminifère *Globorotalia tumida*.

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

Benítez [1995] propose que le membre Súa ait la même signification que le membre Choconcha : des dépôts de plage liés à un épisode régressif de courte durée. En considérant la discordance érosive basale du membre Súa, son passage graduel aux dépôts de la formation Onzole supérieur, son âge N18 et son faciès indiquant un environnement de plage notamment par la présence de lumachelles de lamellibranches, nous interprétons ces dépôts comme des grès transgressifs de base de séquence.

Le membre Onzole supérieur

Relations stratigraphiques et lithologie

Les dépôts du membre supérieur de la formation Onzole reposent en contact transitionnel sur les grès de Súa, voire localement directement en contact discordant sur les dépôts du membre Onzole inférieur (fig. 37). Elle se compose d'argilites et de siltites gris verdâtre, à mollusques, écailles de poissons et microfaunes de foraminifères benthiques et de radiolaires, intercalées de fins niveaux gréseux et tufacés centimétriques à décimétriques.

A Camarones, Bianucci *et al.* [1993] ont décrit une série composée de pélites gris bleu intensément bioturbées à foraminifères et intercalations de conglomérats, grès et silts. Ces dépôts s'organisent en séquences granodécroissantes localement homogénéisées par une intense bioturbation. La fraction gréseuse diminue vers le sommet de la séquence. Les sédiments contiennent de nombreuses pelotes fécales et des moules internes de foraminifères remplacés par de la glauconite, localement très abondante.

Ils contiennent également une importante faune de mollusques présentant des variétés d'environnement sédimentaire peu profond comme *Anomia peruviana*, *Crassinella*

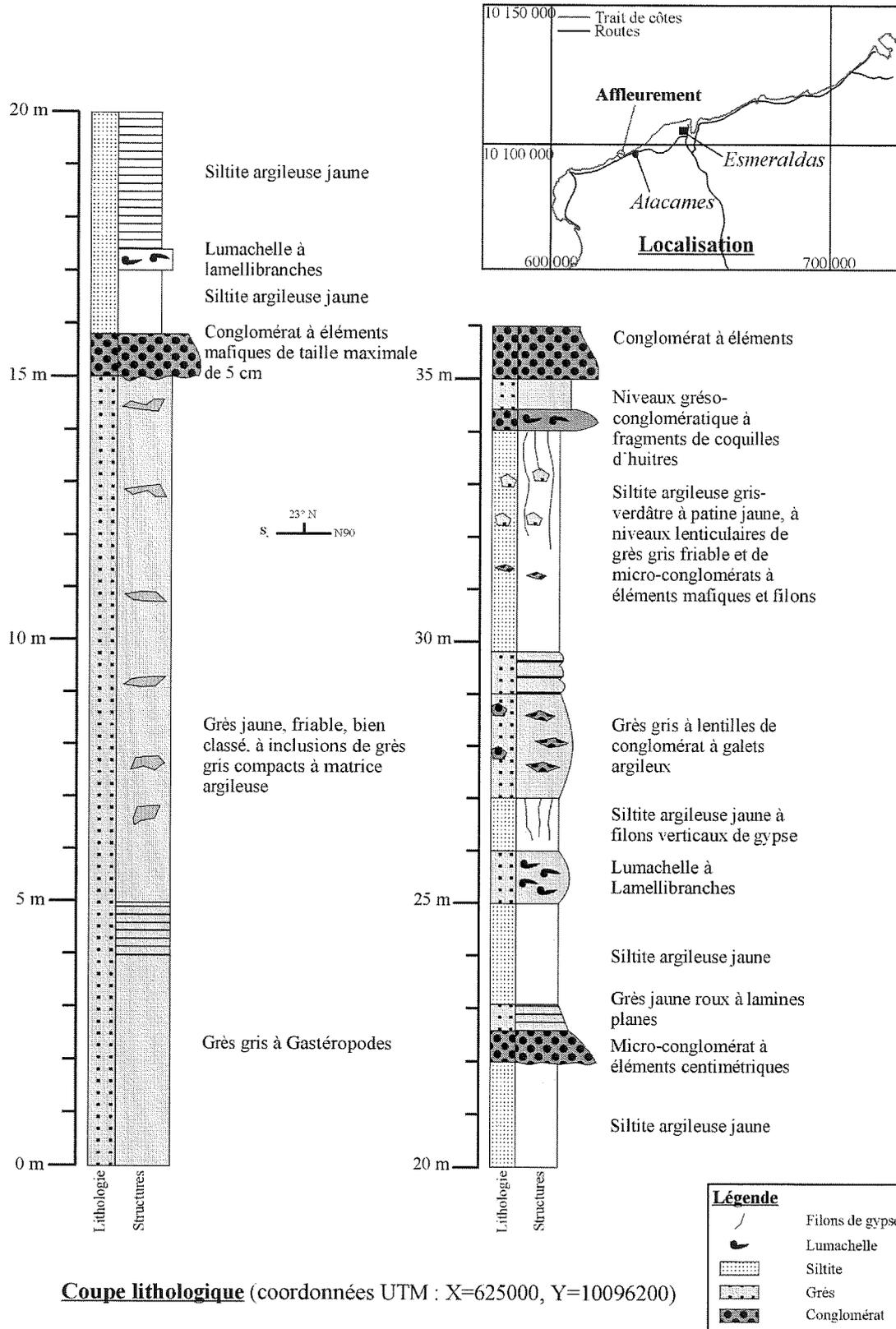


FIG. 36 — Le membre Sua de la formation Onzole à Sua.

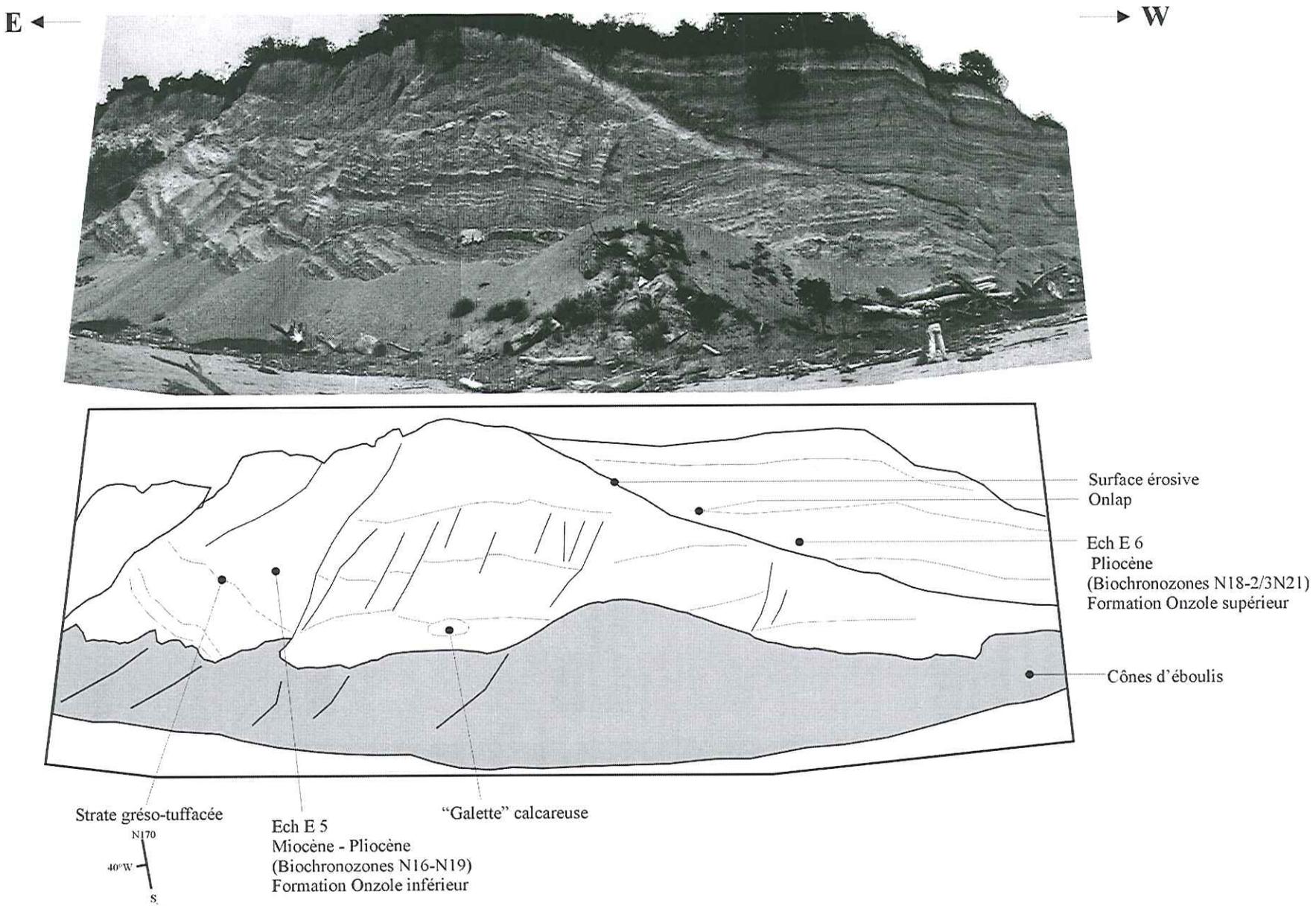


Fig. 37 — Le contact discordant Onzole inférieur - Onzole supérieur au Nord-Ouest d'Esmeraldas.

coxi et *Tellidorella paphia*, et des variétés d'environnement profond comme *Limopsis* et *Dalium* [Olsson, 1964 ; Rosenberg, 1981 ; Dushane, 1988 ; Vokes, 1988 ; Bianucci *et al.*, 1993].

A Punta Gorda, Aalto et Miller [1999] ont levé près de 300 mètres de coupe dans le membre supérieur de la formation Onzole. Ils décrivent une série régulière de fines turbidites argileuses caractérisées par un granoclassement positif et présentant des bioturbations restreintes au sommet des séquences. Ces turbidites sont composées d'argiles pélagiques à hémipélagiques gris verdâtre à brunes, de cendres volcaniques grises à blanches et de grès fin à moyen constituant la base des séquences. Les bancs gréseux sont peu épais et ne présentent aucune figure de ravinement ni d'hyporelief de type « sole marks ». Ils contiennent une abondante faune de mollusques, de foraminifères benthiques et des débris coquilliers. Les niveaux de tufs présentent en majorité une épaisseur, une continuité et un granoclassement décroissant qui indiquent un dépôt par décantation pas ou faiblement remanié. Aalto et Miller [1999] décrivent également d'abondantes formes de bioturbations telles que : *Zoophycos*, *Scolicia*, *Rorschachichnus*, *Phytoderma granulatum*, *Chondrites* et *Ophiomorpha*.

Dans le même secteur, à l'ENE d'Atacames (fig. 38), les séquences décimétriques que nous avons pu observer débutent par des grès fins à stratifications ondulées qui passent à des grès à stratifications entrecroisées puis à des grès grossiers. Ceux-ci sont surmontés de grès fins à stratifications entrecroisées passant à des stratifications ondulées. La séquence s'achève par des argiles silteuses à bioturbations. Des bioturbations de type *Cylindrichnus* recourent localement les niveaux gréseux. Dans les argiles, les bioturbations observées correspondent à des *Chondrites* et des *Planolites*.

Age

Selon Evans et Whittaker [1982], le membre supérieur de la formation Onzole est d'âge Pliocène, sa partie supérieure étant datée au minimum de la biochronozone N21. Whittaker [1988] et Bianucci *et al.* [1993] lui assignent un âge N19 à N21.

Dans les falaises marines au Nord d'Esmeraldas et à l'Est d'Atacames, les dépôts du membre supérieur de la formation Onzole, discordant sur le membre inférieur, nous ont fourni les foraminifères planctoniques : *Globorotalia extremus*, *Globorotalia humerosa*, *Globorotalia continuosa* et *Pullenata* aff. *praecursor*. Ils permettent de lui attribuer un âge N18-N21 en accord avec les observations de Whittaker [1988] et Bianucci *et al.* [1993].

Dans le forage Ricaurte, le sommet de la formation Onzole a été daté par nannofossiles des biochronozones N18-N19 (Texaco-Pecten).

Evolution sédimentaire et paléoenvironnements

Evans et Whittaker [1982] ont estimé que les dépôts du membre Onzole supérieur correspondent à des turbidites qui se sont mises en place à une profondeur bathyale inférieure d'après le contenu des argiles en faune de foraminifères benthiques. Le mélange des faunes de mollusques d'environnement de profondeur variable a été attribué à des phénomènes de remaniements par gravité [Olsson, 1964 ; Dushane, 1988 ; Vokes 1988 ; Bianucci *et al.* 1993].

Bianucci *et al.* [1993] signalent toutefois la présence, parfois abondante, de faunes très bien conservées de foraminifères caractéristiques d'environnement de plate-forme tels que : *Bolivina costata*, *Globobulimina ovula*, et *Globocassidulina globosa*. Ils décrivent également des séquences de tempestites et l'abondance de grains de glauconite dont il est admis que la présence est caractéristique d'un environnement de plate-forme externe [Emery, 1960 ; Odin et Matter, 1981].

Selon Aalto et Miller [1999], les grès contiennent des faunes de faible profondeur d'eau comprenant des mollusques, des foraminifères benthiques et des débris coquilliers alors que les dépôts argileux contiennent des faunes d'environnement plus profond. Ils interprètent donc les dépôts du membre supérieur de la formation Onzole comme des turbidites argileuses déposées dans un environnement de bassin de talus continental.

En considérant le bon état de conservation des faunes peu profondes, il paraît difficile d'envisager un remaniement important. Par contre, la présence de faune d'environnement plus profond peut très bien s'expliquer dans le contexte de la marge équatorienne par des remontées d'eaux profondes à la bordure de la plate-forme. De plus, le caractère transitionnel du passage entre le membre Súa, qui caractérise un environnement de plage, et le membre Onzole supérieur, est difficilement compatible avec une mise en place de ce dernier à de grande profondeur de dépôt. Nous interprétons donc les faciès observés comme des niveaux de tempestite déposés en environnement de plate-forme continentale.

La formation Borbon

Relations stratigraphiques et lithologie

La formation Borbon surmonte les pélites du membre Onzole supérieur en contact transitionnel.

Au SE du bassin de Manabi, la formation Borbon affleure largement sous forme de falaises. Benítez décrit dans le secteur de Pajan une série de 300 m de grès s'organisant en séquences granocroissantes s'achevant par un niveau lumachellique métrique.

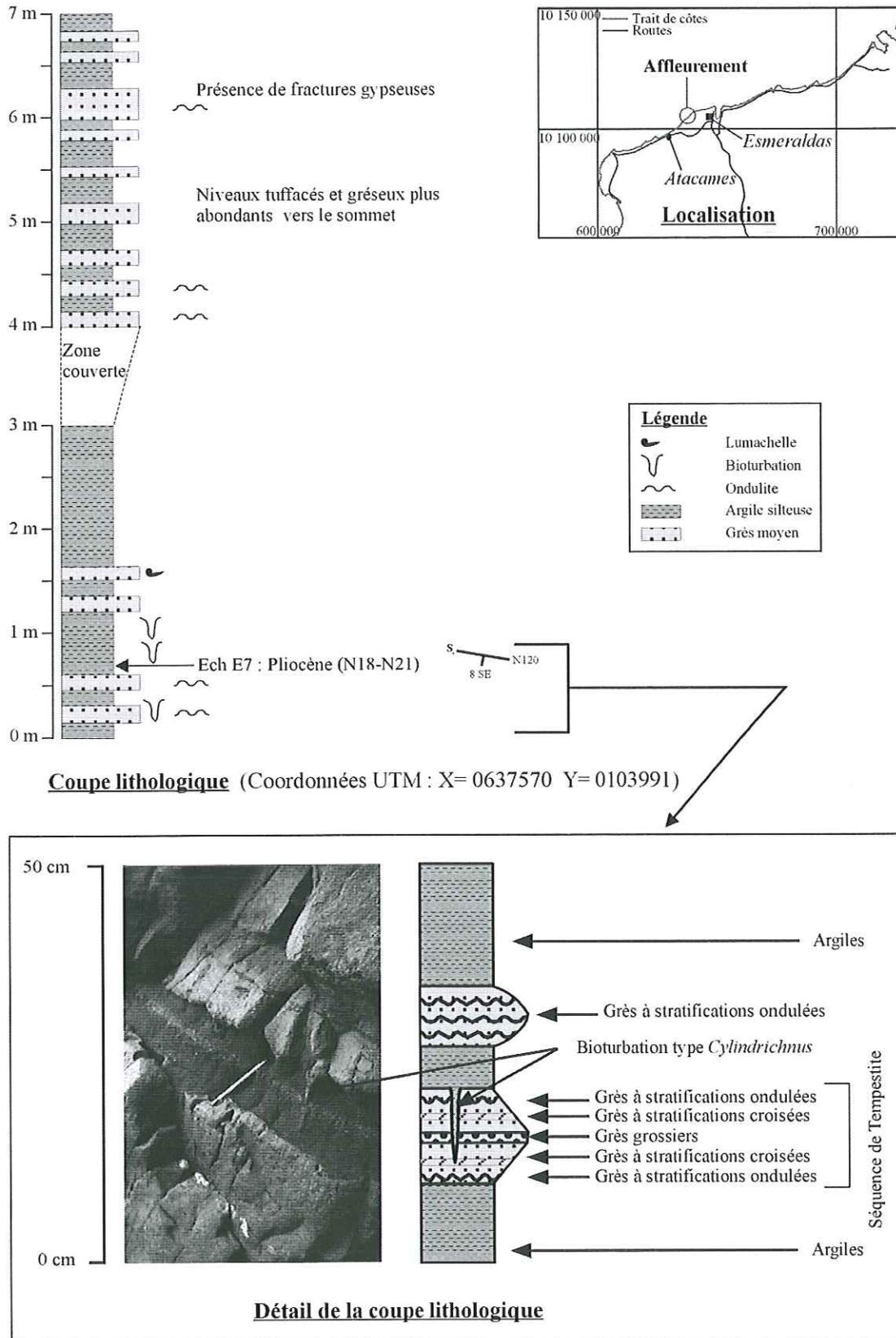


FIG. 38 — Le membre supérieur de la formation Onzole à l'ENE d'Atacames.

Dans les environs de Jama, Bristow et Hoffstetter [1977] signalent la présence de grès bleus fossilifères, à stratifications entrecroisées et conglomérats.

Dans le bassin de Borbon, elle correspond aux dépôts gréseux à lentilles bioclastiques surmontant la formation Onzole et notamment aux dépôts récents et actuels de l'embouchure des Rios Santiago, Cachabi Guimbi et Bogota, à la frontière entre l'Equateur et la Colombie. Ces dépôts y sont connus également sous le nom de formation Cachabi.

Age

La formation Borbon n'est pas datée. Benítez lui attribue un âge N19-N22 de par sa position stratigraphique dans le bassin de Manabi. Elle est probablement plus récente dans le bassin de Borbon où Mosquera [1949, 1950] attribue un âge pléistocène à la formation Cachabi.

Evolution sédimentaire et paléoenvironnement

Le caractère granocroissant des grès observés dans la formation Borbon du bassin de Manabi et la présence de lumachelles au sommet de la séquence indiquent une diminution de la profondeur de dépôt qui culmine par l'émergence du bassin à la fin du Pliocène ou au début du Pléistocène.

Dans le bassin de Borbon, ces dépôts caractérisent la subsidence actuelle de la zone de mangrove située au Nord de la province d'Esmeraldas.

Les corrélations stratigraphiques entre les différents domaines et bassins côtiers seront envisagées ultérieurement dans le cadre de la synthèse sur l'évolution tectono-sédimentaire des bassins néogènes de l'avant-arc (Chap. 3 § 2.5 et annexe II).

CHAPITRE 3

BILANS DE MASSE, STRUCTURE ET ÉVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE
DES BASSINS DE L'AVANT-ARC ÉQUATORIEN

L'évolution qualitative et quantitative des dépôts d'un bassin sédimentaire d'avant-arc est le reflet de la combinaison de processus de déformation, d'érosion et de sédimentation. L'étude quantitative de son remplissage peut donc permettre de caractériser sa dynamique. Combinée avec l'analyse géométrique et cinématique de structures clefs, elle permet de caractériser les étapes de déformation affectant un bassin. L'étude simultanée de plusieurs bassins piégeant les produits de l'érosion de la chaîne permet d'intégrer les résultats à l'échelle de l'orogène.

Dans ce chapitre, nous présenterons les méthodes quantitatives que nous avons utilisées pour étudier les accumulations sédimentaires des bassins du Golfe de Guayaquil et de Jambeli, de Progreso et de Manabi. Nous décrivons ensuite la structure des différents bassins de l'avant-arc équatorien. Nous reconstituerons pour chacun d'eux leurs étapes de déformation et leur évolution tectono-sédimentaire en intégrant les résultats des calculs de bilans de masse. Nous présenterons finalement une synthèse de l'évolution de l'avant-arc équatorien au cours du Néogène.

1. – DÉFINITION ET MÉTHODOLOGIE DES BILANS DE MASSE

Les bilans de masse présentés dans cette thèse sont basés sur les calculs de la masse de sédiments accumulés dans les bassins sédimentaires néogènes d'Equateur. Nous avons ainsi utilisé et adapté la méthodologie développée par Métivier [1996] et Métivier et Gaudemer [1997] pour l'appliquer aux données de sismique et de forages dont nous disposons. Dans un premier temps, nous rappellerons donc les aspects théoriques du calcul de masse. Puis nous discuterons de l'application et de la validité de cette méthodologie dans les bassins néogènes de l'avant-arc équatorien.

1.1. Aspects théoriques : accumulation de masse de sédiments par unité de surface

Pour déterminer la masse de sédiment déposée en un point quelconque d'un bassin sédimentaire en fonction de l'épaisseur des dépôts, il est nécessaire de connaître la loi liant la densité du sédiment avec la profondeur.

Considérons une séquence stratigraphique connue comprenant N horizons. Chaque horizon i est identifié par un couple de valeur $(z_i ; t_i)$ où z_i est la profondeur du mur de l'horizon considéré et t_i l'âge de ce mur, avec i variant de 1 à N, le premier horizon considéré étant le plus jeune. Connaissant la loi de densité en fonction de la profondeur $r(z)$, la masse de sédiment par unité de surface durant un intervalle de temps Δt s'écrit :

$$M(\Delta t) = \int_{z_1}^{z_2} \rho(z) dz \quad \text{équation (1)}$$

avec z_1 et z_2 les limites respectivement supérieure et inférieure de l'horizon considéré, déposé durant l'intervalle de temps $\Delta t = t_2 - t_1$.

Ainsi que le souligne Métivier [1996], cette méthode est la plus précise, mais la loi de densité en fonction de la profondeur est souvent inconnue. Pour s'en affranchir, il propose d'utiliser la loi de porosité en fonction de la profondeur, notée $\omega(z)$. Celle-ci est liée au volume de grain [Gallagher, 1989] qui est lui-même liée à la masse par la densité de grain $\rho_g(z)$. L'équation (1) peut ainsi s'écrire :

$$M(\Delta t) = \int_{z_1}^{z_2} \rho_g(z) [1 - \omega(z)] dz \quad \text{équation (2)}$$

La valeur $\rho_g(z)$ est souvent considérée comme constante et correspond à la valeur largement admise de $2,7 \times 10^3$ kg/m³ [Baldwin et Butler, 1985 ; Curray, 1994].

Toutefois, la connaissance de la loi de porosité en fonction de la profondeur fait également souvent défaut. Métivier [1996] propose de résoudre ce problème en utilisant une équation théorique de la solidité suivant la profondeur [$S(z) = 1 - \omega(z)$]. Il utilise pour cela les équations de solidité compilées par Baldwin et Butler [1985] :

$$S_f(z) = \left(\frac{z}{6020}\right)^{1/6.35} \quad \text{pour des argiles normales}$$

$$S_f(z) = \left(\frac{z}{15000}\right)^{1/8} \quad \text{pour des argiles sous-compactées}$$

$$S_f(z) = 1 - 0.49 \exp\left(\frac{-z}{3700}\right) \quad \text{pour des sédiments grossiers}$$

A partir de ces équations, Métivier [1996] a ainsi déterminé la courbe moyenne de solidité suivante pour un sédiment grés-argileux (fig. 39) :

$$S_g(z) = 1 - 0.43 \exp\left(-\frac{z}{3014}\right) \quad \text{équation (3)}$$

En combinant les équations (2) et (3) sachant que

$S(z) = 1 - \omega(z)$, il obtient la formule :

$$M(\Delta t) = \int_{z_1}^{z_2} \rho_g [1 - 0.43 \exp\left(-\frac{z}{3014}\right)] dz \quad \text{équation (4)}$$

Métivier [1996] estime l'erreur associée à un calcul de masse par cette formule de l'ordre de 20 %.

La généralisation de la méthode à l'ensemble d'un bassin revient à intégrer sur la surface du bassin la masse calculée en chaque point de celui-ci.

1.2. Aspects méthodologiques : les étapes du calculs

Les calculs de masses ont été réalisés à partir des résultats de l'interprétation sismique. Ils ont nécessité plusieurs étapes que nous allons détailler chronologiquement (fig. 40).

1. Cartographie des horizons sismiques et réalisation de Modèles numériques

A partir de notre interprétation des sections sismiques, nous avons digitalisé les horizons sismiques, datés par le calage des informations de forage, sous forme de fichier de données comprenant leur position en coordonnées UTM X et Y à intervalles réguliers et leur profondeur en temps double. Dans le cas du bassin de Progreso, nous avons directement digitalisé les cartes isochrones réalisées par Goyes [1987]. Ces données ont été ensuite rassemblées et interpolées à l'aide du logiciel SURFER [Golden software] afin de générer une grille de points régulièrement espacés d'une distance de 150 m et couvrant la zone des données sismiques. L'interpolation a été réalisée à l'aide du programme d'interpolation Minimum Curvature générant une surface présentant une courbure minimale en honorant le plus précisément possible chaque point des données.

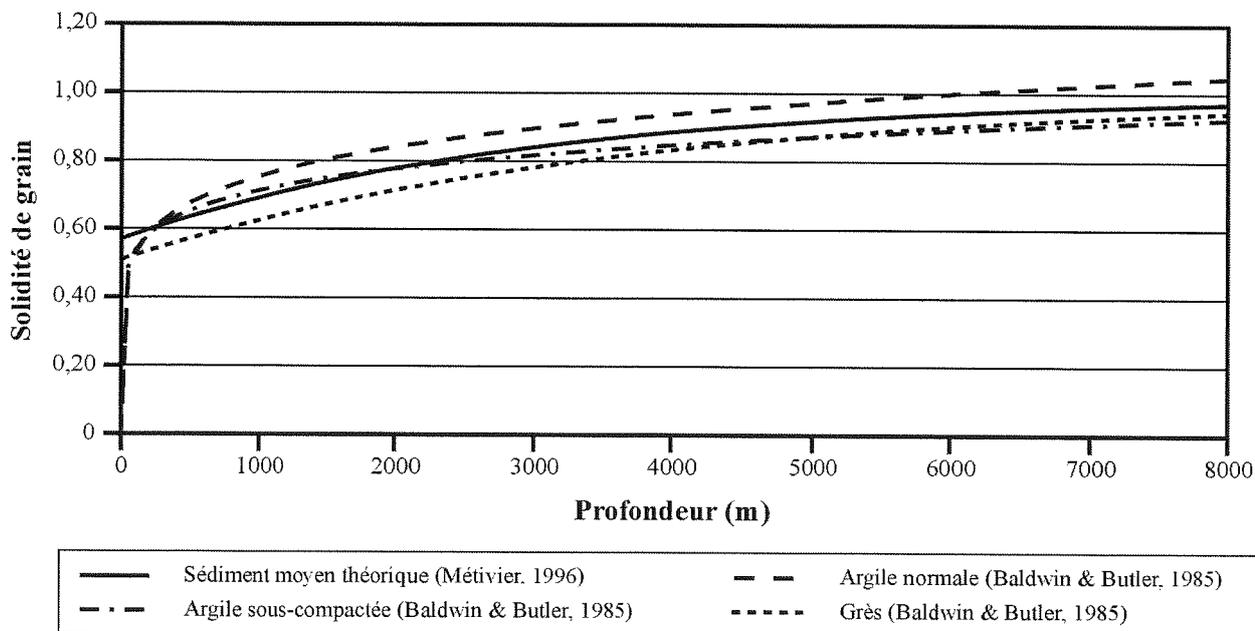


Fig. 39 — Evolution de la solidité de grain suivant la profondeur.

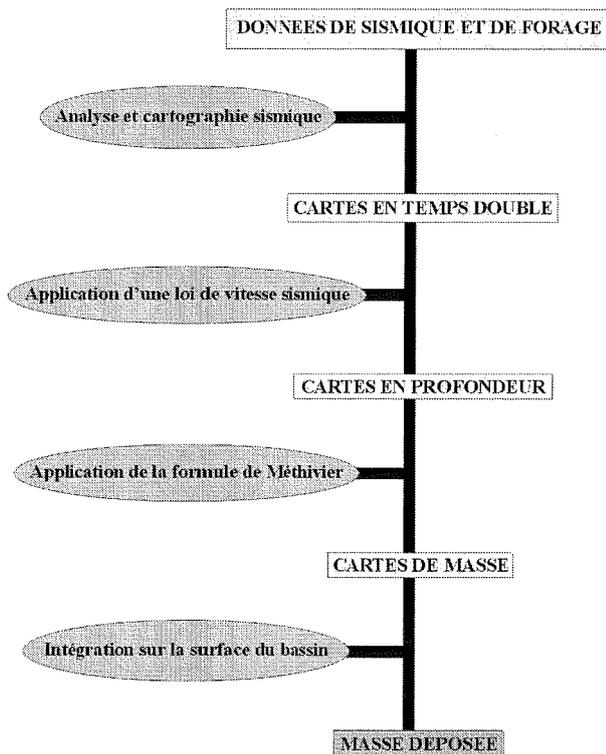


FIG. 40 — Les étapes d'un calcul de masse.

2. Conversion Temps-Profondeur

Le calcul de la masse des dépôts suivant la méthodologie de Méthivier et Gaudemer [1997] nécessite la connaissance de l'épaisseur des dépôts en mètres. La conversion des profondeurs sismiques en temps double en profondeur en mètres a été réalisée par l'établissement de lois de conversion temps double – profondeur pour chaque bassin. Ces lois de conversion (fig. 41) ont été obtenues en synthétisant les lois de vitesses disponibles sur les sections sismiques (analyses de vitesse), et notamment celles utilisées pour le calage des informations de forages. Dans le cas du bassin Progreso, en l'absence d'information sur les vitesses sismiques, nous avons utilisé le diagramme de conversion Profondeur–Temps utilisé par Cotrina [1986].

Bien que la validité des lois de conversion utilisées soit difficilement estimable, l'écart entre ces lois et celles utilisées ponctuellement dans le traitement des sections sismiques est au maximum de 15 %.

Ces lois ont finalement été appliquées aux grilles de données de profondeur en temps de chaque bassin afin d'obtenir des grilles de données de profondeur en mètres.

3. Calcul de la masse des dépôts par couches sédimentaires

Considérant l'équation (4), pour $z_1=0$ et $z_2=z_i$ on a :

$$\Delta t = t_i - t_0 = t_i - 0 = t_i$$

$$\text{et } M(\Delta t) = \int_0^{z_i} [\rho_g (1 - 0.43 \exp(-\frac{z}{3014}))] dz$$

$$\Leftrightarrow M(t_i) = \rho_g \int_0^{z_i} [1 - 0.43 \exp(-\frac{z}{3014})] dz$$

$$\Leftrightarrow M(t_i) = \rho_g [z + 0.43 \times 3014 \times \exp(-\frac{z}{3014})]_0^{z_i}$$

On a donc l'équation (5) :

$$M(t_i) = \rho_g [(z_i + 0.43 \times 3014 \times \exp(-\frac{z_i}{3014})) - (0.43 \times 3014)]$$

L'équation (5) appliquée à chaque grille de valeurs de profondeurs z_i (en m) permet ainsi de calculer en tout point la masse des dépôts par unité de surface (en kg/m²), cumulée entre les profondeurs $z_0=0$ et z_i durant l'intervalle de temps $t_i - t_0 = t_i$. En soustrayant la grille des valeurs de masse par unité de surface calculées pour la profondeur z_i à celle des valeurs de masse par unité de surface calculées pour la profondeur z_{i+1} , nous obtenons une grille des valeurs de masse par unité de surface des dépôts correspondant à l'horizon $i+1$.

Calculer la masse des dépôts de l'horizon i consiste dès lors à déterminer le volume compris entre la surface correspondant aux valeurs de masse par unité de surface de chaque point de cette grille et la surface de masse nulle. Ce volume est calculé en additionnant les valeurs issues de la multiplication des valeurs de masse par unité de surface (kg/m²) de chaque point de la grille par la superficie (m²) d'une cellule de la grille (une cellule correspondant à la superficie comprise entre quatre points adjacents de la grille, ici 150m × 150m soit 22500 m² ou 0,0225 km²). La précision du calcul est donc d'autant plus grande que la densité de points dans la grille est importante, et que la valeur de masse par unité de surface est grande devant la superficie d'une cellule de la grille.

L'obtention des taux d'accumulation s'effectue en ramenant la masse totale d'une séquence de dépôt à la superficie correspondant à leur extension dans le bassin et à la durée de dépôt de la séquence considérée.

1.3. Validité et précision des calculs

La précision des calculs de masse réalisés suivant la méthodologie décrite précédemment est difficilement quantifiable, car elle dépend d'abord de l'interprétation des données sismiques qui servent de base à la réalisation des cartes de profondeur.

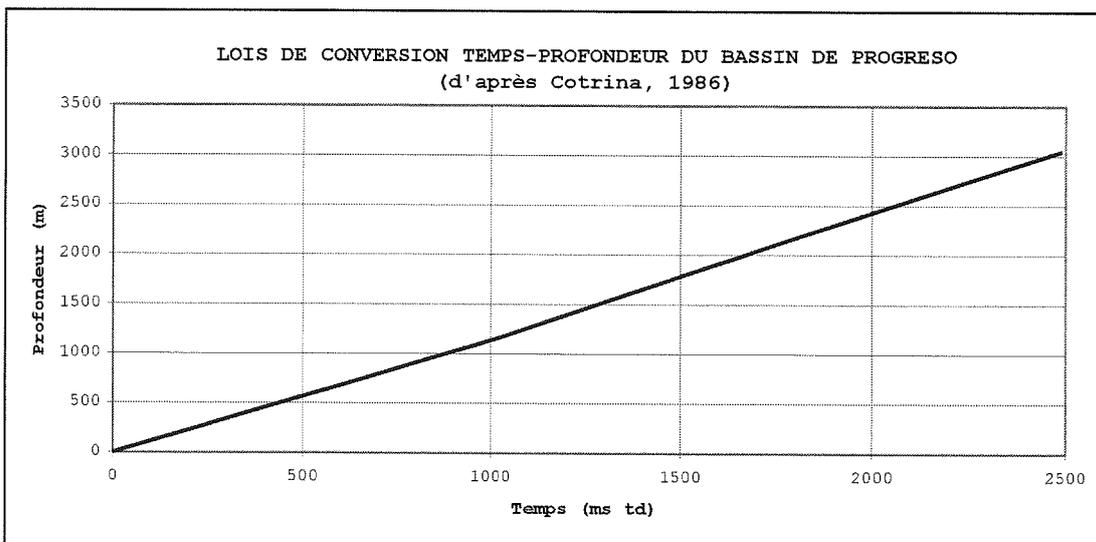
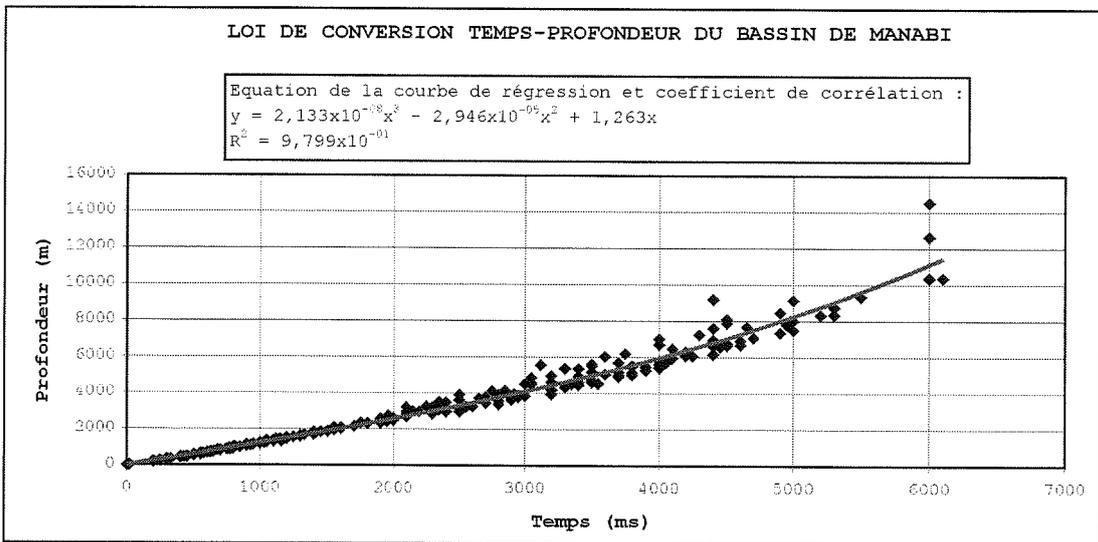
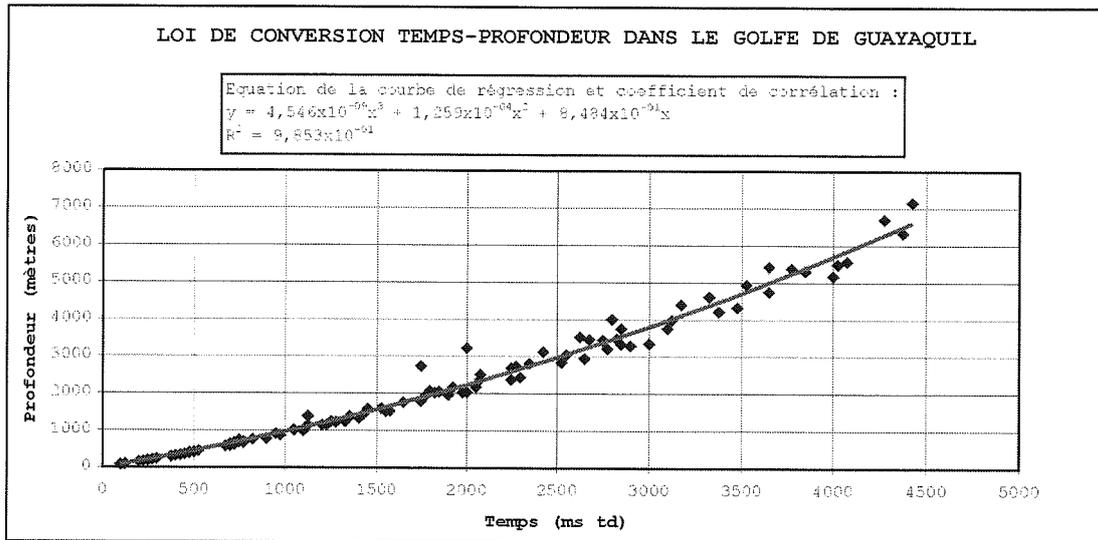


Fig. 41 — Lois de conversion Temps-Profondeur des bassins avant-arc d'Equateur.

Néanmoins, en un point de calcul, la validité de la méthode et sa précision reposent sur la précision des mesures de profondeur-temps sur les sections sismiques, la précision des lois de conversion temps-profondeur utilisées et la validité de l'équation théorique de solidité (équation 3) proposée par Métivier [1996]. Afin de contrôler la validité des résultats obtenus, nous les avons donc comparés ponctuellement avec des calculs de masse basés sur d'autres types de données.

Dans un premier temps, nous avons ainsi utilisé les quelques données de porosité des forages du Golfe de Guayaquil déterminées par Fayardo [1994] à partir des sondages électriques (fig. 42a). Bien que ces données indiquent l'existence d'un niveau sous compacté (2500-4000 m ; fig. 42a), nous avons pu établir pour ces forages des lois empiriques de porosité suivant la profondeur $\omega(z)$. Nous avons alors utilisé ces lois dans l'équation (2) et déterminé ainsi pour chacun d'eux l'évolution de la masse par unité de surface suivant la profondeur (fig. 42b). Malgré leur contexte structural varié et la qualité relativement médiocre des données de porosité utilisées, la différence relative (fig. 42c) entre les valeurs de masse ainsi obtenues et celles calculées par l'équation théorique de Métivier [1996] est au maximum de 20% pour 4 des 5 forages du Golfe et diminue très rapidement avec la profondeur. Cette valeur maximale correspond à l'ordre d'incertitude donnée par Métivier [1996].

Dans un deuxième temps, nous avons utilisé les données sur les vitesses sismiques disponibles sur les sections sismiques. Barton [1986] utilisant les mesures de laboratoires de Nafe et Drake [Nafe et Drake, 1957 ; Ludwig, Nafe et Drake, 1970] a établi des valeurs empiriques maximales, moyennes et minimales de conversion entre les vitesses sismiques et la densité. La conversion des vitesses sismiques en masse volumique nous a ainsi permis de déterminer des lois empiriques de masse volumique maximale, moyenne et minimale suivant la profondeur (fig. 43a) que nous avons alors introduites dans l'équation (2). Nous avons ainsi pu pour chacun d'eux déterminer l'évolution de la masse par unité de surface suivant la profondeur (fig. 43b). La comparaison des résultats obtenus avec ceux calculés à l'aide de l'équation de Métivier [1996] montre une différence généralement inférieure à 25 % (fig. 43c). Les valeurs obtenues dans le cas du Golfe de Guayaquil apparaissent très légèrement surestimées tandis que celles du bassin de Manabi sont sous-estimées jusqu'à une profondeur de 4000 m.

De manière générale et dans une limite d'incertitude de l'ordre de 20%, l'utilisation de l'équation théorique de Métivier s'avère donc tout à fait valide dans les bassins que nous avons étudiés. Il convient toutefois de garder à l'esprit que les calculs ont été réalisés sur les zones présentant une couverture sismique (fig. 44). Ils ne constituent donc qu'une valeur par défaut de l'accumulation de masse sédimentaire à l'échelle d'un bassin.

2. – STRUCTURE ET ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE NÉOGÈNE DES BASSINS D'AVANT-ARC

Nous présenterons d'abord la structure de chaque bassin et son évolution tectono-sédimentaire en y intégrant les résultats de bilans de masse partiels réalisés sur les zones couvertes par la sismique, avant de présenter une synthèse sur la dynamique néogène de l'ensemble de l'avant-arc.

2.1. Le Bassin de Progreso

2.1.1. Structure du Bassin

Le bassin de Progreso est un bassin extensif situé dans la zone topographiquement basse comprise entre la cordillère de Chongon-Colonche au Nord et le littoral côtier de la bordure septentrionale du Golfe maritime de Guayaquil au Sud (fig. 45). Sa limite septentrionale est la faille normale Carrizal d'orientation proche de E-W, à fort pendage et regard sud. Sa limite méridionale correspond à la faille normale La Cruz d'orientation WNW-ESE, à fort pendage et regard nord. Il se ferme vers l'Ouest par l'intermédiaire d'un système de faille NE-SW en échelon sur la faille La Cruz. À l'Est il se termine sur le système décrochant dextre Dolores-Guayaquil.

Les sections sismiques montrent que les dépocentres se situent dans la partie orientale du bassin, en relation avec le basculement vers l'Est du bassin depuis sa création au Miocène inférieur [Goyes, 1987].

Au centre du bassin, la faille Progreso de direction NNE-SSW et à pendage est, sépare le sous-bassin Subibaja au NW des sous-bassins Sabana Grande et San Antonio au SE [Benitez, 1995] (fig. 45). Son jeu principal normal est contemporain du dépôt de la Formation Progreso.

Dans la partie orientale du bassin, les sous-bassins Sabana Grande au Nord et San Antonio au Sud sont séparés par la structure anticlinale Santo Domingo d'axe WNW-ESE (fig. 45). Goyes [1987] propose que cet anticlinal s'initie dès le Miocène inférieur lors de l'ouverture du bassin Progreso sur un relief préexistant. Cet auteur signale que les flancs de la structure présentent des pentes diminuant avec l'âge des séquences considérées et qu'à son sommet la structure présente des failles normales d'effondrement typiques d'un « crestral collapse ». Ces observations soulignent la nature synsédimentaire de la structure. Nous interprétons donc la structure Santo Domingo comme un « roll-over » ou anticlinal de compensation, directement liée au fonctionnement normal de la Faille La Cruz et à l'origine de l'individualisation des sous-bassins Sabana Grande et San Antonio.

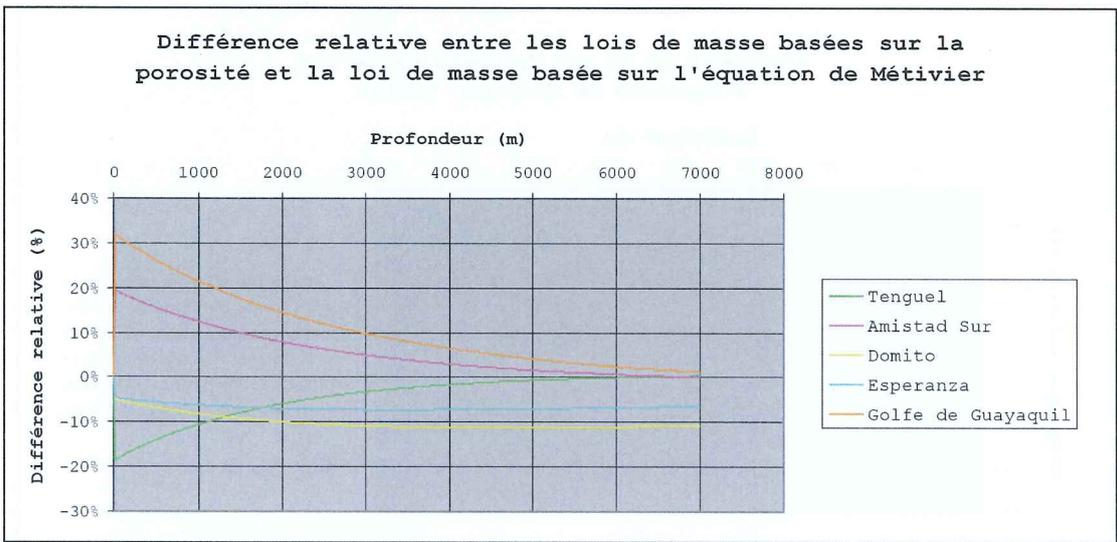
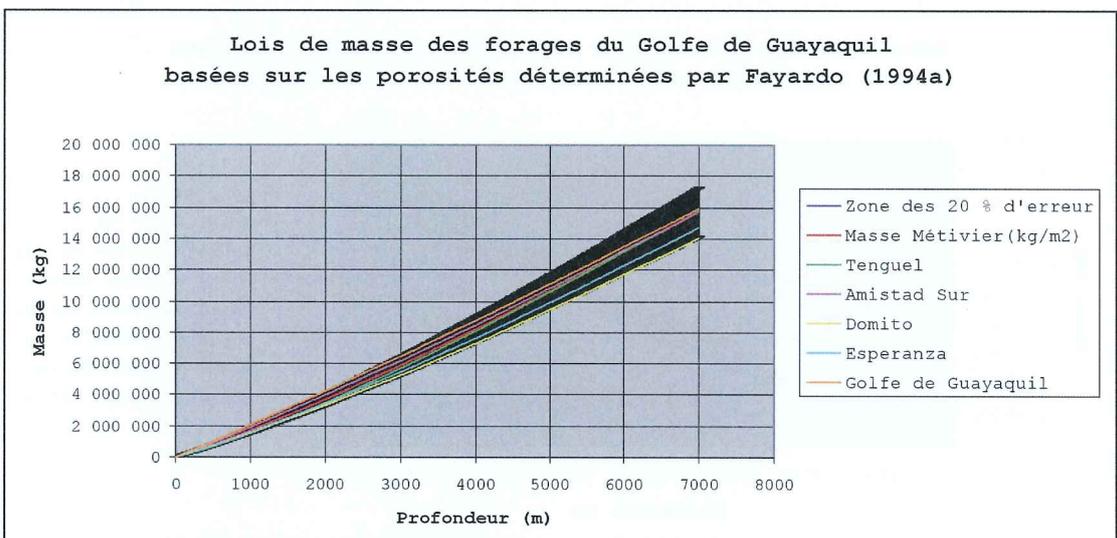
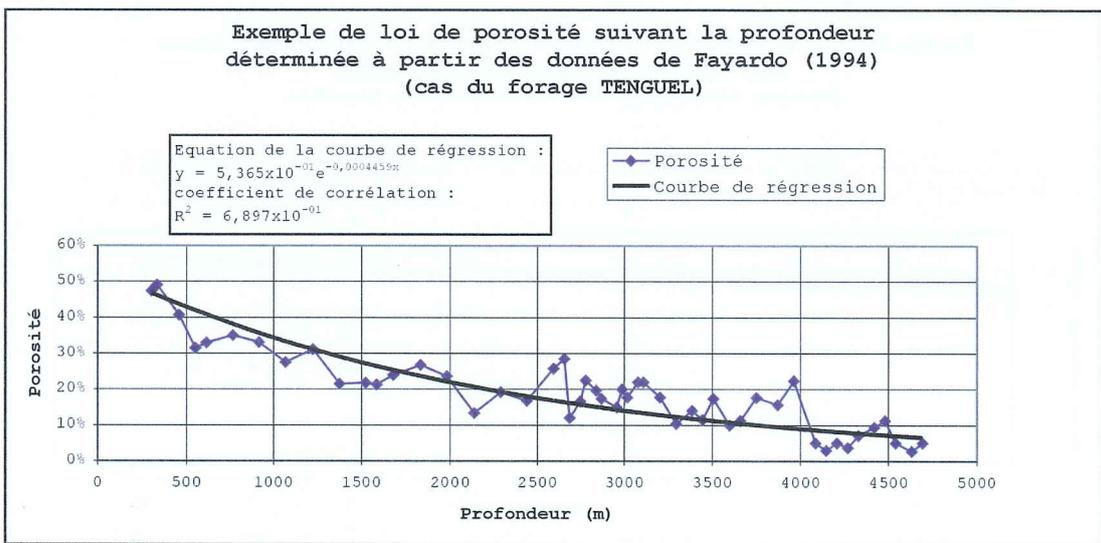


Fig. 42 — Lois de masse issues des données de porosité et différences relatives avec l'équation de Métivier [1996].

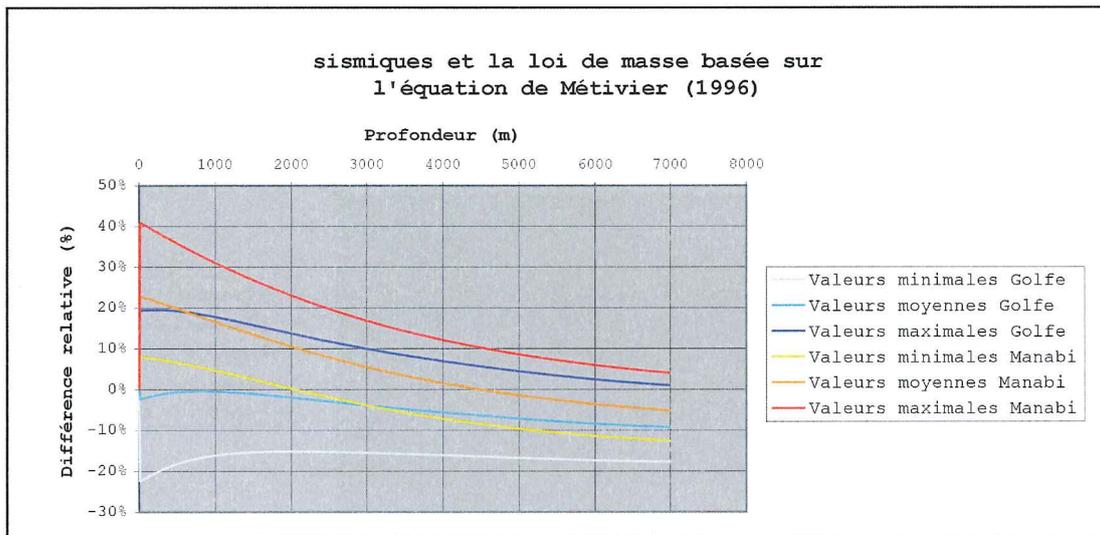
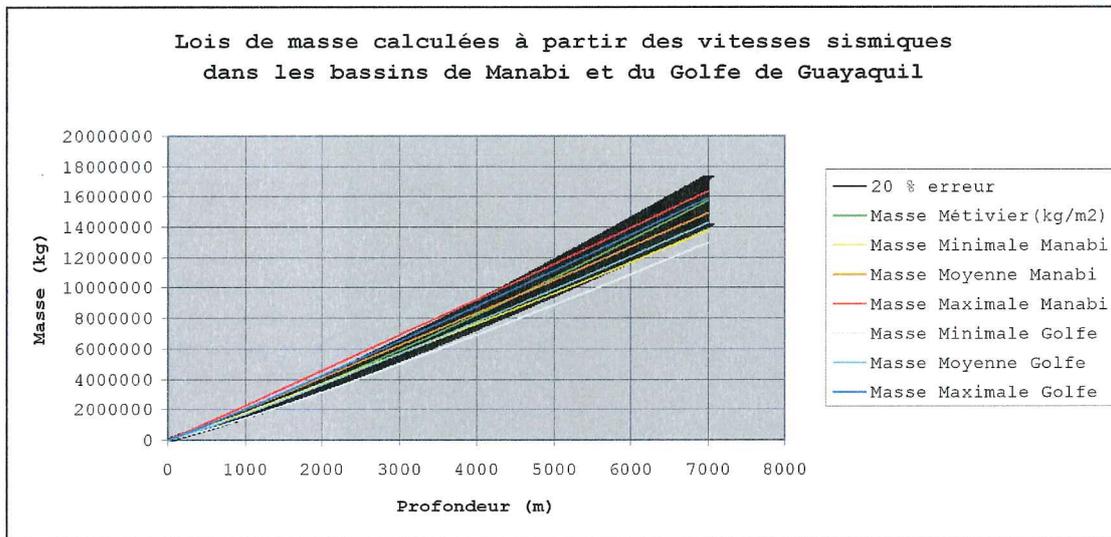
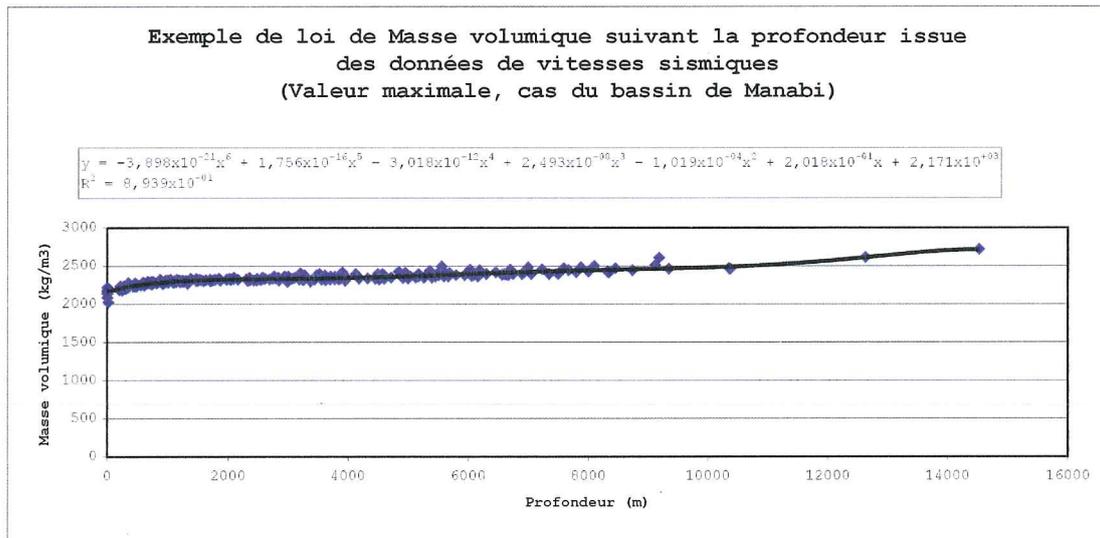


FIG. 43 — Lois de masse issues des données de vitesse sismiques et différences relatives avec l'équation de Métivier [1996].

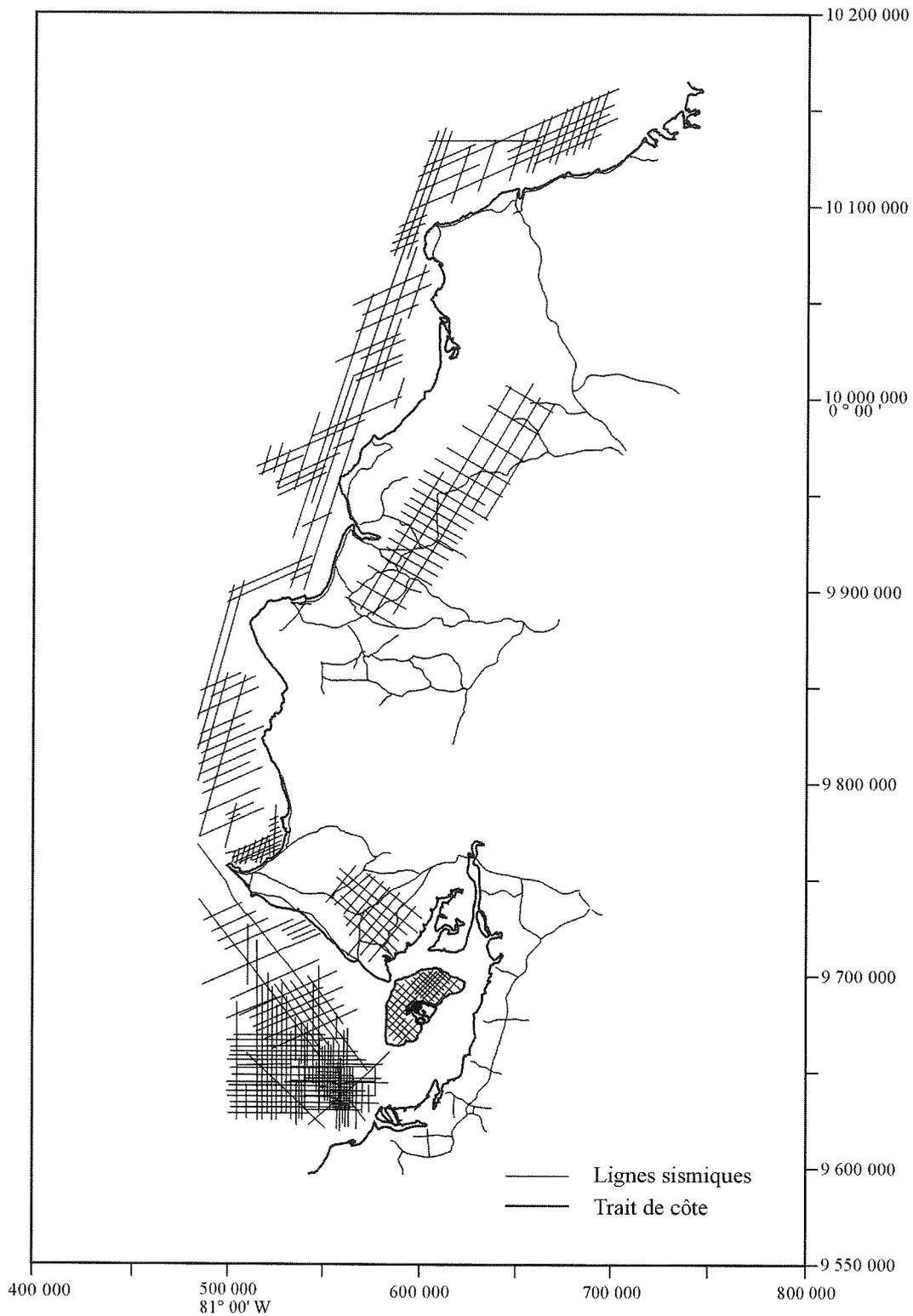


FIG. 44 — Couverture sismique des bassins côtiers équatoriens (Coordonnées UTM, en mètres).

2.1.2. Bilans de masse et évolution tectono-sédimentaire

Nous avons utilisé pour la réalisation des calculs de masses dans ce bassin, les 5 séquences identifiées par Goyes [1987] et correspondant respectivement aux dé-

pôts des formations Zapotal, Dos Bocas, Villingota, Subibaja et à l'ensemble Progreso-Púna. Les taux moyens obtenus sont illustrés par la figure 46. La formation Zapotal se caractérise par des taux d'accumulation importants (≈ 775 tonnes/Ma/m²) qui marquent l'ouverture du bassin. La phase paroxysmale d'accumulation est enregistrée par

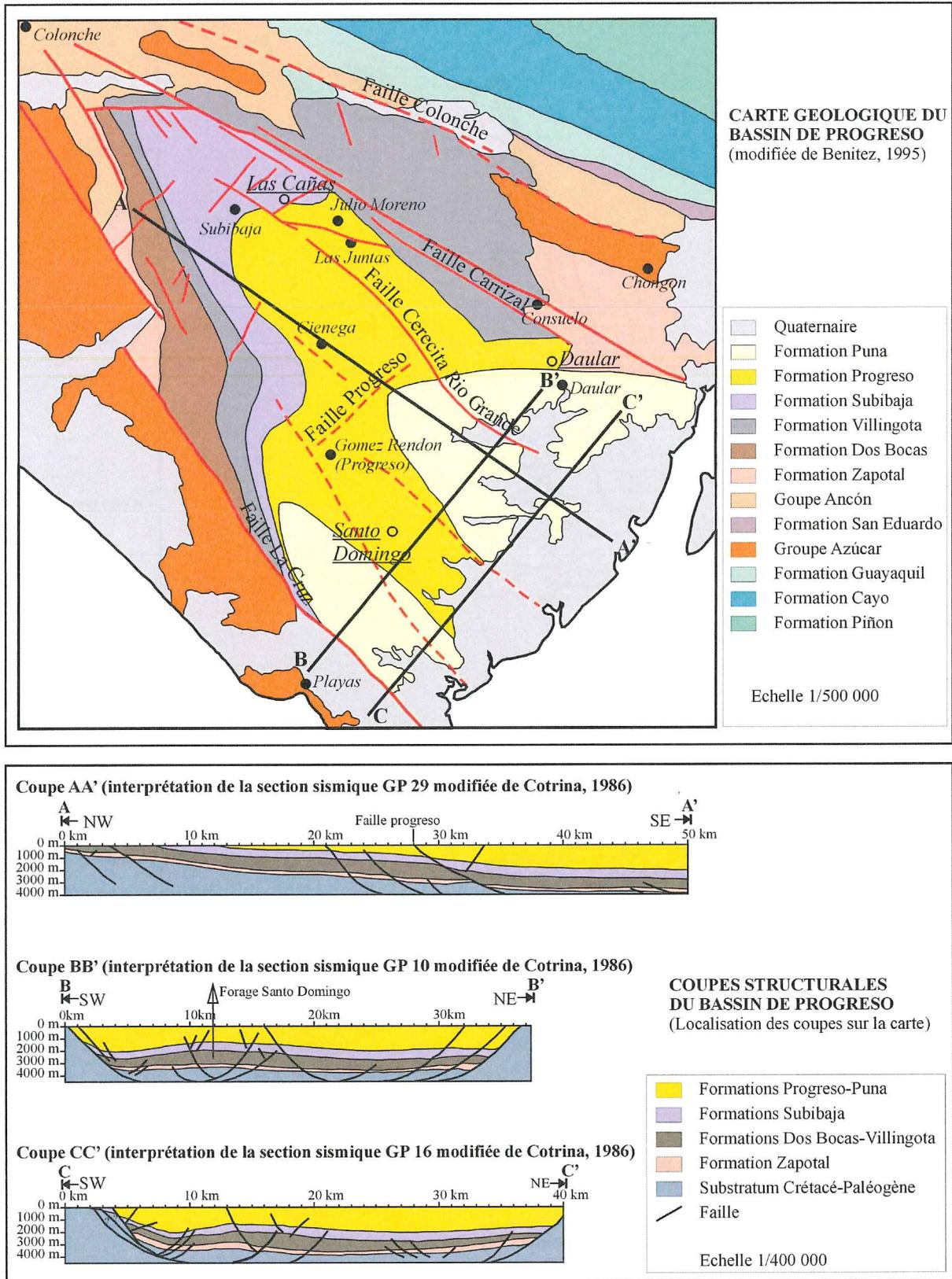


FIG. 45 — Carte géologique et coupes structurales du bassin de Progreso.

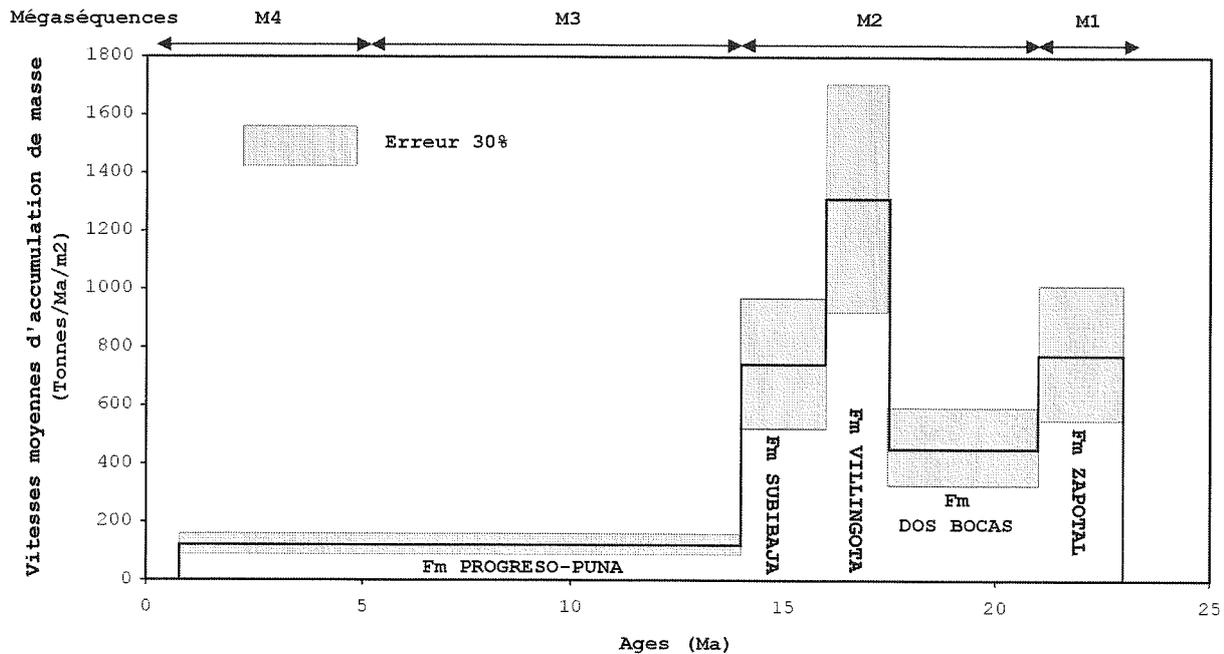


Fig. 46 — Vitesses moyennes d'accumulation de masse par unité de surface dans le bassin néogène de Progreso.

les dépôts de la formation Villingota où les taux d'accumulation atteignent des valeurs proches de 1300 tonnes/Ma/m². A partir du Miocène moyen supérieur et les dépôts de la formation Progreso, les taux d'accumulation sont très faibles (<150 tonnes/Ma/m²). L'absence d'accumulation de masse au cours du Plio-Pléistocène caractérise le comblement et l'émersion du bassin.

La combinaison des informations stratigraphiques et tectoniques, et l'évolution des taux d'accumulation de masse moyen dans le bassin de Progreso nous permettent de caractériser son évolution tectono-sédimentaire en quatre phases (fig. 47):

Séquence M1 : L'ouverture du Miocène inférieur

La première phase correspond à l'ouverture néogène du bassin Progreso. Elle est marquée par le dépôt des conglomérats de la formation Zapotal. Cette ouverture résulte du jeu normal des failles Carrizal et La Cruz d'orientation WNW-ESE [Benítez, 1995]. Le dépo-centre est alors situé au centre du bassin.

Séquence M2 : Le paroxysme du Miocène Moyen

La seconde phase d'évolution du bassin Progreso correspond au développement d'une importante sédimentation argileuse dont les faciès deviennent de plus en plus marins. Elle correspond aux dépôts des formations Dos Bocas, Villingota et Subibaja. Les dépôts de la formation Villingota présentent le faciès le plus marin et enregistrent les taux d'accumulation de masse paroxysmaux (≈1300 tonnes/Ma/m²). Cette importante sédimentation

permet le développement de l'anticlinal de compensation ou « Roll-over » de Santo Domingo suivant un axe WNW-ESE qui sépare alors les sous-bassins Sabana Grande et San Antonio [Goyes, 1987]. Les dépo-centres sont alors alignés parallèlement aux failles La Cruz et Carrizal et à l'axe de l'anticlinal de Santo Domingo.

Séquence M3 : Le changement de régime du Miocène moyen terminal

La troisième phase d'évolution du bassin Progreso est marquée par le développement d'une sédimentation gréseuse à faciès sédimentaire d'environnement deltaïque à littoral (Formation Progreso). Les taux d'accumulation de masse sont alors les plus faibles enregistrés au Néogène. La faille Progreso d'orientation NNE-SSW entre en activité [Benítez, 1995], isolant le sous-bassin de Subibaja des sous-bassins Sabana Grande et San Antonio plus subsidents et où les dépôts sont plus abondants [Goyes, 1987]. La paléo-ligne de rivage migre alors vers l'Est [Toro, 1994 ; Benítez, 1995], de même que les dépo-centres.

Séquence M4 : L'émersion Plio-Pléistocène

Au cours du Plio-Pléistocène, le soulèvement s'accroît et le bassin de Progreso émerge presque totalement de l'Ouest vers l'Est. L'activité tectonique et sédimentaire se déplace vers l'Est le long du système de failles Dolores-Guayaquil et l'embouchure actuelle du Rio Guayas, et vers le Sud dans les bassins de Jambeli et du Golfe de Guayaquil (s.s.).

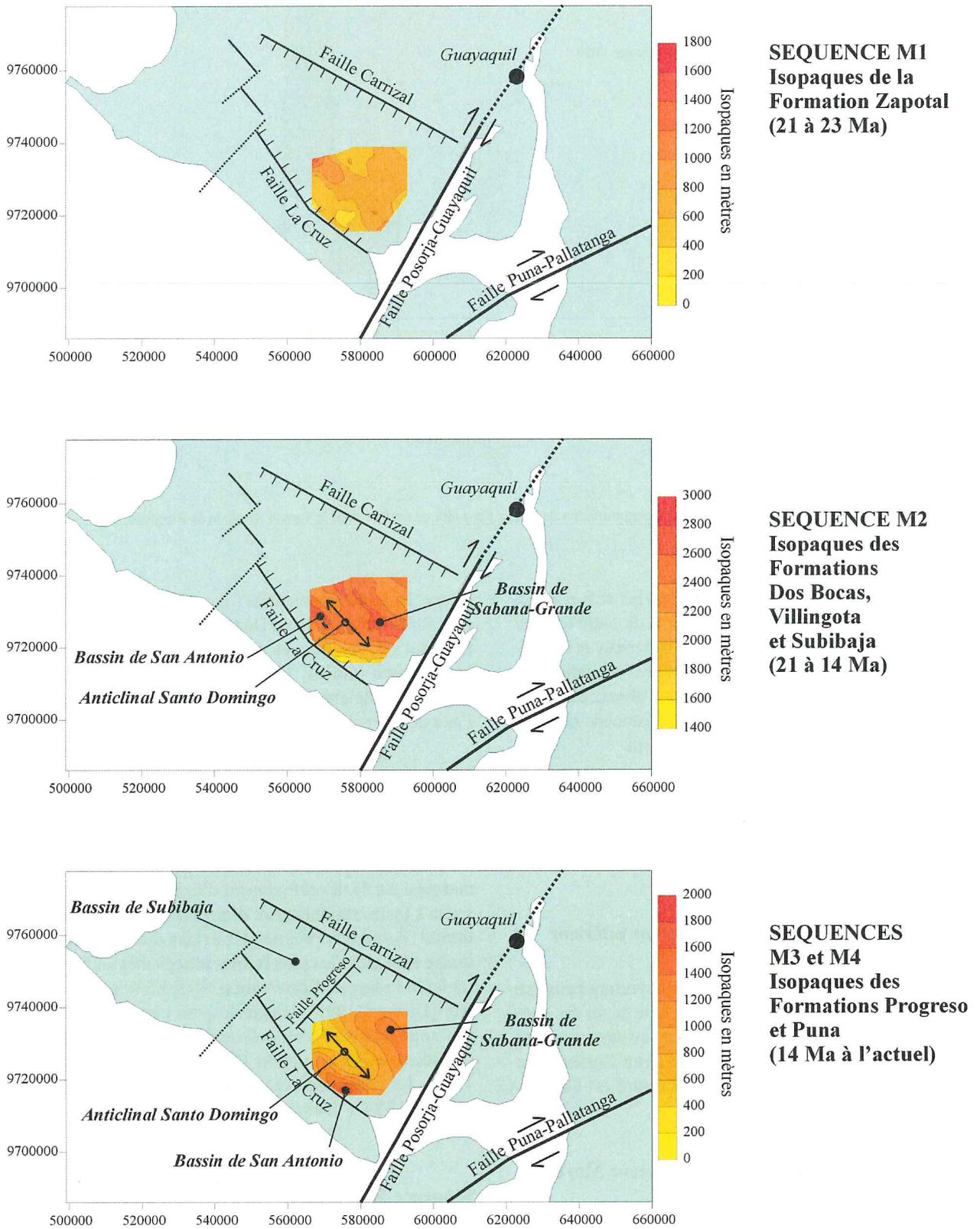


FIG. 47 — Cartes isopaques [modifiées de Goyes, 1987] et évolution tectonosédimentaire du Bassin de Progreso.

2.2. Le Golfe de Guayaquil (s.s.) et le bassin de Jambeli

2.2.1. Structure des bassins

Le Golfe maritime de Guayaquil est situé à la terminaison sud du faisceau de failles décrochantes Dolores-Guayaquil et Púna-Palatanga (fig. 48). Ce faisceau de failles se branche vers le Nord sur la zone de suture du Bloc côtier d'affinité océanique à la paléo-marge sud américaine. En direction du Sud, il traverse l'île Púna et se prolonge vers le Sud-Ouest le long des structures Santa Clara et Amistad, probablement jusqu'au seuil de Zorritos. Il divise ainsi le Golfe de Guayaquil en deux ensembles : le bassin de Jambeli à l'Est et le bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.) à l'Ouest.

Le bassin de Jambeli et le faisceau décrochant Dolores-Guayaquil

Le bassin de Jambeli est un hémi-graben à basculement monoclinale vers le Nord-Ouest [Litton Ressources Group, 1986]. Sa partie la plus profonde suit la zone décrochante qui longe la bordure orientale de l'île Púna. Cette zone décrochante est matérialisée par les structures Zambapala au sud-ouest de l'île Púna et par la structure Amistad dans sa partie offshore séparant le bassin de Jambeli du Golfe de Guayaquil (s.s.).

La structure Zambapala (fig. 49) correspond à une cordillère d'une altitude de 300 m située au SE de l'île Púna. Cette cordillère est constituée par des dépôts d'âge pléistocène inférieur à faciès de plage (c.f. § 1.2.4). Leur altitude actuelle permet d'affirmer l'existence d'une phase de soulèvement dont l'âge est au plus pléistocène moyen à supérieur. Au sommet de cette cordillère, s'observe très bien sur les images radar la présence de bassins « pull-apart » dont la subsidence récente permet de caractériser le régime transtensif dextre actuel du Golfe de Guayaquil [Lions, 1995].

La structure Amistad (fig. 50) appartient à un système de plis en échelon d'axe proche de N-S qui marque la limite entre le bassin de Jambeli et le bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.). Cet anticlinal se forme le long du décrochement Púna-Palatanga qui constitue un segment de la zone de décrochement Dolores-Guayaquil et se traduit ici par un système de failles enracinées dans le substratum acoustique et s'ouvrant en fleurs positives [Harding, 1985]. De part et d'autre de la structure, les dépôts néogènes se caractérisent par des réflecteurs divergents qui indiquent le soulèvement continu de la structure. Cette divergence est particulièrement bien marquée sur le flanc occidental de la structure dans les dépôts pliocènes et surtout dans les dépôts d'âge pléistocène inférieur. Sur le flanc oriental de la structure, la divergence est plus marquée dans les dépôts d'âge miocène moyen à supérieur. Un basculement du dépicent principal se produit donc, du flanc oriental vers le flanc occidental de la structure, entre le Miocène

supérieur et le Pliocène. C'est donc à cette époque que se produit le basculement des zones d'accumulation sédimentaire du bassin de Jambeli vers le Golfe de Guayaquil.

Le bassin du golfe de Guayaquil (sensu stricto)

Le bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.) est le bassin sédimentaire offshore situé à l'Ouest du faisceau de failles décrochant Dolores-Guayaquil (fig. 48). Sa marge septentrionale est constituée par la zone de failles normales Posorja d'orientation WNW-ESE, à fort pendage sud (fig. 51). Ces failles présentent un rejet vertical important du substratum acoustique et se prolongent dans la couverture sédimentaire néogène. Cette dernière montre des réflecteurs à très forte divergence vers le centre du bassin en direction du Sud. L'importance de cette divergence affectant des sédiments récents (plio-quaternaires) ne peut s'expliquer par un simple effet de compaction de la série sédimentaire. Elle indique donc le rejeu synsédimentaire de la structure, probablement par le biais de failles synsédimentaires de petite amplitude difficilement reconnues en sismique. La zone de faille Posorja marque la limite entre le bassin du Golfe de Guayaquil au Sud et le haut structural de Santa Elena-Posorja. Dans sa partie méridionale offshore, ce haut structural montre des failles d'orientation identique à celle du système Posorja, délimitant des demi-grabens d'âge Eocène Paléocène. Il est donc très probable que les failles du système Posorja sont des structures héritées qui ont été réactivées au cours du Néogène.

Le rebord de la plate-forme continentale marque la limite occidentale du Bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.). Il est jalonné de diapirs argileux. Ces structures sont illustrées en section sismique par des dômes caractérisés par une réflexion chaotique (fig. 52). Les réflecteurs qui divergent à leur périphérie, indiquent la nature synsédimentaire de la formation de ces dômes. Au sommet de ceux-ci, des failles normales de petites amplitudes sont liées au bombement initié par la remontée argileuse. Ces phénomènes diapiriques sont engendrés par le contexte de forte sédimentation deltaïque du Golfe de Guayaquil : la surpression provoquée par l'accumulation rapide des dépôts provoque le fluage des argiles sous-jacentes.

Le bassin du Golfe de Guayaquil s.s. est divisé en deux par la structure Esperanza (fig. 53). Cette structure appartient au même système extensif que la structure Posorja. Elle correspond à un antiforme se développant sur l'épaule d'un bloc basculé. Ce bloc est limité vers le Sud par une faille normale, de direction E-W, à fort pendage sud, qui affecte le substratum acoustique. De part et d'autre de la structure, la couverture sédimentaire néogène présente des réflecteurs qui divergent vers le Nord et vers le Sud en direction de deux sous-bassins. Elle est également affectée de failles synthétiques et antithétiques à la faille majeure et qui présentent un dispositif en « flip » typique d'un effondrement de la crête ou « crestal collapse » [Naylor *et al.*, 1984]. La divergence des réflecteurs et les failles synthétiques et antithétiques affectant les dépôts

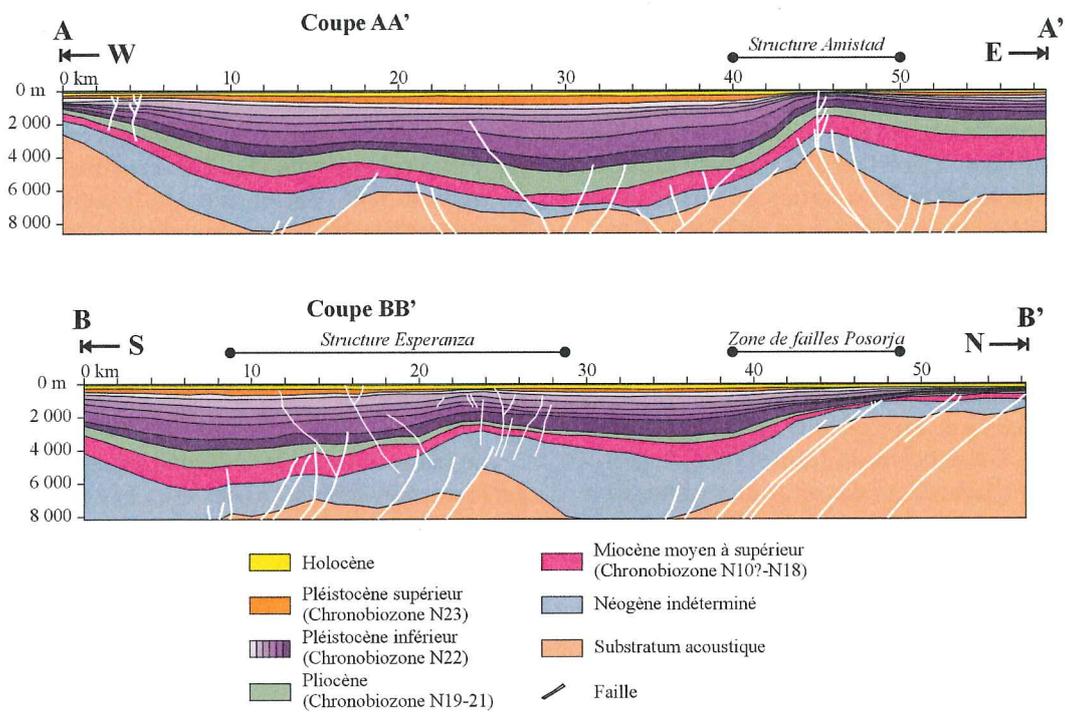
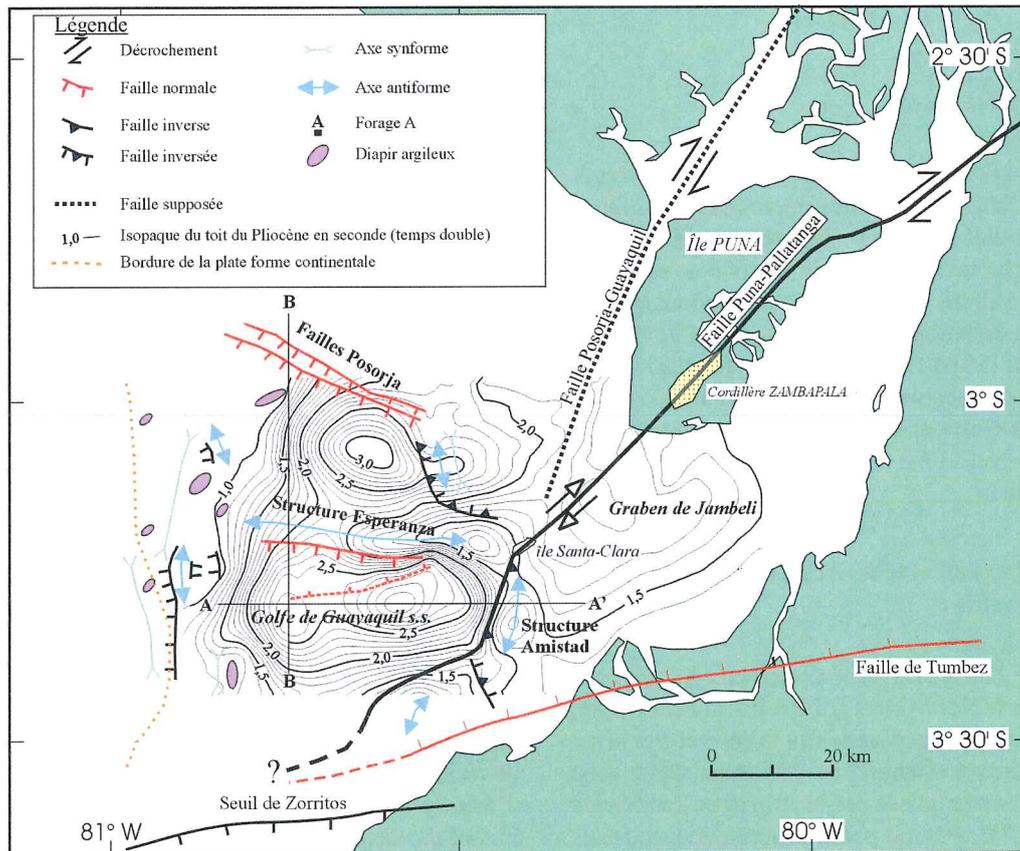
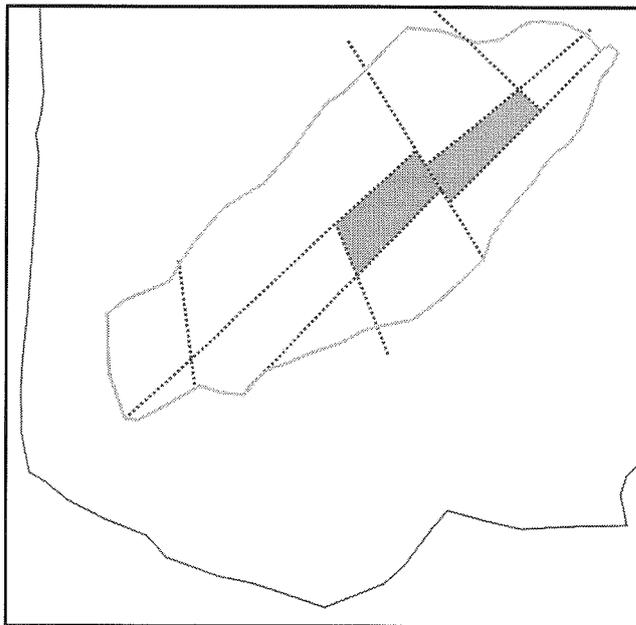
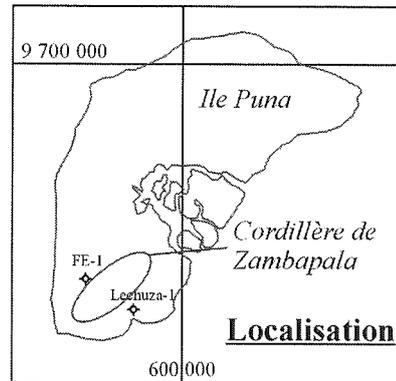
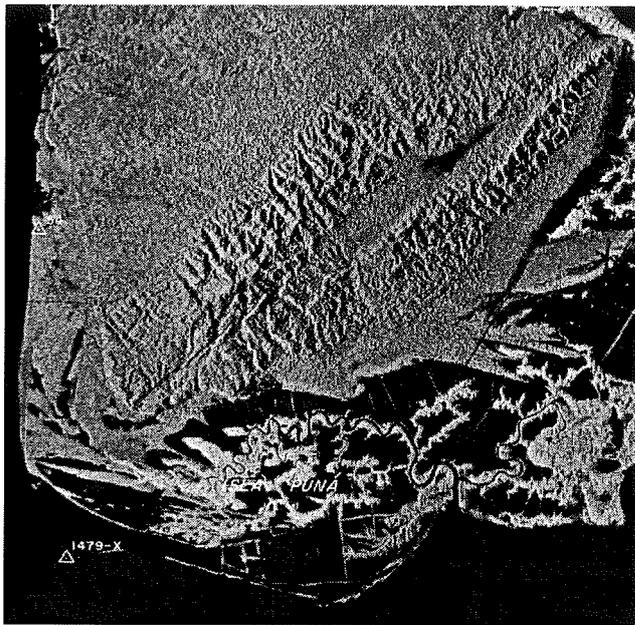


FIG. 48 — Carte et coupes structurales du Golfe de Guayaquil.



- Faille supposée
- Cordillère de Zambapala
- bassin "Pull-apart" supposés



FIG. 49 — Structures de la cordillère de Zambapala [modifié de Lions, 1995].

néogènes indiquent le fonctionnement synsédimentaire de cette structure.

Au Nord-Est du bassin du Golfe de Guayaquil, entre la terminaison orientale de la zone de faille Posorja et le faisceau de faille décrochant Dolores-Guayaquil, s'observe une structure appelée Tenguel. Cette structure (fig. 54) est constituée par une faille inversée à vergence sud-ouest qui affecte l'ensemble des dépôts néogènes et s'enracine dans le substratum acoustique. Sur son flanc est s'observe un anticlinal et un synclinal pincés caractéristiques d'une tec-

tonique transpressive. Le remplissage sédimentaire de part et d'autre de la faille indique un jeu inverse au cours du Pléistocène supérieur et un jeu normal actuel. Les dépôts holocènes cachètent par ailleurs les structures plissées. L'épisode transpressif responsable de la formation de la structure peut donc être daté du Pléistocène supérieur. La structure Tenguel est donc contemporaine du soulèvement de la cordillère de Zambapala et caractérise le même épisode transpressif. Le jeu actuel marque le retour de conditions transtensives.

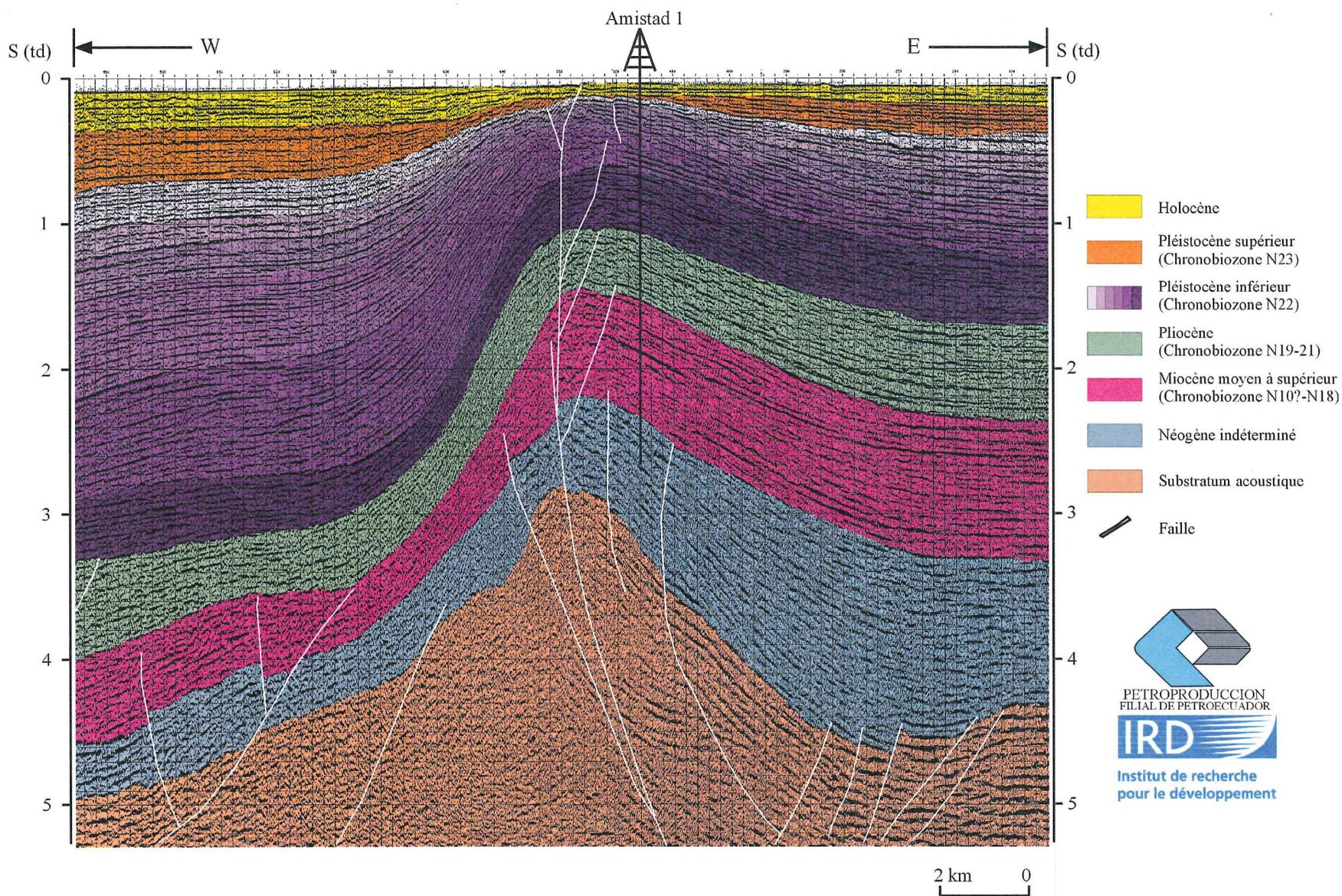


FIG. 50 — La structure AMISTAD.

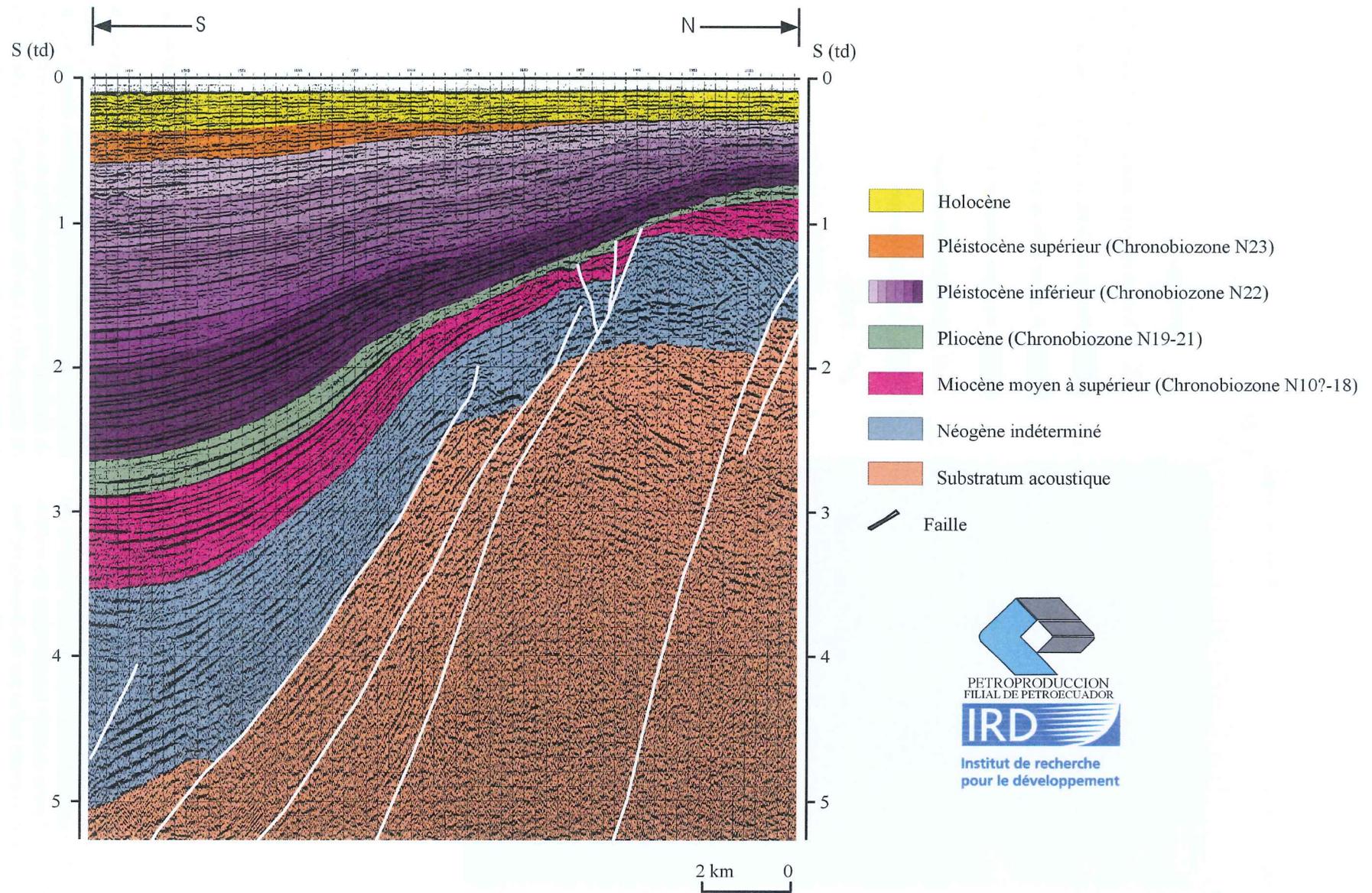


FIG. 51 — La zone de failles normales POSORJA.

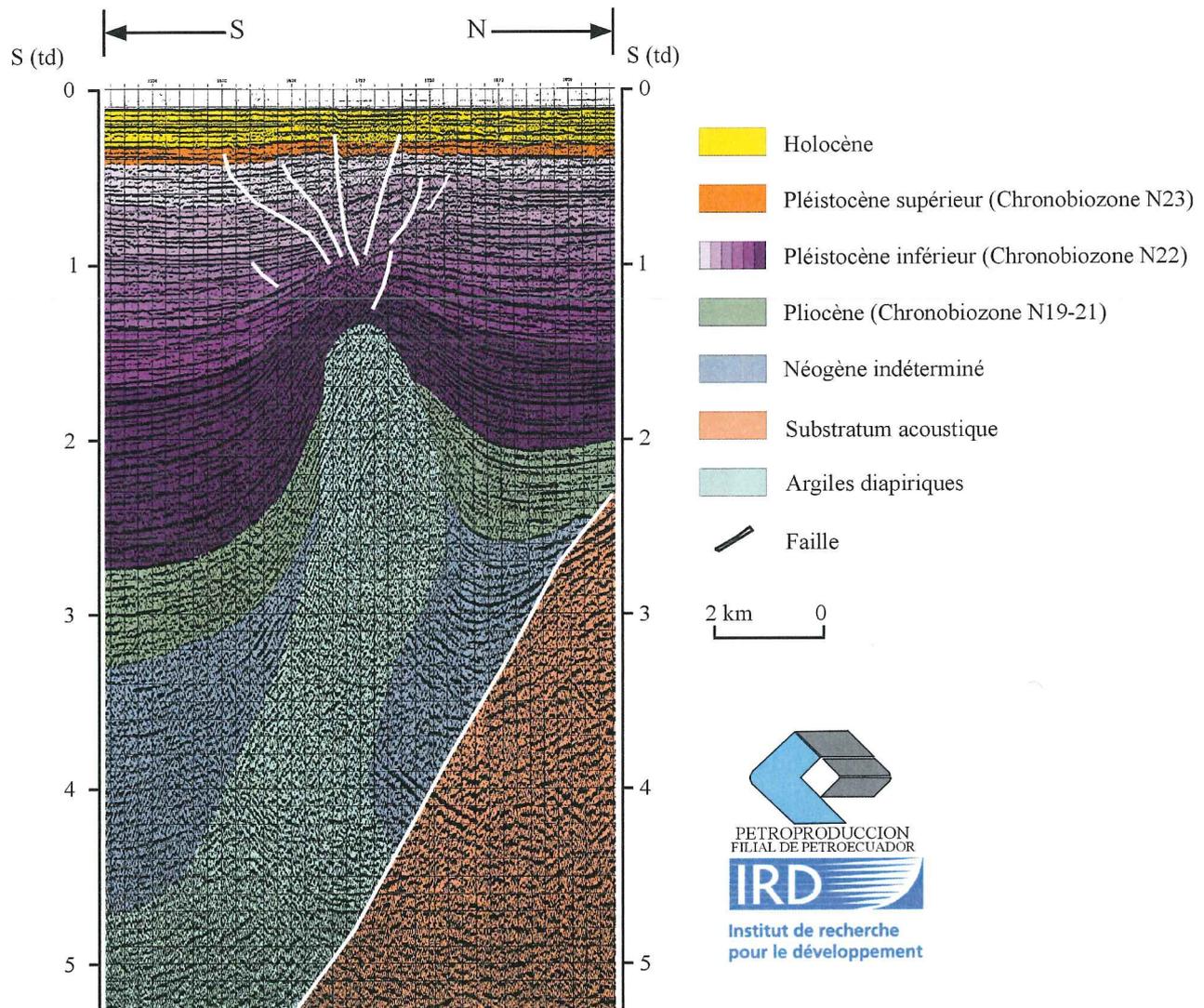


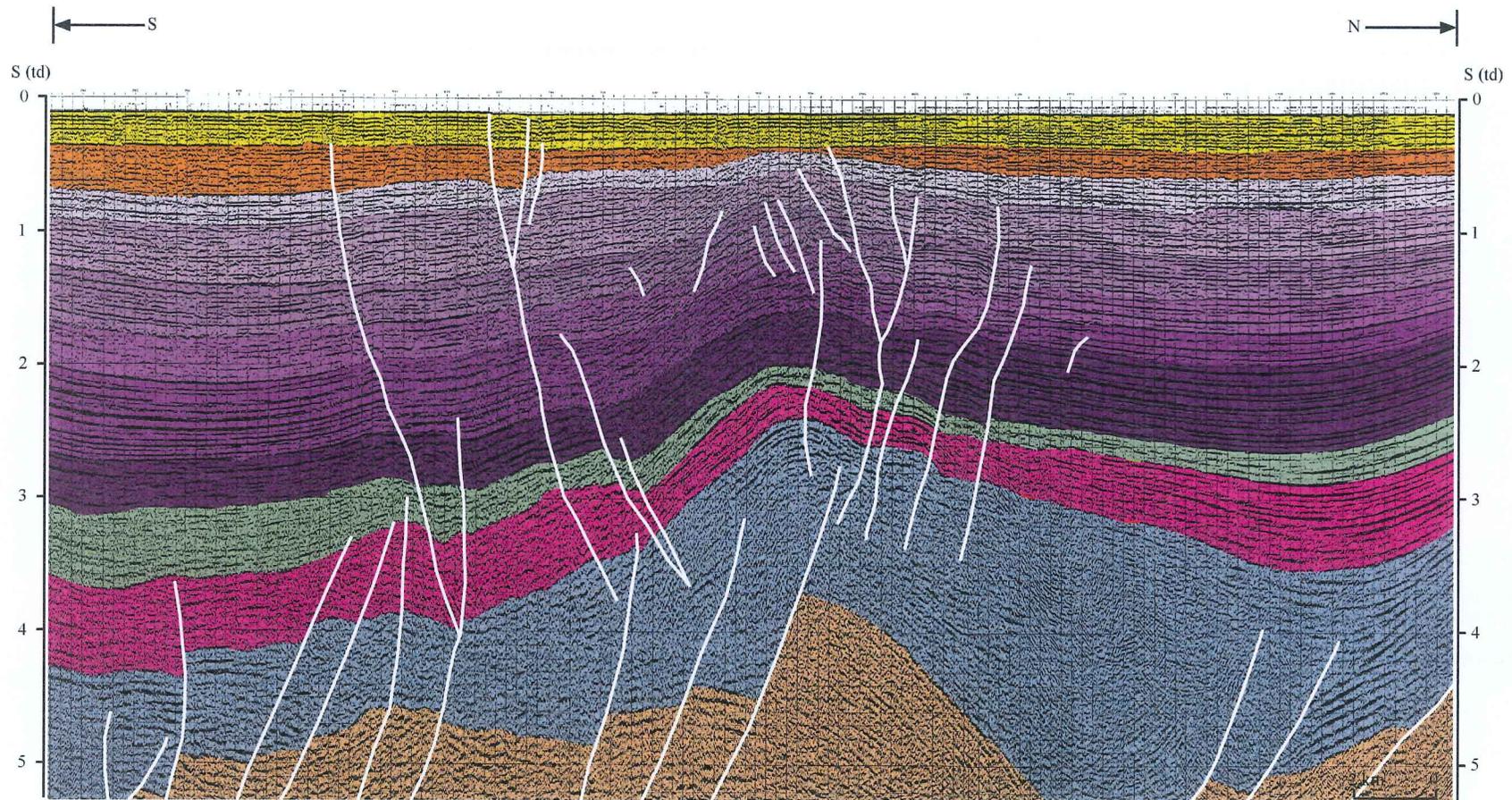
FIG. 52 — Diapir argileux.

2.2.2. Bilans de masse et évolution tectono-sédimentaire

Les taux d'accumulation de masse moyen des bassins du Golfe de Guayaquil (s.s.) et du bassin de Jambeli ont été déterminés à partir de notre interprétation des sections sismiques que nous avons calées par des données de forages. Ces derniers n'ayant atteint que le Miocène moyen, les taux n'ont pu être déterminés que pour les dépôts des

formations Progreso et Púna et les dépôts pléistocène supérieur à actuel.

Les taux moyens des deux bassins sont illustrés sur la figure 55. La formation Progreso se caractérise par des taux d'accumulation de masse supérieurs dans le bassin de Jambeli (≈ 550 tonnes/Ma/m²) à ceux du bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.) (≈ 300 tonnes/Ma/m²). Ces taux sont également très supérieurs à ceux enregistrés à la même époque dans le bassin Progreso (< 150 tonnes/Ma/m²). Au



- | | |
|---|--|
|  Holocène |  Miocène moyen à supérieur (Chronobiozone N10?-N18) |
|  Pléistocène supérieur (Chronobiozone N23) |  Néogène indéterminé |
|  Pléistocène inférieur (Chronobiozone N22) |  Substratum acoustique |
|  Pliocène (Chronobiozone N19-21) |  Faille |

2 km 0

FIG. 53 — La structure ESPERANZA.

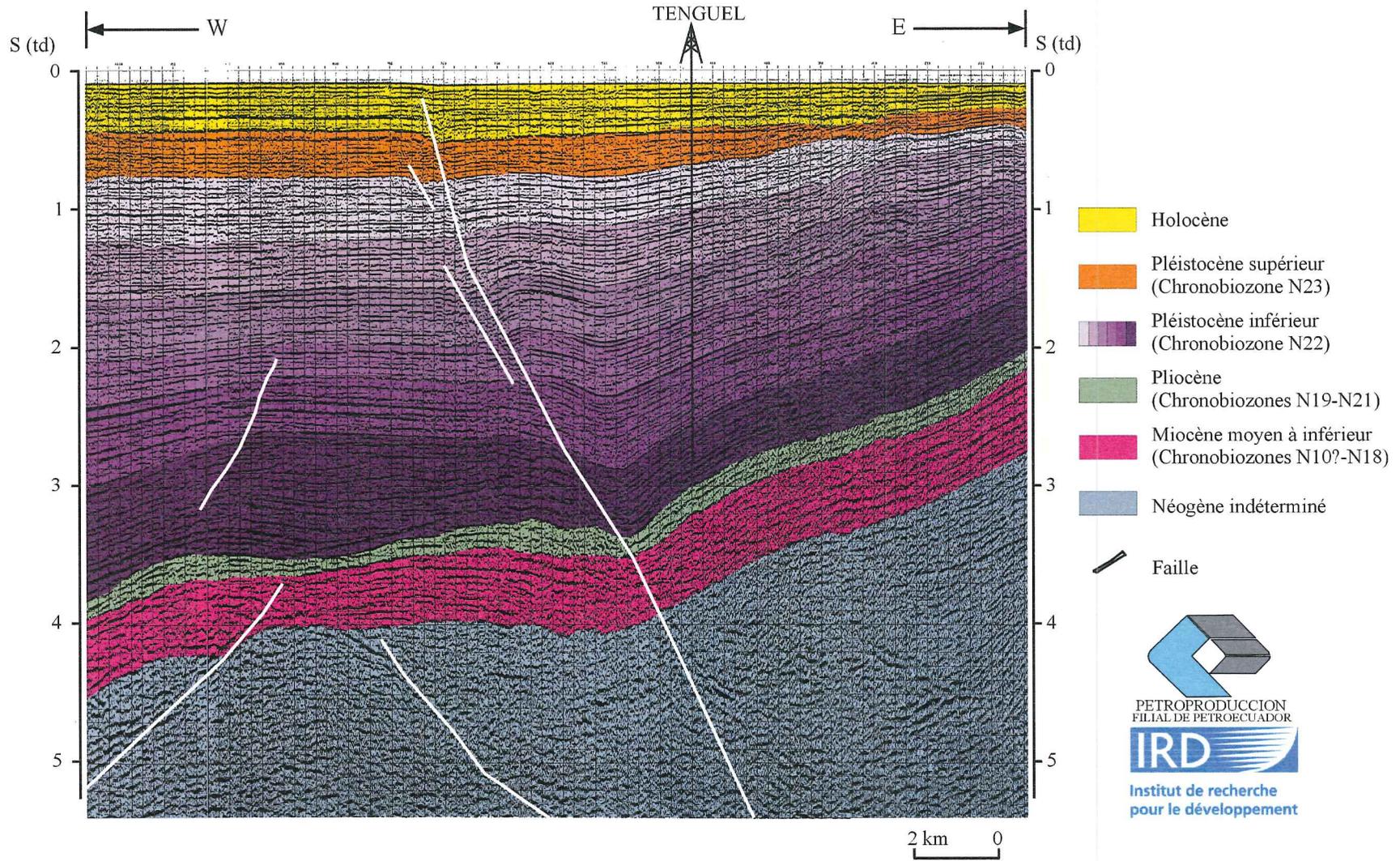


FIG. 54 — La structure TENGUEL.

cours du Pliocène (formation Púna inférieure), le bassin du Golfe de Guayaquil commence à enregistrer une accumulation sédimentaire plus importante que celle du bassin Jambeli (respectivement ≈ 575 tonnes/Ma/m² et ≈ 500 tonnes/Ma/m²). Cette tendance se poursuit au cours du Pléistocène inférieur (Biochronozone N22, formation Púna supérieure) où les taux d'accumulation de masse augmentent de manière spectaculaire pour atteindre leurs valeurs maximales proche de 6400 t/Ma/m² dans le bassin du Golfe de Guayaquil et proche de 2700 t/Ma/m² dans le bassin Jambeli. Au Pléistocène moyen à supérieur (Biochronozone N23, $\approx 0,8$ Ma à $\approx 0,1$ Ma), les taux chutent drastiquement et reviennent à des valeurs proches de celles du Pliocène : ≈ 500 tonnes/Ma/m² dans le bassin Jambeli et ≈ 600 tonnes/Ma/m² dans le bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.). Enfin au cours du Pléistocène supérieur à l'actuel ($\approx 0,1$ Ma à l'actuel), les taux redeviennent très élevés avec des valeurs proche de 2200 tonnes/Ma/m² pour le bassin de Jambeli et proche de 3700 tonnes/Ma/m² pour le bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.).

La combinaison des informations stratigraphiques et tectoniques, et l'évolution des taux d'accumulation de masse moyen dans les bassins de Jambeli et du Golfe de Guayaquil (s.s.) nous permettent de caractériser en 4 phases leur évolution tectono-sédimentaire au cours du Néogène terminal et du Quaternaire (≈ 14 Ma à l'actuel).

Séquence M3 : Le développement du bassin Jambeli au Miocène moyen terminal

Au cours du Miocène moyen terminal, nous avons vu qu'un changement de régime affectait le bassin de Progreso (§ 2.1.2, ce chapitre) qui voit alors ses taux d'accumulation chuter tandis que se met en place une sédimentation plus grossière. Ces modifications sont contemporaines du développement de la sédimentation dans le bassin de Jambeli qui enregistre à cette époque les plus forts taux d'accumulation de masse sédimentaire de la région (cf. supra § précédent). Cette subsidence est liée à une extension NW-SE le long de failles orientées NE-SW. Ainsi dans le bassin Progreso, les dépôts s'épaississent à l'Est de la faille synsédimentaire de Progreso qui individualise le sous-bassin Subibaja des sous-bassins Sabana Grande et San Antonio. Dans le même temps, l'hémi-graben de Jambeli se développe le long du système de faille Dolores Guayaquil ou Púna-Pallatanga (fig. 56a).

Séquence M4 : L'ouverture du Golfe de Guayaquil au Plio-Pléistocène

C'est au cours du Pliocène que débute l'ouverture du Golfe de Guayaquil (fig. 56b). Elle se marque par la divergence des réflecteurs sismiques vers les centres de dépôts du bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.) (cf. Chapitre 2 § 1.3.2). Les taux d'accumulation moyen de masse sédimentaire deviennent alors plus importants dans le bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.) que dans le bassin Jambeli. Ils culminent au Pléistocène inférieur (biochronozone

N22) où leurs valeurs très élevées indiquent la phase principale d'ouverture du bassin du Golfe de Guayaquil et ne peuvent s'expliquer que par une origine tectonique de la subsidence. C'est à cette période que le bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.) s'ouvre véritablement en relais entre la zone de décrochement dextre Púna-Pallatanga à l'Est et la zone de subduction à convergence oblique à l'Ouest. Il s'apparente ainsi à un bassin de type « pull-apart ». Son ouverture se marque par une extension NNE-SSW exprimée par le système de failles WNW-ESE Posorja et la structure synsédimentaire WNW-ESE Esperanza, et par une transpression le long du système de failles Púna-Pallatanga où se développe la structure Amistad (fig. 56c). Le bassin est alors déjà alimenté du Nord-Est par les dépôts deltaïques provenant du Rio Guayas (Formation Púna, cf. chapitre 2 § 1.2.4). La vitesse de sédimentation très rapide favorise le développement de diapirs argileux à la périphérie occidentale du bassin où la sédimentation est la plus distale et argileuse.

La phase transpressive du Pléistocène moyen à supérieur

Le Pléistocène moyen à supérieur est caractérisé dans les bassins du Golfe de Guayaquil et de Jambeli par une séquence de dépôt granocroissante bien reconnue dans le forage Tenguel [Marocco et Lions, 1995] et marquée à son sommet par une surface d'érosion localisée sur les structures majeures des bassins (fig. 56d). Cette séquence enregistre une diminution drastique des taux d'accumulation de masse sédimentaire. Elle est contemporaine de deux phénomènes dont les effets se conjuguent et peuvent culminer par une érosion des parties sommitales des structures : une phase transpressive caractérisée par l'inversion de la structure Tenguel et le soulèvement de la cordillère de Zambapala sur l'île (cf. chapitre 2 § 1.3.2), et une période de régression mondiale liée aux phénomènes glacio-eustatique.

Par ailleurs, des dépôts importants situés dans la région de Daule dans le piedmont de la cordillère occidentale sont rapportés à cet âge [Baldock, 1982]. Ces dépôts pourraient expliquer en partie la chute des taux d'accumulation dans les bassins de Jambeli et du Golfe de Guayaquil par un piégeage sédimentaire plus proximal à la chaîne. Le mécanisme d'un tel stockage reste énigmatique en l'absence d'informations précises sur la nature exacte et la structure de ces dépôts qui demeurent encore très mal connus.

La subsidence du Pléistocène terminal à l'actuel

Depuis le Pléistocène terminal, les bassins du Golfe de Guayaquil (s.l.) enregistrent des taux d'accumulation de masse importants. Ils caractérisent les conditions transpressives actuelles le long du système décrochant Púna-Pallatanga (fig. 56e). Elles sont notamment à l'origine de la formation de petits bassins « pull-apart » au sommet de la cordillère de Zambapala [Lions, 1995 ; cf. chapitre 2 § 1.3.2).

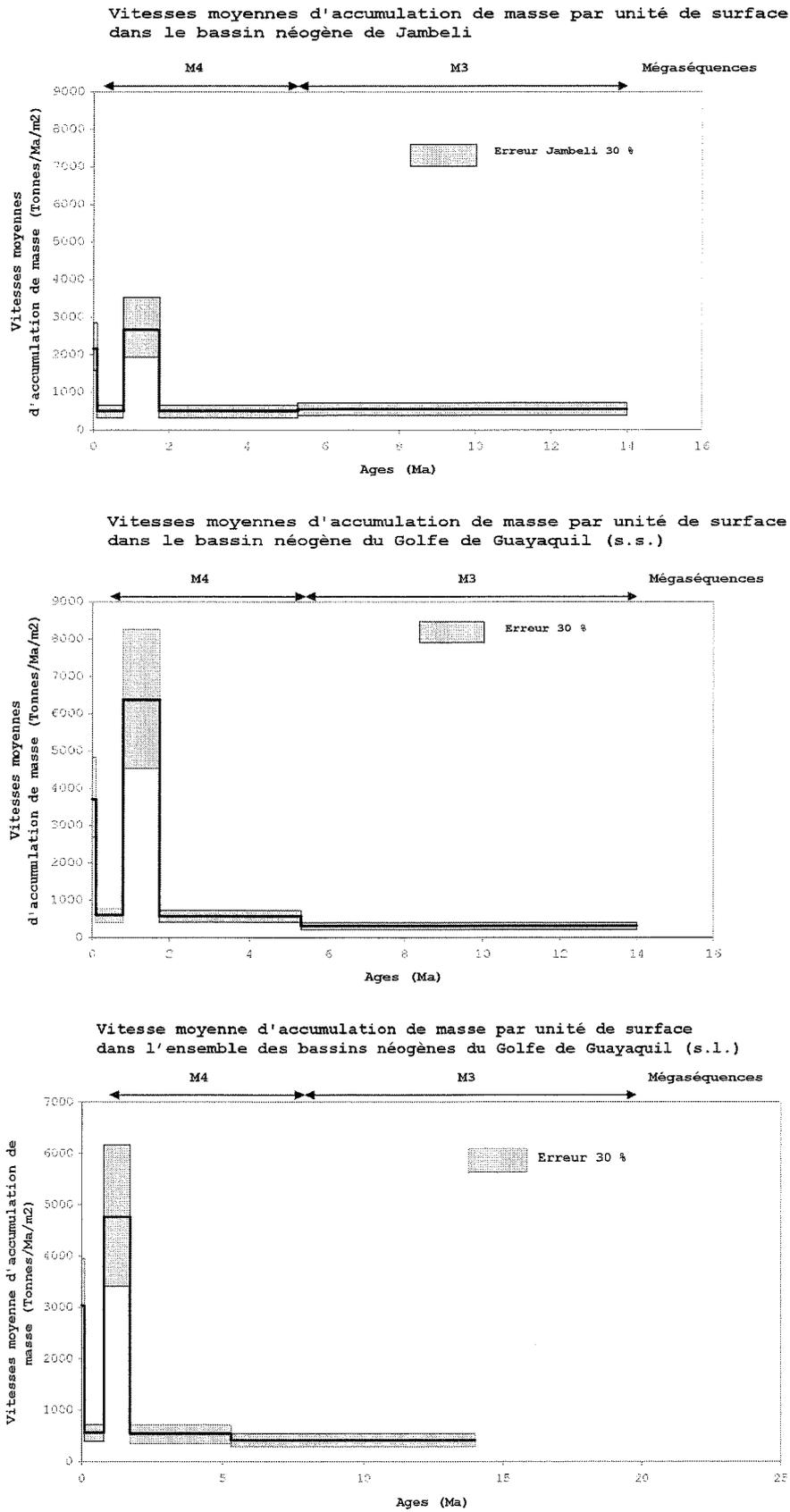
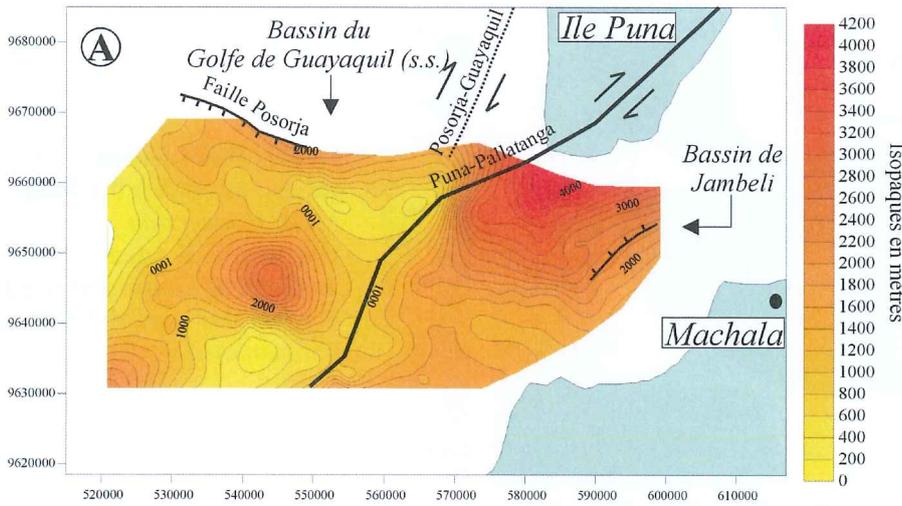
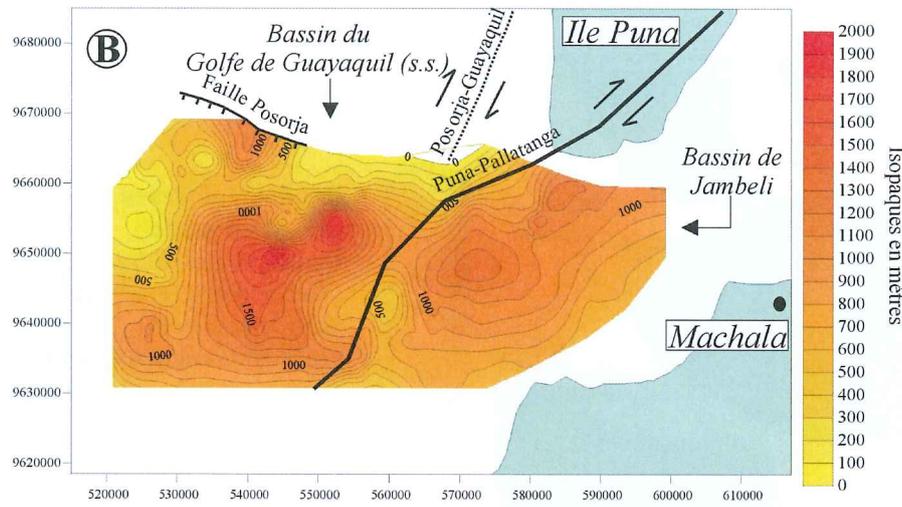


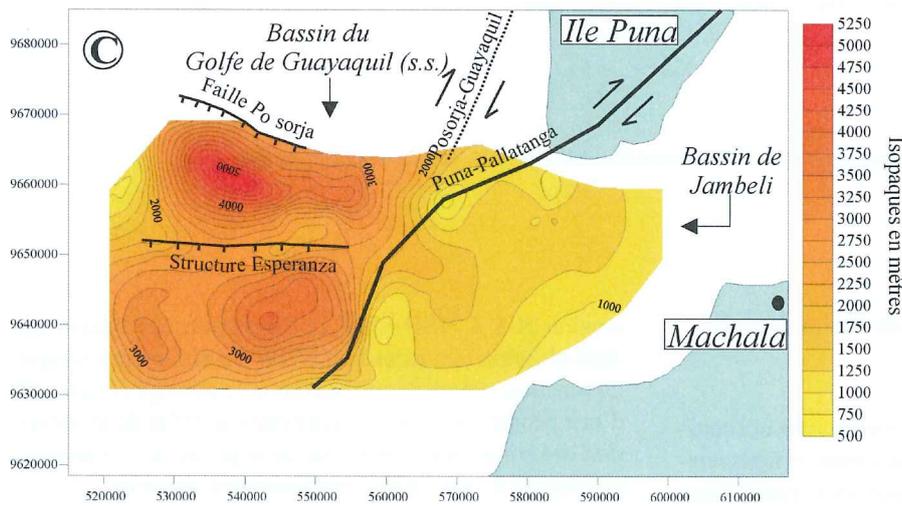
Fig. 55 — Vitesse moyenne d'accumulation de masse par unité de surface dans les bassins néogènes du Golfe de Guayaquil (s.l.).



Dépôts Miocène (14 à 5,3 Ma)
Dépôts dominants dans le bassin de Jambeli



Dépôts Pliocène (5,3 à 1,75 Ma)
Basculement des zones de dépôts vers le bassin du golfe de Guayaquil (s.s.)



Dépôts pléistocènes inférieurs (1,75 à 0,8 Ma)
Phase majeure de l'ouverture du bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.)

Fig. 56 — Cartes isopaques et évolution tectonosédimentaire du Golfe de Guayaquil (s.l.).

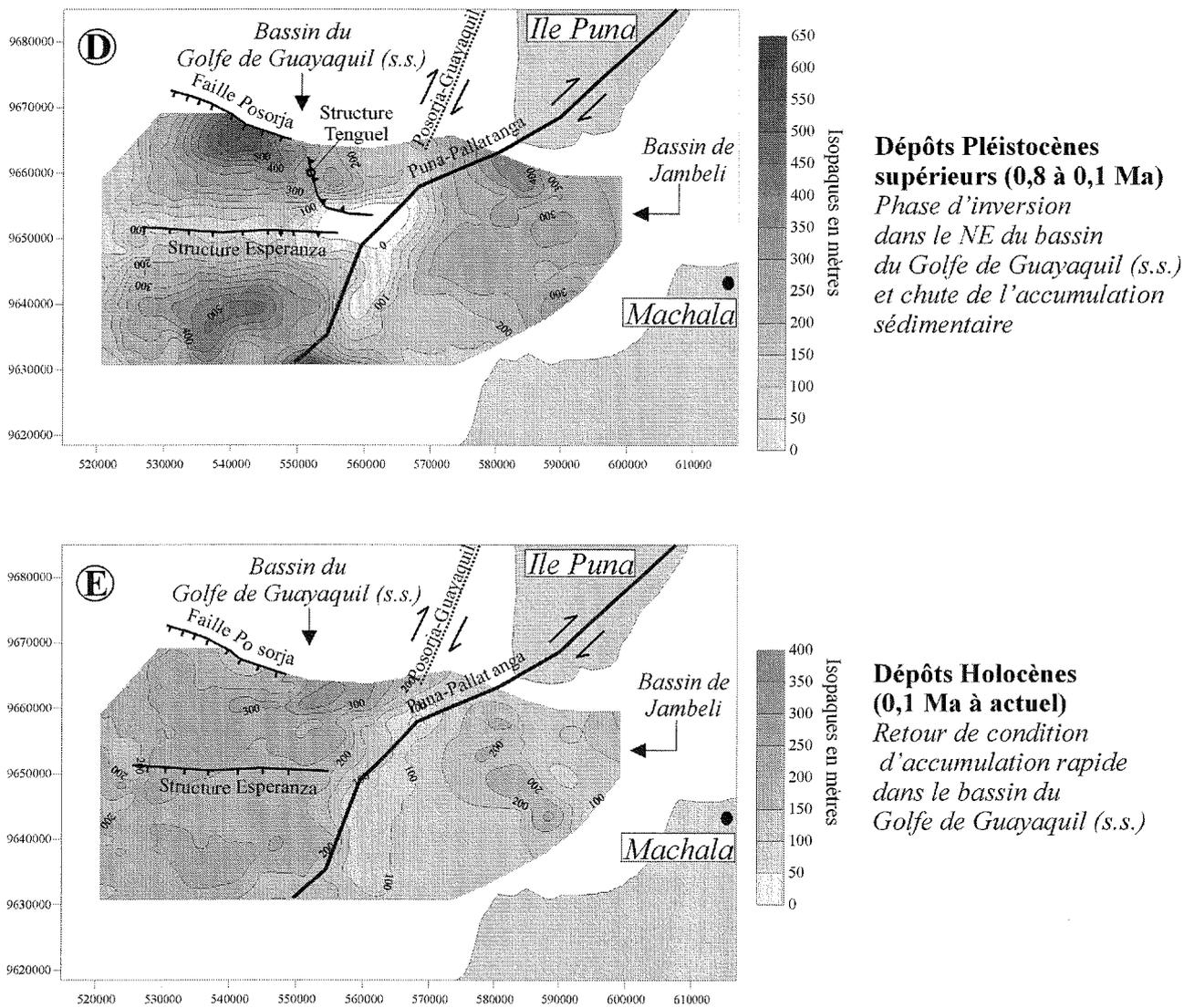


Fig. 56 — Cartes isopaches et évolution tectonosédimentaire du Golfe de Guayaquil (s.l.) (suite).

2.2.3. Conclusions sur la structure du Sud de l'avant-arc équatorien

La disposition géométrique des trois bassins qui constituent la zone Sud de l'avant-arc équatorien, et leurs remplissages sédimentaires indiquent que leurs fonctionnements ne peuvent être synchrones et sont directement liés au jeu décrochant dextre de l'accident majeur orienté N20-N50 que constitue la zone de failles Dolores-Guayaquil. C'est en effet celle-ci qui conditionne l'ouverture des bassins de Progreso et du Golfe de Guayaquil selon une ex-

tension N-S à NNE-SSW et l'ouverture du bassin de Jambeli selon une extension NNW-SSE. La chronologie du fonctionnement de ces bassins et le passage progressif d'une géométrie à l'autre serait donc le reflet de la variation des contraintes subies par cette partie de l'avant-arc en réponse à l'évolution géodynamique néogène.

ANNEXE 1 : Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du Golfe de Guayaquil : bassin d'avant-arc néogène et quaternaire du Sud des Andes équatoriennes.

2.3. Le bassin de Manabi

2.3.1. Structure du bassin

Le bassin de Manabi correspond à la zone centrale du bloc côtier équatorien, comprise entre le piedmont de la cordillère occidentale équatorienne à l'Est, la cordillère de Chongon Colonche au Sud, et la cordillère côtière de Jama-Coaque-Quininde au Nord Est. La zone maximale de dépôts correspond à la zone nord orientale localisée entre la prolongation nord orientale du système de faille de Jipijapa au Sud-Est et le système de faille Jama-Quininde au Nord-Ouest. Le bassin de Manabi s'ouvre ainsi dans une zone de relais entre ces deux systèmes de failles (fig. 57).

La cartographie des structures tectoniques à partir de la sismique met en évidence deux directions majeures de failles d'orientation N10-N30 et N100-N120 (fig. 57).

Les failles d'orientation N10-N30 correspondent au système de failles dextres Jipijapa et Jama-Quininde. Elles forment des structures en fleur positives caractéristiques de mouvements en transpression [Harding, 1985]. La structure Flavio Alfaro (fig. 58) appartient à ce système. Elle correspond à un pli par propagation de faille qui se développe sur une faille inverse d'orientation ENE-WSW, à fort pendage ouest, affectant le substratum et les dépôts d'âge crétacé. Sur le flanc SE de la structure s'observent des déformations synsédimentaires dans les dépôts d'âge Crétacé supérieur à Miocène inférieur. La structure apparaît scellée par des dépôts d'âge Miocène supérieur.

Les failles d'orientation N100-N120 montrent un fort pendage sud et un jeu normal vers le Sud avec une probable composante sénestre. Elles s'organisent en couloirs de failles étroites formant des structures d'effondrement qui découpent le bassin en panneaux basculés vers le NE. La structure Ricaurte (fig. 59) est une structure de ce type. Elle correspond à une faille normale à pendage raide et regard vers le Sud, qui marque la limite entre deux panneaux basculés vers le NE. La faille principale s'enracine dans le substratum et affecte les dépôts d'âge crétacé à paléocène. Des failles de plus petite ampleur affectent les dépôts d'âge éocène à miocène inférieur. La structure apparaît scellée par des dépôts d'âge miocène supérieur.

De manière générale, les failles majeures du bassin de Manabi observées en sismique affectent les dépôts d'âge crétacé-paléocène. La déformation néogène est caractérisée par des failles de plus faible ampleur mais qui apparaissent associées à la réactivation de ces failles majeures plus anciennes.

Ces observations sont comparables à celles de Alvarado [1998] qui a montré que les déformations actuelles de la partie Nord du bloc côtier équatorien sont associées à trois types de failles : des failles de décrochement dextre d'orientation NE-SW, des failles normales d'orientation E-W et des failles décrochantes sénestres d'orientation NE-SW.

Le bassin de Manabi s'apparente donc à un bassin de type « pull-apart » localisé sur un relais majeur entre les failles décrochantes Jama-Quininde et Jipijapa. Il est structuré en blocs sub-rectangulaires subissant une rotation dextre par le jeu des systèmes de failles NE-SW et NW-SE qui les limitent (fig. 57).

2.3.2. Bilans de masse et évolution tectono-sédimentaire

Les taux d'accumulation ont été calculés dans le bassin de Manabi à partir de nos interprétations des sections sismiques disponibles. Nous avons ainsi pu déterminer les taux d'accumulation de masse moyen pour la formation Tosagua (Miocène inférieur à moyen) et pour l'ensemble Angostura, Onzole et Borbon (Miocène moyen terminal à Pléistocène).

Les taux d'accumulation enregistrés dans le bassin Manabi sont relativement faibles par rapport à ceux enregistrés dans les bassins précédents (fig. 60). Ce qui est tout à fait compatible avec la couverture sédimentaire plus réduite qui est observée sur les sections sismiques. Les taux d'accumulation les plus élevés sont enregistrés au cours du Miocène inférieur (≈ 230 tonnes/Ma/m²). Ils diminuent pratiquement de moitié au cours du dépôt des formations Angostura, Onzole et Borbon (≈ 125 tonnes/Ma/m²) et s'annulent au Pléistocène où le bassin émerge progressivement. L'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Manabi est donc marquée par une décroissance générale des taux d'accumulation de masse moyen au long du Néogène.

La combinaison des informations tectoniques et stratigraphiques et l'évolution des bilans de masse sédimentaire permettent de caractériser trois phases dans l'évolution tectono-sédimentaire néogène du bassin de Manabi.

Séquences M1 et M2 : Le paroxysme du Miocène inférieur à moyen

Après le hiatus sédimentaire du Miocène inférieur basal, une sédimentation argileuse marine se développe sur l'ensemble du bassin avec le dépôt de la formation Tosagua. Elle enregistre les plus forts taux d'accumulation du bassin au Néogène et caractérise sa période de subsidence maximale.

Séquence M3 : le changement de régime du Miocène moyen terminal

Au Miocène Moyen terminal, la sédimentation change drastiquement et devient gréseuse et plus continentale avec le dépôt de la formation Angostura en discordance érosive sur les dépôts Miocène inférieur à moyen. Les taux d'accumulation de masse diminuent.

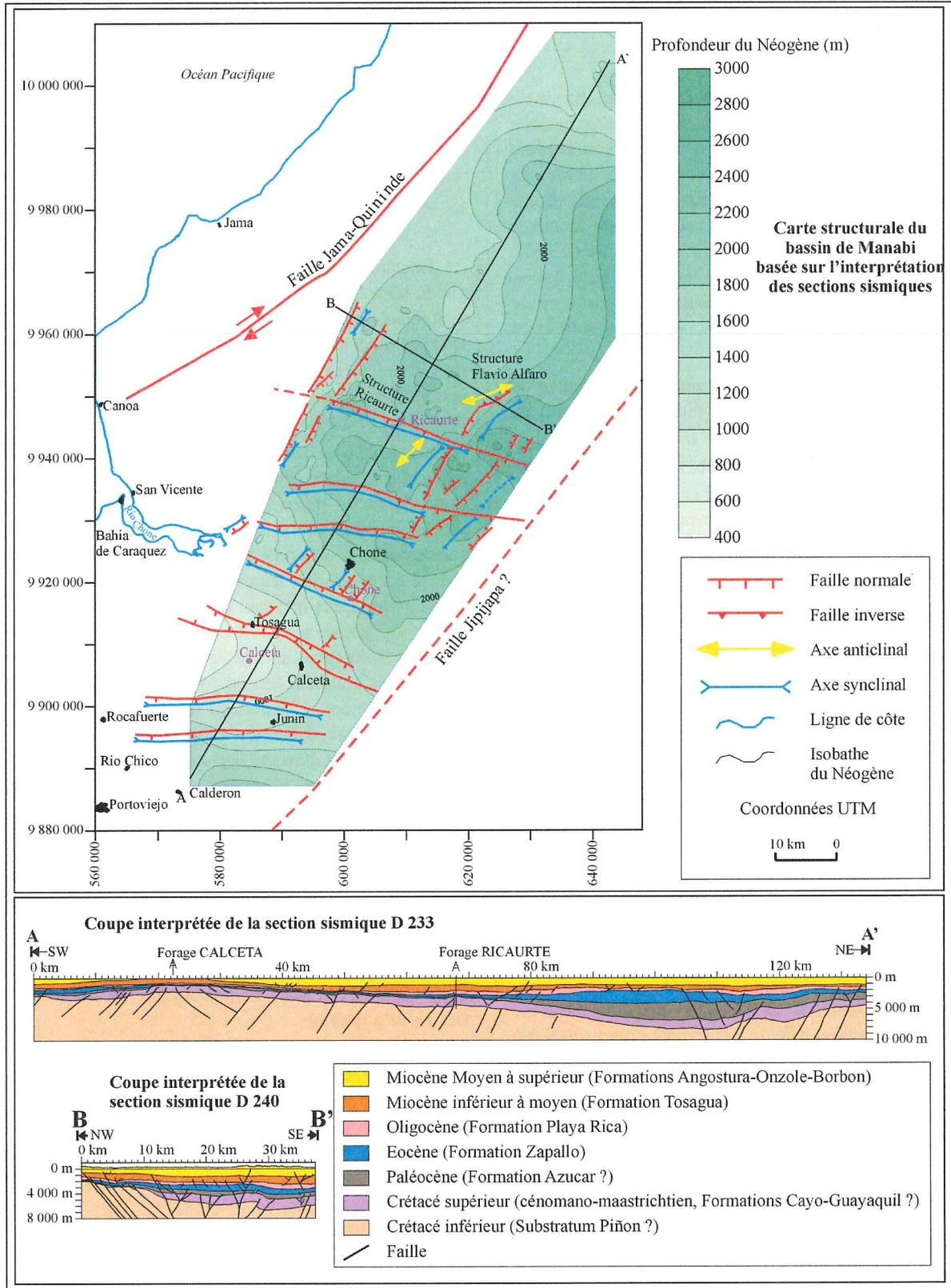


Fig. 57 — Carte et coupes structurales du bassin de Manabí.

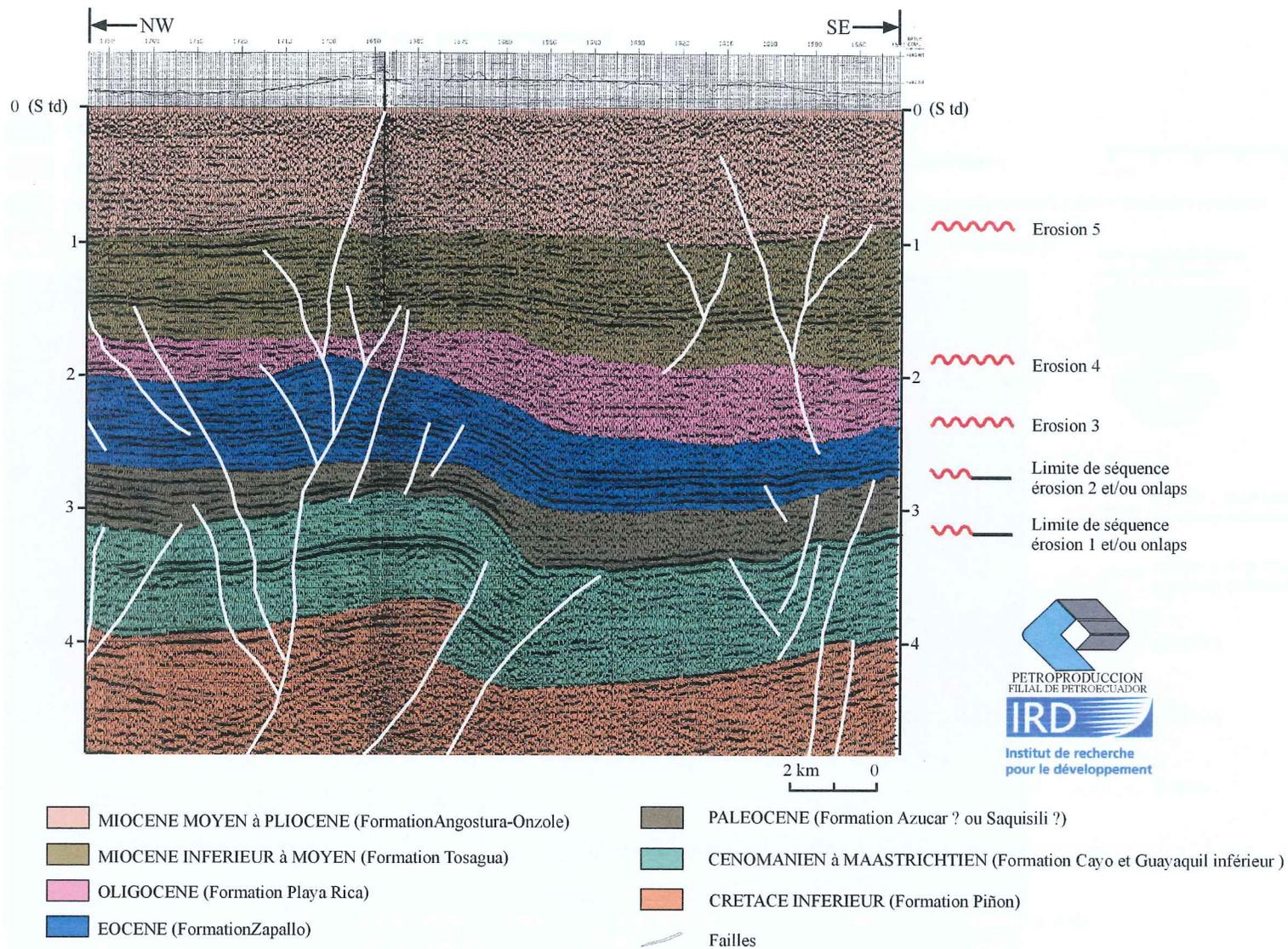


FIG. 58 — La structure FLAVIO ALFARO.

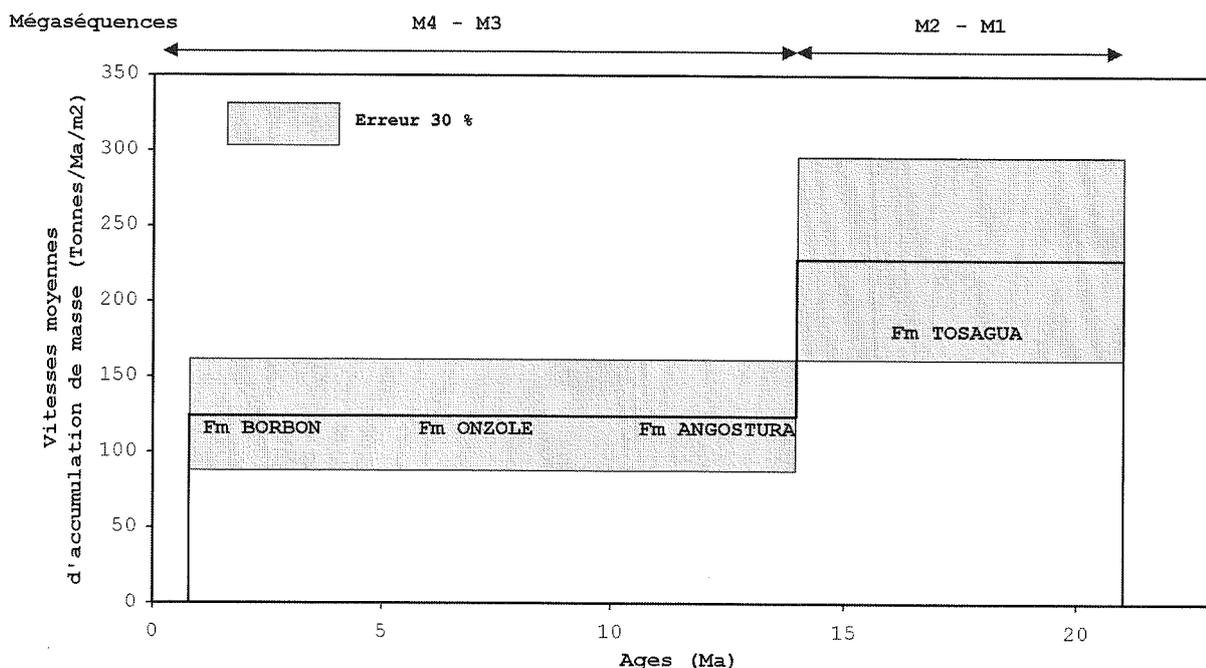


Fig. 60 : Vitesses moyennes d'accumulation de masse par unité de surface dans le bassin néogène de Manabi.

Séquence M4 : L'émersion Plio-Pléistocène

Au cours du Plio-Pléistocène après la transgression de la base du Pliocène, les dépôts deviennent de plus en plus continentaux (formation Borbon) jusqu'à l'émersion du bassin au cours du Pléistocène.

2.4. Le bassin de Borbon

Le bassin de Borbon correspond à la partie la plus septentrionale du bloc côtier équatorial et constitue la marge sud du bassin colombien de Tumaco. Il est séparé du bassin de Manabi par un haut structural orienté ENE-WSW également reconnu par la cartographie des anomalies de Bouguer. L'accumulation sédimentaire la plus épaisse du bassin est située au Nord-Est près du débouché du fleuve Santiago et de la ville de San Lorenzo à proximité de la frontière Colombienne. Le bassin est divisé en deux par le Horst de Rio Verde, d'orientation NE-SW, où affleurent les formations les plus anciennes d'âge crétacé-éocène. Selon Evans et Whittaker [1982], le bassin est structuré en plis larges et ouverts d'orientation NE-SW, parallèles à la structure principale de Rio Verde et séparés d'une longueur d'onde de 2 km (fig. 61).

Aalto et Miller [1999] ont analysé la fracturation des formations plio-quaternaires à Punta Gorda. Ils ont déterminé deux épisodes de fracturation : un premier épisode

marqué par des failles listriques d'orientation NS à NNE-SSW et un second épisode plus récent car affectant des dépôts holocènes, marqué par des failles normales sub-verticales d'orientation WNW-ESE. Selon ces auteurs aucun mouvement de décrochement n'a pu être identifié.

Au contraire Alvarado [1998] a mis en évidence par l'analyse d'images Radar et de MNT l'existence de deux systèmes de failles décrochantes : des failles majeures d'orientation NE-SW présentant une cinématique de décrochements dextres et des failles d'orientation NW-SE présentant une cinématique de décrochements senestres.

Nos observations à l'échelle des affleurements entre Punta Galera et Cumiliche s'accordent avec celles de Alvarado [1998]. Nous avons en effet pu y observer un réseau formé de deux orientations de failles sub-verticales : des failles d'orientation N30 à N50 et des failles N110 à N130. La géométrie des structures et des microstructures semble indiquer l'existence d'une composante de décrochement.

La structure de la partie méridionale du bassin de Borbon-Tumaco paraît donc similaire à celle du bassin de Manabi. Toutefois, la pauvreté des informations disponibles et l'absence d'informations précises sur la structure de la marge septentrionale du Bassin, ne permettent pas de déterminer avec certitude la structure et la nature exactes du bassin dans son ensemble. Elle ne permet pas non plus la réalisation de bilans de masses.

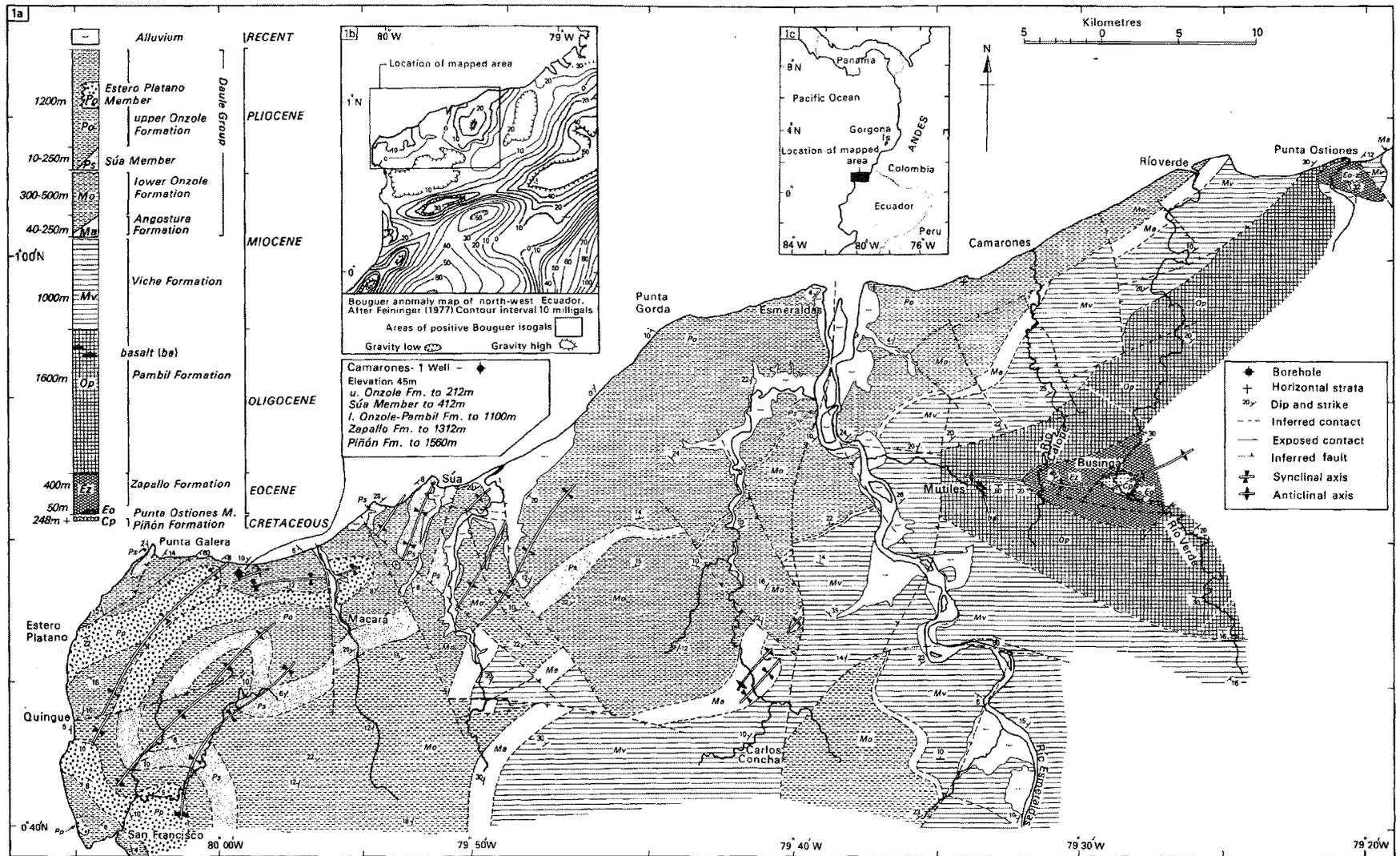


Fig. 61 — La structure du bassin de Borbon.
 (a) Carte géologique de la partie occidentale du bassin de Borbon d'après Evans & Whittaker (1982).
 (b) Carte gravimétrique du bassin de Borbon d'après Feininger (1977).
 (c) Carte de localisation de la zone cartographiée en Amérique du Sud.

2.5. Synthèse : Evolution tectono-sédimentaire néogène de l'avant-arc équatorien

Les caractéristiques sédimentaires et tectoniques et les bilans de masse sédimentaire des principaux bassins de l'avant-arc équatorien permettent de proposer pour la province côtière un modèle d'évolution en trois étapes au cours du Néogène (fig. 62).

La première étape s'étend du début du Miocène au Miocène moyen (≈ 14 Ma). Elle est marquée par l'ouverture du bassin Progreso caractérisée par le dépôt de la séquence grés-conglomératique M1 (formation Zapotal) qui enregistre le début de l'activité des failles bordières (La Cruz et Carrizal), et par le développement d'une fine sédimentation marine transgressive affectant l'ensemble de l'avant-arc (séquence M2). Les bassins de Manabi et Progreso présentent leur vitesse d'accumulation de masse moyenne la plus élevée durant cette période.

La seconde étape correspond à la séquence M3 et s'étend du Miocène moyen (≈ 14 Ma) au Miocène supérieur terminal ($\approx 5,3$ Ma, Biochronozone N18). Elle est caractérisée par un changement drastique de sédimentation sur l'ensemble de l'avant-arc où les dépôts deviennent gréseux et présentent des faciès d'environnement

marin peu profond. Les taux d'accumulation de masse moyens descendent à leurs niveaux les plus faibles du Néogène dans les bassins de Progreso et de Manabi alors que le bassin de Jambeli enregistre les taux les plus importants de la période.

La troisième étape correspond au dernier cycle sédimentaire débutant au Pliocène et se poursuivant actuellement (séquence M3). Elle se caractérise par une double évolution. Les bassins de Manabi et Progreso ainsi que la partie occidentale du bassin de Borbon sont le siège d'une sédimentation régressive au Pliocène qui s'achève par leur émergence au cours du Pléistocène. Au contraire le bassin du Golfe de Guayaquil (s.s.) et probablement l'Est du bassin de Borbon sont soumis à une forte subsidence et une forte accumulation sédimentaire. La principale phase de stockage sédimentaire dans les bassins d'avant-arc se produit durant cette période. Elle est ainsi contemporaine de la principale étape d'ouverture du bassin du Golfe de Guayaquil.

ANNEXE II : Neogene evolution of the main Ecuadorian fore-arc sedimentary basins and sediment mass-balance inferences

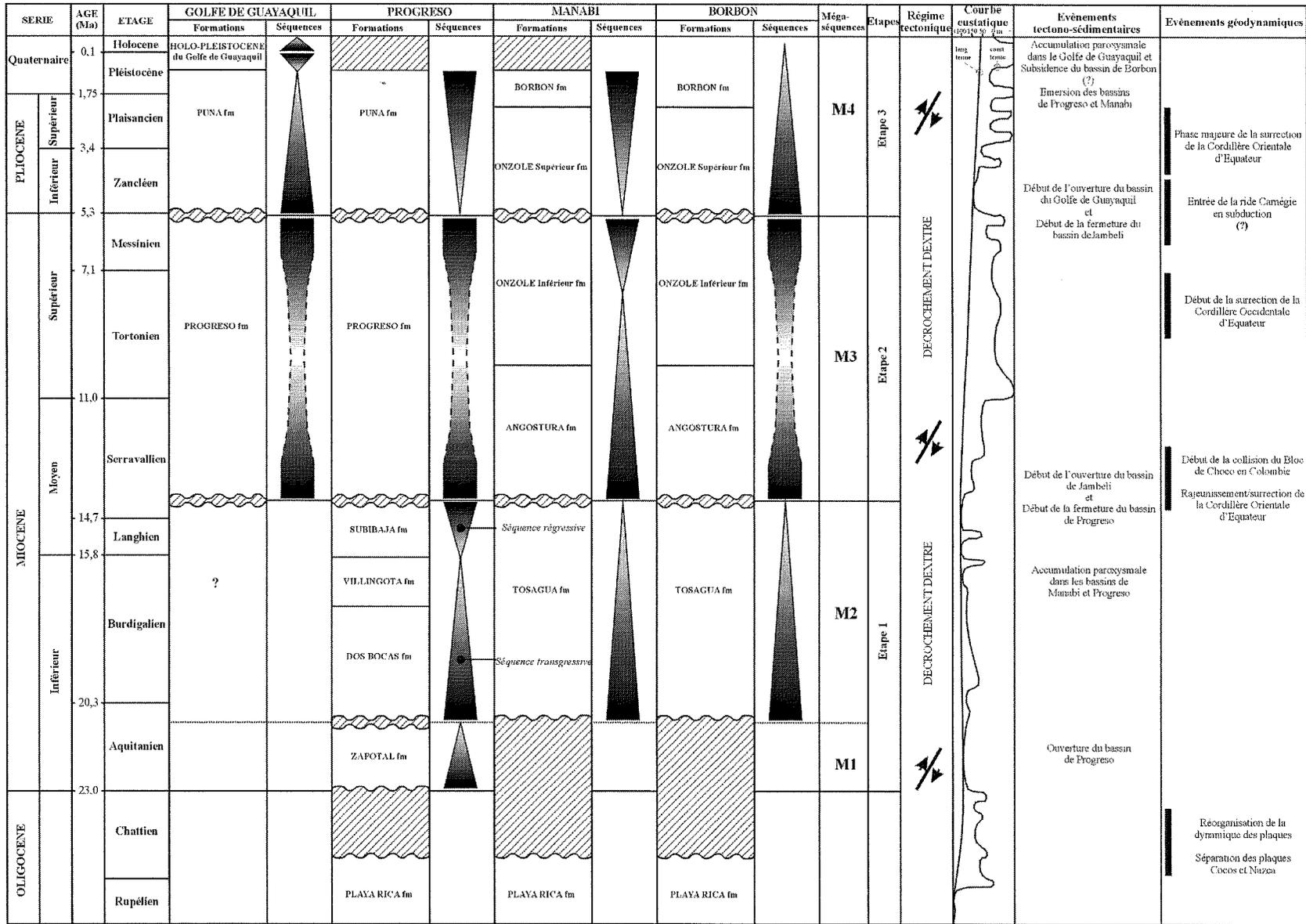


Fig. 62 — Evolution tectono-sédimentaire des bassins côtiers néogènes d'Equateur.

CHAPITRE 4

EVOLUTION DES AUTRES BASSINS NEOGENES D'EQUATEUR ET COMPARAISON AVEC L'AVANT-ARC

Afin de replacer l'évolution des bassins néogènes côtiers d'Equateur à l'échelle de l'orogénèse andine, il convient de comparer leurs caractéristiques tectono-sédimentaires à celles des bassins néogènes appartenant aux autres domaines structuraux de l'Equateur : les bassins intra-montagneux d'une part et le bassin amazonien ou Oriente d'autre part. Nous présentons donc dans ce chapitre une synthèse des travaux récents permettant de caractériser les bassins de ces deux domaines, avant de montrer leurs relations avec l'avant-arc.

1. – LES BASSINS NÉOGÈNES INTRA-MONTAGNEUX

1.1. Localisation des bassins intra-montagneux et données disponibles

Les bassins intra-montagneux d'Equateur sont au nombre de 7, du Nord au Sud : les bassins de Chota, Quito-Latacunga-Riobamba, Cuenca, Girón-Santa Isabel, Nabon, Loja, Malacatos-Vilcabamba (fig. 63).

Le bassin de Chota est situé à proximité de la frontière colombo-équatorienne entre les sutures Peltetec et Calacali-Pallatanga-Pallenque. Les études les plus récentes sont celles de Baudino [1995] et Barragan *et al.* [1996].

Le bassin de Quito-Latacunga-Riobamba est également situé entre les sutures Peltetec et Calacali-Pallatanga-Pallenque. Il correspond à la vallée interandine. Lavenu *et al.* [1996] et Ego [1995] en ont réalisé les études les plus récentes.

Les bassins de Cuenca et Girón-Santa Isabel sont situés sur la suture Peltetec. Les dernières études y ont été réalisées par Noblet *et al.* [1988], Baudino [1995], puis par Steinmann [1997] et Hungerbühler [1997]. Ces auteurs ont également étudié les bassins de Nabón, Loja et Malacatos-Vilcabamba qui constituent les bassins les plus méridionaux et les plus proches du front orogénique oriental.

1.2. Le bassin de Chota

Les dépôts sédimentaires du bassin de Chota reposent sur un substratum de roches métamorphiques d'âge paléozoïque à mésozoïque similaires à celles de la cordillère orientale. Barragan *et al.* [1996] y distinguent quatre unités stratigraphiques successives d'âge cénozoïque : les unités Chota, Santa Rosa, Peñas Coloradas et Carpuela, ces deux dernières étant recouvertes en discordance par des dépôts quaternaires volcanoclastiques sub-horizontaux. L'âge de ces formations est encore très mal contraint.

Barragan *et al.* [1996] ont proposé une évolution tectono-sédimentaire du bassin de Chota en deux étapes.

La première ou étape d'ouverture forme une séquence grano- et strato-décroissante de dépôts fluvio-lacustres argileux à intercalations grésos-conglomératiques : l'unité Chota. Elle est caractérisée par une extension le long de failles orientées N-S à N40°E. Le jeu de ces failles engendre une dépression orientée NE-SW, où se développe une sédimentation de rivières en tresses représentée par la séquence inférieure de l'unité Chota (fig. 64/1). La subsidence tectonique conduit à l'approfondissement du bassin et à la mise en place des dépôts lacustres de la séquence supérieure de l'unité Chota, alimentés par le SW (fig. 64/2).

La seconde étape ou étape de fermeture est caractérisée par un changement d'environnement et de sources d'alimentation du bassin. Elle correspond à une séquence grano- et strato-croissante de dépôts de cônes alluviaux grésos-conglomératiques. Le développement d'un régime compressif NW-SE permet le développement de failles inverses N-S à N30°E provoquant la surrection de relief le long de la bordure occidentale du bassin. Son érosion alimente les dépôts de l'unité Santa Rosa où une datation radiométrique a fourni un âge de $6,1 \pm 0,1$ Ma (fig. 64/3). La rotation de la contrainte principale vers une orientation E-W permet le jeu des failles inverses orientées N-S à N30°E et de décrochements dextres orientés N50°E à N80°E. Ces failles conduisent à la surrection de la bordure orientale du bassin et au dépôt, de part et d'autre de celle-ci, des unités Carpuela (vers l'Est) et Peñas Coloradas (vers l'Ouest) (fig. 64/4).

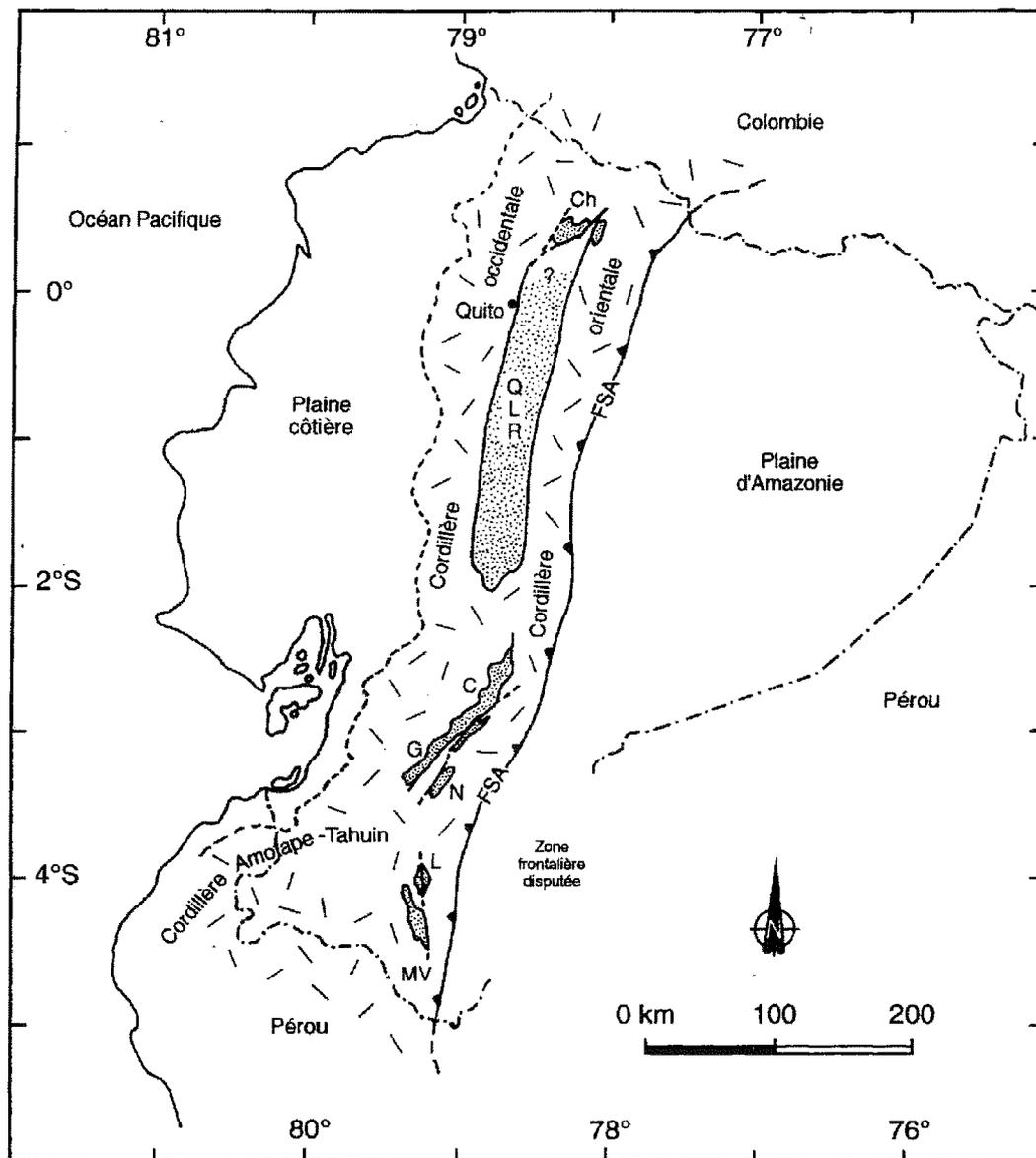


FIG. 63 — Localisation des bassins néogènes intramontagneux des Andes d'Equateur (modifiée de Baudino, 1995).

Ch. = Bassin de Chota ; QLR = Bassin de Quito-Riobamba-Latacunga ; C. = Bassin de Cuenca ; G. = Bassin de Girón ; N. = Bassin de Nabón ; L. = Bassin de Loja ; MV. = Bassin de Malacatos-Vilcabamba ; FSA = Front subandin.

Selon Baudino [1995] et Barragan [1996], le bassin de Chota, dont le remplissage est mal daté, s'ouvrirait donc au Miocène inférieur dans un régime tectonique transtensif NE-SW et se fermerait au Miocène supérieur dans un régime transpressif à compressif NE-SW à E-W.

1.3. La dépression interandine ou bassin de Quito-Latacunga-Riobamba

1.3.1. Evolution sédimentaire

La dépression interandine est un élément morphostructural majeur des Andes équatoriennes. Elle constitue une vaste zone déprimée comprise entre les deux

cordillères équatoriennes. La majeure partie des dépôts de remplissage de la vallée est recouverte par les produits de l'activité volcanique récente. Lavenu *et al.* [1996], dont nous reprendrons ici les principales observations, ont toutefois pu en réaliser l'étude stratigraphique sur trois segments de la vallée : les zones de Quito-Guayllabamba, d'Ambato-Latacunga et d'Alausi-Riobamba. Ces dépôts sont constitués par des sédiments continentaux volcanoclastiques, fluviaux et palustres, d'âge tertiaire à quaternaire qui reposent en discordance sur un substratum de diabase et de pyroclastites d'âge éocène ou sur des dépôts volcanoclastiques datés de l'Oligocène [Formation Huigra ; Lavenu *et al.*, 1996, fig. 65]. Une importante lacune de sédimentation existerait entre l'Oligocène et le Miocène supérieur [Lavenu *et al.*, 1996], aucun dé-

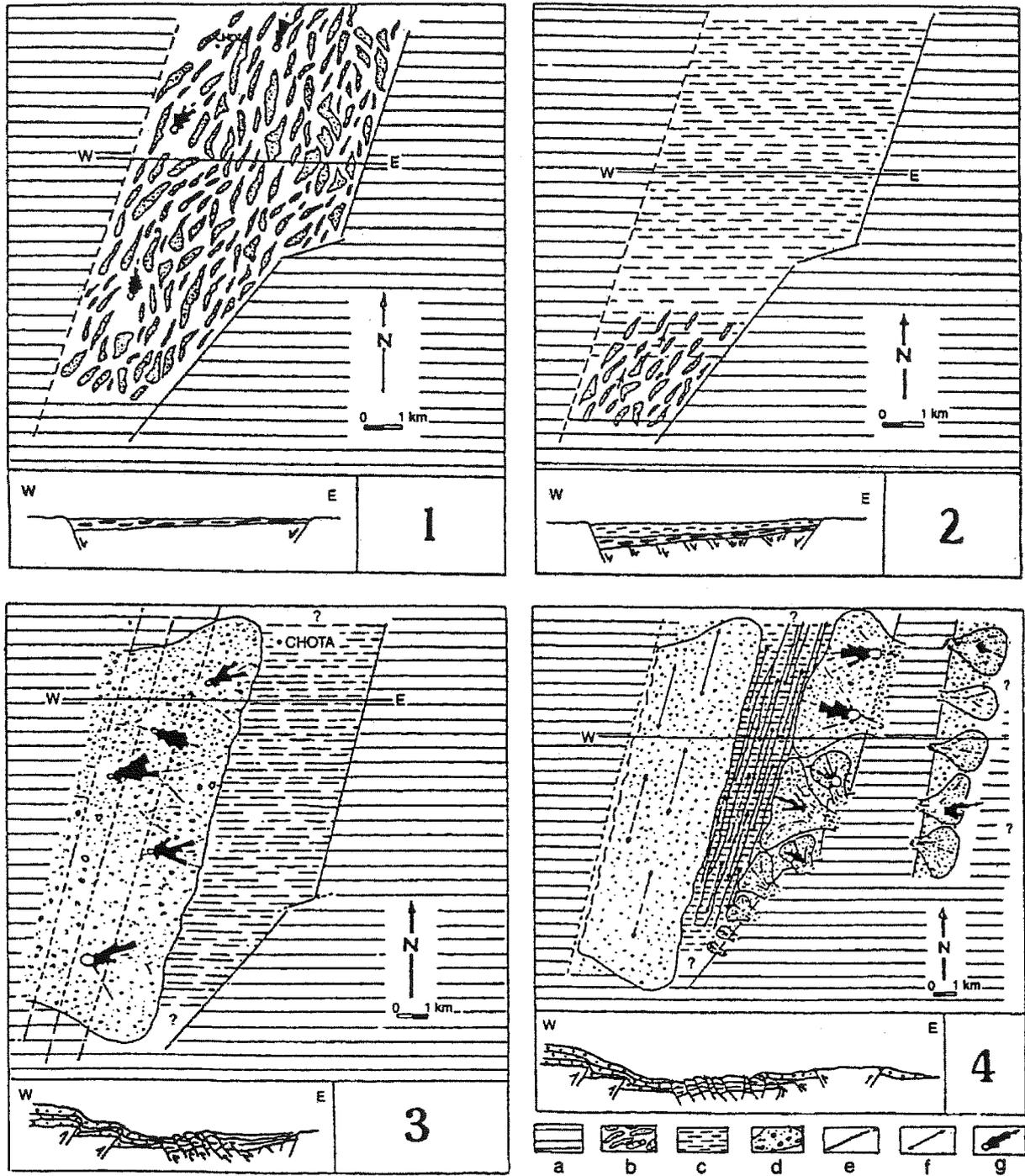


Fig. 64 — Cartes et coupes paléogéographiques schématiques du bassin de Chota selon Barragan et al. (1996).

1-dépôts fluviatiles de l'unité Chota (séquence S1).

2-dépôts lacustres de l'unité Chota (séquence S2).

3-dépôts de cônes alluviaux de l'unité Santa Rosa.

4-dépôts de cônes alluviaux des unités Peñas Coloradas et Carpuela.

a-zone en relief ; b-environnement fluviatile ; c-environnement lacustre ; d-environnement de cônes alluviaux ; e-failles bordières ; f-axes de plis ; g-direction des paléocourants.

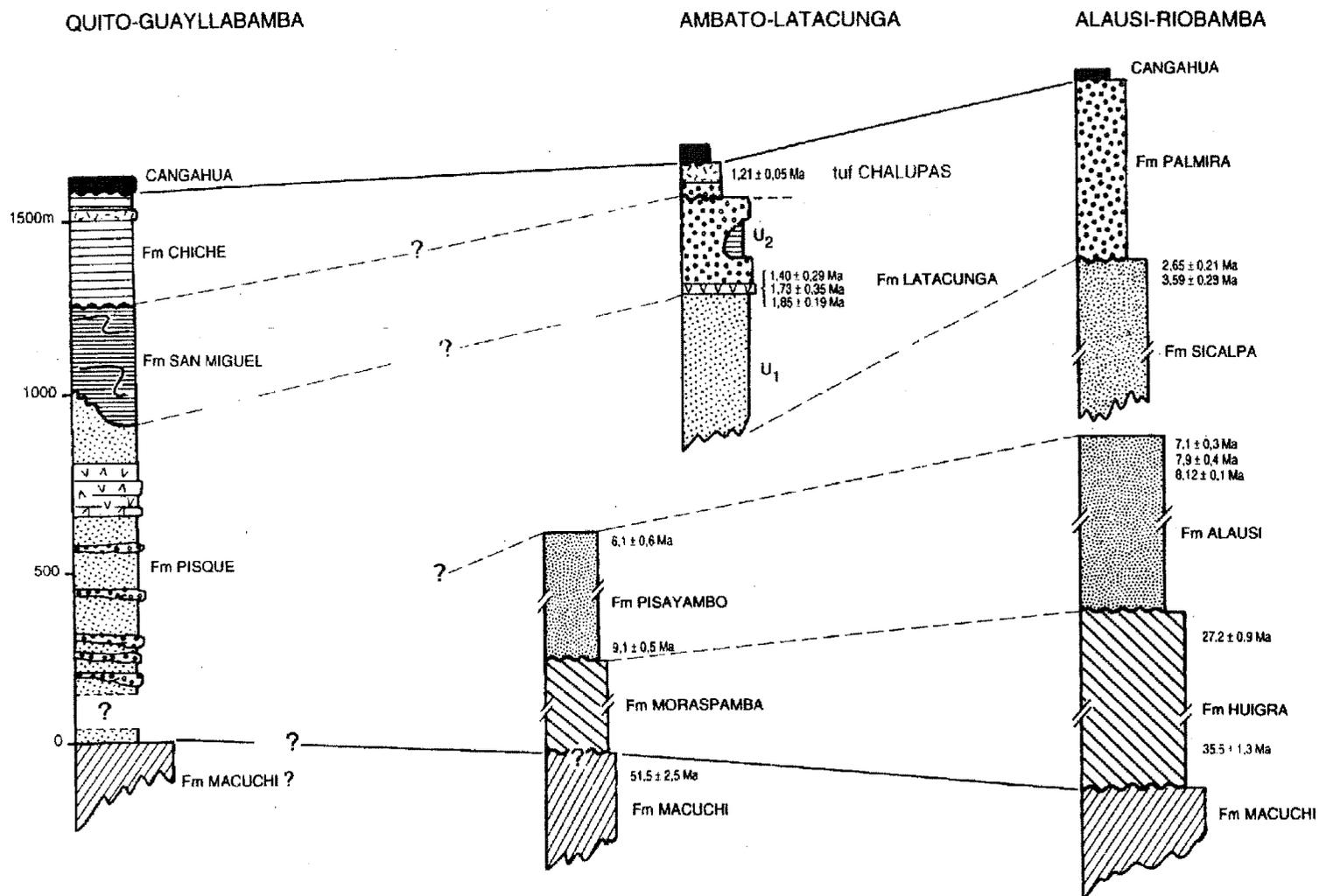


Fig. 65 — Stratigraphie des différents domaines de la vallée interandine et corrélations (d'après Lavenu et al., 1996).

pôt d'âge Miocène inférieur à Miocène moyen n'ayant été reconnu dans les séries sédimentaires.

Zone Quito-Guayllabamba

De bas en haut, 4 formations peuvent être identifiées (fig. 65): les formations Pisque, San Miguel, Chiche et les dépôts pyroclastiques appelés Cangahua.

La formation Pisque est épaisse de 1000 m. Elle débute par des dépôts volcano-sédimentaires composés de grès, lahars et coulées boueuses. Viennent ensuite des intercalations de niveaux conglomératiques fluviatiles diminuant vers le sommet, puis un épisode volcanique important marqué par des coulées et des brèches basaltiques monogéniques. Le sommet de la formation est constitué par des dépôts lacustres finement lités composés de grès et de limons à intercalations de ponces et cendres volcaniques. La partie sommitale de la formation est affectée de glissements synsédimentaires.

La formation San Miguel surmonte la formation Pisque en discordance. Les dépôts sont similaires à ceux de la partie sommitale de la formation Pisque mais ils sont affectés de nombreux slumps, failles synsédimentaires et olistolites témoignant d'une importante activité tectonique et d'une grande instabilité du milieu de sédimentation.

La formation Chiche surmonte en discordance la formation San Miguel. Elle se compose essentiellement de dépôts volcaniques subhorizontaux. Des dépôts volcanoclastiques lacustres, composés de lahars et de pyroclastites, intercalés de niveaux fluviatiles grés-conglomératiques sont rencontrés à la base de la formation. Ils ont fourni des ossements datés du Pléistocène [Lavenu *et al.*, 1996].

L'ensemble est surmonté de cendres volcaniques et de pierre ponces regroupées sur les cartes géologiques dans la formation Cangahua.

Zone Ambato-Latacunga

Dans cette zone, les premiers dépôts attribués (en l'absence de datations directes) au Néogène sont ceux de la formation Moraspamba (fig. 65). Ils se composent de conglomérats, brèches volcaniques, grès et lutites continentaux atteignant une épaisseur d'au moins 500 m.

La formation Pisayambo (fig. 65) recouvre en discordance angulaire ces dépôts dans la cordillère occidentale, ainsi que les roches métamorphiques de la cordillère orientale. Elle est composée d'un ensemble de dépôts volcaniques et volcanoclastiques comportant une série acide surmontée de coulées andésitiques et basaltiques. Une datation K/Ar à la base de la formation [Lavenu *et al.*, 1992] a fourni un âge entre $10 \pm 1,3$ Ma (sur roche totale) et $9,1 \pm 0,5$ Ma (sur plagioclases). Cette formation constitue par ailleurs le soubassement des stratovolcans plio-quaternai-

res daté sous le Quilotoa à $6,1 \pm 0,6$ Ma [Barberi *et al.*, 1988]. Elle serait donc entièrement d'âge Miocène supérieur.

La formation Latacunga dont la base n'a pu être observée à l'affleurement, a été située stratigraphiquement à la limite Pliocène-Pléistocène par une série de datations allant de 1,4 Ma à 1,85 Ma [Lavenu *et al.*, 1992, fig. 65]. Cette formation est constituée de deux unités. L'unité inférieure (U1) est une série volcano-sédimentaire composée de lahars, de coulées andésitiques, de coulées de boue et de brèches volcaniques, qui passe vers le sommet à des dépôts fluviatiles indurés fins devenant de plus en plus grossiers [Lavenu *et al.*, 1992 et 1996]. L'unité supérieure (U2) est constituée de dépôts fluviatiles en tresse, grossiers, peu indurés, intercalés vers l'Ouest de dépôts lacustres argileux. Les dépôts grossiers deviennent plus fins vers le sommet où les dépôts volcaniques ressédimentés prédominent. L'unité est par ailleurs affectée de nombreuses discordances synsédimentaires, qui témoignent d'une activité tectonique débutant au sommet de l'unité inférieure avec le dépôt de conglomérats [Lavenu *et al.*, 1992 et 1996].

La formation Latacunga déformée est surmontée d'une surface d'érosion marquée par des chenaux fluviatiles qui précèdent le dépôt du tuf Chalapas (fig. 65). Ce tuf constitue une séquence ignimbritique typique provenant d'une caldera dont les émissions ont été datées à $1,21 \pm 0,05$ Ma [Barberi *et al.*, 1988].

L'ensemble est surmonté de dépôts volcaniques récents postérieurs au tuf Chalapas et datés par fossiles du Pléistocène [Sauer, 1955].

Zone d'Alausi-Riobamba

Les premiers dépôts néogènes de la zone d'Alausi-Riobamba sont constitués de laves andésitiques et rhyolitiques, et de dépôts continentaux volcano-sédimentaires (fig. 65). Ils reposent en discordance sur un substratum d'âge Oligocène [Formation Huigra, Lavenu *et al.*, 1996] et sont datés du Miocène supérieur par radiométrie [Barberi *et al.*, 1988 ; Lavenu *et al.*, 1992, fig. 65].

La formation Sicalpa lui est stratigraphiquement postérieure car datée du Pliocène à $3,59 \pm 0,28$ Ma et $2,65 \pm 0,21$ Ma [Lavenu *et al.*, 1992, fig. 65], mais le contact entre les deux formations n'a jamais été observé. Elle est constituée de coulées volcaniques et de roches pyroclastiques déposées en milieu fluviatile et lacustre.

La formation Palmira surmonte la formation Sicalpa en discordance angulaire (fig. 65). Elle est composée de conglomérats fluviatiles intercalés de couches centimétriques à métriques de pyroclastites.

L'ensemble est recouvert par des dépôts volcaniques récents d'âge postérieur au tuf Chalapas mais mal défini, et connus sous le terme de Cangahua (fig. 65). Ils ont fourni localement une faune du Pléistocène tardif [Hoffstetter, 1986].

1.3.2. Evolution structurale et géodynamique

L'étude du remplissage sédimentaire de la vallée interandine, caractérisé par une alternance de dépôts et d'érosions, a permis à Ego [1995] de définir deux épisodes compressifs majeurs.

Le premier est situé au Miocène supérieur-Pliocène et serait à l'origine de l'individualisation topographique majeure de la vallée interandine.

Le second est daté du Pleistocène inférieur et correspondrait à la formation de plis parallèles à la chaîne dans la région de Quito. Selon Lavenu *et al.* [1996] et Ego [1995], la formation de la vallée interandine serait liée à la surrection et au chevauchement des deux cordillères bordières (la cordillère occidentale chevauchant vers l'Est et la cordillère orientale vers l'Ouest). Selon ces mêmes auteurs, la vallée interandine serait ainsi un bassin de type « push down » localisé dans une zone de relais compressif orienté N-S, entre deux systèmes de décrochements actifs orientés NE-SW. L'absence de dépôts datés du Miocène inférieur et du Miocène moyen dans les affleurements connus ne permet pas de caractériser son évolution durant cette période.

1.4. Le bassin de Cuenca

Le bassin de Cuenca a été étudié en détail ces dernières années par Steinmann [1997] qui y a réalisé un important travail de datation par traces de fission sur zircon et apatite, permettant la redéfinition et le calage temporel de la stratigraphie du bassin. Il a distingué 6 formations néogènes (formations Biblián, Loyola, Azogues, Mangán, Turi et Tarqui) qui reposent en discordance sur un substratum oligocène (formation Saraguro) (fig. 66).

Selon Steinmann [1997], l'ouverture du bassin de Cuenca débute, il y a 15 Ma, avec le dépôt de la formation Biblián en discordance sur la formation volcanique et volcanoclastique Saraguro, après une période d'érosion s'étalant de 20 à 15 Ma. La subsidence du bassin est alors contrôlée par des failles normales N-S, situées à l'Est du bassin et générant des héli-grabens. Des dépôts fluviaux et des dépôts de plaines alluviales s'y accumulent et présentent des sens de transport de l'Est vers l'Ouest ou du SE vers le NW. Les clastes métamorphiques proviennent de la cordillère orientale équatorienne. La subsidence se poursuit durant les dépôts fluvio-lacustres saumâtres à deltaïques de la formation Loyola. Celle-ci marque un maximum transgressif avant de s'interdigiter avec les dépôts deltaïques marins gréseux grossiers et silteux (Formation Azogues) qui progradent (membre Guapán) vers l'Ouest et deviennent à composante volcanoclastique vers le sommet (membre Cochás). Le déplacement vers l'Ouest du dépicent du bassin lié à l'apparition de nouvelles failles normales provoque le recouvrement des dépôts

deltaïques de la formation Azogues par des dépôts de plaine alluviale marécageuse (Formation Magán).

Autour de 8 à 9 Ma, à la fin du dépôt de la formation Mangán, le régime tectonique devient compressif E-W. Les failles normales sont alors inversées. Des chevauchements et des failles inverses permettent le soulèvement rapide de la cordillère occidentale et un nouveau soulèvement de la cordillère orientale. Ces surrections se marquent par une discordance angulaire importante entre les dépôts de la formation Mangán et ceux de la formation Turi sus-jacente, la nature conglomératique grossière de ces derniers et le changement des sources d'alimentation sédimentaire du bassin, indiqué par la provenance occidentale et la nature volcanique des clastes.

Le bassin est finalement recouvert localement par les dépôts volcaniques de la formation Tarqui datée de la limite Miocène Pliocène (5-6 Ma).

1.5. Le bassin de Girón-Santa Isabel

Le bassin de Girón-Santa Isabel a été étudié en détail ces dernières années par Hungerbühler [1997] qui y a réalisé un important travail de datation par trace de fission sur Zircon, permettant la redéfinition et le calage temporel de la stratigraphie du bassin.

Selon Hungerbühler [1997], le bassin de Girón-Santa Isabel est un héli-graben qui se forme au début du Miocène Moyen (autour de 15 Ma) le long de failles normales orientées NE-SW parallèles à l'axe du bassin et situées à sa bordure orientale. Des dépôts grésos-conglomératiques fluviaux (formations Burrohuayco et Girón, fig. 67), volcanoclastiques à la base, s'y accumulent et reposent en onlaps sur des dépôts volcaniques ignimbritiques d'âge Oligocène à Miocène inférieur (formation Saraguro, fig. 67). Ils sont interstratifiés de coulées et brèches volcaniques (formation Santa Isabel, fig. 67).

Au Miocène supérieur (8-9 Ma) un événement compressif de courte durée provoque l'inversion du bassin et le développement de plis et chevauchements d'orientation N-S à NE-SW et à vergence ouest à nord-ouest (fig. 67).

La déformation est scellée par des dépôts lacustres (formation Uchucay, fig. 67) où des dépôts grésos-conglomératiques de cônes alluviaux (formation Turi, fig. 67) reposant en discordance angulaire sur les dépôts antérieurs. La provenance occidentale des dépôts de cônes alluviaux indique la surrection de la cordillère occidentale. La présence de métaux lourds provenant d'une source métamorphique contrastant avec celle des dépôts sous-jacents marque l'exhumation de nouvelles roches métamorphiques dans la cordillère orientale.

Au Miocène supérieur terminal des dépôts pyroclastiques rhyolitiques et andésitiques (formation Tarqui, fig. 67) se mettent en place localement et marquent la fin de l'activité sédimentaire dans le bassin.

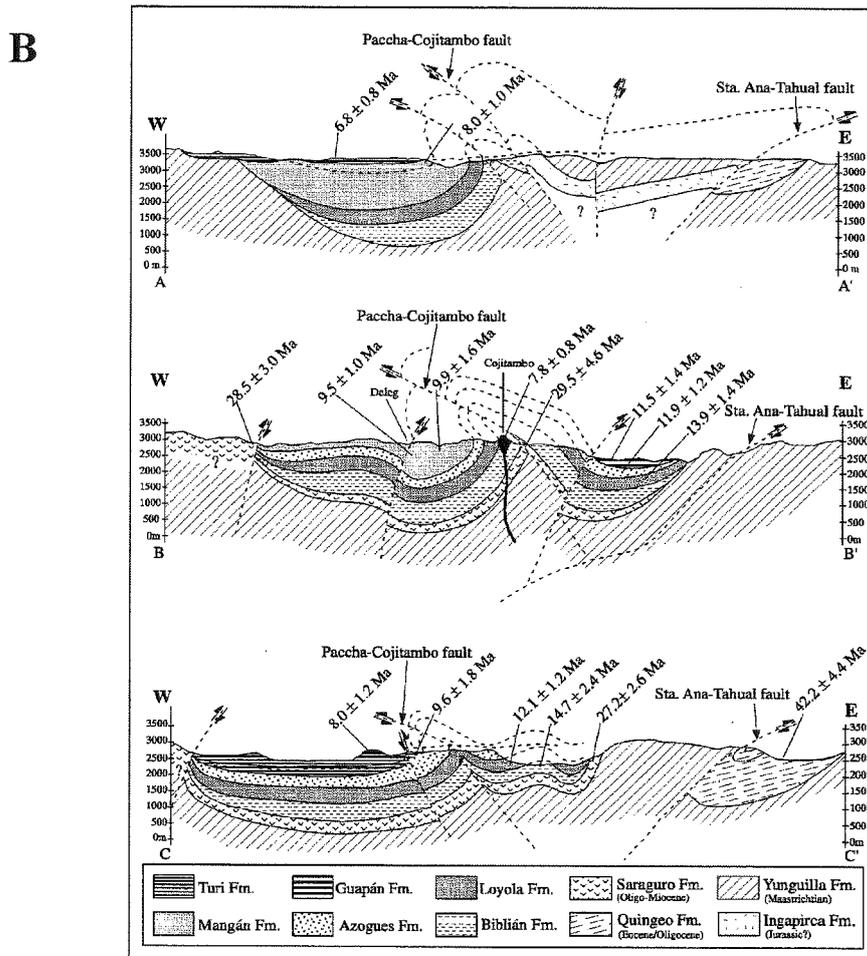
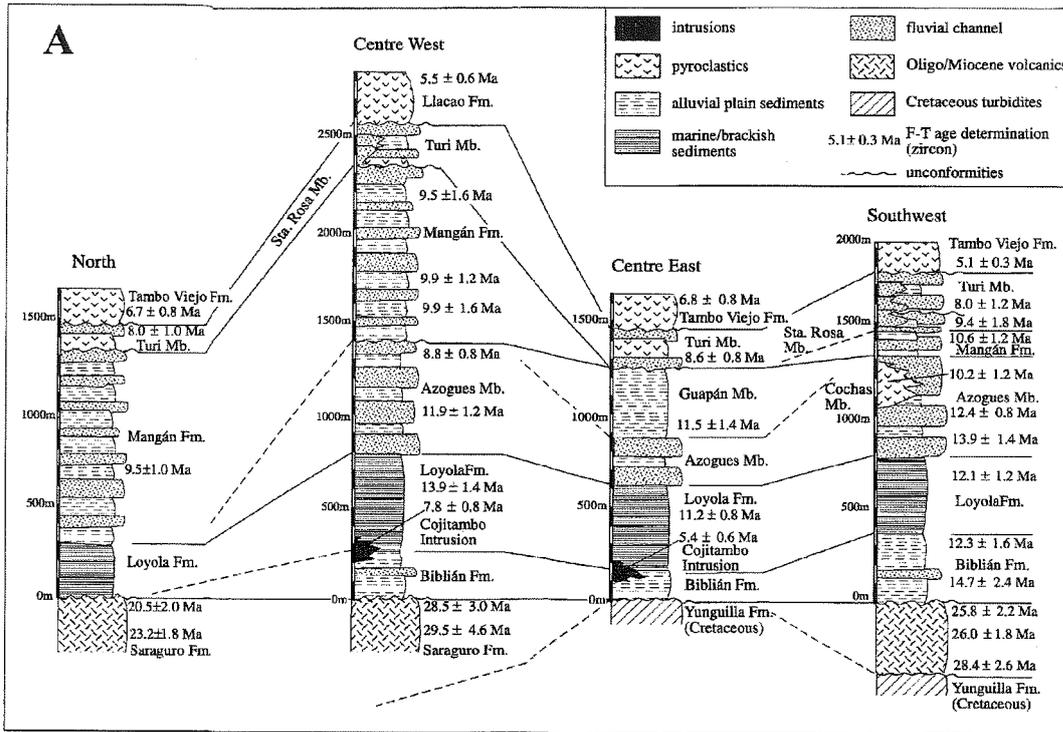


Fig. 66 — Stratigraphie (A) et coupes structurales (B) du bassin de Cuenca d'après Steinmann (1997).

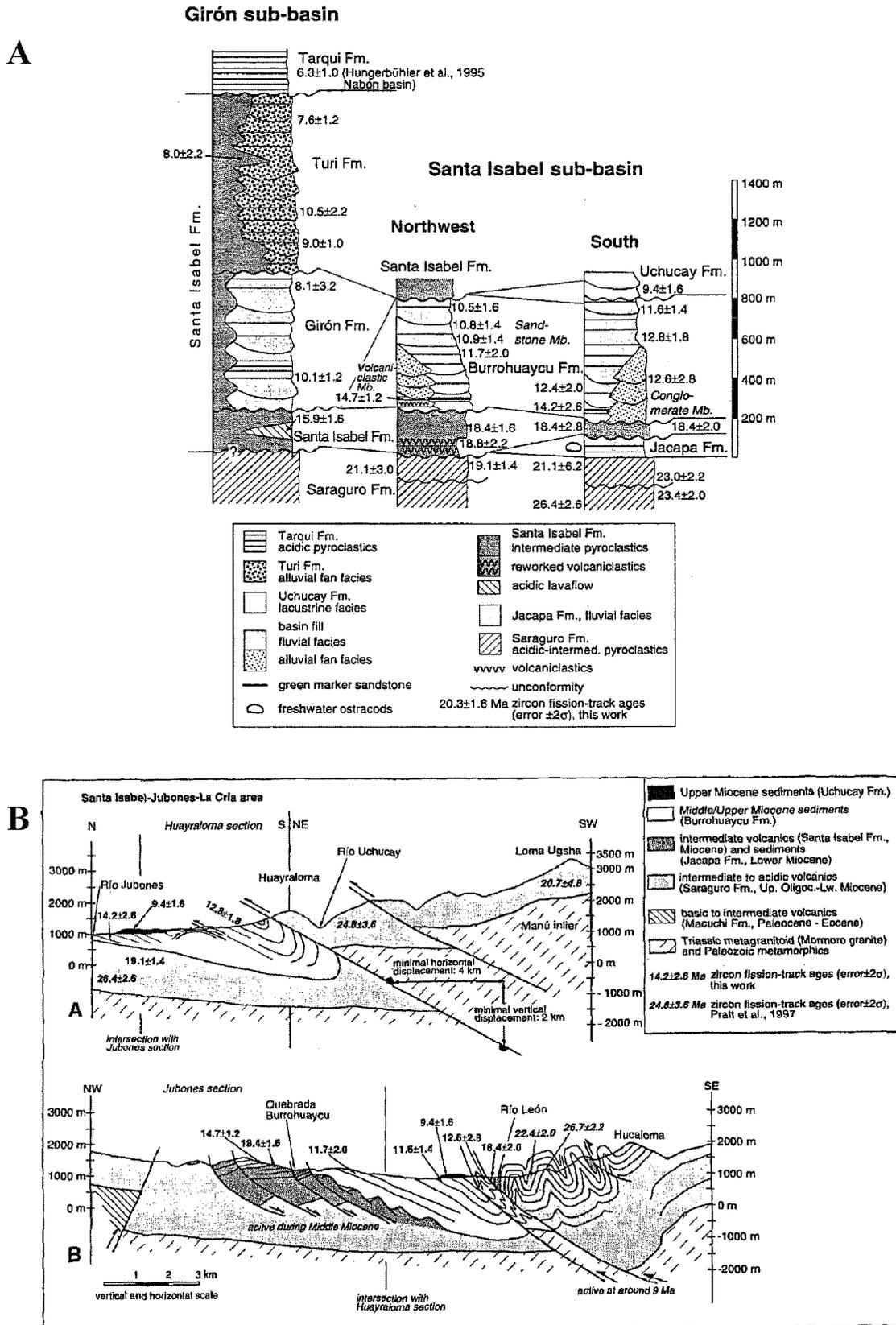


FIG. 67 — Stratigraphie (A) et coupes structurales (B) du bassin de Girón-Santa Isabel (D'après Hungerbühler, 1997).

1.6. Le bassin de Loja

La stratigraphie du bassin de Loja a été également redéfinie par Hungerbühler [1997] à partir de datations par traces de fission sur Zircon.

Selon cet auteur, le bassin de Loja est un système de deux hémi-grabens qui se forme au Miocène moyen (13,8 ± 1,2 Ma) dans un contexte extensif E-W. Deux séries sédimentaires sont distinguées de part et d'autre de l'épaulement de bloc basculé qui divise le bassin selon un axe proche de Nord-Sud [Hungerbühler, 1997, fig. 68].

A l'Est la subsidence permet le dépôt de la formation San Cayetano. Elle se compose de trois membres (fig. 68). A la base le membre Lower Sandstone est composé de grès et conglomérats fluviaux d'âge Miocène Moyen à supérieur (13,8 ± 1,2 Ma à 10 ± 1,4 Ma). Il est surmonté par les dépôts lacustres marneux et silteux du membre Siltstone, puis par les grès bruns fluviaux du Membre Upper Sandstone.

A l'Ouest se déposent les grès et conglomérats fluviaux de la formation Trigal (fig. 68). Ils sont suivis des calcaires à mollusques et à ostracodes de la formation La Banda, datée de 11,1 ± 1,2 Ma (fig. 68). La faune d'ostracodes d'environnement saumâtre suggère une transgression marine vers la limite Miocène moyen - Miocène supérieur. Enfin se mettent en place les dépôts gréseux fluviaux de la formation Belén (fig. 68).

Après 10 Ma, probablement autour de 8 à 9 Ma [Hungerbühler, 1997], le bassin est inversé et les séries antérieures sont intensément plissées et recoupées de failles inverses à vergence Ouest (fig. 68). Le bassin devient alors intra-montagneux et est comblé par les dépôts syntectoniques conglomératiques grossiers de cônes alluviaux de la formation Quillollaco (fig. 68). Au cours du Plio-quadernaire, ces dépôts sont plissés et recoupés de chevauchements et de décrochements sénestres, et sont partiellement recouverts par les dépôts pyroclastiques de la formation Salapa témoignant d'une activité volcanique datée d'environ 2,3 Ma (fig. 68).

1.7. Le bassin de Malacatos-Vilcabamba

Selon Hungerbühler [1997], le bassin de Malacatos est du même type que le bassin de Loja et a subi une évolution similaire.

Au centre et au Nord du bassin, les premiers dépôts néogènes connus, discordants sur des dépôts pyroclastiques oligocènes (Formation Loma Blanca, fig. 69), sont des grès calcaires d'environnement côtier (Formation San José, fig. 69) daté de 13,5 ± 1,2 Ma (Partie supérieure du Miocène moyen). Ils passent progressivement à des dépôts grésos-conglomératiques et marneux, à gypse et niveaux charbonneux (Formation Santo Domingo, fig. 69). Latéralement, des ignimbrites et pyroclastites datées de 15 à 14 Ma (Formation Quinara, fig. 69) sont discordantes sur le substratum métamorphique Paléozoïque.

Ces dépôts sont déformés en plis isoclinaux et recouverts de failles inverses. Localement, des plis coniques situés à proximité des failles inverses indiquent un jeu en décrochement sénestre. Les dépôts sont recouverts en discordance par les grès grossiers et conglomérats de la Formation Cerro Mandango [Hungerbühler, 1997 ; fig. 69] dont le sommet (Conglomerate member) présente des géométries en discordances progressives soulignant la nature syntectonique du dépôt. Hungerbühler [1997] a daté ce membre, et donc l'événement compressif, de 7,9 à 8,5 Ma.

1.8. Synthèse de l'évolution néogène des bassins intra-montagneux

Les bassins intramontagneux d'Equateur ont fait l'objet de différentes synthèses [Marocco *et al.*, 1995 ; Hungerbühler, 1997 ; Steinmann *et al.*, 1999]. L'évolution néogène des bassins situés au sud du système décrochant Pallatanga-Pallenque (Nabón, Giron, Santa-Isabel, Loja, Malacatos-Vilcabamba, Catamayo-Gonzanama, et Cuenca) est particulièrement controversée. Deux scénarii d'évolution tectono-sédimentaire sont ainsi proposés :

Pour Hungerbühler [1997] et Steinmann *et al.* [1999], ces bassins ont une histoire sédimentaire qui se développe entre 15 Ma et 5 Ma et se divise en deux étapes.

Une première étape, appelée « Pacific Coastal stage », s'étend du Miocène moyen au Miocène supérieur (15-10 Ma). Elle voit le développement de demi-graben d'axe N-S (Loja, Malacatos-Vilcabamba) à NE-SW (Girón-Santa Isabel) dans un régime extensif E-W où se déposent des sédiments fluviaux à forte influence côtière marine.

Une seconde étape, appelée « Intramontane stage » [Hungerbühler, 1997 ; Steinmann *et al.*, 1999], débute autour de 9 Ma. Elle voit l'apparition d'une sédimentation à granulométrie grossière qui scelle une déformation compressive E-W affectant les dépôts antérieurs sous forme de plis et de chevauchements à vergence Ouest. Dans les bassins de Girón et de Cuenca, les dépôts de cônes alluviaux discordants sur les dépôts précédents proviennent d'une source occidentale et indiquent un soulèvement majeur de la cordillère occidentale d'Equateur [Steinmann, 1997].

Après 5 Ma et jusqu'à l'actuel, ces bassins sont recouverts localement par des coulées volcaniques ou des dépôts pyroclastiques acides. Ils sont alors affectés localement par une tectonique en décrochement [Hungerbühler, communication personnelle].

Pour Baudino [1995] et Marocco *et al.* [1995], les dépôts continentaux et lacustres des bassins intramontagneux sud équatoriens s'organisent en deux termes distincts séparés par une discordance angulaire et/ou un changement drastique de la sédimentation (fig. 70). Cette discontinuité serait toujours bien marquée et datée entre 20 et 16,3 Ma [Marocco *et al.*, 1995].

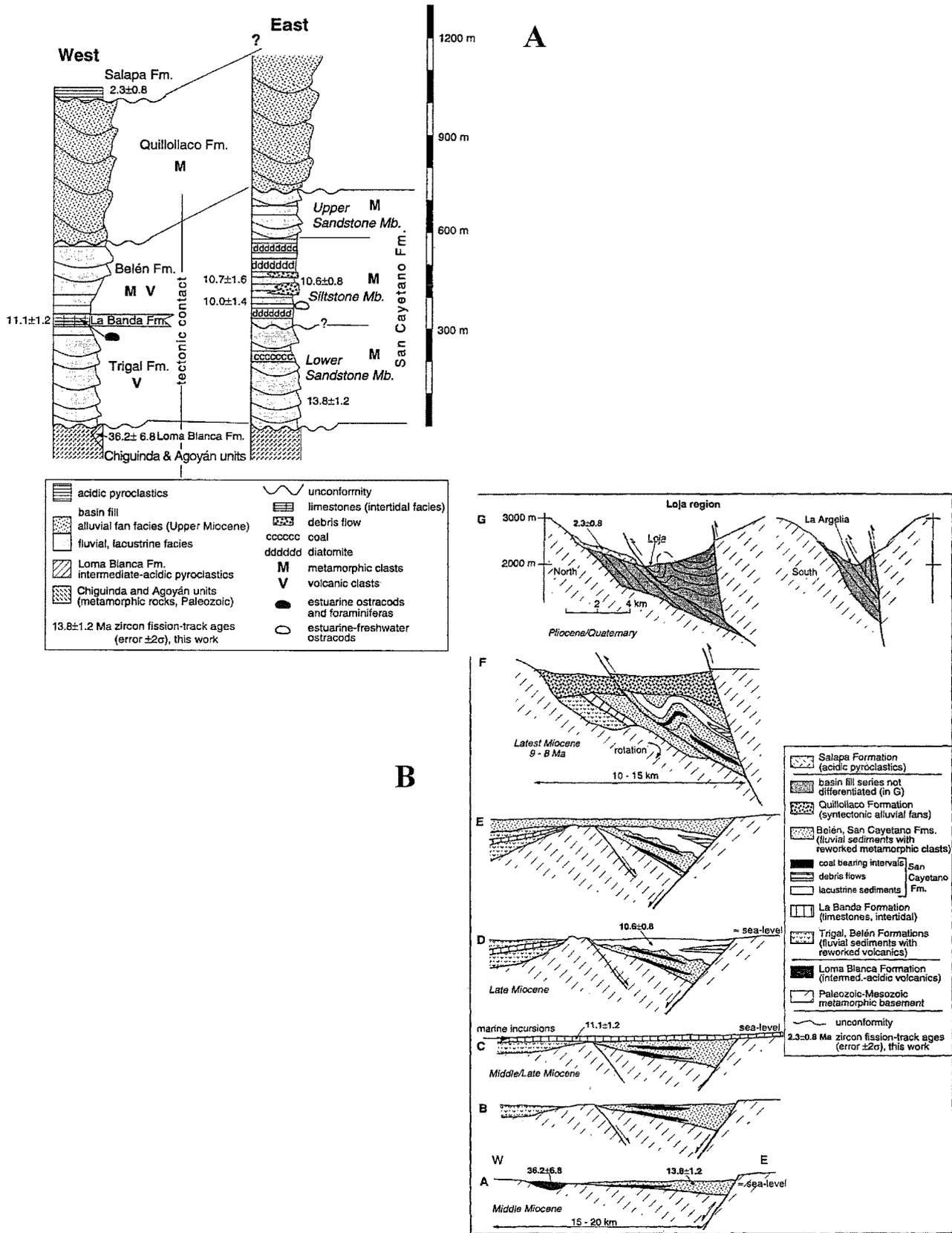
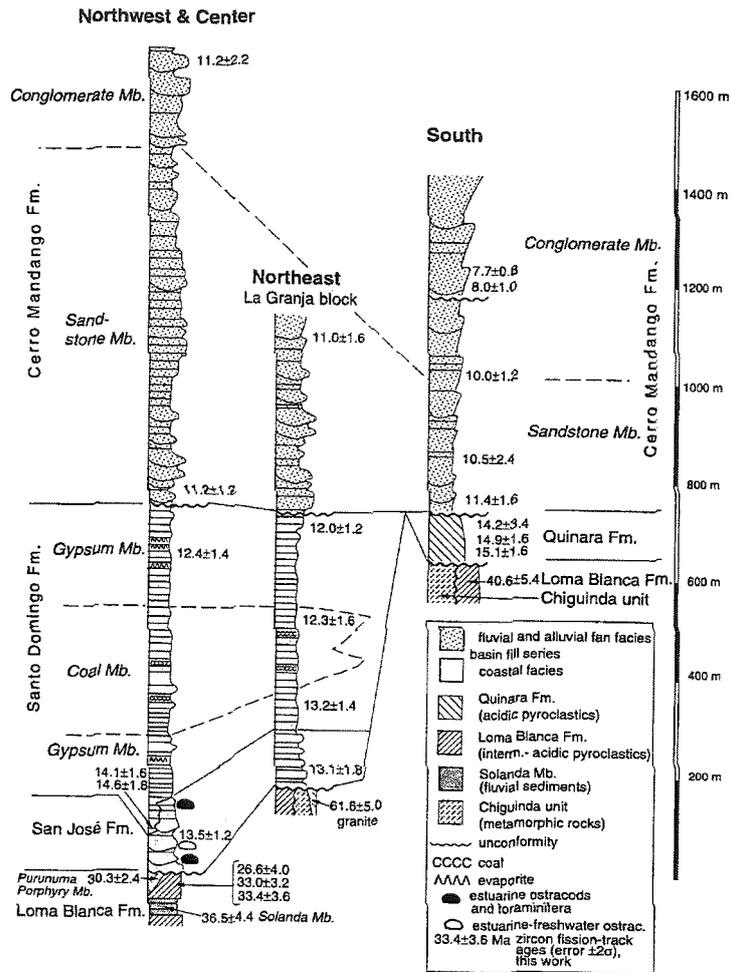


FIG. 68 — Stratigraphie (A) et évolution tectonostratigraphique (B) du bassin de Loja (d'après Hungerbühler, 1997).

A



B

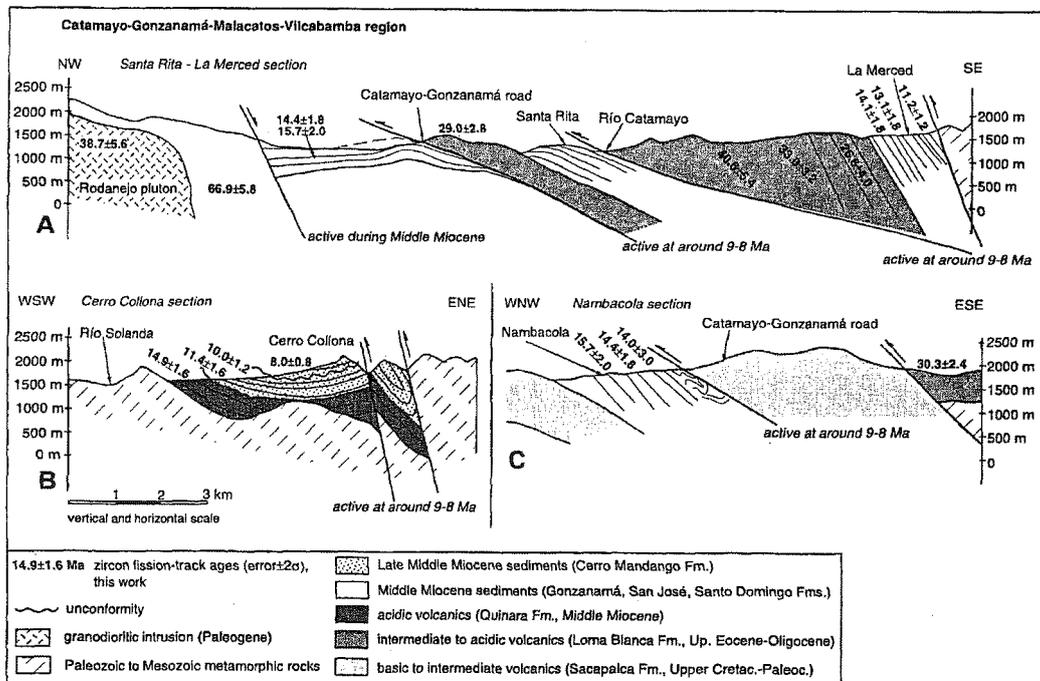


Fig. 69 — Stratigraphie (A) et coupes structurales (B) du bassin de Malacatos-Vilcabamba (d'après Hungerbühler, 1997).

La séquence basale ou terme A [Marocco *et al.*, 1995 ; Baudino, 1995] est une séquence grano-décroissante (fig. 70) constituée par des dépôts fluviatiles grésoconglomératiques passant rapidement verticalement à des dépôts lacustres argileux à faciès marécageux. Cette grano-décroissance serait liée à un éloignement des sources d'apports interprété comme la réponse sédimentaire à la subsidence du bassin. Cette dernière serait contrôlée par un système de faille N-S à NNE-SSW dans un régime tectonique décrochant à contrainte principale orientée N30°E [Lavenu et Noblet, 1989].

La séquence supérieure ou terme B [Marocco *et al.*, 1995 ; Baudino, 1995] est une séquence grano-croissante de sédiments grossiers (fig. 70). Elle débute par des turbidites et mégaturbidites déposées dans un milieu lacustre [Noblet *et al.*, 1988] surmontées de dépôts fluviaux proximaux puis de dépôts de cônes alluviaux grésoconglomératiques. Les modifications lithologiques et sédimentologiques de cette séquence traduiraient l'augmentation de l'activité tectonique compressive, affectant les bassins et les sources d'apports. Cette activité serait soulignée par des discordances progressives observées dans les dépôts de cette séquence. Elle serait liée au blocage du mouvement décrochant provoqué par la rotation horaire de la contrainte principale qui passe alors progressivement de N60°E à E-W [Noblet *et al.*, 1988 ; Marocco *et al.*, 1995, fig. 71].

Les séries sont finalement scellées par des dépôts volcaniques plio-quadernaires.

Pour Marocco *et al.* [1995] et Baudino [1995], les bassins intra-montagneux du Sud de l'Equateur s'individualiseraient donc au miocène inférieur à moyen dans un régime décrochant NNE-SSW transtensif et se fermentaient progressivement au cours du Miocène moyen à supérieur dans un régime décrochant NE-SW transpressif à compressif E-W (fig. 71).

Ces deux scenarii s'accordent sur une évolution en deux étapes des bassins intramontagneux sud équatoriens (ouverture puis fermeture), mais diffèrent notablement sur l'âge et l'environnement des premiers dépôts et sur l'âge des déformations et le régime tectonique à leur origine.

L'âge miocène de la base des séries stratigraphiques proposées par Marocco *et al.* [1995] et Baudino [1995] repose sur des macrofaunes de mollusques et de poissons, et des microfaunes d'ostracodes. Ces faunes ont été attribuées au Miocène inférieur à partir de quelques datations radiométriques, issues de publications antérieures. Les positions stratigraphiques exactes de ces dernières sont toutefois sujettes à caution en raison notamment de la confusion introduite par l'usage de dénominations de formations communes, pour des découpages stratigraphiques variables. Steinmann [1997] et Hungerbühler [1997] ont eux redéfini la stratigraphie à partir de nombreuses data-

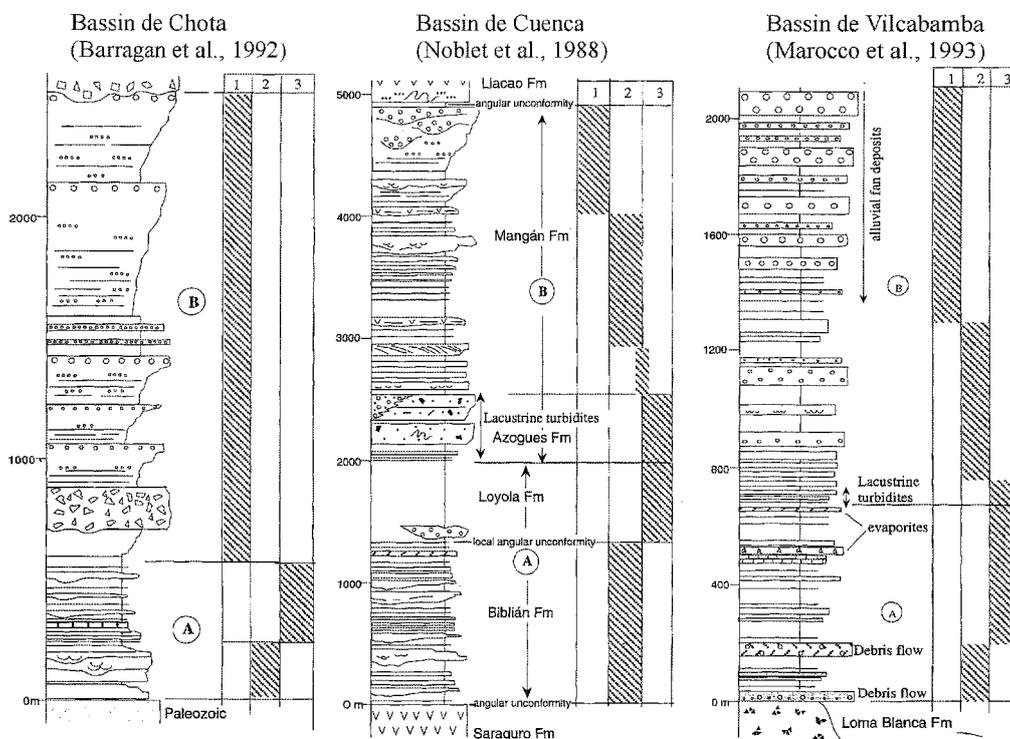


Fig. 70 — Interprétation séquentielle des sections stratigraphiques des bassins intramontagneux de Chota, Cuenca et Vilcabamba, selon Marocco *et al.* (1995).

A - Mégaséquence A ; B - Mégaséquence B.

(1) - Cône alluvial ; (2) - Dépôts fluviatils ; (3) - Dépôts lacustres.

tions par traces de fission sur zircons (respectivement au nombre de 62 et de 72). Elles restreignent sans conteste la période d'évolution de ces bassins à l'intervalle Miocène moyen (14 Ma) à Pliocène basal (5 Ma).

L'environnement de dépôt à influence marine proposé par Hungerbühler [1997] et Steinmann *et al.* [1999] repose principalement sur la présence de quelques espèces d'ostracodes dont le biotope serait saumâtre. Marocco *et al.* [1995] et Baudino [1995] signalent que toutes les espèces de mollusques, souvent endémiques, indiquent un milieu d'eaux douces. Roberts [1975] a également identifié dans le bassin de Cuenca des restes de poissons d'eaux douces. Dans l'état actuel des connaissances, l'environnement de dépôts des bassins intramontagneux doit donc être considéré comme essentiellement lacustre à continental, les indications d'un environnement marin ouvert demeurant relativement ténues. La géochimie des sols indique cependant que ces dépôts se sont mis en place à une altitude proche du niveau de la mer [Delfaud *et al.*, 1999 ; Poulenard *et al.*, 1999].

Sur le plan structural, les études de traces de fission sur apatites et la modélisation de l'histoire thermique du

bassin de Cuenca réalisées par Steinmann *et al.* [1997] confirment une inversion principale des bassins autour de 9 Ma suivie de deux épisodes d'inversion autour de 6 Ma et 3 Ma. Par ailleurs, l'évolution structurale et le régime tectonique en décrochement dextre transtensif puis transpressif de ces bassins, proposés par Marocco *et al.* [1995] et Baudino [1995], sont confortés par les études microtectoniques de Noblet *et al.* [1988], Lavenu *et al.* [1995] et Ego [1995]. Ils sont de plus compatibles avec la structure et l'évolution des Andes équatoriennes connues plus au Nord dans les bassins de la vallée interandine et du Chota. Ces derniers sont en effet également caractérisés par une tectonique de décrochements dextres orientés NE-SW, dont le jeu initial en transtension devient transpressif au cours du Miocène supérieur.

Il semble donc relativement plausible d'envisager une ouverture des bassins intramontagneux en domaine continental dans un régime tectonique transtensif le long de décrochement dextre NE-SW à NNE-SSW au cours du Miocène moyen à supérieur (16-14 Ma à 9 Ma), et leur fermeture et inversion dans un contexte transpressif à compressif E-W au cours du Miocène supérieur terminal (9 Ma à 5 Ma).

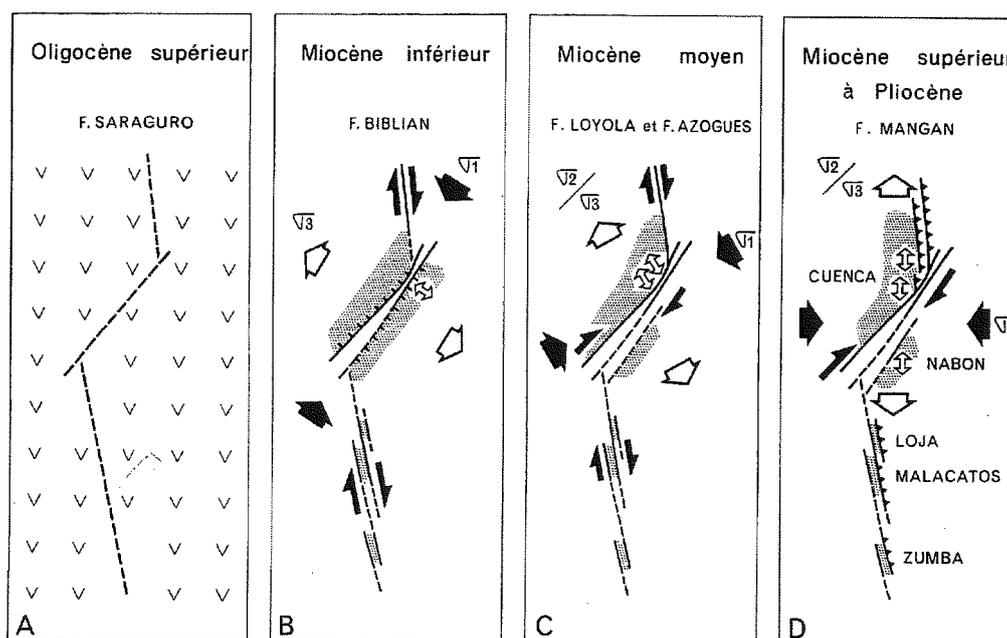


Fig. 71 — Evolution géodynamique des bassins néogène intramontagneux du Sud de l'Équateur selon Noblet *et al.* (1988) et Marocco *et al.* (1995).

A - Localisation de failles héritées.

B - Premier événement tectonique synsédimentaire à compression N30°E.

C - Second événement tectonique synsédimentaire à compression N60°E.

D - Troisième événement tectonique synsédimentaire à compression E-W.

Les pointillés représentent les dépôts synchrones de la déformation.

2. – LE BASSIN NÉOGÈNE AMAZONIEN D'ÉQUATEUR OU BASSIN ORIENTE

Le bassin amazonien d'Équateur ou *Bassin Oriente* s'étend à l'Est de la Cordillère Orientale des Andes d'Équateur. Son remplissage sédimentaire Néogène a fait l'objet d'un travail de synthèse dans le cadre de la convention de coopération entre l'IRD et la compagnie pétrolière nationale équatorienne PETROPRODUCCION [Rosero, 1999 ; Christophoul, 1999]. Nous en reprendrons ici les principales observations stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques, puis nous présenterons et discuterons le résultat des calculs de masse que nous avons effectués. Nous concluons par un modèle d'évolution du bassin au cours du Néogène.

2.1. Evolution tectono-stratigraphique néogène du Bassin Oriente

Rosero [1999] a distingué 5 séquences de dépôt dans le Néogène du bassin Oriente qui repose en discordance érosive sur la formation argilo-silteuse Oligocène Chalcana (fig. 72).

Les deux premières séquences néogènes (N1 et N2) d'âge miocène correspondent à la formation Arajuno [Tschopp, 1945 et 1953]. Elles forment deux séquences grano- et strato-croissantes, formées de séquences d'ordre inférieur grano-décroissantes. Ces dernières débutent par des niveaux centimétriques micro-conglomératiques surmontés de grès micacés gris verdâtre à jaune orangé, qui passent à des limons gris violet et des argiles gris vert à noir. Les chenaux érosifs et les stratifications croisées y sont fréquentes. Selon Rosero [1999], l'organisation en séquences décroissantes serait liée à la migration latérale des barres et chenaux dans un système de rivières peu profondes suivant les modèles de Miall [1978]. Ces séquences se seraient ainsi déposées dans un environnement fluvial de rivières en tresses présentant localement des faciès progradants de rivières en méandres. Rosero [1999] assigne un âge Miocène inférieur à la séquence N1 et Miocène inférieur à moyen à la séquence N2 qui repose en discordance érosive sur la précédente et présenterait un faciès plus grossier.

La séquence N3 surmonte en discordance érosive la séquence N2. Elle correspond à la formation Curaray et à son équivalent latéral occidental la formation Chambira [Tschopp, 1945 et 1953 ; Rosero, 1999].

La formation Curaray est composée de strates limoneuses et argileuses, de couleur gris bleu à gris vert, intercalées de strates gréseuses contenant d'abondantes paléoracines enrobées de concrétions ferrugineuses. Elle con-

tient localement de nombreux niveaux charbonneux. Sa microfaune indique un âge miocène supérieur [Baldock, 1982] et un environnement de dépôt margino-littoral, palustre à lacustre.

La formation Chambira est constituée de séquences grano-croissantes de conglomérats fluviaux fins à grossiers de composition volcanoclastique qui présentent de fréquentes concrétions ferrugineuses. Tschopp [1953] lui a attribué un âge miocène supérieur de par sa position stratigraphique. L'équivalence stratigraphique de cette formation avec la formation Curaray mis en évidence par un passage latéral de faciès observé au Rio Curaray (X=0222138 ; Y=985830 ; Rosero, 1999) confirme cet âge. Le sommet de la séquence N3 est marqué par une discordance érosive nettement observable sur les sections sismiques.

Dans la partie la plus occidentale du bassin, comprise entre le piedmont de la cordillère andine à l'Ouest et le front de chevauchement sub-andin à l'Est, des dépôts plio-quadernaires d'extension très limitée, sont contemporains de l'ultime phase transpressive reconnue dans le bassin Oriente d'Équateur [Baby *et al.*, 1999] et constituent les séquences N4 et N5 de Rosero [1999].

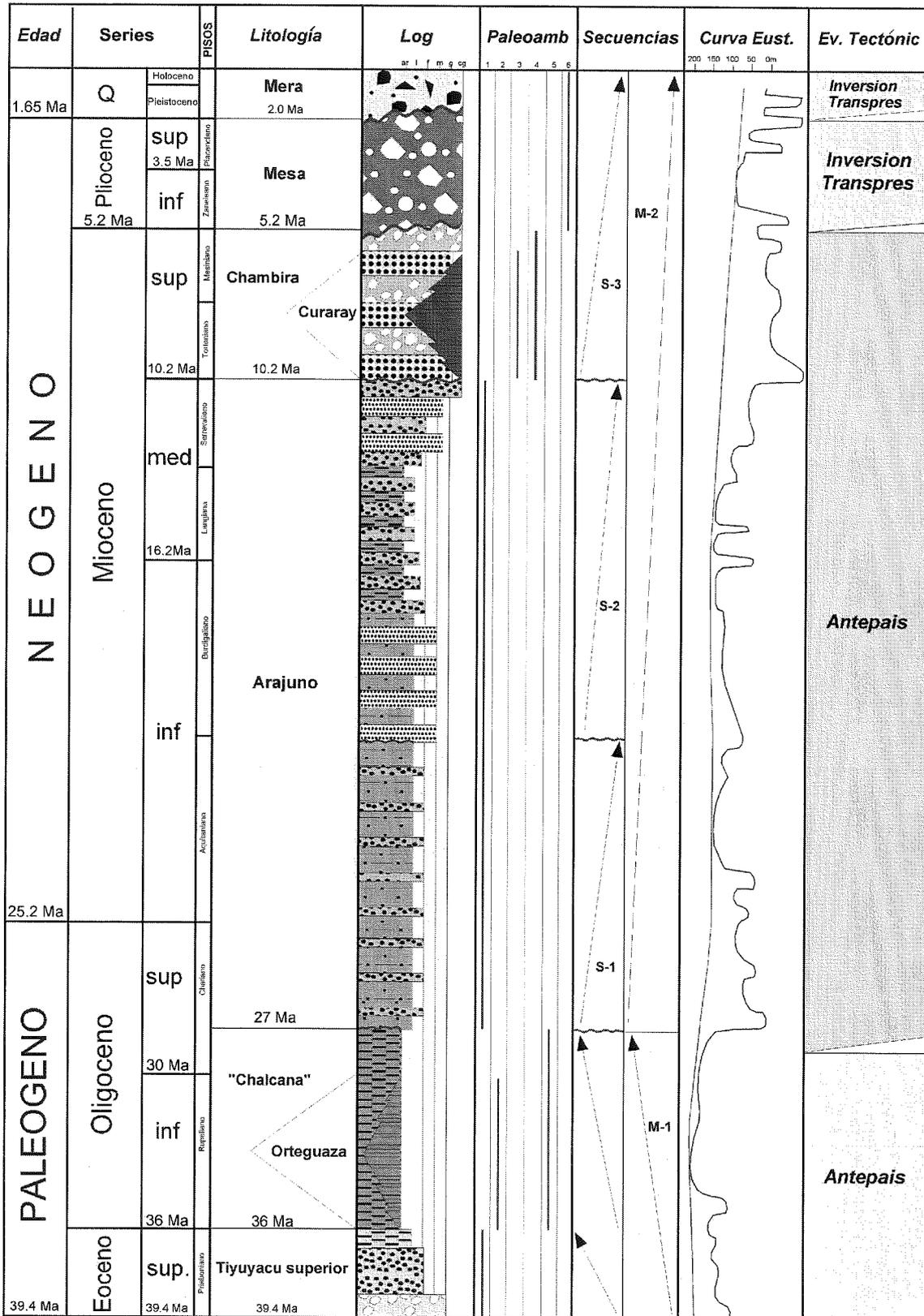
La séquence N4 correspond ainsi aux terrasses alluviales fortement disséquées et failleées de la formation Mesa. Elles sont constituées de dépôts fluviaux volcanoclastiques de granulométrie moyenne à grossière et à paléo-courants portant à l'ESE.

La séquence N5 correspond aux dépôts des terrasses alluviales de la formation Mera, composées de grès tufacés et d'argiles. Sa dissection et sa fracturation moins importantes que pour la formation Mesa ainsi que sa position topographique inférieure, indiquent que son âge est plus récent et qu'elle post-date la dernière phase de déformation andine [Baldock, 1982]. Sa mise en place date très probablement du Quaternaire.

2.2. Bilans de masse du Bassin Oriente :

2.2.1. Méthodologie

Nous avons utilisé la base de données constituée par la profondeur des toits et bases des formations néogènes rencontrées dans les forages du Bassin Oriente. Nous l'avons complétée en calant les séquences sismiques correspondant aux séquences néogènes N1 N2 et N3 sur les forages disponibles, afin de construire des cartes d'isopaques de ces différentes séquences (fig. 73). Nous avons alors utilisé ces cartes pour déterminer la masse déposée dans le bassin pour chacune de ces séquences en utilisant la formule de Métivier (cf. chap. 3 §1).



Paleoambientes: 1. fluvial 2. marino somero 3. lacustre-estuarino 4. abanico aluvial 5. llanura de inundación 6. abanico de piedemonte

Fig. 72 — Colonne stratigraphique généralisée du néogène de l'Orient équatorien [d'après Rosero, 1999]

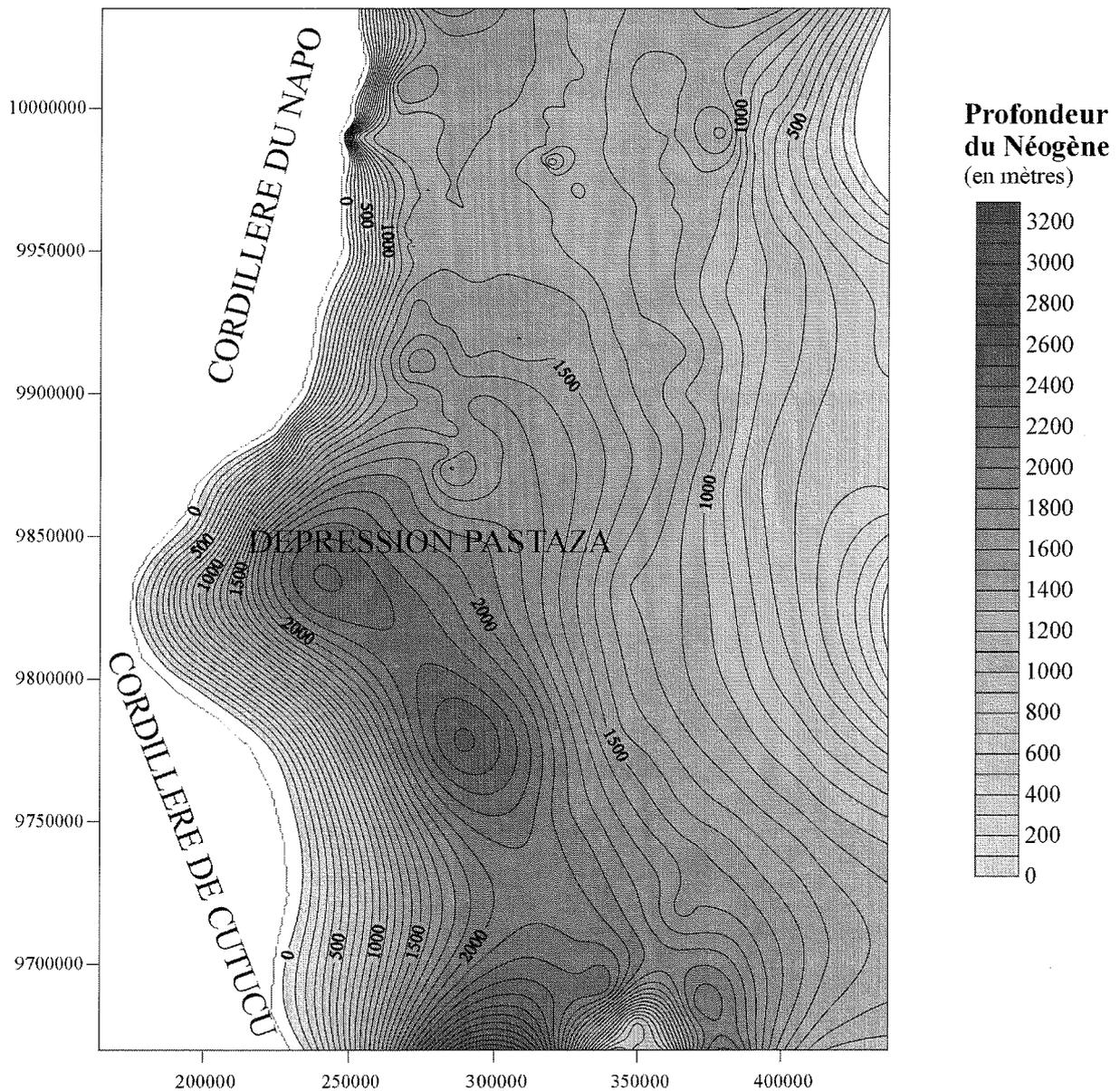


FIG. 73 — Carte des isopaches des dépôts néogènes de l'Oriente équatorien (Coordonnées UTM, en mètres).

2.2.2. Résultats et implications

Nous avons obtenu les résultats suivants :

Séquences	Période considérée	Masse déposée (t)	Accumulation (t/Ma)	Taux d'accumulation (t/Ma/m ²)
N4 N5	5,2 à l'actuel	0	0	0
N3	10,2 Ma à 5,2 Ma	$2,22 \cdot 10^{+13}$	$4,44 \cdot 10^{+12}$	143
N2	20 Ma à 10,2 Ma	$7,20 \cdot 10^{+13}$	$7,34 \cdot 10^{+12}$	111
N1	26 Ma à 20 Ma	$8,10 \cdot 10^{+13}$	$1,35 \cdot 10^{+13}$	176

Il convient de signaler que les taux ainsi déterminés restent très hypothétiques. En effet, la fiabilité de l'âge des séquences déterminées par Rosero est faible en raison du nombre restreint de datations.

Il apparaît néanmoins que l'accumulation de masse sédimentaire diminue en valeur absolue tout au long du Néogène dans le bassin amazonien d'Equateur. Les séquences N4 et N5 sont même complètement absentes du bassin. Cette absence résulte soit de l'érosion de ces formations, soit plus probablement de leur non dépôt. Dans les deux cas, elle doit être liée directement à la crise tectonique majeure du Pliocène reconnue dans les structures de l'Oriente [Baby *et al.*, 1999]. Cette crise caractérise l'accélération de la surrection de la chaîne andine. Elle provoque le soulèvement du bassin de l'Oriente et la mise en place définitive du système de drainage du bassin versant amazonien [Hoorn, 1993 et 1994 ; Hoorn *et al.* 1995 ; Baby *et al.*, 1999].

ANNEXE III : The High Amazonien Basin : tectonic control and mass balance

2.3. Modèle d'évolution du Bassin Oriente au cours du Néogène

Christophoul [1999] a étudié les relations entre tectonique et sédimentation du bassin Oriente du Mésozoïque à l'Actuel, et a déterminé une évolution de type « retroforeland » [DeCelles et Giles, 1996] depuis le Crétacé supérieur. Selon Baby *et al.* [1999], le bassin Oriente est affecté au cours du Cénozoïque par deux importantes crises tectoniques caractérisées par une transpression dextre le long de failles orientées NNE-SSW. Elles sont datées de l'Eocène inférieur et du Plio-Pléistocène et traditionnellement appelées phases Inca et Quechua [Steinmann, 1929 ; Mégard, 1984 ; Sébrier *et al.*, 1988].

La série néogène débute après le hiatus sédimentaire de l'Oligocène supérieur lié à une régression eustatique. Elle s'organise en séquence grano- et strato- croissantes d'environnement continental typiques d'un bassin d'avant-pays (Formation Arajuno, séquences N1 et N2).

A la fin du Miocène moyen et au début du Miocène supérieur (≈ 10 Ma) débute la surrection des cordillères. Une nouvelle séquence de comblement se met alors en place dans le bassin Oriente, matérialisée par les dépôts des formations Chambira et Curaray (séquence N3). Elle traduit la réponse flexurale du bassin *Oriente* au début de la surrection de la chaîne andine.

La phase tectonique néogène majeure du Plio-Pléistocène provoque l'inversion des structures héritées et finalement le soulèvement du bassin. Les dépôts syntectoniques des formations Mesa (séquence N4) et Méra (séquence N5) se mettent en place localement, dans le piedmont de la chaîne andine.

3. – CORRÉLATIONS ENTRE LES DIFFÉRENTS BASSINS NÉOGÈNES

Nous avons représenté sur la figure 74 les différentes formations néogènes et discordances ou hiatus sédimentaires observés dans les différents bassins sédimentaires des trois domaines morphostructuraux de l'Equateur. La figure 75 présente leur évolution tectono-sédimentaire synthétique.

Du Miocène inférieur basal au Miocène moyen inférieur les bassins de Manabi et de Progreso se développent dans la région avant-arc équatorienne (séquences M1 et M2, formations Zapotal, Dos Bocas, Villingota, Subibaja, Tosagua et Viche). Durant la même période, Le domaine intramontagneux est le siège d'un volcanisme important [Formations Saraguro, Jacapa et Santa Isabel ; Hungerbühler, 1997]. Dans le bassin amazonien, bien que les données stratigraphiques soient insuffisantes pour préciser l'âge du début du bassin d'avant-pays, la Formation continentale Arajuno se met en place probablement à partir du Miocène inférieur.

A partir du Miocène moyen supérieur et jusqu'au Pliocène (14 Ma à 5-6 Ma), des dépôts plus grossiers se mettent en place sur le domaine avant-arc (Séquence M3 ; Formations Progreso, Púna, Angostura et Onzole). Ils caractérisent un environnement moins profond et proviennent de l'érosion de la chaîne andine. Ils comblent progressivement les bassins de Progreso et de Manabi. Dans le même temps, des dépôts sédimentaires se développent dans les bassins intramontagneux. Les premiers dépôts se mettent en place dans un contexte décrochant transtensif dextre, et ont leurs sources dans la Cordillère Orientale [Steinmann, 1997 ; Hungerbühler, 1997].

Autour de 9 à 10 Ma, les bassins intramontagneux subissent une inversion structurale et se ferment progressivement en régime décrochant transpressif dextre. Les dépôts enregistrent alors l'apparition de nouvelles sources situées à l'Ouest des bassins, qui indiquent le soulèvement de la Cordillère Occidentale [Steinmann, 1997 ; Hungerbühler, 1997 ; Steinmann *et al.* 1999]. Ils sont également alimentés par des niveaux plus anciens exhumés dans la Cordillère Orientale [Steinmann, 1997]. L'accélération de la tectonique et le soulèvement des cordillères, qui se produit autour 10 à 11 Ma, se marquent dans le bassin amazonien par un changement brutal de sédimentation. Des dépôts proximaux conglomératiques se développent dans le piedmont de la chaîne [Formation Chambira ; Rosero, 1999]. Plus à l'Est, des dépôts lacustres à marin se mettent en place en période de bas niveau eustatique et traduisent la réponse flexurale du bassin d'avant-pays à la surrection de la chaîne [Formation Curaray ; Rosero, 1999].

Le Pliocène marque le début de l'épisode orogénique majeur des Andes, qui se continue jusqu'à nos jours. Dans l'avant-arc, le soulèvement tectonique affectant les bassins centraux de Manabi et Progreso conduit à leur émer-

Fig. 74 — Corrélation des formations néogènes des différents bassins sédimentaires d'Équateur.

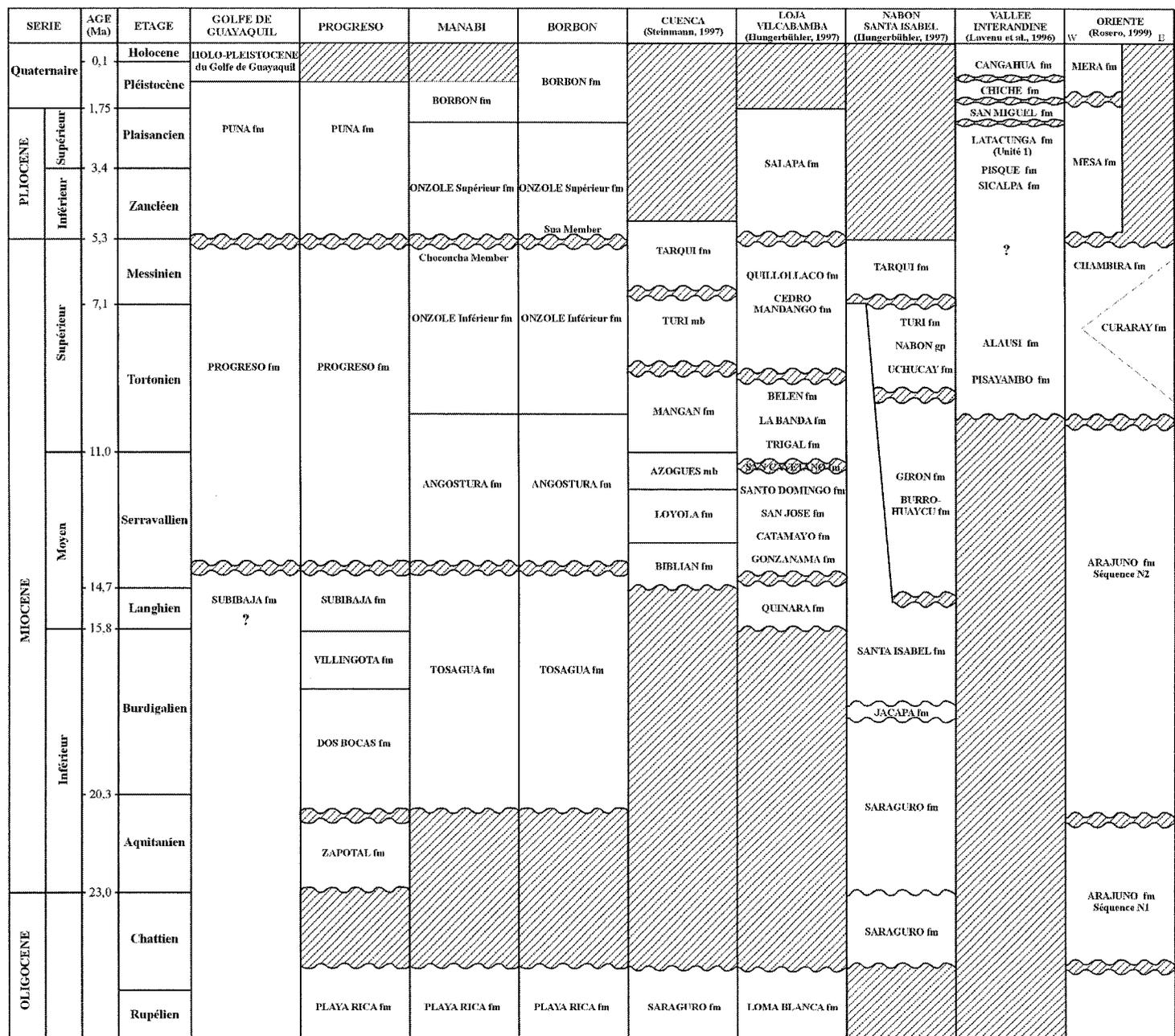
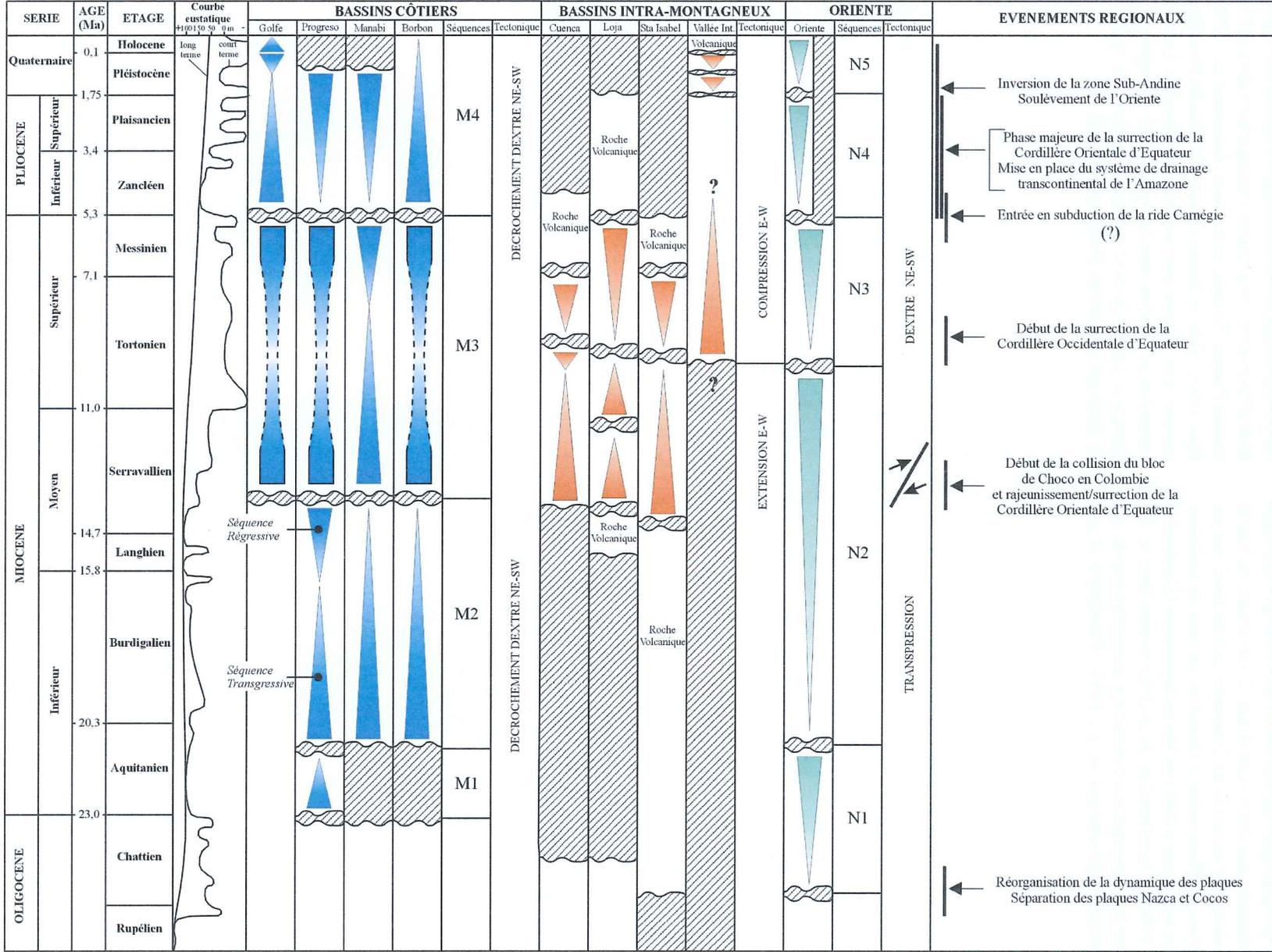


Fig. 75 — Comparaison des évolutions tectono-sédimentaires des principaux bassins sédimentaires néogènes d'Équateur.



sion au cours du Pléistocène inférieur (séquence M4 ; Formation Púna et Borbon). A la même époque, les bassins périphériques de Borbon et du Golfe de Guayaquil connaissent une forte subsidence. L'ouverture du bassin « pull-apart » du Golfe de Guayaquil atteint ainsi son paroxysme au Pléistocène inférieur où les taux de sédimentation culminent à 8600 m/Ma au dépicentre [Deniaud *et al.*, 1999]. L'accélération de la déformation dans le domaine intramontagneux conduit à la surrection rapide des cordillères [Steinmann *et al.*, 1997 ; Poulénard *et al.*,

1999]. L'érosion devient dominante dans les bassins intramontagneux, à l'exception de la vallée interandine où le remplissage volcanoclastique enregistre une importante déformation compressive à transpressive dextre [Formation Pisque, Sicalpa, Latacunga ; Lavenu *et al.*, 1996 ; Ego, 1995]. Dans le bassin *Oriente*, les dépôts Plio-Quaternaire sont absents par non dépôt ou érosion. La zone subandine se soulève dans les cordillères du Napo et de Cutucu et permet la mise en place définitive du système de drainage amazonien [Baby *et al.* 1999].

CHAPITRE 5

CRISES TECTONIQUES ET GEODYNAMIQUE NEOGENES

La subduction de la plaque Nazca sous le continent sud-américain a été communément admise comme le moteur de l'évolution géodynamique de la cordillère andine. L'évolution de cette subduction au cours du Néogène a donc joué un rôle de premier ordre dans l'histoire géodynamique de l'Equateur. Cette histoire néogène a été enregistrée dans tous les domaines tectono-sédimentaires d'Equateur.

Nous nous proposons donc dans ce chapitre de caractériser les crises tectoniques à partir de leur enregistrement dans les bassins d'avant-arc, les bassins intramontagneux et le bassin *Oriente*. Nous nous appuyons pour cela sur les enregistrements tectono-sédimentaires présents dans les différents domaines et les évolutions que nous avons pu mettre en évidence dans les chapitres précédents. Nous envisagerons alors les mécanismes géodynamiques liés à la subduction de la plaque Nazca pouvant expliquer les crises observées. Finalement nous proposerons une reconstitution de l'évolution néogène de la chaîne andine d'Equateur, quantifiée par des bilans de masse étendus à l'échelle de l'orogène équatorien.

1. – L'ENREGISTREMENT DES CRISES TECTONIQUES DANS LES DIFFÉRENTS DOMAINES

1.1. Caractérisation des crises tectoniques dans les différents domaines orogéniques

1.1.1. Caractéristiques tectono-sédimentaire des crises tectoniques

Les crises tectoniques se caractérisent par des déformations et/ou des modifications importantes de l'enregistrement sédimentaire. Leurs expressions sont fonction du contexte structural et seront donc différentes suivant le domaine orogénique considéré.

Dans les bassins de l'avant-arc la déformation est généralement peu intense, sauf dans les contextes structuraux particuliers. Les crises tectoniques sont donc caractérisées essentiellement par des érosions, des variations drastiques des caractéristiques de la sédimentation (nature, faciès, granulométrie) et des modifications de l'accumulation de masse sédimentaire.

Dans les bassins intramontagneux, la déformation est intense. Les crises tectoniques s'y caractérisent par des discordances angulaires, des érosions et des modifications de la granulométrie et de la provenance du matériel sédimentaire qui sont liées à la proximité des zones sources en surrection.

Dans le bassin *Oriente*, les crises tectoniques se caractérisent par des déformations importantes réactivant les structures héritées, par des surfaces d'érosion régionale et par des variations de l'accumulation de masse sédimentaire.

1.1.2. Influence de l'Eustatisme

Dans les domaines où la déformation est peu intense comme dans la région avant-arc et dans la partie orientale du bassin amazonien, la réponse sédimentaire aux crises tectoniques (surface d'érosion, modification des faciès sédimentaires) est similaire à celle provoquée par les crises eustatiques. Seule l'absence de mouvements verticaux d'origine tectonique, si elle est corrélée à des variations importantes du niveau marin à l'aide de chartes [Haq *et al.*, 1988], peut indiquer l'influence de variations eustatiques.

1.2. Chronologie des crises tectoniques majeures en Equateur

Les évolutions tectono-sédimentaires des différents domaines de la chaîne andine d'Equateur, caractérisées dans les chapitres précédents, permettent de proposer une chronologie des crises tectoniques en Equateur.

1.2.2. Les crises tectoniques dans l'avant-arc

L'évolution des bassins d'avant-arc que nous avons caractérisée au chapitre 3, permet de distinguer 3 crises tectoniques.

La première est datée de 21 à 23 Ma et correspond à l'ouverture du bassin de Progreso et à l'initiation des bassins néogènes côtiers d'Equateur. Elle se conjugue avec les effets de la transgression eustatique du Néogène basal.

La seconde crise se développe entre 14 et 12 Ma. Elle est caractérisée par une érosion et/ou un hiatus sédimentaire, et suivie de l'apparition sur l'ensemble de l'avant-arc d'une sédimentation à granulométrie plus grossière et d'un environnement de dépôts moins profond.

La troisième crise débute à la limite Miocène-Pliocène autour de 5,3 Ma et se poursuit jusqu'à aujourd'hui. Dans les bassins centraux de l'avant-arc (Manabi et Progreso) elle se caractérise par l'émersion progressive au cours du Pliocène puis par leur érosion à partir du Pléistocène. Dans les bassins septentrionaux (Partie nord orientale du bassin de Borbon) et méridionaux (bassin du Golfe de Guayaquil), elle se marque par une importante subsidence et des apports sédimentaires élevés qui enregistrent une importante tectonique synsédimentaire.

1.2.3. Les crises tectoniques dans les bassins intramontagneux

L'évolution des bassins intramontagneux présentée au chapitre 4 se divise en deux étapes qui permettent de mettre en évidence trois crises tectono-sédimentaire.

La première correspond à l'initiation de ces bassins autour de 14 Ma. En effet, un hiatus sédimentaire important couvre la période du Miocène inférieur au Miocène moyen. Seuls quelques dépôts volcaniques sont rapportés à cet âge. Le développement de dépôts sédimentaire à partir de 14 Ma doit donc correspondre à une modification structurale permettant l'ouverture des bassins intramontagneux.

La deuxième crise tectonique est datée autour 9-10 Ma. Elle correspond à la phase de déformation majeure des bassins intramontagneux du Sud de l'Equateur. Elle se caractérise par des plis et chevauchements et le dépôt en discordance angulaire de sédiments continentaux plus grossiers. Elle correspond également plus au Nord au début de la surrection de la cordillère occidentale et à l'indivualisation topographique de la vallée interandine.

La troisième crise débute durant le Pliocène et se poursuit jusqu'à l'actuel. Elle se caractérise par l'entrée en érosion des bassins intramontagneux et localement par le dépôt de coulées volcaniques issues de l'arc quaternaire.

1.2.4. Les crises tectoniques dans le bassin Oriente

L'évolution tectono-sédimentaire de l'*Oriente* équatorien est marquée par une crise tectonique majeure qui débute à la limite Miocène Pliocène et se poursuit actuellement. Elle se caractérise par l'inversion des structures héritées, l'absence quasi générale de dépôts et le soulèvement progressif de l'ensemble du bassin qui permet la mise en place du système de drainage amazonien actuel (cf. Chap. 4).

Par ailleurs, nous interprétons les dépôts marins du Miocène supérieur (formation Curaray) qui se mettent en place en période de bas niveau eustatique, comme la réponse flexurale du bassin d'avant-pays équatorien, qui suit le début de la surrection des cordillères d'Equateur.

1.2.5. Les crises tectoniques à l'échelle de la chaîne andine équatorienne

En considérant les crises tectoniques observées dans les différents domaines, l'évolution tectono-sédimentaire néogène de la chaîne andine d'Equateur peut être divisée en quatre périodes séparées ou marquées par des crises tectoniques majeures qui intéressent l'ensemble ou une partie de la chaîne (fig. 75).

La première période débute avec l'ouverture des bassins néogènes côtiers au Miocène basal (23-21 Ma) et s'étend jusqu'à l'ouverture des bassins intramontagneux au Miocène moyen supérieur (14 Ma). Elle correspond au développement des bassins néogènes centraux de l'avant-arc (Progreso et Manabi), à une période de non dépôt sédimentaire dans le domaine intramontagneux et au développement d'une épaisse série d'avant-pays dans le bassin *Oriente*.

La deuxième période débute avec l'ouverture en transtension des bassins intramontagneux au Miocène moyen supérieur (14 Ma) et s'étend jusqu'à leur inversion autour de 9-10 Ma. Elle correspond au début de l'activité tectonique de la chaîne andine et à l'apparition d'une sédimentation gréseuse d'environnement marin peu profond dans les bassins côtiers.

La troisième période débute autour de 10 Ma. Le début de l'activité tectonique transpressive provoque l'inversion des bassins intramontagneux. La surrection de la chaîne andine se caractériserait par une subsidence flexurale du bassin *Oriente*.

La quatrième période débute à la limite Miocène-Pliocène (5,3 Ma) et se poursuit actuellement. Elle correspond à la phase orogénique majeure en Equateur durant le Néogène. Les cordillères et les bassins intramontagneux en surrection sont soumis à une intense érosion. Le bassin *Oriente* connaît une absence de dépôts tandis que ses structures sont inversées. La zone subandine se soulève per-

mettant la mise en place du système de drainage amazonien actuel. Dans la région côtière les dépôts sont limités aux bassins de Borbón et du Golfe de Guayaquil. Dans ce dernier la forte subsidence s'accompagne d'une intense activité tectonique.

2. – INFLUENCE DU RÉGIME DE LA SUBDUCTION SUR LA STRUCTURE ET L'ÉVOLUTION NÉOGÈNE

2.1. Structure de l'avant-arc et obliquité de la subduction

Notre cartographie structurale des bassins néogènes avant-arc d'Equateur montre que leur évolution est liée à l'existence de grands décrochements qui structurent la région côtière au moins depuis le Paléogène (fig. 76). Le bassin de Manabi constitue ainsi un bassin sur décrochement localisé sur une zone de relais entre les systèmes dextres NE-SW de Jipijapa et de Jama-Quinde (fig. 76). Plus au Sud, les bassins de Progreso, Jambeli et du Golfe de Guayaquil (s.s.) sont directement liés au jeu décrochant dextre de l'accident majeur orienté N20-N50 qui constitue la zone de failles Dolores-Guayaquil (fig. 76). L'existence de ces grands décrochements en domaine d'avant-arc est à associer au phénomène de partition des déplacements, dans un contexte de convergence oblique de la subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud américaine [Fitch, 1972 ; Jarrard, 1986 ; Mc Cafrey, 1992]. Ego [1995] a notamment proposé que le déplacement normal à la côte équatorienne soit accommodé par la subduction, et que le déplacement tangentiel soit pris en charge par le biais d'un système décrochant, constitué par la zone de failles Dolores Guayaquil (Púna-Pallatanga), le bord occidental de la vallée interandine et le système de failles Cauca-Patia-Romeral en Colombie. La région côtière de l'avant-arc équatorien et colombien formerait ainsi un fragment (le Bloc Nord-Andin) expulsé vers le Nord entre la zone de subduction à l'Ouest et le système décrochant accommodant l'obliquité de la subduction à l'Est.

Au vu de la structure de l'avant-arc mise en évidence dans cette étude, il semble que la région côtière équatorienne ne constitue pas un bloc homogène mais un ensemble de fragments, structurés par au moins deux grands systèmes décrochants : le système Dolores-Guayaquil (Púna-Pallatanga) et le système Jipijapa-Jama-Quinde. La localisation de ces décrochements apparaît contrôlée par l'héritage structural issu des différentes phases d'accrétion Crétacé-Paléogène. Le système Dolores-Guayaquil s'exprime ainsi le long de la paléo-suture des terrains d'affinité océanique à la paléo-marge sud américaine. Cette paléo-suture constituerait une zone de faiblesse d'échelle lithosphérique.

L'obliquité de la subduction est également une constante au cours du Néogène [Pilger, 1984 ; Pardo-Casas et

Molnar, 1987 ; Daly, 1988]. Elle fut encore plus élevée au cours du Paléogène. L'accommodation de la composante tangentielle de la subduction par le jeu de grands décrochements obliques à la fosse a donc perduré tout au long du Cénozoïque [Pecora *et al.*, 1999].

2.2. Régime de la subduction et crises tectoniques

Nous avons pu caractériser quatre périodes dans l'évolution néogène de l'Equateur séparées ou marquées par d'importantes crises tectoniques. Il convient de s'interroger sur les événements géodynamiques pouvant être à l'origine de ces crises.

2.2.1. Le développement des bassins néogènes avant-arc au Miocène Inférieur

Le premier événement néogène se produit au Miocène inférieur. Il correspond au hiatus et à la discordance érosive de L'oligocène supérieur - Miocène basal, et à l'apparition des premiers dépôts néogènes dans les bassins côtiers de Manabi et de Progreso.

Cet événement suit la réorganisation majeure de la géodynamique des plaques qui constitue la rupture de la plaque Farallon en plaques Cocos et Nazca vers 26-27 Ma (cf. Chap. 1). La direction de la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud est alors modifiée. L'obliquité entre la direction de convergence et la fosse équatorienne diminue mais reste importante ($\geq 30^\circ$).

Aucune activité tectonique d'envergure n'est connue à cette époque dans la chaîne andine d'Equateur ou dans le bassin d'avant-pays. L'ouverture du bassin de Progreso, marquée par l'activité des failles La Cruz et Carrizal, est donc associée à la partition des déplacements due à l'obliquité de la subduction. Elle résulte du mouvement vers le Nord du bloc côtier Nord Andin dont le bassin Progreso constitue alors la terminaison méridionale. La dynamique en décrochement du bassin de Manabi n'apparaît également pas sensiblement modifiée. La discordance érosive et le hiatus de l'Oligocène supérieur - Miocène basal sont principalement liés au contexte de bas niveau eustatique de la période.

2.2.2. La crise du Miocène moyen terminal - Miocène supérieur (12-14 Ma ?)

La crise du Miocène moyen terminal se caractérise par l'apparition en discordance érosive dans les bassins d'avant-arc de dépôts grossiers mis en place dans un environnement de plus faible profondeur d'eau. L'accumulation sédimentaire diminue alors dans les bassins côtiers de Manabi et Progreso et devient maximale dans le bassin de Jambeli. Elle correspond au début de l'activité tectono-sédimentaire des bassins intramontagneux.

Ces évolutions apparaissent contemporaines d'une réorganisation du système de subduction colombo-équa-

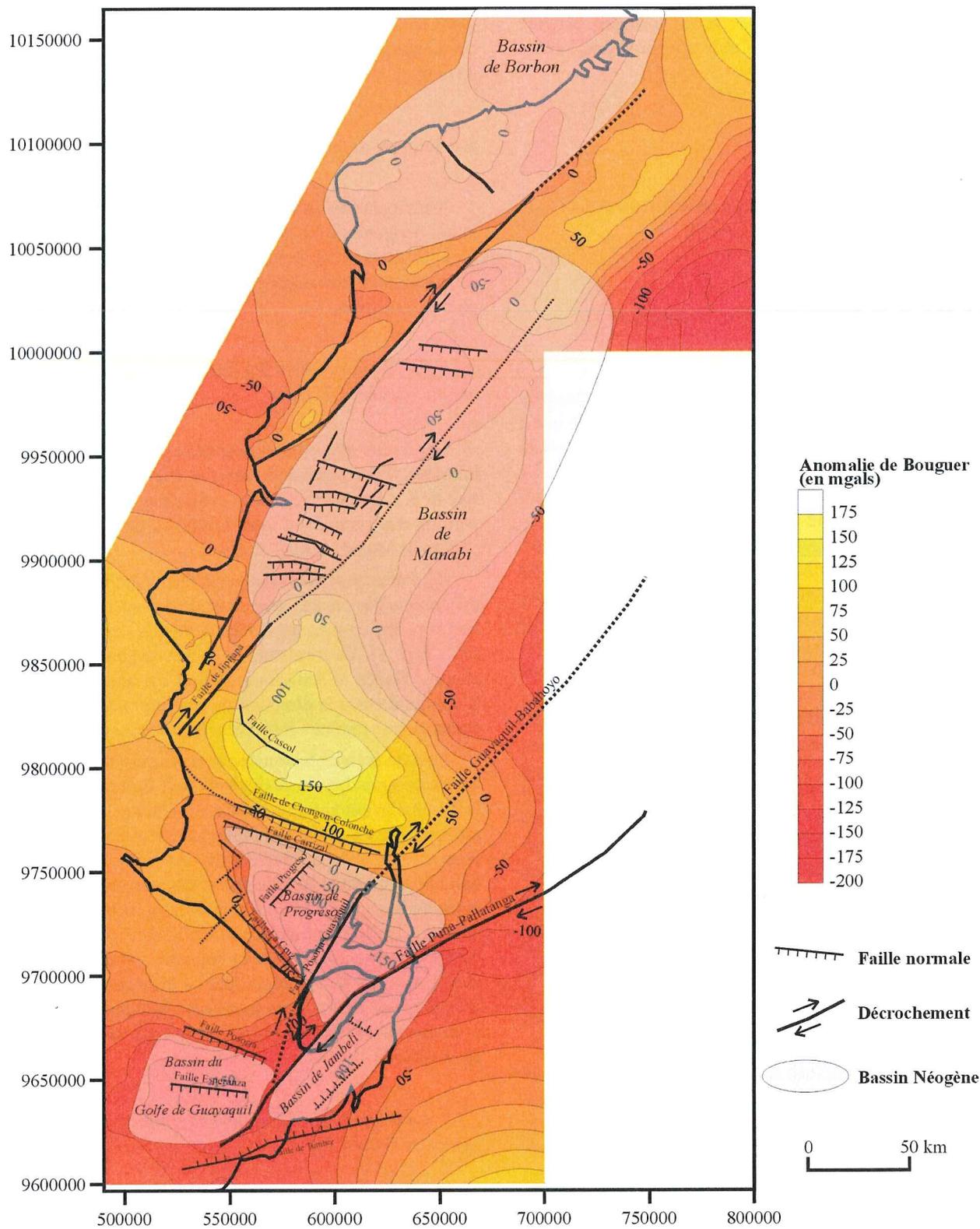


Fig. 76 — Carte structurale de l'avant-arc équatorial et anomalies de Bouguer (Anomalies de Bouguer modifiées de Trout & Pham, in Marksteiner & Aleman, 1991 ; Coordonnées UTM, en mètres).

torien. A cette époque, la cessation d'activité de la dorsale Galapagos à l'Est de la fracture du Panama conduit en effet au rattachement de la partie située à l'Est de cette fracture à la plaque Nazca [Page, 1986]. Cette nouvelle partie de la plaque Nazca passe alors d'un mouvement vers le NE, à un mouvement vers l'ENE. Les cordillères colombiennes commencent alors à se soulever tandis que le bloc de Choco entre en collision avec la marge NW de Colombie à la partie Nord du bloc andin [Duque Caro, 1990]. Cette collision débute au Miocène moyen et provoque un épisode compressif NW-SE dans les Andes colombiennes à l'origine de mouvements sénestres sur les failles décrochantes NNE-SSW de Cauca-Patia et Romeral qui constituent la terminaison septentrionale du Dolores-Guayaquil Megashear. Actuellement ces failles présentent

un jeu sénestre au Nord de 5°N et un jeu dextre au Sud ; en conséquence, le bloc Nord andin est soumis à une compression N-S autour de 5° N [Ego *et al.*, 1995]. En Equateur l'échappement du bloc côtier vers le Nord est donc soumis à un effet de butoir vers le Nord, probablement depuis le Miocène moyen terminal.

Les effets d'un tel butoir sur les contraintes dans un domaine d'avant-arc en contexte de subduction oblique, ont été modélisés par Wang [1996]. Il a montré que celui-ci permettait le développement d'une compression parallèle à la marge dans la partie externe (océanique) de l'avant-arc et d'une compression normale à la marge dans la partie interne (continentale) de l'avant-arc (fig. 77). Cette configuration pourrait expliquer la diminution de l'activité dans les bassins de Manabi et Progreso, le déve-

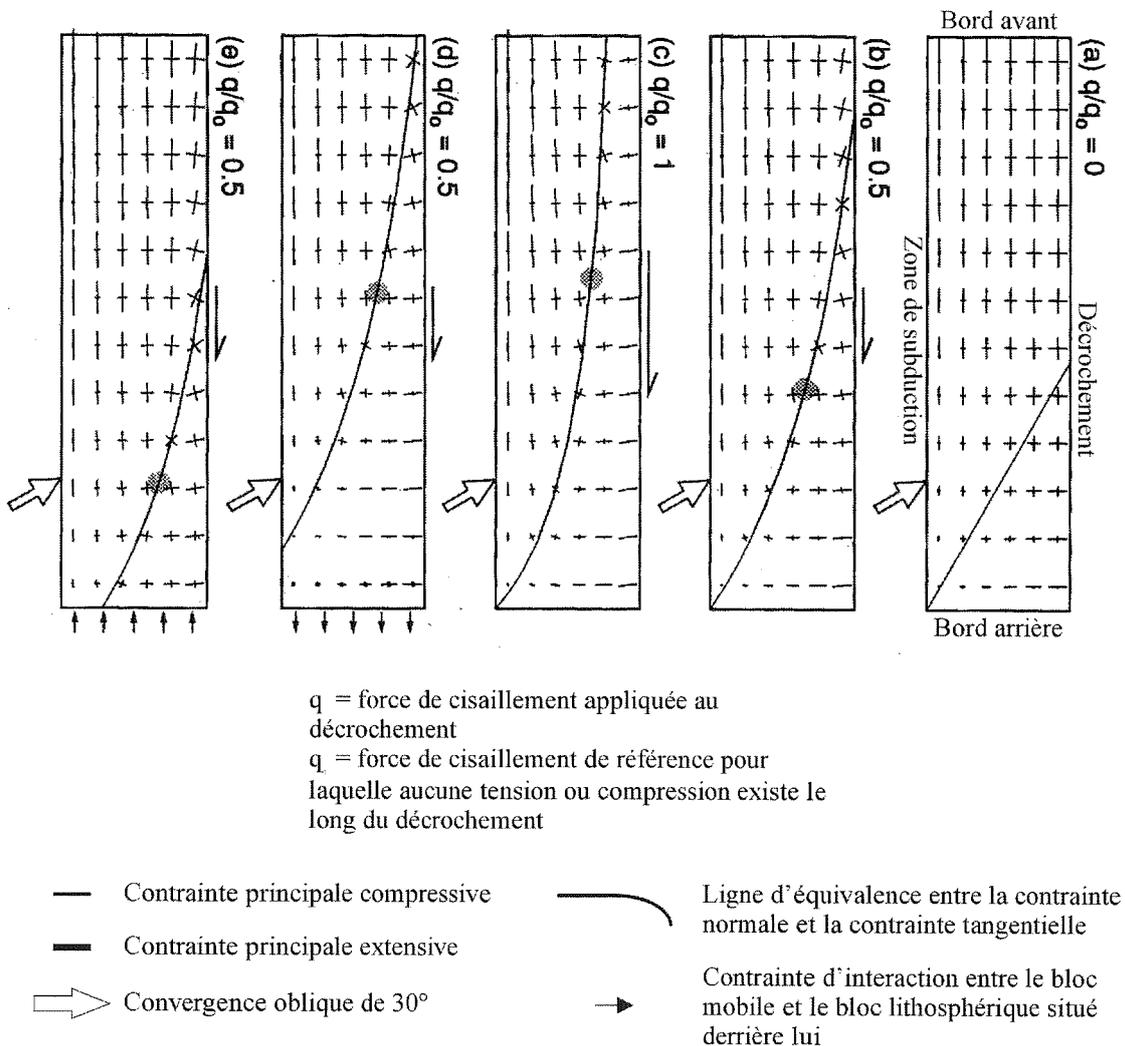


FIG. 77 — Contraintes principales obtenues par la modélisation d'un terrain mobile le long d'un décrochement et soumis à un effet de butoir (d'après Wang, 1996). La ligne d'équivalence entre la contrainte normale et la contrainte tangentielle divise le bloc en une région à compression dominante parallèle à l'arc et une région à compression dominante normale à l'arc.

loppement de la faille normale Progreso de direction NNE-SSW, l'ouverture du bassin de Jambeli le long du décrochement Dolores-Guayaquil fonctionnant en transtension, et l'évolution contemporaine des bassins intra-montagneux soumis à une compression E-W à partir du Miocène supérieur [Hungerbülher, 1999 ; Steinmann, 1999] lorsque le bloc de Choco s'accrole définitivement à la marge [Duque Caro, 1990].

2.2.3. L'inversion des bassins intramontagneux au Miocène supérieur (9-10 Ma)

Au Miocène supérieur, les bassins intramontagneux qui s'ouvraient en transtension dextre sont inversés et se ferment en transpression dextre et/ou compression E-W. Des dépôts grésio-conglomératiques grossiers issus des cordillères en surrection s'y développent.

C'est à cette époque que se produit l'accrétion définitive du bloc de Choco à la marge Colombienne [Duque Caro, 1990] qui constitue le paroxysme du régime tectonique discuté au paragraphe précédent.

Par ailleurs Brozena [1986] signale également à cette période l'augmentation du taux d'accrétion de la dorsale sud atlantique [Brozena, 1986 ; fig. 78] qui provoque l'augmentation de la vitesse de déplacement de la plaque Amérique du Sud vers le NW. Or, Sébrier et Soler [1991], en appliquant le modèle de Uyeda et Kanamori [1979] à la marge Péruvienne, ont proposé un modèle dans lequel le style tectonique est relié à la relation entre le phénomène de retrait de la fosse océanique vers le large, et le mouvement de la plaque chevauchante de la subduction en direction ou à l'opposé de la fosse. Dans ce modèle, lorsque le phénomène de retrait de la subduction est plus élevé que la vitesse de déplacement de la plaque chevauchante vers la fosse, la marge est en extension et

lorsque le phénomène de retrait de la subduction est inférieur à la vitesse de la plaque chevauchante vers la fosse, la marge et la chaîne sont en compression (fig. 79). Cette compression peut alors atténuer ou bloquer le retrait du slab et provoquer un détachement de sa partie profonde [Sébrier et Soler, 1991]. Ce détachement est associé à un rebond isostasique de la plaque en subduction [Sorel *et al.*, 1988] qui vient renforcer la surrection de la marge et de la chaîne.

En considérant donc le déplacement actuel du bouclier brésilien de 2 cm/an [Sébrier et Soler, 1991], l'augmentation du taux d'expansion de la dorsale Sud Atlantique d'au moins 4 à 6 cm/an, qui se produit entre 10 et 7 Ma [Brozena, 1986], pourrait jouer un rôle dans la compression du Miocène supérieur. En effet, elle apparaît ainsi contemporaine de l'épisode majeur d'inversion des bassins intramontagneux. Cependant aucun événement particulier n'est observé à cette époque dans les bassins d'avant-arc. L'effet de cette augmentation de taux n'agirait donc pas sur la marge mais directement sur la chaîne. En considérant que ce phénomène s'ajoute à l'effet de butoir lié à la collision du bloc de Choco en Colombie, cela pourrait s'expliquer par une propagation de l'Ouest vers l'Est de la déformation, concomitante de son accroissement.

2.2.3. La crise tectonique du Pliocène à l'actuel

Le Plio-Quaternaire constitue la période orogénique néogène majeure des Andes d'Equateur. Elle se caractérise dans la chaîne par le soulèvement des cordillères et l'érosion des bassins intramontagneux, et dans le bassin *Oriente* par l'inversion des structures et le soulèvement généralisé du bassin. Dans le même temps, la dynamique de l'avant-arc est marquée par une évolution progressivement différenciée entre les bassins de la partie centrale de l'avant-arc (bassins de Manabi et de Progreso) qui émergent, et les bassins situés à son extrême Nord (bassin de Borbon) et son extrême Sud (bassin du Golfe de Guayaquil) qui subissent une forte subsidence.

Les caractéristiques géodynamiques actuelles de l'Equateur sont principalement la subduction de la ride de Carnegie en cours au droit des bassins de Manabi et de Progreso, et l'existence d'un arc volcanique large de 120 km, présentant une tendance adakitique [Monzier *et al.*, 1997].

Cloos [1993] a montré que l'effet tectonique de la subduction de la plupart des structures bathymétriques, telles que les rides ou les plateaux océaniques, est d'abord un soulèvement de l'avant-arc par isostasie. Une collision ne peut être provoquée que par un plateau dont l'épaisseur dépasse 17 km. Or la ride de Carnegie atteint une épaisseur maximale de 18 km sous l'archipel des Galapagos [Feighner *et al.*, 1994]. Nous interprétons donc la différence progressive d'évolution à partir de la limite Miocène supérieur - Pliocène, entre les bassins centraux de l'avant-arc et les bassins situés plus au Nord ou plus au Sud, comme la conséquence de l'influence croissante de

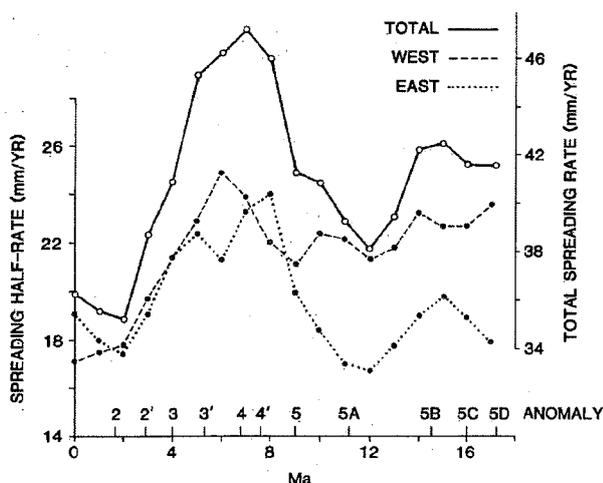


FIG. 78 — Variation de la vitesse d'accrétion à la ride médio-atlantique sud (d'après Brozena, 1986). Les valeurs représentent des moyennes sur 2 Ma, à l'exception des valeurs entre 0 et 1 Ma qui sont tracées à 0 Ma.

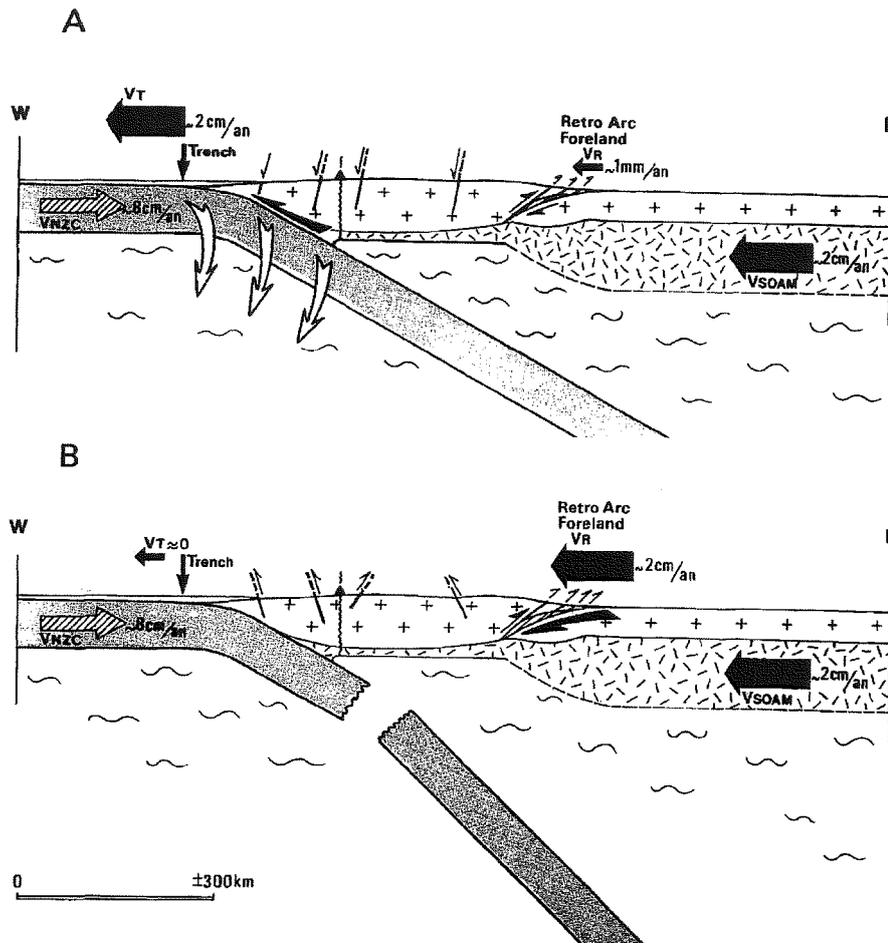


Fig. 79 — Régime tectonique et dynamique de la subduction (D'après Sébrier & Soler, 19991).

Cas du Pérou depuis l'Oligocène supérieur :

A-Situation stable où la majeure partie du déplacement vers l'Ouest de la plaque Amérique du Sud (VSOAM) est accommodée par le retrait du plan de subduction de la plaque Nazca (i.e. la migration vers l'Ouest de la fosse, $VT \sim VSOAM$). Le raccourcissement arrière-arc est faible. Un régime tectonique extensif domine dans les hautes Andes et le piedmont du Pacifique.

B-Situation durant un événement compressif. La majeure partie du mouvement vers l'Ouest de la plaque Amérique du Sud (VSOAM) est accommodée par le raccourcissement arrière-arc ($VR \sim VSOAM$). Le retrait du plan de subduction de la plaque Nazca est faible ou même bloqué (i.e. la migration vers l'ouest de la fosse $VT \sim 0$) et le plan de subduction est cassé. Le raccourcissement affecte les hautes Andes et le piedmont du Pacifique.

la subduction de cette ride sur la dynamique de l'avant-arc équatorial.

Nous avons vu au chapitre 1 que l'âge de l'entrée de cette ride dans le système de subduction était encore controversé et qu'il serait compris entre 8 Ma [Daly, 1989] et 1,4 Ma [Lonsdale, 1978 ; Ego, 1995]. En considérant que l'influence de la ride sur l'avant-arc se marque progressivement à partir de son entrée en subduction, celle-ci se serait donc produite autour de 5 Ma. A partir d'une convergence actuelle entre les plaques Nazca et Amérique du Sud de 70 mm/an selon une direction N 81° [DeMets *et al.*, 1990] et d'une convergence entre le bloc côtier Nord andin et la plaque sud américaine de 6 mm/an selon une direction N 45° [Mora *et al.*, 1995], une convergence de 65 mm/an selon une direction N 84° entre le bloc côtier

Nord andin et la plaque Nazca peut être estimée. Donc si l'âge de l'entrée de la ride Carnegie en subduction est proche de 5 Ma, celle-ci s'étendrait au maximum jusqu'à 300 km à l'Est de la fosse (350 km en utilisant les données GPS de Freymueller *et al.*, 1993 soit une convergence de direction N 96° et de vitesse 69 mm/an entre le bloc Nord andin et la plaque Nazca). Son extrémité orientale serait donc actuellement localisée au maximum sous la cordillère occidentale.

Il ne semble donc pas que la ride se prolonge au delà des cordillères comme proposé par Gutscher *et al.* [1999a]. L'hypothèse d'un détachement du « slab » en profondeur serait plutôt à envisager pour expliquer les caractéristiques géochimiques et sismologiques observées en Equateur. La lithosphère plus âgée donc plus dense située au

front de la ride se serait ainsi détachée au cours de la subduction de cette dernière. Cela aurait créé une fenêtre dans le plancher océanique en subduction qui serait à l'origine de l'absence de sismicité intermédiaire. La remontée de matériel du manteau par cette fenêtre permettrait également la fusion de la croûte océanique jeune (<20 Ma) constituant le bord externe de la ride et donc la génération de magmas à signature géochimique adakitique [Maury *et al.*, 1996]. Toutefois, la présence de ces magmas à tendances adakitiques, peut s'expliquer encore plus simplement par la fusion d'écaillés crustales de matériels océaniques, situées à la base de la croûte, et issues des multiples phases d'accrétion reconnues dans l'histoire créacé – paléogène de l'Equateur.

L'existence de cette ride en subduction depuis le début du Pliocène a dû avoir une influence sur les autres domaines orogéniques de l'Equateur. En effet, que ce soit dans le cas du modèle de Gutscher *et al.* [1999a] d'une géométrie plane de la subduction en profondeur dans la prolongation de la ride ou dans le cas d'une rupture en profondeur du plancher océanique en subduction, la subduction de la ride de Carnegie ne doit pas être sans conséquence sur le couplage mécanique entre les plaques lithosphériques impliquées dans le processus de subduction. L'augmentation de ce couplage dans un contexte de subduction oblique sur une marge en compression (cf. § précédent) peut être à l'origine d'une augmentation des contraintes normale et tangentielle transmises à la plaque chevauchante. Une partie du régime compressif-transpressif observé depuis cette époque dans le domaine intra-montagneux et le domaine sub-andin pourrait ainsi être liée à l'augmentation de la contrainte normale à la fosse. L'augmentation de la composante tangentielle serait quant à elle un des moteurs de l'ouverture du bassin du golfe de Guayaquil à la terminaison méridionale du bloc Nord andin en relation avec le jeu du décrochement Dolores-Guayaquil.

La subduction de la ride Carnegie n'est certainement pas le seul moteur de la phase orogénique majeure d'Equateur qui s'étend du Pliocène à l'actuel. D'autres mécanismes doivent être recherchés, probablement dans les effets d'une rupture du plancher océanique en profondeur et dans ceux de l'évolution géodynamique complexe de la partie septentrionale du bloc Nord Andin, notamment en Colombie et au niveau de l'isthme de Panama.

3. – ÉVOLUTION NÉOGÈNE DE LA CHAÎNE ANDINE D'EQUATEUR

Nous présentons ici un modèle d'évolution synthétique de la chaîne andine d'Equateur au cours du Néogène où nous quantifions les flux et les dépôts sédimentaires en nous appuyant sur des calculs de bilan de masse étendus à l'échelle de l'orogène. Pour étendre les calculs aux zones

non couvertes par les données sismiques, nous avons utilisé les contours cartographiques des formations. Cela nous a permis de prolonger l'interpolation des épaisseurs de dépôts issues de l'information sismique, sur la superficie totale de chaque bassin. Les valeurs de masse ainsi extrapolées sur les zones non couvertes par la sismique présentent une incertitude difficilement estimable (absence de contrôle de la géométrie des couches) mais qui n'excède pas 50 %. Compte tenu des incertitudes respectives de chaque zone (couverte ou non couverte par la sismique) et de la surface relative de chacune d'elles, les valeurs globales obtenues pour chaque bassin présentent une incertitude qui n'excède pas 30 %. Par ailleurs, le calcul par excès des masses sédimentaires déposées dans les bassins intramontagneux montrent que celles-ci n'atteignent pas 1% de la masse totale déposée, elles n'ont donc pas été prise en compte dans ces reconstitutions.

3.1. Etape du Miocène inférieur au Miocène moyen (21-23 Ma à 12-14 Ma)

Après le hiatus sédimentaire de l'Oligocène terminal – Miocène basal lié au bas niveau marin eustatique, une sédimentation argileuse se développe dans le domaine avant-arc équatorien (fig. 80a). Les bassins de Manabi et de Progreso se développent dans un contexte décrochant dextre, lié à la partition des déplacements provoquée par l'obliquité de la subduction. Ils accumulent quelques $4,38 \cdot 10^{13}$ tonnes de sédiments en provenance de la proto-cordillère andine, où ne s'observent que de rares dépôts volcaniques. Vers l'Est, la proto-cordillère et le craton guyanais alimentent le bassin *Oriente* où se déposent quelques $1,25 \cdot 10^{14}$ tonnes de sédiments gréseux. Le bassin est drainé à cette époque vers le Nord par le paléo-fleuve Orénoque [Hoorn *et al.*, 1995].

3.2. Etape du Miocène moyen au Miocène supérieur (12-14 Ma à 9-10 Ma)

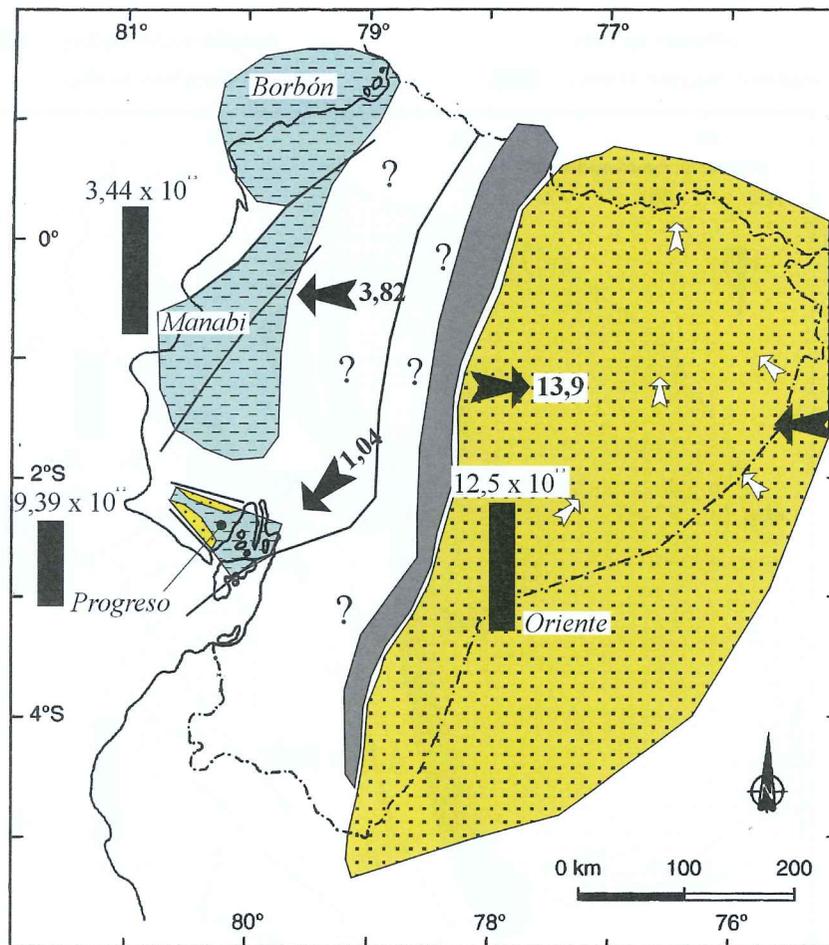
Au Miocène moyen supérieur, l'activité tectonique, provoquée par l'effet de butoir lié à la collision du bloc de Choco en Colombie, conduit à la réactivation de la proto-cordillère orientale et à l'ouverture en transtension dextre des bassins intramontagneux du sud de l'Equateur. Les premiers dépôts sédimentaires néogènes alimentés par la proto-cordillère Orientale apparaissent alors dans ces bassins (fig. 80b).

Dans le même temps, une sédimentation gréseuse d'environnement peu profond se met en place sur l'ensemble de l'avant-arc. Les taux d'accumulation des bassins de Manabi et Progreso chutent (fig. 81), alors que s'ouvre le bassin de Jambeli. Au total quelques $1,52 \cdot 10^{13}$ tonnes de sédiments provenant de la cordillère se déposent sur l'avant-arc.

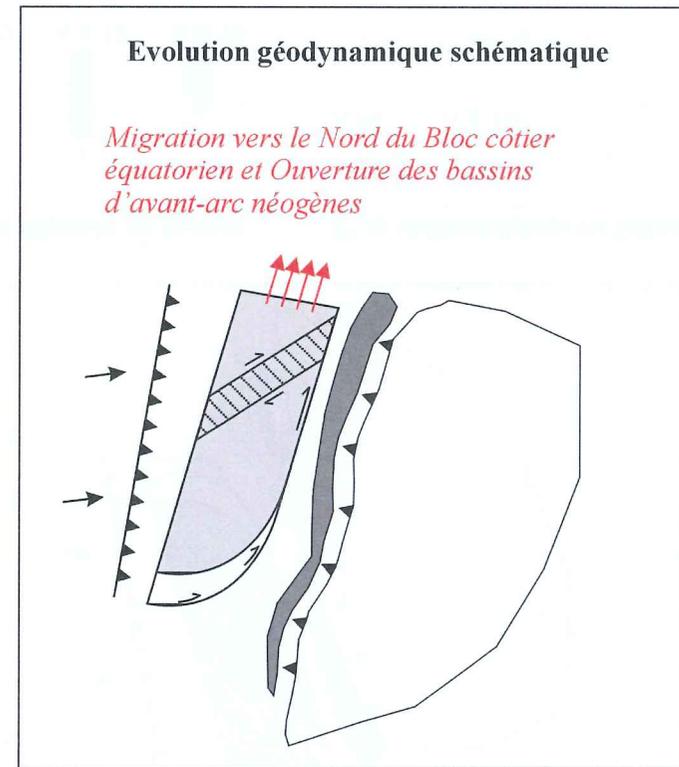
Dans le bassin *Oriente*, les dépôts grésoconglomératiques s'organisent en séquences d'avant-pays. Le taux d'accumulation de masse diminue (fig. 81). C'est

(a)

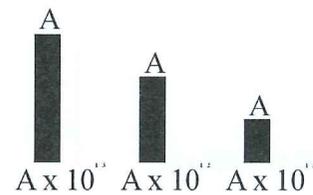
23-14 Ma



- Dépôts conglomératiques
- Dépôts argileux
- Proto-cordillère orientale
- Sens du drainage



Masse déposée en tonnes



Flux sédimentaires en tonnes/Ma

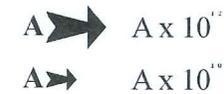
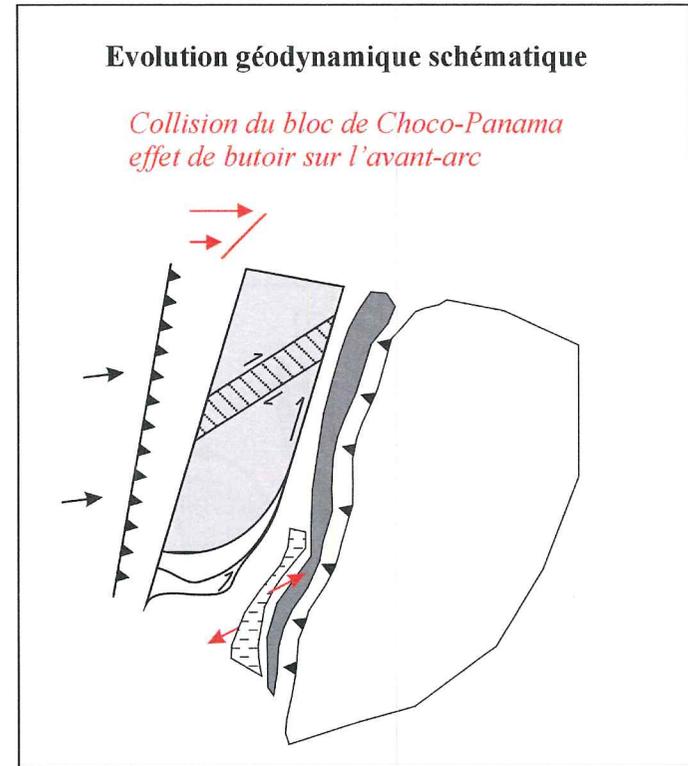
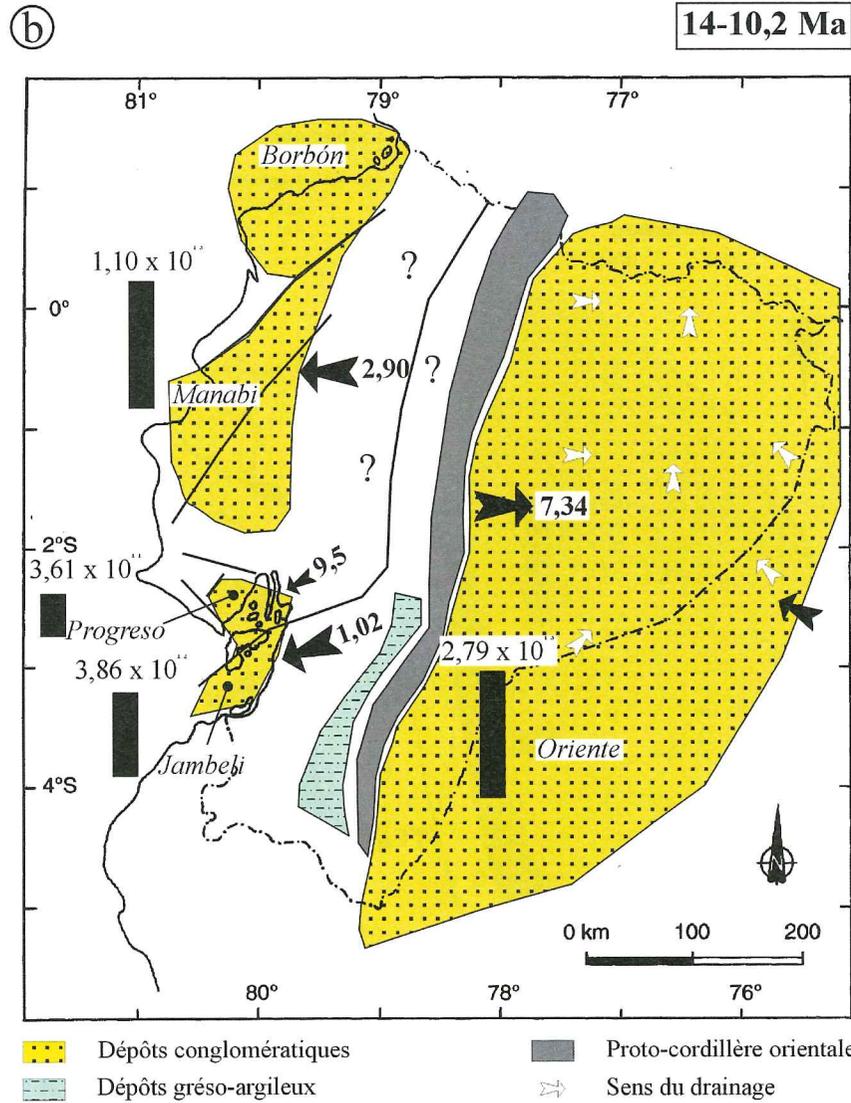
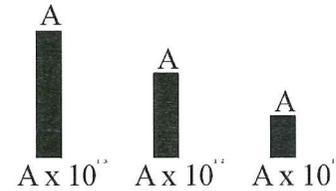


Fig. 80 — Modèle synthétique de l'évolution de la chaîne andine d'Equateur au cours du Néogène.



Masse déposée en tonnes



Flux sédimentaires en tonnes/Ma

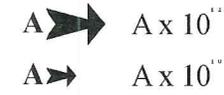
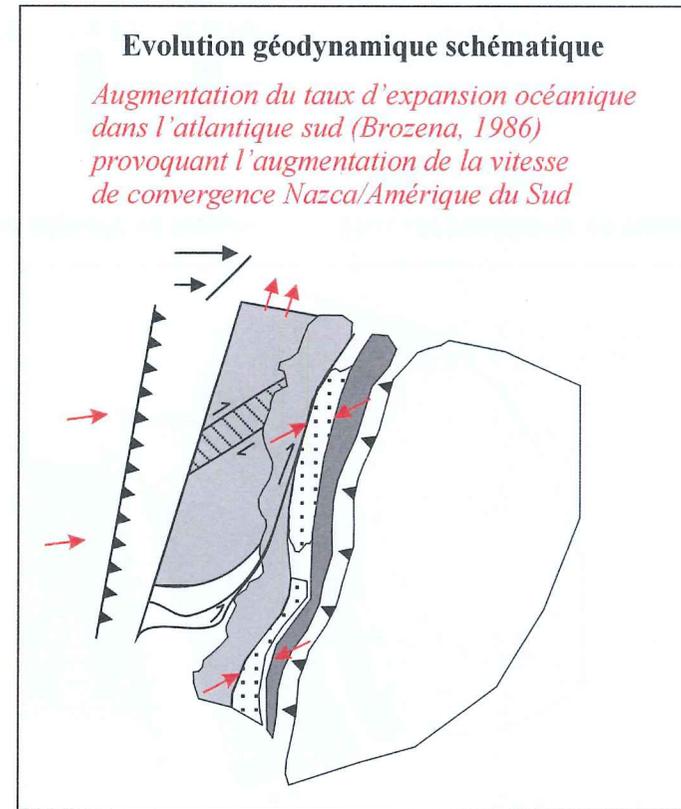
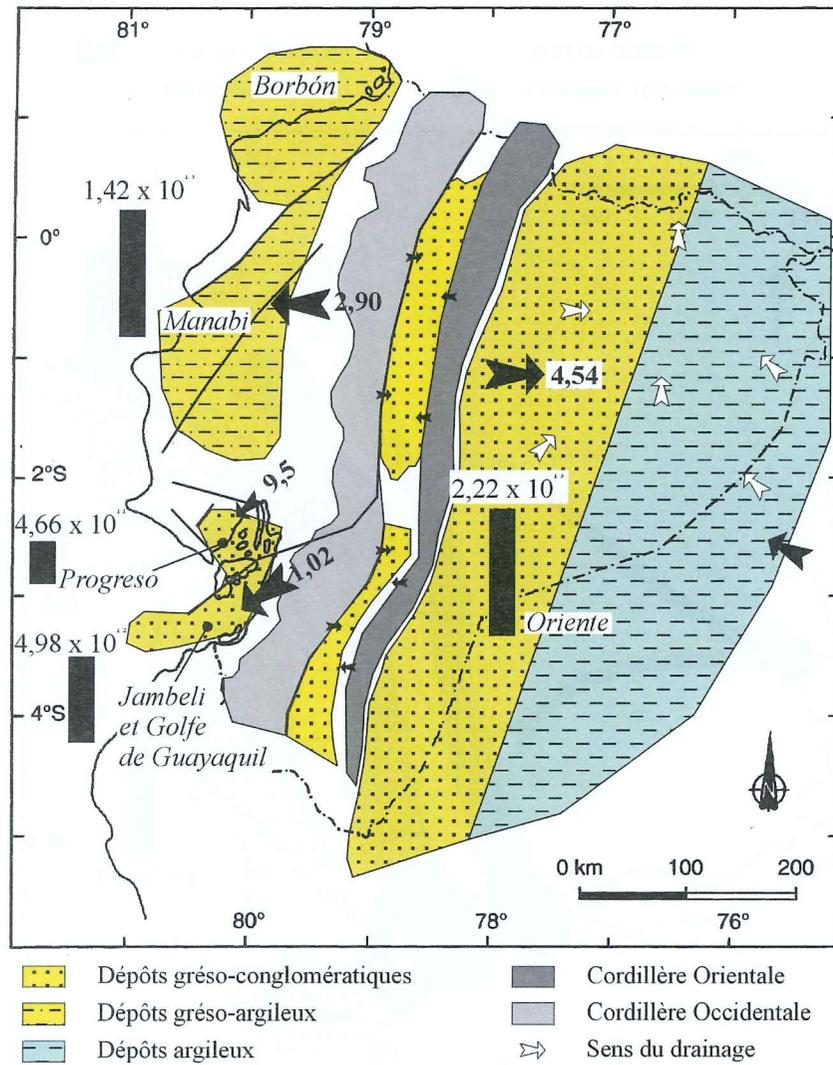


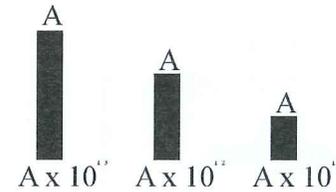
FIG. 80 — Modèle synthétique de l'évolution de la chaîne andine d'Equateur au cours du Néogène (suite).

C

10,2-5,3 Ma



Masse déposée en tonnes



Flux sédimentaires en tonnes/Ma

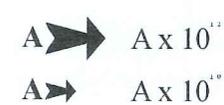
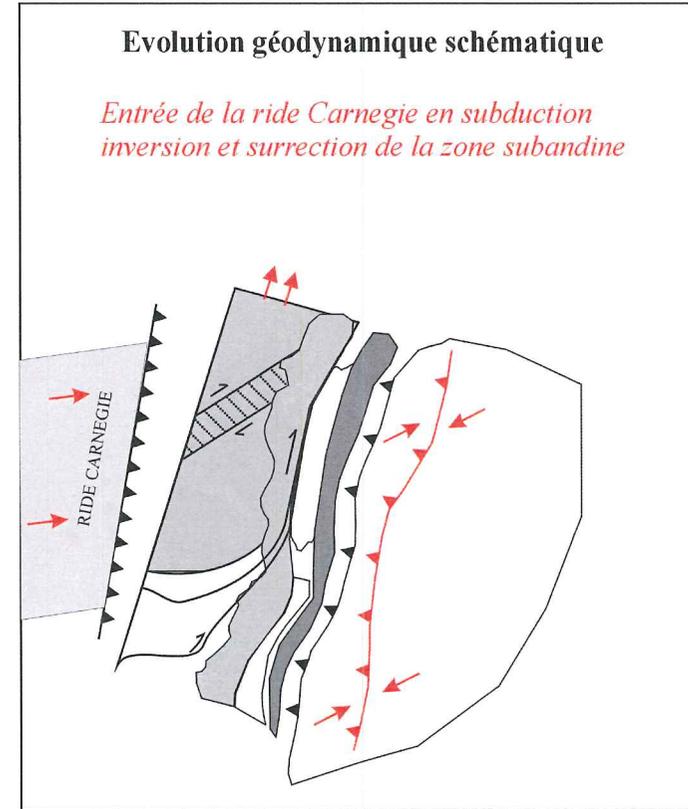
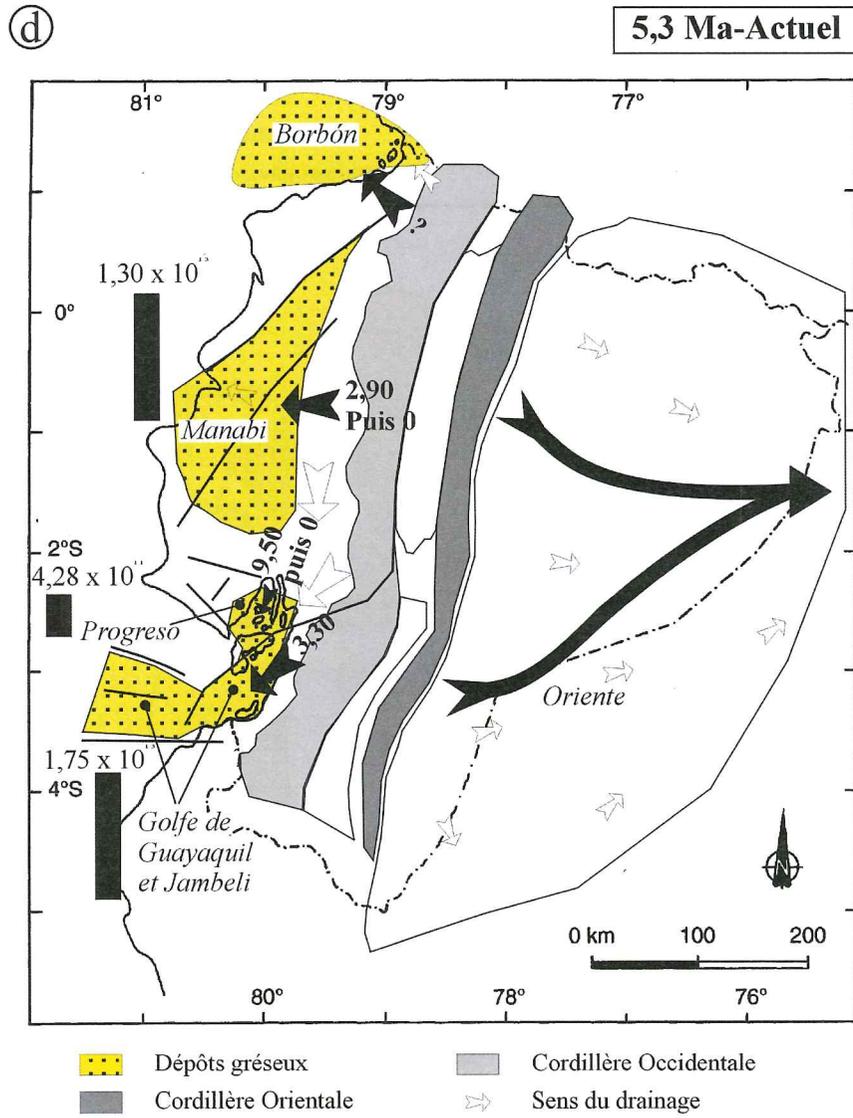
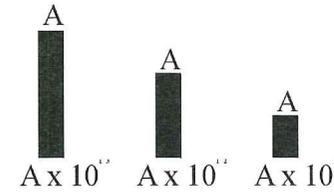


FIG. 80 — Modèle synthétique de l'évolution de la chaîne andine d'Equateur au cours du Néogène (suite).



Masse déposée en tonnes



Flux sédimentaires en tonnes/Ma

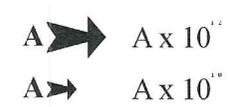


FIG. 80 — Modèle synthétique de l'évolution de la chaîne andine d'Equateur au cours du Néogène (suite).

au total $2,79 \cdot 10^{13}$ tonnes de sédiments qui se déposent dans le bassin *Oriente* durant cette période, en provenance du craton Guyanais et de la cordillère Orientale où le système de drainage se développe [Hoorn *et al.*, 1995].

3.3. Etape du Miocène supérieur au Pliocène (9-10 Ma à 5-6 Ma)

L'accélération du déplacement de l'Amérique du Sud vers le NW à partir de 10 Ma [Brozena, 1986] et la collision définitive du bloc de Choco en Colombie occidentale à la même époque [Duque Caro, 1990] provoquent un épisode compressif E-W. Les bassins intramontagneux sont alors inversés et se ferment en transpression dextre. Ils sont alimentés en matériaux grésoconglomératiques fluviaux par la cordillère Orientale et par la cordillère Occidentale qui se soulève à cette époque [Steinmann *et al.*, 1999 ; fig. 80c]. La surrection des cordillères conduit à l'individualisation topographique de la vallée interandine [Ego, 1995 ; Lavenu *et al.*, 1996].

Dans l'avant-arc la sédimentation gréseuse à grésoconglomératique se poursuit (fig. 80c).

Dans le bassin *Oriente*, des dépôts conglomératiques se développent dans le piedmont de la chaîne (fig. 80c). Ils passent latéralement vers l'Est à des dépôts argileux lacustres à marins traduisant la réponse flexurale du bassin à la surrection de la chaîne.

3.4. Etape du Pliocène à l'actuel (5-6 Ma à l'actuel)

Le Pliocène à actuel constitue la période orogénique majeure des Andes équatorienne. L'accélération de la déformation dans le domaine intramontagneux conduit à la surrection rapide des cordillères [Steinmann *et al.*, 1997 ; Poulencard *et al.*, 1999]. L'érosion devient dominante dans les bassins intramontagneux, à l'exception de la vallée interandine où le remplissage volcanoclastique enregistre une importante déformation compressive à transpressive dextre [Lavenu *et al.*, 1996 ; Ego, 1995 ; fig. 80d].

Dans le bassin *Oriente*, les dépôts Plio-Quaternaire sont absents par non dépôt ou érosion. La zone subandine se soulève dans les cordillères du Napo et de Cutucu et permet la mise en place définitive du système de drainage amazonien [Baby *et al.* 1999 ; fig. 80d].

Dans l'avant-arc, l'entrée en subduction de la ride Carnegie provoque l'émersion progressive des bassins centraux de Manabí et Progreso tandis que les bassins périphériques de Borbón au Nord et du golfe de Guayaquil au Sud deviennent fortement subsidents (fig. 80d). Le bassin du Golfe de Guayaquil s'ouvre ainsi en relais entre le système décrochant dextre Dolores-Guayaquil à l'Est et le système de subduction à l'Ouest et connaît une intense activité tectonique. Il enregistre les plus forts taux d'accumulation de masse avec près de $1,2E+13$ tonnes/Ma durant sa période principale d'ouverture au Pléistocène inférieur (fig. 81).

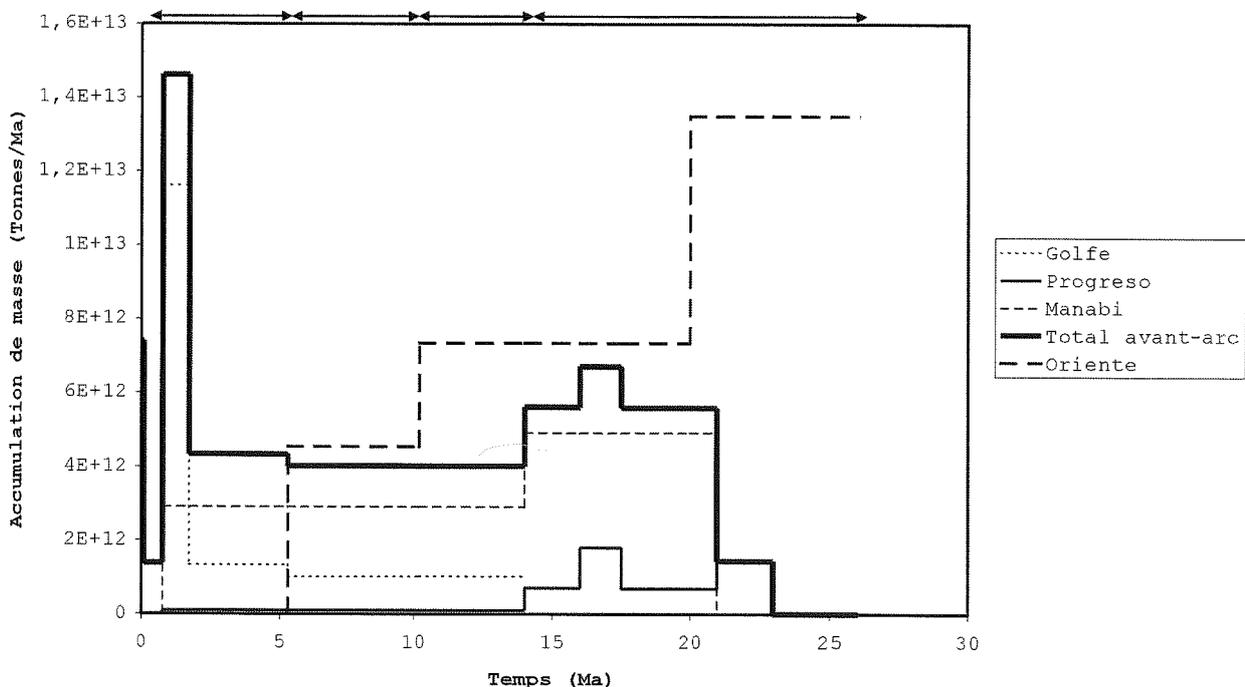


Fig. 81 — Taux d'accumulation de masse dans les bassins sédimentaires d'Équateur durant le Néogène.

CONCLUSIONS

1. – PRINCIPAUX RÉSULTATS

Ces travaux ont permis de préciser le cadre stratigraphique et structural de l'évolution néogène des bassins sédimentaires d'Equateur.

Un effort particulier a été porté sur les bassins néogènes de l'avant-arc équatorien qui demeuraient les moins bien connus malgré l'existence de nombreuses données de géophysique industrielle et de forages. En effet, en dépit de leur position, entre la zone de subduction, à l'Ouest, et les cordillères, à l'Est, peu d'attention avait été portée à l'évolution récente de ces bassins du fait de leur intérêt économique supposé réduit. Ils se localisent pourtant à un endroit clef pour l'enregistrement de l'évolution de la chaîne andine, dont le moteur le plus communément admis est la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud.

L'étude systématique dans un esprit de synthèse des données de forages, des sections sismiques et des données de campagnes de terrain, a permis de préciser la stratigraphie des quatre principaux bassins de l'avant-arc équatorien (Golfe de Guayaquil, Progreso, Manabi et Borbón ; Chapitre 2). Il n'a cependant pas été possible de mener une analyse à haute résolution en raison des conditions d'affleurement et de la qualité inégale des données de géophysique et de forages. La cartographie et l'analyse de la structure de chacun de ces bassins a été menée à partir de l'étude des sections sismiques. Enfin à partir des cartes isopaques des dépôts, les masses de sédiments accumulées pour différentes périodes de temps ont été calculées, en adaptant aux données la méthodologie développée par Métivier [1996] pour l'étude des bassins sédimentaires de la chaîne himalayenne. L'intégration de l'ensemble de ces données et résultats a permis de reconstituer les évolutions tectonique et sédimentaire au cours du Néogène de chacun des bassins étudiés (chapitre 3). Des corrélations ont alors été établies à l'échelle de la zone côtière équatorienne.

L'importance des décrochements dextres dans la structuration du bloc côtier équatorien et dans le développement et l'évolution des bassins néogènes est ainsi mise en évidence. Le bassin de Manabi constitue notamment un bassin sur décrochements localisé entre les failles dextres de Jipijapa et de Jama-Quininde, tandis que les bassins de Progreso, de Jambeli et du golfe de Guayaquil s'ouvrent en réponse à la migration vers le Nord du bloc côtier équatorien le long du système décrochant dextre Dolores-Guayaquil.

La chronologie des déformations et du remplissage sédimentaire, et la quantification des masses sédimentaires permettent de définir trois périodes dans l'évolution néogène des bassins d'avant-arc équatoriens. Du Miocène inférieur au Miocène moyen (23-21 Ma à 14-12 Ma) se dépose une série argileuse sur l'ensemble de l'avant-arc, tandis que s'individualisent les bassins de Progreso et de Manabi. A partir du Miocène moyen (14-12 Ma) l'apparition d'une sédimentation essentiellement gréseuse traduit le rapprochement des zones sources de dépôts et les débuts de la surrection des cordillères. A partir du Pliocène (6-5 Ma), les bassins de Manabi et de Progreso se comblent et émergent progressivement, tandis que s'initie l'ouverture du bassin du Golfe de Guayaquil qui culmine au Pléistocène inférieur. Cette ouverture apparaît contemporaine de la subsidence récente du bassin de Borbón. Elle correspond à l'étape majeure d'accumulation sédimentaire dans la région avant-arc.

L'émersion à partir du Pliocène des bassins centraux de l'avant-arc (Manabi et Progreso) et la subsidence contemporaine des bassins périphériques (Borbón et Golfe de Guayaquil), apparaissent comme les marqueurs de l'influence croissante sur l'avant-arc, de la ride océanique de Carnegie actuellement en subduction au droit de l'Equateur. Elles datent son entrée dans le système de subduction du Miocène terminal - Pliocène basal.

A l'axe de la chaîne, l'évolution stratigraphique et tectonique des bassins intramontagneux a fait l'objet d'une mise au point essentiellement fondée sur des données

bibliographiques existantes [Marocco *et al.* 1995 ; Baudino, 1995 ; Lavenu *et al.*, 1992 ; Steinmann, 1997 ; Hungerbühler 1997 ; parmi d'autres). Une synthèse est proposée qui permet d'unifier les modèles sujets à controverses énoncés par ces différents auteurs (Chapitre 4). On propose que les bassins intramontagneux s'ouvrent au cours du Miocène moyen à supérieur (16-14 Ma à 9 Ma), en domaine continental proche du niveau de la mer, dans un régime tectonique transtensif le long de décrochements dextres NE-SW à NNE-SSW. La fermeture et l'inversion de ces bassins sont contemporaines de la surrection des cordillères andines. Elles se produisent au cours du Miocène supérieur terminal (9 Ma à 5 Ma), dans un contexte transpressif à compressif E-W.

Dans le domaine d'avant-pays amazonien, ces travaux ont porté principalement sur la quantification des accumulations de masse sédimentaire (Chapitre 4). Ils se sont appuyés sur l'étude stratigraphique du Néogène réalisée par Rosero [1999] et sur la réalisation d'isopaques par l'interpolation des épaisseurs des formations issues de la base de données la plus complète des forages du bassin Oriente. Ces calculs montrent une décroissance continue des dépôts au cours du Néogène dans le bassin d'avant-pays amazonien. Elle se termine par l'absence et/ou l'érosion des dépôts du Pliocène à l'actuel. Ce phénomène apparaît lié au soulèvement contemporain des cordillères du Napo et de Cutucu qui conduit alors à la mise en place du système de drainage amazonien actuel.

Finalement, les résultats obtenus permettent de corrélérer l'évolution sédimentaire et structurale néogène des trois domaines enregistrant la déformation et la mise en place de la chaîne andine d'Equateur. Un scénario en quatre étapes, quantifié par les masses de sédiments déposées, est proposé (Chapitre 5).

1) Au Miocène inférieur (23-21 à 14-12 Ma), les flux sédimentaires, à dominante argileuse, alimentent les bassins avant-arc de Manabi et Progreso. Leur activité tectonique et leur géométrie sont contrôlées par des décrochements dextres conséquences de l'obliquité de la subduction par rapport à la marge équatorienne. Aucun bassin n'existe à l'axe de la chaîne. Le bassin flexural amazonien est le réceptacle de dépôts importants provenant de la Cordillère Orientale et du craton guyanais.

2) Au Miocène moyen terminal (14-12 à 10-9 Ma) les bassins intramontagneux s'ouvrent en transtension dextre. Dans l'ensemble de l'avant-arc, les flux sédimentaires diminuent et le matériel déposé devient gréseux.

3) Au Miocène supérieur (10-9 Ma à 5,3 Ma) les cordillères Occidentale et Orientale se soulèvent. Les bassins intramontagneux sont inversés et se ferment en transpression dextre. Le bassin amazonien enregistre une subsidence flexurale.

4) Du Pliocène à l'actuel, la chaîne équatorienne est dans sa phase orogénique majeure. L'érosion domine dans le domaine montagneux en surrection. La zone subandine est comprimée et soulevée, permettant la mise en place

définitive du système de drainage amazonien actuel. L'entrée en subduction de la ride de Carnegie provoque l'émersion des bassins avant-arc de Manabi et Progreso. Le bassin du Golfe de Guayaquil s'ouvre et enregistre les plus forts taux d'accumulation de masse du Néogène.

2. – PERSPECTIVES

D'un point de vue régional, ce travail permet de mieux contraindre l'évolution de la chaîne andine d'Equateur lors de sa période de structuration majeure. Il met ainsi en évidence le rôle majeur des décrochements dans l'évolution néogène de l'ensemble de la région et fournit des données chronologiques, paléogéographiques et volumétriques incontournables dans toute modélisation ultérieure des processus de formation et de déformation de ce tronçon de la chaîne andine.

La compréhension plus fine des relations entre tectonique et sédimentation tant à l'échelle des bassins que de l'orogène, rend cependant nécessaire la réalisation d'une paléogéographie régionale détaillée du Néogène. Une telle étude devrait s'appuyer sur une analyse haute résolution des sections sismiques et des forages. Elle nécessiterait pour cela un nouveau traitement des sections sismiques dont le traitement initial, déjà ancien, a été effectué pour des objectifs de prospection plus profond, essentiellement d'âge Paléogène à Crétacé. Elle devrait s'appuyer également sur une cartographie systématique des formations néogènes, l'interprétation sédimentologique de coupes lithostratigraphiques de détail, et sur l'analyse des cortèges minéralogiques afin de préciser les zones sources des dépôts.

D'un point de vue fondamental, le contexte actuel de la marge de l'Equateur est caractérisé par la subduction de la ride de Carnegie. Elle constitue un exemple type de marge active de type cordilleraire, influencée par la subduction d'une ride océanique. Le travail réalisé apporte ainsi de nouvelles données sur l'impact des phénomènes de subduction sur les marges actives. Il met particulièrement en évidence l'influence de la tectonique liée à la subduction dans l'enregistrement sédimentaire des bassins avant-arc. Il souligne ainsi l'intérêt des études détaillées des bassins avant-arc dans la modélisation des contextes de subduction oblique et de subduction de reliefs océaniques de grande amplitude.

Une campagne océanographique doit prochainement étudier le système de subduction équatorien à partir de l'acquisition de nouvelles données de bathymétrie, de sismique réflexion et de sismique réfraction (campagne SISTEUR, coordinateur J.-Y. Collot). La comparaison de ces nouvelles données avec les résultats complémentaires de cette étude devrait permettre à terme d'aboutir à une modélisation complète de ce contexte particulier de marge active.

Enfin, ce travail souligne l'intérêt d'aboutir à une quantification des volumes sédimentaire par la masse. En effet, cette méthodologie autorise un croisement des résultats avec les données hydrologiques actuelles, amenant de fructueuses comparaisons concernant l'évolution récente des bassins [Baby *et al.*, 1999]. Elle nous a permis de mettre ainsi en évidence les relations entre le soulèvement et l'érosion pliocène du bassin Oriente d'Equateur et la mise en place du système de

drainage et du bassin hydrologique de l'Amazone. Il apparaît donc désormais nécessaire de quantifier les dépôts sédimentaires aux débouchés atlantiques de l'Amazone et de l'Orénoque, et de déterminer la part qui doit être considérée comme issue de l'érosion récente de la chaîne andine. Ils ne peuvent plus être négligés dans la reconstitution et la quantification des processus de dénudation et d'exhumation tectonique dans les Andes au cours du Néogène.

REMERCIEMENTS

Je n'aurais pu effectuer ce travail si Pascale Huyghes-Mugnier n'avait songé à moi pour le réaliser et si le Professeur Georges Masclé n'avait accepté de m'en confier la réalisation.

La société PETROPRODUCCION m'a fourni et permit d'exploiter ses données industrielles confidentielles.

L'IRD a financé la partie équatorienne de ce travail et mes séjours sur place.

Patrice Baby guida mes premiers pas dans la géologie équatorienne et sud-américaine. Il fut le grand ordonnateur de ce travail. Sa connaissance de la géologie, du terrain et des méandres parfois étranges de l'administration sud-américaine me fut des plus profitables. Je lui dois également d'avoir pu percer quelques-uns des mystères de la vie sud-américaine et d'y avoir pris goût. Je n'oublierais pas non plus l'accueil chaleureux de sa famille à Cumbaya lors de mes deux séjours en Equateur, qu'elle en soit ici conjointement remerciée.

Christophe Basile accompagna de ses remarques exigeantes, mais néanmoins joviales, le travail réalisé à Grenoble. La précision et la qualité y gagnèrent d'autant.

Marco Rivadeneira aplanit de nombreuses difficultés pratiques lors de mon travail à Quito au siège de PETROPRODUCCION. Je pense qu'il ne m'en voudra pas de garder, comme tous les participants, quelques souvenirs agités de notre dernière sortie de terrain entre Manta et Pedernales et plus particulièrement du Rio Canoa.

Frédéric Christophoul fut un co-colocataire et un collègue de travail des plus agréables. Il restera l'ami d'Equateur comme Roberto Barragan restera l'ami équatorien.

Etienne Jaillard me fit bénéficier de ses connaissances des régions côtières équatoriennes et péruviennes et accepta avec bonhomie que je vienne fréquemment le déranger avec mes questions.

Les personnels de PETROPRODUCCION GUAYAQUIL partagèrent avec sympathie leur connaissance de la région côtière équatorienne. Je n'oublierais pas la verve inaltérable de Galo Montenegro et son accueil chaleureux à Guayaquil, ni le compagnon agréable que fut Washington Vilema durant nos travaux de terrain sur l'île Puna.

Les directeurs et personnels de la mission de l'IRD à Quito, ainsi que les chercheurs et CSN rattachés facilitèrent mes séjours en Equateur et les rendirent des plus agréables, qu'ils en soient ici remerciés.

Merci également aux personnels et enseignants du Laboratoire de Géologie des Chaînes Alpines pour leur disponibilité.

Enfin, un grand merci à ma famille pour m'avoir soutenu durant ces trois années jalonnées d'épreuves, à Sandra pour n'avoir pas hésité à franchir 10 000 km pour venir me rejoindre, et à ses parents pour l'avoir laissé faire.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AALTO K.R. & MILLER III W. 1999. Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation, an inner-trench slope succession in northwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 69-85.
- ALVARADO A. 1998. Variation du Champs de contrainte et de déformation et quantification des déformations actives du bloc côtier de l'Équateur. *D.E.A. de Géodynamique et Physique de la Terre, Université Paris XI - Ecole Normale Supérieure de Paris*, 54 p.
- ASPDEN J.A. & LITHERLAND M. 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205, 187-204.
- ASPDEN J.A., LITHERLAND M. & SALAZAR E. 1988. Una interpretación preliminar de la historia colisional del centro y sur del Ecuador y posibles controles para la geología cenozoica y de mineralización polimetálica. *Politecnica, Monografía de Geología*, 6, XIII, 3, 49-75.
- AZAD J. 1964. The Santa Elena Peninsula (Ecuador) a review of the Geology and prospects. *AEO, Ancon, Leher J.A. 7. Rapport inédit*.
- BABY P., BERNAL C., CHRISTOPHOUL F. & VALDEZ A. 1998. Modelo estructural y ciclos sedimentarios de la cuenca Oriente. *Rapport inédit, Petroproduccion*.
- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGAN R. 1999. Style and timing of deformation in the Oriente basin of Ecuador. *ISAG 99, 4th International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, Allemagne, 4-6 Octobre 1999*.
- BABY P., RIVADENEIRA M., DAVILA C., GALARRAGA M. & ROSERO J. 1997. Modelo estructural de la parte norte de la cuenca Oriente ecuatoriana. *Rapport inédit, Petroproduccion*.
- BALDOCK J.W. 1982. Geología del Ecuador, boletín de explicación del mapa geológico de la república del Ecuador escala 1:1000000. *DGGM, Quito, Equateur*, 66 p.
- BALDWIN B. & BUTLER C.O. 1985. Compaction curves. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 69, 622-626.
- BARAZANGHI M. & ISACKS B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- BARBERI F., COLTELLI M., FERRARA G., INNOCENTI F., NAVARO J.M. & SANTACROCE R. 1988. Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geol. Mag.*, 125, 1, 1-14.
- BARRAGAN J. R. 1999. Relations entre volcanisme, tectonique d'inversion et sédimentation dans le bassin Crétacé Équatorien. *Thèse de doctorat de 3ème cycle de l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*, 201 p.
- BARRAGAN R., BAUDINO R. & MAROCCO R. 1996. Geodynamic evolution of the Neogene intermontane Chota basin, Northern Andes of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 5/6, 309-319.
- BARTON P.J. 1986. The relationship between seismic velocity and density in the continental crust - a useful constraint?. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 1, 195-208.
- BAUDINO R. 1995. Evolution des Andes d'Équateur au Néogène : les enseignements de l'étude des bassins intramontagneux. *Thèse de doctorat, Université de Pau et des pays de l'Adour*, 437 p.
- BENITEZ S. 1995. Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur Tertiaire. *Géologie Alpine*, 71, 5-163.

- BIANUCCI G., CANTALAMESSA, G., LANDINI W., RAGAINI L. & VALLERI G. 1993. Fossil assemblages from the Pliocene of Onzole Formation (Esmeraldas, NW Ecuador) and their implications in the panamic bioprovince evolution. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 125, 43-58.
- BOURGOIS J., EGÜEZ A., BUTTERLIN J. & DE WEVER P. 1990. Evolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Equateur : la découverte de la formation éocène d'Apagua. *C. R. Acad. Sci., Paris, (II)*, 311, 173-180.
- BOURGOIS J., PAUTOT G., BANDY W., BOINET T., CHOTIN P., HUCHON P., MERCIER DE LEPINAY B., MONGE F., MONLAU J., PELLETIER B., SOSSON M. & VON HUENE R. 1988. Seabeam and seismic reflection imaging of the tectonic regime of the Andean continental margin off Peru (4 S to 10 S). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 111-126.
- BOURGOIS J., TOUSSAINT J.F., GONZALES H., ORREGO A., AZEMA J., CALLE B., DESMET A., MURCIA A., PABLO A., PARRA E. & TOURNON J. 1985. Les ophiolites des Andes de Colombie : évolution morphostructurale et signification géodynamique. In : *Masclé A., ed., Géodynamique des Caraïbes*, 475-493, Technip, Paris.
- BRISTOW C.R. & HOFFSTETTER R. 1977. Ecuador, Lexique stratigraphique international. *CNRS ed., Paris, V, 5a2*, 410.
- BROZENA J.M. 1986. Temporal and Spatial variability of seafloor spreading processes in the Northern South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 91, B1, 497-510.
- BUSK H. 1941. The geological structure of the Ancon Point area, with some notes on «sliding» in general. *Geol. Report H.G.B. 15, inédit.*
- BUSK H. 1927. The Geology of the south-eastern part of the Santa Elena Peninsula, with special reference to the claims held by Ecuador Oilfields. *Report NG-I-5, Tenn. Del Ecuador, inédit.*
- CAMPBELL C.J. 1974. Ecuadorian Andes. In : *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies*, Edited by A.M. Spencer, London, *Geol. Soc.*, 725-732.
- CANFIELD R., BONILLA G. & ROBBINS R. K. 1982. Sacha oil Field of Ecuadorian Oriente. *AAPG Bull.*, 61, 1076-1090.
- CASE J.E., DURAN L.G., LOPEZ A. & MOORE W.R. 1971. Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 2685-2712.
- CEPE. 1986. Evaluacion de la cuenca Progreso. *Rapport inédit, PETROPRODUCCION, Guayaquil.*
- CHOWDURY D.K. & WHITEMAN S.K. 1987. Structure of the Benioff zone under southern Peru to central Chili. *Tectonophysics*, 134, 215-226.
- CHRISTOPHOUL F. 1999. Discrimination des influences tectoniques et eustatiques dans les bassins liés à des zones de convergence : exemple du bassin subandin d'Equateur. *Thèse de doctorat de 3ème cycle de l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*, 184 p.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P. & DAVILA C. 1999. Discrimination of Eustatic and Tectonic influences in the Ecuadorian Oriente Basin from the aptien to the Oligocène. *ISAG 99, 4th International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, Allemagne, 4-6 Octobre 1999.*
- CLOOS M. 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis : Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *GSA Bull.*, 105, 715-737.
- COLMAN J. 1970. Guidebook to the Geology of the Santa Elena Peninsula. *Ecuad. Geol. And Geophys. Soc., Quito*, 34.
- COLOMA SILVA E. 1939. La minería y el petróleo en el Ecuador (informe anual 1938-1939). *Quito*, 203 p.
- CONTRERAS M. 1990. Estudio estratigráfico detallado de la Formación San Mateo en la localidad tipo, Manabí, Ecuador. *Ing. Dissertation, Escuela Superior Politécnica del Litoral, Guayaquil*, 183 p.
- CORE LABORATORIES. 1988. Stratigraphic and geochemical analysis - Ricaurte 1 well, Manabí Basin, Ecuador. *Report for Texaco Petroleum Company.*
- COSMA L., LAPIERRE H., JAILLARD E., LAUBACHER G., BOSCH D., DESMET A. MAMBERTI M. & GABRIELLE P. 1998. Pétrographie et géochimie des unités magmatiques de la cordillère occidentale d'Equateur (0 30'S) : implications tectoniques. *Bull. Soc. géol. France*, 169, 6, 739-751.
- COTRINA J. 1986. Interpretación sísmica de la cuenca Progreso. *IV Congreso Ecuatoriano de Ingenieros Geólogos de Minas y Petróleos, Octubre de 1986*, 1-12.
- CURRAY J.R. 1994. Sediment volume and mass beneath the Bay of Bengal. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 125, 371-383.
- CUSHMAN J. A. & STAINFORTH R.M. 1951. Tertiary foraminifera of Coastal Ecuador, Part I, Eocene. *J. Paleont.*, 25, 2, 129-164.

- DALY M.C. 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, **8**, 4, 769-790.
- DASHWOOD M.F. & ABBOTTS I.L. 1990. Aspects of the petroleum geology of the Oriente basin, Ecuador. in Brooks J. Ed., *Classic petroleum provinces, Geological Society Special Publication n 50*, 89-117.
- DECELLES P. & GILES K. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, **8**, 105-123.
- DELFAUD J., SABRIER R., BAUDINO R., LAVENU A. & MAROCCO R. 1999. Reconstitution des étapes de la surrection des Andes d'Equateur à partir de l'interprétation des minéraux argileux contenus dans les bassins intramontagneux (Miocène à Actuel). *Bull. Soc. Geol. France*, **170**, 1, 13-23.
- DEMETS C., GORDON R.G., ARGUS D.F. & STEIN S. 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Intl.*, **101**, 425-478.
- DENIAUD Y., BABY P., BASILE C., ORDOÑEZ M., MONTENEGRO G. & MASCLE G. 1999. Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du Golfe de Guayaquil : bassin d'avant-arc néogène et quaternaire du Sud des Andes équatoriennes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **328**, 181-187.
- DESMET A. 1994. Ophiolites et séries basaltiques crétacées des régions caraïbes et nordandines : bassins marginaux, dorsales ou plateaux océaniques ?. *Thèse de Docteur d'état es Sciences Naturelles, Nancy*, 597 p.
- DUPERRET A., BOURGOIS J., LAGABRIELLE Y. & ERWIN SUESS. 1995. Slope instabilities at an active continental margin : large scale polyphase submarine slides along the northern Peruvian margin between 5 S and 6 S. *Marine Geology*, **122**, 303-328.
- DUSHANE H. 1988. Pliocene Epitoniidae of the Esmeraldas Beds, Northwestern Ecuador (Mollusca : Gastropoda). *Tulane stud. Geol Paleontol.*, **21**, 1/2, 51-58.
- EGO F. 1995. Accommodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordilleraïne : les Andes d'Equateur. *Thèse de doctorat, Université de Paris Sud Orsay*, 167 p.
- EGUEZ A. 1986. Evolution Cénozoïque de la Cordillère occidentale septentrionale d'Equateur (0 15'S-1 10'S): Les minéralisations associées. *Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI*, 116 p.
- EMERY K.O. 1960. The Sea off southern California. *John Wiley & sons*, 366 p.
- ENGLAND P. & WORTEL R. 1980. Some consequences of the subduction of young slabs. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, **47**, 403-415.
- EVANS C.D.R. & WHITTAKER J.E. 1982. The Geology of the western part of the Borbon Basin, North-West Ecuador. *Geol. Soc. London, Spec. publ.*, **10**, 191-200.
- FAUCHER B. & SAVOYAT E. 1973. Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.*, (2), **15**, 115-142.
- FAYARDO I. 1994. Analisis cuantitativo de los registros de los pozos del Golfo de Guayaquil. *Rapport interne PETROPRODUCCION*.
- FEIGNER M.A. & RICHARDS M.A. 1994. Lithospheric structure and compensation mechanisms of the Galapagos Archipelago. *J. Geophys. Res.*, **99**, 6711-6729.
- FEININGER T. 1982. The metamorphic «basement» of Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 87-92.
- FEININGER T. ET BRISTOW C. R. 1980. Cretaceous and Paleogene geologic History of Coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, **69**, 849-874.
- FEININGER T. & SEGUIN M.K. 1983. Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, **11**, 40-44.
- FREYMUELLER J.T., KELLOGG J. & VEGA V. 1993. Plate motions in the north Andean region. *J. Geophys. Res.*, **98**, B12, 21853-21863.
- GAMBER J.H., BARKER G.W., STEIN J.A., CARNEY J.L., GEEN A.F., KREBS A.F., SALOMON R.A. & WHITE R.J. 1990. Biostratigraphic report on Coastal Ecuador. *Unpublished Technical report, Amoco Production Co., Guayaquil*, 65 p.
- GOYES P.A. 1987. Seismic stratigraphy and structure of the Progreso Basin, Ecuador. *Master of sciences, Texas A&M University*, 86 p.
- GRAFFHAM A. 1943. Paleontologic Report of the Progreso Basin of Ecuador with Stratigraphic notes and Paleontologic report on the IEPC Solano N 1 well. *Rapport inédit MEC-71*, 17 p.
- GUTSCHER M. A., MALAVIEILLE J., LALLEMAND S. & COLLOT J.-Y. 1999a. Tectonic segmentation of the North Andean margin : impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **168**, 255-270.
- GUTSCHER M.A., OLIVET J.-L., ASLANIAN D., EISSEN J.-P. & MAURY R. 1999b. Flat subduction beneath Peru caused by lost oceanic plateau. *Nature*, (in press).
- HANDSCHUMACHER D.W. 1976. Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific. in : *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin : American Geophys. Union Geophys. Mon.*, **19**, 799-804.

- HANUS V., VANEK J. & SANDOVAL G. 1987. Zonas falladas sísmicamente activas y la distribución de las fuentes termales en el Ecuador. *Politecnica, Monografía de Geología*, 5, XII, 2, 7-24.
- HAQ B.U. et al. 1986. Mesozoic-Cenozoic cycle chart. .
- HENDERSON W.G. 1979. Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *J. Geol. Soc., London*, 136, 367-378.
- HERRON E.M. 1972. Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific. *GSA Bull.*, 83, 1671-1692.
- HEY, R.N. 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geol. Soc. America Bull.*, 88, 1404-1420.
- HOFFSTETTER R. 1986. High Andean mammalian faunas during the Plio-Pleistocene. In «*High altitude tropical biogeography*» F. Vuilleumier & M. Monasterio eds., Oxford Univ. Press, New York, 218-245.
- HOFFSTETTER R. 1956. Lexique Stratigraphique international, Volume V, Amérique Latine, Fascicule 5a, Equateur. CNRS, 191 p.
- HOORN C. 1994. Fluvial paleoenvironments in the intracratonic Amazonas Basin (Early Miocene - early Middle Miocene, Colombia). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 109, 1-54.
- HOORN C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia : results of a palynostratigraphic study. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 105, 267-309.
- HOORN C., GUERRERO J., SARMIENTO G. A. & LORENTE M. A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, 23, 3, 237-240.
- HUGHES R.A., BERMUDEZ R. & ESPINEL G. 1999. Mapa geológico de la cordillera occidental del Ecuador entre 0 - 1 S, Escala 1:200 000. DGGM, Quito.
- HUNGERBÜHLER D. 1997. Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3 00 - 4 20'S) : Sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. *Thèse de doctorat, ETZH-Zürich*, 180 p.
- JAILLARD E. 1997. Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. *Petroproducción-ORSTOM Editions*, 163 p.
- JAILLARD E., SOLER P., CARLIER G., MOURIER T. 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times : a Tethyan model. *J. Geol. Soc. London*, 147, 1009-1022.
- JAILLARD E., BENITEZ S. & ORDOÑEZ M. 1992. Actividad y resultados del convenio Orstom-Petroproducción entre 1991 y 1993. *Rapport inédit*.
- JAILLARD E., ORDOÑEZ M., BENITEZ S., BERRONES G., JIMÉNEZ N., MONTENEGRO G. ET ZAMBRANO I. 1995. Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting : southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. In : A. J. Tankar, R. Suarez & H.J. Welsink Eds., *Petroleum Basin of South America, Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, 62, 615-631.
- JAILLARD E., BENITEZ S. & MASCLE G. 1997. Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bull. Soc. Geol. France*, 168, 4, 403-412.
- JARRARD R.D. 1986. Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 14, 780-783.
- JIMÉNEZ N. 1985. Corte estratigráfico de la Cuenca Progreso. *Tesis de grado, Universidad Central, Quito*.
- JIMÉNEZ N. 1988. Estudio de nanofosiles calcáreos del pozo Ricaurte 1 en la cuenca de Manabí. *Rapport interne CEPE*.
- JIMÉNEZ N. & Mostajo E. 1990. Zonación de nanofosiles calcáreos del Eoceno, Punta Ancon-Punta Mambra. *Geociencia, Guayaquil*, 3, 24-29.
- JUTEAU T., MÉGARD F., RAHARISON L. & WHITECHURCH H. 1977. Les assemblages ophiolíticos de l'occident équatorien ; nature pétrographique et position structurale. *Bull. Soc. Geol. France*, 105, 1127-1132.
- KELLOGG J.N. & BONINI W.E. 1982. Subduction of the Caribbean Plate and Basement Uplift in the Overriding South America Plate. *Tectonics*, 1, 3, 251-276.
- KENNERLEY, J.B. 1980. Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geol. & Miner. Resour.*, 55, 17 p.
- LANDES R.W. 1944. Geología de la región sur-occidental del Ecuador. *Bol. Inst. Sudamer. Petrol.*, 1, 3, 191-200.
- LAPIERRE H., BOSCH D., DUPUIS V., POLVÉ M., MAURY R.C., HERNANDEZ J., MONIÉ P., YEGHICHEYAN D., JAILLARD E., TARDY M., MERCIER DE LÉPINAY B., MAMBERTI M., DESMET A., KELLER F. & SÉNEBIER F. 1999. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *J.G.R., (in press)*.

- LAVENU A. & NOBLET C. 1989. Synsedimentary tectonic control of Andean intermontane strike-slip basins of south Ecuador (South America). *International Symposium on Intermontane Basins, Geology and Ressources, Chiang Mai, Thailand*, 306-317.
- LAVENU A., NOBLET C. & WINTER T. 1995. Neogene ongoing tectonics in the Southern Ecuadorian Andes : analysis of the evolution of the stress field. *Journal of Structural Geology*, **17**, 1, 47-58.
- LAVENU A., BAUDINO R. & EGO F. 1996. Stratigraphie des dépôts tertiaires et quaternaires de la dépression interandine d'Equateur (entre 0 et 2 15'S). *Bull. Inst. Fr. études andines*, **25**, 1,1-15.
- LAVENU A., NOBLET C., BONHOMME M.G., EGUEZ A., DUGAS F. & VIVIER G. 1992. New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes : Implications for the relationships between sedimentation, volcanism and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, **5**, 3/4, 309-320.
- LEBRAT M. 1985. Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'Occident équatorien : implications géodynamiques. *Doc. Et Trav. CGGM, Montpellier*, **6**, 118 p.
- LEBRAT M., MÉGARD F. & DUPUY C. 1985a. Pre-orogenic volcanic assemblages and position of the suture between oceanic terranes and south american continent in Ecuador. *Zbl. Geol. Paleont. Teil I, H9-10*, 1207-1214.
- LEBRAT M., MÉGARD F., JUTEAU T. & CALLE J. 1985b. Pre-orogenic volcanic assemblages and structure in the western Cordillera of Ecuador between 1 40'S and 2 20'S. *Geol. Rdsch.*, **74**, 2, 685-713.
- LEBRAT M., MÉGARD F., DUPUY C. & DOSTAL J. 1987. Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99**, 569-578.
- LIONS R. 1995. Evolution géodynamique d'un bassin d'avant-arc Néogène en contexte décrochant : l'ouverture du Golfe de Guayaquil. *D.E.A., Université Joseph Fourier-Grenoble I*, 30 p.
- LITHERLAND M., ASPDEN J.A. & JEMIELITA R.A. 1994. The metamorphic belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir*, **11**, 147 p. 2 cartes h.t.
- LONSDALE P. 1976. Abyssal circulation of the southeastern Pacific and some geological implications. *J. Geophys. Res.*, **81**, 1163-1176.
- LONSDALE P. 1977. Inflow of bottom-water to the Panama basin. *Deep-Sea Research*, **24**, 1065-1092.
- LONSDALE P. 1978. Ecuadorian Subduction System. *AAPG Bull.*, **62**, 12, 2454-2477.
- LONSDALE P. & KLITGORD K.D. 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama basin. *Geol. Soc. America Bull.*, **89**, 981-999.
- LUDWIG J. W., NAFE J. E. & DRAKE C. L. 1970. Seismic refraction. in *The Sea*, vol. 4, Maxwell A. E. ed., Wiley, New York, 53-84.
- MAMMERICKX J., HERRON E., & DORMAN L. 1980. Evidence for two fossil spreading ridges in the southeast Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **1**, 91, 263-271.
- MANLEY E. 1957. The Paleontology of type section of the Ancon point Formations. *Geol. Report N 87, AEO. Inédit.*
- MARCHANT S. 1956. Studies in the revision of the geology of the Ancon area. *Geol. Report N 67 and 68, AEO, inédit.*
- MARCHANT S. 1961. A Photogeological Analysis of the Structure of the Western Guayas Province, Ecuador with discussion of the stratigraphy and Tablazo Formation derived from surface mapping. *Quart. J. Geol. Soc. London*, **114**, 215-233.
- MARKS G.J. 1949. Age of the Hannatoma fauna, in the Zapotal sands of SW Ecuador. *J. Paleont.*, **23**, 453-454.
- MARKS J.G. 1951. Miocene stratigraphy and Paleontology of Southwestern Ecuador. *Bull. Amer. Pal.*, **33**, 139, 271-433.
- MARKSTEINER R. & ALEMAN A. 1991. Coastal Ecuador Technical Evaluation Agreement. *Amoco Prod. Co. & Petroecuador, Rapport inédit, 1 vol*, 218 p.
- MAROCCO R. & LIONS R. 1995. Evolucion tectono-sedimentaria del Golfo de Guayaquil desde el Mioceno hasta el reciente. *Rapport interne inédit, convenio PETROPRODUCCION-ORSTOM, Quito, Ecuador*, 33 p.
- MAURY R., SAJONA F. G., PUBELLIER M., BELLON H. & DEFANT M. J. 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. Géol. France*, **167**, 5, 579-595.
- MC COURT W.J., ASPDEN J.A. & BROOK M. 1984. New geological and geochronological data from Colombian Andes : continental growth by multiple accretion. *J. Geol. Soc. London*, **141**, 831-841.

- MÉGARD F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *J. Geol. Soc., London*, **141**, 893-900.
- MÉGARD F., ROPERCH P., LEBRAT M., LAJ C., MOURIER T. & NOBLET C. 1987. L'occident équatorien : un terrain océanique pacifique accolé au continent sud-américain. *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, **XVI**, 1-2, 39-54.
- MÉTIVIER F. 1996. Volumes sédimentaires et bilans de masses en Asie pendant le Cénozoïque. *Thèse de doctorat de l'Université de Paris VII*, 255 p.
- MÉTIVIER F. & GAUDEMER Y. 1997. Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia) : constraints on regional tectonics and topography. *RAS, GJI*, **128**, 1-17.
- MILLS S.J. 1967. Tertiary stratigraphy in coastal Ecuador. *Rapport inédit, AEOL*.
- MILLS S.J. 1968. The micropaleontology of the San Eduardo Limestone and associated stratigraphic units. *AEO, Pal. Note N 1. Rapprt inédit*.
- MINSTER J.B. & JORDAN T.H. 1978. Present day plate motions. *J. Geol. Res.*, **83**, 5331-5354.
- MONZIER M., ROBIN C., MINARD L., HALL J., COTTEN P., EISSEN J.-P. & SAMANIEGO P. 1997. Les adakites d'Equateur : modèle préliminaire. *C.R.Acad.Sci., Paris (II)*, **324**, 545-552.
- MORA H., KELLOGG J.N., FREYMULLER J.T., DIXON T.H. & LEFFLER L. 1995. Tectonics of northwestern South America, CASA GPS measurements. *EOS, April 25*, T21A-3.
- MOSQUERA C. 1949. Viaje de reconocimiento y estudio por el rio Santiago (Prov. De Esmeraldas). *Bol. Inf. Cient. Nac., Quito*, **2**, 18-19, 15-24.
- MOSQUERA C. 1950. Viaje de reconocimiento y estudio por el rio Mira, rio San Juan o «Mayasquer» y rio Camumbi de las provincias de Esmeraldas y Carchi en la frontera con Colombia. *Bol. Inf. Cient., Quito*, **3**, 26-27, 502-516.
- NAFE J.E. & DRAKE C. L. 1957. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, **22**, 1-4, 523-552.
- NAVARETTE E. 1986. Estudio micropaleontologico de la formacion San Mateo en el corte de Puerto Lopez-Salango, Manabi. *Actas del IV Congreso Ecuatoriano de Ingenieria, Geologia, Minería y Petroleo, Quito*, **1**, 111-122.
- NAYLOR M.A., LAROQUE J.M. & GAUTHIER B.D.M. 1994. Understanding extensional tectonics : insight from sandbox models. in *Geodynamic evolution of sedimentary Basins, International Symposium, F. Roure, N. Ellouz, V.S. Shein, I. Skvortsov ed., Moscow*, 69-83.
- NOBLE D.C., MC KEE E.H. & MÉGARD F. 1979. Early Tertiary «Incaic» tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of Central Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 903-907.
- NOBLET C., LAVENU A. & SCHNEIDER F. 1988. Etude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du Sud de l'Equateur : l'exemple du bassin de Cuenca. *Géodynamique*, **3**, 1-2, 117-138.
- ODIN G.S. & MATTER A. 1981. De Glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611-641.
- OLSSON A.A. 1964. Neogene Mollusks from northwestern Ecuador. *Paleont. Res. Inst., Ithaca*, 256 p.
- OLSSON A.A. 1942. Tertiary deposits of NO south america. *Proc. 8th Am. Sci. Congr., Washington*, **4**, 231-287.
- ORDOÑEZ M. 1991. Bioestratigrafia y Paleoecologia del Plio-Pleistoceno del Graben de Jambeli. *Tesis de Grado de Doctor, Universidad de Guayaquil, Ecuador*.
- ORDOÑEZ M. & ZAMBRANO I. 1988. Informe bioestratigrafico del pozo Ricaurte 1 (Area de foraminiferos). *Rapport interne CEPE*.
- ORDOÑEZ M., JIMÉNEZ N. & ZAMBRANO I. 1998a. Informe Paleontologico de 24 Muestras de afloramientos de la cuenca de Manabi. *Convenio PETROPRODUCCION-ORSTOM*, 28 p.
- ORDOÑEZ M., JIMÉNEZ N. & ZAMBRANO I. 1998b. Bioestratigrafia y paleoecologia de 45 muestras de la cuenca Esmeraldas. *Convenio PETROPRODUCCION-ORSTOM*, 60 p.
- ORDOÑEZ M., ZAMBRANO I. & JIMÉNEZ N. 1986. Bioestratigrafia de la cuenca Progreso en la provincia del Guayas. *IV Congreso Ecuatoriano de Geologia, Minería y Petroleo, Quito, Ecuador*.
- PAGE W.D. 1986. Seismic geology and seismicity of northwestern Colombia. *Report for ISA and Integral-Woodward-Clyde Consultants, Medellin, Colombia*, 156 p.
- PARDO-CASAS F. & MOLNAR P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, **6**, 233-248.

- PENNINGTON W.D. 1981. Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern south America. *J. Geophys. Res.*, **86**, B11, 10753-10770.
- PILGER R.H. 1983. Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstruction. In : *Geodynamics of the eastern Pacific region, the Caribbean and the Scotia Arc*, Edited by: Cbré, Am. *Geophys. Un., Geodyn. Ser.*, **9**, 113-125.
- PILGER R.H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism : South American Andes. *J. Geol. Soc. London*, **141**, 793-802.
- PILSBRY H.A. & OLSSON A.A. 1941. A Pliocene Fauna from Western Ecuador. *Proc. Acad. Nat. Sc. Philad.*, **93**, 1-79, pl. 1-19.
- PINDELL J.L. & BARETT S.F. 1990. Geological evolution of the Caribbean region ; a Plate Tectonic perspective. In : *The Geology of North America, Vol H, The Caribbean Region, The GSA, 1990*.
- POULENARD J., TOULKERIDIS T. & PODWOJEWSKI P. 1999. Rapid tectonic uplift as revealed by pedologic changes : the Ofia massif, southern part of central Ecuador. *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, Germany, October 4-6, 597-599*.
- REYNAUD C., JAILLARD E., LAPIERRE H., MASCLE G.H. & DUPUIS, V. 1999. Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador : their place in the geodynamic evolution of the northwestern America. *Tectonophysics*, **307**, 235-254.
- RISNES K. 1995. Géodynamique du sud-ouest des Andes colombiennes (dépression du Cauca-Patia) durant le Néogène. Approche paléomagnétique. *Thèse de doctorat de l'Université de Genève*, 169 p.
- ROBERTS T.R. 1975. Characoïd fish teeth from Miocene deposits in the Cuenca Basin, Ecuador. *J. Zool. Lond.*, **175**, 259-271.
- ROPERCH P., MÉGARD F., LAJ C., MOURIER T., CLUBE T. & NOBLET C. 1987. Rotated oceanic blocks in western Ecuador. *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 5, 558-561.
- ROSENBERG G. 1981. The Esmeraldas formation of Ecuador : Molluscan fauna and paleoecology, age and correlations (abstract). *Senior Thesis, Princeton Univ., Dept. of Geology & Geophysics, (unpublished). Princeton*.
- ROSETO M. 1999. Analisis tectonosedimentario e interpretacion geodinamica de las secuencias oligocenas y neogenas de la cuenca oriente ecuatoriana. *Tesis de grado de ingeniero geologo, Universidad central del Ecuador*, 106 p.
- SAUER W. 1955. Coprinisphaera Ecuadoriensis. Un fósil singular del Pleistoceno. Equateur. *Boletin Instituto Ciencias Naturales, Universidad Central, Año I*, 2-8.
- SCHWEINFURTH S. 1957. Geology of the Daular Area, Progreso Basin, Guayas Province, Ecuador. *Calec, Cautivo MEC-G-81 18*.
- SÉBRIER M., LAVENU A., FORNARI M. & SOULAS J.P. 1988. Tectonics and uplift in the Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, **3**, 85-106.
- SÉBRIER M. & SOLER P. 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from Late Oligocene time to present. In R.S. Harmon & C.W. Rapela (eds), *Andean magmatism and its tectonic setting. GSA Spec. Paper 265*, 259-278.
- SHEPPARD G. 1937. The geology of Southwestern Ecuador. *Billing and Sons, London*, 275 p.
- SIGAL J. 1969. Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Équateur. *Rev. Esp. Micropal.*, **1**, 205-236.
- SINCLAIR J.H. & BERKEY C.P. 1923. Los Cherts y las rocas igneas del campo petrolifero de Santa Elena. *Min. de OO., Quito*.
- SMALL J. 1962. Stratigraphy of Southwest Ecuador and Ancon Oilfield Studies. *Thèse de doctorat, Université du Colorado*, 185 p.
- SMITH J.A. 1947. Informes geologicos y geofisicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. *Rapports inedits, Dir. Min. Petrol., Minist. Econ., Quito*.
- SOREL D., MERCIER J.L., KERAUDREN B. & CUSHING M. 1988. Le rôle de la traction de la lithosphère subductée dans l'évolution géodynamique plio-pléistocène de l'arc égéen ; Mouvement verticaux alternes et variations du régime tectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **307**, 1981-1986.
- STAUDER W. 1975. Subduction of the Nazca plate under Peru as evidence by focal mechanisms and by seismicity. *Journ. Of Geophys. Res.*, **80**, 8, 1053-1064.

- STEINMANN G. 1929. Geologie von Peru. *Karl Winter, Heidelberg*, 448 p.
- STEINMANN M. 1997. The Cuenca basin of southern Ecuador : tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution. *Thèse de doctorat, ETZH-Zürich*, 175 p.
- STEINMANN M., HUNGERBÜHLER D., SEWARD D. & WINKLER W. 1999. Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes : a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics*, 307, 225-276.
- SUTTON E. 1959. Geology of the Colonche Hills, Julio Moreno and Dos Bocas Areas, Progreso Basin, Guayas Province Ecuador. *Calec, rapport inédit*.
- THALMANN H. 1946. Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 30, 337-347.
- THALMANN H.E. 1946. Micropaleontology of Miocene Progreso Formation, southwestern Ecuador. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 57, 12, 1236.
- TSCHOPP H.J. 1945. Bosquejos de la Geología del Oriente Ecuatoriano. *Bol. Inst. Sudamer. Petrol., Montevideo*, 1, 5, 466-484.
- TSCHOPP H. J. 1953. Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bull.*, 37, 2303-2347.
- TSUCHI et al. 1988. Fundamental data on Cenozoic stratigraphy of the Pacific Coast of Ecuador. *Reports on Andean studies, Shizuoka University*, 2.
- UYEDA S. & KANAMORI H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, 84, B3, 1049-1061.
- VAN THOURNOUT F., QUEVEDO L., PASTEELS P. & BAVEN A. 1990. Radiometric ages of igneous rocks from northwestern Ecuador. *Bull. Soc. Belge Géologie*, 99, 71-77.
- VAN THOURNOUT F., HERTOGEN J. & QUEVEDO L. 1992. Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. *Tectonophysics*, 205, 205-221.
- VILLACRES J. 1990. Estudio estratigrafico y sedimentologico de la fm Angostura en el rio Cascol y Cerro La Mona. *Tesis de Grado, ESPOL, Guayaquil*.
- VOKES E.H. 1988. Muricidae (Mollusca : Gastropoda) of the Esmeraldas beds, northwestern Ecuador. *Tulane Stud. Geol. And Paleontol.*, 21, 1, 1-50.
- VON HUENE R. & LALLEMAND S. 1990. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geol. Soc. America Bull.*, 102, 704-720.
- VON HUENE R. & SCHOLL D.W. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Rev. Geophysics*, 20, 279-316.
- WADGE G. & BURKE K. 1983. Neogene Caribbean Plate rotation and associated Central American tectonic evolution. *Tectonics*, 2, 6, 633-643.
- WALLRABE-ADAMS H.J. 1990. Petrology and geotectonic development of the western Ecuadorian Andes : the basic igneous complex. *Tectonophysics*, 185, 163-182.
- WANG K. 1996. Simplified Analysis of horizontal stresses in a buttressed forearc sliver at an oblique subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 16, 2021-2024.
- WHITTAKER J.E. 1988. Benthic Cenozoic Foraminifera from Ecuador (Coastal area). *British Museum (Natural History), London*, 194 p.
- WILLIAMS. 1947. Informes geologicos y geofisicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. *Rapports inédits, Dir. Min. Petrol., Minist. Econ., Quito*.
- WINTER T. 1990. Mécanismes de déformation récentes dans les Andes équatoriennes. *Thèse de doctorat, Université de Paris Sud-Orsay*, 167.
- WORTEL M.J.R. 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *J. Geol. Soc., London*, 141, 254-286.
- WORTEL M.J.R. & CLOETINGH H. 1981. On the origin of Cocos-Nazca spreading center. *Geology*, 9, 425-430.

ANNEXE 1

**Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du Golfe de Guayaquil :
bassin d'avant-arc néogène et quaternaire du Sud des Andes Equatoriennes.***

*Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil :
Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south ecuadorian Andes.*

Yann Deniaud*, Patrice Baby^o, Christophe Basile*, Martha Ordoñez⁺, Gallo Montenegro⁺, et Georges Mascle*

* Institut Dolomieu - UPRES-A CNRS-UJF 5025 - 15 rue Maurice Gignoux - 38 031 Grenoble Cedex

^o IRD - Apartado 17 12 857 - Quito – Equateur

+ LABOGEO PETROPRODUCCION – via a Salinas Km 6 ½ - Guayaquil – Equateur

Résumé :

Des données de sismique réflexion et de forages d'origine industrielle permettent de préciser la structure du Golfe de Guayaquil. La période majeure d'ouverture du plus profond bassin avant-arc des Andes centrales date du Pléistocène inférieur. Il se localise à la terminaison méridionale de la zone de décrochement Dolores-Guayaquil, entre des failles normales WNW-ESE et des structures transpressives N-S. Les mécanismes conduisant à son ouverture sont du type de ceux des bassins en " pull-apart " avec une ouverture en relais entre la faille Dolores-Guayaquil à l'Est, et la zone de subduction à convergence oblique à l'Ouest. Au Pléistocène supérieur, une chute brutale des taux de sédimentation est associée à la double influence de la régression mondiale liée aux glaciations quaternaires et d'un épisode transpressif.

Mots clefs : bassin d'avant-arc, tectonique, taux de sédimentation, Néogène, bassin sur décrochement, Equateur, Golfe de Guayaquil

Abstract :

The analysis of industrial seismic and well data of the Gulf of Guayaquil allows us to constrain the structure of the Gulf of Guayaquil. The main opening phase of the deepest South Ecuadorian Neogene and Quaternary fore-arc basin occurred during the Lower Pleistocene time. It is located at the Southern tip of the Dolores-Guayaquil megashear zone, between WNW-ESE normal faults and N-S transpressional structures. Processes from which it originated are similar to those of a pull-apart basin. It developed between the Dolores-Guayaquil megashear to the East, and the oblique convergent Nazca-South America plate boundary to the West. During the Upper Pleistocene, the sedimentation rate decreases drastically in relation with both the glaciation-related sea-level falls and a transpressional event.

Key words : fore-arc basin, tectonic, sedimentation rates, Neogene, strike-slip basin, Ecuador, Gulf of Guayaquil

*Publié in *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 1999, **328**, 181-187

Géologie Alpine, 2000, Mémoire H.S. n° 32

Abridged version :

The Gulf of Guayaquil, between the Peru and the Ecuador, is the most deeper Neogene and Quaternary fore-arc basin of the central Andes. It is located at the south end of the dextral Dolores-Guayaquil megashear zone (Marchant, 1961 ; Benitez, 1995), which marks the suture zone between the Ecuadorian coastal block of oceanic substratum accreted during Paleogene times at the South American continental margin (Jaillard, 1995, 1997 ; Benitez, 1995) (fig.1).

The analysis of unpublished petroleum data (seismic sections and wells) as well as new field trips realized as part of the research convention between the I. R. D. (French Research Institute for the Development in cooperation) and the Ecuadorian state petroleum company PETROPRODUCCION, allowed us to map the structure of the Gulf of Guayaquil and to study his sedimentary filling. In this paper we present these new data and propose an opening and a tectonic and sedimentary evolution model. The geodynamical implications are discussed.

Gulf of Guayaquil Structure

The Gulf of Guayaquil is divided in two basins by the South end of the dextral Dolores-Guayaquil megashear zone. This fault cuts the Isla Puna and goes on southwestward up to the Zorritos shelf where it generates the N-S structures of Santa-Clara and Amistad, which divide the Gulf in two parts (fig. 2).

East of the Dolores-Guayaquil fault, the Jambeli basin is an half-graben with a monoclinial tip toward the N-W (Litton Ressources Group, 1986).

Westward, the Gulf of Guayaquil (*sensu stricto*) is limited to the North by the ESE-WNW trending and South dipping Posorja normal fault zone, to the South by the Zorritos shelf and to the West by the continental shelf-break marked at some places by mud diapirs. It is divided in two sub-basins by the E-W Esperanza structure, an antiform structure which expands on the top of a basculated block shoulder (fig. 3a). The East side of this basin shows N-S " en echelon " folds, like the Amistad structure (fig 3b), which expands along the Dolores-Guayaquil strike-slip fault, here a subvertical positive flower structure (Harding, 1985), rooted in the substratum.

The development of the Gulf of Guayaquil along the NE-SW end of the Dolores-Guayaquil strike-slip zone, with ESE-WNW normal faulting and N-S " en echelon " transpressional structures shows that this basin is contemporary with NE-SW dextral strike-slip movements.

Gulf of Guayaquil Pliocene to present sedimentary filling

The Pliocene to Lower Pleistocene sedimentary filling of the Gulf of Guayaquil is named Puna Formation. Its lower part crops out in the coastal cliffs, north of the Isla Puna. At this location, the Puna Formation is composed of grey olive-green brittle clay, chalky brown yellow

muddy silts, brittle brown fine sandstone, conglomerate with rounded pebbles and coquinas. It shows estuarine fining-upward sequences with tidal sedimentary structures like flasers, herring bones and swell structures like hummocky cross stratifications. These structures present southwestward transport direction. The upper part of the Puna Formation is only known from wells and had the same characteristics (fig. 4) of marine deltaic environment.

The Upper Pleistocene and the Holocene are not described in outcrops. In wells and seismic sections, they form two sequences : the first coarsening and thickening up which corresponds to regressive deposits dated from the Upper Pleistocene, and the second fining and thinning up which corresponds to transgressive deposits dated from the Holocene (fig. 4).

Sedimentation rates (fig. 5)

Sedimentation rates were calculated with the organic matter maturation mathematical simulation software GENEX (BEICIP-FRANLAB, 1995). Simulations were made upon wells and constructed sedimentary columns at the depocenters based on the seismic interpretations. The biostratigraphies of the well were elaborated in PETROPRODUCCION GUAYAQUIL (Ordoñez, 1991).

The main stage of deposition fit with the Lower Pleistocene with tapes the higher sedimentation rate (8,600 m/My at the depocenter of the Gulf of Guayaquil and 3,000 at the depocenter of the Jambeli graben). This stage is followed by a drastic fall in the rate of sedimentation during the Upper Pleistocene (Biochronozone N 23, 1 My to 100,000 y B. P.) with values ranging from 700 to 1,400 m/My. The Holocene (Biochronozone N 23, 100,000 y B. P. to present) shows a new increase in the rates of sedimentation with values reaching 4,500 m/My.

Geodynamic implications

The opening of the Gulf of Guayaquil began during the Pliocene and reached its height during the Lower Pleistocene, leading up to a deposition on the whole basin of 4,000 meters of Plio-Pleistocene sediments. This important accommodation implies a tectonic origin of the subsidence. The extensional structures E-W and the transpressional structures N-S show that the Gulf of Guayaquil is related to the dextral slip of the Dolores-Guayaquil fault which is related to the northward migration of the Ecuadorian coastal block in the oblique subduction context. Off the Ecuadorian coast, the N80 oriented convergence vector (De Mets et al., 1989) and the N30 oriented trench are leading up to a partition of the displacement (Beck, 1983) : the normal component is absorbed by the subduction zone and the tangential component by the slip of dextral strike-slip parallel to the trench (Ryan and Scholl, 1989) like the major Dolores-Guayaquil fault.

The major fall of the sedimentation rates during the Upper Pleistocene may be linked to the world sea-level

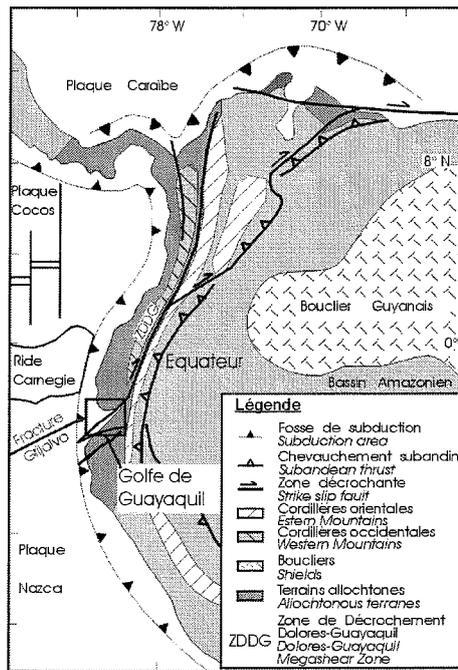


Fig. 1 : Cadre géodynamique de l'étude
(d'après Boinet et al., 1985 ; modifié)

Fig. 1 : Geodynamical setting
(From Boinet et al., 1985 ; modified)

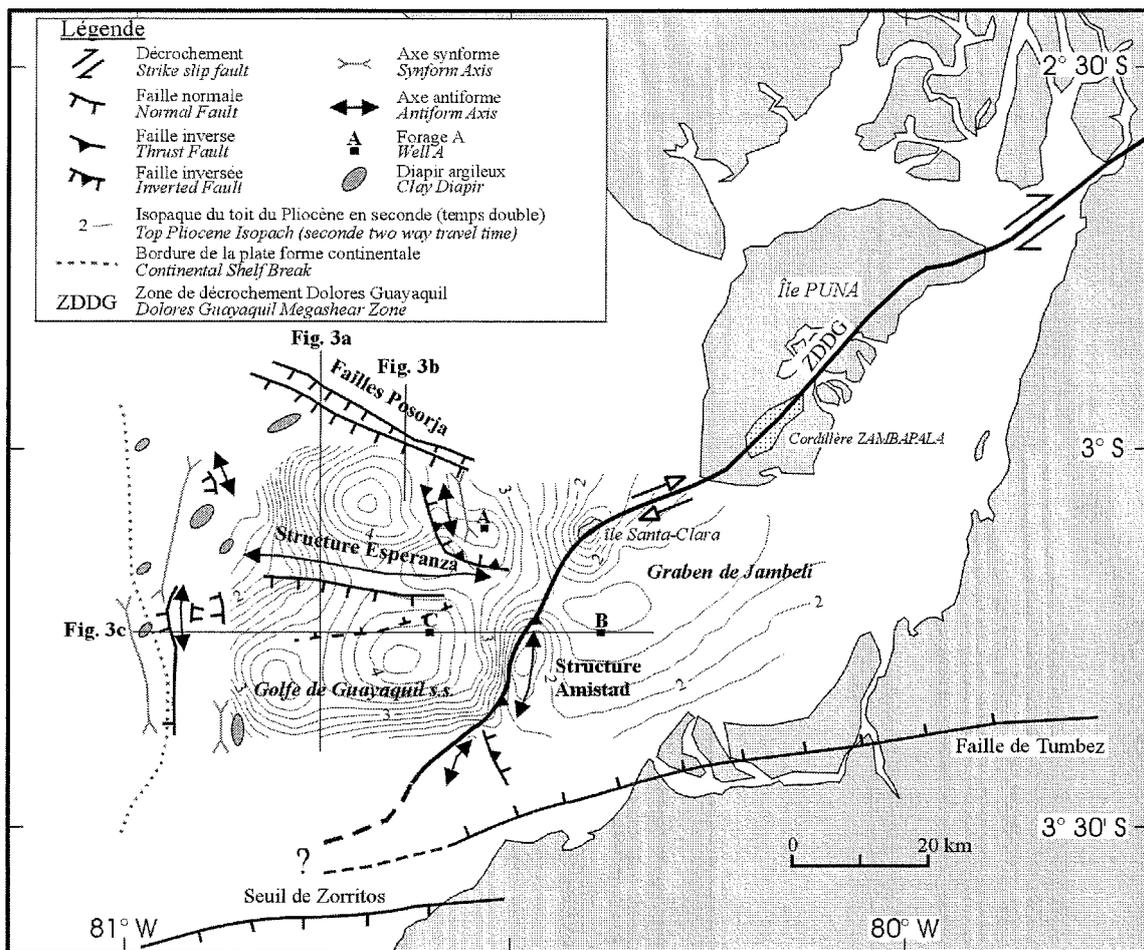


Fig. 2 : Structure du Golfe de Guayaquil
Fig. 2 : Structure of the Gulf of Guayaquil

fall related to the Quaternary glaciation (Haq et al., 1987) and to a transpressional event at the origin of the Zambapala Mounts, SW of the Isla Puna, where some Pleistocene deposits can be observed at the top, 300 m above sea-level. The Holocene increase of the sedimentation rates may be linked to the post glaciation sea level rise (Haq et al., 1987) and to the tectonic subsidence increase related to the present transtensional slip of the Dolores-Guayaquil megashear (Winter, 1990 ; Dumont, 1996).

The Gulf of Guayaquil is a peculiar pull-apart basin which is opening between the Dolores-Guayaquil strike-slip fault to the East and the oblique convergent subducting zone to the West. It works in a transtensional context with episodic compressional events, probably linked to the subduction characteristics off the Ecuadorian coast.

Version française :

Introduction

Le Golfe de Guayaquil, situé au Sud de l'Equateur, est le plus profond des bassins d'avant-arc néogènes et quaternaires des Andes centrales (fig. 1). Il se localise à la terminaison Sud du faisceau de failles décrochantes Dolores-Guayaquil et Naranjal (Marchant, 1961 ; Benitez, 1995) qui se branche plus au Nord sur la zone de suture du bloc côtier équatorien d'affinité océanique à la paléomarge sud-américaine Guayaquil (Juteau et al., 1977 ; Feininger et Bristow, 1980 ; Feininger, 1987). L'ensemble de blocs allochtones d'affinités océaniques qui constituent le substratum du Golfe de Guayaquil, a été accrété à la marge sud-américaine au cours de la dernière phase d'accrétion de matériel océanique connue en Equateur et datée du Paléogène (Jaillard, 1995, 1997 ; Benitez, 1995).

L'analyse de données de sismique réflexion et forages d'origine industrielles ainsi que des travaux de terrain, réalisés dans le cadre d'une convention de recherche entre l'I. R. D. (Institut français de Recherche pour le Développement en coopération) et la compagnie pétrolière d'état équatorienne PETROPRODUCCION, ont permis de cartographier les structures du Golfe de Guayaquil et de reconstituer l'histoire de son remplissage sédimentaire. Dans cet article, nous présentons ces nouvelles données et proposons un modèle d'ouverture et d'évolution tectono-sédimentaire du Golfe de Guayaquil. Les implications géodynamiques sont discutées.

Structure du Golfe de Guayaquil (fig. 2)

Le Golfe de Guayaquil est divisé en deux bassins par la terminaison sud du décrochement dextre Dolores-Guayaquil (fig. 2). En effet, cette faille traverse l'île Puna et se prolonge au S-O, probablement jusqu'au seuil de Zorritos, le long des structures N-S Santa-Clara et Amistad, scindant le Golfe de Guayaquil en deux ensembles.

A l'Est, le bassin de Jambeli correspond à un hémigraben à basculement monoclinale vers le N-O (Litton Resources Group, 1986). La partie la plus profonde du graben suit la zone décrochante.

A l'Ouest le bassin du Golfe de Guayaquil (sensu stricto) est limité au Nord par le système de failles normales Posorja ESE-WNW à pendage sud, au Sud par le seuil de Zorritos, et à l'Ouest par le rebord de la plate-forme continentale, jalonné par endroits d'importants diapirs de boue. Il est divisé en deux sous-bassins par la structure Esperanza d'axe E-O, qui correspond à une antiforme se développant sur l'épaule d'un bloc basculé (fig. 3a, coupe N-S). Le bord oriental de ce bassin est déformé par des plis en échelons N-S, comme la structure Amistad, (fig. 3b, coupe E-W). Cet anticlinal se développe le long du décrochement Dolores-Guayaquil qui se traduit ici par un système de failles subverticales enracinées dans le substratum et s'ouvrant en fleurs positives (Harding, 1985).

Le Golfe de Guayaquil est donc divisé en deux bassins qui se sont localisés le long de la terminaison NE-SW du décrochement Dolores-Guayaquil. Le développement de failles normales WNW-ESE et de structures transpressives N-S en échelon montre qu'ils correspondent à des bassins contemporains d'importants mouvements décrochants dextres NE-SW.

Remplissage sédimentaire pliocène à actuel du Golfe de Guayaquil (fig. 4)

Les forages réalisés dans le Golfe de Guayaquil ont atteint le Miocène moyen à l'Est dans les plis en échelons et dans le Graben Jambeli, alors qu'à l'Ouest dans le Golfe de Guayaquil s.s. ils n'atteignent que rarement le Miocène supérieur. Le maximum du remplissage sédimentaire bien daté dans le golfe de Guayaquil correspond donc aux dépôts d'âge Plio-Quaternaire.

Aux dépocentres, la série d'âge pliocène et pléistocène inférieur a ainsi une épaisseur d'environ 5000 mètres. Elle correspond aux dépôts de la Formation Puna (Pilsbry et Olsson, 1942 ; Hoffstetter, 1947 ; Baldock, 1982 ; Benitez, 1995) dont la partie inférieure affleure dans les falaises marines situées au Nord de l'île Puna. A cette localité type, la Formation Puna se compose d'argiles gris olive, friables, de siltites argileuses marron jaunâtre parfois calcaires, de grès fins marrons et peu compacts, de conglomérats à galets ronds et de lumachelles de lamelli-branches. Elle s'organise en séquences grano-décroissantes comprenant des structures sédimentaires de chenaux estuariens comme des structures de marées de type «flasers» et «Herring bones», et des stratifications entrecroisées de type «Hummocky Cross Stratifications». Ces structures montrent des sens de transport vers le SW. La partie supérieure de la Formation Puna reconnue en forage présente les mêmes caractéristiques sédimentaires et séquentielles (fig. 4) d'environnement marin deltaïque de faible profondeur d'eau.

Le Pléistocène supérieur et l'Holocène ne sont pas décrits à l'affleurement. En forage et en sismique, ils apparaissent sous forme de deux séquences grés-argileuses : la première grano- et strato- croissante correspondant à des dépôts régressifs d'âge Pléistocène supérieur et la seconde grano- et strato- décroissante à des dépôts transgressifs d'âge Holocène (fig. 4).

Taux de sédimentation

Les taux de sédimentation dans le Golfe ont été modélisés au moyen du logiciel de simulation mathématique de maturation de roches mères GENEX (BEICIP-FRANLAB, 1995) permettant les reconstructions de température, de pression, de taux de subsidence de bassin et d'évolution de maturité et de composition de la matière organique. Ce calcul a été effectué à partir des données recueillies en forages dans le Golfe, où les différentes formations sédimentaires sont bien définies, et de colonnes sédimentaires reconstituées à partir de l'interprétation sismique à proximité des dépo-centres du bassin afin d'obtenir le signal sédimentaire le plus fort.

La figure 5 présente ainsi les courbes d'évolution des taux de sédimentation de deux colonnes sédimentaires reconstituées à partir de l'interprétation de réflecteurs sismiques identifiés par le calage de forages dont l'étude biostratigraphique a été réalisée à PETROPRODUCCION GUAYAQUIL (Ordoñez, 1991). Ces réflecteurs correspondent aux bases de l'Holocène, du Pléistocène supérieur (Biochronozone N23), du Pléistocène inférieur (Biochronozone N22, formation Puna supérieur), du Pliocène (Biochronozone N18 à N21, formation Puna inférieur) et de la base de la formation Progreso d'âge miocène moyen à supérieur (Biochronozone N10 à N18). Les profondeurs ont été calculées par l'application d'une courbe de conversion temps-profondeur, déterminée lors du calage des forages sur les sections sismiques.

Les taux de sédimentation les plus importants des bassins de Jambeli et du Golfe de Guayaquil s.s. datent du Plio-Quaternaire (Biochronozone N18 à N23, 5,3 Ma à l'Actuel), avec des valeurs comprises entre 700 et 8 600 m/Ma, au moins deux fois supérieures à celles du Miocène moyen à supérieur (Biochronozone N10 à N18, 14 à 5,3 Ma B.P.).

L'étape principale d'ouverture correspond au Pléistocène inférieur (Biochronozone N22, 1,75 à 1 Ma B.P.) qui enregistre les plus forts taux de sédimentation (8 600 m/Ma au dépo-centre du Golfe de Guayaquil s.s., et 3 000 m/Ma dans le Graben de Jambeli). Cette étape est suivie par une chute brutale de la sédimentation avec des taux variant entre 700 et 1 400 m/Ma au cours du Pléistocène supérieur (Biochronozone N23, 1 Ma à 100 000 ans B.P.). Enfin l'Holocène (Biochronozone N23, 100 000 ans B.P. à l'actuel) se caractérise par une nouvelle croissance des taux de sédimentation qui atteignent des valeurs de 4 500 m/Ma.

Implications géodynamiques

L'ouverture du Golfe de Guayaquil débute au Pliocène et atteint son paroxysme au Pléistocène inférieur où sont enregistrés les plus forts taux de sédimentation (3 000 à 8 600 m/Ma). Elle s'étale sur une période d'un million d'année environ durant laquelle se sont déposés sur l'ensemble du bassin plus de 4000 mètres de sédiments d'âge Plio-Pléistocène (fig. 4). L'importance de l'espace disponible à la sédimentation nécessaire à ces dépôts ne peut

s'expliquer que par une origine tectonique de la subsidence liée à la nature même du bassin. Les structures extensives N-S et transpressives E-W montrent en effet que le Golfe de Guayaquil est un bassin sur décrochement dont l'ouverture est étroitement liée au jeu dextre de la faille Dolores-Guayaquil qui accompagne la migration vers le Nord du bloc côtier équatorien dans un contexte de subduction oblique (Jarrard, 1986). Ainsi, au large de l'Equateur, l'orientation N 80 du vecteur de la convergence et N 30 de la fosse (De Mets et al., 1989) entraînent la partition des déformations (Beck, 1983) : la composante normale est absorbée par la subduction et la composante tangentielle par le jeu de décrochements dextre parallèles à la fosse (Ryan et Scholl, 1989) dont le plus important est la zone de failles Dolores-Guayaquil.

La chute brutale des taux de sédimentation au Pléistocène supérieur (fig. 4 et 5) peut être associée à la double influence de la régression mondiale liée aux glaciations quaternaires (Haq et al., 1987) et d'un épisode transpressif à l'origine de la formation de la cordillère de Zambapala au Sud-Est de l'île Puna (fig. 2), où des dépôts d'âge pléistocène à faciès de plage s'observent au sommet à une altitude de 300 mètres. Le retour de forts taux de sédimentation à l'Holocène (fig. 4 et 5) serait lié à la transgression postglaciaire (Haq et al., 1987) et à la reprise d'une importante subsidence dans le Golfe, associée au jeu transtensif actuel de la zone décrochante Dolores-Guayaquil (Winter, 1990 ; Dumont, 1996).

Le bassin du Golfe de Guayaquil s'apparente donc à un bassin de type " pull-apart " qui s'ouvre en relais entre la faille Dolores-Guayaquil à l'Est, et la zone de subduction à convergence oblique à l'Ouest. Il fonctionne dans un contexte globalement transtensif perturbé par des épisodes plus compressif dont l'origine est probablement à rechercher dans les caractéristiques de la subduction au droit de la marge équatorienne. Les influences de la ride Carnegie (fig. 1) entrée en subduction au droit de la côte équatorienne au Pléistocène (Lonsdale, 1978 ; Ego, 1995), ou de la fracture de Grijalva située au droit du Golfe de Guayaquil (fig. 1), ne sont sûrement pas négligeables et restent à préciser.

Remerciements :

Les auteurs souhaitent remercier Marco Rivadeneira pour son appui amical qui facilita la réalisation de ces travaux, et Washington Vilema pour sa connaissance de l'Isla Puna et son aide précieuse sur le terrain.

Bibliographie

Baldock J. W. (1982). Geologia del Ecuador: Boletín de la Explicación del mapa Geológico de la Republica del Ecuador, Esc 1:1,000,000. 70 p. (Dirección General de Geología y Minas, Quito, Ecuador).

Beck jr. M. E. (1983). On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93, 1-11.

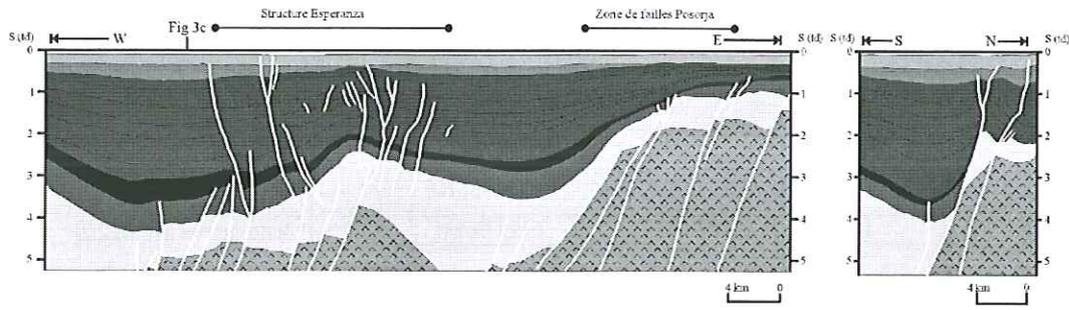


Fig 3a : Coupe N-S du Golfe de Guayaquil
 Fig. 3a : North-South cross section of the Gulf of Guayaquil

Fig 3b : Structure Posorja
 Fig. 3b : Posorja Structure

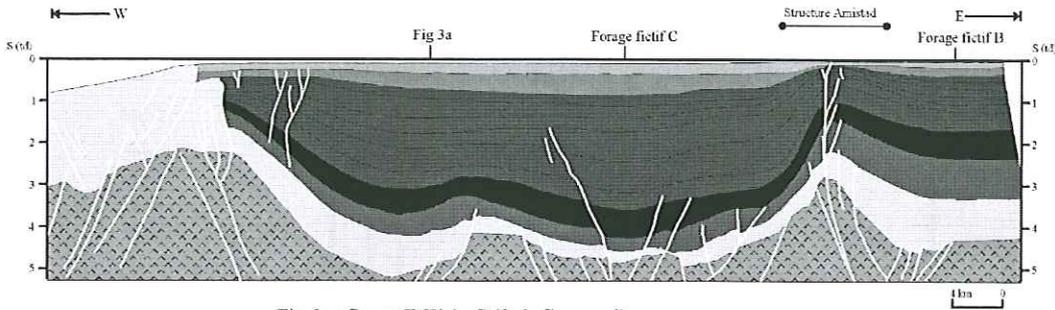


Fig. 3c : Coupe E-W du Golfe de Guayaquil
 Fig. 3c : East-West cross section of the Gulf of Guayaquil

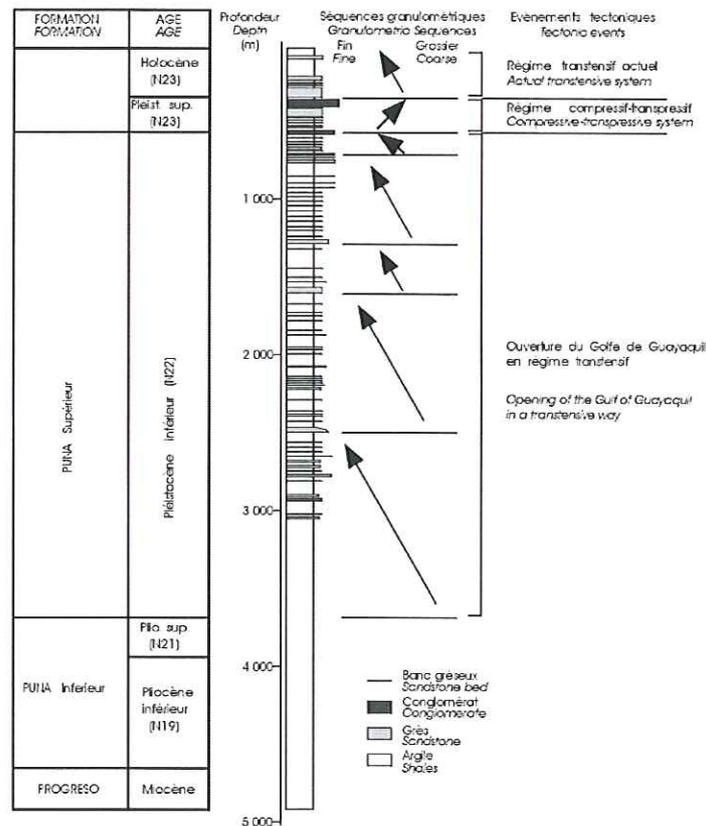


Fig. 4 : Stratigraphie et séquences du forage A du Golfe de Guayaquil
 Fig. 4 : Stratigraphy and sequences in the well A of the Gulf of Guayaquil

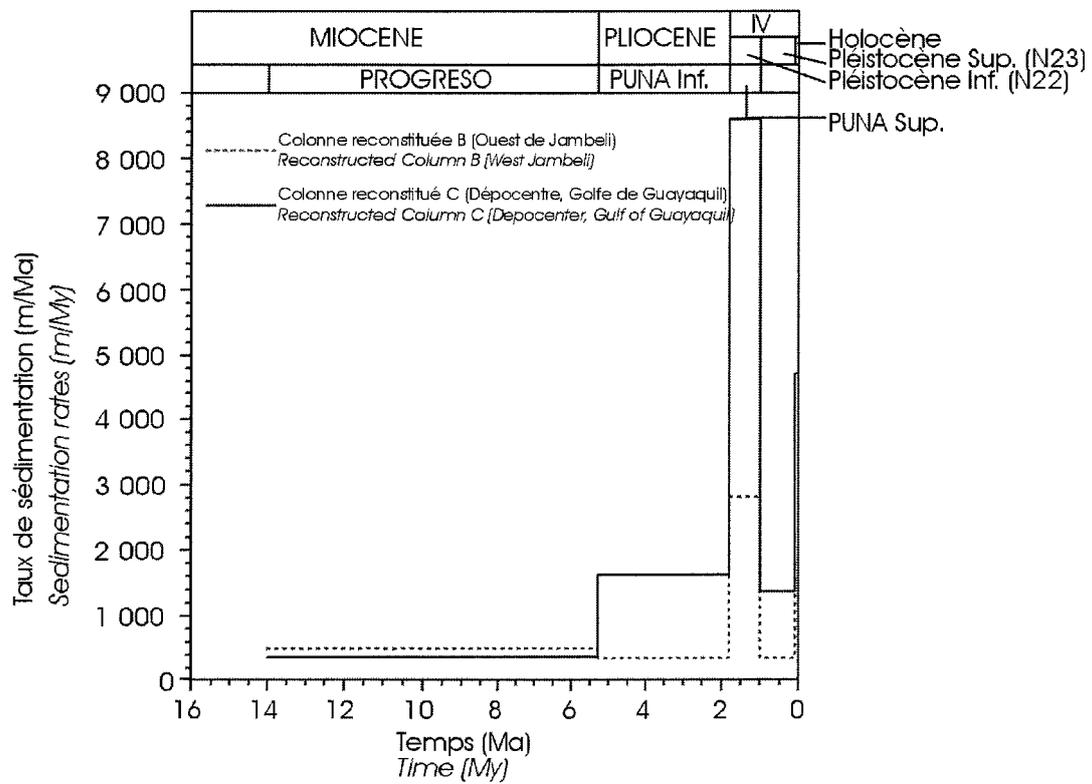


Fig. 5 : Taux de sédimentation des colonnes sédimentaires reconstituées B et C (calculés en utilisant le programme GENEX)

Fig. 5 : Sedimentation rates of the reconstructed sedimentary column B and C (calculated using the GENEX Software)

- Benitez S. B. (1995).** Evolution géodynamique de la province cotière sud-équatorienne au Crétacé supérieur Tertiaire. *Géologie Alpine*, **71**, 208 p.
- Boinet t., Bourgois J., Mendoza H., Vargas R. (1985).** Le poinçon de Pamplona (Colombie) : un jalon de la frontière méridionale de la plaque caraïbe. *Bull. Soc. Geol. France*, **8**, 1, 3, 403-413.
- De Mets C., Gordon R. G., Argus D. F. et Stein S. (1989).** Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- Dumont J.-F., Benitez S., Ortlieb L., Lavenu A., Guillier B., Alvarado A., Martinez C., Jouannic C., Toala G., Vivanco J. et Poli J.-T. (1996).** - Neotectonic of the coastal region of Ecuador : a new pluridisciplinary research project. Third ISAG, Saint-Malo, 175-178.
- Ego F. (1995).** Accommodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordillera, les Andes d'Equateur. *Thèse de doctorat d'université*, Univ. Paris-Sud centre d'Orsay.
- Feininger T. (1987).** Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru. *Can. J. Earth Sc.*, **24**, 266-278.
- Feininger T. et Bristow C. R. (1980).** Cretaceous and Paleogene geologic History of Coastal Ecuador. *Geol. Rundsch.*, **69**, 3, 849-874.
- Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. (1987).** Chronology of fluctuating sea-level since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- Harding T. P. (1985).** Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *AAPG Bull.*, **69**, 4, 582-600.
- Jaillard E., Benitez S. et Mascle G. H. (1997).** Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bull. Soc. géol. France*, **168**, 4, 403-412.
- Jaillard E., Ordonez M., Benitez S., Berrones G., Jimenez N., Montenegro G. et Zambrano I. (1995).** Basin Development in an Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting : Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time. *in* : Tankard A. J., Suarez S. R. et Welsink H. J., éd., *Petroleum basins of South America*, A.A.P.G., **Memoir 62**, 615-631.
- Jarrard R. D. (1986).** Terrane motion by strike-slip faulting of fore-arc slivers. *Geology*, **14**, September 1986, 780-783.
- Juteau T., Mégard F., Raharison L. et Whitechurch H. (1977).** Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien; nature pétrographique et position structurale. *Bull. Soc. géol. France*, **105**, 1127-1132.
- Litton Ressources Group. (1986).** - The Gulf of Guayaquil Basin Study - Integrated report -. Western Geophysical Company
Litton ressources group for CEPE, October 1986.
- Lonsdale P. (1978).** Ecuadorian Subduction System. *A. P. G. Bull.*, **62**, 12, 2454-2477.
- Marchant S. (1961).** A photogeological analysis of the structure of the western Guayas province, Ecuador, with discussion of the stratigraphy and Tablazo formation derived from surface mapping. *Quat. J. Geol. Soc. London*, **114**, 215-233.
- Ordoñez, M. (1991).** Bioestratigrafía y Paleoecología del Plio-Pleistoceno del Graben de Jambeli. *Tesis de grado de Doctora en Geología*, Univ. Guayaquil, Equateur.
- Pilsbry H. A. et Olsson A. A. (1941).** A Pliocene fauna from Western Ecuador. *Proc. Acad. Nat. Sc. Philad.*, **XCIII**, 1-79.
- Ryan H. F. et Scholl D. W. (1989).** The evolution of fore-arc structures along an oblique convergent margin, central Aleutian arc. *Tectonics*, **8**, 3, 497-516.
- Winter T. (1990).** Mécanisme de déformation récente dans les Andes équatoriennes. *Thèse de doctorat d'université*, Univ. Paris XI, Orsay, 167 p.

ANNEXE 2

**Neogene evolution of the main ecuadorian fore-arc sedimentary basins
and sediment mass-balance inferences***

Yann DENIAUD (1), Patrice BABY (2), Christophe BASILE (1), Martha ORDOÑEZ (3), Georges MASCLE (1),
and Galo MONTENEGRO (3)

(1) CNRS-UPRES 5025 – 15 Rue M. Gignoux 38031 Grenoble, FRANCE (ydeniaud@ujf-grenoble.fr ; cbasile@ujf-grenoble.fr ; gmascle@ujf-grenoble.fr)

(2) IRD - PETROPRODUCCION – Apartado 1712857 Quito Ecuador (pbaby@pi.pro.ec)

(3) PETROPRODUCCION - Via a Salinas km 6 ½ Guayaquil ECUADOR (cigq@telconet.net)

KEY WORDS : Fore-arc, Neogene, Ecuador, stratigraphy, sediment mass-balance

NEOGENE FORE-ARC TECTONO-STRATIGRAPHY

INTRODUCTION

The Ecuadorian fore-arc region, known as the physiographic “Coastal Region”, is characterised during Neogene times by the development of four sedimentary basins that are from North to South : the Borbon basin, the Manabi basin, the Progreso basin and the Gulf of Guayaquil basin (fig. 1). All these basins are related to dextral shear affecting the coastal region in response to the oblique subduction at the Ecuadorian trench. In three of them (Manabi, Progreso and Gulf of Guayaquil), extensive hydrocarbon exploration and cartography have been carried out by different petroleum companies, Ecuadorian administration and authors (among others Faucher and Savoyat 1973 ; Baldock, 1982 ; Evans and Whittaker, 1982). This yields to numerous data upon the Neogene deposits of these basins although different stratigraphy and formations names were applied. We present and discuss in this paper the tectono-stratigraphic evolution and correlation, as well as the sediment mass-balance calculation, that we have inferred from our work as part of the cooperation convention between the Ecuadorian state petroleum company PETROPRODUCCION and the IRD (French Research Institute for the Development in cooperation).

The stratigraphy of the Ecuadorian fore-arc sedimentary basins may be divided in 4 mega-sequences, namely M1 to M4, separated by unconformity and possible hiatus (fig. 2).

The M1 sequence is formed by conglomerate, sandstone and clay in granulometric decreasing sequences, and corresponds to the Zapotal Formation that is only known in the Progreso basin. Its age is referred to the basal Lower Miocene. This sequence is related to the opening stage of the Progreso Basin in a close to North-South extensional trend.

The M2 sequence is a rich clayey marine transgressive sequence that reaches 2000-3000 m in the Progreso basin (Dos Bocas, Villingota and Subibaja Formations); and 1000 m in the Manabi and Borbon basins (Tosagua and Viche Formations, respectively). M2 age ranges from the Lower Miocene (Biochronozone NN2) to the Middle Miocene (Biochronozones N9-N10). It corresponds to a generalized extension in the Coastal region.

The M3 sequence is a thick sandy, silty and muddy sequence ranging in age from the Middle Miocene (Biochronozone N9-N12) to the Upper Miocene (Biochronozone N16-N17). It corresponds to the Progreso Formation of the Progreso and Gulf of Guayaquil Basins. In the Progreso Basin, it is a regressive sequence formed by shore and beach sandy deposits ; whereas it corres-

*Publié in *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, Germany, October 4-6, 201-205*

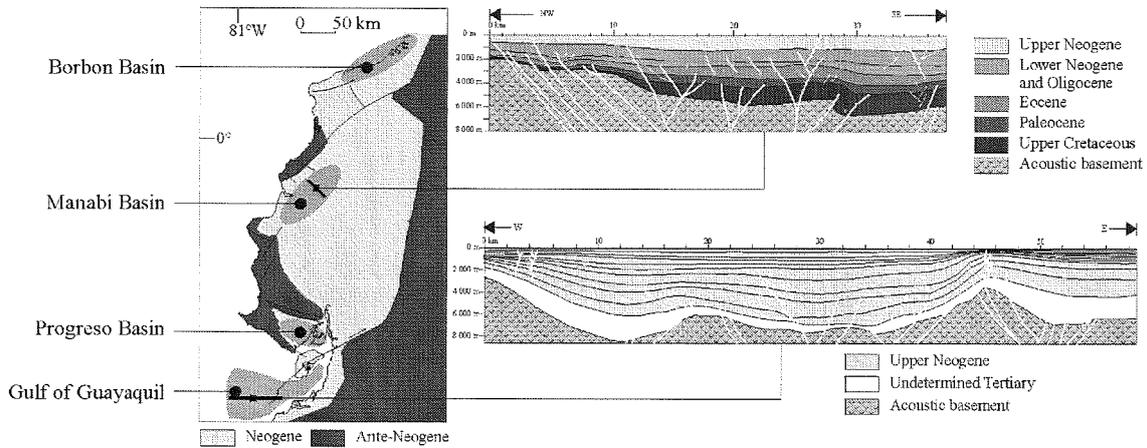


Fig 1 : Localisation and cross sections of the main Neogene Fore-arc Basins

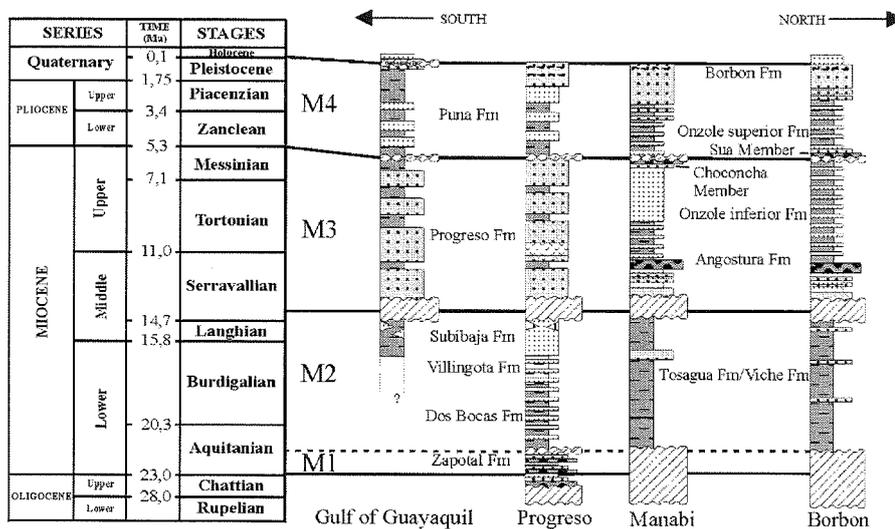


Fig 2 : Correlation between litho-stratigraphic columns of the main ecuadorian fore-arc basins

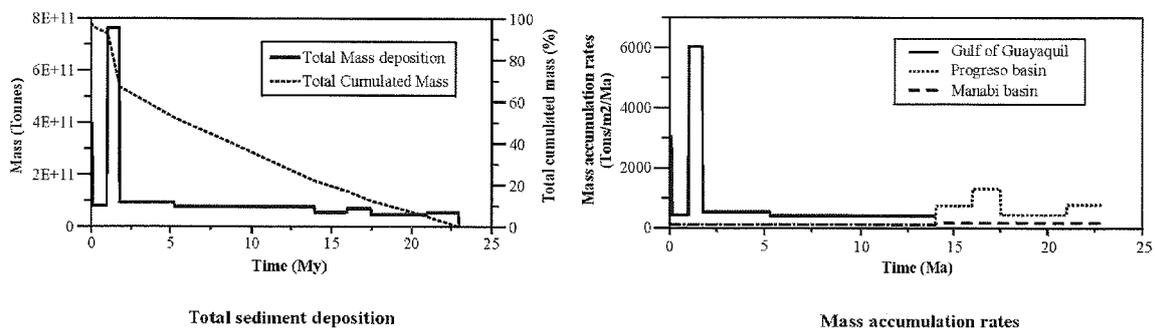


Fig 3 : Total net sediment deposition and Mass accumulations rates in the main Ecuadorian forearc sedimentary basins

ponds in the Gulf of Guayaquil to a transgressive sequence marked by micro-conglomerate and sandy deltaic channel that pass upward to deltaic silty mud, and is linked to the first stage of opening of the Gulf of Guayaquil basin in a transtensive way along the Dolores-Guayaquil Megashear (Deniaud et al., 1999). The same double evolution can be seen in the Manabi and Borbon. In the Manabi Basin, M3 is a regressive sequence that starts with the sandy shore deposits of the Angostura Formation, is followed by the silty deposits of the Lower Onzole Formation, and ends with the 50 meters thick regressive sandy and conglomeratic Choconcha Member (Benitez, 1995). In the Borbon Basin, it forms a transgressive sequence starting with the sandy Angostura Formation and ending with the deepening up silty muddy Lower Onzole Formation (Evans and Whittaker, 1982).

The M4 sequence corresponds, in the Progreso and Gulf of Guayaquil basins, to the Puna Formation which age ranges from the top Upper Miocene (Biochronozone N18) to, respectively, the top Upper Pliocene (Biochronozone N21) and the actual. In the Progreso basin it forms a regressive sequence of beach and swamp and deltaic muddy deposits that leads to the emergence of the basin, whereas in the Gulf of Guayaquil, it forms a thick sandy and muddy deltaic transgressive sequence directly related to the main opening stage of the Gulf of Guayaquil pull-apart basin (Deniaud et al, 1999). In the Manabi and Borbon basins, the M4 sequence corresponds to a regressive sequence which age ranges respectively from the Upper Miocene to the Lower Pleistocene (Biochronozones N18-N21) and from the Upper Miocene to actual. It is formed by the Upper Onzole and Borbon formations. In the Borbon Basin it starts with the transgressive sandy deposits of the Sua Member that disappear eastward. It is followed by the tuffaceous silty and muddy Upper Onzole Formation that pass upward to the beach sand of the Borbon Formation. The Borbon Formation is diachronous with an age ranging from the Lower Pliocene to the Lower Pleistocene (Biochronozones N19-N22) in the Manabi Basin and from the Upper Pliocene to Actual (Biochronozones N21-N23) in the Eastern Borbon basin where it forms a thick serie also referenced as Cachabi Formation.

SEDIMENT MASS-BALANCE METHODOLOGY

In order to better understand and constrain the evolution of the Neogene fore-arc basin dynamic, we intent to quantify the sediment mass deposition during Neogene time in the Gulf of Guayaquil, Progreso and Manabi basins. This quantification is based on close to 3000 km of seismic lines and wells that were re-interpreted. Seismic sections and well data are used together to construct time (double way travel time) maps of selected horizons at basin scale. Time maps are then converted into depth map using wells data and seismic velocity analysis. Sediment mass estimations are then derived at each point of the basin from the relationship (Métivier, 1996) :

$$M(dt) = (P_g * Z_2 + 0,43 * P_g * 3014 * \exp(-Z_2/3014)) - (P_g * Z_1 + 0,43 * P_g * 3014 * \exp(-Z_1/3014))$$

where $M(dt)$ is the sediment mass in kg for the time interval dt related to the horizons depth Z_1 and Z_2 , and P_g is the theoretical grain density of $2,7 * 10^3 \text{ kg/m}^3$.

The integration on the basin area of the values obtained at each point provides the deposited mass of sediment for the considered time interval. This value can therefore be divided by the time interval and the basin area to obtain accumulation rates of sediment mass per square meters and time. Precision of the method depends on the accuracy of the time depth measurement, on the accuracy of the time to depth conversion law, on the accuracy of the mass estimation equation and on the accuracy of the horizon datation. It should be on the order of 20 % in the Gulf of Guayaquil and 40 % in the Manabi and Progreso basins. The application of this methodology to main Ecuadorian fore-arc basin is however restricted to the area where seismic sections are available. As seismic coverage do not exactly fit the extend of sedimentary basins, and as smaller contemporaneous basins were not surveyed, the total mass of sediment is certainly underestimated. Results of these calculations are shown in figure 3.

RESULTS AND CONCLUSIONS

The stratigraphy and sedimentological features as well as the sediments mass-balance of the main fore-arc basins of the Ecuadorian coastal region can be divided in a three-stage development history.

The first stage extends from the beginning of the Miocene to the Middle Miocene (ca 14 Ma). It is marked by the initiation of the Progreso Basin with the conglomeratic and sandy M1 sequence which marks the starting activity of the La Cruz and Carrizal Basin boarder faults; and by a widespread fine marine transgressive sedimentation that affects the whole fore-arc area (sequence M2). The Manabi and Progreso basins show their highest mass accumulation rates during this time (fig. 3).

The second stage corresponds to the M3 sequence and extends from the Middle Miocene (ca 14 Ma) to the upper part of the Upper Miocene (ca 5,3 Ma, Biochronozone N18). It marks a major change in the dynamic of the Neogene fore-arc with a drastic change in the sedimentation of the whole fore-arc which turns to a marked sandy sedimentation with shallow water sedimentary structures. The mass accumulation rates show at this times the progressive ending activity of the Progreso and Manabi Basins and the coeval starting development of the Gulf of Guayaquil basin. An important transgression is also known in the Oriente basin of Ecuador at this time.

The third stage corresponds to the last sedimentary cycle that started at the beginning of the Pliocene and goes on actually. It is marked by a double evolution. In the Manabi, Progreso and West Borbon basins a regressive

sedimentation took place during the Pliocene that led to the total emergence of these two basins. On the opposite the Gulf of Guayaquil and the eastern part of the Borbon basin undergo strong subsidence with the development of large deltaic or shelf deposits. The main stage of sediment storage in the Neogene fore-arc basins takes place during this stage in the Lower Pleistocene and is coeval with the main stage of development of the Gulf of Guayaquil (Deniaud et al, 1999). The drastic rise of the sedimentary mass stored in the fore-arc basins at this time should be related to an increase of the sediment supply through the erosion of the Andean cordillera which start growing up around 9 to 8 My (Steinmann, 1997) and to the creation of a large space for the sedimentation in the fore-arc. The delay between the Andean cordillera uplift and the sediment storage in the fore-arc may be linked in part to sediment fore-arc bypass to the trench, in peculiar before the main development of the Gulf of Guayaquil Basin.

REFERENCES

- Baldock J. W. 1982.** Geologia del Ecuador: Boletin de la explicacion del mapa Geologico de la republica del Ecuador esc 1:100000. 70 p.
- Benitez S. 1995.** Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur Tertiaire. *Géologie Alpine*, Tome 71, 211 p.
- Deniaud Y., Baby P., Basile C., Ordoñez M., Montenegro G., Mascle G. 1999.** Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du Golfe de Guayaquil : bassin d'avant-arc néogène et quaternaire du Sud des Andes Equatoriennes. *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*. 328,181-187.
- Evans C. D. R. Whittaker J. E. 1982.** The geology of the western part of the Borbon basin, North-West Ecuador. In: publ. Geol. Soc. London Spec., trench-forearc Geology, 10, p. 191-200.
- Faucher B., Savoyat E. 1973.** Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. *Revue de physique et de géologie dynamique, Paris*. (2), vol XV, fasc 1-2, pp 115-142.
- Métivier F. 1996.** Volumes sédimentaires et bilans de masses en Asie pendant le Cénozoïque. PhD, University of Paris VII. 255 p.
- Steinmann M. 1997.** The Cuenca basin of southern Ecuador : tectono-sedimentary history and the tertiary Andean evolution. PhD, University of Zürich. 176 p.

ANNEXE 3

The High Amazonian Basin: tectonic control and mass balance*

P. Baby⁽¹⁾, J.L. Guyot⁽²⁾, Y. Deniaud^{(3),(1)}, D. Zubieta⁽⁴⁾, F. Christophoul^{(5),(1)}, M. Rivadeneira⁽¹⁾, F. Jara⁽¹⁾

(1) Convenio IRD-Petroproducción, Apartado 17.12.857, Quito, Ecuador

(2) IRD, CP 7091, Lago Sul, CEP 71619-970 Brasilia, DF, Brazil

(3) Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines - Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France

(4) Andina S.A., Av. José Estenssoro No 100, Santa Cruz, Bolivia

(5) Laboratoire "Dynamique des Bassins" - Université Paul Sabatier, 38 rue des 36 Ponts, 31400 Toulouse, France

INTRODUCTION

The paleo-Amazonian Basin started to develop in the late Oligocene, but the Amazon River established a connection to the Atlantic only from the late Miocene (Hoorn et al., 1995), following an increase of the deformation and tectonic uplift of the eastern flank of the Andes. From the late Miocene, the paleogeography has poor changed, and the Andean foreland basins form the High Amazonian Basin (Fig. 1). The purpose of this paper is to present the structure and the syn-orogenic sedimentation mass balances of the High Amazonian Basin, in two opposite tectonic settings : 1) in the southern extreme, in the Madeira Basin (Bolivia), where the Andean mountain belt is the widest and controlled by thin-skinned tectonics; 2) in the northern extreme, in the Oriente basin (Ecuador), where the chain is extremely narrow, controlled by thick-skinned tectonics and experiences a more humid climate. Actual and Mio-Pliocene velocities of sedimentation and erosion will be compared.

TECTONIC CONTROL

From Bolivia to Ecuador, structural style of the Andes changes dramatically (Fig. 1 and Fig. 2). Actual structural geometry of the Bolivian Andes results from thin-skinned tectonics (Baby et al., 1997; Rochat et al., 1999), whereas the Ecuadorian Andes have been structured by thick-skinned and wrench tectonics (Baby et al., 1999). In the Northern Andes as in the Bolivian orocline, Neogene tectonic events occurred contemporaneously, but expressed two shapes of orogenic belt. Three Neogene orogenic stages - Late Oligocene-Lower Miocene, Upper Miocene and Pliocene-Quaternary - have been differentiated according to deformation acceleration. The Pliocene-Quaternary tectonic crisis is responsible of the actual structure of the Oriente and Madeira foreland basins. In Ecuador, the Oriente foreland basin is influenced by transpressive tectonics and is uplifting, whereas in Bolivia the Madeira foreland basin is overthrust by the Andean eastern fold-thrust belt and is subsiding.

*Publié in *Manaus '99 — Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*

MASS BALANCE OF SYN-OROGENIC SEDIMENTS

Late Miocene to Actual sedimentation and erosion

Isopach maps of the late Miocene to Actual syn-orogenic sediments have been constructed from well and seismic data provided by YPF, in Bolivia (Zubieta et al., 1996), and Petroproducción, in Ecuador. Calculating

mass of deposited sediments from isopach maps implies that we know how density varies with depth. In the absence of data about this density evolution, we used the Métivier's method (Métivier and Gaudemer, 1997; Métivier et al., 1998) based on a formula which relate directly the grain density to the depth. We applied this formula to each point of the studied basin, from digitized isopach maps which limit the volume of the deposited sediments.

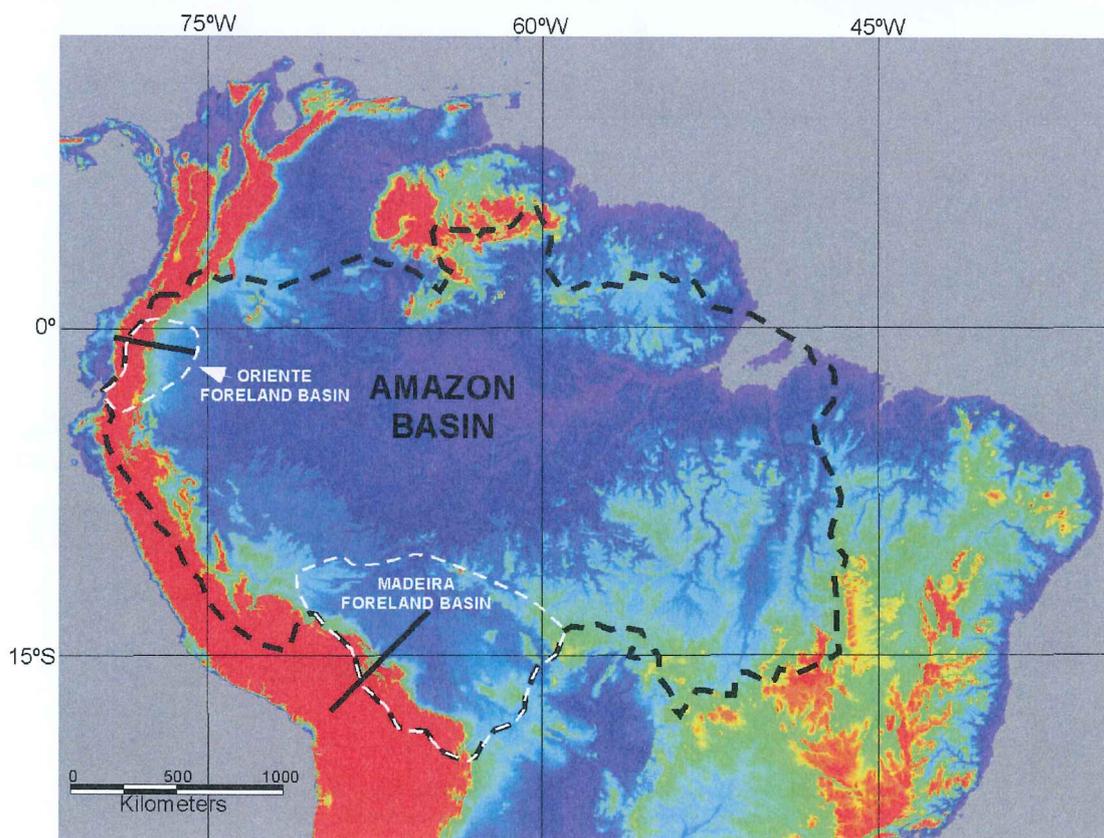


Figure 1. The Amazon Basin, the Madeira and Oriente Andean foreland basins (topography from GTOPO-30 digital database). Black lines represent locations of structural cross-sections of Fig. 2.

Madeira foreland basin

In the Río Madeira Basin, the sedimentation rates calculated vary from 0 to $1200 \text{ t.m}^{-2}.\text{My}^{-1}$, e.c. 0 to $1,2 \text{ kg.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$, for the late Miocene to Actual period, which is similar to the values obtained by Métivier (1996) in the case of the Himalayan orogenesis. For the entire Río Madeira basin, the late Miocene to Actual mass balance average of syn-orogenic deposits corresponds to $110 \cdot 10^6 \text{ t.year}^{-1}$. This value is coherent with a continuous subsidence of the Madeira foreland basin during the Pliocene and Quaternary, related with the main tectonic crisis of the Andes and the eastward overthrusting of the Subandean Zone and Cordillera Oriental.

Oriente foreland basin

In the Oriente Basin, the younger surface outcrops in the Neogene depocentre are late Miocene in age, which implies a no sedimentation or a strong erosion of Pliocene and Quaternary deposits. This lack of late Miocene to Actual sediments can be explained by the wrench-tectonic regime of the Ecuadorian Andes which provoked an uplift of the Oriente Basin, and therefore an erosion of the Neogene sediments. From the late Miocene, the depocentre of the Ecuadorian foreland basin has progressively migrated towards the east. This migration and the Oriente uplift probably started with the Pliocene Andean tectonic crisis which permitted the connection of the Amazon River to the Atlantic.

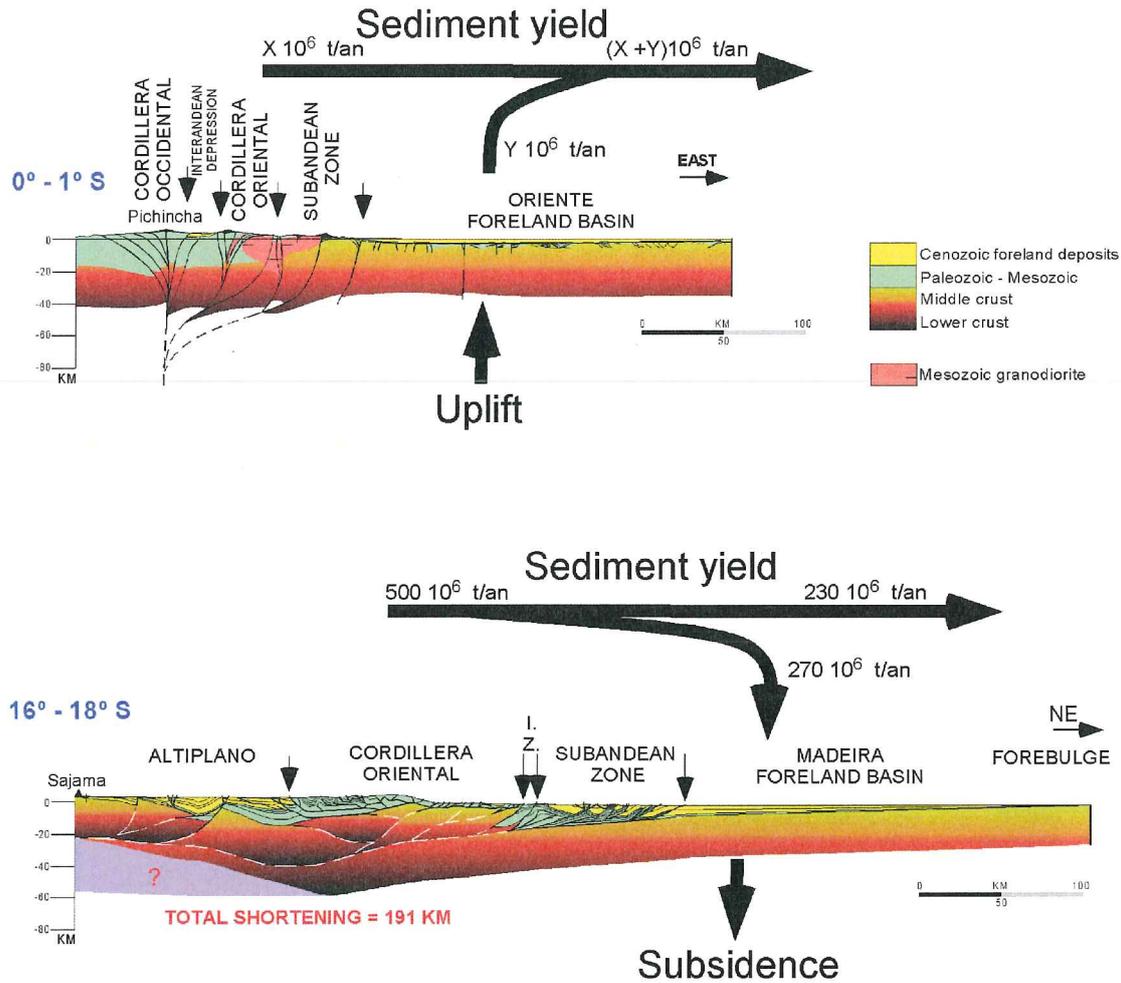


Figure 2. Structural cross-sections constructed across the High Amazonian basin in Ecuador and Bolivia, and respective actual sediment yields.

Actual sedimentation and erosion

Madeira foreland basin

In the Bolivian Madeira drainage basin, erosion and sedimentation rates have been estimated on the basis of hydrological sediment yields data, from the PHICAB project (Figures 3 and 4). In the Andes, the suspended sediment yields vary considerably from one basin to another, from less than $50 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ in the high altitude basins of the Real Cordillera to $50\,000 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ in the hyper humid region of Chapare (Guyot et al., 1996). The total TSS flow exported by the Andean basins in Bolivia ($173\,000 \text{ km}^2$) has been estimated at $500\text{-}600 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$, which corresponds to a mean sediment yield for the Andean

chain close to $3200 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$. During the crossing of the Amazon lowlands in Bolivia (Llanos), suspended sediment yields trend to progressively decrease, reflecting substantial sedimentation ($270 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$, ie more than 50% of the total sediment transport) in the floodplain (Guyot, 1993).

Oriente foreland basin

In the Amazonian drainage basin of Ecuador, first results at the HIBAM gauging stations (Figure 5), as well as Pb_{210} datation in sediment cores in the Napo floodplain (Soares, inédit), seems to indicate that the Bolivian floodplain scheme is not valid, ie there is not huge sedimentation in the Andean piedmont and during the floodplain crossing.

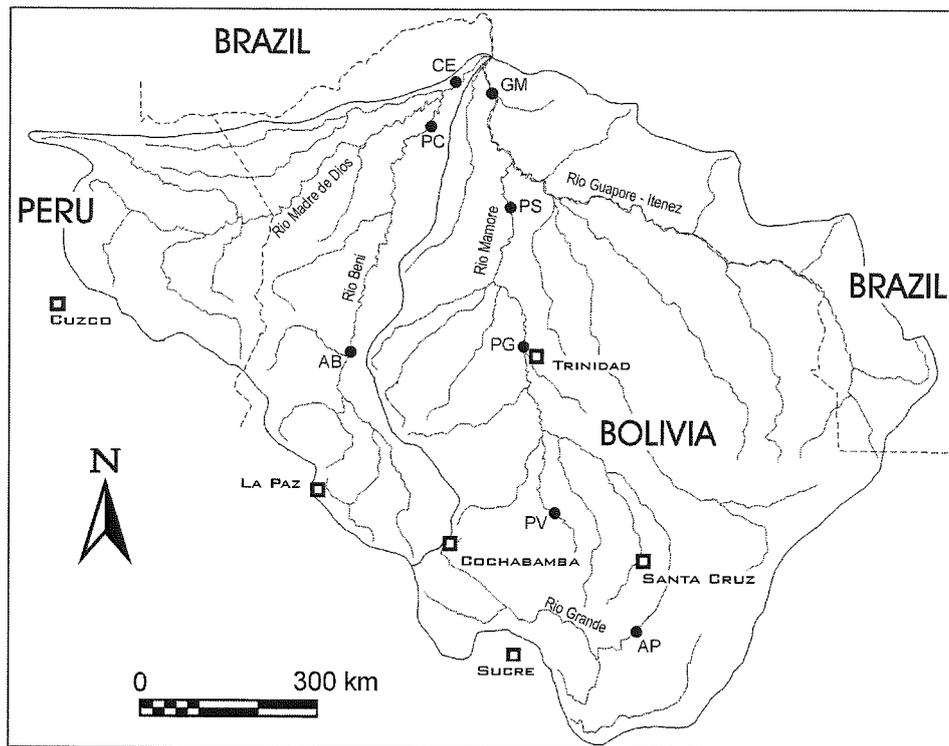


Figure 3 : The PHICAB gauging stations network in the Amazonian basin of Bolivia (AB=Rio Beni at Angosto del Bala, PC=Rio Beni at Portachuelo, CE=Rio Beni at Cachuela Esperanza, AP=Rio Grande at Abapo, PV=Rio Ichilo at Puerto Villaruel, PG=Rio Mamore at Puerto Ganadero, PS=Rio Mamore at Puerto Siles, GM=Rio Mamore at Guayaramerim)

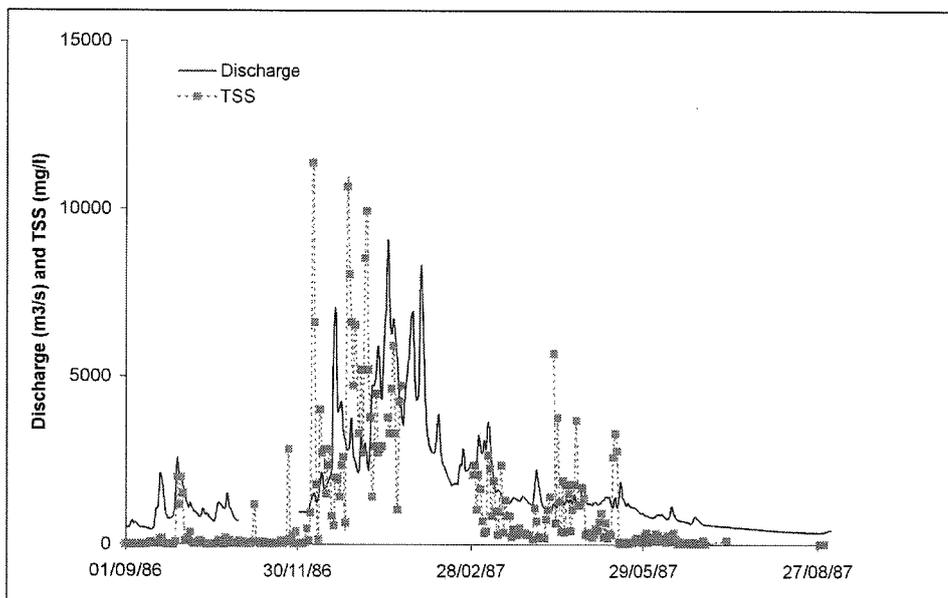


Figure 4 : Discharge and Suspended Sediment Load (TSS) Beni river at Angosto del Bala, 1986-1987.

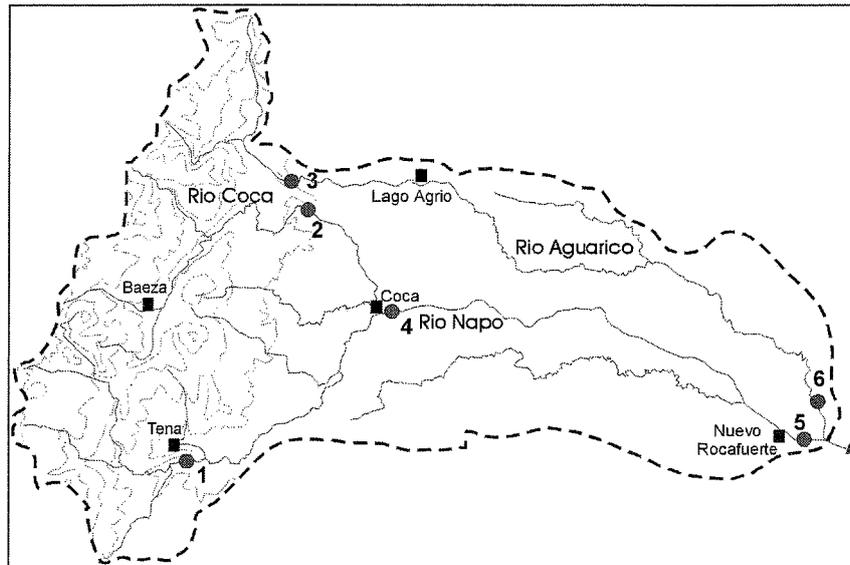


Figure 5 : The HIBAM project gauging stations network in the Amazonian basin of Ecuador (1=Rio Napo at Tena, 2=Rio Coca, 3=Rio Aguarico at Aguarico, 4=Napo at Coca, 5=Rio Napo at Nuevo Rocafuerte, 6=Rio Aguarico)

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In Ecuador, the Oriente basin is uplifting by transpressive tectonics influence and no Pliocene and Quaternary sedimentation has been recorded. It is actually in process of erosion and the sediments are transported towards the east and the south-east.

In Bolivia, the Madeira foreland basin is separated from the Amazon basin depocentre by the Andean forebulge structure. The mass of syn-orogenic sediments caught in the Río Madeira basin from the late Miocene is about $110 \cdot 10^6 \text{ t} \cdot \text{yr}^{-1}$. This value is about 2,3 time less than the Actual value of catchment ($270 \cdot 10^6 \text{ t} \cdot \text{yr}^{-1}$ after Guyot, 1993). It is consistent with the erosion value of Benjamin et al. (1987) obtained from AFTA, which is twice time less than the Actual erosion rate two. These results seem to show a rapid increase of the Bolivian foreland basin subsidence at the Actual time. This increase is due to an effect the growing mass of caught sediments or to an acceleration of thrust tectonics in the Subandean zone.

REFERENCES

Baby P., Rochat P., Mascle G., Hérail G. (1997) Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25(10), 883-886.

Baby P., Rivadeneira M., Christophoul F., Barragan R. (1999) Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. 4th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'99), Univ. Göttingen (Germany).

Guyot J.L. (1993) Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Collection Etudes & Thèses, ORSTOM, Paris, 261 p.

Guyot J.L., Filizola N., Quintanilla J., Cortez J. (1996). Dissolved and suspended sediment yields in the Rio Madeira drainage basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. In *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*, IAHS Publ., 236: 55-63.

Benjamin M.T., Johnson N.M., Naeser C.W. (1987) Recent rapid uplift in the Bolivian Andes : evidence from fission-track dating. *Geology* 15, 680-683.

Hoorn C., Guerrero J., Sarmiento G.A., Lorente M.A. (1995) Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology* 23(3), 237-240.

Métivier F. & Gaudemer Y. (1997) Mass transfer between eastern Tien Shan nad adjacent basins: Constraints on regional tectonics and topography. *Geophys. J. Int.*, 128, 1-18.

Métivier F., Gaudemer Y., Tapponnier P., Meyer B. (1998) Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, Vol. 17, NO. 6, 823-842.

Rochat, P., Hérail G., Baby P, Mascle G. (1999) Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, 328, p. 189-195.

Zubieta D., Baby P., Mugnier J.L. (1996) Cenozoic evolution of the Andean foreland basin between $15^{\circ}30'$ and $22^{\circ}00'S$. *3rd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'96)*, Saint Malo (France), ORSTOM, Collection "Colloques et Séminaires", 1, Géodynamique Andine (Résumés étendus), p. 529-532

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 : Cadre géodynamique de l'étude [d'après BOINET *et al.*, 1985 modifié]
- Fig. 2 : Principaux bassins néogènes d'Equateur
- Fig. 3 : Structure de la plaque Nazca au droit de l'Equateur [D'après LONSDALE, 1978]
- Fig. 4 : Variation de la vitesse et de la direction de la convergence entre les plaques Nazca et sud américaine au niveau de l'Equateur depuis le Crétacé supérieur [d'après DALY, 1989]
- Fig. 5 : Modèle d'évolution des plaques Nazca et Cocos au cours du Néogène [D'après LONSDALE et KLITGORD, 1978]
- Fig. 6 : Géométrie du plan de subduction en Equateur [d'après WINTER, 1990]
- Fig. 7 : Géométrie du plan de subduction du Sud de la Colombie au Nord du Pérou [d'après Gutscher, 1999a]
- Fig. 8 : Carte et profil bathymétrique de la fosse de subduction équatorienne
- Fig. 9 : Carte géologique schématique de l'Equateur
- Fig. 10 : Coupe structurale régionale de l'Equateur
- Fig. 11 : Carte des anomalies de Bouguer et localisation des bassins néogènes de l'avant-arc équatorien
- Fig. 12 : Coupe E-W de la cordillère occidentale d'Equateur [d'après Mc COURT, 1997]
- Fig. 13 : Coupe lithostratigraphique schématique à travers la cordillère orientale d'Equateur et modèle proposé de collision expliquant la mise en place des différentes unités lithostratigraphiques [d'après ASPDEN et LITHERLAND, 1992]
- Fig. 14 : Unités tectono-sédimentaires du Bassin Oriente [d'après Christophoul, 1999]
- Fig. 15 : Carte et coupe structurale de l'Oriente équatorien [d'après BABY *et al.*, 1999]
- Fig. 16 : Evolution tectono-sédimentaire du substratum crétacé-paléocène de l'avant-arc néogène [modifiée de Cosma *et al.*, 1998]
- Fig. 17 : Localisations des principaux domaines paléogéographiques Crétacé-Paléogène de Jaillard *et al.* [1995] et Benitez [1995]
- Fig. 18 : Les bassins néogènes de la zone côtière d'Equateur
- Fig. 19 : Stratigraphie néogène du bassin Progreso
- Fig. 20 : Stratigraphie néogène du Golfe de Guayaquil
- Fig. 21 : Séquences types de la formation Zapotal
- Fig. 22 : Faciès sismiques, séquences sismiques et séquences tectono-stratigraphiques du bassin Progreso
- Fig. 23 : Séquences sismiques du bassin Progreso selon Goyes [1987]
- Fig. 24 : Faciès sismiques et séquences tectono-stratigraphiques des dépôts du Golfe de Guayaquil
- Fig. 25 : Séquences sédimentaires du Membre Placer de la formation Púna à l'île Púna
- Fig. 26 : Corrélation stratigraphique des forages du Golfe de Guayaquil
- Fig. 27 : Faciès sismique des dépôts du bassin de Manabi
- Fig. 28 : Stratigraphie anté-néogène du bassin de Manabi au forage Ricaurte
- Fig. 29 : Les onlaps de la formation San Mateo (Eocène) sur la formation Piñon (Crétacé) à Don Juan
- Fig. 30 : Stratigraphie néogène du bassin de Manabi
- Fig. 31 : Stratigraphie néogène du bassin de Borbon
- Fig. 32 : Le membre Subibaja de la formation Tosagua à Jaramijo
- Fig. 33 : La formation Angostura sur la route de Vuelta Larga à Carlos Concha
- Fig. 34 : Le membre Choconcha de la formation Onzole dans la colline La Mona
- Fig. 35 : Les séquences de tempestites de la formation Onzole inférieur dans le bassin de Borbon Ouest
- Fig. 36 : Le membre Súa de la formation Onzole à Súa
- Fig. 37 : Le Contact discordant Onzole inférieur – Onzole supérieur au Nord-ouest d'Esmeraldas
- Fig. 38 : Le membre supérieur de la formation Onzole à l'ENE d'Atacames
- Fig. 39 : Evolution de la solidité de grain suivant la profondeur
- Fig. 40 : Les étapes d'un calcul de masse
- Fig. 41 : Lois de conversion Temps – Profondeur des bassins avant-arc d'Equateur
- Fig. 42 : Lois de masse issues des données de porosité et différences relatives avec l'équation de Métivier [1996]

- Fig. 43 : Lois de masse issues des vitesses sismiques et différences relatives avec l'équation de Métivier [1996]
- Fig. 44 : Couverture sismique des bassins côtiers équatoriens
- Fig. 45 : Carte géologique et coupes structurales du bassin Progreso
- Fig. 46 : Vitesses moyennes d'accumulation de masse par unité de surface dans le bassin néogène de Progreso
- Fig. 47 : Cartes isopaques [modifiées de Goyes, 1987] et évolution tectono-sédimentaire du bassin de Progreso
- Fig. 48 : Carte et coupes structurales du Golfe de Guayaquil
- Fig. 49 : Structures de la cordillère de Zambapala [modifié de Lions, 1995]
- Fig. 50 : La structure Amistad
- Fig. 51 : La zone de failles normales Posorja
- Fig. 52 : Diapir Argileux
- Fig. 53 : La structure Esperanza
- Fig. 54 : La structure Tenguel
- Fig. 55 : Vitesses moyennes d'accumulation de masse par unité de surface dans les bassins néogènes du Golfe de Guayaquil (s.l.)
- Fig. 56 : Cartes isopaques et évolution tectono-sédimentaire du Golfe de Guayaquil (s.l.)
- Fig. 57 : Carte et coupes structurales du bassin de Manabi
- Fig. 58 : La structure Flavio Alfaro
- Fig. 59 : La structure Ricaurte
- Fig. 60 : Vitesses moyennes d'accumulation de masse par unité de surface dans le bassin néogène de Manabi
- Fig. 61 : La structure du bassin de Borbon
- Fig. 62 : Evolution tectono-sédimentaire des bassins côtiers néogènes d'Equateur
- Fig. 63 : Localisation des bassins néogènes intramontagneux des Andes d'Equateur [modifiée de Baudino, 1995]
- Fig. 64 : Cartes et coupes paléogéographiques schématiques du bassin de Chota selon Barragan *et al.* [1996]
- Fig. 65 : Stratigraphie des différents domaines de la vallée interandine et corrélations [d'après Lavenu *et al.*, 1996]
- Fig. 66 : Stratigraphie (A) et coupes structurales (B) du bassin de Cuenca d'après Steinmann [1997]
- Fig. 67 : Stratigraphie (A) et coupes structurales (B) du bassin de Girón – Santa Isabel [D'après Hungerbühler, 1997]
- Fig. 68 : Stratigraphie (A) et évolution tectonostratigraphique (B) du bassin de Loja [d'après Hungerbühler, 1997]
- Fig. 69 : Stratigraphie (A) et coupes structurales (B) du bassin de Malacatos – Vilcabamba [d'après Hungerbühler, 1997]
- Fig. 70 : Interprétation séquentielle des sections stratigraphiques des bassins intramontagneux de Chota, Cuenca et Vilcabamba, selon Marocco *et al.* [1995]
- Fig. 71 : Evolution géodynamique des bassins intramontagneux du Sud de l'Equateur selon Noblet *et al.* [1988] et Marocco *et al.* [1995]
- Fig. 72 : Colonne stratigraphique généralisée du Néogène de l'*Oriente* équatorien [d'après Rosero, 1999]
- Fig. 73 : Carte des isopaques des dépôts néogènes de l'*Oriente* équatorien
- Fig. 74 : Corrélation des formations sédimentaires néogènes des différents bassins sédimentaires d'Equateur
- Fig. 75 : Comparaison des évolutions tectono-sédimentaires des principaux bassins sédimentaires néogènes d'Equateur
- Fig. 76 : Carte structurale de l'avant-arc équatorien et anomalies de Bouguer
- Fig. 77 : Contraintes principales obtenues par la modélisation d'un terrain mobile le long d'un décrochement et soumis à un effet de butoir [d'après Wang, 1996]
- Fig. 78 : Variation de la vitesse d'accrétion à la ride médio-atlantique sud [d'après Brozena, 1986]
- Fig. 79 : Régime tectonique et dynamique de la subduction [d'après Sébrier & Soler, 1991]
- Fig. 80 : Modèle synthétique de l'évolution de la chaîne andine d'Equateur au cours du néogène
- Fig. 81 : Taux d'accumulation de masse dans les bassins sédimentaires d'Equateur durant le Néogène

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	5
PROBLEMATIQUE, OBJECTIFS ET DEMARCHE DE L'ETUDE	5
CHAPITRE 1	7
CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET HERITAGE GEOLOGIQUE	7
1. – CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET MORPHOTECTONIQUE DE L'ÉQUATEUR	7
1.1. Géodynamique de la plaque Nazca	7
1.1.1. <i>Structure de la plaque Nazca (fig. 3)</i>	7
1.1.2. <i>Cinématique actuelle de la plaque Nazca</i>	7
1.1.3. <i>Cinématique néogène de la plaque Nazca</i>	7
1.2. Le système de subduction équatorien	10
1.2.1. <i>Géométrie de la subduction</i>	10
1.2.2. <i>Géométrie de la fosse</i>	10
1.3. Les grandes unités morphostructurales de l'Équateur continental	14
1.3.1. <i>La Costa ou zone côtière équatorienne</i>	14
1.3.2. <i>La Sierra ou zone Andine</i>	14
1.3.3. <i>L'Oriente ou bassin amazonien d'Équateur</i>	18
2. – LE SUBSTRATUM ET L'HÉRITAGE TECTONO-SÉDIMENTAIRE DE L'AVANT-ARC : LE CRÉTACÉ-PALÉOÈNE	19
2.1. Evolution sédimentaire	19
2.1.1. <i>Le Crétacé-Paléocène</i>	19
2.1.2. <i>Les séries éocènes</i>	21
2.2. Evolution tectonique et géodynamique (fig. 16)	23
CHAPITRE 2	24
LES BASSINS NEOGENES DE L'AVANT-ARC EQUATORIEN : LIMITES ET SEQUENCES TECTONO- SEDIMENTAIRES	24
1. – LE SUD DE L'AVANT-ARC ÉQUATORIEN : LES BASSINS DE PROGRESO ET DU GOLFE DE GUAYAQUIL	24
1.1. Introduction : limites des bassins et aperçu historique de leur exploration	24
1.2. Stratigraphie et séquences tectono-sédimentaires du Néogène	26
1.2.1. <i>Méga séquence M1</i>	26
1.2.2. <i>La Méga séquence M2</i>	26
1.2.3. <i>La Méga séquence M3</i>	33
1.2.4. <i>La Méga séquence M4</i>	34
2. – LE NORD DE L'AVANT-ARC ÉQUATORIEN : LES BASSINS DE MANABI ET DE BORBON	39
2.1. Introduction : Limites des bassins et aperçu historique de leur exploration	39
2.2. Stratigraphie et séquences tectono-sédimentaires	39
2.2.1. <i>Les séquences Anté-Néogène</i>	40
a. <i>Le substratum : la croûte océanique Crétacé inférieur</i>	40
b. <i>La séquence tectono-sédimentaire du Crétacé supérieur</i>	40
c. <i>La séquence tectono-sédimentaire du Paléocène</i>	40
d. <i>La séquence tectono-sédimentaire de l'Eocène</i>	43
e. <i>La séquence tectono-sédimentaire de l'Oligocène</i>	45
2.2.2. <i>Les séquences tectonostratigraphiques du Néogène</i>	45
a. <i>La Méga séquence M1 : le hiatus du Miocène inférieur</i>	45
b. <i>La Méga séquence M2 : le cycle sédimentaire du Miocène inférieur au Miocène moyen</i>	45
c. <i>La Méga séquence M3 : le cycle sédimentaire du Miocène moyen au Miocène supérieur</i>	48
d. <i>La méga séquence M4 : le cycle sédimentaire du Pliocène à l'Actuel</i>	54

CHAPITRE 3	60
BILANS DE MASSE, STRUCTURE ET ÉVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DES BASSINS DE L'AVANT-ARC ÉQUATORIEN	60
1. – DÉFINITION ET MÉTHODOLOGIE DES BILANS DE MASSE	60
1.1. Aspects théoriques : accumulation de masse de sédiments par unité de surface	60
1.2. Aspects méthodologiques : les étapes du calculs	61
1.3. Validité et précision des calculs	62
2. – STRUCTURE ET ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE NÉOGÈNE DES BASSINS D'AVANT-ARC	64
2.1. Le Bassin de Progreso	64
2.1.1. <i>Structure du Bassin</i>	64
2.1.2. <i>Bilans de masse et évolution tectono-sédimentaire</i>	67
2.2. Le Golfe de Guayaquil (s.s.) et le bassin de Jambeli	71
2.2.1. <i>Structure des bassins</i>	71
2.2.2. <i>Bilans de masse et évolution tectono-sédimentaire</i>	76
2.2.3. <i>Conclusions sur la structure du Sud de l'avant-arc équatorien</i>	82
2.3. Le bassin de Manabi	83
2.3.1. <i>Structure du bassin</i>	83
2.3.2. <i>Bilans de masse et évolution tectono-sédimentaire</i>	83
2.4. Le bassin de Borbon	87
2.5. Synthèse : Evolution tectono-sédimentaire néogène de l'avant-arc équatorien	89
CHAPITRE 4	91
ÉVOLUTION DES AUTRES BASSINS NEOGENES D'ÉQUATEUR ET COMPARAISON AVEC L'AVANT-ARC	91
1. – LES BASSINS NÉOGÈNES INTRA-MONTAGNEUX	91
1.1. Localisation des bassins intra-montagneux et données disponibles	91
1.2. Le bassin de Chota	91
1.3. La dépression interandine ou bassin de Quito-Latacunga-Riobamba	92
1.3.1. <i>Évolution sédimentaire</i>	92
1.3.2. <i>Évolution structurale et géodynamique</i>	96
1.4. Le bassin de Cuenca	96
1.5. Le bassin de Girón-Santa Isabel	96
1.6. Le bassin de Loja	99
1.7. Le bassin de Malacatos-Vilcabamba	99
1.8. Synthèse de l'évolution néogène des bassins intra-montagneux	99
2. – LE BASSIN NÉOGÈNE AMAZONIEN D'ÉQUATEUR OU BASSIN ORIENTE	104
2.1. Evolution tectono-stratigraphique néogène du Bassin Oriente	104
2.2. Bilans de masse du Bassin Oriente :	104
2.2.1. <i>Méthodologie</i>	104
2.2.2. <i>Résultats et implications</i>	106
2.3. Modèle d'évolution du Bassin Oriente au cours du Néogène	107
3. – CORRÉLATIONS ENTRE LES DIFFÉRENTS BASSINS NÉOGÈNES	107
CHAPITRE 5	111
CRISES TECTONIQUES ET GEODYNAMIQUE NEOGENES	111
1. – L'ENREGISTREMENT DES CRISES TECTONIQUES DANS LES DIFFÉRENTS DOMAINES	111
1.1. Caractérisation des crises tectoniques dans les différents domaines orogéniques	111
1.1.1. <i>Caractéristiques tectono-sédimentaire des crises tectoniques</i>	111

1.1.2. <i>Influence de l'Eustatisme</i>	111
1.2. Chronologie des crises tectoniques majeures en Equateur	111
1.2.2. <i>Les crises tectoniques dans l'avant-arc</i>	112
1.2.3. <i>Les crises tectoniques dans les bassins intramontagneux</i>	112
1.2.4. <i>Les crises tectoniques dans le bassin Oriente</i>	112
1.2.5. <i>Les crises tectoniques à l'échelle de la chaîne andine équatorienne</i>	112
2. – INFLUENCE DU RÉGIME DE LA SUBDUCTION SUR LA STRUCTURE ET L'ÉVOLUTION NÉOGÈNE	113
2.1. Structure de l'avant-arc et obliquité de la subduction	113
2.2. Régime de la subduction et crises tectoniques	113
2.2.1. <i>Le développement des bassins néogènes avant-arc au Miocène Inférieur</i>	113
2.2.2. <i>La crise du Miocène moyen terminal - Miocène supérieur (12-14 Ma ?)</i>	113
2.2.3. <i>L'inversion des bassins intramontagneux au Miocène supérieur (9-10 Ma)</i>	116
2.2.3. <i>La crise tectonique du Pliocène à l'actuel</i>	116
3. – ÉVOLUTION NÉOGÈNE DE LA CHAÎNE ANDINE D'ÉQUATEUR	118
3.1. Etape du Miocène inférieur au Miocène moyen (21-23 Ma à 12-14 Ma)	118
3.2. Etape du Miocène moyen au Miocène supérieur (12-14 Ma à 9-10 Ma)	118
3.3. Etape du Miocène supérieur au Pliocène (9-10 Ma à 5-6 Ma)	123
3.4. Etape du Pliocène à l'actuel (5-6 Ma à l'actuel)	123
CONCLUSIONS	124
1. – PRINCIPAUX RÉSULTATS	124
2. – PERSPECTIVES	125
REMERCIEMENTS	127
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	128
ANNEXE 1	136
ANNEXE 2	144
ANNEXE 3	148
LISTE DES FIGURES	153

GÉOLOGIE ALPINE
MÉMOIRE H.S.

T. 1	MARTIN (S). 1960. - Les pécoptéridées du Bassin houiller de la Mure (Isère). Leur signification stratigraphique. 126 p.	30 F
T. 2	SARROT-REYNAULD (J). 1961. - Etude géologique du Dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. T 1 : Le socle cristallin de la couverture paléozoïque. 215 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	30 F
T. 4	VIALON (P). 1966. - Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes (Italie). 282 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	30 F
T. 5	CHEYLAN (G). 1966. - Etudes géologiques des aménagements hydrauliques de la compagnie du Bas-Rhône-Languedoc. 343 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	30 F
T. 6	RADELLI (L). 1967. - Géologie des Andes Colombiennes. 457 p. Thèse d'Etat. Grenoble. I.	épuisé
T. 7	SCHNEIDER (B). 1967. - Contribution à l'étude des massifs de fondation de barrages. 242 p. Thèse de Docteur Ingénieur Grenoble I.	30 F
T. 8	COLLOQUE sur l'hydrogéologie karstique du Massif du Vercors. Grenoble le 16 Novembre 1968. Tome I (100 p.) et II (p 101 à 186).	t.I épuisé t. II 10 F
T. 9	ANTOINE (P). 1971. - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. 367 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	30 F
T.10	GIRAULT (J). 1976. - Méthodes d'étude des cristaux transparents par immersion. 86 p.	20 F
T.11	ARNAUD-VANNEAU. 1980. - Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Volumes 1 (267 p.), 2 (269 à 874) et 3 (19 p. + 113 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.12	ARNAUD (H). 1981. - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le barrémo-bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. Vol 1 (311 p.), 2 (314 à 804) et 3 (19 p. + 115 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.13	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 11 et 12 Décembre 1986. Institut Dolomieu. Volume 1. 469 p.	150 F
T.14	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 10 et 11 Décembre 1987. Institut Dolomieu. Volume 2. 305 p.	150 F
T.15	COLLOQUE A.G.S.E. " Risques naturels dans le S.E de la France". Avignon, 19 et 20 Octobre 1989. 251 p.	100 F
T.16	6ième COLLOQUE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET. Auris-en-Oisans, 20-23 Mars 1991. 97 p. ..	épuisé
T.17	COLLOQUE INTERNATIONAL sur les événements de la limite Cénoomanien-Turonien. Grenoble, 24-26 Mai 1991. 129 p.	épuisé
T.18	COLLOQUE A.G.S.E. " Enregistrement de l'Eustatisme sur les marges Ouest-Tethysiennes au Mésozoïque". Lyon, 23 et 24 Novembre 1989. 136 p.	épuisé
T.19	GUILLOT (S). 1993. - Le granite de Manaslu (Népal central). Marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes. Etude structurale, métamorphique et géochimique. 97 p. + annexes. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.20	Lower Cretaceous cephalopod biostratigraphy of the western Tethys : Recent developments, regional synthesis and outstanding problems. IGCP 262 : Tethyan Cretaceous Correlations. Lower Cretaceous Cephalopod Team. 1994. 320 p.	450 F
T.21	DARMENDRAIL (X). 1994. - Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison des mouvements. 174 p. Thèse d'Université. Chambéry.	non publié
T.22	JOUANNE F. 1994. - Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison des données géodésiques historiques. Thèse de l'Université de Savoie. 153 p.	150 F
T.23	CHALARON (E). 1994. - Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayen. 134 p. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.24	BLANC-ALÉTRU (M.-C.). 1995 - Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien. Micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. 299 p., 14 pl., 156 fig. Thèse de l'Université de Neuchâtel (Suisse).	épuisé
T.25	BLANC (E.)1996. - Transect plate-forme - bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Chronostratigraphie et transferts des sédiments. 311 p., 7 pl., 180 fig. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé

T.26	LEMENNICIER (Y.) 1996. - Le complexe métamorphique du Sud Karakorum dans le secteur du Chogo Lungma (Baltistan - Nord Pakistan). Etude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique. 171 p. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.27	CROUZET (C.) 1997. - Le thermopaleomagnétisme : méthodologie et applications. 197 p. Thèse de l'Université de Savoie.	150 F
T.28	LAZARRE (J.) 1997. - Modélisation 3D de l'interface socle varisque-couverture alpine dans le massif du Pelvoux (Hautes-Alpes, France). Tectonique des socles et des bassins à la limite secondaire-Tertiaire. 201 p. Thèse d'Université. Lyon I.	170 F
T.29	FUDRAL (S.) 1998. - Etude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales, de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint-Maurice (France). 306 p. Thèse de l'Université de Savoie.	275 F
T.30	CHAPRON (E.) 1999. - Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-Pays alpin (Lac du Bourget, Léman) durant le quaternaire récent. 261 p. Thèse de l'Université de Lille.	240 F
T.31	Les Paléopalpins. - Hommage à Pierre Bintz. 2000. 239 p.	250 F

**GÉOLOGIE ALPINE
BULLETIN**

	du	T. 33	1956	au	T. 55	1979	30 FF	l'exemplaire
	du	T. 57	1981	au	T. 69	1993	50 FF	l'exemplaire
<i>sont épuisés</i>		T. 56	1980	et	T. 61	1985		
		T. 70	1994		100 FF	l'exemplaire		
		T. 71	1995		100 FF	l'exemplaire		
		T. 72	1996		100 FF	l'exemplaire		
		T. 73	1997		130 FF	l'exemplaire		
		T. 74	1998		130 FF	l'exemplaire		

T 70 1994 = 3 articles géologie alpine + Thèse d'Université TALAVERA MENDOZA O. - Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des Cordillères mexicaines, p. 47-242.

T 71 1995 = 5 articles géologie alpine + Thèse d'Université BENITEZ S. - Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire, p. 3-163.

La liste des sommaires des bulletins est fournie sur demande adressée au Service Documentation de l'Institut Dolomieu
Voir aussi sur le Web <http://www.univ-savoie.fr/labos/lgca/produ>

**GÉOLOGIE ALPINE
SÉRIE SPÉCIALE "COLLOQUES ET EXCURSIONS"**

N°1	Géoatelier Alpin. Résumés. Grenoble, 12-13 Novembre 1992. 105 p.	50 F
N°2	Mesure de la déformation récente et actuelle. Résumés. Chambéry 18-19 Mai 1993. 54 p.	épuisé
N°3	ODP Leg 143 post-cruise meeting. Field-trip. Grenoble, 1-4 Juillet 1993. 106 p.	50 F
N°4	Les Bassins d'avant-chaînes. Résumés. Séance de la Société Géologique de France. Grenoble, 21-22 Novembre 1994. 111 p.	épuisé

AUTRES

Fichier ORBITOLINIDAE	par A. ARNAUD-VANNEAU 1978. Ed. SNEA(P). Types figurés -143 espèces	250 F
-----------------------	---	-------

CONDITIONS DE VENTE

Les prix indiqués sont à majorer des frais d'expédition. Prix préférentiels pour commande en nombre, nous consulter.
Les commandes provenant de l'étranger sont à régler de préférence par carte bancaire.
Foreign buyers please use a credit card.

Adressez vos demandes à : Institut de Géologie - Association Dolomieu. Documentation
15, rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble cedex (France)
Tel : 04 76 63 59 76 Fax : 04 76 87 82 43 E-mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

