



HAL
open science

ENREGISTREMENT DES SURRECTIONS LIEES AUX ACCRETIONS DE TERRAINS OCEANIQUES : LES SEDIMENTS CRETACE-PALEOGENES DES ANDES D'EQUATEUR

Jorge Toro Alava

► **To cite this version:**

Jorge Toro Alava. ENREGISTREMENT DES SURRECTIONS LIEES AUX ACCRETIONS DE TERRAINS OCEANIQUES : LES SEDIMENTS CRETACE-PALEOGENES DES ANDES D'EQUATEUR. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006. Français. NNT : . tel-00174095

HAL Id: tel-00174095

<https://theses.hal.science/tel-00174095>

Submitted on 21 Sep 2007

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.

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEODYNAMIQUE DES CHAINES ALPINES
OBSERVATOIRE DES SCIENCES DE L'UNIVERS DE GRENOBLE
UNIVERSITE JOSEPH FOURIER (GRENOBLE I)

MEMOIRE H. S. N° 47

ENREGISTREMENT DES SURRECTIONS LIEES
AUX ACCRETIONS DE TERRAINS OCEANIQUES :
LES SEDIMENTS CRETACE-PALEOGENES DES
ANDES D'EQUATEUR

Jorge Toro Alava

2007

À mes Parents

Image de couverture: photographie du stratovolcan Chimborazo (6310 m) vu de l'Est. C'est le plus haut volcan d'Équateur et le point de la surface terrestre le plus éloigné du centre de la Terre. Son sommet montre une importante activité hydrothermale qui a vraisemblablement induit une fonte de la base de la calotte glaciaire. Les produits volcaniques comportent des coulées d'andésites basaltiques et de dacites à hornblende et des laves, avalanches de débris, flux pyroclastiques, lapilli et cendres riches en ponce ainsi que des lahars. La dernière activité pyroclastique stromboliennne bien datée (méthode ^{14}C) remonte à 11380 ± 40 AJC. Une activité plus récente est connue, datée à ~ 450 AJC. Le volcan Chimborazo est construit au-dessus de séries silteuses et gréseuses, du Paléocène inférieur-Éocène inférieur (bassin Saquisilí) qui apparaissent au premier plan.

“Inter medium montium pertransibunt aquae!”
(Josemaría Escrivá de Balaguer, 1949)

ENREGISTREMENT DES SURRECTIONS LIEES AUX ACCRETIONS DE TERRAINS OCEANIQUES : LES SEDIMENTS CRETACE-PALEOGENES DES ANDES D'EQUATEUR

Jorge Toro Alava

Thèse préparée au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (OSUG-Grenoble), soutenue le 30 octobre 2006 pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Grenoble devant la commission d'examen :

Gérard HERAIL, DR IRD Santiago (Chili), Rapporteur
 François GUILLOCHEAU, Pr Université de Rennes, Rapporteur
 Etienne JAILLARD, DR IRD Grenoble, Co-Directeur de thèse
 Georges MASCLE, Pr Université Joseph-Fourier (Grenoble), Co-Directeur de thèse
 Christian BECK, Pr Université de Savoie (Chambéry), Examineur
 Mathias BERNET, MC Université Joseph-Fourier (Grenoble), Examineur

Résumé

Les Andes du Nord diffèrent des Andes centrales par la présence de terrains océaniques accrétés au Crétacé supérieur et Paléogène. Ainsi les Andes d'Equateur comprennent des terrains océaniques accrétés à l'Ouest (Côte, Cordillère Occidentale), et la marge continentale de l'Amérique du Sud à l'Est (Cordillère Royale, zone Subandine et bassin Oriente).

Cette étude a pour but de caractériser les dépôts de sédiments détritiques quartzeux mis en place au cours des accrétions successives et de bien cadrer un modèle de surrection de la chaîne et de son érosion. On espère ainsi apporter des éléments pour tester le modèle de Guillier et al. (2001) et Jaillard et al. (2002) selon lequel le relief des Andes d'Equateur résulte non du raccourcissement tectonique de la marge continentale comme c'est le cas des Andes centrales, mais de l'addition en profondeur, par accréation et sous-placage lors des accrétions de terrains océaniques, de matériel crustal océanique. Celui-ci exercerait une poussée d'Archimède responsable de la surrection de la chaîne, puis de l'érosion et du dépôt de sédiments détritiques quartzeux, qui scellent ces accrétions.

Dans ce but, nous avons étudié les grès et conglomérats d'âge Campanien à Eocène, contemporains de l'accréation et du sous-placage des terrains océaniques, afin de déterminer les conséquences tectoniques de ces processus sur le comportement tectonique de la marge continentale de l'Equateur, en particulier sur la Cordillère Occidentale et la Cordillère Royale, mais aussi sur les zones d'arrière-arc et d'avant-arc.

Pour cela, on a analysé : (1) les paléo-profondeurs des dépôts de sédiments syntectoniques, et les discontinuités érosives liées à chaque accréation ; (2) la position des paléo-rivages et des l'aires de sédimentation marine de chaque côté de la marge émergée ; (3) le gradient topographique entre zones sources et zones de dépôt, traduit par la granulométrie des dépôts ; et (4) l'exhumation des zones sources, au travers de l'évolution pétrographique des sédiments clastiques étudiés. L'étude a porté sur trois bassins de la Cordillère Occidentale : le bassin de Cuenca au Sud, et ceux de Saquisilí et d'Apagua au Centre de l'Equateur.

La succession verticale des milieux sédimentaires dans les bassins étudiés montre la présence de discordances érosives majeures définissant 4 grandes séquences de dépôt, et encadrant les périodes d'accréation. Ces accrétions peuvent ainsi être datées : (1) du Campanien supérieur ($\approx 75-72$ Ma), (2) du Maastrichtien supérieur ($\approx 69-65$ Ma), (3) du Paléocène supérieur ($\approx 58-56$ Ma). Un dernier événement tectonique de l'Éocène supérieur (Bartonien - Priabonien) est bien ressenti sur la marge. Du Sud au Nord de la Cordillère Occidentale ces 4 séquences indiquent, mise à part celle du Maastrichtien, une diminution globale de la paléo-profondeur du Campanien à l'Eocène.

Cette étude met également en évidence le recul de la paléo-ligne de côte au cours du Crétacé supérieur-Paléogène. En effet, les bassins sédimentaires de la Cordillère Occidentale sont de plus en plus jeunes, d'une part à mesure que l'on s'éloigne de la Cordillère Royale (vers l'Ouest), et d'autre part lorsqu'on se déplace vers le Nord. Ainsi, le bassin de Cuenca au Sud montre un remplissage du Campanien moyen à Paléocène *p.p.*, les dépôts du bassin de Saquisilí vont du Maastrichtien inférieur à la base de l'Éocène moyen, et le bassin d'Apagua contient des sédiments éocènes. Notons que plus au Nord-Ouest, le bassin de la Cubera est rempli de sédiments d'âge Paléocène à Eocène supérieur.

À chaque accréation correspond une augmentation de la granulométrie des grès et des conglomérats, dans les bassins occidentaux (Cordillère Occidentale et côte) comme dans les zones orientales (Zone subandine et bassin Oriente). Seule l'accréation du Maastrichtien supérieur ne se traduit pas par l'augmentation de la granulométrie, mais par une lacune d'érosion et un changement de zones sources.

Dans les bassins de Cuenca, de Saquisilí et d'Apagua, la taille des grains augmente vers le haut, au sein de chaque séquence (Campanien, Paléocène et Eocène), mais aussi d'une séquence à l'autre, confirmant l'accentuation de la paléo-pente de la marge et la surrection de la zone source, constituée essentiellement par la Cordillère Royale. L'augmentation de la paléo-pente se traduit aussi, au sein de chaque séquence, par le passage rapide des grès à des conglomérats en réponse à l'événement tectonique responsable de la discontinuité sus-jacente. Les mêmes évolutions sont observées aux mêmes périodes, mais enregistrées de façon plus distale, sur la côte et dans les zones orientales de l'Équateur.

Au cours du Crétacé-Paléogène, l'étude des cortèges de minéraux détritiques des sédiments clastiques de la Cordillère Occidentale montre une évolution en trois étapes : (1) surrection et exhumation de la Cordillère Royale, du Campanien au Paléocène, et dans une moindre mesure jusqu'à l'Éocène supérieur ; (2) abondance croissante, du Paléocène à l'Eocène, de fragments lithiques volcaniques et sédimentaires dérivant de la déformation et de l'érosion des terrains préalablement accrétés, et (3) reprise de l'activité de l'arc magmatique à partir de l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur marqué par un enrichissement en plagioclases. L'étape 1 montre un enrichissement des sédiments en grains minéraux et lithiques de plus en plus stables (quartz mono- et polycristallin) au détriment des feldspaths, qui reflète une plus grande maturité des sédiments du Paléogène par rapport à ceux du Crétacé terminal. La source principale est alors la Cordillère Royale. À partir du Paléocène supérieur (étape 2), l'augmentation progressive des fragments lithiques issus de couvertures océaniques montre que la zone déformée et soumise à l'érosion s'élargit, et inclut les terrains accrétés.

De plus, cette analyse a permis de mettre en évidence deux résultats supplémentaires.

Les bassins de la Cordillère Occidentale (Cuenca, Saquisilí, Apagua et La Cubera), présentent une géométrie rectangulaire, des bordures actives correspondant à des failles décrochantes dextres orientées NNE réactivant les sutures, et une subsidence importante, qui suggèrent qu'il s'agit de bassins en «*pull apart*». On note de plus une augmentation de leur taux de sédimentation avec le temps, suggérant une instabilité croissante de ces bassins installés sur les sutures des accrétions. La création de ces bassins semble coïncider avec les accrétions de terrains océaniques, qui se seraient donc effectuées en contexte transpressif. Leur migration vers le Nord dans le temps reste cependant à expliquer.

Les zones orientales sont classiquement interprétées comme un bassin flexural d'avant-pays de la chaîne andine depuis le Crétacé supérieur. Cependant, notre étude montre qu'à l'échelle du bassin : (1) les hiatus et les érosions sont plus importants au pied de la Cordillère Royale qu'à l'Est ; (2) l'épaisseur des dépôts campaniens à éocènes augmente d'Ouest en Est ; et (3) les séquences du Maastrichtien, du Paléocène et de l'Eocène sont rétrogradantes en direction de l'Ouest. L'ensemble de ces observations indique donc que la marge est en surrection, plutôt qu'en subsidence. Nous proposons donc un modèle de construction de la chaîne andine par surrection isostatique liée à l'introduction successive sous la marge, par accréation et sous-placage, de matériel crustal océanique de densité relativement faible. Ces terrains auraient causé une poussée d'Archimède responsable de la surrection isostatique de la marge après chaque accréation. Dans ce modèle, après chaque surrection, la réaction visqueuse de la lithosphère soulevée et flexurée aurait abouti à accentuer le rayon de courbure de la lithosphère, permettant la rétrogradation des dépôts clastiques d'arrière-arc en direction de la chaîne, et expliquant le délai observé de la réponse sédimentaire dans ces zones orientales.

MOTS CLÉS : Andes d'Équateur, Crétacé-Paléogène, marge active, accréation de terrains océaniques, provenance, surrection.

REGISTRATION OF UPLIFT AS A CONSEQUENCE TO OCEANIC TERRANE ACCRETION : THE CRETACEOUS-PALEOGENE CLASTIC SEDIMENTS OF THE ECUADORIAN ANDES

Abstract

The Northern Andes differ from the Central Andes by the presence of oceanic terranes accreted in the upper Cretaceous and Paleogene. As a consequence, the Andes of Ecuador comprise accreted oceanic terranes to the West (Costa, Cordillera Occidental), and the South American continental margin to the East (Cordillera Real, Subandean zone and Oriente basin).

This work aims to characterize the quartz-rich clastic sediments deposited during successive accretions and to propose a model for the chain uplift and erosion. In addition, this aims to verify the hypothesis of Guillier et al. (2001) et Jaillard et al. (2002), which propose that the relief of the Andes of Ecuador does not result from tectonic shortening of the continental margin, as in the Central Andes, but from the addition, by accretion and underplating during oceanic terranes accretions, of buoyant oceanic crustal material, exerting an Archimedes force responsible for the chain uplift, which then induced the reactivation of the erosion, and the deposition of quartz-rich clastic sediments, that seal the accretions.

We studied sandstones and conglomerates of Campanian to Eocene age, coeval with the accretion and underplating of oceanic terranes, in order to determine the tectonic consequences of these processes on the tectonic behaviour of the Ecuadorian continental margin, specially on the Occidental Cordillera and the Real Cordillera, but also on the back-arc and fore-arc zones.

Therefore, we analyzed : (1) the paleodepths of deposition of the syntectonic sediments, and the erosional discontinuities due to each accretion ; (2) the position of the paleo-shoreline and of the marine sedimentation on either side of the emergent margin ; (3) the topographic gradient between the source zones and the depocentres, expressed by the grain size variations of the sediments ; and (4) the exhumation of the source zones, through the petrographic evolution of the studied clastic sediments. Three basins of the Occidental Cordillera were studied in detail: the Cuenca basin to the South, and those of Saquisilí and Apagua in the Central part of Ecuador.

The vertical succession of sedimentary environments in the studied basins shows the presence of major erosive unconformities defining four main depositional sequences, and points out the accretion periods. These accretions are: (1) Late Campanian ($\approx 75-72$ Ma), (2) Late Maastrichtian ($\approx 69-65$ Ma), and (3) Late Paleocene ($\approx 58-56$ Ma) in age. A last tectonic event of Late Eocene age (Bartonian - Priabonian) was well recorded throughout the margin. From South to North of the Occidental Cordillera, the 4 sequences evidence, except for the Maastrichtian, a jerked shallowing upward trend of the paleodepths of deposition from the Campanian to the Eocene.

This study also evidences the retreat of the paleoshoreline during the upper Cretaceous - Paleogene interval. Indeed, the sedimentary basins of the Cordillera Occidental are younger, as they migrate to the west, and also northward. As a matter of fact, the southern Cuenca basin is infilled by middle Campanian to Paleocene *p.p.* deposits, the sediments of the Saquisilí basin are of Early Maastrichtian to early Middle Eocene age, and the Apagua basin contains eocene sediments. It is worth to note that farther Northwest, the La Cubera basin was infilled by sediments of Paleocene to Late Eocene age.

Each accretion corresponds to an increasing grain size of sandstones and conglomerates, in the western basins (Cordillera Occidental and Costa) as well as in the Eastern zones (Subandean Zone and Oriente basin), except for the upper Maastrichtian accretion, which did not provoke an increase of the grain size in the sediments, but an erosional hiatus and a noticeable change in the source zones.

In the Cuenca, Saquisilí and Apagua basins, a coarsening upward trend is recorded within each sequence (Campanian, Paleocene and Eocene), as well as in the succession of the sequences, confirming both the steepening of the margin paleoslope, and the uplift of the source area, essentially constituted by the Cordillera Real. Within each sequence, the increasing paleoslope is expressed by the rapid evolution from sandstones to conglomerates, which announces the tectonic event responsible for the overlying unconformity. For the same time-spans, similar evolutions are recorded, although in a more distal manner, on the Coast and in the eastern zones of Ecuador.

Since the Cretaceous until the Paleogene, the mineral assemblages of the clastic sediments of the Cordillera Occidental show a three-stage evolution : (1) surrection and exhumation of the Cordillera Real, from the Campanian to the Paleocene, and to a minor extent until the upper Eocene ; (2) increasing amount, from the Paleocene to the Eocene, of volcanic and sedimentary lithic fragments deriving from the deformation and erosion of the previously accreted terrains ; and (3) resumption of the magmatic arc activity from upper Eocene onward, indicated by the enrichment in plagioclase crystals. During stage 1, the sediments show a clear enrichment in stable minerals and lithic grains (mono- and polycrystalline quartz) at the expense of feldspars, thus reflecting a greater maturity of Paleogene sediments, with respect to those of the latest Cretaceous. At that time, the main source area was the Cordillera Real. From upper Paleocene on (stage 2), the increasing amount of lithic fragments deriving from the oceanic terranes shows that the deformed and eroded zone extends westward, and eventually includes the accreted terranes.

In addition, this analysis allowed to point out two original results.

The rectangle-shaped basins of the Cordillera Occidental (Cuenca, Saquisilí, Apagua, La Cubera) show tectonically active borders corresponding to major, NNE-trending dextral strike-slip faults, which reactivates accretionary sutures, and important subsidence rates, which suggest they are *pull apart* basins. We observe also an increase of deposition rates through time, suggesting an increasing instability of these basins located on the accretion sutures. The creation of these basins seems to coincide with the accretion of oceanic terranes, that would have occurred, therefore, in a dextral transpressive regime. The northward migration of these basins through time remains, however, to be explained.

The eastern areas of Ecuador are classically interpreted as representing the flexural back arc basin (foredeep) of the Andean chain since the upper Cretaceous. Nevertheless, our study shows that, at a regional scale: (1) the hiatuses and erosions are more important at the foot of the Cordillera Real than to the East ; (2) the thicknesses of the Campanian to Eocene deposits increase from West to the East ; and (3) the Maastrichtian, Paleocene and Eocene sequences seem to retrograde toward the West. This set of observations point out that this part of the margin underwent uplift, rather than flexural subsidence. We propose that the Andes of Ecuador were built up by isostatic uplift associated with the successive accretion and underplating, beneath the margin, of crustal oceanic material of relatively weak density. These terranes would have generated an Archimedes force, responsible for the isostatic surrection of the margin following each accretion. In this model, the viscous reaction of the uplifted and flexured lithosphere would had accentuated its curvature radius, allowing the retrogradation of back-arc clastic deposits toward the chain, and explaining the observed lag-time of the sedimentary response in the eastern areas.

KEY WORDS: Andes of Ecuador, Cretaceous-Paleogene, active margin, oceanic terrane accretions, provenance, surrection.

REGISTRO DE LAS SURRECCIONES ASOCIADAS A ACRECCIONES DE TERRENOS OCEÁNICOS: LOS SEDIMENTOS CRETÁCEO-PALEÓGENOS DE LOS ANDES DEL ECUADOR

Resumen

Los Andes del Norte se diferencian de los Andes Centrales por la presencia de terrenos oceánicos acrecionados en el Cretáceo superior y Paleógeno. Así, los Andes del Ecuador se componen de terrenos oceánicos acrecionados al Oeste (Costa, Cordillera Occidental), y de la margen continental de América del Sur al Este (Cordillera Real, Zona Subandina y cuenca Oriente).

Este estudio tiene por objetivo el de caracterizar los sedimentos detríticos cuarzosos depositados en el transcurso de sucesivas acrecciones y el de encuadrar un modelo de levantamiento de la cadena Andina y de su erosión. El estudio espera también contribuir con elementos para probar la hipótesis de Guillier et al. (2001) y Jaillard et al. (2002) según la cual el relieve de los Andes del Ecuador no resulta del acortamiento tectónico de la margen continental, como es el caso de los Andes Centrales, pero sí de la adición en profundidad, por acreción de terrenos oceánicos y subcreción (*sous-placage*) durante dichas acrecciones, de material cortical oceánico que ejercería un empuje de Arquímedes responsable de la surrección de la cadena Andina, que luego habría provocado la reactivación de su erosión y la depositación de sedimentos detríticos cuarzosos que sellaron esas acrecciones.

Con ese objetivo se estudiaron las areniscas y los conglomerados de edad Campaniano a Eoceno, contemporáneos de las acrecciones y de la subcreción de los terrenos oceánicos, para determinar las consecuencias tectónicas de esos procesos sobre el comportamiento tectónico de la margen continental de Ecuador, en particular sobre la Cordillera Occidental y la Cordillera Real, pero también sobre las zonas de tras arco y de ante arco.

Por ello, se analizaron: (1) las paleo-profundidades de depósito de los sedimentos sintectónicos, y las discontinuidades erosivas asociadas a cada acreción; (2) la posición de la paleo orilla y del área de sedimentación marina a cada lado de la margen emergida; (3) el gradiente topográfico entre zonas fuente y zonas de depósito, reflejado por la granulometría de los depósitos; y (4) la exhumación de las zonas fuente que alimentaron la sedimentación, a través de la evolución de las fuentes de los sedimentos clásticos estudiados. Se estudiaron tres cuencas de la Cordillera Occidental: la cuenca de Cuenca al Sur, y las de Saquisilí y Apagua al Centro del Ecuador.

La sucesión vertical de los medios sedimentarios en las cuencas estudiadas muestra la presencia de discordancias erosivas mayores que definen 4 grandes secuencias de depósito, y que señalan los periodos de acreción. Estas acrecciones pudieron así ser datadas: (1) del Campaniano superior ($\approx 75-72$ Ma), (2) del Maastrichtiano superior ($\approx 69-65$ Ma), y (3) del Paleoceno superior ($\approx 58-56$ Ma). Un último evento tectónico del Eoceno superior (Bartoniano - Priaboniano) fue bien sentido sobre la margen. De Sur a Norte de la Cordillera Occidental esas 4 secuencias de depósito indican, excepto la del Maastrichtiano, una disminución de la paleo profundidad desde el Campaniano al Eoceno.

Este estudio igualmente evidencia el retroceso de la paleo línea de costa durante el Cretáceo superior - Paleógeno. En efecto, las cuencas sedimentarias de la Cordillera Occidental son cada vez más jóvenes, por una parte a medida que se alejan de la Cordillera Real hacia el Oeste, y de otra parte si migran hacia el Norte. Así, la cuenca de Cuenca al Sur muestra un relleno del Campaniano medio al Paleoceno *p.p.*, los depósitos de la cuenca de Saquisilí van del Maastrichtiano inferior a la base del Eoceno medio, y la cuenca de Apagua contiene sedimentos del Eoceno. Nótese que más al Noroeste, la cuenca de la Cubera tiene un relleno de sedimentos de edad Paleoceno a Eoceno superior.

A cada acreción corresponde un aumento de la granulometría de las areniscas y de los conglomerados, tanto en las cuencas occidentales (Cordillera Occidental y Costa) como en las zonas orientales (Zona Subandina y cuenca Oriente). Solo la acreción del Maastrichtiano superior no se traduce por el aumento de la granulometría, pero sí por una laguna de erosión y un cambio de zonas fuente.

En las cuencas de Cuenca, de Saquisilí y de Apagua, el tamaño de grano aumenta hacia el tope, al interior de cada secuencia (del Campaniano, Paleoceno y Eoceno) pero también de una secuencia a la otra, confirmando la acentuación de la paleo pendiente de la margen y la surrección de la zona fuente, constituida esencialmente por la Cordillera Real. El aumento de la paleo pendiente se traduce también, en cada secuencia, por el paso rápido de areniscas a conglomerados en respuesta al evento tectónico responsable de la discontinuidad sobreyacente. Las mismas evoluciones se observan en los mismos periodos, pero registradas de manera más distal, en la Costa y en las zonas orientales de Ecuador.

En el transcurso del Cretáceo – Paleógeno, el estudio de los cortejos de minerales detríticos de los sedimentos clásticos de la Cordillera Occidental muestra una evolución en tres etapas : (1) surrección y exhumación de la Cordillera Real, del Campaniano al Paleoceno, y en menor medida hasta el Eoceno superior ; (2) contribución creciente, del Paleoceno al Eoceno, de fragmentos líticos volcánicos y sedimentarios derivados de la deformación y erosión de los terrenos anteriormente acrecionados; y (3) reanudación de la actividad del arco magmático a partir del Eoceno superior - Oligoceno inferior marcada por un enriquecimiento en plagioclasas. La etapa 1 muestra un enriquecimiento de los sedimentos en granos minerales y líticos cada vez más estables (cuarzo mono- y policristalino) en detrimento de los feldespatos, lo que refleja una más grande madurez de los sedimentos del Paleógeno en relación a los del Cretáceo Terminal. La fuente principal es entonces la Cordillera Real. A partir del Paleoceno superior (etapa 2), el aumento progresivo de fragmentos líticos provenientes de las coberturas oceánicas muestra que la zona deformada y sometida a erosión se amplió, e incluyó los terrenos acrecionados.

Además, nuestro estudio nos permite poner en evidencia dos resultados suplementarios. Las cuencas de la Cordillera Occidental (Cuenca, Saquisilí, Apagua y La Cubera) presentan una geometría rectangular, bordes activos correspondientes a las fallas dextrales orientadas NNE que reactivaron las suturas, y una subsidencia importante, que sugieren que se trata de cuencas en *pull apart*. Se nota además un aumento de la velocidad de sedimentación con el tiempo, sugiriendo una inestabilidad creciente de las cuencas instaladas sobre las suturas de las acreciones. La creación de las cuencas parece coincidir con las acreciones de terrenos oceánicos, que se habrían efectuado entonces en contexto transpresivo. Su migración hacia el Norte con el tiempo queda sin embargo a explicarse.

Las zonas orientales han sido clásicamente interpretadas como la cuenca flexural de ante país de la cadena Andina desde el Cretáceo superior. Sin embargo, nuestro estudio muestra a escala de cuenca que: (1) los hiatus y las erosiones son más importantes al pie de la Cordillera Real que al Este; (2) el espesor de los depósitos campanianos à eocenos aumenta del Oeste hacia el Este; y (3) que las secuencias del Maastrichtiano, del Paleoceno y del Eoceno son retrogradantes hacia el Oeste. El conjunto de estas observaciones indica entonces que la margen estuvo en surrección antes que en subsidencia flexural.

Proponemos un modelo de construcción de la cadena Andina por surrección isostática asociada a la introducción sucesiva bajo la margen, por acreción y subcreción, de material cortical oceánico de densidad relativamente débil. Estos terrenos habrían generado un empuje de Arquímedes responsable de la surrección isostática de la margen después de cada acreción. En este modelo, después de cada surrección, la reacción viscosa de la litosfera levantada y flexurada habría acentuado su curvatura, permitiendo la retrogradación de los depósitos clásticos de tras arco en dirección de la cadena, y explicando el retraso observado de la respuesta sedimentaria en las zonas orientales.

PALABRAS CLAVES : Andes del Ecuador, Cretáceo-Paleógeno, margen activa, acreción de terrenos oceánicos, proveniencia, surrección.

INTRODUCTION

1 PROBLÉMATIQUE

En Équateur, la Chaîne des Andes et l'avant-arc équatorien présentent une structure particulière, également observable en Colombie. Ils sont constitués par un substratum épais (plus de 30 Km) composé de matériel océanique accrété à la marge continentale lors de plusieurs événements de collision ou accrétion.

Chaque accrétion de terrain océanique a dû provoquer un soulèvement de la marge continentale, associé à un réajustement isostatique, gouverné par la poussée d'Archimède, et à une compression tectonique.

Notre problématique consiste à rechercher les traces de ces événements dans l'enregistrement sédimentaire contemporain de ces accrétions : les dépôts de la Cordillère Occidentale d'Équateur (la COE) compris entre 83 et 33 Ma (Campanien à Éocène supérieur).

1. 1. Le problème envisagé

Cette étude a pour but principal de proposer une synthèse des différentes données stratigraphiques, sédimentologiques, pétrologiques et géodynamiques, acquises lors de nombreuses sorties de terrain effectuées dans la Cordillère Occidentale, plus particulièrement dans la COE centrale et méridionale, ainsi que sur l'avant-arc (Zone Côtière) et l'arrière-arc (Zone Subandine). Ces données de terrain ont été combinées avec les données bibliographiques disponibles.

À partir de cette synthèse, et tenant compte des données acquises dans des zones d'avant-arc, et d'arrière-arc de l'extrême SSO de l'Équateur et du NNO du Pérou et des Andes du Nord, cette étude doit aboutir à l'établissement d'un modèle d'évolution géodynamique de l'Équateur au cours du Crétacé supérieur et du Paléogène (jusqu'à l'Oligocène inférieur).

1. 2. La problématique scientifique

Pour les Andes d'Équateur, Guillier et al. (2001) et Jaillard et al. (2002) ont proposé, comme hypothèse de travail, que le relief des Andes d'Équateur résulte de l'addition en profondeur, par des processus d'accrétion et de sous-placage à la marge Andine, de matériel océanique (plateaux océanique et arcs insulaires) de relativement faible densité.

En se fondant sur l'analyse de la sismicité de l'Équateur continental, Guillier et al. (2001), proposent que les Andes d'Équateur, bien que d'altitudes modestes (≈ 2700 m), soient supportées par une racine crustale d'épaisseur similaire (50 à 70 Km) à celle observée sous l'Altiplano bolivien (60-70 Km), d'altitude moyenne plus élevée (≈ 3900 m). Ceci implique que la densité du

matériel océanique sous-plaqué, supérieure à celle du matériel continental, exercerait en Équateur une poussée d'Archimède moins efficace que dans les Andes centrales (e.g. la Bolivie), mais provoquerait néanmoins un soulèvement isostatique.

Nous admettons que chaque accrétion océanique a dû provoquer une surrection de la marge, enregistrée par la sédimentation contemporaine; et donc que les informations enregistrées par les séquences sédimentaires devraient permettre une meilleure interprétation de l'évolution des Andes d'Équateur, en particulier de la Cordillère Occidentale.

Aussi avons-nous cherché à bien caractériser les séries sédimentaires et les stocks pétrologiques générés par la surrection de la marge continentale (Cordillère Royale), principalement sur la Cordillère Occidentale (avant-arc) mais également sur l'arrière-arc équatorienne (Zone Subandine et bassin Oriente) et même l'avant-arc éloigné (Zone Côtière) (voir Fig. 2.1).

2. OBJECTIFS

En Équateur, l'enregistrement sédimentaire est davantage clastique quartzueux que calcaire, ce qui représente une circonstance favorable puisque l'on peut espérer retrouver, pour chaque accrétion à la marge, des marqueurs ou signaux sédimentaires caractéristiques :

- (1) formation de discontinuités érosives associées à chaque accrétion ;
- (2) diminution de paléo-profondeurs des sédiments syntectoniques déposés sur la marge ;
- (3) recul de l'aire de sédimentation marine et augmentation de l'aire de la région soulevée (marge continentale) ;
- (4) augmentation/accentuation de la pente entre les zones sources et les bassins de réception des dépôts (augmentation de la granulométrie des dépôts) ;
- (5) évolution des zones sources de la sédimentation clastique en fin de surrection.

3. MÉTHODOLOGIE

Ce travail est fondé sur une grande variété de méthodes et techniques, appliquées principalement aux sédiments clastiques de la COE de l'Équateur, affleurant entre l'OSO de Quito (au Nord) et le Sud de la ville de Cuenca (le bassin de Cuenca, au Sud). Ces mêmes méthodes ont été appliquées aux séries sédimentaires affleurant dans la zone Côtière (péninsule de Santa Elena et bassin Progreso), dans l'extrême SSO de l'Équateur et le NNO du Pérou (bassins Celica-Lancones et Río Playas), dans la Zone Subandine et le bassin Oriente (arrière-arc).

3.1. La cartographie

La couverture cartographique de la COE à grande échelle a été réalisée dans les années soixante-dix et quatre-vingt par la Dirección General de Geología y Minas (DGGM) d'Équateur, et dans les années quatre-vingt-dix par le British Geological Survey (BGS) du Royaume Uni. Il existe aussi une cartographie à petite échelle (1 : 50000) produite par la DGGM à la même époque.

Dans le cadre de notre projet, et pour bien connaître l'extension et les limites des affleurements des unités stratigraphiques Crétacé-Paléogène et même Oligocènes de la COE, nous avons effectué une cartographie détaillée de certaines zones sélectionnées. Ce travail a été principalement mené en commun avec E. Jaillard, et avec des étudiants en géologie, D. Iza, W. Lugo, et W. Vaca de la Escuela Politécnica Nacional de Quito, et G. Gastineau de l'ENS-Lyon. Une partie de ces résultats sera publiée à l'avenir.

3. 2. Les études de provenance, de texture et de paléocourants

3. 2. 1. Provenance des sédiments

Les analyses quantitatives de provenance se réfèrent à toutes les méthodes appliquées pour bien comprendre les processus qui forment les sédiments, c'est-à-dire : la lithologie, la tectonique et le climat des zones sources, et les facteurs qui contrôlent le transport, le dépôt et la diagenèse ultérieure (Fello et Turner, 2001).

La systématique classique de la pétrologie sédimentaire se base sur la texture, la granulométrie et, principalement, sur la composition modale (Nishiwaki, 2002).

Plus récemment, l'obtention de données géochimiques sur roche totale a apporté un nouvel outil aux études de provenance (Bahlburg et Floyd, 1999). Les données de composition chimique et isotopique des roches sédimentaires ont été intégrées aux informations antérieures relatives aux faciès et environnements sédimentaires, et aidé à une meilleure caractérisation des provinces tectoniques (Nishiwaki, 2002). Grâce aux méthodes U-Pb (ICP-MS), aux analyses SHRIMP, et aux traces de fission (FT) sur zircon, on peut déterminer l'évolution thermique des zones sources, et calculer la vitesse de dénudation d'une chaîne de montagne, à travers l'histoire d'exhumation enregistrée par les grains minéraux (Bahlburg et Floyd, 1999).

Une autre approche systématique cherche à mieux exploiter les données en utilisant les analyses mathématiques et statistiques (e.g. factor et cluster analyses) (Smosna et al., 1999 ; Nishiwaki, 2002). Enfin d'autres méthodes d'analyse plus rares, aident aussi à la détermination des provenances (susceptibilité

magnétique, Kimbrough et al., 1997 ; isotopie du Néodyme, Ehrenberg et al., 2000).

Dans les études de provenance, il faut pouvoir considérer et évaluer l'influence des aspects physiques (e.g. tri ou classement), le degré de destruction minéral pendant le transport, et l'effet de l'altération chimique, voire de la dissolution des minéraux liés à l'exposition de la zone source (Kowalewski et Rimstidt, 2002) ; ces données sont interprétées en termes de changements climatiques et dans le cadre de la tectonique des plaques (Bahlburg et Floyd, 1999).

Pour notre étude de provenance des sédiments gréseux de la COE, nous avons choisi de mettre en œuvre les méthodes d'analyse modale des grains minéraux et des fragments lithiques. Les pourcentages des diverses combinaisons des grains sont reportés sur des diagrammes triangulaires, employés pour différencier les terrains de provenance (Tucker, 1991), parmi lesquels Dickinson (1985) a défini quatre sources majeures ou terrains de provenance : craton stable et substratum soulevé, concernant tous deux les blocs continentaux, arc magmatique, et orogène recyclé. Cette méthode est décrite en détail dans le chapitre III. De plus, pour compléter les résultats de l'étude de provenance, on a utilisé aussi la nature, la lithologie et l'abondance relative des fractions lithiques qui composent les galets des conglomérats comme ceux du Paléogène de la COE.

3. 2. 2. Les études de texture et de paléocourants

Les propriétés texturales caractéristiques sont : la taille du grain et sa forme, la texture de la surface de la particule, et la fabrication des grains (Boggs Jr., 1995).

Pour contribuer à la compréhension de la dynamique sédimentaire des unités stratigraphiques clastiques de la Cordillère Occidentale (COE), des moyens de transport et des conditions environnementales, nous avons décidé d'aborder premièrement l'étude des textures produites par les moyens physiques. En particulier, on a étudié la taille des grains minéraux et lithiques qui composent les sédiments gréseux, on a calculé et analysé quelques paramètres statistiques de centralisation et de dispersion, et essayé d'interpréter ces données.

Pour mieux argumenter la dynamique sédimentaire clastique et la provenance, on a défini une nouvelle méthode d'étude texturale, que nous dénommons « Étude Texturale Comparative ». Cette méthode (Chapitre III) est basée sur l'évolution verticale de la taille moyenne des grains les plus abondants, normalisée par rapport à un type spécifique de grain. Elle a été appliquée à l'ensemble des grès qui composent la série sédimentaire de l'Éocène supérieur de la COE.

Finalement, pour mieux préciser la localisation des zones sources (les zones soulevées), on a employé aussi l'analyse des paléocourants.

Plusieurs structures sédimentaires contiennent des données directionnelles, qui indiquent les directions du courant au temps du dépôt (Boggs, 1995). Ces données, mesurées avec une boussole, indiquent des directions d'apport/transport des sédiments clastiques de la COE (voir Chapitre III) jusqu'aux bassins de dépôt (les zones basses).

3. 3. Sédimentologie, stratigraphie, faciès et modèles de dépôt, ichnologie

3. 3. 1. La sédimentologie

La sédimentologie est l'étude des sédiments ou de la formation des roches sédimentaires qui vont s'accumuler dans les bassins. Elle regroupe les différents aspects de leur genèse, depuis l'origine des sédiments jusqu'à leur modification lors de l'enfouissement, en passant par les phases de transport, résidence temporaire, et de dépôt.

La sédimentation résulte d'une somme de processus incluant l'alimentation des sédiments, leur remaniement et modification par des processus physiques, chimiques et biologiques, et les variations de l'espace d'accommodation (Reading et Levell, 1996). De leur source à leur lieu de dépôt, les constituants des sédiments sont soumis à des mécanismes physiques de transport latéral puis de sédimentation verticale voire gravitaire. Ils sont aussi soumis à des interactions complexes dans le système chimique où s'opèrent ces déplacements et le dépôt (air, eau douce, glace, eau salée) (Biju-Duval, 1999).

3. 3. 2. La stratigraphie

L'ensemble des processus, tant physiques que chimiques, conduit à la constitution des couches, dont la superposition progressive avec le temps, va conduire à un enfouissement dans le bassin. Si les processus varient dans le temps, la nature et la structure des couches, voire leur stratigraphie, va différer de l'une à l'autre (Biju-Duval, 1999).

La stratigraphie est l'étude de l'agencement dans l'espace et le temps, des formations géologiques et des événements qu'elles matérialisent, afin de reconstituer l'histoire de la terre et de ses états aux divers moments du temps (Rey et al. 1997).

3. 3. 3. Les faciès et modèles de dépôt

Les idées sur le concept de faciès sédimentaires sont anciennes, chacune étant développée sur des raditions, une géologie particulière et la nature des données (affleurement, diagraphe, carotte, lignes sismiques). Un faciès est une association de caractéristiques spécifiques,

et formées dans des conditions de sédimentation, reflétant des processus particuliers, un ensemble de conditions ou un environnement particulier. Les faciès peuvent être divisés en subfaciès ou groupés en associations (Reading et Levell 1996). Ils peuvent être descriptifs, nommés selon leurs caractéristiques propres :

biofaciès (par son contenu biologique), lithofaciès (par ses caractéristiques lithologiques), microfaciès (par ses traits en lames minces), ichnofaciès (par l'association des bioturbations) (Buatois et al. 2002), et même électrofaciès par les caractères des diagraphies.

Ils sont aussi employés pour donner un sens génétique, en termes de processus (e.g. faciès turbiditiques), d'environnement (e.g. faciès fluviale), ou de contexte tectonique (e.g. faciès de molasse) (Reading et Levell, 1996).

Les faciès doivent être interprétés, au niveau environnemental, par référence aux faciès voisins et sont par conséquent groupés en associations de faciès que l'on pense paléo-géographiquement où génétiquement liés (Collinson, 1996).

Dans la nature n'existent pas de modèles. On crée des modèles d'environnements actuels pour interpréter les environnements anciens et actuels. Les modèles sont des simplifications construites pour nous aider à comprendre les phénomènes et processus naturels complexes. Pour les modèles de sédimentation, les objectifs sont de comprendre les processus par lesquels les couches (les faciès) ont été formés. Ils peuvent être utilisés pour interpréter les faciès connus et prédire leur distribution potentielle, et peuvent aussi être exprimés par des séquences où des associations de faciès (Reading et Levell, 1996).

Les produits sédimentaires reflètent la somme des contrôles autogéniques ou autocycliques (internes au système, e.g. les processus sédimentaires) et allogéniques ou allocycliques (externes au système, e.g. tectonique, climat, variations du niveau des océans, ...) (Allen et Allen, 1990). L'origine des faciès est essentiellement liée aux facteurs autocycliques et ne montre pas les changements allocycliques. Leurs modèles donnent une image des relations latérales des environnements et faciès. (Reading et Levell, 1996).

Dans la littérature, existent des modèles de faciès qui résument les caractéristiques géologiques majeures des grands environnements sédimentaires : continental, marin-marginal (transitionnel) et marin. Dans notre étude, les modèles les plus proches des environnements existants ont été employés dans les unités stratigraphiques de la COE. Ce sont, ceux associés aux environnements marins, de plate-forme, clastique et calcaire, récifaux, marin-marginaux, fluviales distaux et proximaux, alluviaux et volcanoclastiques.

3. 3. 4. L'ichnologie

Un outil additionnel utilisé pour compléter l'information sédimentologique, paléontologique et environnementale des séries étudiées dans la COE a été l'ichnologie, (étude des traces fossiles ou des structures biogéniques). L'étude des ichnogenres, de leurs associations, et de leur signification éthologique, voire environnementale apporte des compléments d'information intéressants, dans la mesure où l'on prend en compte des facteurs de contrôle comme la profondeur, le type de substratum, la disponibilité en nutriment (Doyle et Bennett, 1998) et en oxygène, la salinité et le taux de sédimentation (Taylor et al., 2003). Pour cela, on a employé les neuf modèles d'associations d'ichnogenres/ichnofaciès, décrits par Pemberton et al. (1992) et Buatois et al. (2002), en particulier ceux qui sont associés aux sédiments marin-marginaux et marins s.s.

3. 4. Les méthodes de datation

Les méthodes de datation sont les outils fondamentaux pour l'étude des bassins sédimentaires. Dans cette étude, on a employé la méthode classique, l'macro et micropaléontologique, ainsi que les datations radiométriques disponibles dans la bibliographie.

3. 4. 1. Macro- micropaléontologie et paléobotanique

Les fossiles présents dans la série sédimentaire marine du Crétacé supérieur de la COE sont des ammonites et des inocerames. D'après Sturrock (1996, in : Emery et Myers, 1996), pour les latitudes comprises autour de la zone tropicale, les ammonites donnent une précision de détermination d'âge de ± 1 Ma. Cet élément de datation a donc apporté une grande précision à l'étude.

Nous remercions Peter Bengtson, de l'université de Heidelberg, pour les déterminations d'ammonites, et Annie Dhondt, de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Bruxelles, pour l'étude des inocerames.

Dans la série sédimentaire du Crétacé supérieur-Paléogène de la COE, les microfaunes sont constituées principalement par des foraminifères benthiques et planctoniques, des palynomorphes et quelques radiolaires. D'après Bolli & Saunders (1985), Banner & Blow (1965), Berggren & Van Couvering (1974) et Caron (1985) in : Sturrock (1996), pour le Crétacé et le Paléogène aux latitudes tropicales, les foraminifères planctoniques donnent une résolution d'âge de ± 2.5 et ± 1.7 Ma, respectivement. On considère donc que cet élément de datation a apporté de bonnes précisions à l'étude.

Nous remercions également l'ensemble des collègues du laboratoire de micropaléontologie de Petrocuador, le CIGG, en particulier Martha Ordóñez, Nelson Jiménez et Johnny Suárez, pour ces déterminations, ainsi que Annie Arnaud-Vanneau du LGCA de l'Université

Joseph Fourier, et Lukas Hottinger, de l'Université de Bâle, pour la détermination des algues et nummulites de l'Éocène.

S'agissant des dépôts marins peu profonds, ou continentaux à influence marine, les faunes de mollusques, quand elles sont présentes, sont constituées par des moules de coquilles dissoutes, avec des ornements mal préservés. Ils sont plus ou moins fréquents dans les sédiments de l'Éocène de la COE. Toutefois, à cause de leur mauvaise qualité comme indicateurs stratigraphiques, ils n'ont été étudiés que comme indicateurs environnementaux.

De même, dans la série sédimentaire du Crétacé supérieur-Paléogène de la COE, des végétaux aquatiques marins (algues calcaires) ont été identifiés dans des sédiments calcarénitiques et calcaires s.s. Même si la résolution ou la précision des âges tirés des algues n'est pas du même ordre que celle de la microfaune et des ammonites, ces algues nous ont bien aidé à caractériser les environnements et paléoprofondeurs des dépôts. Nous remercions Ioan Bucur, de l'Université de Cluj-Napoca en Roumanie, pour ces déterminations.

Finalement, les paléoflores n'abondent que dans les sédiments de l'Éocène et du Néogène de la COE. Si cette macroflore n'a pas apporté de datations précises, elles nous ont aidé à caractériser les paléoenvironnements de dépôt. Nous remercions Darío de Franceschi et Denise Pons, du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, pour les déterminations des Angiospermes.

3. 4. 2. Datations radiométriques

Ces méthodes reposent sur les propriétés de certains éléments radioactifs rencontrés dans les minéraux des roches intrusives et effusives. Pour enrichir notre travail de recherche, on a utilisé les données de datations radiométriques des couples K/Ar, Ar/Ar et Sm/Nd, et les traces de fission (FT) sur des minéraux n'ayant pas subi d'événements thermiques postérieurs (Vidal 1998). Ces données sont disponibles dans la littérature, sur des roches tant mafiques que sédimentaires, du Crétacé au Paléogène.

4. DÉROULEMENT DU PROJET

L'objectif-clé de cette recherche a été d'effectuer une analyse stratigraphique, sédimentologique et pétrologique détaillée des roches du Crétacé-Paléogène de la COE qui affleurent principalement dans la partie centrale de la chaîne Andine d'Équateur (0° - $2^{\circ}30'$ S). La partie Nord de la COE n'a pas été étudiée à cause de sa grande couverture volcanique et végétale, et du manque d'accès.

La chronostratigraphie et la détermination des événements de dépôts, entre et pendant les périodes d'accrétion subies par la chaîne Andine,

reposent sur des dizaines de déterminations macro et micropaléontologiques, sur l'étude détaillée de : 207 lames minces de sédiments gréseux dont 20 provenant de la bibliographie disponible, de plus de 30 lames minces de sédiments calcaires (marnes, calcaires et calcarénites), et de plus de 45 bancs de conglomérats échantillonnés. Au total ont été préparées plus de 750 lames minces de roches volcaniques, de sédiments clastiques fins et de calcaires, et fondamentalement de grès. Les lames minces de grès non étudiées en détail ont servi comme référence pour les corrélations et orientations dans notre étude.

L'étude biostratigraphique, faciologique et ichnologique nous a donné des indications précises quant à l'interprétation des paléoenvironnements et des variations des milieux.

Finalement, avec tous ces éléments, on présente un modèle d'évolution de la COE du Crétacé supérieur au Paléogène, lequel intègre ces données dans un contexte régional.

5. PRÉSENTATION DU PLAN

Ce mémoire de recherche comporte quatre chapitres. Le chapitre I, intitulé « Contexte Géodynamique et Morphotectonique », est dédié à la présentation, sur la base des données bibliographiques, de la situation géodynamique des Andes du Nord et de l'Équateur : le système de subduction actuel, les zones morpho-structurales, les plateaux océaniques, la marge continentale et les données stratigraphiques existantes.

Le chapitre II, « Stratigraphie et sédimentologie des séries sédimentaires et volcaniques du Crétacé

supérieur-Oligocène », présente la stratigraphie de la Cordillère Occidentale (COE) telle que révélée par nos travaux de recherche, sur le terrain, en laboratoire et issus de la bibliographie.

Le chapitre III, intitulé « Provenance des sédiments clastiques de la COE du Crétacé supérieur-Paléogène », présente les résultats de notre étude pétrologique et de provenance, menée sur les grès et conglomérats des principales unités sédimentaires de la COE. Ces résultats, ainsi que le traitement statistique des paramètres texturaux et des paléocourants, sont comparés avec ceux de quelques unités sédimentaires d'avant-arc, d'arc et d'arrière-arc.

Le chapitre IV, intitulé « Surrection de la Cordillère Occidentale liée aux accrétions du Crétacé supérieur-Paléogène. Conclusions principales et perspectives », retrace dans la COE les changements, parfois brutaux, des environnements et discontinuités sédimentaires et de la paléogéographie, liés aux processus d'accrétion des terrains océaniques à la marge Andine équatorienne. On montre au moyen d'un groupe systématique de tests géologiques menés sur la marge, que la surrection de la marge est due à la réaction isostatique induite par le sous-placage des terrains océaniques accrétés. Puis on discute le modèle de génération de la chaîne Andine équatorienne, de son avant-arc et de son arrière-arc, remettant en cause pour cette période, le « modèle d'avant-pays » appliqué à l'Équateur. Ce chapitre finit avec la proposition d'un « modèle d'évolution géodynamique de la COE pendant le Crétacé supérieur-Paléogène », lié à ces accrétions successives de plateaux océaniques sous la marge.

Finalement on évoque les implications industrielles de notre étude et les travaux qui restent pour l'avenir

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET MORPHOTECTONIQUE

1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

L'Équateur continental se situe dans la région des Andes du Nord, ou septentrionales (comprenant le Venezuela, la Colombie et l'Équateur), et constitue la façade Pacifique du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, entre 1°N et 4°S de latitude (Fig. 1.1).

Les Andes du Nord forment une chaîne continue de plus de 1000 Km de long, s'étendant du Nord du Venezuela au Sud de l'Équateur suivant une direction générale NNE-SSO, et faisant partie intégrante du Bloc Andin (Mégard, 1987 ; Ego, 1995). Au Sud de la latitude 3,5° S, de l'extrême Sud de l'Équateur à l'extrême Nord du Pérou, elles constituent la zone de transition vers les Andes Centrales d'orientation générale NO-SE, nommées les Andes de Huancabamba (Mourier et al., 1988).

L'Équateur occupe une position particulière dans le contexte géographique et géologique de l'Amérique du Sud (Fig. 1.2), puisque, d'une part il comprend un substratum océanique à l'Ouest, et cristallin à l'Est, et, d'autre part il est localisé au droit de

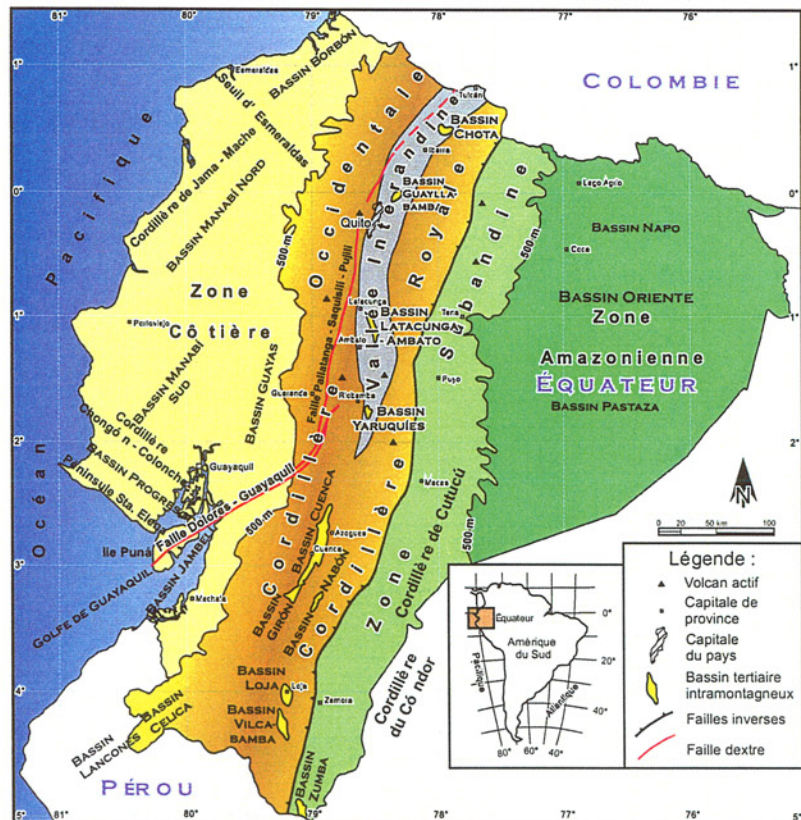
la Ride des Galápagos et de sa continuation sous-marine la Ride de Carnegie.

L'Équateur continental est composé d'Ouest en Est de trois grandes régions morphotectoniques (Fig. 1.1 et 4.1) : (1) la région Côtière ou Côte, (2) la région Andine ou Sierra, la plus élevée, et (3) la région Amazonienne ou bassin Oriente.

La région Andine est subdivisée en trois sous-régions : (1) la Cordillère Occidentale, objet de notre étude, composée d'un substratum océanique, (2) la Cordillère Royale, composée d'un substratum continental (bordure de la marge continentale), et, entre ces deux Cordillères, (3) la vallée Interandine constitue une dépression morphologique avec un substratum de même nature que la Cordillère Royale, masqué par un épais remplissage volcano-clastique.

Entre la région Andine et la région Amazonienne se trouve la région ou zone Subandine, partie occidentale du bassin Oriente soulevée et chevauchée vers l'Est lors de la tectonique Andine.

FIG. 1-1- Carte physio-graphique simplifiée de l'Équateur et localisation des zones géographiques et des bassins sédimentaires.



2. LES UNITÉS MORPHOSTRUCTURALES DE L'ÉQUATEUR CONTINENTAL

Les Andes du Nord diffèrent des Andes Centrales non seulement du point de vue géographique même aussi

par la nature du substratum. Les régions morphotectoniques de l'Équateur, et leur orientation parallèle à la marge pacifique, résultent de l'évolution géodynamique de la marge Sud-américaine depuis le Mésozoïque (Nazca Plate, 1981 ; Baldock, 1982 ; Jaillard et al., 1995 ; Ego, 1995).

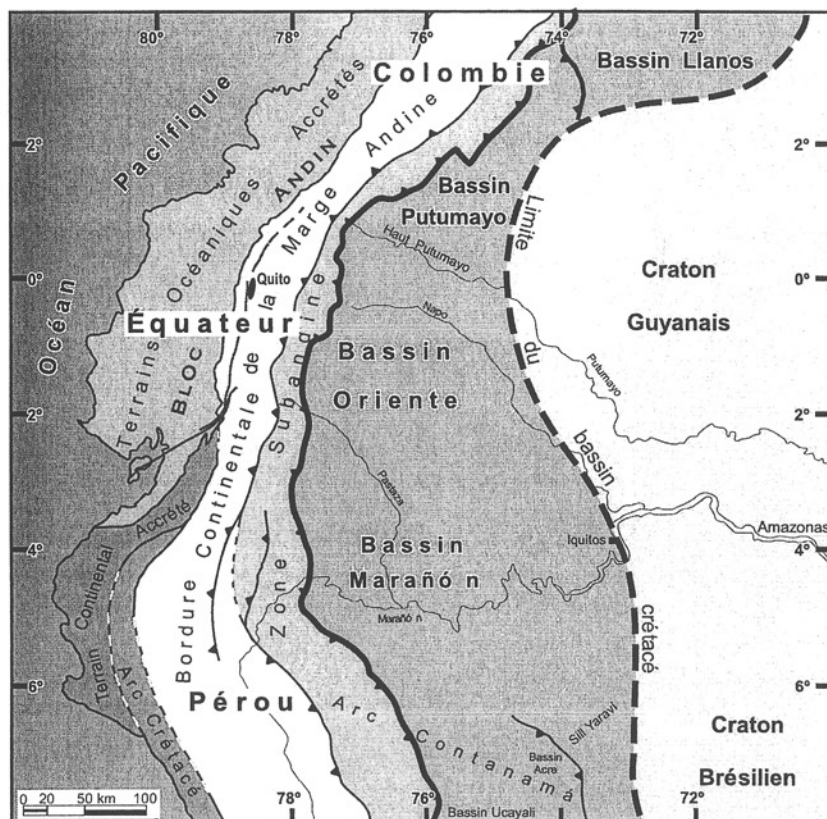


FIG. 1-2- Limites structurales de la marge nord-occidentale de l'Amérique du Sud et localisation des grands bassins d'arrière-arc dans le bassin Amazonien Supérieur.

Compilation de UNESCO (1981), Robertson Research, (1985) et Maceralli (1988).

Les Andes Centrales sont constituées d'un substratum continental gondwanien (Ramos et Alemán, 2000). Le substratum de la Cordillère Orientale et de la Cordillère Occidentale du Nord du Pérou serait d'âge Précambrien (daté à 1140 Ma et entre 2000 et 600 Ma, respectivement) et Paléozoïque partiellement métamorphisé (Dalmayrac et al., 1977 ; Mourier et al., 1988 ; Carlotto, 2002). Les Andes du Nord de la Bolivie comportent un socle composé de gneiss et granites rouges du Précambrien, appartenant au bouclier brésilien (Rochat et al., 1998, 1999).

Le substratum de la partie occidentale des Andes du Nord est constitué par des terrains allochtones à caractère océanique, accrétés au continent sud-américain au Mésozoïque supérieur et au Paléogène (e.g. Mégard et al., 1987 ; Lebrat et al., 1987 ; Roperch et al., 1987 ; Aspden et Litherland, 1992 ; Benítez, 1995 ; Jaillard et al., 1996, 2000, 2002, 2004).

2.1. La Zone Côtière ou Côte

La Côte équatorienne est une région relativement plane, avec une altitude moyenne de 300 m, qui correspond au piémont occidental des Andes Septentrionales (Fig. 1.1 et 1.2). Elle s'étend sur plus de 500 Km de longueur et sa largeur varie de 20 Km au Sud (3° S) à 200 Km au centre (1° - 2° S) (Toro, 1994 ; Benítez, 1995 ; Barragán, 1999).

Le substratum de la Côte est constitué par des roches magmatiques allochtones d'affinités océaniques (basaltes en « pillow » de type MORB constituant le terrain Piñón) accrétés au continent Sud-américain à la fin du Crétacé-début du Tertiaire (Goossens et Rose, 1973 ; Lebrat et al., 1987 ; Mégard et al., 1987 ; Roperch et al., 1987 ; Van Thournout et al., 1992 ; Aspden et Litherland, 1992 ; Benítez, 1995 ; Jaillard et al., 1995, 1997, 2004). La caractéristique fondamentale de ce terrain est de représenter un ancien plateau océanique (Reynaud et al., 1999 ; Mamberti et al., 2001).

La couverture volcanique et volcanoclastique résulte de l'activité d'un (ou de plusieurs ?) arc(s) insulaire(s) du Crétacé supérieur (Lebrat et al., 1987 ; Benítez, 1995 ; Jaillard et al., 1995, 1997).

Ce substratum et sa couverture volcanique et volcanoclastique sont recouverts en discordance par des formations sédimentaires, clastiques et calcaires, essentiellement marines, du Tertiaire et du Quaternaire (Marocco et Winter, 1990 ; Benítez, 1995 ; Deniaud et al., 1999), déposées dans quatre bassins (Marocco, 1991 ; Toro, 1994 ; Toro et Marocco, 1994), structurés par des systèmes de failles ONO-ESE (Daly, 1989 ; Deniaud, 2000). Trois de ces bassins sont à présent émergés (Borbón au Nord, Manabí au centre et Progreso au Sud), et seul le bassin du Golfe de Guayaquil (et de Jambeli) est au-dessous du niveau de la mer. Ces bassins sont localisés le long de la terminaison SO du grand décrochement Dolores-Guayaquil qui fonctionne dans un contexte transtensif dextre (Deniaud et al., 1999). Celui-ci entraîne le déplacement du bloc côtier vers le Nord (Witt et al., 2005), ou vers le NE (Gutscher et al., 1999). Le taux moyen de ce déplacement est estimé à 11.1 mm/an depuis le Miocène moyen-supérieur (Hungerbühler, 1997), ou à 10 mm/an avec une direction N55° (Kellogg et Bonini, 1985), ou encore à 6 mm/an vers le NE à partir de données GPS (Norabuena et al., 1998).

2.2. La Sierra ou Zone Andine

La Sierra équatorienne constitue la zone des Cordillères andines qui s'étend sur 650 Km de long et 130 Km de large, avec une altitude moyenne de 2900 m (Fig. 1.1 et 1.2). L'orientation générale des reliefs varie du Nord au Sud de NE-SO au Nord de la ligne équatoriale, à Nord-Sud autour du 2° S et à NE-SO à NNE-SSO au Sud de la latitude 2° S (Winter et al., 1993 ; Baudino, 1995). Au Nord de 2° S existent deux Cordillères : l'Occidentale et l'Orientale, ou Royale, séparées par la Vallée Interandine (Fig. 1.1 et 1.4) ; leur altitude maximale atteint les 6300 m, au sommet des volcans quaternaires de l'arc Actuel (Deniaud, 2000). Au Sud de 2° S, cette dépression disparaît et les deux Cordillères se juxtaposent (Barragán, 1999).

La chaîne Andine est le résultat d'une évolution géologique complexe commencée au Précambrien, qui a vu se succéder plusieurs cycles de sédimentation, magmatisme, déformations (Mégard, 1986 ; Marocco et Winter, 1990) et collision.

2.2.1. La Cordillère Occidentale

La Cordillère Occidentale, objet de notre étude, présente le même substratum d'affinité océanique que la Zone Côtière (Juteau et al., 1977 ; Cosma et al., 1998) ; elle a été considérée comme un arc volcanique insulaire calco-alcalin d'âge crétacé à éocène inférieur, associé à diverses formations sédimentaires (Bourgeois et al., 1990). On sait maintenant que l'ensemble bloc côtier-arc insulaire

a été accrété au continent Sud-américain le long de la zone de suture ophiolitique Calacalí-Pallatanga-Palenque au cours du Crétacé supérieur-début du Tertiaire (Feininger et Seguin, 1983 ; Lebrat et al., 1987 ; Mégard et al., 1987 ; Roperch et al., 1987 ; Aspden et al., 1988 ; Aspden et Litherland, 1992 ; Benítez, 1995 ; Jaillard et al., 1995, 1997).

La bordure orientale de la Cordillère Occidentale constitue la zone de suture ophiolitique entre les terrains côtiers et la paléo-marge Sud-Américaine (Deniaud, 2000) ; elle est recoupée par la grande faille Dolores-Guayaquil, ou faille Calacalí-Pallatanga, qui forme une zone de décrochement dextre 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, cette zone de décrochement s'incurve vers le SO le long de la zone des failles Pallatanga et s'oriente en direction du golfe de Guayaquil (Fig. 1.2) (Winter, 1990).

La Cordillère Occidentale est structurée dans son ensemble en plis et chevauchements à vergence Ouest et est recoupée par des plutons isolés d'âge Oligo-Miocène (Hall et Calle, 1981 ; Van Thournout et al., 1992 ; McCourt et al., 1997).

Dans la Cordillère Occidentale, deux terrains océaniques sont distingués : (1) le terrain Pallatanga à l'Est, constitué d'un plateau océanique crétacé (Lebrat et al., 1987 ; Reynaud et al., 1999 ; Lapière et al., 2000 ; Hughes et Pilatasig, 2002) ; et (2) le terrain Macuchi, représenté par un arc insulaire d'âge Crétacé supérieur (?) à Tertiaire (Bourgeois et al., 1990 ; Cosma et al., 1998 ; Kerr et al., 2002). Lapière et al. (2000) et Mamberti et al. (2003, 2004) proposent que le terrain Pallatanga comprend deux plateaux océaniques différents : (1) le plateau San Juan à l'Est, d'âge Crétacé inférieur, accrété à la marge au Campanien supérieur (80-70 Ma), et (2) le terrain Guaranda à l'Ouest, d'âge Crétacé supérieur, accrété au Maastrichtien supérieur (68-65 Ma) (Jaillard et al., 2004).

Dans la partie centrale et Sud de la marge équatorienne, pendant le Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur, le terrain San Juan est recouvert par des cherts, tufs, grauwackes et calciturbidites (Gp Yunguilla), alors que le terrain Guaranda reçoit une sédimentation constituée de radiolarites et de cherts noirs de bassin océanique (Jaillard et al., 2004, 2006). Tous ces sédiments sont ensuite surmontés en discordance par des silts et grès quartzeux à muscovite du Paléocène inférieur à moyen (Fm Saquisilí) (McCourt et al., 1998 ; Hughes et al., 1999 ; Jaillard et al., 2004), puis par des conglomérats du Paléocène supérieur (Mb Gallo Rumi ; Santos, 1986 ; Toro et al., 2005), qui passent ensuite à des silts bigarrés (Mb Saquisilí supérieur) (Jaillard et al., 2004).

Dans la partie centrale de la marge, la partie basale de l'Éocène moyen est constituée par des calcaires récifaux (Calcaire Unacota, Echeverría, 1977 ; Egüez, 1986 ; Jaillard et al., 2004). Ils sont recouverts par des grès quartzeux turbiditiques de l'Éocène moyen (Fm Apagua, Santos et Ramírez, 1986 ; Jaillard et al., 2004 ; Toro et Jaillard, 2005), qui passent à des silts, grès et conglomérats de l'Éocène supérieur (Fm Rumi Cruz, Bourgois et al., 1990 ; Hughes et al., 1999 ; Jaillard et al., 2004 ; Toro et Jaillard, 2003, 2005).

De l'Oligocène à l'Actuel, la Cordillère Occidentale se caractérise par le développement d'un arc volcanique continental, associé à la subduction de la plaque Nazca sous la marge, qui migre légèrement vers l'Est avec le temps. Pendant l'Oligocène-Miocène inférieur, cet arc dépose des produits volcanoclastiques acides tant au Nord de la Cordillère (Fm Silante) qu'au Sud (Fm Saraguro). L'activité volcanique continue durant le Miocène (Gp Zumbagua : unité Rumichaca au Nord, Unité Pisayambo au centre Sud, et unité Tarqui au Sud) (Baldock, 1982 ; Egüez, 1986 ; Lavenu et al., 1992 ; Hungerbühler, 1977 ; Steinmann et al., 1999). Depuis le Pliocène jusqu'à l'Actuel des dépôts volcano-détritiques recouvrent la zone d'arc soulevée du Centre et Sud de l'Équateur (Iza et al., 2003), en particulier la Cordillère Occidentale (le paléo arrière-arc). Au Quaternaire, apparaissent au nord de la Cordillère Occidentale des strato-volcans andésitiques, tandis qu'au Sud le volcanisme se limite à une activité acide fissurale (Egüez et Noblet, 1988).

2.2.2. La Vallée Interandine

La Vallée Interandine constitue une dépression tectonique d'une largeur de 25 Km en moyenne ; elle sépare sur plus de 300 Km, entre 1°N et 2°S (Fig. 1.1 et 1.2), les Cordillères Occidentale et Royale de l'Équateur qui la dominent d'environ 1500 m (Ego, 1995 ; Marocco et al., 1995). Il s'agit d'un bassin volcano-sédimentaire cénozoïque (Marocco et al., 1995) bordé de deux zones de sutures : la suture ophiolitique Calacalí-Pallatanga ou « Dolores-Guayaquil megashear » à l'Ouest, et la suture Peltetec à l'Est (Deniaud, 2000).

La Vallée Interandine se développe sur un substratum supposé continental ou sialique métamorphisé : le « bloc » allochtone de Chaucha-Arenillas de Feininger (1982) et Aspden et al. (1987, 1988), accreté à la paléo marge Sud-américaine au Jurassique supérieur-Néocomien ?, le long de la suture ophiolitique de Peltetec (Aspden et al., 1988 ; Aspden et Litherland, 1992) qui marque l'événement Peltetec (Duque, 1998). Ce substratum est recouvert par des alternances de dépôts continentaux volcaniques, volcano-sédimentaires, fluviaux et palustres très épais, de l'Oligocène à l'Actuel. La séquence est cependant entrecoupée de phases d'érosion (Ego, 1995 ; Barragán, 1999).

L'individualisation topographique majeure de la Vallée Interandine se serait produite au Miocène supérieur-Pliocène inférieur, lors de la collision entre le bloc de Panamá et la plaque Sud-américaine (Ego et Sébrier, 1995). Elle serait liée aux mouvements transpressifs des deux Cordillères et du substratum de la vallée Interandine qui réactiveraient les deux zones de sutures bordières (Ego, 1995), et qui ont provoqué le plissement des séries sédimentaires et le jeu inverse des failles à pendage opposée qui bordent la vallée Interandine (Winkler et al., 2005). Ces mouvements transpressifs ont généré une déformation accommodée par le déplacement du bloc Andin vers le Nord (Winkler et al., 2005).

Tenant compte de (1) l'existence de ces deux sutures bordant la Vallée Interandine, (2) de ce que le champ de contrainte qui régnait au Miocène supérieur dans les Andes de l'Équateur était compressif-transpressif, (3) que la sédimentation alluviale, fluviale, lacustre et volcano-sédimentaire a commencé au Miocène supérieur (6-5 Ma) dans les bassins du Nord (Chota) et a fini au Pliocène inférieur (4-3 Ma) dans les bassins du Sud (Palmira), et (4) que la vitesse moyenne du raccourcissement compressif à partir de 1,3 Ma (Quaternaire) était de l'ordre de 1 mm/an aux environs de Quito et de 1,4 mm/an dans le bassin Latacunga-Ambato, la Vallée Interandine peut donc être considérée comme un graben compressif-transpressif apparu lors d'une compression Est-Ouest (Ego, 1995 ; Ego et Sébrier, 1995 ; Baudino, 1995 ; Lavenu et al., 1995 ; Winkler et al., 2005).

2.2.3. La Cordillère Royale

La Cordillère Royale, ou Orientale, est une ceinture de roches volcano-sédimentaires paléozoïques et mésozoïques et de plutons qui présentent un métamorphisme généralement de degré faible à moyen, mais qui peut être localement élevé (Lachowicz, 1998 ; Deniaud, 2000). Elle est comprise entre la suture Peltetec à l'Ouest et le Front de chevauchement Andin à l'Est (Feininger, 1982 ; Baldock, 1982 ; Aspden et Litherland, 1992) ; ce dernier est matérialisé par une série de failles chevauchantes à fort pendage Ouest : les failles Cosanga, Méndez et Palanda (Aspden et Litherland, 1992) (Fig. 1.1, 1.2 et 1.3).

D'après Aspden et Litherland (1992), la Cordillère Royale est composée de cinq unités ou divisions lithotectoniques majeures bordées de grands accidents tectoniques. Ces unités sont séparées par des contacts tectoniques fortement pentés vers l'Ouest, et l'ensemble chevauche à l'Est les formations non métamorphiques de la Zone Subandine (Barragán, 1999). D'Ouest en Est ces divisions sont celles de Guamote, Alao, Loja, Salado et Zamora (Fig. 1.3), dont la dernière est en fait située dans la partie occidentale de la zone Subandine

L'unité Guamote est située sur la bordure occidentale de la Cordillère Royale, entre la continuation de la faille Ingapirca à l'Ouest et le Mélange Ophiolitique tectonique Peltetec à l'Est ; elle est composée de méta-sédiments gréseux continentaux du type « clastic wedge » d'âge Jurassique supérieur (Aspden et Litherland, 1992).

L'unité Alao, située entre le Mélange Ophiolitique tectonique Peltetec à l'Ouest et le Front Baños à l'Est, est composée d'une séquence d'arc insulaire et de bassin marginal d'âge Callovien-Oxfordien (Jurassique moyen à supérieur) ayant subi un métamorphisme de bas degré (Aspden et Litherland, 1992 ; Pratt et al., 2005).

L'unité Loja, située entre le Front Baños à l'Ouest et la faille Llanganates à l'Est, est composée de métasédiments du Paléozoïque (?) et de granites de type-S à muscovite (Tres Lagunas) affectés par un métamorphisme d'âge triasique supérieur (Harrison, 1989 ; Aspden et Litherland, 1992 ; Litherland et al., 1994).

L'unité Salado, située entre la faille Llanganates à l'Ouest et la faille Palanda-Méndez-Cosanga à l'Est, est composée de formations volcano-sédimentaires marines (Fm Upano) et de plutons calco-alcalins de type-I (meta-granodiorites Azafrán) attribués au Jurassique (Aspden et Litherland, 1992 ; Pratt et al., 2005).

Plus à l'Est, l'unité Zamora, bordée à l'Ouest par la faille Palanda-Méndez-Cosanga, est composée d'une séquence peu déformée, pas à peu métamorphique, d'arc volcanique continental (Misahuallí) et de plutons de type-I (Abitagua) d'âge jurassique inférieur à moyen, et peut-être trias moyen (Aspden et Litherland, 1992 ; Pratt et al., 2005).

2.3. La Zone Subandine

La Zone Subandine forme le piémont oriental des Andes équatoriennes et la transition avec le bassin Amazonien à l'Est. C'est une zone relativement basse, d'altitude moyenne inférieure à 2000 m.

Sa largeur, entre le Front chevauchant Andin (faille Cosanga-Méndez) à l'Ouest et le Front de Chevauchant Subandin à l'Est (Fig. 2.1), est variable du Nord au Sud. Elle est relativement faible, de 10 à 20 Km aux abords de la frontière colombienne ($\approx 0.5^\circ$ N) ; elle atteint 50 à

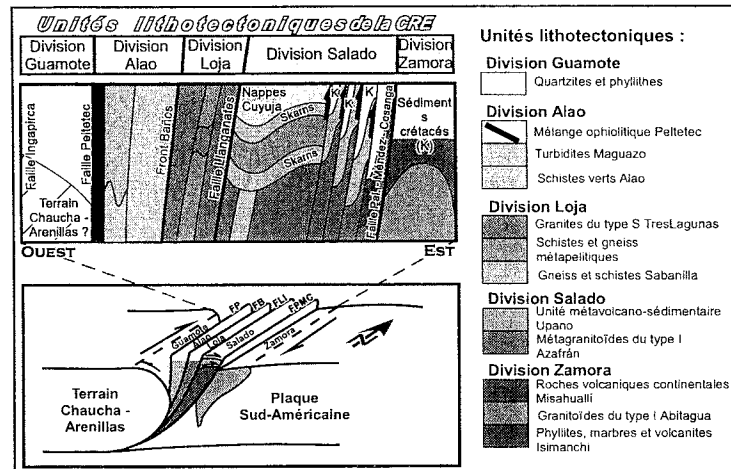


FIG. 1-3- Coupe schématique Est-Ouest à travers la cordillère Royale centrale d'Équateur et disposition structurale des unités lithotectoniques.

Légende : CRE, Cordillère Royale d'Équateur ; FP, faille Peltetec ; FB, Front Baños ; FLI, faille Llanganates ; FPMC, faille Palanda-Méndez-Cosanga. (Modifié d'après Aspden & Litherland, 1992).

60 Km au niveau du dôme Napo ($\approx 0.5^\circ$ S) et augmente progressivement vers la frontière péruvienne, passant de 80-90 Km à la latitude de la Cordillère de Cutucú ($\approx 2.5^\circ$ S) à 100-110 Km au niveau de la Cordillère du Cóndor ($\approx 3.5^\circ$ S) à l'extrême Sud (Ego, 1995).

À l'Ouest de la zone Subandine, près du Front Andin, affleurent des séries volcano-sédimentaires continentales et les plutons calco-alcalins (Abitagua) de la division Zamora, surmontant parfois des marbres triasiques (Aspden et Litherland, 1992).

Au Nord, le dôme Napo, d'une altitude moyenne de l'ordre de 1000 m, est surmonté par le volcan Sumaco (3900 m). Au Sud la Cordillère de Cutucú atteint 2000 m d'altitude. Le dôme Napo et la Cordillère de Cutucú constituent deux vastes dômes anticlinaux d'axe NNE-SSO (Ego, 1995) où affleurent des formations non métamorphiques du Paléozoïque au Cénozoïque supérieur (Faucher et Savoyat, 1973 ; Bristow et Hoffstetter, 1977 ; Baldock, 1982). Des études structurales (Balseca et al., 1993) ont montré que le dôme Napo est un pli asymétrique formé sur un chevauchement aveugle, associé à une structure de « rampe et plat », affecté par des failles quaternaires décrochantes dextres NE-SO (Vernet et Xavier, 1990 ; Balseca et al., 1993). On n'a pas observé de telles structures dans la Cordillère de Cutucú.

La limite orientale du Front de chevauchement Subandin a été mise en évidence lors du forage pétrolier Oglan-1 (Faucher et Savoyat, 1973). Elle correspondrait en fait à une rampe terminale pentée à 45° vers l'Ouest (Ego, 1995).

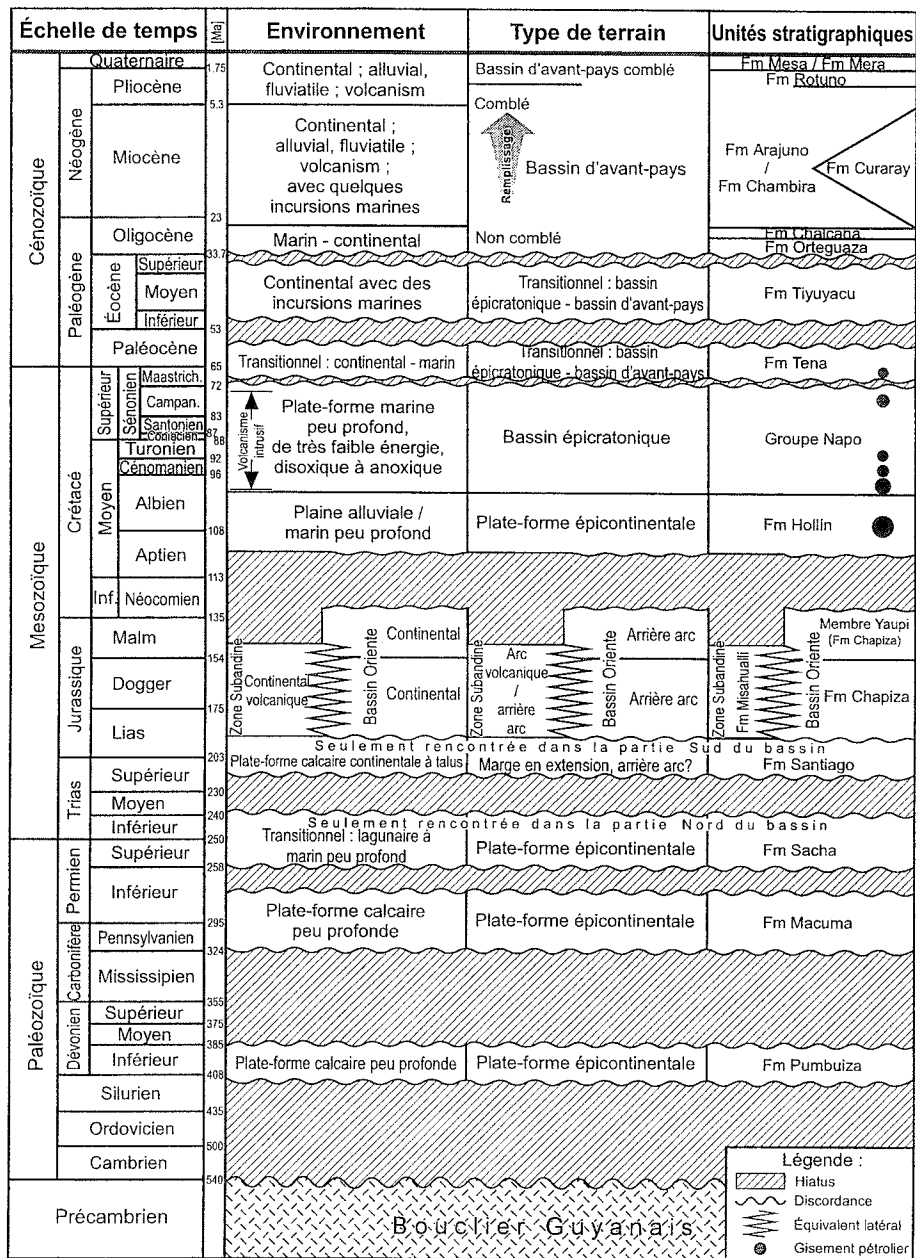


FIG. 1-4- Charte chrono-stratigraphique schématique, et évolution sédimentaire et structurale du bassin Oriente.

(Modifié d'après Toro, 1997 ; échelle de temps d'après Odin, 1994).

2.4. Le bassin Amazonien ou Oriente

L'Oriente équatorien est une partie du bassin Subandin (Dashwood et Abbotts, 1990) qui s'étend à l'Est de la Cordillère Orientale et se prolonge au Nord en Colombie, et au Pérou au Sud et au SE (Fig. 1.1 et 1.2). Il est constitué du piedmont andin (zone Subandine *s.s.*) et d'une partie de « l'avant-pays » andin (Deniaud, 2000). Le bassin Oriente appartient au Haut-Bassin Amazonien qui s'étend depuis le Venezuela jusqu'à la Bolivie (Fig. 1.2), entre la chaîne des Andes et les boucliers Guyanais et Brésilien (Faucher et Savoyat, 1973 ; Toro, 1997). C'est une zone relativement basse d'altitude inférieure à 200 m à l'Est dans la Plaine amazonienne (Baldock, 1982 ; Barragán, 1999 ; Deniaud, 2000).

Le bassin sédimentaire de l'Oriente équatorien a été considéré comme un « *retroforeland* » par DeCelles et Giles (1996), ou un « *foreland basin s.s.* » par Baby et al. (1997), développé sur la marge occidentale du craton Guyanais. Ce craton est constitué de roches cristallines, plutoniques et métamorphiques du Protérozoïque moyen à supérieur (Faucher et Savoyat, 1973 ; Baldock, 1982 ; Texeira et al., 1989 ; Balkwill et al., 1995). Toutefois Jaillard et al. (1997) et Toro (1997) considèrent que le bassin Oriente est un bassin épicrotonique durant le Crétacé, et Thomas et al. (1995) considèrent qu'il n'est devenu un bassin d'avant-pays qu'à partir de l'Oligocène.

Son remplissage sédimentaire d'âge Paléozoïque à Actuel affleure de manière discontinue dans les Cordillères de la Zone Subandine ; il n'est connu à l'Est que par l'étude de forages pétroliers effectués dans la Zone Amazonienne (Tschopp, 1953 ; Baldock, 1982 ; Canfield et al., 1982 ; Dashwood et Abbotts, 1990 ; Balkwill et al., 1995 ; Marocco et al., 1996 ; Jaillard et al., 1997 ; Toro, 1997 ; Baby et al., 1997, 1999 ; Christophoul, 1999 ; Barragán, 1999 ; Shanmugam et al., 2000).

La série stratigraphique du bassin Oriente comprend trois séquences majeures (voir Fig. 1.4) : (1) la série pré-Crétacée, (2) les séquences du Crétacé (Hollín–Napo–Tena Basal), et (3) la couverture Cénozoïque.

L'Oriente équatorien est structuré en trois domaines tectono-sédimentaires qui correspondent à trois couloirs de décrochement dextre d'orientation NNE-SSO, résultant de l'inversion de systèmes de rifts du Trias et du Jurassique (Baby et al., 1999). Ces trois domaines sont, selon Baby et al. (1999) : (1) les dômes de Napo au Nord et de Cutucú au Sud, à l'Ouest du système subandin, caractérisés récemment par une importante activité volcanique et sismique, (2) le corridor Sacha-Shushufindi au centre, qui comprend les plus grands champs pétroliers d'Équateur, et correspond à des structures en fleurs positives dont le développement débute dès le Crétacé supérieur (Dashwood et Abbotts, 1990 ; Rivadeneira et al., 1999), et (3) le système inversé Capirón-Tiputini à l'Est, le plus récent, qui constitue la limite orientale du bassin Oriente.

Les premiers dépôts sédimentaires sont des sédiments clastiques et calcaires marins transgressifs, d'âge Silurien supérieur à Dévonien inférieur (Fm Pumbaiza), surmontés en discordance par les calcaires et grès et fins du Carbonifère supérieur-Permien (Fm Macuma). Ces ensembles, qui affleurent dans la Zone Subandine et sont identifiés aussi dans des profils sismiques du bassin Oriente, atteignent quelques centaines de mètres d'épaisseur (Tschopp, 1953 ; Baldock, 1982 ; Faucher et Savoyat, 1973 ; Rosanía et Morales, 1987 ; Balkwill et al., 1995).

Ces sédiments sont surmontés par des silts, grès et évaporites de plate-forme épicontinentale du Pennsylvanien–Permien inférieur (Fm Sacha), seulement identifiés au Nord du bassin Oriente (Rivadeneira et Sánchez, 1991).

Après une lacune du Permien et Trias *p.p.*, le remplissage sédimentaire jurassique du bassin Oriente est constitué de deux unités, les formations Santiago et Chapiza, recouvertes en discordance par les séries marines peu profondes et continentales du Crétacé. Le Sinémurien inférieur et supérieur (Fm Santiago), comprend à la base des argiles, silts et calcaires fossilifères qui évoluent vers des silts et grauwackes volcaniques au sommet ; ces dépôts sont considérés comme *syn-rift*, et liés à l'ouverture téthysienne (Jaillard et al., 1990, 1995 ; Dommergues et al., 2004 ; Gaibor et al., 2005).

La Fm Chapiza est composée de sédiments alluviaux et plaine d'inondation, de tufs et d'évaporites (Baldock, 1982 ; Jaillard et al., 1997 ; Barragán, 1999). Elle est considérée comme un équivalent latéral en position d'arrière-arc, de la Fm Misahuallí de la Zone Subandine, composée de coulées acides, de pyroclastites et tufs, représentant l'activité d'un arc volcanique d'âge Jurassique supérieur (132 Ma, par palynologie ; 172 ± 2.1 Ma, par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Aspden et Litherland, 1992 ; Romeuf et al., 1995 ; Jaillard et al., 1997 ; Barragán, 1999).

Les grès quartzeux de la Fm Hollín forment la base du cycle crétacé. Ils se déposent entre l'Aptien supérieur et l'Albien moyen en discordance angulaire sur la Fm Chapiza dans le bassin Oriente ou sur la Fm Misahuallí dans la Zone Subandine. Ils montrent une progradation vers l'Ouest, de milieux de plate-forme marine dominée par les marées, plaine côtière et alluviale et rivière en tresses (Baldock, 1982 ; Balkwill et al., 1995 ; White et al., 1995 ; Jaillard et al., 1997 ; Toro, 1997 ; Shanmugam et al., 2000).

La Fm Napo, antérieurement divisée en trois unités informelles par Tschopp (1953), franchement marine, surmonte en concordance la Fm Hollín. Jaillard et al. (1997) ont proposé de subdiviser le Groupe Napo en quatre formations :

(1) la Fm Napo Basale, d'âge Albien moyen basal-

Albien supérieur basal, comprend le Grès Basal (grès quartzeux et silts glauconieux marins), le Calcaire C (calcaires massifs), l'Argile Napo Basale (argilites noires marines, principale roche source du bassin), le Calcaire T (marnes et calcaires de plate-forme marine ouverte), et les Grès T (grès quartzeux fluviaux, deltaïques et marins) ;

(2) la Fm Napo Inférieure, d'âge Albien supérieur-Cénomanién supérieur, comprend le Calcaire B (calcaires et marnes laminés noirs), l'Argile U (argilites noires laminées), et les Grès U (grès quartzeux marins peu profonds et fluviaux avec intercalations de calcaires) ;

(3) la Fm Napo Médiane, d'âge Turonien inférieur-Coniacien basal (?), comprend le Calcaire A (calcaires massifs ou laminés), les Grès M2 (grès quartzo-glauconieux, à l'Est du bassin), et le Calcaire M2 (calcaires massifs de plate-forme, plus développés vers l'Ouest).

(4) la Fm Napo Supérieure, d'âge Coniacien inférieur-Campanien supérieur, comprend le Calcaire M1 (argiles et calcaires laminés, mieux développés dans l'Ouest du bassin), les Argiles M1 (argilites marines noires), et les Grès M1 (grès quartzeux fluviaux et marins peu profonds, à l'Est).

La série Crétacée se termine avec des grès quartzeux du Maastrichtien inférieur (Fm Tena Basale) qui surmontent en discordance érosive, et avec un hiatus, les sédiments de la Fm Napo Supérieure (Toro et al., 2005, soumis) ; ils sont suivis par des sédiments silteux bigarrés du Maastrichtien et Paléocène (Fm Tena).

L'Éocène inférieur (Fm Tiyuyacu inférieure) est marqué par une immense plaine alluviale, passant vers l'Ouest à un milieu de cône alluvial proximal et vers l'Est à un milieu marin saumâtre (Marocco et al., 1997 ; Valdez, 1997 ; Christophoul et al., 2002). Durant l'Éocène moyen-supérieur (Fm Tiyuyacu supérieure) les milieux sont à nouveau de cône alluvial, et plaine alluviale avec au sommet des silts bigarrés de plaine d'inondation (Marocco et al., 1996). Ils sont à leur tour recouverts en discordance érosive par des grès et conglomérats de plaine alluviale et domaine marin peu profond de l'Éocène terminal-Oligocène inférieur (Fm Orteguzza) (Christophoul et al., 2002).

La charge tectonique de la Cordillère Royale sur son avant-pays commence à se faire ressentir à partir de l'Oligocène supérieur, ce qui se traduit par le dépôt de séries progradantes. L'Oligocène supérieur-Miocène supérieur est ainsi représenté par des silts bigarrés et des grès de plaine d'inondation et de rivières à méandres (Fm Chalcana), qui constituent un ensemble progradant qui passe vers le haut à des conglomérats et grès de plaine alluviale et fluviale et de milieu marin peu profond (Fms Arajuno et Chambira). Cet ensemble est recouvert par les conglomérats du Méga-cône Pastaza du Pléistocène

(Fms Mesa et Mera) (Marocco, 1991 ; Toro, 1994 ; Bristow et Hoffstetter, 1977 ; Baldock, 1982 ; Burgos et al., 2005).

Des dépôts volcaniques et volcanoclastiques constituent la couverture Quaternaire du bassin Oriente et de la Zone Subandine.

3. ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE DE L'ÉQUATEUR

3.1. Évolution géologique et géodynamique pré-triasique de la marge de l'Équateur

La géologie de l'Équateur et des Andes du Nord septentrionales, est complexe. Son histoire pré-Paléozoïque, Paléozoïque et Mésozoïque non encore complètement dévoilée, a conditionné sa structuration tectonique et son évolution magmatique et sédimentaire au Mésozoïque supérieur et Cénozoïque, en réactivant les anciennes structures, exerçant ainsi une forte influence sur le développement des styles et cinématique structuraux ultérieurs.

Les premières étapes de l'histoire géologique de l'Équateur se situent sur la marge occidentale du craton Guyanais méridional. Ce craton est composé de roches cristallines, plutoniques et métamorphiques du Précambrien (Protérozoïque moyen à supérieur, Faucher et Savoyat, 1973 ; Baldock, 1982 ; Teixeira et al., 1989 ; Balkwill et al., 1995), plus probablement de la province de Sunsas, une des huit provinces composant les cratons Brésilien et Guyanais. Les granites de Sunsas, du Méso-Protérozoïque (Ectasien-Sténien, 1.33-0.99 Ga), proviendraient d'une croûte continentale recyclée lors d'un processus de collision de longue durée (Schneider Santos et al., 2000).

Au Paléozoïque, des bassins d'arrière-arc orientés NNO-SSE au Sud du Pérou montrent des diamictites de l'Ordovicien supérieur-Silurien inférieur (Díaz-Martínez et al., 2001), et dans la partie Sud-occidentale de la Cordillère Orientale de Colombie existent des argilites, grauwackes micacées et des conglomérats polymictiques progradants, de milieu marin évoluant vers des environnements d'avant-plage du Llanvirien (Ordovicien moyen, Villarroel et al., 1997).

Ces niveaux n'ont pas encore été caractérisés en Équateur, où la colonne sédimentaire débute apparemment avec des sédiments du Dévonien inférieur. De vastes affleurements de la Zone Subandine ont été antérieurement attribués au Silurien supérieur ; toutefois les carottages réalisés dans le bassin Oriente, montrent qu'il s'agit en fait de Mésozoïque et de Cénozoïque. Le Paléozoïque n'aurait que très peu d'extension au Sud de la Zone Subandine.

Au Silurien supérieur (≈ 425 Ma) et au Dévonien, une transgression marine dépose sur le craton des calcaires, argiles et grès (Fm Pumbuiza) (Rosanía et Morales, 1987), dans un milieu de plate-forme calcaire épicontinentale peu profonde (Toro, 1997), et sous des latitudes moyennes à hautes (Scotese, 1998).

Aucun sédiment du Dévonien moyen au Mississippien (Carbonifère inférieur) n'a été identifié en Équateur. Néanmoins, dans l'arrière-arc colombien (bassin Llanos Orientales), ont été identifiés des silts gréseux marins peu profonds du Mississippien (Tournaisien-Viséen), surmontés directement par des silts gréseux marin et continentaux de l'Oligocène (Fm Carbonera) (Dueñas et Césari, 2006) ; et dans l'arrière arc du Pérou central, ont été trouvés des sédiments continentaux du Viséen (Fm Ambo) (Azcuay et Di Pasquo, 2005).

Après ce hiatus, viennent en discordance angulaire des calcaires et argiles de plate-forme calcaire épicontinentale peu profonde du Pennsylvanien-Permien inférieur (Fm Macuma, Faucher et Savoyat, 1973 ; Baldock, 1982 ; Dashwood et Abbotts, 1990 ; Toro, 1997), déposés sur la marge occidentale du Gondwana, alors sous des latitudes hautes à moyennes (Scotese, 1998). Un autre hiatus a été identifié entre la fin du Permien inférieur et la fin du Permien supérieur.

3.2. Évolution géologique et géodynamique de la marge de l'Équateur du Trias à l'Actuel

Les silts, argiles et évaporites, du Permien supérieur-Trias inférieur (Fm Sacha), ne sont connus que dans la partie Nord du bassin Oriente. Ils se sont déposés dans un milieu lagunaire à côtier évoluant vers du marin peu profond (Rivadeneira et Sánchez, 1991), sur une plate-forme épicontinentale (Toro, 1997), sous des latitudes hautes à moyennes (Scotese, 1998), et toujours sur la marge occidentale du Gondwana. Le Trias moyen à supérieur n'a pas été identifié en Équateur. Cependant, le Trias supérieur (Norien-Rhétien) connu tout au long des Andes et même vers l'hémisphère Nord, du Chili à la Colombie Britannique, est caractérisé en Colombie par des ammonites hétéromorphes (Mojica et al., 1996 ; Mojica et Prinz-Grimm, 2000). Ainsi, sur le bord oriental du Sud de la Cordillère Royale, ont été identifiés des écailles de phyllites, marbres et métavolcanites (subdivision Isimanchi de l'unité Zamora), supposées d'âge Norien (Ivimey-Cook et Morris, 1989), formées dans un bassin étroit situé sur le bord oriental du craton Guyanais (Aspden et Litherland, 1992 ; Litherland et al., 1994).

La partie SW de la marge équatorienne et Nord péruvienne, comporte une croûte continentale métamorphisée sous faciès généralement de bas degré (schistes verts, phyllithes, quartzites) parfois plus élevé

(gneiss), avec des intrusions granodioritiques du Trias supérieur (Groupe Tahuín, 207 ± 6 Ma, et 220 ± 6 Ma). Elle a été basculée lors d'un événement tectonique majeur du Trias supérieur (≈ 220 Ma), qui a produit les plutons granodioritiques (Gabriele, 2002) qui affleurent dans la Cordillère Royale. La mise en place de ces granites correspond à l'événement tectonique le plus ancien reconnu en Équateur, et pourrait s'expliquer par l'apparition d'un régime tectonique extensif au Trias supérieur le long de la marge Sud-américaine lié à l'ouverture des plaques Nord et Sud-américaines (Jaillard et al., 1990, 1995 ; Aspden et Litherland, 1992). Pour Aspden et Litherland (1992), les intrusions granitiques Trias supérieur de Colombie et d'Équateur sont liées au commencement d'un régime de rift oblique à forte composante senestre.

Du Nord de l'Équateur jusqu'au Venezuela, entre le Rhétien et le Lias, un volcanisme régional (Volcanisme Saldaña) dépose des siltites volcaniques à intercalations de calcaires noduleux à rares ammonites du Sinémurien (Mojica et al., 1996). Au Sinémurien (≈ 200 -191 Ma), en Équateur se développe une plate-forme calcaire qui évolue vers un milieu marin *s.s.* (Fm Santiago), associée à l'ouverture téthysienne (Tschopp, 1953 ; Jaillard et al., 1990, 1995 ; Dommergues et al., 2004 ; Gaïbor et al., 2005), qui aurait induit un régime tectonique extensif (rift) sur la marge du domaine Caraïbe et du segment colombo-équatorien (Romeuf et al., 1997 ; Kammer et Sánchez, 2006), et qui aurait détruit la plate-forme au Sinémurien supérieur.

Du Pliensbachien à l'Oxfordien (≈ 191 -150 Ma) un arc volcanique se développe depuis la Colombie jusqu'au Nord du Pérou. En Équateur (Fm Misahuallí de la Zone Subandine), il se matérialise par des accumulations volcaniques grossières et massives, qui marquent le début d'une subduction vers le SE sous les Andes septentrionales (Fig. 1.5) (Aspden et Litherland, 1992 ; Romeuf et al., 1995, 1997 ; Mojica et al., 1996 ; Jaillard et al., 1995, 1997). Sur la marge péruvienne, la sédimentation clastique continue, et une faible activité volcanique calco-alcaline (Arc Chala / Rio Grande) suggère le fonctionnement d'une subduction locale au Jurassique moyen (Jaillard et al., 1995).

Sur le bord oriental de la Zone subandine et dans le bassin Oriente, des sédiments continentaux silteux rougeâtres à niveaux d'évaporites et dolomies (membres inférieur à moyen de la Fm Chapiza) sont déposés dans des grabens (Dashwood et Abbotts 1990 ; Alemán et Marksteiner, 1993 ; Balkwill et al., 1995). Ils passent à des tufs et pyroclastites grossières (membre supérieur de la Fm Chapiza ou Mb Yaupi), du Jurassique moyen à terminal-Crétacé inférieur, qui se déposent en discordance, respectivement sur les formations Santiago (silts, marnes et calcaires) et Sacha (silts et évaporites) (Tschopp, 1953 ; Baldock, 1982 ; Canfield et al., 1982 ; Hall et Calle, 1982 ; Rosanía et Morales, 1987 ; Rivadeneira et Sánchez, 1991 ; Jaillard et al., 1997).

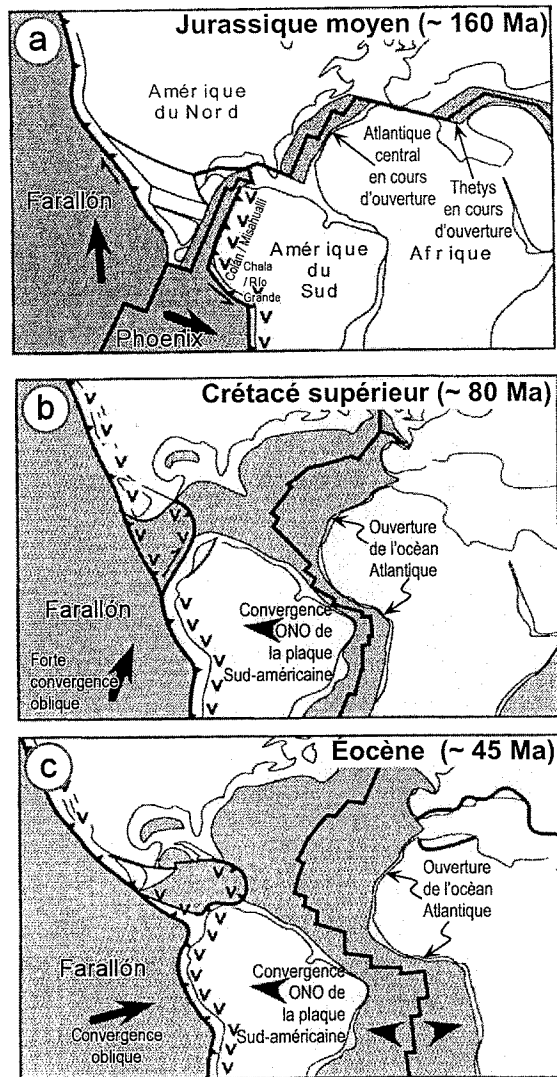


FIG. 1-5- Reconstitutions géodynamiques de la marge des Andes du Nord et Centrales, du Jurassique supérieur à l'Éocène

(a) Jurassique moyen : Téthys en cours d'ouverture ; subduction, volcanisme et emplacement de plutons sur la marge colombo-équatorienne ; mouvement de la plaque Phoenix vers le SE ; marge péruvienne transformante. (b) Crétacé supérieur : forte convergence oblique de la plaque Farallón ; début de l'ouverture de l'Atlantique Sud ; migration de la plaque Sud-américaine vers l'WNW ; volcanisme d'arc dans les segments Sud-équatorien et Nord-péruvien. (c) Éocène : convergence faiblement oblique de la plaque Farallón ; ouverture de l'Atlantique Sud ; migration de la plaque Sud-américaine vers l'WNW ; subduction et volcanisme sur toute la marge Andine. (Modifié d'après Jaillard & al., 1995).

Ces accumulations volcaniques (Misahualli et Chapiza) seraient contemporaines de la mise en place de grands plutons calco-alcalins dans la partie orientale de la Cordillère Royale.

Une phase tectonique majeure (événement Peltetec, $\approx 130-135$ Ma), serait la conséquence d'une rotation vers le NE de la direction de subduction, et serait responsable de chevauchements vers l'Est sur la bordure de la marge (Aspden et Litherland, 1992 ; Balkwill et al., 1995 ; Gabriele, 2002). Au SO de l'Equateur, pendant le Jurassique terminal-Crétacé basal, se produisent l'accrétion et le

sous-placage d'un plateau océanique relativement froid (Ultramaftites El Toro et Métabasites Rspas à affinités OIB, Bosch et al., 2002), métamorphisé sous faciès éclogites HP (Gabriele, 2002). Des sédiments fins dérivés de l'orogène continental soulevé, et accumulés dans le prisme d'accrétion sont entraînés en subduction (Métapélites Rspas, en faciès HP), et une unité océanique indépendante (roches d'affinité N-MORB, unité Rio Panupali, métamorphisée en faciès schistes verts et amphibolites et HP pour certains gabbros) se mettraient également en place (Jaillard et al., 1995 ; Romeuf et al., 1995, 1997 ; Gabriele, 2002 ; Bosch et al. 2002). Le changement drastique de convergence, précédemment orientée vers le SE (au Jurassique moyen-supérieur) et passant au NE (à partir du Jurassique terminal-Crétacé basal), aurait entraîné la première étape d'exhumation du terrain Rspas (Jaillard et al., 1995 ; Romeuf et al., 1995, 1997 ; Gabriele, 2002).

Du Kimméridgien au Berriasien ($\approx 135-125$ Ma en Equateur), la paléogéographie change radicalement. L'activité magmatique cesse le long du segment colombien ($\approx 142-124$ Ma) et des accrétions continentales ont lieu le long des sutures décrochantes dextres (McCourt et al., 1984 ; Aspden et al., 1987 ; Aspden et Litherland, 1992 ; Jaillard et al., 1990, 1995). Au Pérou, l'activité tectonique crée un bassin turbiditique et la sédimentation détritique et volcanique reprend (Jaillard et Jacay, 1989 ; Jaillard et al., 1995).

Entre le Valanginien inférieur et l'Aptien supérieur ($\approx 130-108$ Ma), la partie occidentale de la Colombie enregistre un fort taux de subsidence, ce qui suggère un régime en extension. Après l'emplacement des plutons aptiens (ca. 113 Ma), presque aucune activité magmatique n'est connue (Aspden et al., 1987 ; Gabriele, 2002). Dans le segment péruvien, des dépôts continentaux-paralliques, sans produits magmatiques, se déposent (Jaillard et al., 1995). Dans l'arrière-arc colombien (Cordillère Orientale, partie centrale), des intrusions se mettent en place dans des sédiments crétacés. Elles sont constituées de dykes et sills de petite taille, pseudostratifiés, d'affinité alcaline à sub-alcaline et tendance tholéïtique. La mise en place se situe entre le Berriasien et le Cénomaniens, à l'intérieur d'un rift orienté $N15^\circ E$. Ces intrusions indiquent un événement de fusion partielle du manteau et le métasomatisme d'une plaque océanique plongeant à l'Ouest (Vásquez et al., 2000 ; 2005).

Dans l'arrière-arc de l'Équateur se déposent, à partir de l'Aptien (ca. 113 Ma), des arénites progradantes de plate-forme marine peu profonde, plaine côtière et alluviale et rivière en tresses (Fm Hollin). Ces niveaux reposent en discordance angulaire sur les dépôts volcanoclastiques du Jurassique moyen-supérieur (Fm Misahuallí de la Zone Subandine et Fm Chapiza du bassin Oriente). Ils forment la base du cycle créacé (Baldock, 1982 ; Balkwill et al., 1995 ; White et al., 1995 ; Villagómez et Jaillard, 1995 ; Jaillard et al., 1997 ; Toro, 1997 ; Shanmugam et al., 2000).

Entre l'Albien inférieur et le Turonien supérieur ($\approx 108-85$ Ma) s'achève la deuxième étape d'exhumation du terrain Raspas en même temps que se produit un amincissement de la croûte et l'ouverture en extension du bassin Celica-Lancones sur la bordure de la marge NO péruvienne et SO équatorienne (Gabriele, 2002).

La période Albien supérieur-Cénomanién inférieur ($\approx 100-95$ Ma) coïncide avec le début de la dérive vers l'Ouest de la plaque Sud-américaine induisant une forte convergence relative entre les plaques Farallón et Sud-

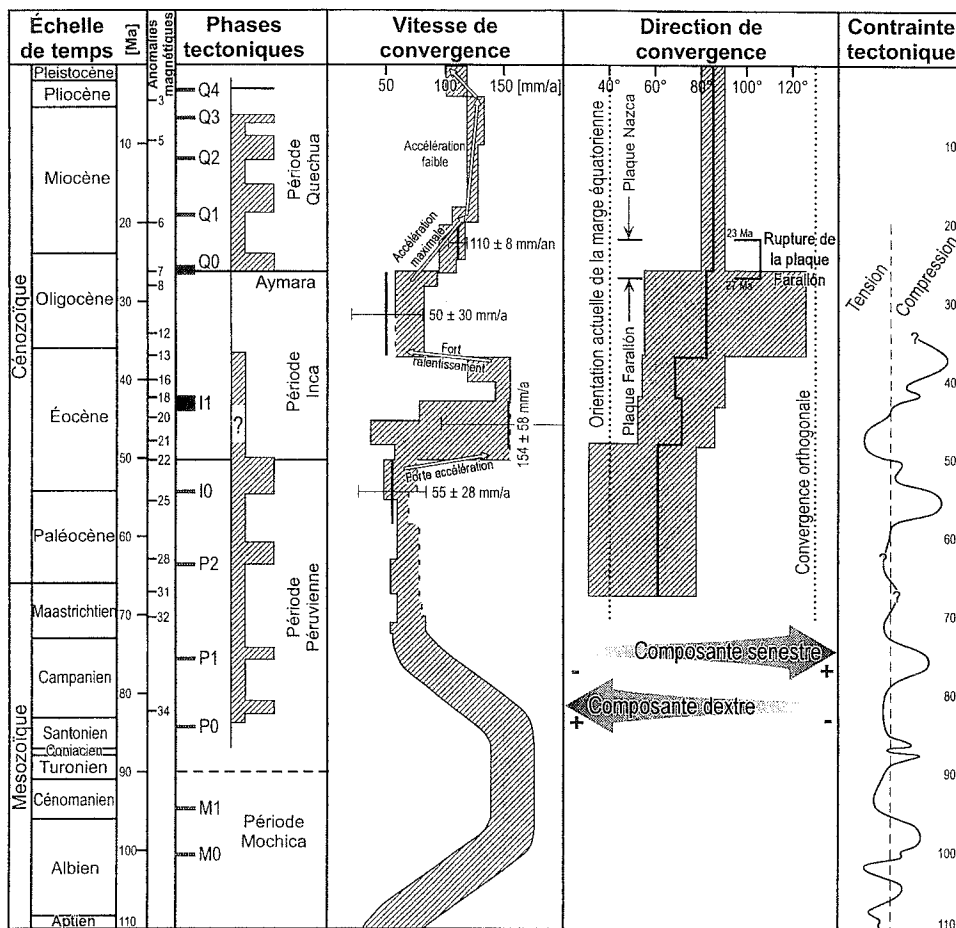


FIG. 1-6- Convergence des plaques océaniques Farallón et Nazca avec la plaque Sud-américaine et évolution tectonique le long de la marge Sud-équatorienne et péruvienne.

[Références : périodes ou phases tectoniques d'après Noblet & al. (1996), Jaillard & al. (2000) ; vitesses de convergence d'après Soler & Bonhomme (1990), Soler (1991), Delfaud & al. (1999), Jaillard & al. (2000) ; directions de convergence d'après Pardo-Casas & Molnar (1987), Daly (1989) ; état relatif des contraintes d'après Jaillard & Soler (1996) ; âge de la rupture de la plaque Farallón d'après Herron (1972), Handschumacher (1976), Hey (1977), Minster & Jordan (1978), Mammerickx & al. (1980), Wortel (1984), Lonsdale (2005) ; échelle de temps d'après Odin (1994)].

américaine (Pindell et Tabbutt, 1995 ; Jaillard et al., 1995, 2000 ; Jaimes et De Freitas, 2006). Un début de déformation en compression se produit le long des segments péruvien et colombien (phase Mochica de l'Albien supérieur) (Cobbing et al., 1981 ; Mégard, 1984 ; Contreras et al., 1996) ; c'est la première phase tectonique enregistrée sur la marge (Fig. 1.6).

La période Albien-Campanien (≈ 100 -80 Ma) est marquée par une importante transgression régionale, les premières grandes déformations en compression, et le développement d'un arc magmatique volumineux au niveau du segment péruvien dont témoignent les granitoïdes de type-I du Batholite Côtier (Albien moyen-Campanien moyen) (Cobbing et al., 1981 ; Soler et Bonhomme, 1990). En Colombie deux pulses plutoniques sont enregistrés localement (McCourt et al., 1984) ; dans l'arrière-arc de l'Équateur et du Pérou le taux de sédimentation diminue (Contreras et al., 1996 ; Thomas et al., 1995).

Dans l'arrière-arc équatorien (bassin Oriente), l'intervalle Albien inférieur terminal à Campanien supérieur, voit se déposer des sédiments franchement marins (Gp Napo), plus épais vers le SO, et en concordance avec les arénites de l'Aptien-Albien (Baldock, 1982 ; Faucher et Savoyat, 1973). Les sédiments du Groupe Napo sont composés de grès glauconieux massifs, arénites, calcaires lités, marnes et argiles noires laminées ; ils sont déposés en milieu de plate-forme marine peu profonde et de basse énergie, dysoxique à anoxique, à influences de marées, et correspondant à un bassin épicrotonique (Baldock, 1982 ; Balkwill et al., 1995 ; Jaillard et al., 1997 ; Toro, 1997).

Des intrusions de dykes et sills pseudostratifiés de petite taille, d'affinités alcaline basaltique (OIB) se sont mis en place entre l'Albien (au Nord) et le Campanien (bassin Ouest-Central) le long des structures NNE-SSO pré-existantes du rift triasico-Jurassique. Ces intrusions révèlent un événement de fusion partielle du manteau asthénosphérique et montrent une migration de l'activité magmatique du Nord vers le SSO. Elles sont interprétées comme mise en place dans un environnement tectonique transpressif, lié au *roll-back* de la plaque plongeante (Farallón), à l'abandon du paléo-système de subduction et à sa migration vers l'Ouest (Barragán et al., 2005).

À partir du Turonien moyen-Coniacien basal, les bassins Oriente d'Equateur et Marañón du Pérou, enregistrent les premières conséquences de la phase tectonique Péruvienne (« précoce »), deuxième phase tectonique enregistrée sur la marge (Fig. 1.6). Ces indices consistent en une surface de karstification développée dans le Nord de la Zone Subandine (Calcaire A), des variations d'épaisseur des calcaires (A et M2), et le dépôt des premiers grès fins (Grès M2 en Oriente) (Jaillard et al., 1997).

Au Crétacé supérieur, Jaillard et al. (2005) ont reconnu six maxima d'inondation marine sur la marge d'Équateur et du Nord du Pérou : (1) Turonien terminal-Coniacien inférieur, (2) Coniacien supérieur-Santonien inférieur, (3) Campanien inférieur, (4) Campanien moyen-Campanien supérieur basal, (5) Maastrichtien inférieur, et (6) base du Maastrichtien supérieur. Les première, quatrième et cinquième transgressions coïncident avec des remontées eustatiques globales ; mais les variations eustatiques post-campaniennes ne sont pas bien enregistrées dans l'avant-arc à cause de la tectonique contemporaine. En effet, au cours du Campanien supérieur-Paléocène (≈ 80 -53 Ma), plusieurs événements tectoniques majeurs intéressent la marge Andine (Macellari, 1988 ; Jaillard et al., 1995) ; ils se traduisent par des périodes de compression de longue durée qui semblent contrôlées principalement par la convergence absolue de la plaque chevauchante (Sud-américaine, voir Fig. 1.5b) et secondairement par l'âge de la lithosphère subduite (Jaillard et Soler, 1996).

Dans le segment colombien (colombo-équatorien) des terrains océaniques associés à des sédiments du Crétacé supérieur sont accrétés à la marge continentale pendant le Campanien supérieur-Maastrichtien (≈ 80 -66 Ma, Feininger et Bristow, 1980 ; Bourgeois et al., 1987, 1990 ; Case et al., 1990). Ces événements sont contemporains d'un épisode métamorphique enregistré au Campanien-Danien en Colombie (≈ 75 -57 Ma) et en Équateur (≈ 86 -60 Ma) (McCourt et al., 1984 ; Aspden et Litherland, 1992). C'est au cours du Campanien que s'est créé le bassin Talara du NO du Pérou (Macharé et al., 1986 *in* : Jaillard et al., 1995), et le grand bassin d'avant-arc NNE-SSO qui s'étend de Paita au Sud jusqu'à Quito au Nord ($5^{\circ}30'S - 0^{\circ}$) : le bassin Paita-Yunguilla (Jaillard et al., 2005).

Au Campanien supérieur, un autre événement tectonique majeur (Phase Péruvienne Majeure, ressentie sur la marge péruvienne-équatorienne) est mis en évidence dans le bassin Oriente par l'émersion du bassin, et le soulèvement de la zone Subandine (Jaillard, 1994 ; Rivadeneira et al., 1995 ; Berrones et Cotrina, 1996). Dans la chaîne Andine centrale de Colombie (Vallée Moyenne du Magdalena) un hiatus sépare les argiles et marnes marines du Campanien inférieur (Mb Galemba) des argiles, silts, grès et charbons du Campanien supérieur-Maastrichtien terminal (Lori et Espejo, 1997).

Pendant le Maastrichtien inférieur, dans le bassin Oriente se déposent des arénites et grauweekes fluviatiles distales à marines peu profondes (Grès Tena Basal) surmontant en discordance érosive les argiles litées noires du Coniacien-Santonien à l'Ouest (Argile M1) et les grès grossiers du Campanien à l'Est (Grès M1) (Jaillard et al., 1997). Cette discordance marque un événement compressif

majeur et l'installation progressive de la sédimentation continentale au détriment de la sédimentation marine. Au-dessus viennent des silts et argiles bigarrés du Maastrichtien supérieur-Paléocène (Fm Tena, Baldock, 1982 ; Dashwood et Abbotts, 1990 ; Jaillard et al., 1997).

Au Maastrichtien supérieur (68-65 Ma) une discontinuité est reconnue sur une grande partie de la marge Andine (Nord du Pérou, Équateur, peut-être Sud de la Colombie). Elle indique qu'un événement tectonique majeur a affecté la marge (Jaillard et al., 2005). En Équateur se produit un rapide soulèvement de la bordure de la marge (Cordillère Royale) (Spikings et al., 2001). Dans la chaîne Andine centrale de Colombie, on note l'absence de dépôts du Maastrichtien moyen-supérieur (Bayona et al., 2003).

Au Paléocène supérieur, la mise en place d'intrusions en Colombie et au Pérou indique que l'emplacement du Batholite Côtier se poursuit ; en même temps se produisent des épanchements volcaniques (Cobbing et al., 1981 ; McCourt et al., 1984 ; Aspden et al., 1992). Un événement compressif majeur est enregistré par la marge andine au Paléocène supérieur-Éocène basal (\approx 55-50 Ma, phase tectonique Inca 0 du Thanétien, Jaillard et al., 1995 ; Contreras et al., 1996 ; Carlotto, 2002). Dans le segment colombo-équatorien, cette période est marquée par des accrétions de terrains océaniques scellées par des grès quartzeux du Thanétien supérieur qui surmontent en discordance les cherts déformés du Danien (Benítez, 1995 ; Jaillard et al., 1995). Dans les Andes de Colombie centrale, une lacune stratigraphique sépare les paléosols du sommet des dépôts du Paléocène inférieur des grès et silts estuariens et fluviatiles de l'Éocène moyen à supérieur (Lori et Espejo, 1997 ; Bayona et al., 2003). Dans le NO du Pérou, on observe la fin de la mise en place du batholite Côtier (Carlotto, 2002).

À l'Éocène basal sont enregistrés un hiatus dans la Zone côtière équatorienne, la déformation du substratum cristallin métamorphisé du SO de l'Équateur et du NO du Pérou (terrain Amotape) et le dépôt des sédiments grossiers sur des sédiments fins du bassin Talara (Jaillard et al., 1995, 1996 ; Gabriele, 2002 ; Fildani et al., 2005). Dans les Andes du Pérou et de Bolivie, une déformation éocène (Incaïque) affecte la Cordillère Occidentale et quelques zones localisées de l'arrière-arc (Marañón, Semperé et al., 1997 ; Lamb et Hoke, 1997) ; on note en particulier une migration vers l'Est des chevauchements (Gregory-Wodzicki, 2000 ; Carlotto, 2002).

Au début de l'Éocène moyen, la convergence de la plaque Farallón accélère et change de direction, devenant presque normale à la marge (Fig. 1.5c et 1.6). Une subsidence tectonique et une transgression régionale sont enregistrées sur tout l'avant-arc équatorien entraînant

le dépôt diachrone de calcarénites, calcaires récifaux et de calcaire de plate-forme peu profonde (calcaires San Eduardo, Javita, Las Masas, Unacota, ...) (Bristow et Hoffstetter, 1977 ; Egüez, 1986 ; Santos et Alvarado, 1986 ; Benítez, 1995 ; Jaillard et al., 1995). Dans le segment colombien, la création de bassins d'avant-arc à l'Éocène moyen sont associés à une subsidence importante (Mégard, 1987), et remplis par des sédiments de plate-forme et littoraux (Jaillard et al., 1995). Dans l'arrière-arc péruvien des sédiments continentaux à marins surmontent en discordance les roches du Paléozoïque et du Mésozoïque (Jaillard et al., 1995).

Pendant l'Éocène inférieur terminal-Éocène moyen, d'importants volumes de magma sont mis en place le long du segment colombo-équatorien (e.g. Cordillère Occidentale) (Egüez, 1986, McCourt et al., 1984 ; Aspden et al., 1987 ; Bayona et al., 2003), qui sont contemporains des roches volcaniques et plutons isolés de l'arc Éocène inférieur de l'Est du Batholite Côtier du Pérou (Cobbing et al., 1981 ; Soler, 1991). Le début de la phase tectonique Inca (\approx 42 Ma) est enregistrée à l'Éocène moyen par l'ensemble de la marge équatorienne et péruvienne (Thomas et al., 1995 ; Contreras et al., 1996). Elle se traduit dans le bassin Oriente par le dépôt de conglomérats, grès grossiers arkosiques et silts bigarrés de l'Éocène (Fm Tiyuyacu), de milieux de cône alluvial, fluviatiles et saumâtres ; dont les apports proviennent de la Cordillère Royale. Ils surmontent en légère discordance les sédiments bigarrés du Paléocène (Fm Tena) (Bristow et Hoffstetter, 1977 ; Vera et Gavilanes, 1985 ; Dashwood et Abbotts, 1990 ; Marocco et al., 1996).

Durant l'Éocène supérieur (\approx 34 Ma) un événement compressif majeur est marqué par le plissement à grand échelle, le chevauchement et le soulèvement de la partie occidentale de la marge Andine (Mégard, 1987 ; Sébrier et al., 1988 ; Bourgois et al., 1990 ; Jaillard et al., 1995, 1996 ; Gabriele, 2002). Il provoque la surrection rapide de la Cordillère Royale, des zones internes et même de zones profondes (Ruiz, 2002). Sur la marge colombienne, cet événement tectonique commence à l'Éocène moyen et provoqua dans l'arrière-arc, dans les Cordillères Centrale et Orientale de Colombie, un hiatus et une inconformité régionale, un jeu décrochant dextre NNE et un soulèvement kilométrique (George et al., 1997 ; Pindell et al., 1997) ; ce hiatus est identifié jusqu'au Venezuela occidental. Il marque probablement le climax de l'orogénie Andine (Villamil, 1999 ; Corredor, 2003 ; Martínez, 2006). Dans l'avant-arc du Nord du Pérou et d'Équateur, cet événement tectonique est identifié par des dépôts continentaux et des grès et conglomérats d'avant-plage (Jaillard et Soler, 1996).

Dans le bassin Oriente équatorien, des grès et conglomérats oligocènes (Fm Orteguzaza), de milieux

marins peu profonds et continentaux, se déposent en discordance sur les silts bigarrés éocènes (Marocco, 1991 ; Marocco et al., 1996 ; Christophoul et al., 2002). Dans la partie Centre-Sud de la Cordillère Occidentale colombienne se déposent en discordance des calcaires récifaux, marnes, argiles, grès quartzeux et conglomérats de l'Oligocène (Fm Vajes), qui caractérisent des milieux de plate-forme marine peu profonde. Ils marquent un hiatus de 50 Ma au-dessus des coulées des laves, basaltes en cousin, gabbros et intercalations calcaires du Turonien-Santonien (Gp Diabásico), indiquant un long soulèvement du substratum océanique lors de l'orogène Proto-Andine et une invasion marine de l'Oligocène provenant de l'Ouest (Dueñas et al., 2000).

Deux phases magmatiques ont été identifiées dans la Cordillère Occidentale : (1) à l'Éocène moyen (≈ 40 Ma), peut-être liée au magmatisme de l'Arc Macuchi, et (2) entre l'Oligocène supérieur et le Miocène moyen, avec trois étapes, une première à diorites ($\approx 25-23$ Ma), une deuxième à granodiorites et ignimbrites ($\approx 21-18$ Ma), et une troisième à quartz-diorites et tonalites ($\approx 12-9$ Ma) (Egüez et al., 1997).

Durant l'Oligocène supérieur ($\approx 25-23$ Ma), se produit un événement géodynamique important dans les Andes du Nord (voir Fig. 1.6) : la rupture de la plaque océanique Farallón et sa division en plaques Cocos au Nord (à convergence Nord) et Nazca au Sud (à convergence Est). Ceci a provoqué, en Équateur et en Colombie méridionale, une convergence de la plaque océanique plongeante presque perpendiculaire à la marge, et donc des régimes tectoniques compressifs (Lonsdale, 1978, 2005 ; Pilger, 1985 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987).

D'après Thomas et al. (1995), c'est justement à partir de l'Oligocène que le bassin Oriente devient un bassin d'avant-pays. Toutefois, d'autres auteurs considèrent que l'évolution des bassins Oriente (Équateur) et Marañón (Pérou) en bassin d'avant-pays a débuté au Crétacé supérieur (Mégard, 1984 ; Aspden et Litherland, 1992 ; Baby et al., 1999 ; Christophoul et al., 2002), en particulier à partir du Coniacien supérieur-Santonien inférieur (Naeser et al., 1991 ; Hermoza et al., 2005). Pour Contreras et al. (1996), en se basant sur des études de subsidence du bassin Marañón, le Paléogène représente une période intermédiaire entre une époque caractérisée par des bassins péricratoniques (le Crétacé) et l'installation des bassins d'avant-pays.

À partir de l'Oligocène supérieur se déposent dans l'Oriente équatorien des séries progradantes d'avant-pays. Du Miocène au Pliocène, se mettent en place des sédiments fins à gréseux bigarrés, progradants, de milieux marins à fluviatiles (fms Chalcana, Arajuno, Chambira et Curaray). Ils se poursuivent au Pléistocène avec des sédiments de plus en plus grossiers, des grès et conglomérats

montrant une augmentation progressive des grains minéraux et lithiques et des galets volcaniques (Marocco, 1991 ; Toro, 1994 ; Ruiz, 2002 ; Burgos et al., 2005).

Dans la partie soulevée de l'avant-arc (Cordillère Occidentale et vallée Interandine), un nouvel arc volcanique commence à fonctionner à partir de l'Oligocène et une épaisse couverture volcano-sédimentaire recouvre le substratum magmatique et sédimentaire du Crétacé-Éocène. Ainsi, entre l'Oligocène et le Miocène du Centre et du Sud de la Cordillère Occidentale des sédiments volcanogéniques, des coulées pyroclastiques et des ignimbrites (Fm Saraguro, $\approx 35.3-12.5$ Ma) recouvrent les bassins ; ils sont plus épais au Sud du pays (zone de Huigra et bassins d'Apagua, Girón, Santa Isabel, Nabón et Cuenca) (Kennerley, 1980 ; Egüez, 1986 ; Egüez et al., 1986, 1992 ; Lavenu et al., 1992 ; Winkler et al., 1993, 1996 ; Hungerbühler, 1977 ; Hungerbühler et al., 1995 ; Steinmann et al., 1999).

Dans l'avant-arc équatorien la sédimentation mio-pliocène montre trois cycles d'évolution : (1) Au Miocène inférieur à moyen ($\approx 23.5-14$ Ma), une séquence transgressive comporte des conglomérats, grès et argiles de fan-delta, de plate-forme et de mer ouverte, particulièrement épaisses dans les bassins Manabí au Nord (1000 m) et Progreso au Sud (≥ 2000 m). (2) Au Miocène moyen à terminal ($\approx 14-5.3$ Ma), une séquence gréseuse, silteuse et argileuse d'estuaire, delta, baie et plage se dépose dans les bassins Borbón au Nord, Manabí, Progreso et du Golfe de Guayaquil au Sud, qui montre une tendance transgressive, moins marquée que le cycle précédent. Au Miocène terminal commence l'ouverture du golfe de Guayaquil, en relation avec le jeu décrochant dextre de la faille Dolores-Guayaquil. (3) Du Pliocène basal (≈ 5.3 Ma) à l'Actuel, s'observe une double évolution ; la première, progradante (bassins Borbón Ouest, Manabí, Progreso), est caractérisée par des grès, argiles et calcaires de plate-forme, baie et plage, qui marquent le soulèvement de l'avant-arc et sa continentalisation, et la deuxième, rétrogradante, est marquée par une subsidence importante (Golfe de Guayaquil, plus de 4000 m d'épaisseur, taux de sédimentation de 3000-8600 m/Ma) (Marocco, 1991 ; Toro, 1994 ; Deniaud et al., 1999a&b ; Deniaud, 2000).

Dans la Cordillère Occidentale et la vallée Interandine émergées d'Équateur on observe aussi deux étapes d'évolution : (1) au Miocène moyen ($\approx 14-9$ Ma) les bassins intramontagneux s'ouvrent en transtension dextre, avec une zone source située à l'Est (Marocco, 1991 ; Deniaud et al., 1999a, 1999b ; Deniaud, 2000) ; (2) au Miocène supérieur ($\approx 10-5.3$ Ma) les Cordillères Orientale et Occidentale se soulèvent, les bassins intramontagneux sont inversés et fermés en transpression dextre, et la source est double, Est et Ouest (Marocco et al., 1995 ; Barragán et al., 1996 ; Steinmann et al., 1997 ; Deniaud et al., 1999a, 1999b ; Deniaud, 2000).

Ainsi dans les bassins intramontagneux du Sud de l'Équateur, une période d'extension E-O ($\approx 15-11$ Ma) voit l'ouverture de grands golfes (Cuenca qui se prolonge vers le bassin Manabí d'avant-arc, et Loja qui se prolonge dans le bassin Progreso d'avant-arc et peut-être vers le bassin Oriente). Ils sont le siège d'une sédimentation deltaïque, côtière et de lagon (bassins Loja, Vilcabamba, Catamayo, Girón et Cuenca). Lors de la deuxième période, le début de la sédimentation conglomératique et gréseuse alluviale, fluviale et parfois lacustre coïncide avec le soulèvement de la Cordillère Occidentale (événement compressif à $\approx 9-8$ Ma) et le début de la fermeture de ces bassins. (Marocco et al., 1995 ; Steinmann et al., 1997 ; Hungerbühler 1997 ; Deniaud et al., 1999b ; Deniaud, 2000). La Cordillère Occidentale émergée reçoit des sédiments volcanogéniques, des laves, coulées pyroclastiques et des agglomérats volcaniques (Baldock, 1982 ; Egüez, 1986 ; Lavenu et al., 1992 ; Hungerbühler, 1977 ; Steinmann et al., 1999).

Au Plio-Pléistocène et jusqu'à l'Holocène, des cendres et des dépôts volcano-détritiques recouvrent l'ensemble de l'arrière-arc soulevé du Centre et du Sud de l'Équateur.

Au Néogène, la marge méridionale équatorienne enregistre trois périodes de soulèvement tectonique ou d'exhumation : (1) au Miocène inférieur (≈ 18 Ma) ; (2) au Miocène supérieur ($\approx 9.5-8$ Ma), qui correspond à un événement régional de compression contemporain du changement de milieux sédimentaires, de marin marginal à deltaïque alimentés de l'Est ($\approx 15-9$ Ma), vers des milieux fluviaux et alluviaux alimentés de l'Ouest ($\approx 8-5$ Ma) ; (3) au cours du Pliocène inférieur (4-3 Ma), se produit une rapide exhumation de la bordure de la marge (Cordillère Royale) (Steinmann, 1997 ; Steinmann et al., 1999) attribuée à l'entrée en subduction de la ride Carnegie sous la marge à ≈ 5.2 Ma (Benítez, 1995 ; Witt et al., 2005).

Au Centre-Nord du Pérou, une période de fort soulèvement (exhumation) de la marge Andine (Cordillère Huayhuash) est enregistrée au Miocène terminal ($\approx 6-5$ Ma), coïncidant dans cette région avec la mise en place d'une subduction à faible pendage de la plaque Nazca, à laquelle on rapporte le soulèvement des Andes (Garver et al., 2005). Dans la Cordillère Orientale des Andes de Colombie, du Miocène moyen au Pliocène inférieur ($\approx 15-4$ Ma) les altitudes sont demeurées assez faibles (≈ 40 % des valeurs actuelles), et ont augmenté rapidement entre 5 et 2 Ma atteignant le niveau actuel au Pliocène supérieur (≈ 2.7 Ma) (Gregory-Wodzicki, 2000).

3.3. Géodynamique des plaques Farallón et Nazca

La subduction équatorienne et Sud-colombienne est un processus actif depuis au moins le Jurassique inférieur, comme en témoignent les arcs volcaniques Alao-Paute et Colan-Misahuallí (Mourier et al., 1988 ; Aspdén

et Litherland, 1992 ; Romeuf et al., 1995 ; Jaillard et al., 1995), qui suggèrent une migration de son activité vers l'Ouest (Gabriele, 2002 ; Barragán et al., 2005).

3.3.1. Structure et cinématique du Crétacé supérieur – à l'Oligocène

La structuration de l'Équateur continental, en particulier de son avant-arc, a été contrôlée par les contraintes et la direction de la convergence entre les plaques Farallón, et plus tard Cocos et Nazca, et Sud-américaine (Pilger, 1984 ; Daly, 1989 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987). Daly (1989), Pardo-Casas et Molnar (1987) et Soler (1991) ont montré que les variations de vitesse et de direction de convergence entre les plaques Farallón, puis Nazca, et Sud-américaine, au niveau des grands segments Nord péruvien et équatorien, ont des conséquences tectoniques et magmatiques sur la marge, les zones d'avant-arc et la chaîne.

Entre le Crétacé supérieur et l'Éocène supérieur, la direction de la convergence entre plaques Farallón et Sud-américaine était plus oblique qu'aujourd'hui (Pardo-Casas et Molnar, 1987). La convergence, orientée entre S-N et OSO-ENE, était fortement oblique par rapport à la bordure de la marge équatorienne et nord-péruvienne, induisant des failles linéaires à curvilinéaires à jeu décrochant ou transpressif dextres, favorisant la création de structure en *pull apart* et de plissements.

Six étapes peuvent être établies entre le Crétacé terminal et l'Actuel, pour la convergence entre la marge péruano-équatorienne et les plaques Farallón puis Nazca (Fig. 1.7) (Pardo-Casas et Molnar, 1987) : (1) Crétacé terminal (A30-31, 68 Ma, Maastrichtien) à Paléocène supérieur (A25, 59 Ma, Thanétien) ; (2) Paléocène supérieur (A25, 59 Ma) à Éocène inférieur (A21, 49 Ma, Yprésien) ; (3) Éocène inférieur (A21, 49 Ma) à Éocène supérieur (A13, 35 Ma, Priabonien) ; (4) Éocène supérieur (A13, 35 Ma) à Oligocène supérieur (A7, 26 Ma, Chattien) ; (5) Oligocène supérieur (A7, 26 Ma) à Miocène inférieur (A6, 20 Ma, Burdigalien) ; et (6) Miocène inférieur (A6, 20 Ma) à Actuel.

Pendant les étapes 1 et 2 la convergence a été lente (55 ± 28 mm/a au Pérou) fortement oblique par rapport à la marge, passant de $N 3^\circ$ (au Pérou) et $\approx N 51^\circ$ (en Équateur), à $N 35^\circ$ (au Pérou) et $\approx N 77^\circ$ (en Équateur), entre le Maastrichtien et Thanétien-Yprésien. Ces changements représentent une grande rotation horaire de la plaque océanique, plus importante au Sud qu'au Nord (Pardo-Casas et Molnar, 1987). Cette orientation oblique de la convergence aurait induit sur la marge un régime transpressif dextre à forte extension vers le Nord. Ainsi, le bassin Talara du NO du Pérou aurait été formé dans un contexte extensionnel N-S (Carozzi et Palomino, 1993 ; Fildani et al., 2005).

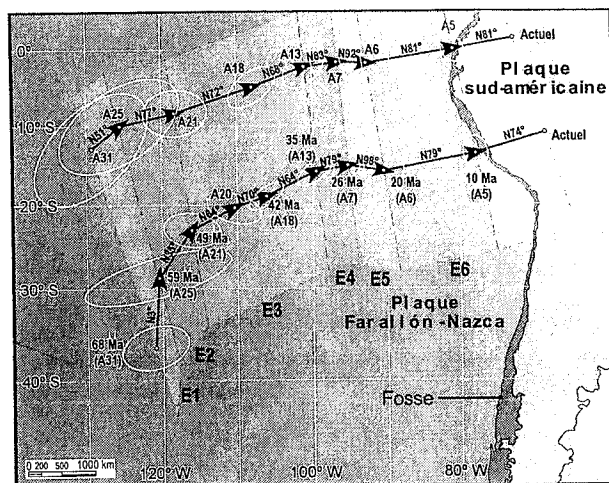
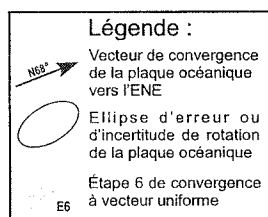


FIG. 1-7- Changements de la direction de la convergence des plaques Farallón/Nazca et Sud-américaine aux latitudes des segments équatorien et péruvien à partir de deux points formés au temps de l'anomalie magnétique A30-A31 (~ 68 Ma).



Légende : Vecteur de convergence de la plaque océanique vers l'ENE ; Ellipse d'erreur ou d'incertitude de rotation de la plaque océanique ; Étape 6 de convergence à vecteur uniforme. (Modifié d'après Pardo-Casas & Molnar, 1987).

Un grand changement de vitesse et de direction de convergence s'effectue à l'Yprésien (A21, 49 Ma), quand la direction de convergence passe de N 64° (min) à N 98° (max). La troisième étape est marquée par une convergence oblique de N 64° à N 70° au Pérou, et \approx N72° à \approx N68° en Équateur, et une forte vitesse de convergence (154 \pm 58 mm/a au Pérou) (Pardo-Casas et Molnar, 1987). Cette étape de convergence rapide et oblique coïncide avec une période de déformations tectoniques intenses (Phase Inca de l'Éocène supérieur, Steinmann, 1929) (Fig. 1.6). Cette phase de déformation est enregistrée tout au long de la marge colombo-équatorienne. Ainsi, dans l'avant-arc équatorien (bassin Progreso Est) des conglomérats polymictiques de fan-delta du Bartonien-Priabonien (Fm Zapotal Inférieur) arrivent en discordance érosive sur des silts et cherts marins du Lutétien (Fm Las Masas) (Toro, 1994 ; Jaillard et al., 1995).

Une nouvelle rotation dextre de la plaque océanique induit des changements de vitesse et de direction de convergence de la plaque Farallón au cours de la quatrième étape : la direction passe à N 79° au Pérou, et \approx N 83° en Équateur, entre l'Éocène terminal (A13, 35 Ma, Priabonien) et l'Oligocène supérieur (A7, 26 Ma, Chattien) ; cependant la vitesse de convergence ralentit à 50 \pm 30 mm/a au Pérou (Pardo-Casas et Molnar, 1987). Au cours de cette étape se sont produits sur les marges équatoriennes Sud et Centrale deux dépôts volcaniques

géants, issues d'éruptions fissurales le long de failles et de l'explosion de caldeira : (1) ignimbrites Loma Blanca (40-26 Ma, \geq 2000 m d'épaisseur, au Sud de 4° S), et (2) ignimbrites Saraguro (28-20 Ma, \approx 14000 Km² d'extension, entre 2°15'S et 3°45'S) (Hungerbühler et al., 1997).

Ces ignimbrites reflètent probablement un épisode tectonique extensif (Petford et Atherton, 1992 *in* : Hungerbühler et al., 1997).

3.3.2. Structure et cinématique de l'Oligocène-Récent

À l'Oligocène supérieur et au Miocène basal, la séparation de la plaque océanique Farallón en plaques Cocos au Nord et Nazca au Sud change le contexte géodynamique des Andes du Nord et Centrales. À partir de l'Oligocène supérieur commence une longue période d'activité tectonique et de déformation intense, nommé Phase tectonique Quechua par Steinmann (1929) (figure 1.6). La divergence des forces de traction (*slab-pull*) entre le Nord et le Sud aurait provoqué la mise sous tension N-S de la plaque Farallón et son déchirement en deux sous-systèmes indépendants,

aboutissant à la création de la proto-ride Cocos-Nazca représentée par l'actuel escarpement de Grijalva (Fig. 1.8), long aujourd'hui de 680 Km (Hey, 1977 ; Lonsdale et Klitgord, 1978 ; Ego, 1995 ; Lonsdale, 2005). Cette déchirure s'est propagée progressivement vers l'ENE par l'ouverture de plusieurs petits rifts E-O reliés entre eux par des failles transformantes N-S (Handshumacher, 1976 ; Lonsdale et Klitgord, 1978).

Il n'existe pas de véritable accord sur la date de séparation de la plaque Farallón. Selon certains auteurs, la plaque Nazca, qui subduit actuellement sous la marge sud-américaine, résulte de la séparation de la plaque Farallón en plaques Cocos et Nazca à partir de \approx 30 Ma (Rupélien), ou aux environs de 27-25 Ma (Chattien, Herron, 1972 ; Handshumacher, 1976 ; Hey, 1977 ; Minster et Jordan, 1978 ; Mammerickx et al., 1980 ; Wortel et Cloetingh, 1981 ; Wortel, 1984).

Plus récemment, Lonsdale (2005), propose que cette déchirure de la plaque Farallón et la création de la ride Cocos-Nazca datent de \approx 23.5-23 Ma (Aquitanién). Lors du réarrangement de la plaque Farallón en Cocos et Nazca, la plaque Caraïbe et l'Amérique Centrale ont migré vers l'Est par le biais d'une faille transformante majeure. La collision entre Panamá et le continent Sud-américain commence à partir de 10 Ma (Lonsdale et Klitgord, 1978) ou 12 Ma (Duque-Caro, 1990).

La cinquième étape est marquée par un changement de la direction de convergence qui passe à N 98° au Pérou

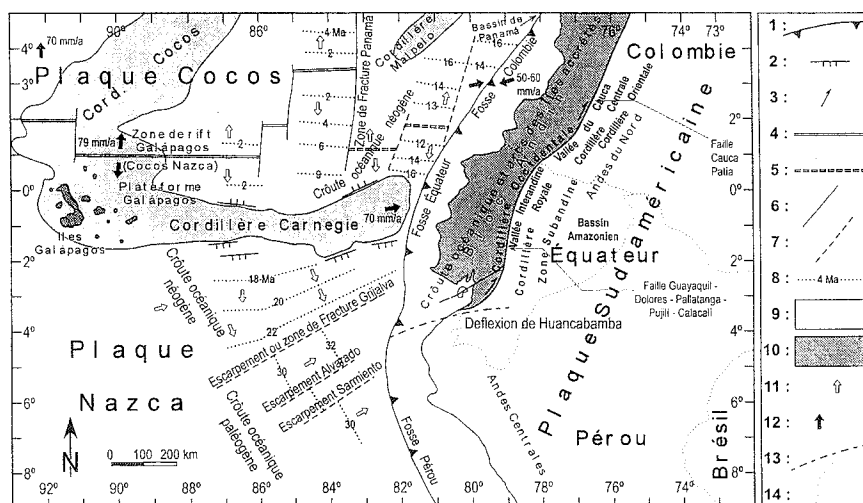


FIG. 1-8- Cadre structural actuel des plaques tectoniques du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, et localisation approximative des principaux accidents.

1) zone de subduction active, fosse ; 2) bordure pentée de la ride Galápagos ; 3) direction de mouvement en décrochement ; 4) rift océanique actif ; 5) rift océanique inactif ; 6) zone de fracture océanique active ; 7) zone de fracture océanique inactive ou escarpement ; 8) âge de la croûte océanique en millions d'années ; 9) cordillère asismique sous-marine épaisse ; 10) bloc tectonique Andin ; 11) direction de mouvement relatif de croûte océanique ; 12) vecteur de convergence de la plaque océanique quantifié en mm/an ; 13) faille Jubones ; 14) frontières nationales. (D'après : Aspdén & Litherland, 1992 ; Baldock, 1982 ; Ego, 1995 ; Litherland & al., 1987, 1994 ; Lonsdale, 1988 ; Macharé & al., 1985 ; Pennington, 1981 ; Toro, 1994 ; Kellogg & Vega, 1995 ; Taboada & al., 2000 ; De Mets & al., 1990).

et $\approx N 92^\circ$ en Équateur, tandis que la convergence de la plaque accélère à 110 ± 8 mm/a au Pérou (Pardo-Casas et Molnar, 1987). Cette nouvelle direction de convergence, presque orthogonale à la marge, aurait induit un fort régime de compression, et même au Pérou une transpression senestre ainsi que le soulèvement de la chaîne des Andes Centrales (Somoza, 1998). L'ouverture N-S du bassin Progreso de la Côte, liée au fonctionnement décrochant dextre de la faille de Pallatanga, aurait commencé à la limite Oligocène-Miocène (Baudino, 1995).

Durant la sixième étape, la direction de la convergence change à nouveau et le système transpressif dextre se ré-installe. La convergence passe à $N 79^\circ$ et $N 74^\circ$ au Pérou, et $\approx N 81^\circ$ en Équateur. La convergence de la plaque accélère tant en Équateur qu'au Pérou (Pardo-Casas et Molnar, 1987), et atteint aujourd'hui 70 mm/a au niveau de l'Équateur central (Kellogg et Vega, 1995 *in* : Hungerbühler et al., 1997).

Par ailleurs au niveau du « hot-spot » des Galápagos se forme la ride asismique de Malpelo-Carnegie (Ego, 1995) (Fig. 1.8). À partir du Miocène moyen (17-13 Ma) cette ride est séparée en deux, la ride Malpelo au Nord et la ride de Carnegie au Sud, par l'ouverture du rift E-O de Malpelo (Hey, 1977 ; Lonsdale, 1978, 2005). L'arrêt de ce rift au Miocène supérieur ($\approx 8-9$ Ma) est synchrone de l'arrêt de la subduction de Panamá (Lonsdale, 1978 ; 2005). Actuellement, la ride Carnegie a atteint la zone de subduction équatorienne, alors que la ride Malpelo est

encore à quelque 150-200 Km de la fosse colombienne (Ego, 1995 ; Lonsdale, 2005). En considérant que les extensions géographiques des rides Malpelo et Carnegie étaient identiques, et en reconnaissant les anomalies magnétiques relatives de la plaque Nazca dans sa portion non subduite (Lonsdale, 1978 ; Lonsdale et Klitgord, 1978), Lonsdale (1978) estime que 100 Km de ride Carnegie ont déjà disparu. Considérant une vitesse de convergence de 70 mm/a entre les plaques Nazca et Sud-américaine au niveau de l'Équateur, l'entrée de la jeune plaque Nazca dans la zone de subduction équatorienne se serait produite au Pliocène inférieur à moyen (4.2 Ma). Barberi et al. (1988) et Witt et al. (2005) considèrent, respectivement, que la ride Carnegie a commencé à heurter la fosse au Miocène terminal (≈ 6 Ma) ou au Pliocène basal (≈ 5.2 Ma), et qu'aucune réorganisation cinématique majeure entre les deux plaques ne s'est produite après cette époque.

La subduction de la ride asismique de Carnegie au large de l'Équateur a été interprétée comme le facteur prépondérant de l'expulsion du Bloc Andin vers le NNE, dans un contexte de collision (Pennington, 1981), augmentant le couplage entre les plaques (Witt et al., 2005), à un taux de ≈ 6 mm/an par rapport à la plaque Sud-américaine (Trenkamp et al., 2002), expulsion qui aurait débuté avant le début de la subduction de la ride. L'ouverture N-S des bassins côtiers serait liée à cette expulsion et aurait commencé dès l'Éocène supérieur (Daly, 1989).

Ainsi, l'ouverture N-S du bassin Progreso de la Côte, liée au fonctionnement dextre de la faille de Pallatanga, aurait commencé à la limite Oligocène-Miocène (Baudino, 1995). Enfin, la subduction de la ride Carnegie semble être responsable du soulèvement de la Côte centrale équatorienne depuis le Pliocène supérieur, puisqu'on observe un soulèvement des terrasses marines du Plio-Pléistocène (Fm Canoa) et du Pléistocène inférieur (Fm Tablazo) de ≈ 360 m et ≈ 225 m respectivement (Baldock, 1982 ; Benítez, 1995 ; Ego, 1995 ; Pedoja et al., 2006).

3.4. Le système de subduction équatorien

La géodynamique des Andes du Nord, et plus globalement, celle du Bloc Andin (Fig. 1.8), est conditionnée principalement par la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Sud-américaine, qui s'étend tout au long de la marge sur plus de 1000 Km de long (7°N - 3°S). Néanmoins le Bloc Andin n'est pas considéré comme un bloc indépendant, comme le suggèrent DeMets et al. (1990), puisqu'il fait partie intégrante de la plaque Sud-américaine (Ego, 1995).

Au Nord, la plaque Caraïbe est subduite sous le Bloc Andin au niveau de la « *South Caribbean marginal fault* » suivant une surface de subduction pentée de 20° vers le SE (Pennington, 1981 ; Kellogg et Bonini, 1982, 1985 ; Adameck et al., 1988 ; De Toni et Kellogg, 1993 ; Mora et al., 1995 ; *in* : Ego, 1995).

3.4.1. Géométrie de la zone de subduction

Des variations latérales de la géométrie de la plaque Nazca plongeant sous la marge équatorienne ont pu être mises en évidence par l'étude de la répartition des séismes intermédiaires (Stauder, 1975 ; Pennington, 1981 ; Hanus et al., 1987 ; Ego, 1995). Ainsi, deux segments de plaque plongeante se distingueraient de part et d'autre de l'escarpement de Grijalva. Au Nord de cet escarpement, la plaque Nazca, d'âge miocène (< 22 Ma) plonge selon un angle de 25° vers l'Est entre 1.5°N et 2.5°S (Fig. 1.9a) au niveau de la marge équatorienne (Winter, 1990), et de 35° vers l'Est entre 4°N et 1°N au niveau de la marge Sud colombienne (Pennington, 1981).

Plus récemment, Guillier et al. (2001), utilisent un ensemble de 1063 données de séismes de magnitude MR de 2.2–5.1, récupérés entre les latitudes 0° et 1°S , pour la période de décembre 1994 à mai 1995. Ils déterminent : (1) que la plaque Nazca plonge jusqu'à 200 Km de profondeur, d'une manière continue au-dessous de la plaque Sud-américaine (Fig. 1.9b), avec un angle compris entre 25° et 35° , (2) que les épaisseurs crustales sont de 40-50 Km au-dessous de la Côte, et de 50-70 Km au-dessous de la chaîne Andine, (3) que les structures majeures dans les Andes sont les plans de sutures d'âge Jurassique supérieur et du Tertiaire inférieur, inclinés vers l'Est, et (4) que la déformation tectonique se concentre sous les Andes, avec un bloc Côtier qui joue comme un butoir.

Dans la marge centre et Nord colombienne, Taboada et al. (2000), se basant sur l'inversion de plus de 82000 données de tremblements de terre préalablement traités par Engdahl et al. (1998), ont produit des images tomographiques de la lithosphère et du manteau supérieur. Ils affirment que la plaque Nazca, au niveau de la latitude 4°N , plonge dans le manteau supérieur avec un angle de 35° vers l'Est, et que dans le manteau inférieur cet angle semble être vertical pour finalement même changer de pendage vers l'Ouest.

Au Sud de l'escarpement de Grijalva (Fig. 1.8 et 1.9c), la plaque Nazca, d'âge Éocène (> 30 Ma), plonge d'un angle d'environ 10° - 15° vers l'Est et tend à s'horizontaliser plus à l'Est sous la Cordillère Centrale du Pérou (Stauder, 1975 ; Barazangi et Isacks, 1976, 1979 ; Chowdhury et Whiteman, 1987 ; Winter, 1990 ; Ego, 1995). Ainsi, Winter (1990) pour le Nord du Pérou et le Sud de l'Équateur (2.5°S - 6°S), se basant sur la détermination préliminaire des épencentres des séismes enregistrés sur la marge par l'USGS, affirma que le pendage de la subduction de la plaque Nazca et de $\approx 15^{\circ}$ vers l'Est.

La variation de pendage au regard de celle de l'âge de la plaque plongeante pose aussi un problème. En effet, on admet généralement que le pendage de la subduction est intimement lié à la fois à la vitesse de la convergence, et à l'âge de la plaque subduite (England et Wortel, 1980 ; Jarrard, 1986 ; Busby et al., 1998). En admettant que la vitesse de convergence ne varie pas sur l'ensemble de la zone de subduction considérée, les pendages sur chacun des deux segments ne sont donc pas en accord avec leurs âges respectifs (Ego, 1995). Wortel (1984) propose que le faible pendage de la plaque en cours de subduction sous la marge sud-équatorienne/nord-péruvienne soit lié à une rupture de la plaque en profondeur. Mercier et al. (1992) estiment que cette rupture s'est produite au Pléistocène inférieur, en se fondant sur l'observation d'une inversion tectonique dans la Cordillère Centrale du Pérou à cette époque. Le pendage observé sur le segment Nord équatorien serait la seule conséquence de l'initiation de la subduction de la jeune plaque Nazca (Wortel, 1984).

Cependant, il faut noter que cette jeune plaque est jointive de la vieille plaque Farallón, qui la tracte probablement à l'heure actuelle en profondeur (Ego, 1995).

Actuellement, au niveau de la marge Nord-équatorienne/Sud-colombienne (0° - 1°N), la vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Sud-américaine est de 70 mm/a selon une direction $\text{N } 81^{\circ}$ (DeMets et al., 1990), elle n'aurait pas varié depuis les derniers 10 Ma (Daly, 1989).

L'ensemble des facteurs, vitesse et direction de convergence, âge et structure de la plaque plongeante, et couplage avec la marge chevauchante, sont les facteurs qui déterminent le régime sismique actuel caractérisé par plusieurs importants séismes historiques ayant affecté la marge (Côte et chaîne Andine).

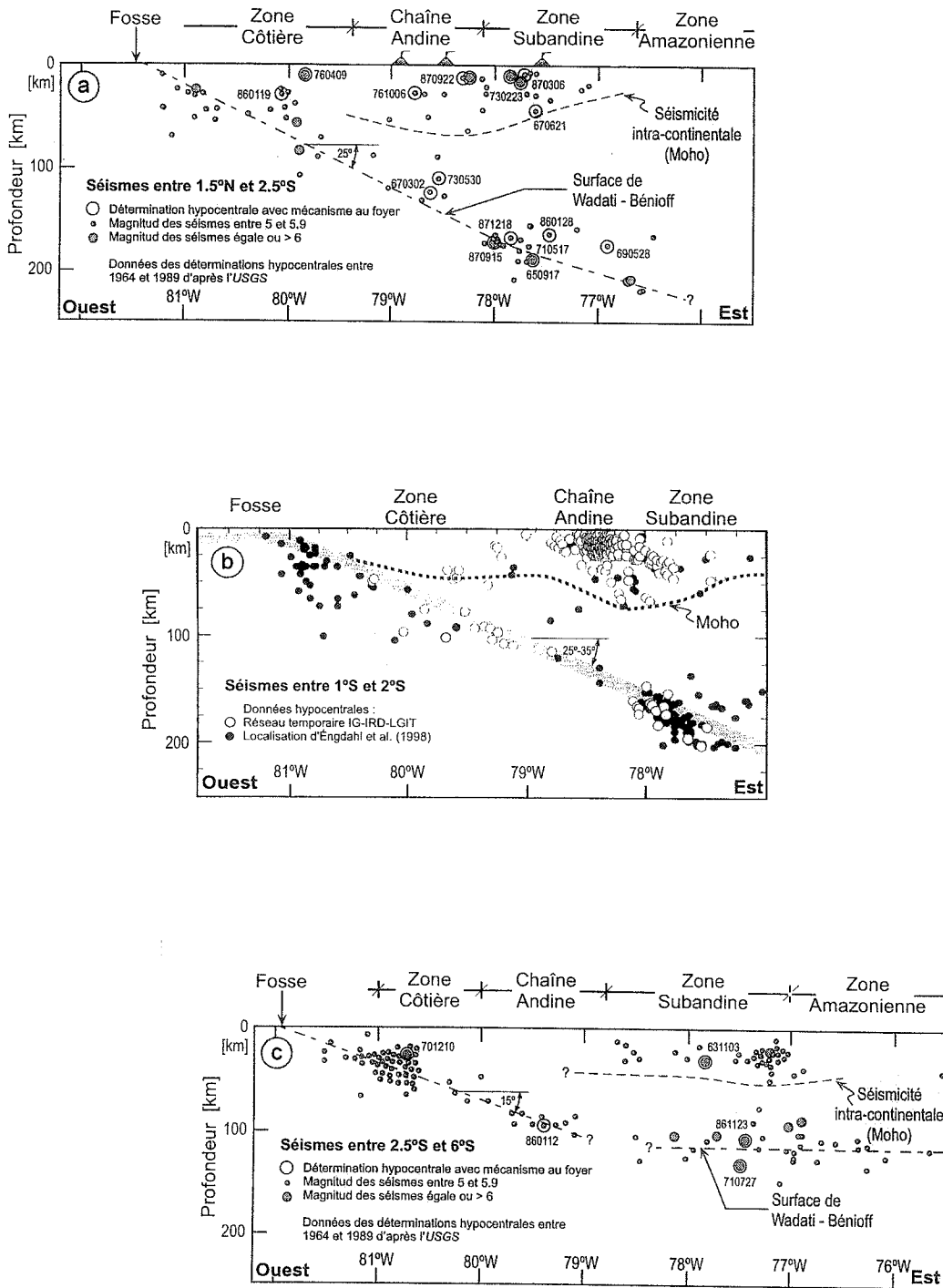


FIG. 1-9- Projection sur des coupes E-O des séismes et ses mécanismes au foyer, et localisation approximative des surfaces de discontinuité de Wadati-Benioff et de Mohorovicic au niveau de la marge d'Équateur.

(D'après : a et c. Winter, 1990 ; b, Guillier & al., 2001).

CHAPITRE II : STRATIGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE DES SÉRIES SÉDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES CRÉTACÉ SUPÉRIEUR-OLIGOCÈNE DE LA COE

1. INTRODUCTION

Dans ce chapitre nous aborderons les données lithostratigraphiques, biostratigraphiques, sédimentologiques et faciologiques des unités du Crétacé–Paléogène ainsi que de l'Oligocène, affleurant essentiellement dans la partie centrale de la COE, mais aussi dans la zone méridionale du pays et dans la zone centre-nord de la COE (Fig. 2.1). Les données ont une double origine ; elles proviennent principalement de travaux de terrain et de données issues de notre travail mais aussi de recherche bibliographique et de travaux antérieurs. Les résultats de ce travail ont été acquis grâce à l'important concours des spécialistes en macro- et micro-paléontologie.

Une version préliminaire des résultats stratigraphiques proposés ici pour la partie centrale de la COE, a fait l'objet d'une publication scientifique (*Journal of South American Earth Sciences*; Jaillard et al., 2006), et de trois communications dans des congrès internationaux, 3rd Latin American Congress of Sedimentology (Belém, Brésil, voir Toro et Jaillard, 2003), XII Congreso Latinoamericano de Geología (Quito, Équateur, voir Toro et al. 2005), et Sixth International Symposium on Andean Geodynamics (Barcelona, Espagne, voir Toro et Jaillard, 2005). Une autre publication scientifique reste à être acceptée par l'éditeur du journal *Geologica Acta* (voir Toro et al., soumis, Annexe I).

1. 1. Données stratigraphiques antérieures

Lors des premières études stratigraphiques menées sur les roches de la COE, tous les dépôts sédimentaires ont été nommés Formation Yunguilla.

Thalmann (1946) proposa ce nom de Formation Yunguilla pour l'ensemble des sédiments argilo-marneux, argileux et gréseux, datés du Maastrichtien, affleurant aux alentours des routes du NO et de l'Ouest de Quito (Calacalí–Yunguilla–Nanegal, Cotocollao–Nono, et Nono–Guarumas), et aussi pour les sédiments de la zone de San Juan, au Sud du volcan Chimborazo.

Tschopp (1948) mentionna des dépôts du même âge le long des anciennes routes Quito–San Juan–Chiriboga–Santo Domingo, et Latacunga–Zumbagua–Quevedo. Plus tard, Kehrer et al. (1969) exposèrent un travail stratigraphique et structural préliminaire sur la zone comprise entre San Juan (est) et Ganquis (ouest), sur la route San Juan–Guaranda.

Au cours de leur importante étude stratigraphique et micro-paléontologique de l'Équateur, Faucher et al. (1971), Faucher et Savoyat (1973) et Sigal (1969) établirent aussi un âge Maastrichtien pour les dépôts détritiques, groupés

sous le nom de Fm. Yunguilla, affleurant dans les zones de Nono, San Juan (Kehrer et al., 1969), Cuenca–Azogues, Loja, Río Playas et Limón Indanza (zone Subandine Sud de l'Équateur) (Fig. 2.1 et 2.2).

Sigal (1969) et Faucher et al. (1971) mentionnent la présence du Paléocène et de l'Éocène inférieur dans les zones de Nono (sections stratigraphiques 37 à 40) et Apagua (sections 44 à 48). Ultérieurement, Faucher et Savoyat (1973) attribuèrent aux calcaires Unacota un âge Paléocène ou plus récent et aux « Conglomérats Gallo Rumi » d'Apagua et de Guaranda un âge Paléocène et Éocène inférieur.

Pour la zone de Cuenca, Bristow et Hoffstetter (1977) et Bristow (1973) confirmèrent le Maastrichtien inférieur pour la Fm. Yunguilla, et datèrent les calcaires d'Apagua (l'actuel unité Calcaire Unacota) comme Éocène. De plus, dans la zone de Cumbe, 20 Km au S de Cuenca, Bristow et Hoffstetter (1977) mentionnèrent des mollusques du Paléocène dans des dépôts corrélés avec la Fm. Yunguilla. À la fin des années soixante-dix, le Tertiaire était donc prouvé dans les sédiments de la COE.

Bristow et Hoffstetter (1977), Henderson (1979, 1981), Egüez et Bourgois (1986), Bourgois et al. (1990), et Santos et Ramirez (1986) déterminèrent un âge Éocène moyen–supérieur pour le Calcaire Unacota et les sédiments turbiditiques affleurent dans la zone d'Apagua, et proposèrent formellement de nommer ces dépôts Fm. Apagua. Pour les sédiments compris entre les routes Quito–Santo Domingo au Nord, et Latacunga–Quevedo au Sud, Egüez (1986) détermina un âge Éocène inférieur–moyen pour les sédiments associés à la Fm. Macuchi, et Éocène supérieur pour les sédiments gréseux riches en quartz de son unité clastique Las Juntas. En particulier, pour les sédiments compris entre les routes Aloag (est)–Tandapi–Alluriquín (ouest), Egüez (1986) mentionna la présence de l'unité volcano-sédimentaire Pilatón (Fig. 2.2), originellement définie comme Fm. Cayo de la Sierra par Faucher et al. (1971), et datée du Turonien supérieur–Coniacien (Cosma et al., 1998). Celle-ci est recouverte en discordance par les couches rouges continentales et les volcanites acides et basiques de l'unité Tandapi (Red Beds de Kehrer et Van der Kaaden, 1979), datés de l'Éocène inférieur–moyen (Henderson, 1979 ; Egüez, 1986 ; Wallrabe-Adams, 1990 ; Van Thourmout et al., 1990).

Dans les années 90, dans le cadre d'un grand travail cartographique mené sur la COE, le British Geological Survey (BGS) et le Codigem (du Ministère de l'Énergie et des Mines d'Équateur) obtinrent des résultats stratigraphiques notables.

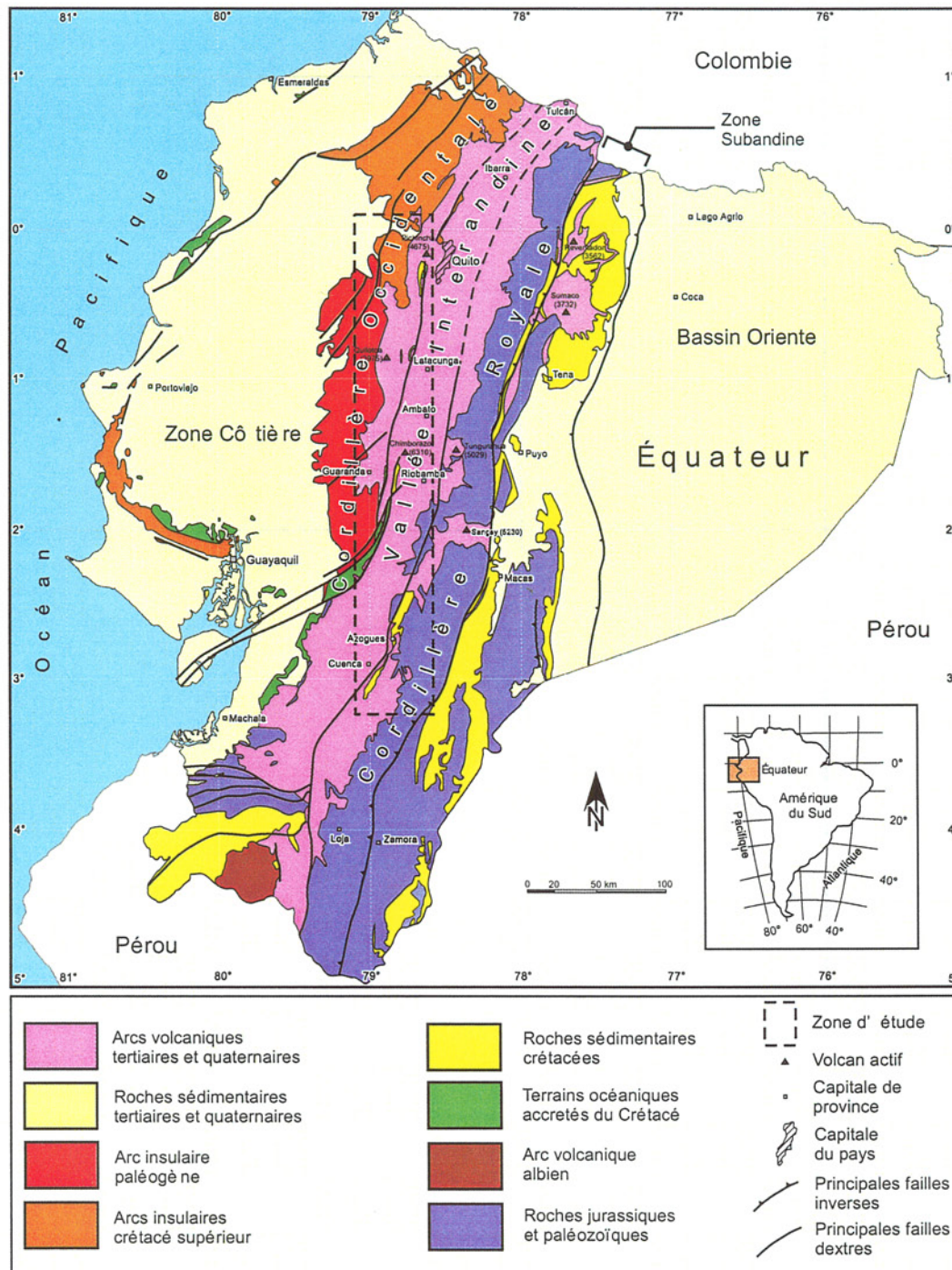


FIG. 2-1- Carte géologique simplifiée de l'Équateur et localisation de la zone d'étude dans la COE.

D'abord, depuis Ponce Enriquez au Sud jusqu'à Guayllabamba au Nord, il confirmèrent l'âge Campanien-Maastrichtien de la Fm. Yunguilla (Pratt et al., 1998 ; Dunkley et Gaibor, 1998 ; McCourt et al., 1998 ; Hughes et al., 1999 ; Boland et al., 2000), sus-jacent au plateau océanique Pallatanga de McCourt et al. (1998). Ensuite, ils réunirent dans le Groupe Angamarca toutes les unités détritiques paléogènes de la COE surmontant la Fm. Yunguilla. En particulier, McCourt et al. (1998) déterminèrent un âge Paléocène inférieur-moyen pour une partie des sédiments du Gp. Angamarca dans la zone d'Angamarca.

De plus, ils précisèrent l'âge de la Fm. Pilaló (définie par Egüez, 1986) du Paléocène supérieur-Éocène inférieur. Finalement, de la zone de Sigchos (Nord de Zumbagua, Fig. 2.8) jusqu'à la zone de Chimbo (Sud de Guaranda), ils définirent l'unité volcano-clastique Arrayanes de l'Éocène supérieur, discordante sur la Fm. Macuchi, qui pourrait être corrélée avec l'unité Las Juntas définie dans la zone entre Alluriquin (au nord) et Sigchos (au sud) par Egüez (1986). Hughes et al. (1999) datèrent du Paléocène inférieur-moyen une série des silts et de grès micacés affleurant à l'WNW de Saquisilí, qu'ils nommèrent Fm. Saquisilí.

Ils établirent aussi un âge Éocène supérieur–Oligocène sur microfaune pour les couches rouges volcano-détritiques de la Fm. Silante affleurant au SO, à l'Ouest et au NO de Quito. Enfin, Dunkley et Gaibor (1998) obtinrent un âge Éocène supérieur (~38 Ma) dans un tuf intercalé dans la partie supérieure du Groupe Angamarca.

Au Nord de la COE, au Nord de Calacalí et au NO de Cotacachi, Boland et al. (2000) trouvèrent des radiolaires du Paléocène supérieur dans une série de cherts marins qui passent vers le haut aux grès de l'unité La Cubera, et des foraminifères éocènes dans les grès grossiers discordants de l'unité Tortugo et dans les conglomérats continentaux de l'unité Rumi Cruz.

Récemment, les chercheurs de l'Université Joseph Fourier (Grenoble I) et de l'IRD de France, par le biais de la géochimie et de la stratigraphie, ont établi, dans l'unité Pallatanga, la présence de deux plateaux océaniques accrétés à la région occidentale de l'Équateur. À l'Est, le Plateau San Juan (ou Terrain San Juan-Multitud) est un plateau océanique d'âge Crétacé inférieur (~125-110 Ma) ; alors qu'à l'Ouest, des fragments d'un autre plateau océanique, nommé Plateau Guaranda (ou Terrain Guaranda), présentent une signature géochimique très similaire au Plateau Caraïbe (Lapierre et al., 2000 ; Mamberti et al., 2003), d'âge Turonien à Santonien (Sinton et al., 1998).

Dans la zone d'avant-arc du SO d'Équateur (Alamor) et du NO du Pérou (Paita), dans le bassin Celica (Équateur)–Lancones (Pérou), Jaillard et al. (1996, 1998, 1999, 2000, 2004) identifièrent une importante transgression marine d'âge Campanien moyen à supérieur (formations Naranjo, Zapotillo et Angolo), séparée des sédiments sus-jacents (formations Cazaderos et Pazul) par d'épais conglomérats (formations La Tortuga et Tablonas). De plus, ils établirent l'occurrence d'un important événement tectonique d'âge Maastrichtien moyen et supérieur, matérialisé au Pérou par un hiatus et des discordances importantes sous le Paléocène.

En revanche, dans la Zone côtière du SO de l'Équateur (Fig. 2.1), affleurent aussi des plateaux océaniques potentiellement corrélables avec ceux de la COE. Dans la zone de Guayaquil, le Plateau Piñón, d'âge pré-Cénomanién (123 ± 13 Ma, Lapierre et al., 1999 ; Reynaud et al., 1999) est surmonté par un arc insulaire du Santonien-Campanien (Fm. Cayo, Benítez, 1995 ; Jaillard et al., 1995). Par contre, dans les zones de Manta, Pedemales et Esmeraldas, un plateau océanique à signature géochimique similaire à celle du Plateau Caraïbe (Mamberti et al., 2003, sous presse) est surmonté par un arc insulaire d'âge Campanien moyen–Maastrichtien inférieur (Fm. San Lorenzo, Lebrat et al., 1987 ; Ordóñez, 1996). Ce plateau est daté du Santonien dans le NO de l'Équateur (Boland et al., 2000).

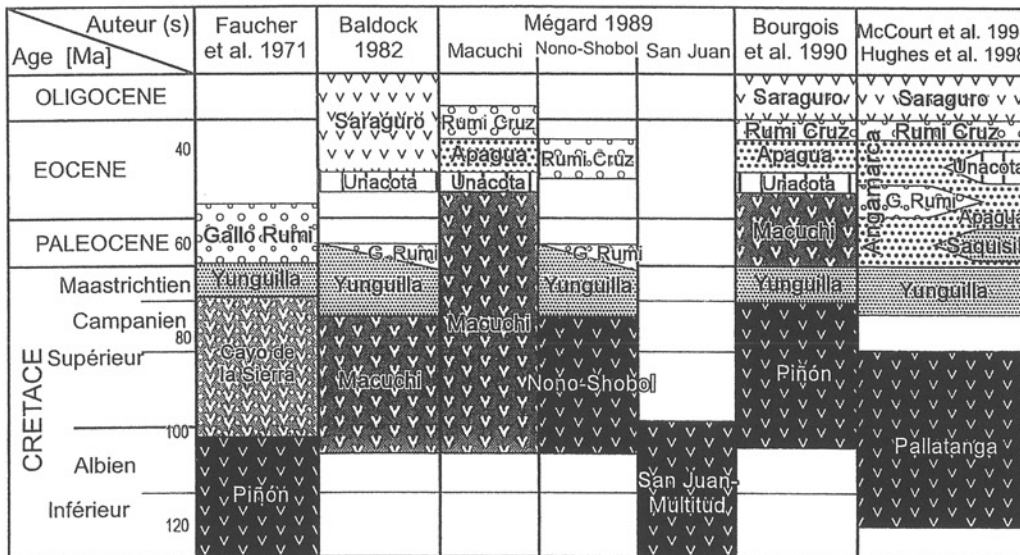


FIG. 2-2- Interprétations stratigraphiques antérieures des roches magmatiques et sédimentaires de la COE.

Concernant l'évolution du Crétacé supérieur–Paléogène des Andes d'Équateur, les chercheurs de l'université de Zürich (Suisse) ont obtenu d'importants résultats. Ainsi, Hungerbühler (1997 ; Hungerbühler et al., 2002) établissent un âge Maastrichtien terminal (~ 67 Ma) pour la base de l'arc continental du SO de l'Équateur (Fm. Sacapalca), décrite aussi par Jaillard et al. (1996) et Pratt et al. (1998). De plus, Steinmann (1997) data de l'Éocène moyen–supérieur (42–35 Ma) une série volcano-détritique grossière affleurant à l'Est de Cuenca (Fm. Quingco), attribuée auparavant au Miocène (Fig. 2.13). Dernièrement, Spikings et al. (2000, 2001, 2002) et Ruiz et al. (2002, 2004), par des études de traces de fission, ont mis en évidence des phases de surrection rapide de la Cordillère Orientale ou Real d'Équateur entre ~ 75 et 65 Ma (Campanien supérieur–Maastrichtien), ~ 65 et 55 Ma (Paléocène) et 43 et 30 Ma (Éocène moyen–Oligocène inférieur). L'accrétion du Paléocène supérieur correspondrait à l'événement thermique mis en évidence dans la Cordillère Real entre 70 et 50 Ma par Aspdén et al. (1992) et Litherland et al. (1994).

2. MÉTHODES D'ÉTUDE

Notre travail de recherche a fait appel à plusieurs techniques d'étude. On a d'abord utilisé les cartes géologiques antérieures, complétées par notre propre travail cartographique. Un échantillonnage systématique a été effectué lors des visites d'affleurements et du levé des coupes sédimentaires des unités étudiées.

Pour l'identification et l'interprétation des faciès sédimentaires, de leurs paléo-environnements de dépôt, de leur évolution sédimentaire et de leur signification géodynamique, on a mis en oeuvre plusieurs outils géologiques. Parmi ceux-ci, on a utilisé l'étude texturale (granulométrie des sédiments clastiques), les structures sédimentaires primaires et secondaires, les variations verticales et latérales de faciès, les mesures de paléocourants, les ichnofaciès, les modèles de dépôt, la déformation, la pétrographie, et les déterminations micro- et macro-paléontologiques. Dans ce qui suit, le travail de terrain est illustré de photographies caractéristiques.

Dans l'étude texturale de terrain menée sur les roches clastiques, les plus abondantes, on a employé la méthodologie proposée par la compagnie Shell (voir Serra et al., 1990) et la méthode du bâton de Jacob, qui mène à la construction sur le terrain d'une diagraphe granulométrique à information sédimentologique. Pour l'étude texturale de terrain des roches calcaires on a utilisé l'échelle texturale de Dunham (1962), qui se révèle pratique et utile. Ces techniques ont été complétées par la lecture des publications scientifiques pertinentes. Les résultats des analyses micro- et macro-paléontologiques figurent dans l'Annexe III.

3. ZONES D'ÉTUDE ET CADRE STRUCTURAL GÉNÉRAL

Pour notre étude de la COE, on a étudié les zones situées entre 0° et 2°S, qui présentent les meilleurs affleurements, les accès les plus faciles et une extension latérale convenable (Fig. 2.1 et 2.3). On a évité la zone au Nord de 0° en raison de la grande couverture végétale et de la pauvreté des accès. En revanche, on s'est étendu au Sud de la COE, au bassin de Cuenca.

Dans la COE, les roches du Crétacé–Paléogène affleurent bien dans : (1) la zone centre Nord, à l'ouest de Latacunga (0°40'S – 1°15'S), entre Pujilí et Pilaló ; (2) la zone centre Sud, située à l'ouest de Riobamba (1°30'S – 2°S), entre le volcan Chimborazo (6310 m), Pallatanga, Sicalpa et Santiago, et dans la zone au Sud de Cuenca (2°30'S – 3°S), entre Cumbe et Ingapirca (Fig. 2.3).

Les deux zones d'affleurements centrales sont limitées par de grands systèmes de failles de direction générale Nord et NNE. Le système de failles qui sépare à l'Est les terrains océaniques de la COE et la bordure Ouest des terrains métamorphiques du Trias et du Jurassique n'affleure pas en surface à cause de l'épaisse couverture volcano-sédimentaire Tertiaire et Quaternaire.

Le système de failles Pallatanga–Pujilí–Saquisilí–Calacalí, forme la limite Est de ce que nous appelons le Terrain Guaranda (Fig. 2.3). Ce système, Mélange Pujilí de Hughes et Bermúdez (1997), a amené en surface des écaillés de roches sédimentaires, métamorphiques et intrusives acides ou basiques. D'autre part, le système de failles Pilaló–Sigchos à l'Ouest, limite à l'Ouest le Terrain Guaranda et le sépare de l'arc insulaire Macuchi ou Terrain Macuchi.

4. LE SUBSTRATUM MAGMATIQUE DE LA COE : LES PLATEAUX OCÉANIQUES DU CRÉTACÉ

4. 1. Introduction

La COE et la Zone Côtière d'Équateur (ZCE) sont composées de terrains océaniques constitués d'un substratum de plateau océanique et de roches d'arc insulaires, surmontés en discordance par des sédiments riches en quartz, qui scellent les accrétions successives des terrains océaniques à la marge continentale (Jaillard et al., 2002).

En Équateur, l'absence de roches d'arc continental d'âge Crétacé à Éocène moyen suggère qu'aucune plaque océanique ne subductait sous l'Équateur continental quand les terrains océaniques furent accrétés (Jaillard et al., 2002b).

Dans la partie centrale de la COE (0°–2°30'S), Hughes et Pilatasig (2002) ont montré que la COE comprend deux terrains différents, séparés par une faille majeure dextre :

un premier terrain crétaé composé de roches magmatiques océaniques à affinité de MORB ou plateau océanique (l'unité Pallatanga), accréte au Campanien, et un deuxième terrain composé de roches magmatiques et sédimentaires d'origine d'arc insulaire, accréte à l'Éocène moyen et supérieur (Jaillard et al., 2002a). McCourt et al. (1998)

attribuèrent les basaltes de la zone centrale de la route Riobamba–Guaranda à la première unité. Plus précisément, d'Est en Ouest (Fig. 2.3), les unités tectoniques suivantes ont été identifiées dans la COE : l'unité ou terrain San Juan-Multitud (TSJM), l'unité ou terrain Guaranda (TG), et l'arc insulaire ou terrain Macuchi (TM) (Jaillard et al., 2002b).

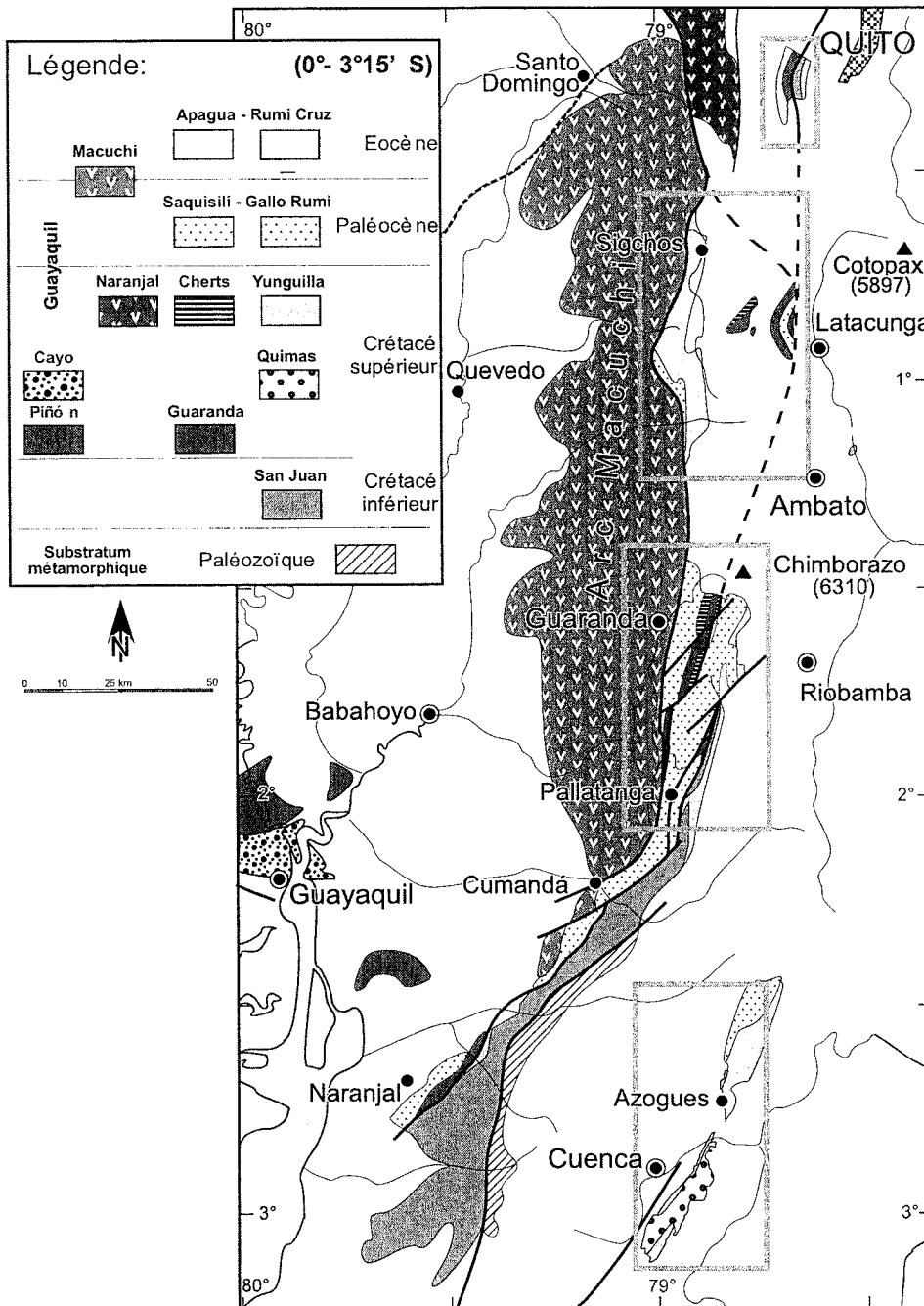


FIG. 2-3- Schéma structural et géologique de la COE et localisation des zones d'étude.

4. 2. Le Terrain San Juan-Multitud

Le TSJM fut défini géochimiquement par Mamberti et al. (1999) et Mamberti (2001). Il comprend la partie orientale du terrain Pallatanga de McCourt et al. (1998), Pratt et al. (1998), Dunkley et Gaybor (1998), et Hughes et al. (1999). Sa limite Est est la zone de suture Pallatanga-Pangor, qui continue au Nord sous les sédiments volcanoclastiques néogènes (voir Lebrat et al., 1985 ; 1987 ; Mégard, 1989).

Le TSJM s'étend approximativement sur 430 Km, affleurant d'une manière discontinue depuis la vallée du Chota au nord (0°30'N), jusqu'à l'est de Machala au sud (3°20'S). Les meilleurs affleurements se trouvent à San Juan de Pichincha (SO de Quito), à Pallatanga et le long de la coupe La Merced-Multitud (Centre-sud de la COE) (Juteau et al., 1977 ; Lebrat et al., 1987 ; Desmet, 1994 ; Mamberti et al., 1999 ; Lapiere et al., 2000 ; Mamberti, 2001 ; Jaillard et al., 2006).

Ce terrain comprend des cumulats mafiques et ultramafiques (Mamberti et al., 2003) et des basaltes et dolérites (Mamberti, 2001), localement surmontés par des grauwackes (Jaillard et al., 2002b). Les deux groupes de roches basiques furent interprétées comme appartenant à deux niveaux : un niveau superficiel, composé de basaltes massifs et en coussin, recoupés par des gabbros et dolérites isotropes de niveau peu profond (section Merced-Multitud) et un niveau profond, composé de cumulats, péridotites et gabbros, affleurant dans la section de San Juan de Pichincha (Juteau et al., 1977 ; Lebrat et al., 1987 ; Mamberti et al., 1999 ; Mamberti, 2001).

Pour le TSJM de la section de San Juan, Lapiere et al. (2000) présentent une isochrone Sm/Nd sur gabbros qui indique un âge de 123±13 Ma (Crétacé inférieur), et Mamberti (2001) a déterminé un âge $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ sur amphibole (extrait d'un gabbro) de ≈105 Ma.

Géochimiquement les cumulats varient de dunites et wehrlites jusqu'à des gabbros et clinopyroxénites. Ils sont très pauvres en terres rares (REE) ; les péridotites montrent des spectres pauvres en terres rares légères (LREE), tandis que les gabbros montrent des spectres plats à légèrement enrichis en LREE. Les basaltes, dolérites et gabbros montrent des caractères géochimiques de basaltes de plateaux océaniques (OPB) ($\text{MgO} \geq 7\%$, spectres de terres rares plats, anomalies négatives en Nb et Ta). La composition isotopique homogène des cumulats, basaltes, dolérites et gabbros en Nd ($+4 \leq \epsilon_{\text{Nd}} \leq +10$, fréquemment +7) et Pb (concentrations faibles) suggère que toutes ces roches dérivent d'une source mantellique légèrement enrichie (Mamberti, 2001 ; Mamberti et al., 2003 ; 2004).

Pour Mamberti et al. (2003), les basaltes et dolérites de la Fm Piñón de la côte sud-équatorienne représentent des fragments du plateau océanique Crétacé inférieur.

Les sédiments associés au TSJM sont de rares cherts pélagiques (interstratifiés avec les basaltes en coussin, zone La Merced-Multitud), et des grauwackes turbiditiques (en contact faillé, zone de Pangor-Pallatanga). Ils constituent la couverture sédimentaire océanique du TSJM (Jaillard et al., 2004, 2006).

Ces roches sont associées, en contact faillé, aux sédiments turbiditiques marins (arkosiques et quartzeux), parfois calcaires (riche en débris fossilifères) de la Fm Yunguilla. Celle-ci, dans la partie orientale des sections de Sicalpa-Santiago et San Juan-Guaranda, a livré un âge Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (Jaillard et al., 2004), déterminé par macro- et microfaune. Dans ces sections, les sédiments sont déformés, plissés et faillés, à cause des compressions liées aux accrétiens et aux cisaillements transpressifs ultérieurs.

Le fait que le TSJM soit surmonté par des sédiments riches en quartz du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur montre que son accréition à la marge continentale a eu lieu plus tôt, soit au Santonien-Campanien moyen (≈ 85-80, McCourt et al., 1998 ; Reynaud et al., 1999 ; Jaillard et al., 2002b ; 2004).

Engénéral, la Fm Yunguilla est surmontée en discordance par les roches de l'arc continental Éocène-Miocène des formations Silante (Nord de la COE) et Saraguro (Sud de la COE). Dans la zone orientale de la section San Juan-Guaranda, elle est surmontée en discordance angulaire par les sédiments quartzeux de la Fm Saquisilí, d'âge Paléocène inférieur-moyen (Jaillard et al., 2004).

4. 3. Le Terrain Guaranda

Le terrain Guaranda (TG) fut défini géochimiquement par Mamberti et al. (1999, 2003) et Mamberti (2001). Il comprend la partie occidentale du terrain Pallatanga de McCourt et al. (1998), Pratt et al. (1998), Dunkley et Gaybor (1998), et Hughes et al. (1999). Il se situe donc entre les terrains Macuchi à l'ouest et San Juan-Multitud à l'est (Fig. 2.3). Ces limites sont les failles majeures Sigchos-Toachi à l'ouest, et Pungul-Ganquis-Illinizas à l'est.

Les affleurements du TG s'étendent, d'une manière discontinue, sur presque 250 Km, depuis l'ouest de Saquisilí (≈0°30'S) jusqu'à l'WNW de Cuenca (≈2°45'S). Ils ont été identifiés et étudiés dans plusieurs coupes de la COE. Les meilleurs affleurements se trouvent le long des sections Saquisilí-Pilaló (ou Latacunga-Quevedo), San Juan-Herrería (Riobamba-Guaranda), Sicalpa-Santiago, et à l'WNW de Cuenca (SE de Naranjal).

Ce terrain est composé d'un substratum de plateau océanique et de sa couverture sédimentaire, surmontés en discordance par les sédiments turbiditiques riches en quartz, micacés, de la Fm Saquisilí (Jaillard et al., 2002b), d'âge Paléocène inférieur-moyen (Jaillard et al., 2004).

Le TG consiste en picrites, ankaramites, basaltes riches (MgO ~9-10%) ou pauvres (MgO ~6-7%) en Mg, associés avec des dolérites et gabbros de niveau peu profond (Mamberti, 2001; Mamberti et al., 2003).

Les picrites (MgO ~20%) sont des roches ultrabasiques noires, à structure microlithique, riches en minéraux ferromagnésiens à olivine dominant. Elles sont pauvres en LREE, ont des rapports élevés ϵNd (+7.7 à +10.2, Fig. 2.4), des teneurs faibles en Pb, et dérivent d'une source appauvrie très similaire au composant HIMU de Galápagos.

Les ankaramites sont des basaltes riches en Mg, avec de rares olivines et des phénocristaux de clinopyroxènes abondants (5-10%) et longs (≥ 2 cm). Les ankaramites et basaltes riches en Mg sont riches en LREE, ont des rapports ϵNd bas (+7 à +8.2), de fortes teneurs isotopique en Pb, et sont très similaires au composant HIMU de Galápagos.

Ces trois types de roches diffèrent des cumulats du TSJM Crétacé inférieur par de hauts rapports isotopiques initiaux du Pb ($18.29 \leq ({}^{206}Pb/{}^{204}Pb)_i \leq 19.71$) et de faibles rapports ϵNd .

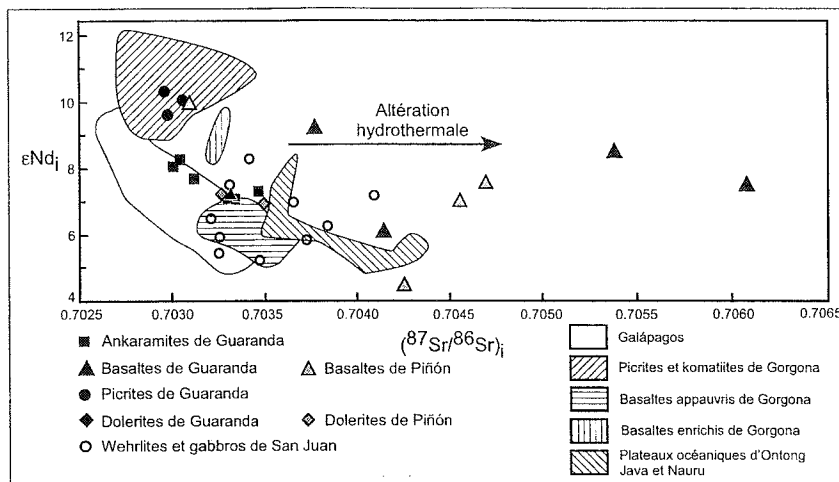


Figure 2-4- Diagramme ϵNd_i - $({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_i$ des ankaramites, picrites et basaltes des unités ou plateaux Guaranda, San Juan - Multitud et Piñón.

Données ϵNd_i des plateaux Guaranda d'après Mamberti & al. (2003), San Juan-Multitud d'après Mamberti & al. (2004) et Piñón d'après Reynaud & al. (1999) et Lapierre & al. (2000). Zones des données: Galápagos, d'après White & al., 1993; picrites, komatiites, et basaltes enrichis et appauvris de Gorgona, d'après Aitken & Echeverría, 1984; plateaux océaniques d'Ontong Java (d'après Mahoney & al., 1983) et Nauru (d'après Castillo & al., 1986).

Les basaltes, dolérites et gabbros diffèrent des picrites et ankaramites par des spectres de REE plats, de ϵNd faibles et des compositions isotopiques du Pb intermédiaires entre les picrites et ankaramites. Les relations isotopiques du Sr (${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$) montrent un écart réduit pour les ankaramites (0.70301–0.70348), faibles pour les picrites (0.70297–0.70311), et larges pour les basaltes (0.70416–0.70469), ce qui suggère que les basaltes furent plus intensément altérés que les picrites et ankaramites. (Mamberti, 2001; Mamberti et al., 2003).

Les picrites du TG sont géochimiquement similaires à celles de l'île de Gorgona (Colombie), datées à 88-86 Ma, alors que les ankaramites et les basaltes riches en Mg montrent un spectre d'éléments traces et des concentrations isotopiques en Nd et Pb similaires aux basaltes du Plateau Océanique Caraïbe (POC) (Mamberti, 2001; Mamberti et al., 2003).

Géologie Alpine, Mém. H.S., 47, 2007

Le substratum magmatique du TG, composé de roches basaltiques riches en Mg, est donc interprété comme un fragment du POC accréte en Équateur (Lapierre et al., 2000; Mamberti, 2001; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003). Le POC résulte d'énormes écoulements de basaltes émis entre 91 et 86 Ma, comme le montrent les âges ${}^{40}Ar$ - ${}^{39}Ar$ (Turonien-Santonien) obtenus par Sinton et al. (1998) en plusieurs endroits de la Cordillère Occidentale de Colombie, sur l'île de Gorgona et en Amérique Centrale (Hispaniola, Curaçao). On admet donc un âge Turonien-Santonien pour le TG.

Les picrites sont issues d'une source mantellique appauvrie représentant la queue très chaude du panache, qui monta directement à la surface (Fig. 2.5). Une partie de ces magmas fut piégée dans des chambres magmatiques où ils se mélangèrent avec des magmas plus fractionnés.

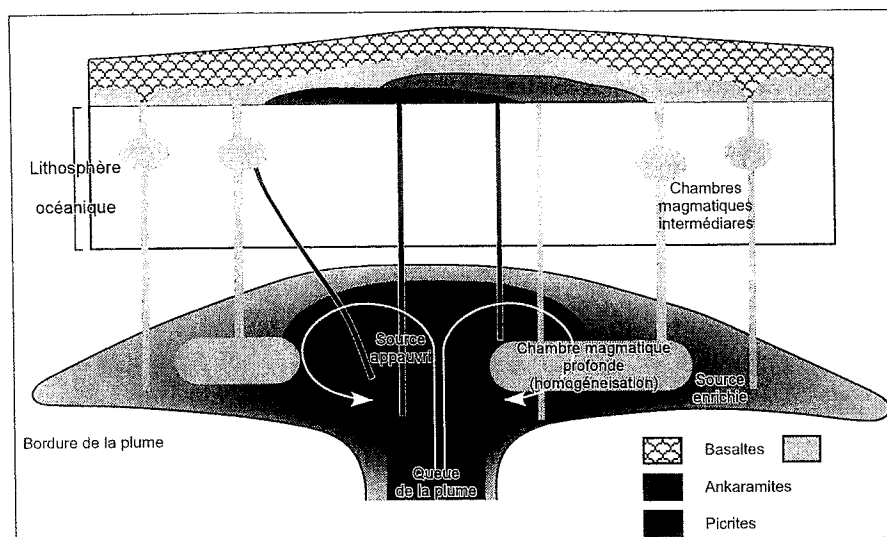


FIG. 2-5- Relations spatio-temporelles entre les picrites, ankaramites et magmas basaltiques du Plateau Guaranda, COE. (D'après Mamberti & al., 2003).

Les ankaramites et les basaltes riches en Mg furent extraits d'une source enrichie issue des bordures du panache, et furent piégés dans des chambres magmatiques où ils se différencièrent ou se mélangèrent avec des magmas plus évolués. Les basaltes et dolérites dérivèrent de magmas mélangés et fractionnés piégés dans des chambres magmatiques profondes ou intermédiaires (Mamberti et al., 2003).

Les roches magmatiques du TG sont surmontées stratigraphiquement par des Cherts Noirs pélagiques, intercalés de radiolarites rouges et/ou de calcaires noirs, généralement déformés. Ces Cherts Noirs, datés comme Campanien–Maastrichtien terminal (80–65 Ma, Jaillard et al., 2002, 2004) forment la couverture sédimentaire océanique du TG. Dans la partie Est de la coupe Sicalpa–Santiago (Páramos de Navas), ils sont surmontés en discordance par des grès quartzeux fins micacés, de plateforme clastique (Fm. Saquisilí) datés du Paléocène inférieur à moyen (Hughes et al., 1999 ; Jaillard et al., 2004).

À l'Ouest de la commune de Gallo Rumi, ces sédiments sont surmontés en discordance angulaire par les turbidites gréseuses fines, quartz-feldspathiques et lithiques, de la Fm. Apagua (Jaillard et al., 2004) d'âge Éocène inférieur à moyen (Egüez, 1986 ; Santos et Ramirez, 1986 ; Bourgois et al., 1990). Dans la coupe d'Apagua–Angamarca, ces sédiments sont surmontés, en contact transitionnel, par les grès moyens à grossiers et les conglomérats quartzeux de la Fm. Rumi Cruz, d'âge probable Éocène moyen à supérieur (McCourt et al., 1998 ; Hughes et al., 1999 ; Jaillard et al., 2004). L'ensemble de ces sédiments est surmonté par les roches de l'arc volcanique Éocène supérieur à Miocène (Fm Saraguro et Gp Zumbagua).

Le fait que le TG soit surmonté par des Cherts Noirs pélagiques, contemporains de la Fm Yunguilla à quartz, montre que le TG n'appartenait pas au même domaine paléogéographique que cette dernière au Campanien–Maastrichtien terminal. En revanche, le fait que les Cherts Noirs et la Fm Yunguilla soient surmontés par une même série discordante à quartz paléocène (Fm Saquisilí), signifie que l'accrétion du TG à la marge continentale était effectuée dès le Maastrichtien supérieur (≈ 69 –65), après le dépôt des Cherts Noirs et de la Fm Yunguilla et avant le dépôt de la Fm. Saquisilí (Jaillard et al., 2004).

4. 4. Le Terrain Macuchi

L'unité ou terrain Macuchi (TM) s'étend sur 250 Km depuis l'ouest de Quito (0015°S) jusqu'à l'est de Guayaquil (2030°S). Il est toujours en contact tectonique avec le terrain Guaranda (Hughes et Pilatasig, 2002) par l'intermédiaire de la faille subméridienne Sigchos-Toachi (Fig. 2.3).

Il est composé de deux séquences volcanoclastiques et volcaniques : l'unité Macuchi Basale, partie inférieure de l'arc attribuée au Paléocène; et l'unité Macuchi Principale, stratigraphiquement plus élevée, d'âge Éocène (Chiaradia et Fontboté, 2001). Pour Hughes et al. (1999) il existe deux séquences : une séquence occidentale, à affinité d'arc insulaire; et une séquence orientale, à affinité de MORB ou d'arc primitif, qui pourrait constituer le soubassement de l'arc insulaire. L'épaisseur totale atteindrait au moins 8 Km, mais la base est inconnue (Henderson, 1981).

Le TM comprend des basaltes, andésites basaltiques, andésites et diabases intrusives de niveau peu profond, à affinité d'arc insulaire (Kehrer et Van der Kaaden, 1979 ;

Egüez, 1986 ; Hughes et al., 1999). Il est intrudé par des plutons granodioritiques d'âge Oligocène à Miocène, et est surmonté en discordance par les produits de l'arc continental oligo-miocène (Dunkley et Gaibor, 1998 ; Hughes et al., 1999).

L'unité Macuchi contient des intercalations sédimentaires de calcaires, arkoses, grauwackes, sédiments volcanoclastiques et coulées de débris, datées localement de l'Éocène inférieur à moyen (Kehrer et Van der Kaaden, 1979 ; Henderson, 1981 ; Egüez, 1986 ; Hughes et al., 1999). En particulier, sur les coupes Quito-Alluriquin-Santo Domingo (Fm. Las Juntas, Egüez, 1986), et à l'ouest de Guaranda (Fm. Arrayanes, McCourt et al., 1998), des intercalations de grès et grauwackes turbiditiques et de cherts contiennent des microfaunes Éocène supérieur, qui suggèrent que le TM était déjà accréte à la marge continentale à l'Éocène supérieur.

Les roches volcaniques de l'unité Macuchi Principale contiennent des dépôts de sulfures massifs riches en Au à Macuchi, La Plata et El Patiño (Chiaradia et Fontboté, 2001). Même si cette unité présente des teneurs élevées en SiO₂ et faibles en MgO par rapport à l'unité Macuchi Basale, l'unité Macuchi Principale présente une des concentrations d'éléments incompatibles similaires ou inférieures, et des rapports Sc/Y, V/Ti et Ti/Zr élevés, ce qui suggère une source plus appauvrie que celle de l'unité Macuchi Basale (Chiaradia et Fontboté, 2001).

D'après les compositions isotopiques en Pb (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.65-19.10, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.53-15.67, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.20-39.00), les deux séquences définissent des mélanges entre un réservoir de type MORB et une source de croûte supérieure. La corrélation positive entre ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb et MgO est compatible avec une cristallisation fractionnée et l'assimilation de croûte océanique par un magma parent enrichi en Pb radiogénique de sédiments pélagiques (Chiaradia et Fontboté, 2001).

La valeur de ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb mesurée dans l'unité Macuchi Principale est parmi les plus hautes enregistrées par des systèmes d'arc insulaire. Cette signature nécessiterait une assimilation non réaliste (>36%) de sédiments pélagiques, et résulterait plus du mélange de Pb radiogénique provenant de l'assimilation de quantités acceptables de sédiments pélagiques (i.e., <10%) et d'isotopes d'un manteau résiduel, appauvri en éléments incompatibles tel que des MORB, faiblement radiogéniques en Pb (Chiaradia et Fontboté, 2001).

L'unité Macuchi pourrait être en partie synchrone de la Fm Sacapalca, d'âge Crétacé terminal-Éocène inférieur, de l'extrême Sud de l'Équateur (Jaillard et al., 1996 ; Hungerbühler, 1997).

4. 5. La faille Chimbo-Sigcho-Toachi

Cette faille est la suture entre les terrains Macuchi (TM, à l'ouest) et Guaranda (TG, à l'est, Fig. 2.3). Elle *Géologie Alpine, Mém. H.S., 47, 2007*

présente une orientation générale N-S, et un pendage modéré à fort (45°-80°), tant vers l'Est que l'Ouest (Lebrat et al., 1985 ; Hughes et Pilatasig, 2002). Les plans S1 présentent communément des striations à pendage faible (~35°), indicatifs d'un mouvement transpressif et d'une convergence oblique du TM, comme l'indiquent les indicateurs cinématiques suivants : mylonites S-C, galets déformés et ombres de déformation (Hughes et Pilatasig, 2002). Cette zone de cisaillement est bien exposée entre Santo Domingo et San Miguel de Los Bancos (au nord), dans la zone des rivières Macas [7279, 99956] et Mulaute [7224, 99882]. Elle y atteint 12 Km de large, et consiste en une zone très déformée avec développement de clivage pénétratif et au moins cinq zones de déformation ductile, dans lesquelles la fabrique mylonitique S-C indique un mouvement dextre (Hughes et Pilatasig, 2002).

Une intrusion dioritique affleurant dans la zone de cisaillement, a donné un âge K-Ar sur hornblende de 48.28±0.55 Ma (Éocène inférieur à moyen), qui peut représenter une étape initiale du cisaillement dextre pendant l'accrétion du terrain TM (Hughes et Pilatasig, 2002).

5. LES SÉRIES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Dans la couverture sédimentaire et volcanique des plateaux océaniques de la COE, nous avons distingué le Crétacé supérieur, le Paléogène et l'Oligocène. Concernant le Crétacé supérieur, nous décrivons dans le paragraphe 5 toutes les séries qui surmontent les plateaux océaniques entre la zone OSO de Quito (zone de San Juan-Chiriboga) et la partie sud de Cuenca (bassin de Cuenca).

5. 1. Le Mélange Pujilí

Histoire travaux antérieurs : Il a été dénommé Ophiolite Pujilí par Litherland et al. (1994).

Localité-type et extension : il est exposé dans la zone de faille Calacalí-Pallatanga (Aspden et al., 1987) qui marque la limite Est des séquences Crétacé-Tertiaire de la COE, et peut se présenter ailleurs dans la COE dans une position structurale similaire (Hughes et Bermúdez, 1997). Entre Pujilí et Saquisilí, d'où il tire son nom, les meilleurs affleurements se trouvent dans les ravins (quebradas) Picisi, Macas Grande, et Pusuchisi.

Lithologie : il s'agit d'un mélange tectonique contenant des écaillés de roches d'origine océanique et continentale, magmatiques, sédimentaires et métamorphiques. Les écaillés incluent du matériel ultrabasique folié et serpentinisé, des granitoïdes foliés riches en muscovite, des tectonites amphiboliques du type L, des phyllites, des basaltes en coussin (Hughes et Bermúdez, 1997), des argiles rouges (radiolarites), des calcaires noirs et terre d'ombre.

Âge : bien que l'on ne se dispose pas de datations des roches magmatiques présentes dans le Mélange Pujilí, elles sont considérées comme appartenant au Plateau Guaranda

et attribuées au Crétacé supérieur (Turonien–Coniacien, Sinton et al., 1998).

Déformation : La séquence, chaotique et fortement déformée, présente des crénulations et mylonites dextres du type S-C (Hughes et Pilatasig, 2002). La série a été déformée dans une zone de convergence pendant l'accrétion du Terrain Pallatanga à la plaque continentale sud-américaine au Crétacé supérieur (Hughes et Bermúdez, 1997 ; Hughes et Pilatasig, 2002).

Corrélatons : Des xénolithes à cordiérite et sillimanite trouvés par Bruet (1987) dans les laves andésitiques et dacitiques du volcan Guagua Pichincha, 10 Km à l'ouest de Quito, et d'autres rencontrées dans le volcan Pululagua (12 Km au nord de Quito) par Hall et Mothes (1994), peuvent dériver d'une extension nord de ce mélange (Hughes et Bermúdez, 1997 ; Díaz, 2003).

Interprétation : Ce mélange tectonique n'est qu'un affleurement de la série ophiolitique de la COE, amené à sa position structurale actuelle par la grande faille Calacalí–Pujilí–Pallatanga (Fig. 2.1 & 2.3). Ce mélange contient des roches déformées et partiellement métamorphosées appartenant à la partie supérieure du Plateau Guaranda, aux sédiments océaniques (radiolarites, calcaires noirs et poudre d'ombre), et aux sédiments gréseux de la Fm. Saquisilí. Toutes ces unités sont décrites dans la suite de ce chapitre.

5. 2. Les radiolarites, calcaires et cherts du Sénonien

Les séries pélagiques anciennes présentent des séquences verticales de faciès appartenant à deux grands types : des carbonates de plate-forme et une association de basaltes en cousins et de péridotites.

Du fait de la subsidence thermique de la lithosphère océanique, les séries pélagiques carbonatées passent plus ou moins rapidement à des faciès plus profonds de type radiolarites ou argiles rouges (Cojan et Renard, 1999). Dans la COE, on a trouvé des sédiments siliceux et carbonatés liés à ces séquences de type ophiolitique.

Bien qu'aucun contact stratigraphique n'ait jamais été observé, on admet que les radiolarites et calcaires noirs surmontent les basaltes océaniques et sont surmontés par les cherts noirs pélagiques.

Ces affleurements étant isolés, faillés et déformés, et ne pouvant être suivis latéralement, ces unités n'ont pas de statut de formation.

5. 2. 1. Les Radiolarites rouges

Histoire/travaux antérieurs : Bien qu'étant des composants importants des séries qui surmontent des basaltes océaniques, ces sédiments n'ont pas été reconnus ni étudiés avant notre travail.

Localité-type et extension : les radiolarites rouges peuvent être observées localement dans la zone de Latacunga, dans le Mélange Pujilí et à la Loma Ashpachaza, et dans la zone de Riobamba, dans la Quebrada Trecilla (Fig. 2.6). Dans le Mélange Pujilí (W de Saquisilí et NW de Latacunga, Fig. 2.3), les radiolarites affleurent dans la Quebrada Pusuchisi Nord (5 Km à l'W de Pujilí), où elles sont intercalées entre des basaltes et des calcaires noirs. Les radiolarites n'y sont que des blocs arrondis de taille allant du centimètre à la trentaine de centimètres. Dans la Quebrada Trecilla (W de San Juan et de Riobamba) les radiolarites sont en contact faillé avec des cherts noirs et des grès fins à moyens.

Lithologie : les radiolarites sont composées de sédiments siliceux rouges, rouge violet et rouge verdâtre, faiblement laminés, ainsi que de très minces niveaux d'argiles rougeâtres.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : il n'a été pas possible de trouver une section normale et complète. Dans la Quebrada Pusuchisi Nord, les radiolarites sont plutôt en contact faillé, et leur polarité est difficile à déterminer. Les lits atteignent 1.5 m d'épaisseur, plus couramment 15 à 40 cm, et sont intercalés avec des calcaires micritiques noirs et de minces niveaux d'argiles noires ou sombres (Fig. 2.9).

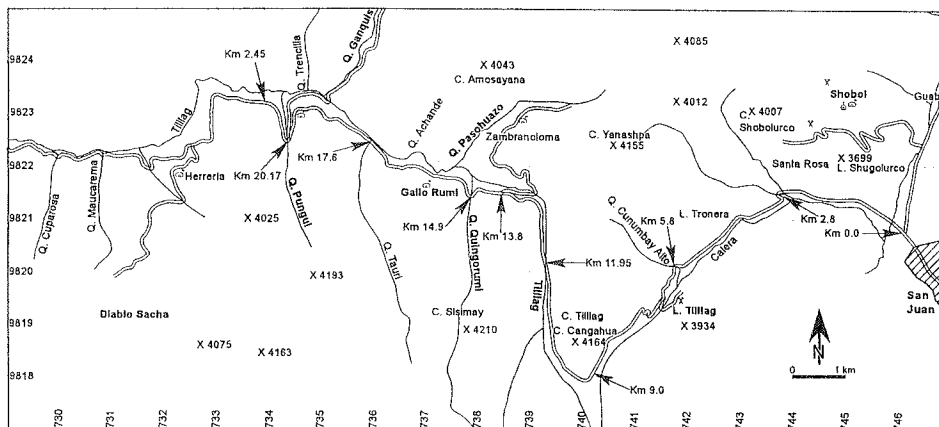


FIG. 2-6- Localisation des affleurements étudiés sur la route San Juan–Gallo Rumi–Guaranda.

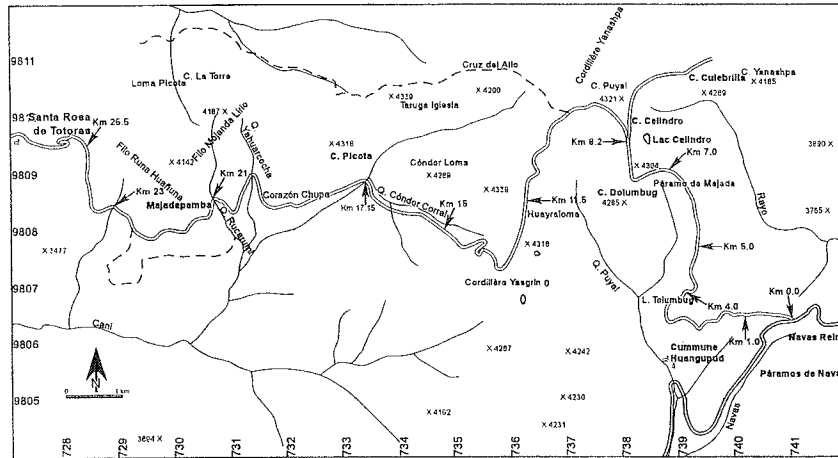


FIG. 2-7- Localisation des affleurements étudiés sur la route des Paramos de Navas vers Santa Rosa de Totoras, coupe Sicalpa-Santiago.

Faune : les radiolarites contiennent souvent des tests des radiolaires globulaires et en cloche (Fig. 2.10), déformés par la tectonique et la lithification, et des spicules. Parmi les tests globulaires, on observe possiblement des *Pseudoaulophacus sp.* et/ou *Cryptamphorella sp.*, tandis que les tests en cloche, moins fréquents, recèlent *Dyctiomitra sp.*, tous du Crétacé supérieur.

Âge : l'âge des radiolarites est compris entre le Santonien, âge du Plateau Guaranda qu'elles surmontent, et le Campanien supérieur, âge des cherts noirs qu'elles surmontent.

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : les radiolarites montrent des caractéristiques d'environnement pélagique, profond, de basse énergie, et sont interprétées comme la couverture du Plateau Océanique Guaranda d'âge Turonien-Coniacien.

5. 2. 2. Les Calcaires noirs

Histoire/travaux antérieurs : en raison de leur faible épaisseur et de leur structure complexe, ces calcaires n'avaient été ni reconnus ni étudiés avant notre travail.

Localité-type et extension : ces calcaires se rencontrent dans deux localités : dans le Mélange Pujilí (partie Nord de la COE, zone de Latacunga), et dans la Quebrada Trecilla (3.25 Km à l'WNW du Gallo Rumi, partie Sud de la COE, zone de Riobamba). Dans la Quebrada Pusuchisi Nord, les calcaires noirs sont intercalés entre les basaltes et les radiolarites rouges ; on n'en trouve que des fragments centimétriques. Dans la Quebrada Trecilla, ces calcaires sont en contact faillé avec des grès et des radiolarites.

Lithologie : les calcaires noirs sont des sédiments bien cimentés, légèrement laminés, composés de micrite foncée peu recristallisée.

Géologie Alpine, Mém. H.S., 47, 2007

Relations stratigraphiques et épaisseurs : les calcaires noirs ne forment nulle part une section normale et complète. Dans la Quebrada Pusuchisi Nord, ils sont associés aux radiolarites rouges et aux basaltes océaniques, et se présentent en bancs de 10 à 15 cm d'épaisseur. Ils sont interstratifiés avec des radiolarites rouges et de minces niveaux d'argiles noires à sombres (Fig. 2.9b).

Faune : Les calcaires noirs contiennent principalement des tests de foraminifères benthiques mal préservés à cause de la grande déformation qu'ils ont subi. Près de la grande faille localisée à l'ouest de Gallo Rumi, Ordóñez et al. (2000b, échant. 99.G.39) ont identifié *Haplophragmoides sp.* et un fragment de *Valvulina sp.* (Campanien-Holocène).

Age : les calcaires noirs ont aussi un âge minimal Campanien inférieur en considération des microfossiles identifiés et de l'âge des cherts noirs qui les surmontent.

Faciès sédimentaires et environnements de dépôt : ces calcaires, interstratifiés avec des radiolarites et des basaltes océaniques, appartiennent à un environnement pélagique profond, de basse énergie, et font partie de la couverture du Plateau Océanique Guaranda d'âge Turonien-Coniacien.

5. 2. 3. Les Cherts noirs

Histoire/travaux antérieurs : ces sédiments, composants importants des séries qui surmontent des croûtes océaniques allochtones, n'ont été ni reconnus ni étudiés avant notre travail.

Localité-type et extension : les cherts noirs apparaissent dans des affleurements étroits et d'extension latérale limitée. Dans le centre et le Nord de la COE, ils affleurent

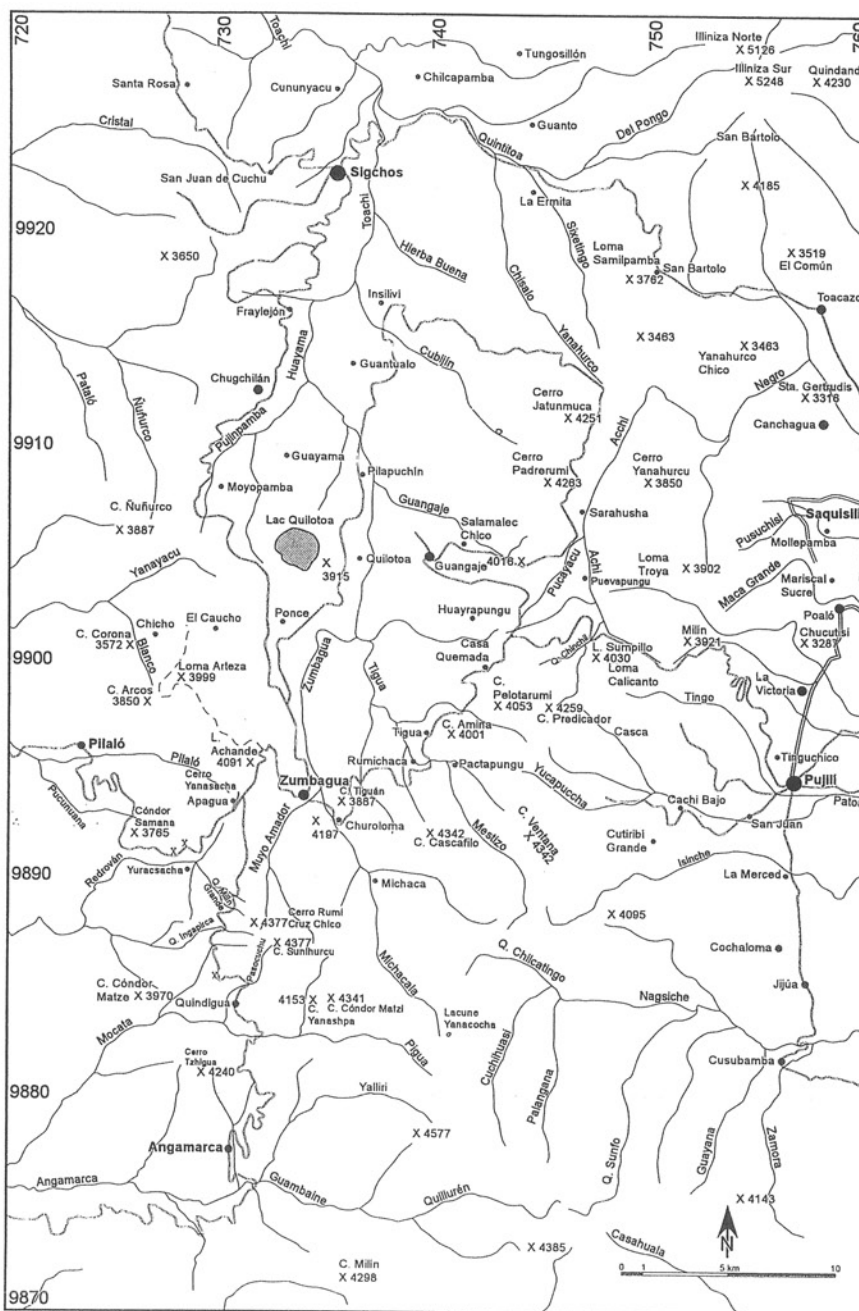


FIG. 2-8- Localisation des affleurements étudiés le long des routes Pujilí-Zumbagua-Pilaló, et Sigchos-Zumbagua-Angamarca.

dans la zone du Mélange Pujilí (~5 Km à l'ouest de Saquisilí), dans la Quebrada Chinchil (Figs. 2.6 & 2.11) et à la Loma Ashpachaza et ses alentours. Dans la zone centre Sud de la COE (Fig. 2.7), ils affleurent à ~500 m à l'ouest de la Quebrada Tauri, autour de la Quebrada Pungul

(route San Juan-Guaranda), dans la Quebrada Diablo Sacha (~10 Km au NE de Santiago), entre les quebradas Pucarumi et Taruga Iglesia (route Sicalpa-Santiago, Fig. 2.7), et à l'ouest de l'Hacienda El Rosario (~6 Km au S du village de Pangor).

FIG. 2-9

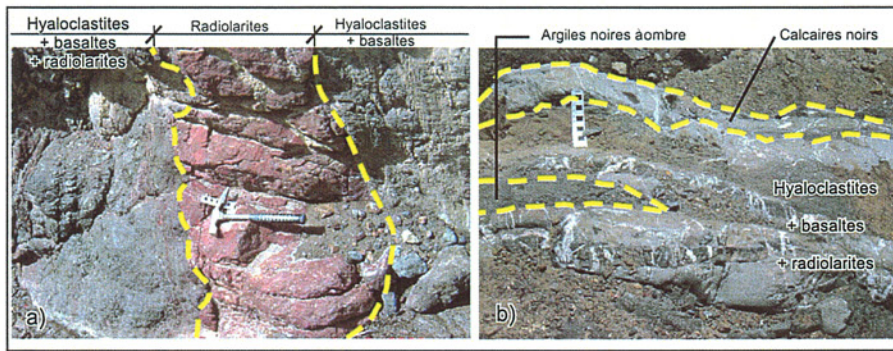


FIG. 2-10

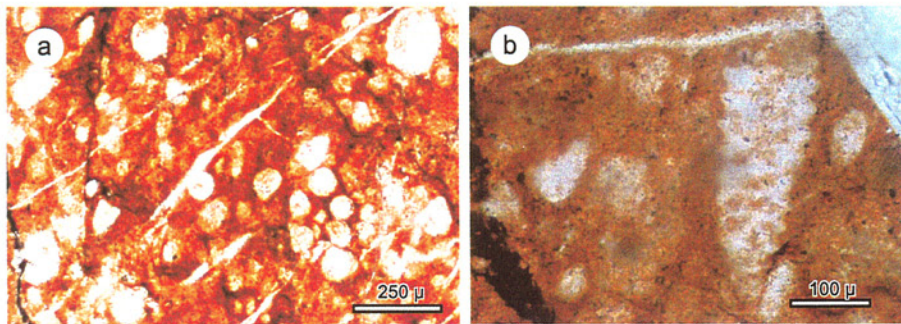


FIG. 2-11

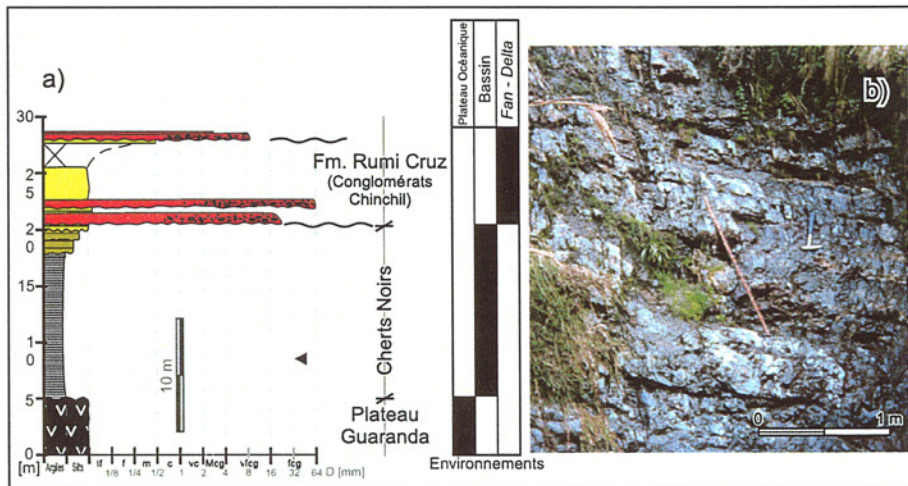


Figure 2-12

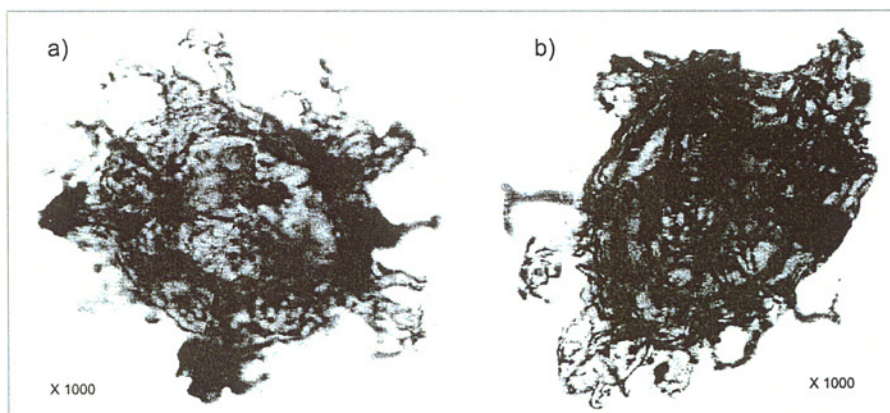


FIG. 2-9- Radiolarites rouges dans la série ophiolitique du Mélange Pujilí affleurant dans la Quebrada Pusuchisi Nord, nord-ouest de Saquisilí.

a) radiolarites rouges entre des basaltes et hyaloclastites vert foncé ; b) calcaires noirs micritiques entre des basaltes à intercalations de radiolarites rouges. Échelle en centimètres.

FIG. 2-10- Microphotographie d'une radiolarite (argilite rouge) légèrement laminée, à grands tests de radiolaires du Crétacé supérieur.

a) tests globulaires du type *Pseudoaulophacus* sp. et/ou *Cryptamphorella* sp. ; b) test en cloche du type *Dyctiomitra* sp. Localité : Quebrada Pusuchisi Nord, nord-ouest de Saquisilí. LPNA. Échantillon No. 001011.4.

FIG. 2-11- Stratigraphie de la série océanique, marine et continentale affleurant dans la partie nord de la Quebrada Chinchil [74715-990110].

a) Colonne stratigraphique ; b) Cherts gris et noirs, finement laminés, bioturbés par des Chondrites isp.

Figure 2-12- Microphotographies au microscope électronique (SEMP) des tests de palynomorphes *Polysphaeridium* sp. (Crétacé-Tertiaire), identifiés dans des Cherts Noirs finement laminés.

Localité : Quebrada Chinchil, [74715-990110], Ouest de Pujilí, province de Cotopaxi. LPNA. Échantillon No. 020507.2. (D'après Suárez in : Ordóñez & al., VIII 2003).

Bien que les Cherts Noirs n'affleurent que localement dans la zone de Saquisilí-Pilaló, sur la route Zumbagua–Quilotoa–Chugchilán–Sigchos et dans les pyroclastites dacitiques riches en ponce du volcan Quilotoa, on peut en identifier des fragments, parfois finement laminés. On rencontre ce même type de fragments dans les ravins profonds autour du volcan Quilotoa (Hall, 1989 ; Hall et Mothes, 1996).

Lithologie : les Cherts Noirs sont composés des sédiments entièrement siliceux, finement laminés, de couleur noire, café, gris foncé et parfois noir verdâtre. En raison de leur lithologie, ils sont souvent fracturés en petits morceaux angulaires centi- à millimétriques.

Corrélations : bien que non datés, les Cherts Noirs de la zone du Mélange Pujilí (zone nord de la COE) peuvent être corrélés avec ceux de la partie sud de la zone d'étude. Même si ces cherts pélagiques ne sont pas exactement contemporains, ils sont lithologiquement comparables aux cherts de la Fm. Guayaquil de la zone de Guayaquil (zone côtière sud-ouest), datés du Maastrichtien au Paléocène moyen (Jaillard et al., 1995). Dans la partie Nord de la COE, dans le río Naranjal, près du Salto del Tigre et du río Guayllabamba, ~ 50 Km NO de Quito, Boland et al. (2000) ont identifié dans des basaltes en cousins, une succession de 10 m d'épaisseur de siltites siliceuses grises à pourpres, riches en radiolaires. Parmi ceux-ci Hollis (1999) a identifié *Amphypindax pseudocomulus* (Campanien), *A. tylotus* (Campanien sup.-Maastrichtien), *Archaeodictyomitra lamellicostata* (Campanien sup.-Paléocène), *Dictyomitra formosa* (Turonien-Campanien sup.), *D. kozlova* (Coniacien-Maastrichtien inf.) et *Xitus grandis* (Cénomaniens-Paléocène), et propose un âge Campanien.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : dans les quebradas Chinchil et Diablo Sacha, les Cherts Noirs surmontent les basaltes océaniques. On considère qu'ils surmontent les dépôts minces des radiolarites rouges et des calcaires noirs, et sont surmontés par les grès du Paléocène

et de l'Éocène. Leur épaisseur totale, difficile à estimer, pourrait atteindre à 300 à 500 m. Dans la Quebrada Chinchil [74715-990110], ~5 Km à l'ouest de Huayrapungu, les basaltes verts serpentinisés du Plateau Guaranda sont surmontés par 13 m de cherts gris, eux-mêmes recouverts par les grès et conglomérats du Conglomérat Chinchil (Fm. Rumi Cruz, Fig. 2.11). À la Loma Aspachaza, 2 Km à l'est de Huayrapungu, ~14,5 Km à l'WNW de Pujilí, les Cherts Noirs sont en contact faillé avec des radiolarites et des grès lithiques fins à moyens. Ces derniers, au nord de Huayrapungu [74350-990350], sont interprétés comme appartenant à la Fm. Saquisilí. À l'ouest de l'Hacienda El Rosario, ~ 6 Km au S de Pangor (Juan de Velasco), les cherts sont en contact faillé avec les basaltes du Plateau San Juan (Fig. 2.14). Dans la Quebrada Diablo Sacha (Fig. 2.7), des cherts noirs bien stratifiés, semblables à ceux de la zone de Saquisilí–Zumbagua, surmontent directement les basaltes du Plateau Guaranda.

Faune et ichnologie : à l'ouest de l'Hacienda El Rosario (Fig. 2.14), ils contiennent des palynomorphes peu diagnostics Polyadospollenites sp. et Polypodiaceoispollenites sp. (Ordóñez et al., 2003, échant. 02.P.08). Près de la grande faille localisée à l'ouest de Gallo Rumi, Ordóñez et al. (2003b, échant. 99.G.38 et 39) ont identifié les foraminifères benthiques *Hormosina ovulum* (Santonien-Éocène inf.), *Hormosina cf. gigantea* (Sénonien-Éocène), *Kalamopsis grzybowskii* (Crétacé sup.-Éocène), *Vulvulina* sp. (Campanien-Holocène) et un fragment de bryozoaire. 1 à 2 Km à l'ouest de la Quebrada Pungul (Fig. 2.6), route San Juan-Guaranda, ont été identifiés des radiolaires, foraminifères benthiques et palynomorphes (Ordóñez et al., 2000b, échant. 99.G.44 à 99.G.48, 02.G.05). Parmi les radiolaires, on trouve *Archaeodictyomitra lamellicostata* (Campanien moy.-Maastrichtien), *Pseudoaulophacus cf. lenticulatus* (Campanien moy.), *Prunocarpus* sp. (Crétacé sup.-Holocène), *Gongylothorax* sp., *Rhopalosyringium* sp., *Stichocapsa* sp., et *Spongodiscus* sp. Les foraminifères benthiques recèlent *Haplophragmoides stomatus* (Paléocène-Éocène),

Haplophragmoides sp., *Saccamina* aff. *placenta* (Crétacé sup.-Éocène inf.), *Saccamina* sp., *Bulimina* sp. (recristallisé). Parmi les palynomorphes, apparaissent *Foveodiporites* sp., *Microhallites* sp. (Paléogène) et *Poliadisporites* sp. Dans la Quebrada Chinchil [74715-990110], les cherts gris montrent une bioturbation modérée par des ichnogenres du type Chondrites, réputés caractéristiques d'un environnement relativement profond et dysaérobie, voire anoxique (Buatois et al., 2002). Les microfossiles identifiés par Ordóñez et al. (VIII 2003, échant. 020507.2) sont les palynomorphes *Spiniferites* sp. (Crétacé-Tertiaire) et *Polysphaeridium* sp. (Crétacé-Tertiaire, Fig. 2.12), quelques microforaminifères et des

fragments de Lituolidés.

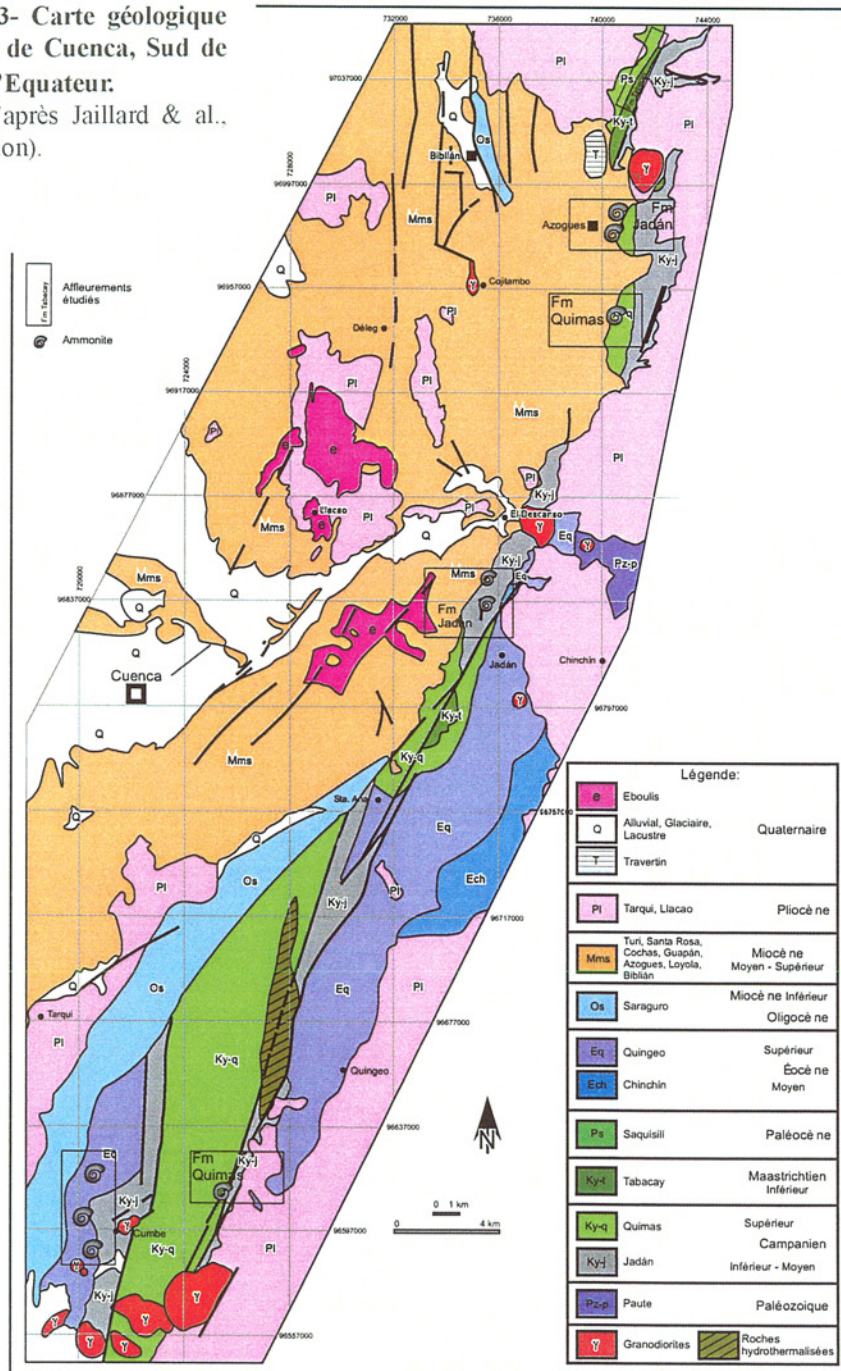
Âge : les Cherts Noirs, en particulier ceux qui affleurent à l'ouest de Riobamba où ils sont mieux datés, ont un âge Campanien supérieur à Maastrichtien.

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : l'absence presque totale de quartz détritique dans ces dépôts siliceux fins les fait interpréter comme des boues pélagiques siliceuses. Néanmoins, il peut y avoir des fragments de verre volcanique.

Déformation et tectonique : les Cherts Noirs sont fréquemment déformés par des plis isoclinaux et serrés de direction N-S et NNE-SSO, ce qui a généré un clivage important.

Figure 2-13- Carte géologique de la zone de Cuenca, Sud de l'Équateur.

(Modifié d'après Jaillard & al., en préparation).



5. 3. Le Groupe Yunguilla

La Formation Yunguilla affleure mieux dans les parties centre sud de la zone COE (Fig. 2.1 & 2.12), et particulièrement dans la zone de Cuenca (Fig. 2.13), depuis Cumbe jusqu'au Nord d'Azogues. On a visité aussi les affleurements du Complexe Saloya, situé à l'OSO de Quito, route San Juan-Chiriboga, où affleure la série ophiolitique du Crétacé inférieur (Fig. 2.1 & 2.3).

5. 3. 1. Nouvelle division stratigraphique proposée

En mettant en relation les données biostratigraphiques, les caractéristiques litho- et faciologiques, et l'extension latérale des sédiments crétacés affleurant dans le Complexe Saloya, dans la zone de Riobamba-Guaranda-Pallatanga et dans la zone australe de Cuenca, nous avons défini une nouvelle et épaisse succession stratigraphique pour la Fm. Yunguilla. En conséquence, nous proposons de considérer la Fm. Yunguilla comme un groupe stratigraphique, le Groupe Yunguilla, composé de quatre unités sédimentaires clastiques et calcaires : trois formations (Jaillard et al., 2005) et un membre.

De bas en haut, ces unités sont les formations Jadán, Quimas et Tabacay, mieux différenciées dans la zone de Cuenca. Le membre est le Membre Calcaire San Juan, affleurant seulement dans la zone comprise entre San Juan (de Chimborazo), Shobol et Ganquis.

A. La Formation Jadán

Localité-type et extension : On a défini la Fm. Jadán à l'Est de Cuenca (Fig. 2.13), depuis le sud de Cumbe jusqu'au nord d'Azogues. Ces affleurements forment des bandes d'un à deux kilomètres de largeur, orientées N-NE. Les meilleurs affleurements se trouvent au NO de Jadán, la localité-type, sur la route El Descanso-Jadán ; toutefois la partie basale n'y est pas visible. Dans la Quebrada Shimio, 1.5 Km au NO du village de Jadán, la partie inférieure fine de la formation est riche en moules d'ammonites et d'inocerames (Fig. 2.14). La partie supérieure de la formation affleure dans la zone du village d'Azayama, 3 Km à l'Est d'Azogues.

Lithologie : la partie inférieure de la formation est composée d'argilites, siltites, siltites gréseuses, minces bancs de calcaires et de grès, et très localement microconglomérats du type debris flow (Fig. 2.15).

Les argilites et siltites sont brunes à noires, et finement laminées. Les calcaires sont micritiques, café foncé, quelquefois noduleux, un peu gréseux. Localement, on observe des calcaires bioclastiques (tempestites?). Les grès sont très fins à grossiers, kaki, lithiques et un peu arkosiques. Localement il existe des restes de plantes dans les débris gréseux. La partie moyenne de la formation Jadán inclut de plus des intercalations de silts noirs, de bancs de grès fins et très fins, et de calcaires à laminations gréseuses, et de minces lits de calciturbidites (tempestites ?, e.g. dans la Quebrada Huangarcucho). La partie supérieure de la formation est argileuse et silteuse (e.g. Fig. 2.18), riche en calcaires nodulaires, bien laminée (Fig. 2.17) ; elle est riche en micro- et macro-faune (gastéropodes, bivalves, inocerames et ammonites) ; sa partie sommitale

est gréseuse et conglomératique, avec des intercalations de cendres volcaniques acides fines. L'épaisseur totale de la formation atteindrait les 1000 m.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : la base de la formation Jadán n'est pas visible, mais on suppose qu'elle repose sur les roches métamorphiques paléozoïques du Groupe Paute et que sa base fine a localisé le niveau de décollement. Le sommet de la formation est surmonté en faible discordance angulaire par les sédiments gréseux et conglomératiques de la Fm. Quimas, mieux visible dans les reliefs à l'ouest du village Jadán (Fig. 2.16), et qui marque un fort changement lithologique.

Faune : dans la partie inférieure de la formation, le long de la route vers Jadán, on a rencontré des ammonites,

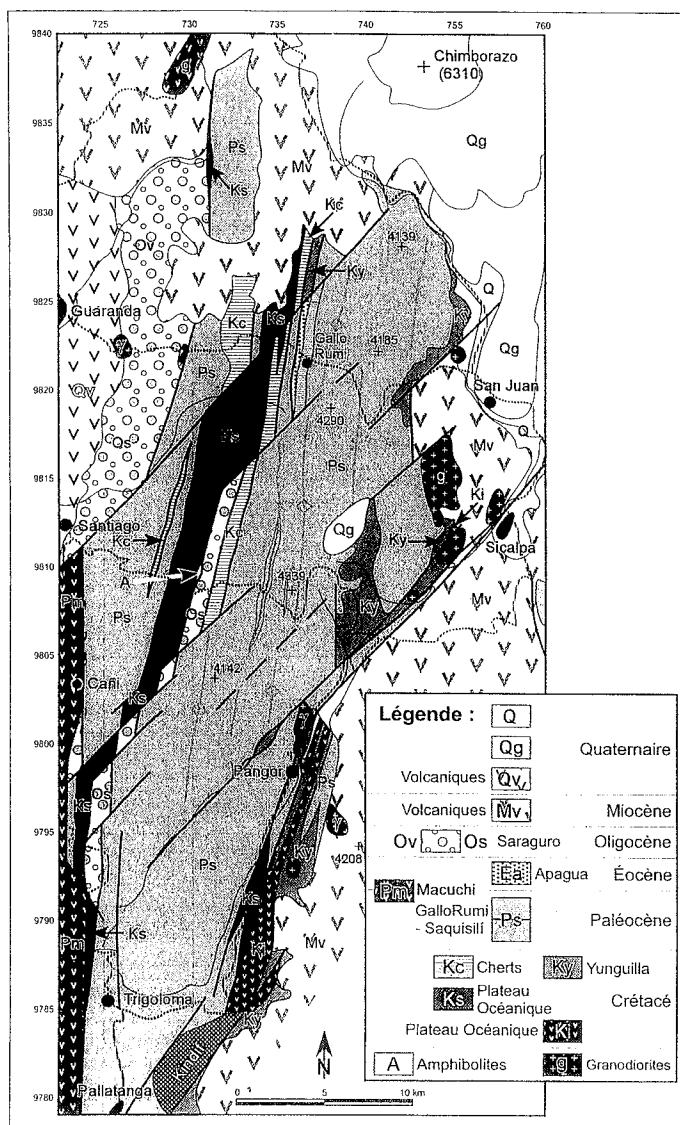


FIG. 2-14- Carte géologique simplifiée de la zone entre le Volcan Chimborazo, Pallatanga, Sicalpa et Santiago.

parfois bien préservées, identifiées par P. Bengtson comme : un *Diplomoceras sp.* (Santonien-Maastrichtien), trois *Glyptoxoceras sp.* (Santonien-Maastrichtien) ou *Neoglyptoxoceras sp.* (Campanien inf.-moy.) et un *Nostoceras (Nostoceras ?) sp.* (Campanien sup.). La partie inférieure peut donc être datée du Campanien (Fig. 2.20). La partie supérieure de la formation contient des gastéropodes, bivalves, inocerames et ammonites. Dans ce niveau, trois ammonites ont été prélevées dans la Loma Tunasloma. Ce sont : *Libycoceras sp.* (Campanien sup.-Maastrichtien inf. à moyen), *Nostoceras (Nostoceras ?) sp.* (Campanien supérieur), *Glyptoxoceras sp.* (Santonien-Maastrichtien) ou *Neoglyptoxoceras sp.* (Campanien inférieur-moyen), et *Menuites sp.* (Santonien-Maastrichtien). Cette association d'ammonites indique le Campanien moyen à supérieur. Dans la Quebrada Huangarcucho, l'inocerame *Cataceramus cf. pseudoregularis* (Sornay, 1962), collecté dans la partie supérieure de la formation par D. Iza et identifié par A. Dhondt, indique le Campanien supérieur. À Tercis, la section de référence du Campanien, cet *inoceramus* est présent dans la partie supérieure du Campanien supérieur, partie inférieure de la zone de *Nostoceras hyatti* (Walaszczyk et al., 2002).

À Santa Bárbara, à l'Est d'Azogues, le long de la route vers Paute, des affleurements sont attribués à partie supérieure de la Fm. Jadán. Ils sont composés d'argilites laminées, grès et rares calcaires. Dans cette section ont été prélevés les ammonites: *Glyptoxoceras sp.* (Santonien-Maastrichtien) ou *Neoglyptoxoceras sp.* (Campanien inf.-moy.), et probablement le *Pachydiscidae Menuites sp.* (Santonien-Maastrichtien inf.). Dans la Quebrada Salada, au Sud de Santa Ana et au NO de Quingeo, A. Dhondt a identifié l'inocerame *Platyceramus sp.* (Coniacien supérieur-Maastrichtien inf.), qui est fréquent dans les sédiments fins du Campanien moyen à supérieur des formations El Naranjo et Zapotillo, du bassin Celica-Lancones, SO de l'Équateur (Jaillard et al., 1999, 2004). On considère donc que la partie supérieure de la formation est bien datée du Campanien supérieur. Dans la zone de Cumbe, des sédiments marins argileux et silteux, à nodules ou bancs minces calcaires et intercalations de grès arkosiques, sont en contact faillé avec les grès et conglomérats de la Fm. Quimas. Ces sédiments fins contiennent une riche microfaune, dans laquelle ont été déterminés les foraminifères planctoniques : *Güembelina globulosa* et *Hedbergella holmdelensis* (Coniacien-:

FIG. 2-15- Affleurement de la partie inférieure de la Fm. Jadán,; successions progradantes à argilites et siltites gréseuses, finement laminées, et calcaires noduleux.

Localité : Quebrada Shimio, 1.5 Km NO du village de Jadán, Est de Cuenca.

FIG. 2-16- Contact érosif entre les faciès fins de la Fm. Jadán et les faciès conglomératiques de la Fm. Quimas, Groupe Yunguilla.

Localité : ~1.5 Km Ouest du village de Jadán, province d'Azuay, Sud de l'Équateur.

FIG. 2-17- Sédimentation de la partie inférieure de la Fm. Jadán.

a) Succession marine progradante à argilites et siltites gréseuses, finement laminées, grès très fins et calcaires noduleux ; b) bioturbation des sédiments silteux avec des *Thalassinoides* isp. Légende : 1, bassin ; 2, talus ; 3, plate-forme externe ; 4, plate-forme interne. Localité : Quebrada Shimio, 1,5 Km NO du village de Jadán, est de Cuenca.

FIG. 2-18- Affleurements des sédiments du Groupe Yunguilla dans la zone de Riobamba-Guaranda.

a) Panorama de l'affleurement du Cerro Culebrillas, route Páramos de Navas-Santiago ; b) Carrière du Calcaire San Juan, Cerro Tililag, route San Juan-Gallo Rumi ; c) contact faillé entre les silts laminés du Groupe Yunguilla et les Cherts Noirs, Km 7,48 de la route Páramos Totoras-Santiago.

Maastrichtien tardif) ; les foraminifères benthiques *Ammoglobigerina sp.?*, *Anomalina sp.*, *A. garzaensis*, *Bathysiphon sp.*, *B. aff. alexanderi*, *Bolivina sp.*, *B. aff. crassa*, *B. incrassata* (Campanien sup.-Maastrichtien), *Bulimina sp.*, *B. midwayensis* (Campanien-Paléocène tardif), *Cibicides sp.*, *C. subcarinatus* (Cénomaniens-Maastrichtien), *Gaudryna aff. laevigata* (Santonien-Maastrichtien), *Gavelinella sp.*, *Gyroidinoides sp.*, *G. nitidus* (Turonien-Maastrichtien), *G. aff. depressus* (Santonien-Éocène inf.), *Haplophragmoides spp.*, *H. cf. canariensis*, *H. cf. eggeri* (Cénomaniens-Paléogène), *H. aff. horridus* (Campanien-Paléogène), *H. cf. nonioninoides*, *H. walteri* (Crétacé sup.-Éocène), *Karrerulina sp.*, *Marssonella oxycona* (Campanien-Paléocène), *Nodosaria cf. longiscata* (Maastrichtien sup.-Éocène inf.), *Nuttallinella sp.* (Campanien sup.-Paléocène inf.), *Praebulimina spp.*,

Praebulimina sp., *P. cf. cushmani*, *P. reussi* (Coniacien-Maastrichtien), *Quadriformina sp.*, *Siphogenerinoides sp.*, *Trochammina sp.*, *T. cf. deformis*, *Turrilina cushmani*, *T. carseyae* (Campanien-Maastrichtien), *Valvulineria sp.* ; les nanofossiles : *Coccolithus sp.*, *Cribosphaera sp.*, *Tretalithus aff. nitidus* (Campanien-Maastrichtien), *Watznaueria barnesae* (Néocomien-Maastrichtien) ; et les palynomorphes : *Baculatisporites sp.*, *Dynnogimnium sp.*, *Glomus sp.*, *Gnetaceaepollenites sp.*, *Inaperturopollenites spp.*, *Lliacidites sp.*, *Monoletes sp.*, *Paleocystodinium sp.* (Turonien-Oligocène), *Polyadosporites sp.*, *Retimonoletes sp.*, *Syncolporites sp.*, et *Triletes sp.* (Ordóñez et al., II 2003, IV 2004). La présence des foraminifères *B. midwayensis* (Campanien-Paléocène tardif), *H. aff. horridus* (Campanien-Paléogène), *H. holmdelensis* (Coniacien-Maastrichtien tardif), *N. cf. longiscata*

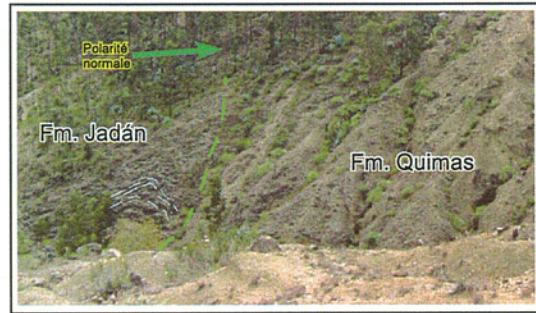
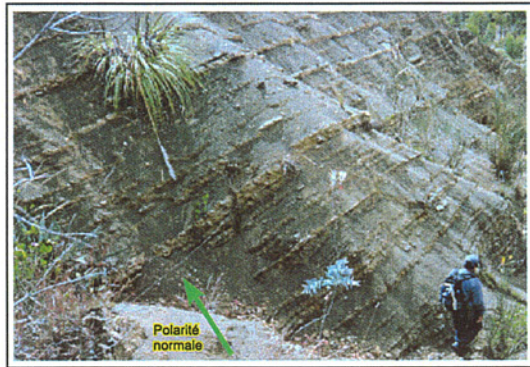


FIG. 2-15

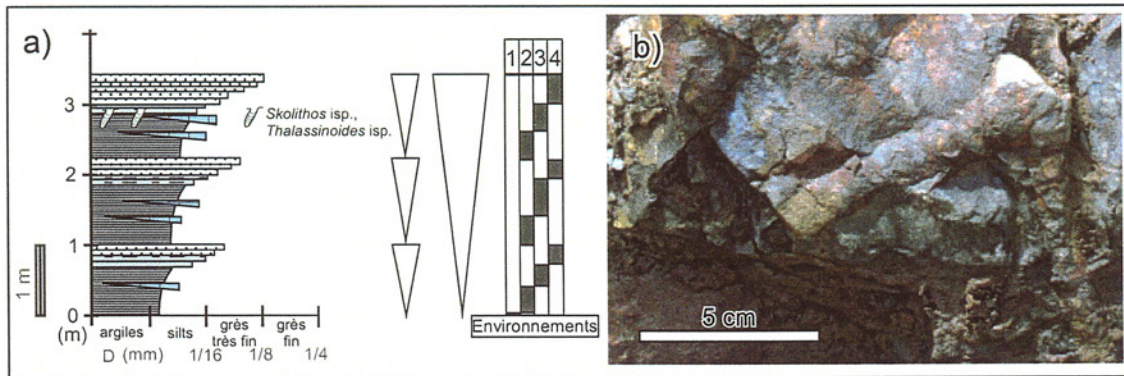


FIG. 2-16

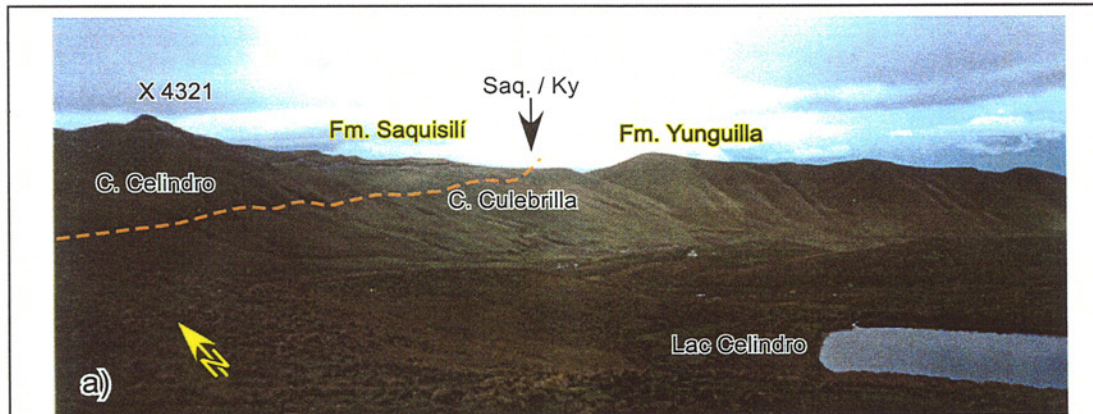


FIG. 2-17

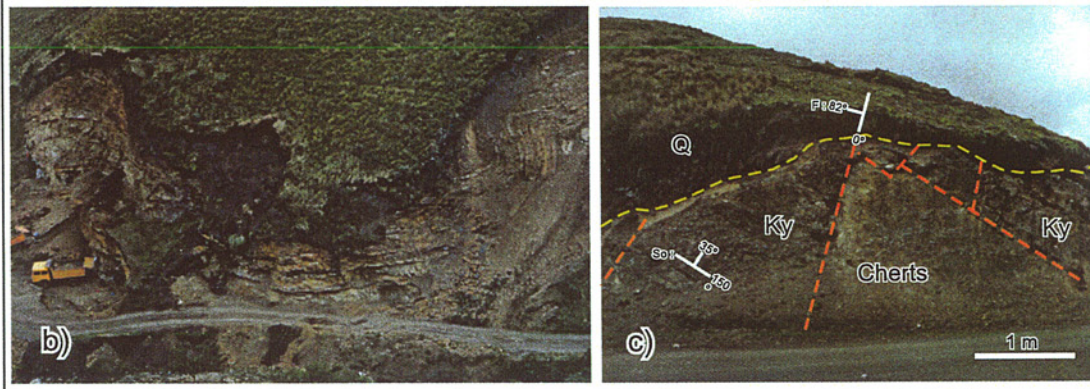


FIG. 2-18

(Maastrichtien sup.-Éocène inf.), *P. reussi* (Coniacien-Maastrichtien) et *T. carseyae* (Campanien-Maastrichtien), date ces sédiments du Campanien-Maastrichtien.

Concernant les bioturbations, la partie inférieure de la formation ne présente que deux types d'ichnogénères bien préservés : *Skolithos isp.* et *Thalassinoides isp.*, de taille particulièrement importante, avec un diamètre moyen du tube de ~ 15 mm (Fig. 2.17). Ces bioturbations qui appartiennent à l'ichnofaciès *Skolithos* indiquent un environnement peu profond.

Âge : l'âge de la Fm. Jadán est plutôt Campanien supérieur, sans exclure le Campanien moyen.

Faciès sédimentaires, organisation et environnement de dépôt : la partie inférieure de la Fm. Jadán est organisée en séquences métriques progradantes, grano- et strato-croissantes (Fig. 2.16), montrant vers haut une augmentation du contenu gréseux et une diminution du contenu des sédiments clastiques fins et des calcaires. Ces caractéristiques montrent la progradation d'une plate-forme clastique dans un contexte tectonique actif. La présence d'exemplaires de *Pinna sp.*, de restes de plantes remaniés et de bioturbations du type *Skolithos isp.* et *Thalassinoides isp.* indique un environnement peu profond (moins de 100 m) et une relative proximité du continent. Les grès montrent des laminations obliques planes faiblement pentées et parfois des rides de courant. La partie supérieure de la formation montre des séquences calcaires strato-croissantes de progradation, déposées en milieu de plate-forme externe mixte (calcaire et clastique), qui passent progressivement vers le sommet à des séquences gréseuses et conglomératiques progradantes. Dans le SE d'Ingapirca (Cañar), la partie supérieure de la formation montre un cas particulier de faible profondeur. On observe des séquences clastiques silteuses et gréseuses bien laminées horizontalement, tant

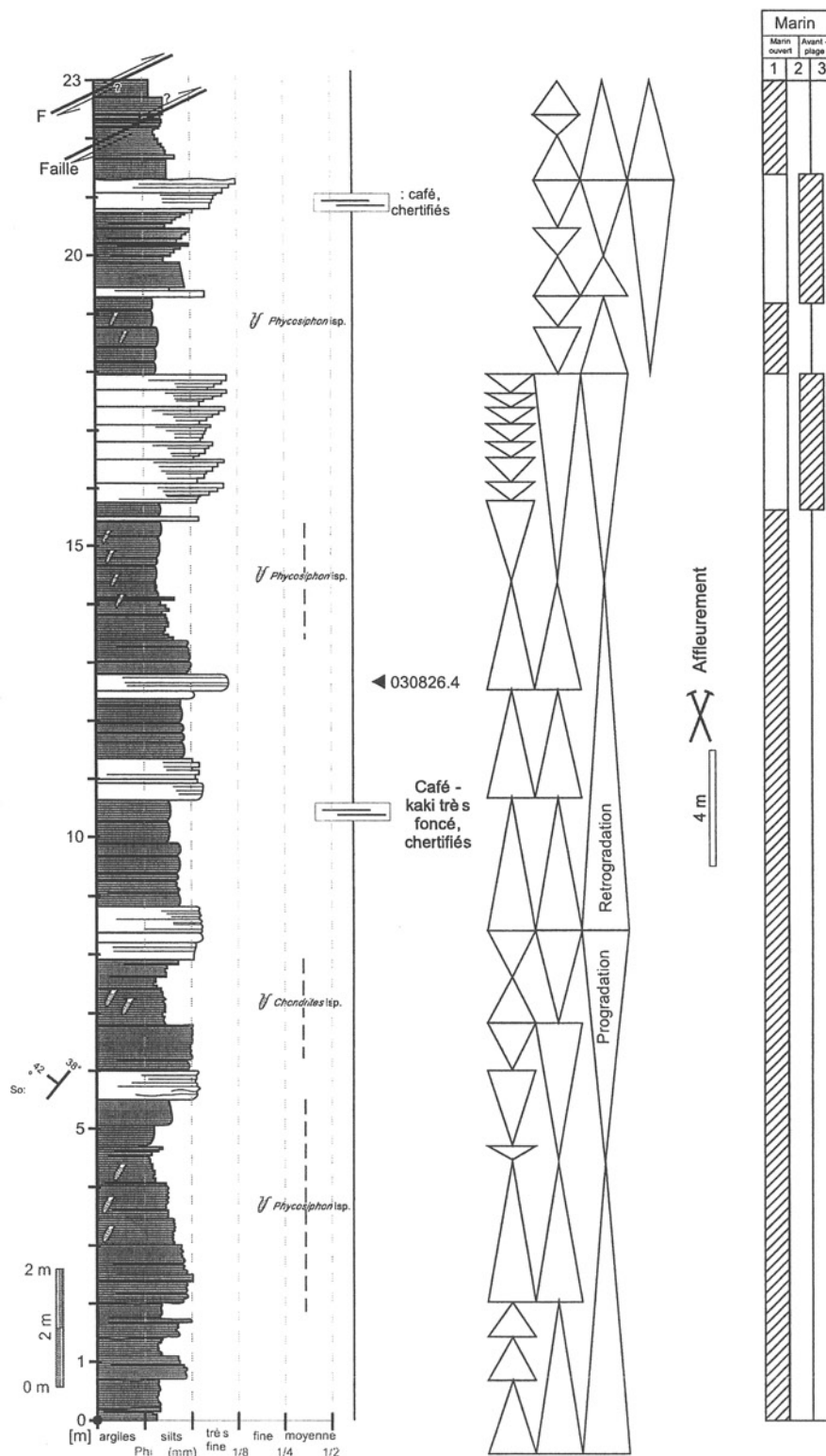


FIG. 2-19- Colonne lithologique, données structurales et interprétation sédimentologique de la Fm. Jadán Supérieure (?) du Groupe Yunguilla.

Environnements et faciès: 1, marin ouvert ; 2, transition entre 1 et 3 ; et 3, avant-plage inférieure. Localité : Carrière El Tambo (SE d'Ingapirca, Cañar), Km 10.2, route San Pedro-Huayrapungu.

strato-croissantes très fines (Fig. 2.19), que décroissantes, qui montrent progradations et rétrogradations alternées, déposées dans un milieu de plate-forme externe clastique atteignant peut-être l'avant-plage inférieure. Les bioturbations du type *Chondrites isp.* et principalement *Phycosiphon isp.* indiquent un environnement plus ou moins profond, et relativement peu oxygéné.

Corrélations : la nature lithologique et le contenu fossilifère de la partie supérieure de la Fm. Jadán sont assez semblables à ceux des sédiments fins transgressifs du Campanien moyen à supérieur des formations Naranjo et Zapotillo, du bassin Celica-Lancones, du SW de l'Équateur (Jaillard et al., 1999, 2003).

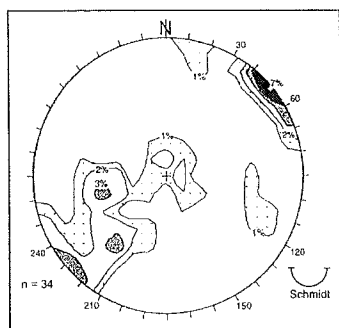


FIG. 2-20- Diagramme de densité des axes de plis mesurés dans les affleurements de la Fm. Jadán, zone de Cumbe, sud de Cuenca, S de l'Équateur. Canevas de Schmidt, 34 données. (D'après Gastineau, 2002).

B. La Formation Quimas

Localité-type et extension : les meilleurs affleurements de la formation sont ceux des alentours de la Quebrada Quimas—d'où son nom et sa localité-type, le long de la route Cumbe—Quingeo, et sur la Loma Huayrapungu, qui sépare le bassin de Cumbe de celui du río Quingeo.

La formation affleure au Nord de Santa Ana, ~ 9 Km ESE de Cuenca (Fig. 2.13), le long du río Jadán, et forme les crêtes entre les vallées de Quingeo—Santa Ana et Cuenca, ainsi que les reliefs situés à l'Est de la route El Descanso—Azogues (zone des villages de Shorshán, Biblicay et San Francisco).

Lithologie : la Fm. Quimas est composée de bancs épais de grès et conglomérats, avec quelques intercalations de sédiments fins, silteux et gréseux, rarement calcaires.

Les bancs de grès sont métriques, à grain moyen à grossier, parfois micro-conglomératiques. Leur composition est lithique et arkosique : quartz (30-50%), feldspaths (20-35%), fragments lithiques (30-40%), et rares micas détritiques. On trouve aussi quelques bancs de grauweekes et des nodules calcaires micritiques souvent riches en foraminifères bisériés.

Les bancs de conglomérats sont plurimétriques, peu sélectionnés, à galets subanguleux à très arrondis, avec un diamètre maximal de 10 cm. Les galets sont composés de quartz, roches métamorphiques, roches sédimentaires (cherts, silts et grès) et rarement de volcanites.

Des échantillons provenant de la Fm. Quimas montrent les cortèges suivants de minéraux lourds : 34% de zircon, 21% de tourmaline, 20% d'apatite, 5% de rutile, 7% de grenat et 1.5% de clinzoisite, qui représentent une association minérale typique des zones cristallines plutoniques et métamorphiques (Steinmann, 1997 ; W. Winkler in : Steinmann, 1997).

Déformation : la partie inférieure de la formation, très déformée, est considérée comme ayant joué le rôle de niveau de décollement. Dans la zone d'Azogues, les axes de plis montrent (Fig. 2.20) une direction dominante N10°E à N30°E, et accessoirement N50°E, et NO-SE ; ils sont interprétés respectivement comme correspondant à des phases compressives de plissement post-Miocène (N100°E à N120°E), post-Paléocène supérieur (N140°E) et du Maastrichtien supérieur (NE-SO) (Gastineau, 2002). Dans la zone de Jadán, les axes de plis montrent une direction dominante N50°E à N30°E, et aussi E-O et NO-SE, avec un plongement important. Ces directions sont interprétées comme correspondant respectivement à des phases de plissement post-Paléocène supérieur (N140°E), et Maastrichtien supérieur (NE-SE) (Gastineau, 2002).

Relations stratigraphiques et épaisseurs : selon les endroits, le contact inférieur de la Fm. Quimas avec la Fm. Jadán est une discordance angulaire (Fig. 2.16) ou une paraconformité. Depuis le village de Jadán on peut apprécier un amincissement net de la Fm. Quimas vers le Nord. L'épaisseur totale de la formation atteindrait 2000 m dans la zone de Cumbe et environ 1000 à 1500 m dans la zone d'Azogues, montrant un amincissement de la formation du Sud au Nord.

Faune : deux fragments d'ammonites, collectés à l'Est d'Antonio Borrero, 4 Km au S d'Azogues, ont été déterminés par P. Bengtson comme *Glyptoxoceras* sp. (Santonien-Maastrichtien) ou *Neoglyptoxoceras* sp. (Campanien inf.-moyen) (Fig. 2.23). Parmi les microfossiles identifiés on trouve les foraminifères benthiques *Haplophragmoides* sp. et *Trochammina* sp., et le palynomorphe *Psilatephanocolporites aff. variabilis* (Campanien sup.-Maastrichtien inférieur selon Regali et Silva, 1974) (Ordóñez et al., IV 2004).

Âge : par sa position stratigraphique, l'âge de la Fm. Quimas est considéré comme Campanien supérieur, avec une possible extension au Maastrichtien basal.

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : les niveaux fins montrent des bioturbations, laminations fines, et rides de courant, qui suggèrent un environnement de plate-forme clastique externe. Dans la Quebrada Tabacay, des bancs de conglomérats à galets très arrondis de quartz et de roches métamorphiques indiquent une alimentation en provenance de la Cordillère Orientale (Cordillère Royale, CRE), tandis que la présence de quelques gastéropodes et bivalves marins indiquent un environnement peu profond et proche du continent. À la Loma Tunasloma, la Fm. Quimas présente des restes de vertébrés et de plantes et quelques bivalves marins, indiquant aussi un environnement marin peu profond proche du continent.

La présence de niveaux conglomératiques chenalisés, lenticulaires, à faciès fluviaux suggère un milieu de fan-deltas débouchant sur une plate-forme marine peu profonde. L'amincissement latéral vers le Nord de la formation suggère que l'alimentation du bassin Yunguilla était localisée au Sud, dans la zone de Cumbe. La Fm. Quimas présente plusieurs discordances sédimentaires plus ou moins progressives, des plis de slumps, des écoulements synsédimentaires et des débris flow, qui indiquent une intense activité tectonique contemporaine.

Paléocourants : en l'absence d'une étude des paléocourants, la présence de galets de quartz et de roches métamorphiques dans les conglomérats indique un apport oriental, depuis la Cordillère Real.

Corrélations : de par leur âge et leur position stratigraphique, les conglomérats de la Fm. Quimas peuvent être corrélés avec les formations grés-conglomératiques Casanga du SO de l'Équateur (Baudino, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1996), Monte Grande et Tablonas du NO du Pérou (Morris et Alemán, 1975 ; Jaillard *et al.*, 1998, 1999) et La Tortuga de Païta au NO du Pérou (Jaillard *et al.*, 2004).

C. La Formation Tabacay

Histoire travaux antérieurs : cette formation correspond en fait à ce que Faucher *et al.* (1971) ont désigné de façon informelle « Lithologie inférieure » ou « Membre inférieur ».

Localité-type et extension : les meilleurs affleurements de la formation sont situés le long de la Quebrada Tabacay, 3 Km au nord d'Azogues (Fig. 2.13). Ces sédiments affleurent localement à l'Est d'Azogues, dans l'ouest de Santa Bárbara et sur la rive droite de la Quebrada Lamay Chagrachasca.

Lithologie : la formation est composée d'une succession bien stratifiée de cherts alternant avec des bancs de conglomérats, grauwackes, grès et calcaires. Les cherts, parfois tuffacés, sont noirs et violet foncé, finement laminés, quelquefois silicifiés. Les conglomérats, polygéniques, se présentent en bancs centimétriques à plurimétriques. Les galets, inférieurs à 5 cm, sont composés de roches volcaniques, mais aussi de quartz blanc, greywackes, grès et cherts. Les galets mous d'argile noire sont fréquents à la base des bancs grossiers. Les grès lithiques et arkosiques, bien classés, à bases érosives, sont interprétés comme des turbidites, comme les conglomérats. On trouve aussi de minces bancs et des nodules de calcaires noirs micritiques. Très localement, de minces intercalations de calciturbidites sont riches en feldspaths et fragments volcaniques.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : la base de la formation n'a jamais été observée. Cependant, la partie inférieure de la formation peut être observée associée à la Fm. Jadán (Santa Bárbara) ou à la Fm. Quimas (Nord de Santa Ana), ce qui suggère que la Fm. Tabacay serait en discordance sur la série campanienne, fortement érodée.

Géologie Alpine, Mém. H.S., 47, 2007

Faune : dans la Quebrada Tabacay au Nord d'Azogues, Bristow (1983) a trouvé une ammonite *diplomoceratidae*. Les ammonites *Sphenodiscus peruvianus* Gerth (Maastrichtien inférieur) et *Solenoceras sp.* (Maastrichtien inférieur), déterminées par Howarth (British Museum of Natural History), mentionnées par Bristow et Hoffstetter (1977, *in* : Bristow, 1980), proviennent de la partie supérieure de la Fm. Quimas, à l'est d'Antonio Borrero (Bristow, com. écrite à E. Jaillard, 2004).

Âge : tenant compte de la faune et de sa position stratigraphique, la Formation Tabacay est attribuée au Maastrichtien inférieur.

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : par rapport aux formations Quimas et Jadán sous-jacentes la composition des sédiments de la Fm. Tabacay est nettement plus volcano-détritique. La Fm. Tabacay résulte de la combinaison d'une sédimentation autochtone fine, d'origine volcanique distale (cherts tuffacés) et biogénique (calcaires micritiques) ; et d'une sédimentation allochtone turbiditique, impliquant des sources cristalline et volcanique.

Corrélations : le caractère turbiditique et la présence de cherts dans la Fm. Tabacay la rendent comparable à la Fm. Cazaderos du bassin Celica-Lancones (Sud de l'Équateur), datée du Maastrichtien inférieur (Jaillard *et al.*, 2004). On peut aussi corréler la Fm. Tabacay avec la Fm. Zambí affleurant au Nord de Catacocha (Kennerley, 1973), sud de l'Équateur, et avec la Fm. Pazul, du bassin Lancones, Nord du Pérou, du Maastrichtien inférieur (Jaillard, 2000 ; Jaillard *et al.*, 2004).

5. 3. 2. Le Groupe Yunguilla dans la zone de San Juan–Guaranda et de Sicalpa–Santiago

Histoire travaux antérieurs : c'est Thalmann (1946) qui proposa le nom de Fm. Yunguilla pour les sédiments argilo-marneux, argileux et gréseux, datés du Maastrichtien, de la zone de San Juan, au sud du volcan Chimborazo. Auparavant, il (1943) a donné une description des sédiments calcaires affleurant aux alentours de San Juan. Plus tard, Kehrer *et al.* (1969) ont décrit quelques affleurements crétacés attribués à la Fm. Yunguilla le long de la route San Juan-Pungul.

Localité-type et extension : on trouve des affleurements du Groupe Yunguilla dans les zones comprises entre San Juan–Guaranda, Sicalpa–Santiago et autour du village de Pangor (Fig. 2.14). La route San Juan–Guaranda présente de bons affleurements (1) dans sa partie orientale (zone de la Mine de San Juan (Fig. 2.18b), et vers le NNE), (2) dans sa partie centrale (entre le village de Gallo Rumi à l'Est et la Quebrada Ganquis à l'Ouest), où ils sont limités par des failles, et (3) au Nord de Gallo Rumi (Mine de Cuiquiloma). Sur la route Sicalpa–Santiago (Fig. 2.18 a & c), le Groupe Yunguilla n'affleure que dans la partie orientale, entre Páramos de Navas à l'Est et la Quebrada Puyal à l'Ouest, (Fig. 2.7), au Páramos de Huangupud

(affleurements discontinus) où ont été trouvées des ammonites, et vers le Nord (Cerro Culebrilla et plus au Nord, Fig. 2.22). Dans la zone de Pangor, les affleurements se trouvent de part et d'autre du río Pangor, mais sont plus épais et continus à l'Ouest.

Lithologie : dans cette région, le Groupe Yunguilla présente quatre types de sédiments : silteux, gréseux, calcaires, et volcani-clastiques ; ces derniers sont parfois recoupés par des dykes andésitiques. Les sédiments silteux sont noirs à violets, en bancs épais de 2 à 5 cm, riches en fragments lithiques, peu laminés à bien laminés, fréquemment silicifiés par la diagenèse. Les sédiments gréseux sont des grauweekes arkosiques et lithiques massives, à grain fin et très fin, parfois à rides de courant, presque dépourvus de quartz, parfois à bioclastes, interprétés comme des faciès de turbidites de basse densité (Tba, Tbb, Tbc, voir coupe Fig. 2.21). Les sédiments calcaires sont des packstones (PS) et surtout des grainstones (GS, selon la classification de Dunham, 1962), à grain moyen à très grossier. Ce sont des calcarénites riches en bioclastes, principalement des restes de bivalves, mais aussi de bryozoaires, foraminifères, algues rouges, radiolaires, gastéropodes, oursins et calcisphères.

Ces calciturbidites forment des bancs de 5 et 25 cm d'épaisseur, et sont intercalées de lits minces et lamines d'argiles et marnes noires de 1 à 10 cm d'épaisseur. Les calcaires sont recristallisés au contact des failles. Les sédiments volcani-clastiques forment des bancs amalgamés, à caractère turbiditique et d'épaisseur variable, d'arénite arkosiques à grain fin à très fin, riches en plagioclastes et fragments de cristaux et de verre, et à matrice diagénétique.

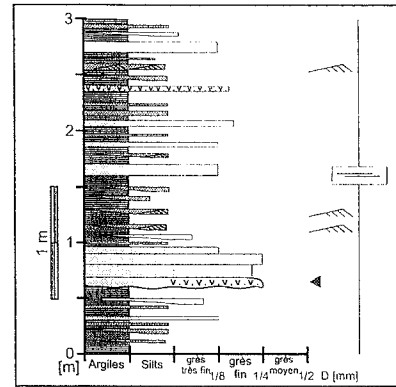


FIG. 2-21- Colonne stratigraphique des sédiments clastiques tectonisés et diagenésés du Groupe Yunguilla, interprétés comme une succession de turbidites de faible densité. Localité : Km 2.15, route Páramos de Navas-Santiago.

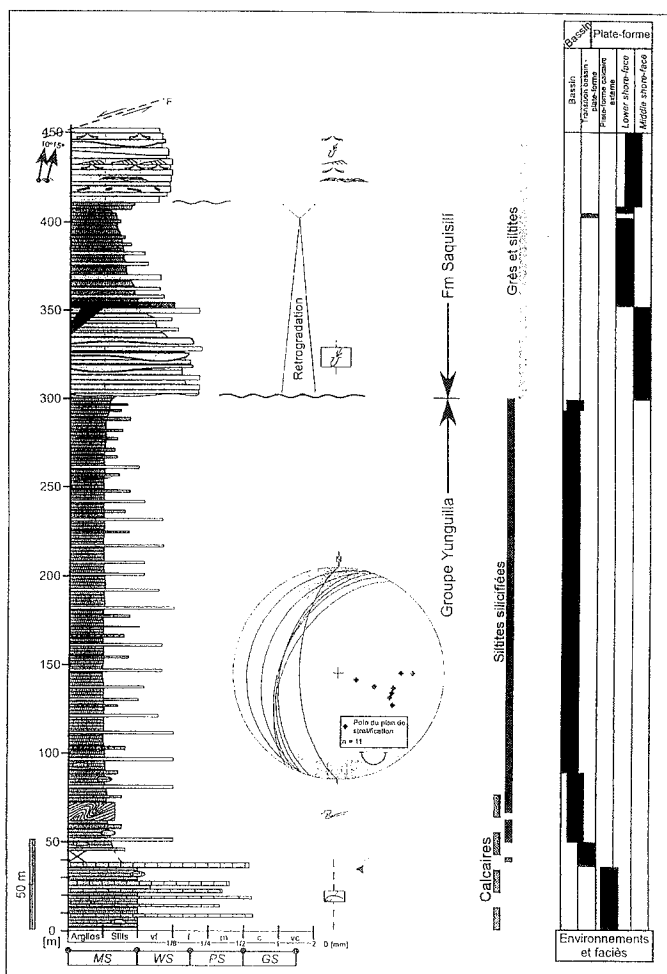


FIG. 2-22- Colonne lithologique, données structurales et interprétation sédimentologique du Groupe Yunguilla et de la Fm. Saquisilí. Localité: Cerro Culebrillas [739, 9811], 1,5 Km au NE du Lac Celindro, au nord du Páramos de Navas, route Sicalpa-Santiago

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Faucher *et al.* (1971) ont montré que la Fm Yunguilla est surmontée par des grès et conglomérats, à grains et galets de quartz et chert, d'âge Paléocène. McCourt *et al.* (1998) ont attribué les cherts noirs de la partie centrale de la coupe Riobamba-Guaranda à la Fm. Yunguilla ou aux formations Apagua et Gallo Rumi, tandis que les grès et conglomérats de la zone orientale ont été attribués aux formations Apagua et Gallo Rumi. Dans cette zone, la base du Groupe Yunguilla n'a jamais été observée. Par contre, son sommet est visible localement, au Cerro Culebrillas (Figs. 2.6 & 2.14), où une section épaisse et déformée de la partie supérieure du Groupe Yunguilla est surmontée directement par des sédiments gréseux attribués à la Fm. Saquisilí (Fig. 2.22). Dans la zone de faille de Pallatanga, les sédiments du Groupe Yunguilla affleurent à proximité de la rivière Pangor (Fig. 2.14), surtout dans la partie ouest où ils sont associés aux basaltes très fracturés, déformés et altérés du Plateau San Juan-Multitud. Néanmoins, à cause de leur déformation, ils ont parfois été confondus avec les sédiments de la Fm. Saquisilí (Mccourt *et al.*, 1998). À l'Est, le Groupe Yunguilla est surmonté en discordance par les roches volcaniques et volcani-clastiques miocènes du Groupe Zumbagua (Mccourt *et al.*, 1997), alors qu'à l'Ouest ils sont en contact faillé avec les unités du Crétacé-Paléogène. Tenant compte de l'épaisseur de 2000 m minimum des sections types du nord de Quito définies par Thalmann (1946), on peut considérer que, dans les régions centre et sud de la COE, cette formation atteint une épaisseur minimale de 2000 m, ce qui est en accord avec McCourt *et al.* (1997) et Jaillard *et al.* (2004).

Faune : sur la route San-Juan Guaranda, Hiltermann et Koch (in : Kehrer *et al.*, 1969) ont déterminé une faune marine riche en foraminifères d'âge Campanien-Maastrichtien. Ces foraminifères sont : *Lotostoma explicatum* (Cushman & Hedberg), *Globotruncana sp.* (*cf. paraventricosa* Hofker, *cf. bulloides* Vogler), *Gyroidina globosa* (Hagenow, Cushman & Hedberg), *G. cf. reussi* (Said & Kenawy), *Alabima sp.* (*cf. solnasensis* Brotzen?), *Osangularia cf. lens* (Brotzen), et *O. cf. cordierana* (d'Orbigny). Le long de la coupe de Riobamba-Guaranda, Faucher *et al.* (1971) mentionnent des foraminifères, ostracodes, bivalves, oursins et bryozoaires. Ils signalent une association de foraminifères du Maastrichtien, parmi lesquels : *Bathysiphon sp.*, *Bolivina sp.*, *Cristellaria sp.*, *Dorothia sp.*, *Marssonella sp.*, *Globigerina sp.*, *Globotruncana gr. linnei*, *Güembelina sp.*, *Lenticulina sp.*, *Palmula sp.*, *Siphogenerinoides cf. ewaldi* et *Textularia sp.* McCourt *et al.* (1997) ont déterminé un âge Maastrichtien inférieur-moyen en se basant sur les déterminations de foraminifères de Thalmann (1946), Savoyat *et al.* (in : Bristow et Hoffstetter, 1977), ainsi que sur des déterminations de Wilkinson (1996) : *Heterohelix sp.*, *Güembelina ? globulosa*, *Rugoglobigerina aff. rotundata*, *R. aff. rugosa* et *Globigerinelloides aff. prairiehillensis*.

Nous avons trouvé des macro- et micro-faunes le long des routes San Juan-Guaranda, Sicalpa-Santiago, et Sicalpa-Pallatanga. Quelques microphotographies de microfossiles présents dans les sédiments argileux et calcaires du Groupe Yunguilla sont présentées sur la Fig. 2.24 Dans les Páramos de Huangupud (Fig. 2.7, échantillons 99.G.74 & 99.G.75) on a trouvé des ammonites, déterminées par P. Bengtson (Heidelberg) comme : un *Exiteloceras sp.* (Campanien) ou *Glyptoxoceras sp.* (Santonien-Maastrichtien), et un *Phylloceras (Neophylloceras) sp.* (Fig. 2.23). Ce dernier est comparable à *P. (N.) surya* de la Fm. Cenizo (Maastrichtien inférieur) du Nord du Pérou (Jaillard *et al.*, 2004). L'ensemble de ces ammonites indique le Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur. Des inocerames, très abîmés à cause de la tectonique, n'ont pu être déterminés. Dans les carrières du Calcaire San Juan (membre du Gp Yunguilla), à la Loma Tililag (Figs. 2.6 & 2.14), 6 Km à l'Ouest de San Juan, Ordóñez *et al.* (2000a) ont déterminé (échant. 98.G.15) le foraminifère planctonique *Pseudogüembelina excolata* (Campanien sup.-Maastrichtien), associé aux foraminifères benthiques : *Bolivina sp.*, *Bulimina sp.*, *B. aff. petroleana*, *Cibicides subcarinatus* (Cénomaniens-Maastrichtien), *Dentalina sp.*, *Gyroidina aff. globosa*, *Nodosarella aff. gracilissima*, *Rzehakina epigona* (Campanien sup.-Maastrichtien), et les palynomorphes *Araucariacites australis* (Aptien-Maastrichtien), *Deltoidospora sp.*, *Poveotriteles sp.* (Fig. 2.23). Dans la partie orientale de la section Santiago-Sicalpa (Páramos de Navas, Fig. 2.6), Ordóñez *et al.* (2002) ont déterminé (échant. 99.G.68-79) les foraminifères benthiques suivants : *Haplophragmoides sp.*, *Hormosina sp.*, *H. ovulum* (Santonien-Éocène inf.), *Kalamopsis grzybowskii* (Crétacé sup.-Éocène), *Saccammina sp.*, et des fragments de nodosariacés et de mâchoire d'annélide. La présence des foraminifères *Pseudogüembelina excolata* et *Rzehakina epigona*, du Campanien supérieur-Maastrichtien, assure un âge minimal Campanien supérieur pour ces sédiments marins.

Concernant les bioturbations, dans la carrière du Calcaire San Juan et dans quelques niveaux argileux et marneux, on a identifié deux ichnogènes déformés : *Thalassinoides isp.* et principalement *Skolithos isp.*, avec un diamètre moyen du tube causatif de ~ 8 - 10 mm. Ces bioturbations, de l'ichnofaciès *Skolithos*, indiquent un environnement peu profond.

Âge : dans la partie orientale de la zone de Riobamba-Guaranda, où ils sont associés aux basaltes du Plateau San Juan-Multitud, les sédiments du Groupe Yunguilla sont d'âge Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur. Selon Wilkinson (in : McCourt *et al.*, 1997), ils n'atteignent pas le Tertiaire.

Faciès sédimentaires, organisation et environnement de dépôt : à cause d'affleurements discontinus, les sédiments du Groupe Yunguilla affleurent entre Shobol et San Juan,

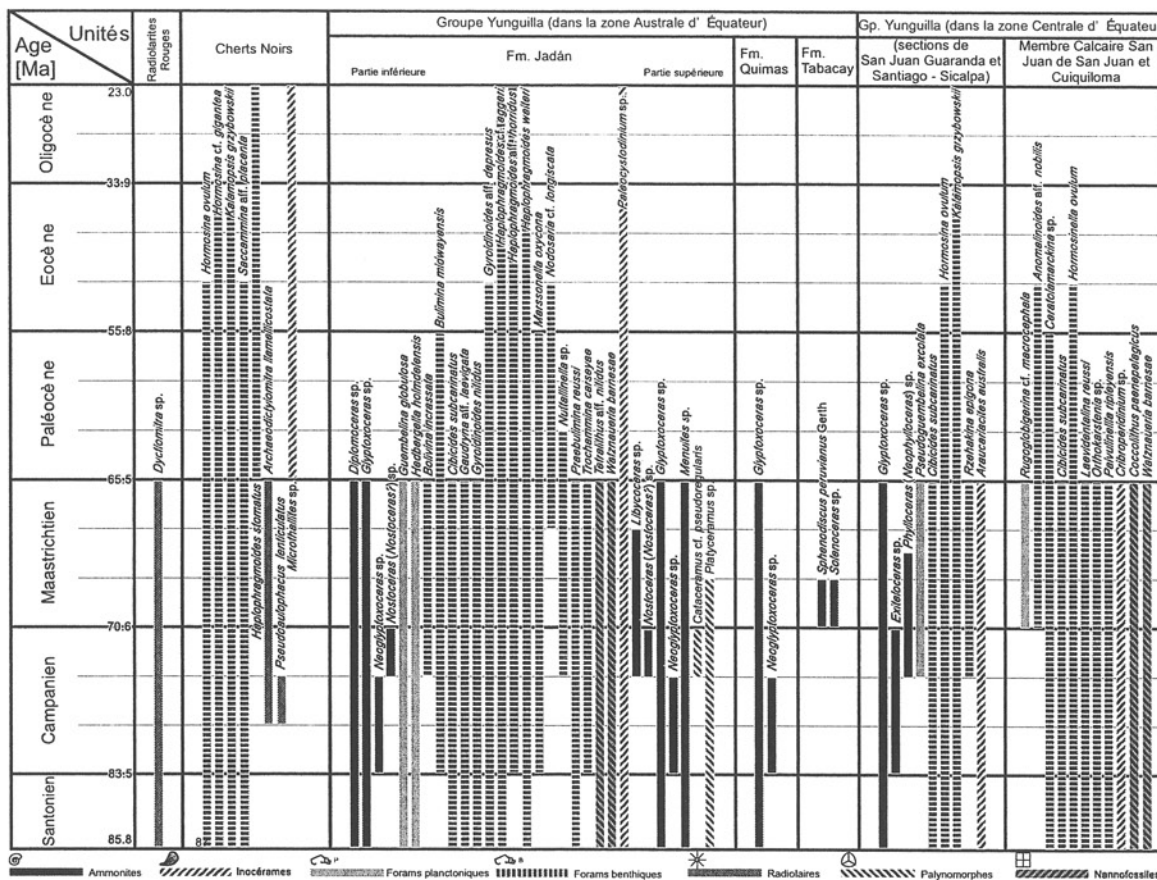


FIG. 2-23- Fossiles diagnostiques des unités Radiolarites Rouges, Cherts Noirs et du Groupe Yunguilla, du Campanien-Maastrichtien, de la COE.

Échelle numérique de temps géologique d'après Gradstein & al., (2004 in : IUGS, 2004).

et Páramos de Navas et Pangor ne montrent pas une organisation nette. La même situation prévaut pour la partie centrale de la coupe, aux alentours de Gallo Rumi et de la Quebrada Pungul, à cause des nombreuses failles. Les sédiments argileux et silteux laminés, ainsi que les grès très fins montrent des faciès de turbidites distales de basse densité (membres Tba, Tbc, Tbd, Tbe) ; cependant, des morphologies de lobules turbiditiques ne sont pas repérables à cause des failles. À en juger par ces faciès, la granulométrie et le contenu en microfossiles, on peut affirmer qu'il s'agit de sédiments clastiques fins de bassin marin. Par contre, les calcarénites bioclastiques des carrières de San Juan et Shobol montrent des caractères de turbidites, peu bioturbées au sommet des bancs, riches en restes de bioclastes, et généralement sans structure interne. Il s'agit de séquences calciturbiditiques de haute énergie de transport, provenant d'une seule source principalement calcaire et un peu clastique, déposées sur une plate-forme externe ou sa bordure.

Corrélations : la nature lithologique, le contenu faunistique et l'âge des sédiments clastiques fins laminés du Groupe Yunguilla des parties orientales des coupes Sicalpa-Santiago et San Juan-Guaranda, les rapprochent de la partie supérieure de la Fm. Jadán de la zone Australe, voire de la partie inférieure de la Fm. Tabacay.

Géochimie : malgré l'absence de données de géochimie organique, la richesse en matière organique, le contenu en microfaune, les structures sédimentaires de basse énergie et l'odeur de SH₂ (g) en cassant les échantillons marnes-calcaires, conduisent à accorder aux sédiments du Groupe Yunguilla un potentiel de génération d'huile et de réservoir de fluides. Ce potentiel devrait faire l'objet d'une évaluation.

Gisement : les calcaires des carrières de San Juan (Loma Tililag) et Shobol (Fig. 2. 6) sont exploités industriellement pour la fabrication du ciment, et artisanalement pour préparer de la chaux.

Structure et déformation : les sédiments du Groupe Yunguilla et les Cherts Noirs océaniques de la zone comprise entre San Juan et Huangupud-Pangor, sont déformés par des plis fermés à isoclinaux, localement associés à une schistosité de plan axial. Les plis affectant le Groupe Yunguilla (Fig. 2. 25) ont des directions N50° (NE-SO) et N140° (NO-SE), très obliques par rapport aux structures régionales N-S et NNE-SSO, qui déforment aussi ces sédiments (Jaillard, X 2002, IRD-PPR). Localement, au Cerro Culebrilla (Fig. 2.6 & 2.22), les sédiments présentent un plan de stratification (So) de ~N18°E, 40°NO.

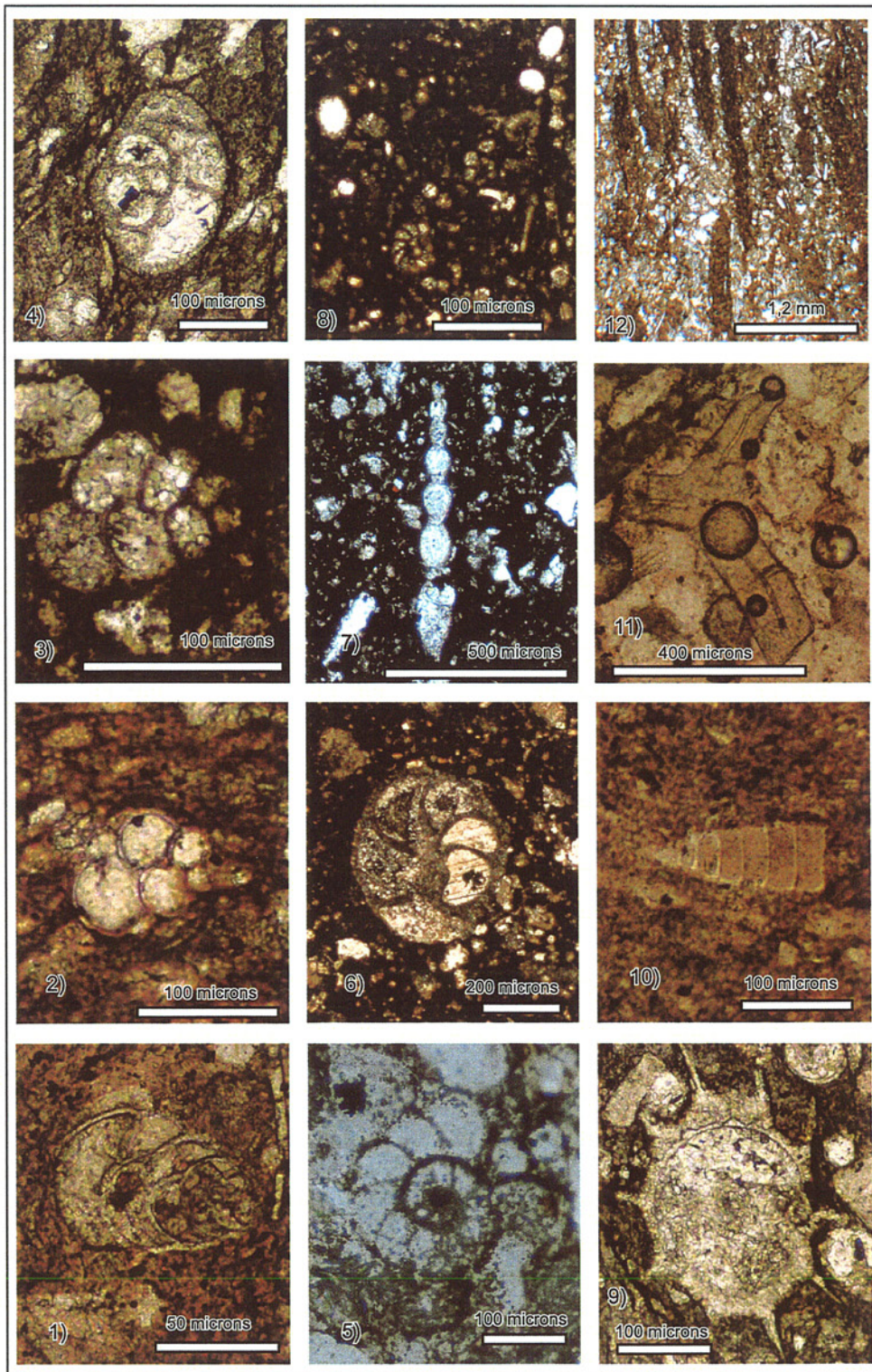
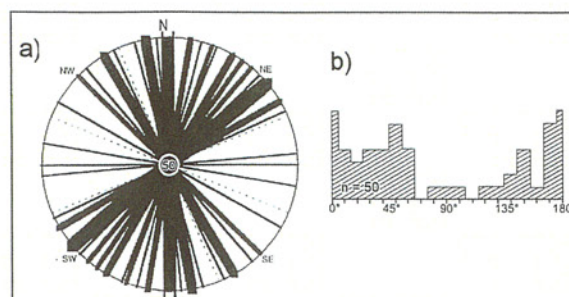


FIG. 2-24- Microphotographies de microfossiles présents dans les sédiments argileux et calcaires du Groupe Yunguilla.

1. Foraminifères bisérié;
 2 & 3. *Heterohelix* sp.;
 4. *Nezzazata* sp.;
 5. micro-foraminifère;
 6. trocospiralé;
 7. nodosariacé;
 8. micro-foraminifère et quelques radiolaires globulaires. Radiolaires :
 9. *Pseudoaulophacus* sp.;
 10. *Dietymitra* sp.
 11. échinoderme triaxone;
 12. bioturbation du type micro *Chondrites* isp.
 Presque tous les échantillons présentent une bonne richesse en matière organique (MO) et une matrice micritique argileuse.
 Localités: partie orientale des routes San Juan-Gallo Rumi-Guaranda, et Sicalpa-Páramos de Navas-Santiago. LNPA.

FIG. 2-25- Diagrammes des azimuts des couches mesurés dans les affleurements du Groupe Yunguilla, zone de San Juan-Huangupud, route San Juan-Guaranda, centre Sud de la COE, Équateur

a) diagramme circulaire ; b) histogramme. n = 50 données. (D'après Jaillard, 2002).



A. Les cônes turbiditiques des calcarénites de San Juan et Cuiquiloma : le Membre Calcaire San Juan

Histoire/travaux antérieurs : la première étude des calcaires de San Juan a été effectuée par Thalmann (1943). Plus tard, Thalmann (1946) a placé le Calcaire San Juan dans la Fm. Yunguilla, tandis que Tschopp (1948) considérait les formations San Juan et Yunguilla comme équivalentes mais distinctes. Dozy (in : Bristow et Hoffstetter, 1977) attribua de façon erronée les conglomérats Cayo Rumi (Gallo Rumi) à la partie inférieure de la Fm. San Juan.

Localité-type et extension : les affleurements de calcarénites San Juan sont localisés 4 Km à l'ouest du village de San Juan (route Riobamba-San Juan-Guaranda, Figs. 2.6 & 2.14), dans la carrière de Shobol (route San Juan-V. Chimborazo), et dans les carrières de Huayraloma et Cuiquiloma (route Gallo Rumi-Ganquis-V. Chimborazo, Fig. 2.14). Des affleurements restreints de calcaires recristallisés existent au contact de la grande faille de la Quebrada Ganquis (ouest du village Gallo Rumi, route San Juan-Guaranda), qui limite les plateaux Guaranda (ouest) et San Juan-Multitud (est), et aussi au Cerro Culebrilla (route Sicalpa-Navas-Santiago). Ces calcarénites affleurent aussi vers l'ouest de Pangor, sur la route Páramos de Navas-Pallatanga.

Lithologie : selon Bristow et Hoffstetter (1977) les sédiments San Juan sont composés de tufs, d'argiles laminées silicifiées, de calcaires gris et brun foncé, de grauweekes et de conglomérats. Néanmoins, on peut voir sur le terrain qu'il s'agit principalement de calcarénites. Lozada (1998) a décrit les calcaires de Cuiquiloma et de Huayraloma comme principalement composés de fragments de fossiles, d'ooides et de pellets, et aussi d'intraclastes calcaires, de fragments lithiques (ardoises, cherts et grès quartzeux), dans une matrice calcaire et ciment de calcite. Dans les carrières de San Juan (est) et de Huayraloma et Cuiquiloma (ouest), le Calcaire San Juan, composé essentiellement de débris biogéniques, admet des intercalations d'argilites et cherts laminés. En revanche, les conglomérats, grès quartzeux et grauweekes sont absents. Les calcarénites sont principalement des grainstones (GS) et quelques packstones (PS) et wackestones (WS) gris, généralement massifs, peu laminés, et peu bioturbés (Fig. 2.26). Ils sont riches en restes de bivalves brisés de taille moyenne \approx 400-600 microns (Fig. 2.27), et quelques fragments d'éponges (spicules), bryozoaires, coraux, gastéropodes, algues, foraminifères, arthropodes et oursins (radioles). La matrice parfois argileuse micritique est partiellement recristallisée (en sparite et/ou dolomite). On observe des recristallisations en calcédoine à proximité des failles. Les argiles laminées contiennent généralement une faune de foraminifères. L'épaisseur des bancs est comprise entre 5 et 25 cm, plus souvent entre 10 et 15 cm. Les sédiments intercalés entre les calcarénites sont des lits centimétriques d'argiles calcaires riches en foraminifères, laminées, noires à grises, riches en matière organique, et parfois bioturbées.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : sur le terrain, les contacts stratigraphiques sont obscurcis par les nombreuses failles. On considère néanmoins que le Calcaire San Juan fait partie du Groupe Yunguilla, et que, à cause de son extension géographique limitée à la région de Shobol-San Juan-Ganquis, il ne peut pas être considéré comme une formation sédimentaire, mais éventuellement comme un membre, ce que nous proposons. Lozada (1998) a déterminé des épaisseurs de calcaires variables selon les endroits : entre 20 et 75 m à Cuiquiloma, et entre 28 et 54 m à Huayraloma.

Faune : le membre Calcaire San Juan contient principalement des restes de bivalves, mais on y observe aussi des restes d'oursins, gastéropodes, bryozoaires, coraux, ostracodes, des spicules tetraxones d'éponges, des calcisphères, des arthropodes, des radiolaires, des algues rouges et dacycladacées, et des foraminifères benthiques et planctoniques (uni- et bi-sériés) (Fig. 2.27). Parmi ceux-ci, Thalmann (1943) et Savoyat et al. (1970, in : Bristow & Hoffstetter, 1977) ont identifié : *Siphogeneroides* cf. *ewaldi* (Karst), *Bathysiphon* sp., *Güembelina* sp., *Bolivina* sp., *Textularia* sp., *Globigerina* sp., *Dorothia* sp., *Palmula* sp., *Glotruncana* gr. *linnei*, *Marssonella* sp., *Lenticulina* sp., et *Cristellaria* sp. Ordóñez et al. (X 2004) ont identifié dans les échantillons de Cuiquiloma les foraminifères benthiques (Fig. 2.22) *Anomalinoïdes* aff. *nobilis* (Maastrichtien-Eocène inférieur), *Bathysiphon* sp., *Bathysiphon* aff. *alexanderi*, *Bulimina* sp., *Ceratolamarekina* sp. (Albien-Paléocène), *Cibicides* sp., *Cibicides subcarinatus* (Crétacé supérieur), *Haplophragmoides* sp., *Hormosinella* sp., *Hormosinella ovulum* (Santonien-Eocène inférieur), *Laevidentalina* sp., *Laevidentalina reussi* (Santonien-Maastrichtien), *Orthokarstenia* sp. (Turonien-Maastrichtien), *Quadrimorphina* sp., *Palvulinella ripleysensis* (Crétacé supérieur), *Praebulimina* sp., (Jurassique moyen-Maastrichtien), *Pseudonosaria* sp., des litoalacés et des nodosaridés, et des foraminifères planctoniques : *Rugoglobigerina* cf. *macrocephala* (Maastrichtien). On observe aussi les palynomorphes *Cribroperidinium* sp.? (Crétacé), *Hystrichosphaeridium* sp., *Verrucatus* sp. des nanofossiles calcaires *Coccolithus paenepelagicus* (Néocomien-Maastrichtien), *Cyclolithus* sp., *Watznaueria barnesae* (Néocomien-Maastrichtien), des mâchoires d'annélides, des spores de champignons et trilètes et des restes charbonneux (Ordóñez et al., X 2004, Annexe III). Dans les échantillons des mines de Cuiquiloma, et surtout de la carrière de San Juan (Figs. 2.6 & 2.14), les restes de bivalves brisés ont des longueurs maximales moyennes de 775 microns et une relation longueur/largeur comprise entre 8/1 et 3/1. Les tests de bryozoaires ont jusqu'à 650 microns de longueur moyenne (Fig. 2.26).

Âge : l'ensemble des foraminifères indique un âge Maastrichtien (Bristow et Hoffstetter, 1977). Les résultats micropaléontologiques des échantillons du Calcaire

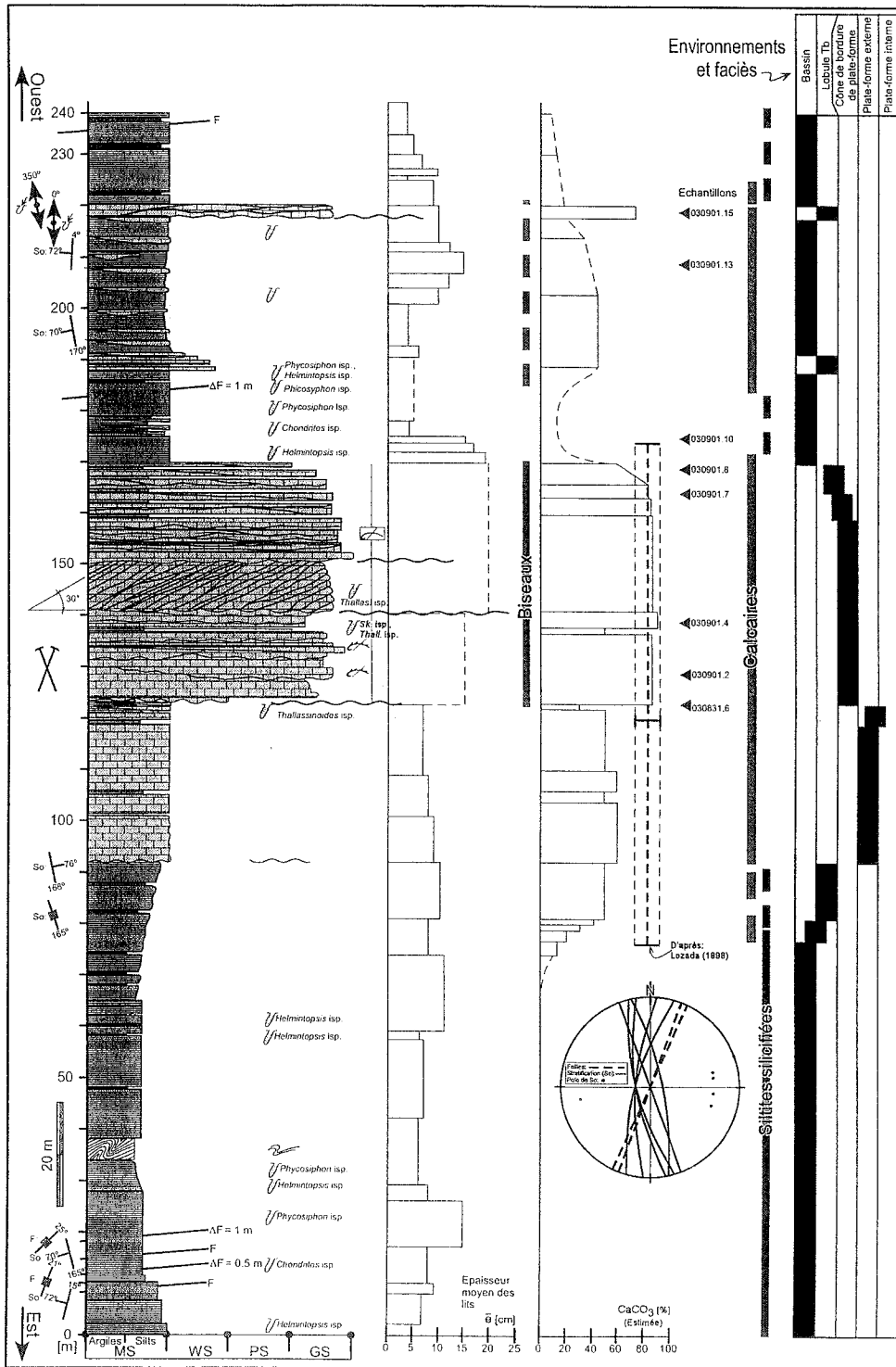


FIG. 2-26- Coupe sédimentologique du Calcaire San Juan dans la Carrière de Cuiquiloma, commune de Ganquis, 12 Km SSO du volcan Chimborazo.

FIG. 2-27- Microfossiles des calcarénites turbiditiques à bivalves brisés du Calcaire San Juan.

1, fragment de brachiopode ponctué ; 2, fragment d'arthropode ; 3, exemplaire de *Lenticulina* sp. ; 4, fragment de spicule d'échinoderme ; 5 radiole d'oursin ; 6, exemplaire de nodosariide ; 7 & 8, détail des calciturbidites riches en bivalves brisés. Presque tous les échantillons présentent une texture calcarénitique grossière (faciès PS et GS, comme 7 & 8) et une matrice micritique argileuse. LPNA. Localités: carrière de San Juan (Km 6.5, route San Juan-Gallo Rumi-Guaranda) et carrière de Cuiquiloma (Km 8.55, route rivière Tililag-Ganquis-Chimborazo).

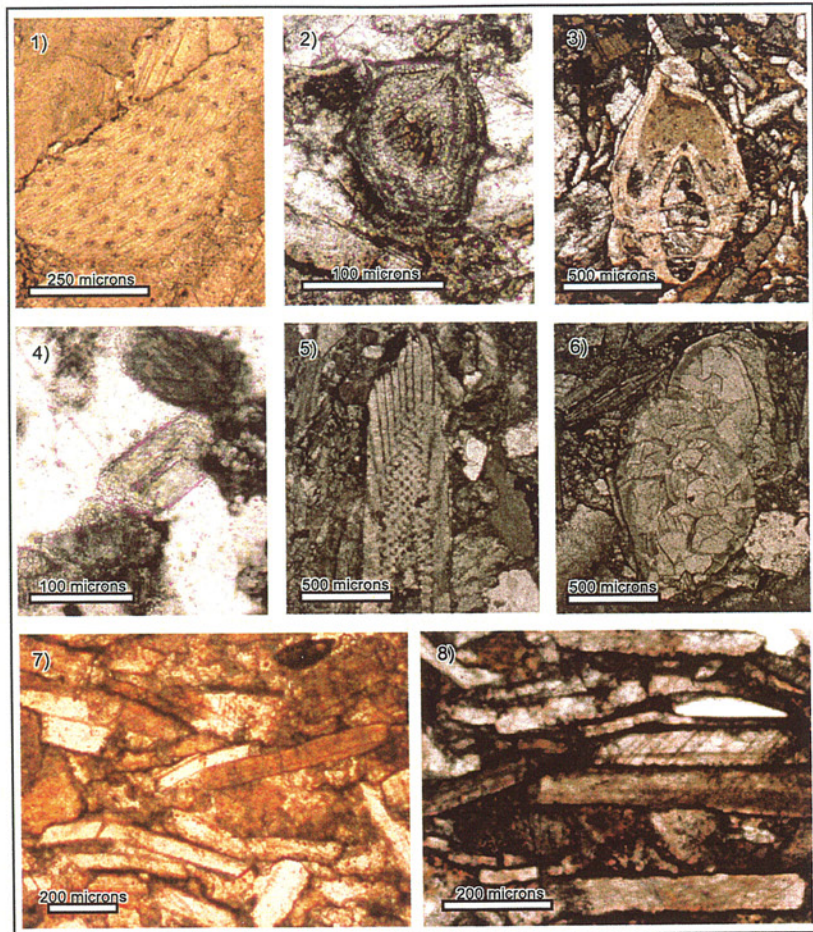


FIG. 2-28- Affleurement du Calcaire San Juan, carrière de Cuiquiloma, route Gallo Rumi-Ganquis-Volcan Chimborazo.

a) cône sous-marin de calcarénites ; b) lobule turbiditique de calcarénites entre des cherts (cf. 220 m, Fig. 2.26).

FIG. 2-29- Affleurement de sédiments fins silicifiés de la Fm. Tabacay.

a) coupe sédimentologique ; b) détail de l'affleurement.

Localité : Km 5.4, route San Juan de Pichincha-Chiriboga, SO de Quito.

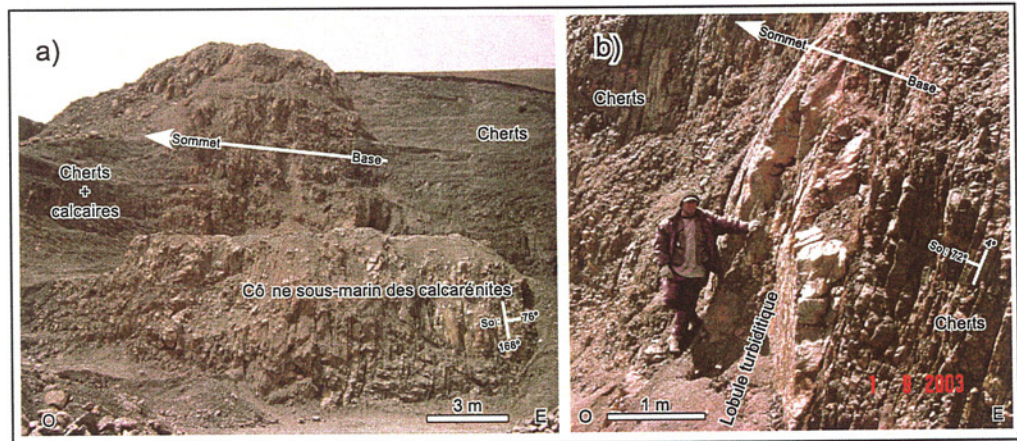


FIG. 2-28

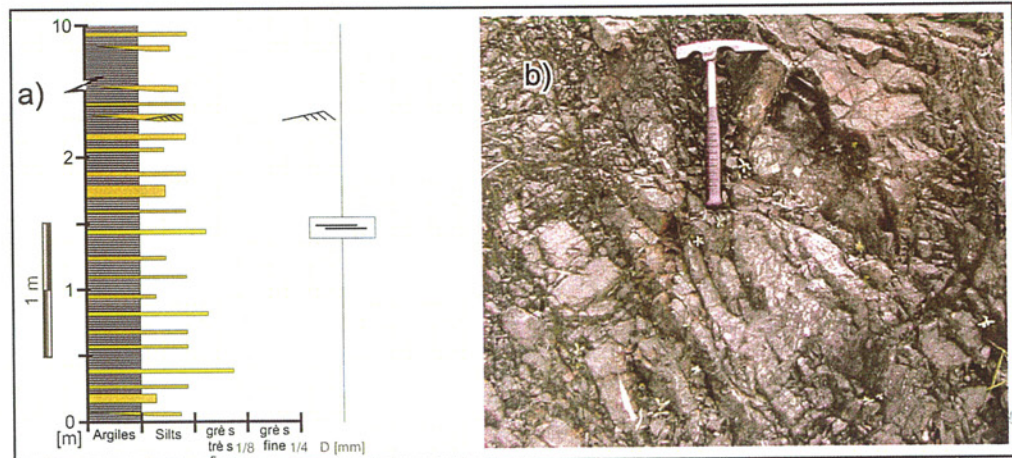


FIG. 2-29

San Juan de Cuiquiloma donnent un âge Santonien–Maastrichtien. Si l'on considère ces résultats et l'ensemble des données biostratigraphiques du Groupe Yunguilla, l'âge du Calcaire San Juan du Groupe Yunguilla serait Campanien supérieur–Maastrichtien inférieur (Fig. 2.23).

Faciès sédimentaires et environnements de dépôt : à en juger par la lithologie, les structures et faciès sédimentaires, et le contenu fossile, les sédiments siliciclastiques fins et les calcaires turbiditiques du membre Calcaire San Juan appartiennent respectivement aux environnements de bassin et de plate-forme externe ou à sa bordure. Dans la carrière de Cuiquiloma (Fig. 2.14), les premiers sédiments, qui forment les parties inférieure et supérieure de l'affleurement (Fig. 2.26), sont des silts finement laminés, silicifiés, bioturbés avec des ichnogenres peu variés, et contiennent peu d'intercalations argileuses noires laminées. En revanche, les calcarénites, peu bioturbées, sauf au sommet des bancs, généralement sans structure interne, sont riches en restes de coquilles brisées, associées à une grande énergie de transport qui caractérise les dépôts turbiditiques. Ces calcarénites remanient des organismes de plate-forme calcaire externe (Fig. 2.27), plus précisément de la bordure de la plate-forme, voire du talus supérieur. Ce mécanisme de transport des calcarénites est fréquent quand se produit une déstabilisation des dépôts de bordure du bassin, en particulier des plate-formes calcaires. Il donne lieu au dépôt de grands volumes de calcaires et de calciturbidites et induit une relocalisation du dépôt-centre (Haughton, 2001). Ces calcarénites chenalisées présentent les caractéristiques de chenaux turbiditiques composés et amalgamés, selon la classification proposée par Moraes *et al.* (2003) ; elles sont surmontées par de minces calcarénites turbiditiques interlobulaires (180, 220 m, Figs. 2.26 & 2.28). Concernant les ichnogenres identifiés dans l'affleurement de Cuiquiloma (Fig. 2.26), les roches silteuses silicifiées, bien laminées, présentent des traces dispersées et peu variées, de *Helminopsis isp.*, *Phycosiphon isp.* et *Chondrites isp.*, au-dessous et au-dessus du grand cône des calcarénites et des calcaires de plate-forme. Ces ichnogenres appartiennent aux ichnofaciès marins, dans des sédiments fins, distaux et relativement profonds, de *Cruziana* et *Zoophycus* (Buatois *et al.*, 2002), caractéristiques d'environnements dysaérobiques à anoxiques, de basse énergie. Les *Chondrites isp.*, qui sont des traces d'alimentation, sont généralement les premiers à coloniser les successions d'argiles noires laminées (Bromley et Ekdale, 1984). Par contre, les faciès de calcarénites composant le cône de plate-forme et la bordure (cf. 124–164 m, Fig. 2.26), contiennent une faible diversité de traces fossiles, parmi lesquelles *Thalassinoides isp.* et *Skolithos isp.* Ces derniers appartiennent aux ichnofaciès *Skolithos* et *Zoophycus*, de milieux marins à littoraux détritiques, de profondeur généralement faible à modérée (Buatois *et al.*, 2002), caractéristiques d'environnements dysaérobiques à oxygénés, d'énergie moyenne à forte.

En milieu marin, au fur et à mesure que la concentration d'oxygène diminue avec la profondeur, on observe la disparition progressive de certains ichnogenres (Savrda et Bottjer, 1986), d'abord les *Thalassinoides* et *Planolites* de faible profondeur, puis les *Zoophycus* et finalement les *Chondrites* (Doyle et Bennett, 1998).

Stratigraphie séquentielle : le membre Calcaire San Juan à Cuiquiloma, montre nettement une partie inférieure silteuse fine, siliceuse, bien laminée et bioturbée (cf. 0-65 m, faciès aggradants de bassin), qui passe à des faciès progradants (cf. 65-92 m, avec un changement de faciès de bassin à faciès de lobule turbiditique), en devenant progressivement plus calcaire et moins profond vers le sommet (Fig. 2.26). Ces sédiments fins sont surmontés, en discordance érosive, par les faciès calcaires boueux (faciès de MS de Dunham, 1962) et aggradants de plate-forme externe (cf. 92-124 m). Ces sédiments calcaires sont à leur tour surmontés, avec une forte discordance érosive, par des cônes turbiditiques de plate-forme externe, principalement composés de faciès GS peu bioturbés, et des calcarénites riches en bioclastes brisés du Calcaire San Juan. Ces sédiments montrent une tendance générale retrogradante d'ordre mineur et progradante d'ordre majeur, qui au sommet devient nettement retrogradante (cf. 123-170 m) voire transgressive. Enfin, ces cônes turbiditiques sont recouverts par des sédiments principalement siliceux (de bassin) et parfois calcaires (faciès de MS, WS et GS) de lobules turbiditiques, bioturbés, à tendance aggradante (cf. 170-240 m). À un ordre supérieur, ces groupes de sédiments montrent deux grandes séquences, ou tendances, stratigraphiques, séparées par une limite de séquence érosive (cf. 124 m). La première séquence, montre une nette tendance progradante, voire régressive (cf. 0-124 m), et recèle une évolution depuis des faciès fins siliceux de bassin vers des faciès de lobule et cône turbiditique et finalement de plate-forme calcaire externe (MS). La deuxième séquence, montre une tendance rétrogradante, voire transgressive (cf. 124-240 m), et un changement de faciès depuis des calcaires de plate-forme interne et externe vers des faciès calcaires de cône turbiditique de plate-forme, puis de lobules turbiditiques et finalement siliceux fins de bassin. Cette succession d'une séquence inférieure régressive surmontée par une séquence supérieure transgressive peut s'interpréter de deux manières différentes : la première invoque une baisse importante du niveau eustatique qui provoquerait un changement notable des paléo-profondeurs ; la deuxième considère un régime tectonique compressif qui provoquerait un important soulèvement tectonique. Dans les deux cas, on peut provoquer les changements de faciès sédimentaires enregistrés et la discontinuité sédimentaire érosive (cf. 124 m), qui sépare les deux séquences. Finalement, il est difficile de préciser quel mécanisme fut à l'origine de l'organisation séquentielle de ces sédiments (A. Arnaud-Vanneau, comm. pers.). Les sédiments siliciclastiques fins et les calcaires turbiditiques du membre Calcaire San

Juan appartiennent respectivement aux environnements de bassin et de plate-forme externe (ou sa bordure). Dans la carrière de Cuiquiloma (Fig. 2.14), les sédiments de base qui forment les parties inférieure et supérieure de l'affleurement (Fig. 2.26), sont des silts finement laminés, silicifiés, bioturbés avec des ichnogènes peu variés, et contiennent peu d'intercalations argileuses noires laminées. En revanche, les calcarénites, peu bioturbées du sommet des bancs, généralement sans structure interne, sont riches en restes de coquilles brisées, qui soulignent la grande énergie de transport des dépôts turbiditiques. Ces calcarénites remanient des organismes vivant au niveau de la plate-forme calcaire, plutôt vers sa bordure, voire du talus supérieur.

Paléocourants : selon l'orientation des axes des chenaux, mesurés dans une des calciturbidites d'interlobule et un des lobules turbiditiques de l'affleurement de Cuiquiloma (Figs. 2.26 & 2.28, cf. 210-220 m), l'alimentation en débris calcaires s'est effectuée selon une direction N-S (N0° et N350°).

Corrélations : Thalmann (1944) a souligné que les dépôts de San Juan ressemblaient à ceux de la Fm. Guayaquil. Cette dernière est datée du Maastrichtien supérieur-Paléocène supérieur basal (Jaillard *et al.*, 1995) et recouvre donc un intervalle de temps plus long.

Géochimie : bien que, pour le moment, l'on ne dispose pas d'analyses de chimie organique, le contenu en microfaune, la porosité primaire des calcarénites et la forte odeur de SH₂ (g) en cassure fraîche, confèrent au membre Calcaire San Juan du Groupe Yunguilla la qualité de réservoir potentiel d'huile.

Gisement : les calcaires de la carrière de San Juan sont exploités industriellement pour la fabrication du ciment. Artisanalement ils servent à préparer de la chaux. Pour évaluer les gisements des calcaires des affleurements de Cuiquiloma et de Huayraloma, Lozada (1998) a déterminé les valeurs minimales et maximales de quelques composantes. Ainsi, pour Cuiquiloma elle a mesuré (Fig. 2.26) des concentrations de CaO entre 40.3 et 49.3%, de MgO entre 0.8 et 6.2%, de SiO₂ (associé au remplissage secondaire de fissures) entre 6.8 et 20%, de SO₃ entre 0.8 et 1.9%, et de P₂O₅ entre 0 et 0.03%.

Structure et déformation : les sédiments calciturbiditiques du membre Calcaire San Juan du Groupe Yunguilla dans la mine de San Juan sont déformés par des plis serrés à isoclinaux (Fig. 2.20). Dans la mine de Cuiquiloma (Figs. 2.26 & 2.28), ils présentent un plan de stratification (So) en position presque verticale de ~N175°E, 70°O. Ces caractéristiques de plissement, à en juger par leur orientation et intensité, sont interprétés comme possiblement associés à la déformation Andine néogène (post-Miocène).

5. 3. 3. Le Groupe Yunguilla au Sud-ouest de Quito

Histoire travaux antérieurs : dans la zone Nord de la COE, le Groupe Yunguilla présente quelques affleurements répartis entre la route Salinas-Lita au Nord (NO d'Ibarra) et sur l'ancienne route Quito-Santo Domingo [7617, 99675]. Thalmann (1946) fut le premier à désigner comme Yunguilla les affleurements des alentours de Nono, au NO de Quito. Puis, Faucher *et al.* (1970) ont levé 2 coupes, dans la Quebrada Alambihuaycu et 2 autres à 3 Km à l'ouest de Nono.

Localité-type et extension : l'affleurement étudié se trouve au sud-ouest de Quito, au Km 5.4 de l'ancienne route San Juan-Chiriboga-La Union del Toachi-Santo Domingo. Cet affleurement correspond en fait à la Fm. Tabacay du Groupe Yunguilla.

Lithologie : la Fm. Tabacay à San Juan (SO de Quito) est composée d'une succession bien stratifiée d'argilites et siltites silicifiées, noires à grises, en bancs d'épaisseur comprise entre 1 et 5 cm, avec de rares intercalations de bancs minces d'arénites très fines. On n'observe pas traces de bancs ou de nodules calcaires.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : dans la zone de San Juan (de Pichincha) la base et le sommet de Yunguilla ne sont pas observés : ces sédiments sont en contact faillé avec des roches ultrabasiques déformées et métamorphisées, attribuées au Plateau Guaranda. On ne connaît pas l'épaisseur approximative de la Fm. Tabacay : à titre indicatif, on peut citer que dans la localité-type définie par Thalmann (1946) dans le bassin de Cuenca (Sud d'Équateur), les sédiments Yunguilla attendraient 2000 m d'épaisseur, tandis que dans la zone de Nono il n'y en aurait que 950 m (Savoyat *et al.*, 1970).

Faune et âge : aux alentours de Nono, Faucher *et al.* (1970, *in* : Bristow et Hoffstetter, 1977) rapportent une association de foraminifères qui donnent un âge Danien. Cependant, Wilkinson (*in* : Boland *et al.*, 2000) affirme que l'âge de la Fm Yunguilla (s.s. Fm. Tabacay) ne serait pas plus jeune que Maastrichtien. Les foraminifères identifiés dans les affleurements du nord de Quito sont : *Bolivinoïdes decoratus*, *Osangularia "cordieriana"* et *Globigerigerinelloïdes volutus* (Wilkinson, 1998 abc), qui confirment un âge Crétacé supérieur pour la Fm Yunguilla, son dépôt ayant pu commencer au Campanien supérieur (Boland *et al.*, 2000).

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : d'après le haut degré de silicification des sédiments de la Fm. Tabacay à San Juan, on peut supposer qu'ils résultent d'une sédimentation à la fois (1) autochtone fine, de basse énergie, volcanique distale (qui donne la matière pour la silicification ou «chertification»), et (2) allochtone turbiditique de basse densité (membres Tbc, Tbd, Tbe), à alimentation cristalline et volcanique, de cône sous-marin de bassin (Fig. 2.29).

Corrélations : les caractéristiques lithologiques et sédimentaires des sédiments du Groupe Yunguilla à San Juan (de Pichincha) permettent de corréler cette unité avec la Fm. Tabacay du bassin de Cuenca au Nord d'Azogues.

6. LES SÉRIES PALÉOGÈNES

Dans ce paragraphe, on décrira de façon détaillée les unités stratigraphiques paléogènes de la Cordillère Occidentale d'Équateur (COE). Ces unités sédimentaires se sont déposées dans des bassins sédimentaires créés lors des accrétions de terrains océaniques à la marge Andine, bassins qui affleurent actuellement dans les parties hautes de la COE, principalement au Centre-Nord et Centre Sud. Les unités oligocènes, néogènes et quaternaires forment la couverture volcano-sédimentaire des unités crétacées-paléogènes.

6. 1. La Formation Saquisilí

La Formation Saquisilí présente plusieurs affleurements bien répartis entre la partie centrale de la COE (Fig. 2.3), au Sud du volcan Chimborazo ($\approx 1^{\circ}25'S$), et la partie méridionale de la COE, entre Naranjal et Azogues (jusqu'à $\approx 2^{\circ}45'S$). Cependant, elle avait été définie à l'origine dans des affleurements à l'WNW de Saquisilí (Figs. 2.3 & 2.8). On décrira la Fm. Saquisilí en deux parties : (1) les travaux antérieurs, menés entre les années 60 et 2000 ; et (2) les résultats de notre recherche et la nouvelle division stratigraphique proposée en trois membres.

6. 1. 1. Travaux antérieurs

Historique : Sigal (1969) et Faucher *et al.* (1971) mentionnèrent la présence du Paléocène et de l'Éocène inférieur dans les zones de Nono (Ouest de Quito) et d'Apagua ; tandis que Faucher et Savoyat (1973) attribuèrent un âge Paléocène et Éocène inférieur aux Conglomérats Gallo Rumi de la zone de Guaranda et, de façon erronée à ceux de la région d'Apagua (leurs conglomérats « Gallo Rumi », aujourd'hui nommés Fm. Rumi Cruz par Hughes *et al.* (1998), qui les attribuent à l'Éocène moyen à supérieur). Puis, Santos (1986) décrit les affleurements situés au Sud du Chimborazo, entre la mine artisanale San Juan (à l'Est) et la commune de Gallo Rumi (à l'Ouest), qu'il attribua de façon erronée à la Fm. Apagua avec deux membres : Apagua s.s. et Gallo Rumi. Ces affleurements sont maintenant attribués à la Fm. Saquisilí. Ultérieurement Hughes et Bermúdez (1997) et McCourt *et al.* (1997) définirent le Groupe Angamarca, composé d'une séquence silicoclastique granocroissante de remplissage de bassin (Dunkley et Gaibor, 1997), dont la base est composée par les Conglomérats Gallo Rumi. Enfin, à l'WNW de Saquisilí, Hughes *et al.* (1999) datèrent du Paléocène inférieur-moyen une série de silts et grès micacés qu'ils nommèrent Fm. Saquisilí.

Localité-type et extension : À l'Ouest du village de Saquisilí, où elle a été définie, la Fm. Saquisilí est bien

exposée dans plusieurs ravins (quebradas) qui drainent la COE vers la vallée Interandine (Fig. 2.8) : les quebradas El Carnicero, Maca Grande, Quila et Pusuchisi (Hughes et Bermúdez, 1997). Il existe de bons affleurements tout au long de la route San Juan-Guaranda (Fig. 2.6 & 2.14) et dans le ravin Tabacay au NNE d'Azogues (Fig. 2.13 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Jaillard *et al.*, 2005). Des affleurements gréseux fins et silteux de la région de Cuenca sont aussi attribués à la Fm. Saquisilí (Vaca, thèse en cours, Jaillard *et al.*, 2005). Au Nord de Guayrapungu ([74755-990210] route Pujilí-Pilaló), en contact faillé avec des radiolarites et cherts océaniques, Egüez (1986) mentionne l'existence de litharénites à grain fin à moyen, bien litées, d'âge Paléocène à Éocène inférieur probable, que Jaillard *et al.* (2004) attribuent à la Fm. Saquisilí.

Lithologie : À l'WNW de Saquisilí, dans les affleurements de la route San Juan-Guaranda et au NNE d'Azogues cette unité consiste principalement en argiles, silts et grès quartzeux fins, moyens et grossiers, gris, riches en muscovite détritique (Toro et Jaillard, 2005). Leur composition est celle de litharénites et litharénites arkosiques riches en feldspaths et fragments de roches volcaniques (Toro et Jaillard, 2005).

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Dans le Mélange Pujilí, à l'WNW de Saquisilí, et au NNE d'Azogues, cette unité est en contact faillé, soit avec les roches océaniques, soit avec les calcaires ou cherts et silts laminés crétacés (Jaillard *et al.*, 2004, 2005 ; Toro et Jaillard, 2005). Cependant ni la base ni le sommet n'ont été observés et l'épaisseur est inconnue, tantôt considérée de quelques centaines de mètres (Hughes et Bermúdez, 1997), ayant plus vraisemblablement ~2000 à 3000 m (Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005) au total et en fonction des endroits.

Biostratigraphie : Au Nord de Guayrapungu, le long de la route Casa Quemada-Guangaje, dans des sédiments fins silicifiés et tectonisés, De Wever *in* : Egüez (1986) a identifié les radiolaires *Axopronum sp.*, *Bekoma campechensis* (Foreman, Paléocène probable), *Buryella tetradica* (Foreman, Éocène inférieur), *Dendrospirifer inferispina* (Goll) ou *Dorcadospirifer confluens* (Ehrenberg) et *Dictyophimus sp.* Au Km 2.5-3.2 de la route Pujilí (Km 0.0)-Pilaló (éch. 01.Ag.01 à 01.Ag.04), Jaillard *et al.* (2004) ont trouvé les palynomorphes *Echinatisporites sp.*, *Foveotriteles sp.*, *Polyadisporites sp.*, *Polyadisporites mariae* (Paléogène), *Retitricolpites cf. antoni* (connu dans l'Éocène inférieur à moyen de la Colombie), et assigné cette unité au Paléogène. Dans les affleurements compris entre le SO de la mine San Juan et l'Ouest de Gallo Rumi (Fig. 2.6), Guevara (*in* : Santos, 1986) a identifié les foraminifères arénacés : *Bathysiphon sp.*, *Haplophragmoides sp.* et *Trochamina sp.* Des échantillons prélevés dans la Quebrada Tabacay (Fig. 2.13) contiennent les foraminifères benthiques : *Bathysiphon gerochi* (Paléocène), *Bulimina*

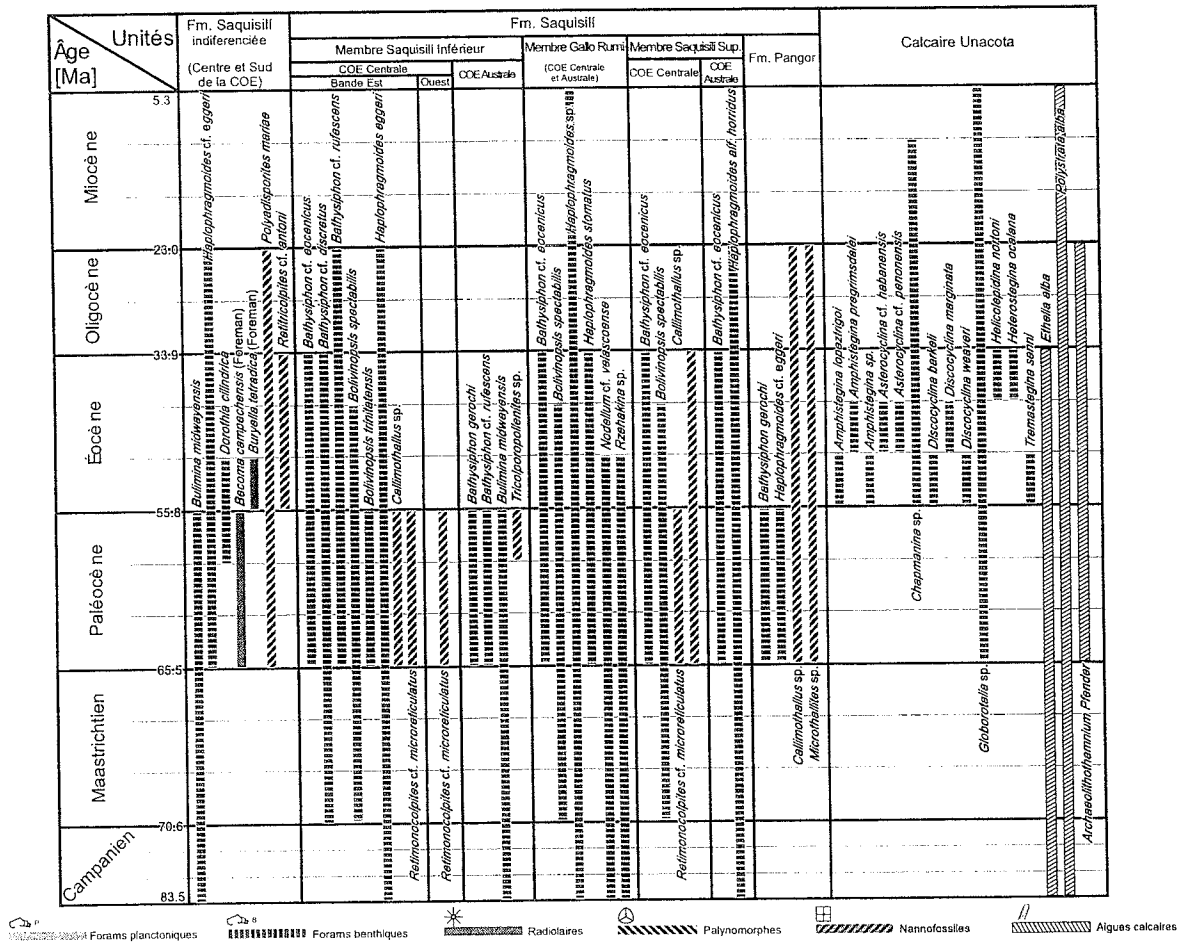


FIG. 2-30- Fossiles diagnostiques des unités du Paléogène de la COE : Fm. Saquisilí (membres Saquisilí Inférieur, Gallo Rumi et Saquisilí Supérieur), et Calcaire Unacota.

Échelle numérique de temps géologique d'après Gradstein & al., (2004 in : IUGS, 2004).

midwayensis (Campanien-Paléocène), et le palynomorphe *Tricolporopollenites* sp. (Paléocène sup.) (Jaillard et al., 2005). Dans l'Ouest du village de San Juan, route San Juan-Guaranda, et dans le Cerro Culebrillas (route Sicalpa-Santiago), les sédiments gréseux de la Fm. Saquisilí surmontant localement les sédiments du Groupe Yunguilla. Vers l'Ouest de la communauté de Gallo Rumi, les grès de la Fm. Apagua surmontent en discordance les silts bigarrés du sommet de la Fm. Saquisilí. Un échantillon prélevé sur la crête entre Cuenca et Quingeo a fourni les foraminifères benthiques *Dorothia cylindrica* (Paléocène sup.-Éocène inf.), et *Haplophragmoides cf. eggeri* (Paléogène), suggérant donc que la Fm. Saquisilí affleure aussi au SE de Cuenca (Jaillard et al., 2005). McCourt et al. (1998) et Hughes et al. (1999) ont daté la série de silts et grès micacés affleurant à l'WNW de Saquisilí comme Paléocène inférieur à moyen. À l'Ouest de Pujilí, Jaillard et al. (2004) assument un âge Paléogène. Jaillard et al. (2005) ont déterminé un âge Paléocène inférieur à supérieur dans la Q. Tabacay, et Paléocène sup.-Éocène inf. au SE de Cuenca. Egüez (1986) donne un âge

probable Paléocène à Éocène inférieur pour les sédiments fossilifères du secteur de Guayrapungu.

Faciès, structures sédimentaires, et environnement de dépôt : Les sédiments de la Fm. Saquisilí présentent des séquences fines, moyennement litées (laminées), des turbidites de Bouma (Tabcde), des débrites gréseuses, et des tempestites. Le terme Ta n'est pas commun, mais les termes Tb et Tc forment la majeure partie des séquences (Hughes et Bermúdez, 1997). Les structures d'échappement d'eau sont fréquentes, ainsi que les figures de charge, les rides de courant, les laminations horizontales et les stratifications en mammelon (hummocky). L'environnement de dépôt est interprété comme celui d'une plate-forme clastique (Jaillard et al., 2004) avec une alimentation gréseuse continue.

6. 1. 2. Nouvelle division stratigraphique proposée

Un des résultats de notre travail de recherche a été de montrer que la Fm. Saquisilí, à la différence des interprétations précédentes (Dunkley et Gaibor, 1998 ; McCourt et al., 1998 ; Hughes et al., 1999), est composée d'une succession assez constante d'unités lithologiques

(voir Jaillard *et al.*, 2004), identifiables à leur variation de granulométrie, d'épaisseur, de faciès et d'environnement. De bas en haut, ce sont : le Membre Saquisilí Inférieur (grès très fins à moyens), le Membre Gallo Rumi (grès moyens à très grossiers, et conglomérats) et le Membre Saquisilí Supérieur (ou Membre Gallo Rumi Supérieur, silts laminés). L'épaisseur totale de la Fm. Saquisilí attendrait localement 2000 à 3000 m (Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005). Les trois membres proposés pour la Fm. Saquisilí sont les mieux exposés 1) dans la zone Centrale et Sud de la COE (Figs. 2.1, 2.3 & 2.14), dans les coupes des routes San Juan–Guaranda, Sicalpa–Páramos de Navas–Santiago, et Páramos de Navas–Pangor–Pallatanga, et 2) au Sud de la COE, le long de la Q. Tabacay (NE d'Azogues, Fig. 2.13).

A. Le Membre Saquisilí Inférieur

Histoire travaux antérieurs : Ce membre est précisément celui que Hughes *et al.* (1999) ont nommé Fm. Saquisilí et daté du Paléocène inférieur–moyen dans les ravins à l'WNW de Saquisilí, où il est composé de silts et grès fins micacés.

Localité-type et extension : Ce membre affleure mieux au Sud du volcan Chimborazo (Figs. 2.3 & 2.14), le long des routes 1) San Juan–Guaranda au Nord, que l'on considère comme la localité-type, et 2) Sicalpa–Páramos de Navas–Santiago, au Sud. D'autres bons affleurements sont attribués au Membre Saquisilí inférieur tels que à l'WNW de Saquisilí (au Centre Nord de la COE) ; le long de la route Páramos de Navas–Pangor–Pallatanga (Fig. 2.14) ; et au Sud de la COE, entre Ingapirca et Azogues, ainsi que dans la Q. Tabacay (NE d'Azogues, Fig. 2.13). D'autres affleurements dispersés sont attribués à ce membre : près de Guayrapungu (Egüez, 1986 ; route Pujilí–Pilaló, au Nord de la COE, Fig. 2.8), et entre Cuenca et Quingeo (Jaillard *et al.*, 2005), au Sud de la COE, Fig. 2.13).

Lithologie : Dans les affleurements des routes San Juan–Guaranda, Sicalpa–Páramos de Navas–Santiago, du Sud de Pangor, et aussi à l'WNW de Saquisilí et au NNE d'Azogues, ce membre consiste essentiellement en grès quartzeux gris très fins à grossiers (généralement fins à moyens), en bancs centi- à décimétriques, riches en muscovite, et en silts et argiles (Toro et Jaillard, 2005). La composition pétrographique va des litharénites à des litharénites arkosiques, riches en feldspaths et fragments de roches volcaniques (Toro et Jaillard, 2005). Le long de la route Sicalpa–Santiago, la base de ce membre inclut des olistolithes de la Fm. Yunguilla (Jaillard *et al.*, 2004), bien préservés, de taille décimétrique à métrique.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Le seul lieu où la base du Membre Saquisilí Inférieur soit visible et étudiée en détail est le Cerro Culebrillas, au 1.5 Km au NE du lac Celindro, route Navas–Santiago (voir Figs. 2.7 & 2.22).

Néanmoins, l'épaisseur du Membre inférieur y est inconnue en raison de l'érosion. Dans cet affleurement, le Membre Saquisilí Inférieur gréseux repose en discordance érosive sur les silts et argiles silicifiés du Groupe Yunguilla. Aux alentours de la mine artisanale de San Juan (Fig. 2.6, rivière Calera, route San Juan–Guaranda) et au Cerro Dulumbug (Fig. 2.7, route Navas–Santiago), ce membre surmonte en discordance stratigraphique et angulaire les sédiments calcaires, argilo-marneux et grauwackeux du Groupe Yunguilla. On observe le même type de contact pour les sédiments gréseux du Membre Saquisilí Inférieur qui surmontent les Cherts Guaranda autour de la Q. Pumamaque, sur la route San Juan–Guaranda. Dans le Mélange Pujilí (WNW de Saquisilí), au Nord de Guayrapungu (route vers Guangaje), et au NNE d'Azogues, ce membre est en contact faillé, soit avec les roches magmatiques océaniques, soit avec les calcaires ou cherts et silts laminés crétaqués (Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005). Son sommet n'a jamais été vu nettement. Dans les alentours de la commune de Zambranoloma (C. Amosayana), ~Km 15.5 de la route San Juan–Guaranda, plus exactement le long de la Q. Pasoguzo, les membres Saquisilí Inférieur et Gallo Rumi semblent être en contact faillé (Fig. 2.6). Toutefois, à l'Est de la Q. Quingorumi [738 - 98206], entre les collines Amosayana et Sisimay, il est probable que le contact soit stratigraphique. Entre les Km. 17.7 et 18.3 de la route Sicalpa–Páramos de Navas (Km 0.0)-Santiago (Fig. 2.7), les faciès fins des conglomérats Gallo Rumi sont visibles, mais leur contact avec le Membre Saquisilí Inférieur est confus et pourrait être faillé. L'épaisseur du Membre Saquisilí Inférieur étant peu connue et variable d'un affleurement à l'autre, on l'estime entre ~300 et 1000 m.

Biostratigraphie : Les affleurements du Membre Saquisilí Inférieur de la partie Est de la COE Centrale, entre le Cerro Cangahua et Zambranoloma (Jaillard *et al.*, 2004 ; Ordóñez *et al.*, 2000a), route San Juan–Gallo Rumi (Fig. 2.6), dans les alentours du Cerro Cóndor Loma (Ordóñez *et al.*, IV 2004), route Navas–Santiago (Fig. 2.7), et entre Pangor et Pallatanga (Ordóñez *et al.*, 2000a), ont livré des microfossiles : foraminifères benthiques et palynomorphes. Parmi les foraminifères benthiques, *Bathysiphon sp.*, *Bathysiphon cf. eocenicus* (Paléocène–Éocène), *Bathysiphon cf. discretus* (Maastrichtien–Éocène), *Bathysiphon aff. rufescens* (Paléogène), *Bolivinopsis spectabilis* (Maastrichtien–Éocène moy.), *Bolivinopsis trinitatensis* (Paléocène), *Cyclamina amplexans*, *Haplophragmoides sp.*, *Haplophragmoides aff. eggeri*, *Haplophragmoides eggeri* (Crétacé sup.-Paléogène), *Hormosina sp.*, *Karrieriella sp.*, *Sacammina sp.*, *Spiroplectammina sp.*, *Spiroplectammina aff. grzybowskii*, *Trochammina sp.* L'ensemble indique un âge paléocène. Parmi les palynomorphes, outre des mâchoires d'annélides et des spores de champignons, on a trouvé des fragments de *Callimothallus sp.* (Paléocène),

Deltoidospora sp., *Echitricolporites* sp., *Laevigatosporites* sp., *Monocolpopollenites* sp., *Paliadosporites* sp., *Podocarpites* sp., *Psilatricolpites* sp., *Retritricolpites* sp., *Retimonocolpites* cf. *microreticulatus* (Paléocène en Colombie), *Triporites* sp. et *Undulatisporites* sp. Dans les affleurements de la bande Ouest de la COE Centrale, zone des Q. Ganquis–Q. Maucarema (Fig. 2.6), ce membre n'a fourni que le palynomorphe *Callimothallus* sp. (Paléogène) et des spores des champignons. Dans le Membre Saquisilí Inférieur de la partie Ouest de la COE Centrale, compris entre les Q. Ganquis et Guaranda (Ordóñez et al., 2000), ont été trouvés des foraminifères benthiques et des palynomorphes, parmi lesquels *Bathysiphon* sp. et *Retimonocolpites* cf. *microreticulatus* (Paléocène de Colombie). Dans le Sud de l'Équateur, Q. Tabacay (NNE d'Azogues) et Cumbe (S de Cuenca), les microfossiles diagnostics sont des foraminifères benthiques et palynomorphes (Ordóñez et al., II 2003 ; Dhondt, 2003 in : Jaillard, 2003). Parmi les foraminifères benthiques, on mentionnera *Bathysiphon* sp., *Bathysiphon gerochi* (Paléocène), *Bathysiphon* aff. *rufescens* (Paléocène), *Bulimina* sp., *Bulimina midwayensis* (Campanien-Paléocène tardif), *Cibicides* sp., *Haplophragmoides* sp., *Haplophragmoides* sp., *Inaperturopollenites* sp., *Lliacidites* sp., *Rzahaquina* sp.? et *Trochammina* sp. Parmi les palynomorphes, on note *Concavisporites* sp., *Tricolporopollenites* sp., *Tricolporopollenites* sp.? (Paléocène tardif) et des spores des champignons. Dans la zone Centrale de la COE, l'association des foraminifères benthiques *Bathysiphon* cf. *eocenicus*, *Bathysiphon* aff.

rufescens, *Bolivinopsis trinitatensis*, et les palynomorphes *Callimothallus* sp. et *Retimonocolpites* cf. *microreticulatus* (Fig. 2.30) assure un âge Paléocène inférieur voir plus jeune, mais ne dépassant pas le Paléocène supérieur. Dans le Sud de la COE, l'association des foraminifères benthiques *Bathysiphon gerochi* et *Bathysiphon* aff. *rufescens*, et le palynomorphe *Tricolporopollenites* sp. assurent aussi un âge compris entre le Paléocène inférieur et le Paléocène supérieur. En tenant compte du fait que McCourt *et al.* (1998) et Hughes *et al.* (1999) ont daté la série des silts et grès micacés affleurant à l'WNW de Saquisilí comme Paléocène inférieur à moyen, l'âge du Membre Saquisilí Inférieur de la COE, tant centrale et australe, serait Paléocène inférieur à moyen.

Faciès et structures sédimentaires, et environnement de dépôt : Les sédiments du Membre Saquisilí inférieur incluent sporadiquement les ichnogènes *Arenicolites* isp. et *Skolithos* isp., appartenant à l'ichnofaciès *Skolithos* de Pemberton *et al.* (1992), qui caractérise un environnement marin détritique, influencé par de fortes périodes d'érosion et sédimentation (Buatois *et al.*, 2002). Ce type d'ichnogène, présent dans les coupes du Sud du volcan Chimborazo (Fig. 2.31), représente la colonisation opportuniste des tempestites gréseuses dans des conditions instables et contraignantes (Martinioni *et al.*, 2000). Ce membre gréseux présente fréquemment des structures sédimentaires de traction, de déformation post-sédimentaire et d'érosion. Parmi les structures de traction, on a identifié des laminations horizontales (de régime inférieur et supérieur), des stratifications en mamelon (HCS,

des laminations lenticulaires, des laminations boueuses, des rides de courant, des rides d'oscillation et rides en biseau (spill rides de Gardner *et al.*, 2000), et des flasers (Fig. 2.31 & 2.32). Les structures de déformation précoces sont des structures d'échappement d'eau (dishs et volcans de grès) et de charge et des laminations convolutées. Les structures d'érosion sont des surfaces d'amalgamation, des bases des chenaux et quelques flute casts.

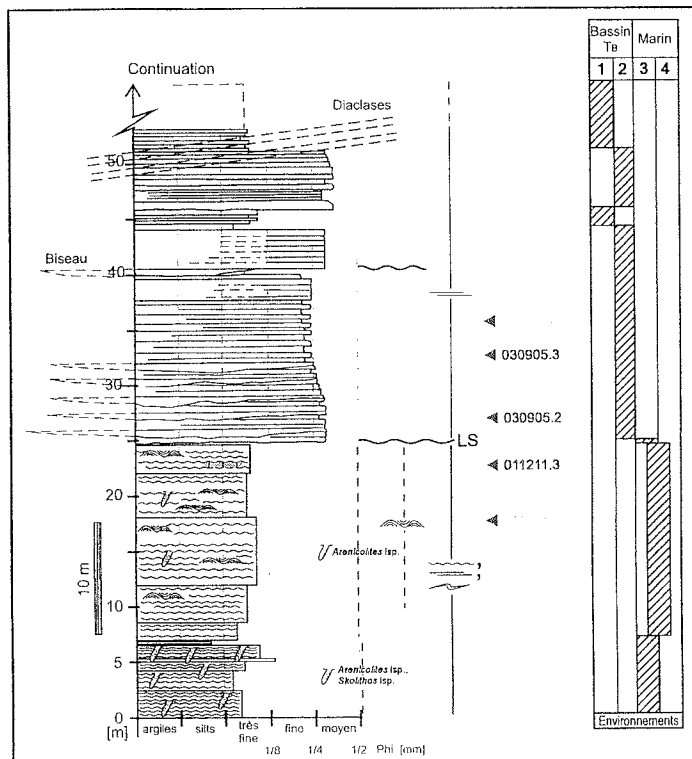


FIG. 2-31- Coupe lithologique partielle, et interprétation sédimentologique et ichnologique de la série clastique de plate-forme du Membre inférieur (partie basale?) de la Fm. Saquisilí.

Environnements et faciès : 1, Plate-forme proximale, interchenaux et levée ; 2, Plate-forme proximale barres d'embouchures amalgamées de chenaux turbiditiques ; 3, Avant-plage inférieure ; 4, Avant-plage moyenne. Localité : Centrale Hydroélectrique Cementos Chimborazo [3280 m; 7470. 93246], Km 8.7. route San Juan - volcan Chimborazo.

Les structures les plus caractéristiques sont les laminations en mamelon (HCS) et les figures d'échappement d'eau (*dishes* et volcans de sable). Les HCS sont localement abondantes au SSE du volcan Chimborazo, au Km 8.7 de la route San Juan–V. Chimborazo (Fig. 2.6 & 2.31), tandis que les structures d'échappement d'eau le sont entre la Loma Tolumbug et Huayraloma, route Navas–Santiago (Fig. 2.7 & 2.32). Les HCS sont des structures se présentant fréquemment entre la limite d'action des vagues de beau temps et de celles de tempêtes (*SWB*) (Tucker, 2001), mais aussi entre la plage moyenne à inférieure et la *SWB* (Smith et Jacobi, 2001 ; Wright et Burchette, 1996). Ces structures sont formées plutôt en milieu marin peu profond, par des courants oscillants (Yokokawa et Masuda, 1991) induits par des vagues (Cheel et Leckie, 1992), et reflètent l'intensité des tempêtes (Ito *et al.*, 2001 ; Basilici *et al.*, 2003). Les quelques dizaines de centimètres de longueurs d'onde mesurés (Fig. 2.31) au Sud du volcan Chimborazo et les critères énoncés par Ito *et al.* (2001) nous autorisent à placer ces faciès gréseux très fins entre l'avant-plage moyenne et inférieure. On observe aussi des structures d'échappement d'eau, volcans de sable (Fig. 2.32) et des laminations convolutées. Les deux premières, ainsi que des dykes, cheminés et diapirs de sable, sont des structures traduisant l'ascension de fluides vers la surface (eau, et eau plus sédiment, respectivement, Tucker, 2003 ; Plaziat et Poisson, 1992). Ces déformations synsédimentaires (failles de tassement et figures d'échappement des fluides) sont interprétées comme des séismites (Vittori *et al.*, 1991). Les laminations convolutées sont des structures de déformation de type hydroplastique (litage déformé, non détruit), interprétées aussi comme générées par des tremblements de terre (Cojan et Thiry, 1992 ; Pérez *et al.*, 1994 ; Hibsich *et al.*, 1997). Ainsi, ces structures synsédimentaires, préservées dans les grès de la Fm.

Saquisilí, ont sans doute été produites par des mouvements sismiques probablement associés au commencement de l'accrétion du terrain Piñón à la zone côtière équatorienne identifiée par Jaillard *et al.* (1995). En plus des sédiments liés aux tempêtes et aux processus gravitaires, le Membre Saquisilí Inférieur présente aussi des sédiments turbiditiques s.s., d'épaisseur variable (centi- à décimétrique). Dans le Centre Sud de la COE, malgré la discontinuité des affleurements à cause des failles, les turbidites, plutôt gréseuses, sont fréquentes dans les affleurements compris entre la mine artisanale de San Juan et l'Est de la commune de Gallo Rumi, et moins fréquentes le long de la route Navas–Santiago. On les voit aussi dans la Q. Pusuchisi (WNW de Saquisilí), entre San Juan et l'Ouest du volcan Chimborazo, entre Pangor et Pallatanga, et dans la Q. Tabacay (NE d'Azogues). Dans la partie centrale de la COE, on observe une transition graduelle du SE (zone de Navas–Tolumbug) vers le NNO (zone de Zambranoloma–V. Chimborazo) et le SO et SSO (zone de Santiago–Cañi, Fig. 2.14), depuis la plate-forme (caractérisée par des sédiments de tempêtes–gravitationnels) vers le talus supérieur (riche en turbidites). Cette transition est en accord avec le modèle proposé par Shanmugam *et al.* (1995) qui montre ce type de transition et ce type des dépôts. Dans la partie centrale de la COE ces turbidites, généralement à grain fin à moyen, sont principalement composées d'unités Tab (e.g. à Zambranoloma). Néanmoins, si l'on s'éloigne vers le Centre Nord et le Sud de la COE, les termes Tede sont plus fréquents (e.g. à Pusuchisi). Les turbidites gréseuses forment des faciès de remplissage de chenaux (zone axiale), de bordure de chenal (zone marginale), de lobe et d'interlobe. Les biseaux (*pinch outs*, Fig. 2.33) y sont fréquents, ainsi que les duplex gréseux, les rides symétriques et quelques rides de levées (*spill ripples*).

FIG. 2-32- Coupe de la série clastique de plate-forme du Membre Saquisilí Inférieur de la Fm. Saquisilí.

a) Coupe lithologique et interprétation sédimentologique et environnementale ; b) Détail des grès fins (cote 4.5 m) à structures d'échappement d'eau (*dishes*). Faciès et environnements : 1, Grès de régime de flux supérieur ; 2, Grès générés par des tempêtes ; 3, Grès et silts de plate-forme clastique interne-externe. Localité: Km 6.7 [739; 98089], route Páramos de Navas-Totoras-Santiago.

FIG. 2-33- Structures de compression (en duplex), de charge et d'érosion identifiées dans les sédiments turbiditiques du Membre Saquisilí Inférieur de la Fm. Saquisilí.

a) Duplex dus à une compression latérale dans une zone de by-pass (localité : Km 13.5, route San Juan (Km 0.0)-Gallo Rumi) ; b) structures de charge en ball & pillows (Km 14, route San Juan (0.0)-Gallo Rumi) ; c) multiples biseaux (*pinch outs*) d'érosion d'une couche sur une autre (Zambranoloma [7389-98217]).

FIG. 2-34- Affleurement des conglomérats et grès du Membre Gallo Rumi au Cerro Amosayana (Km 15.5 de la route San Juan –Guaranda). So, stratification primaire.

FIG. 2-35- Structures biogéniques (ichnofossiles) identifiées dans les sédiments fins et gréseux des Membres Gallo Rumi et Saquisilí Supérieur.

a) *Skolithos isp.* et *Arenicolites isp.* (de plate-forme gréseuse et agitée) (cote 92 m) de la coupe levée dans le Membre Gallo Rumi, ~Km 15.7 route San Juan-Guaranda, section verticale ; b) *Gyrolithes isp.* (de milieu littoral gréseux à influence tidale) dans les affleurements gréseux du Membre Gallo Rumi, ~Km 15.6 route San Juan-Guaranda ; c) *Planolites isp.* et *Arenicolites isp.* (de plate-forme) en base de banc d'un affleurement silteux bigarré de la partie sommitale du Membre Saquisilí supérieur, ~Km 16.6 route San Juan-Guaranda. Échelle en centimètres.

FIG. 2-32

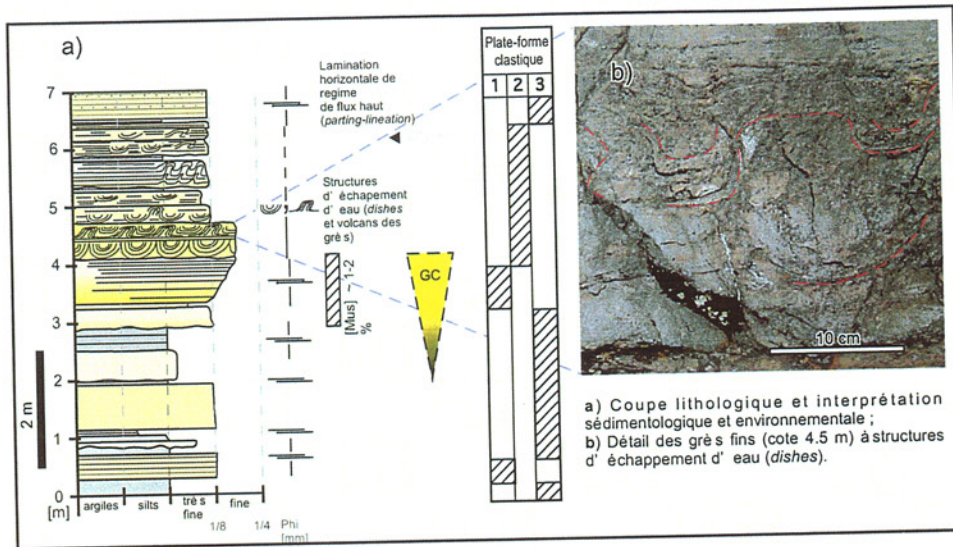


FIG. 2-33

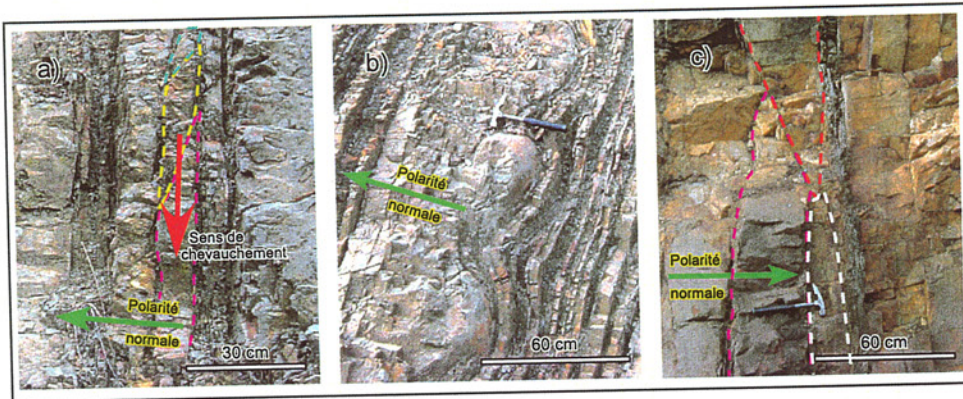


FIG. 2-34

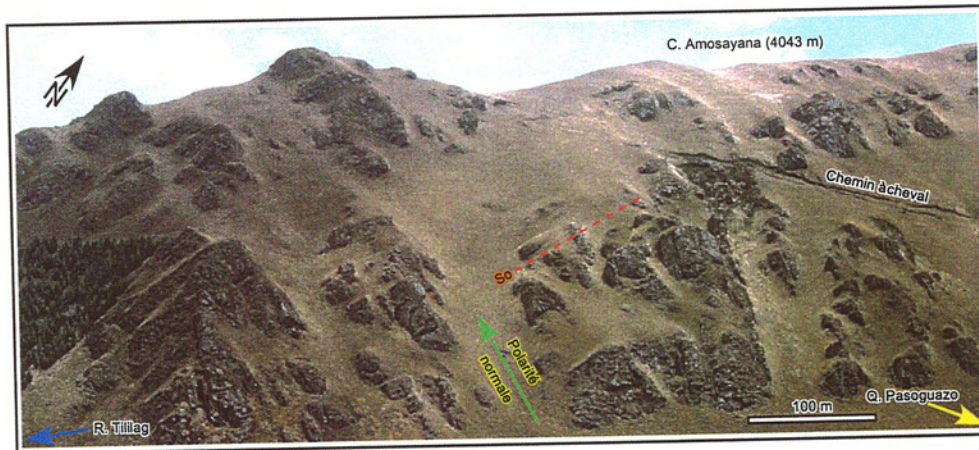
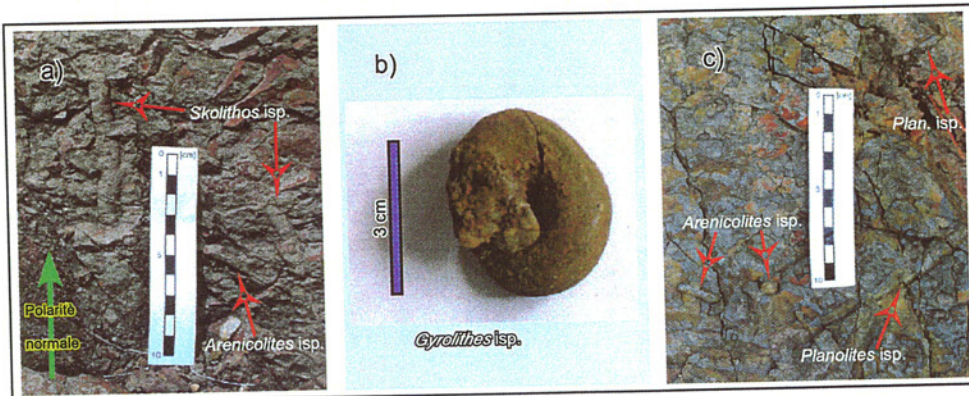


FIG. 2-35



Les biseaux représentent des dépôts turbiditiques chenalisés, déposés après une érosion préalable affectant une zone de by-pass et marginale (Gardner et Carr, 2001). Les faciès chenalisés et de bordure de chenal sont caractérisés par des empilements épais de grès, et de grès intercalés de silts et d'argiles, respectivement (Grecula *et al.*, 2003). On voit aussi des structures de charge en ball & pillow (Fig. 2.33), qui sont de bons indices de polarité (Tucker, 2003). Si l'on applique le modèle de Gardner *et al.* (2000) aux sédiments de plate-forme clastique et de talus du Membre Saquisilí Inférieur, et en tenant compte des phases de *by-pass* (*built*)-érosion-remplissage-épandage (*built-cut-fill-spill*), le Membre Saquisilí Inférieur (Paléocène inférieur à moyen) se serait déposé dans la partie centrale de la COE sur une plate-forme clastique, et son passage au talus supérieur (?), caractérisée par une proportion modérée de phases de *by-pass* (peu représentées) et de biseau ou épandage (peu de *spill* rides préservées), et un nombre moyen de phases d'érosion et remplissage. Pour les affleurements de l'WNW de Saquisilí, les phases de remplissage et épandage ont été importantes et l'érosion faible, ce que l'on interprète comme caractérisant un dépôt de talus intermédiaire.

Paléogéographie : La direction d'accrétion de quelques rides de courant donne un sens général de transport vers l'Ouest. La granulométrie des faciès gréseux très fins à grossiers du Membre Saquisilí Inférieur diminue vers le Nord (zone de Pujilí-Pilaló), l'Ouest (vers Totoras-Santiago) et le Sud (zone de Azogues, Ingapirca et Cuenca), alors qu'elle augmente vers le SE (zone de Shobol-Pangor-La Florida, Fig. 2.6). Ces faits suggèrent l'existence d'un grand système alluvial fluvialite situé dans la région de San Juan-Riobamba (Jaillard *et al.*, 2004) qui alimentait en détritisme la plate-forme clastique paléocène.

Paléoclimat : En tenant compte de l'interprétation paléoclimatique d'Arienti (2000), le fort rapport grès/fins dans les sédiments de tempêtes et gravitaires comme dans les turbidites, suggère que le Paléocène inférieur à moyen était une période humide qui produisait une alimentation silicoclastique importante et continue depuis le continent vers la zone centrale de la COE.

Déformation et plissement : Les seules déformations synsédimentaires enregistrées dans les sédiments du Membre Saquisilí Inférieur sont les structures d'échappement d'eau, les laminations convolutés et les figures de charge. On a enregistré aussi quelques olistolites de lithologie silteuse du Groupe Yunguilla dans la série Saquisilí.

Corrélations : Les grès du Membre Saquisilí Inférieur seraient l'équivalent stratigraphique des cherts noirs pélagiques et tufs des formations Santa Elena (péninsule de Santa Elena, WSW de Guayaquil) et Guayaquil (Cordillère de Chongón Colonche, WNW de Guayaquil) (Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995).

Géologie Alpine, Mém. H.S., 47, 2007

Dans la Zone Subandine de l'Équateur, le Membre Saquisilí Inférieur serait l'équivalent stratigraphique des sédiments silteux bigarrés de la Fm Tena Supérieure (Jaillard *et al.*, 1997 ; Toro et Jaillard, 2005).

Intérêt économique : Des blocs de grès de ce membre ont été employés comme matériau de revêtement pour la construction des segments de pistes comme celles de San Juan-Guaranda et Ganquis-Chimborazo.

B. Le Membre Gallo Rumi

Historique/travaux antérieurs : À l'origine, Tschopp (1948) a nommé Gallo Rumi (non Cayo Rumi comme le rapportent Bristow et Hoffstetter, 1977) une unité stratigraphique conglomératique, affleurant aux alentours de la commune de Gallo Rumi (route San Juan-Guaranda). Cette unité a été l'objet de confusions au moment de sa reconnaissance lithostratigraphique et micropaléontologique. Ainsi, Tschopp (1948) et Kehrer et Kehrer (1969) lui ont attribué un âge Campanien-Maastrichtien ; Randel et Lozada (1976) et Kehrer et Kehrer (1969) ont considéré les Conglomérats Gallo Rumi comme un membre inférieur de la Fm Yunguilla crétacée ; Savoyat *et al.* (1970) et Santos et Ramírez (1986) ont corrélié cette unité avec les Conglomérats Rumi Cruz de la route Latacunga-Quevedo, maintenant datés de l'Eocène. Savoyat *et al.* (1970) ont ensuite proposé que les Conglomérats Cayo (Gallo) Rumi surmontant la Fm. Yunguilla sont d'âge Paléocène. Santos (1986) a développé la première étude sédimentologique de cette unité.

Localité-type et extension : Les Conglomérats Gallo Rumi, aujourd'hui proposés comme membre de la Fm. Saquisilí, n'affleurent que dans la partie centre-orientale de la COE (Fig. 2.14), entre Gallo Rumi et le Cerro Amosayana (route San Juan-Guaranda, Fig. 2.6 & 2.34), au Nord, et au Sud, le long du ravin Cónдор Corral, au Sud des collines Picota et Cónдор Corral (Fig. 2.7). On propose comme localité-type les collines autour de la commune de Gallo Rumi.

Lithologie : Ce membre consiste essentiellement en bancs de conglomérats et grès, intercalés de bancs silteux. Les conglomérats du Membre Gallo sont très fins à fins (galets de diamètre maximum compris entre 4 et 65 mm) ; ce sont principalement des orthoconglomérats (concentration des galets entre 75 et 90 %), à galets subarrondis à subanguleux, modérément à bien triés. Leur profil granulométrique (Fig. 2.36) montre un modèle dents de en scie, avec des couches d'épaisseurs variables, à tendance générale granodécroissante (rétrogradante), à l'échelle de l'affleurement. Ce profil montre aussi une haute récurrence des discontinuités sédimentaires (contacts conglomérats ou grès/silts), ou des surfaces d'érosion. La composition moyenne des galets des conglomérats, comptée dans la coupe du le C. Amosayana (Fig. 2.6), pour 10 bancs avec une moyenne de 62 galets par banc, est : quartz (46.5 %), roches sédimentaires (20.3 % [grès, 15.2 % ; silts, 3.5 %, et cherts, 1.6 %]), volcaniques (16.7 %), métamorphiques (14.7 %), plutoniques (1.9 %) (Voir Chapitre III).

Les bancs gréseux sont de granulométrie variée, de très fin à très grossier (souvent moyen à grossier). Leur composition pétrographique est celle de sublitharénites, litharénites et subarénites feldspathiques. Les silts sont gris et noirs, laminés. Il y a aussi des débris boueux.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : À Gallo Rumi, la localité-type, route San Juan-Guaranda (Fig. 2.6), ni la base ni le sommet du Membre Gallo Rumi n'ont jamais été observés en raison de failles. Vers l'Est du C. Amosayana, ~Km 15.5 de la route San Juan-Guaranda, au Nord du río Tililag, les membres Saquisilí Inférieur et Gallo Rumi sont en contact faillé le long de la Q. Pasoguazo (Fig. 2.6). Cependant, à l'Est de la Q. Quingorumi [738 - 98206], entre les C. Amosayana et C. Sisimay, au Sud de la rivière Tililag, il est probable que le contact Gallo Rumi-Saquisilí inférieur soit stratigraphique. Vers le Sud, entre les Km. 17.7

et 18.3 de la route Páramos de Navas (Km 0.0)-Santiago (Fig. 2.7), le contact entre des faciès fins des conglomérats Gallo Rumi et le Membre Saquisilí Inférieur est confus et peut-être faillé. Cependant, au NNO du sommet du Cerro Amosayana (Fig. 2.6), une transition graduelle du Membre Gallo Rumi au Membre Saquisilí Supérieur est suggérée par un évident changement de relief. D'après les coupes accessibles du Membre Gallo Rumi levées à Gallo Rumi et au Cerro Amosayana (Fig. 2.6 & 2.35), de 261 et 284 m d'épaisseur, ce membre pourrait atteindre 350 à 700 m d'épaisseur, selon la zone considérée.

Biostratigraphie : Le Membre Gallo Rumi de Gallo Rumi et du Cerro Amosayana (Ordóñez *et al.*, 2000b, Fig. 2.6) et des zones de Cumbe et Tarqui, (région de Cuenca) (Fig. 2.13, Jaillard *et al.*, 2004 ; Ordóñez *et al.*, 2003), a livré des foraminifères benthiques et palynomorphes.

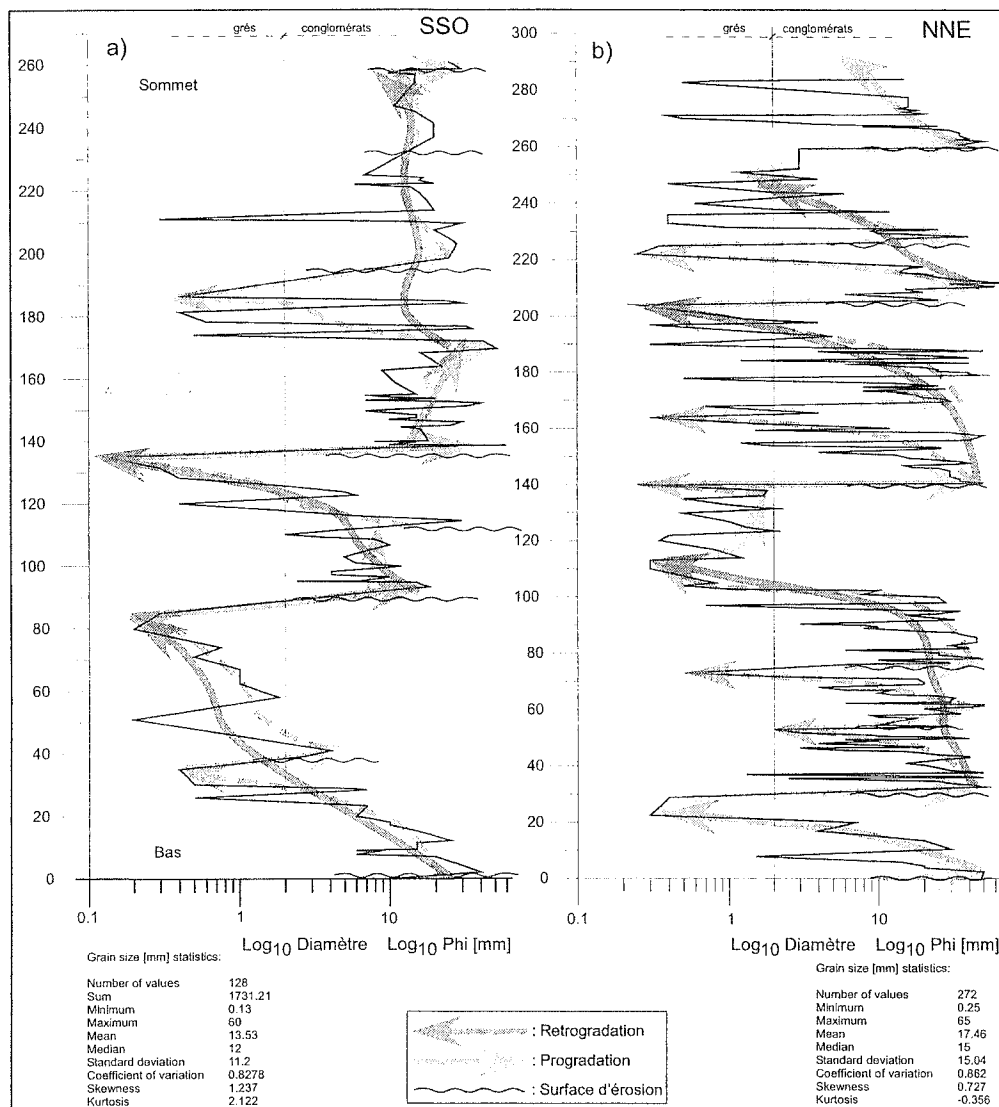


FIG. 2-36- Variation de la taille (diamètre D, Phi [mm], série logarithmique de base 10) moyenne des grains (sables et galets) mesurée à travers des coupes des sédiments clastiques du Membre Gallo Rumi de la Fm. Saquisilí, et interprétation séquentielle.

a) Coupe SSO de 261 m d'épaisseur levée le long de la route, Km 15 vers l'Ouest, route San Juan-Gallo Rumi-Guaranda ; b) Coupe NNE de 284 m d'épaisseur du Cerro Amosayana, Km 15 vers le Nord, route San Juan-Gallo Rumi-Guaranda.

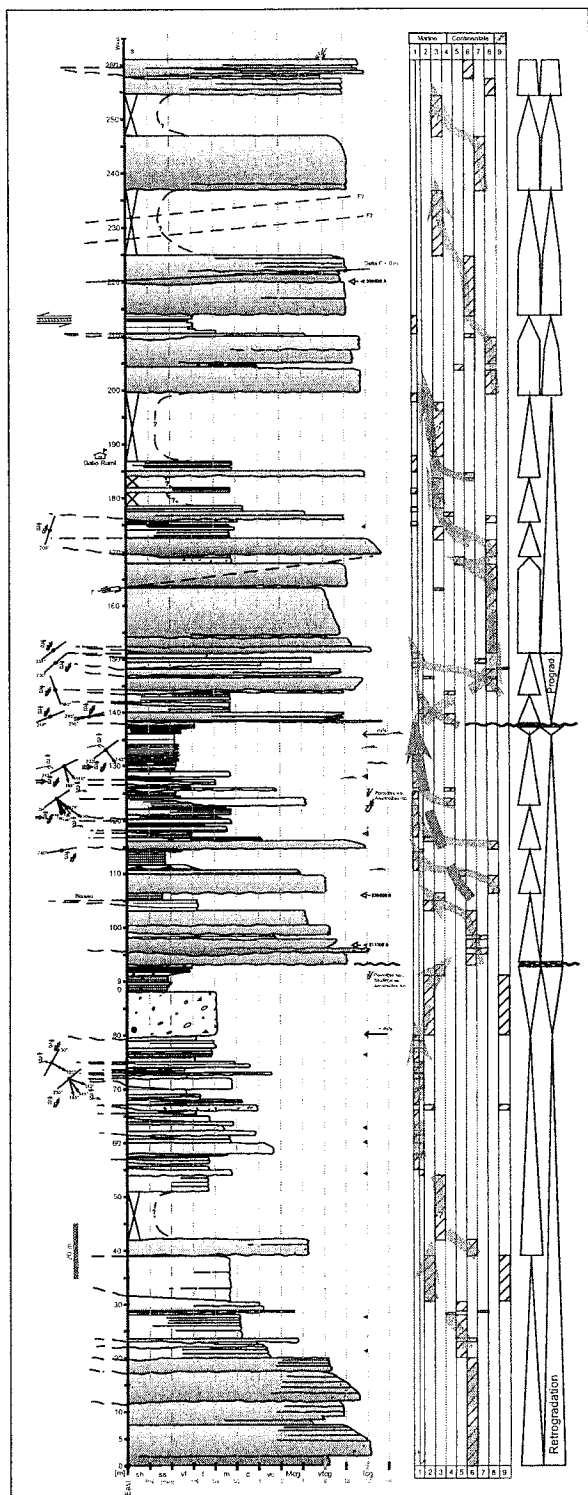


FIG. 2-37- Coupe lithologique et interprétations sédimentologique et paléo-environnementale de la coupe de 261 m d'épaisseur de sédiments clastiques, conglomératiques et gréseux, du Membre Gallo Rumi.

Environnements et faciès : 1. Bassin turbiditique ; 2. Prodélta et plateforme élastique ; 3. Front deltaïque ; 4. Plaine deltaïque ; 5. Plaine continentale ; 6. Cône deltaïque ; 7. Delta alluvial ; 8. Cône alluvial ; 9. débris. Localisation : Km 15.5 vers l'Ouest de la route San Juan-Guaranda.

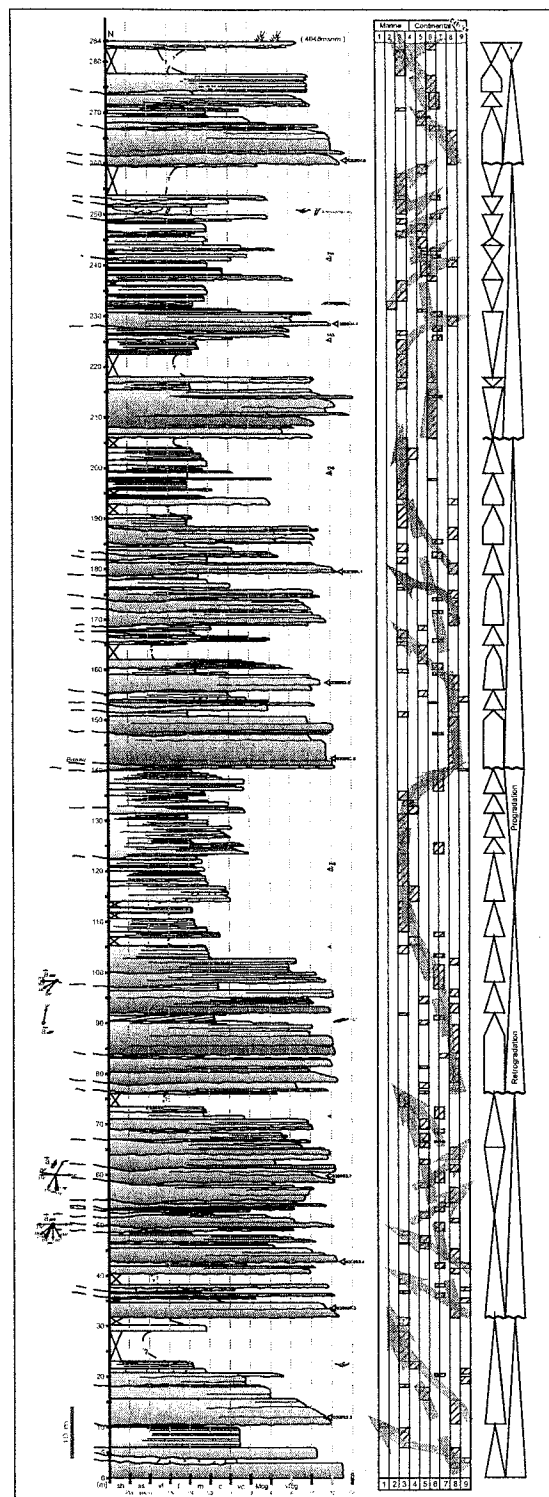


FIG. 2-38- Coupe lithologique, et interprétations sédimentologique et paléoenvironnementale de la coupe de 284 m d'épaisseur de sédiments clastiques, conglomératiques et gréseux, du Membre Gallo Rumi.

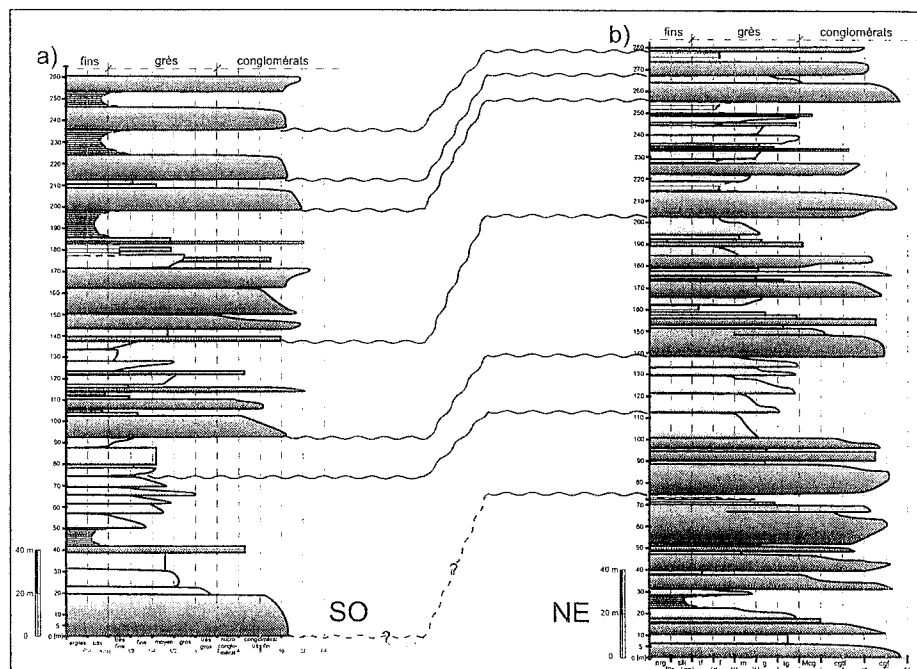
Légende comme 2-37. Localisation : Cerro Amosayana [4043m: 7382-98239], Ouest du ravin Pasoguazo, Km 15.5 vers le Nord, route San Juan-Guaranda.

Parmi les foraminifères benthiques, *Bathysiphon cf. eocenicus* (Paléocène-Éocène), *Bathysiphon sp.*, *Bolivinopsis sp.*, *Bolivinopsis spectabilis* (Maastrichtien-Éocène moyen), *Cystamina sp.*, *Dorothia sp.*, *Haplophragmoides cf. neochapmani*, *Haplophragmoides cf. nonioninoides*, *Haplophragmoides sp.* (Crétacé-Holocène), *Haplophragmoides stomatus* (Paléogène), *Karrerulina sp.* (Éocène-Actuel), *Nodellum cf. velascoense* (Crétacé sup.-Éocène inf.), *Rzehaquina sp.* (Crétacé-Éocène inférieur), *Saccamina sp.* et *Trochammina sp.?* L'ensemble indique un âge Paléocène à Éocène inférieur. Parmi les palynomorphes, on trouve des spores de champignons, ainsi que *Ephedripites sp.*, *Microthallites sp.* et *Psilatricolporites sp.* Dans les zones centrales (Gallo Rumi, C. Amosayana) et méridionales de la COE (Cumbe, Tarqui), les foraminifères benthiques *Bathysiphon cf. eocenicus* et *Haplophragmoides stomatus* (Fig. 2.30), présents dans le Membre Gallo Rumi, assurent un âge pas plus ancien que le Paléocène inférieur, et les *Nodellum cf. velascoense* et *Rzehaquina sp.* assurent un âge pas plus jeune que l'Éocène inférieur. L'âge du Membre Saquisilí Inférieur déterminé par McCourt *et al.* (1998) et Hughes *et al.* (1999) étant Paléocène inférieur à moyen, l'âge du Membre Gallo Rumi de la COE Centrale et Australe serait Paléocène supérieur (Jaillard *et al.* 2004) avec une extension possible dans l'Éocène inférieur.

Faciès sédimentaires, architecture stratigraphique et environnements de dépôt : Le Membre Gallo Rumi de la coupe située entre Gallo Rumi et le Cerro Amosayana présente des bioturbations (ichnogènes) peu variées et peu abondantes. Ce sont *Skolithos isp.*, *Arenicolites isp.*, *Planolites isp.* (Fig. 2.35), composants de l'ichnofaciès Skolithos (Pemberton *et al.*, 1992), caractéristique d'un environnement marin, gréseux et agité (Buatois *et al.*, 2002). À la base de la coupe de la route San Juan-Guaranda, *Gyrolithes isp.*, composant de l'ichnofaciès de Cruziana, indique un environnement marin marginal (Sequeira *et al.*, 2002). *Gyrolithes isp.* est un terrier édifié par un organisme visant à éviter de fortes fluctuations de salinité dans un environnement de type estuarien (Netto *et al.*, 2003). Le Membre Gallo Rumi de la Fm. Saquisilí présente un nombre important de faciès, correspondant à plusieurs environnements sédimentaires principaux : marins, marginaux et continentaux. Par exemple, les faciès correspondant à l'environnement de Front Deltaïque influencé par les marées (*tidally influenced delta front*) est composé des faciès : d'avant-plage (*back shore, BkSh*), de plage gréseuse (*sandy shore, Beachs*), de chenaux tidaux (*tidal channel, TCh*),

FIG. 2-39- Corrélation des séquences clastiques des coupes conglomératiques et gréseuses du Membre Gallo Rumi.

Localisation : a) Gallo Rumi, au Sud de la rivière Tililag, Km 15.5 vers l'Ouest, route San Juan-Guaranda ; b) Cerro Amosayana [4043m: 7382-98239], Ouest du ravin Pasoguazo, Km 15.5 vers le Nord, route San Juan-Guaranda. Le sens général de transport est du NE (cône proximal) vers



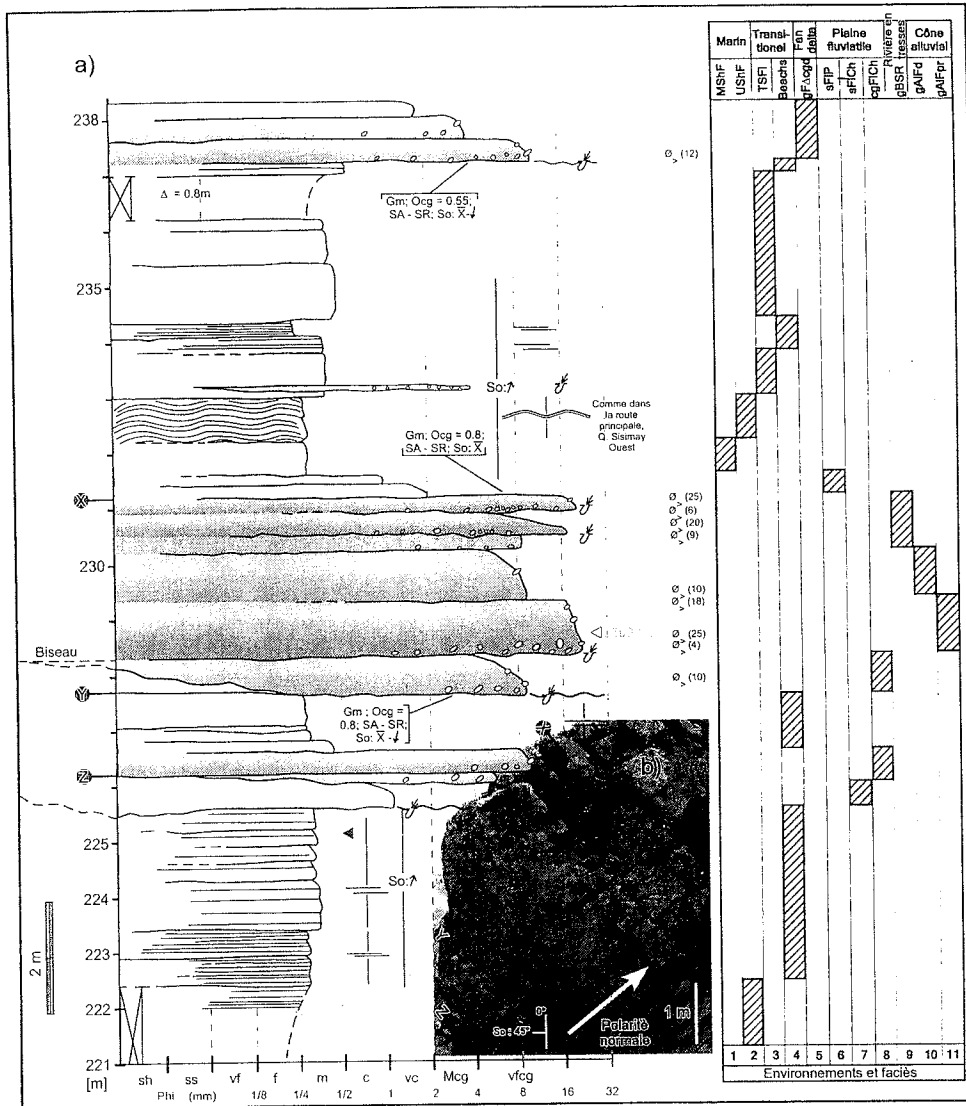


FIG. 2-40- Coupe lithologique, et interprétations sédimentologique et paléo-environnementale des sédiments clastiques, gréseux et conglomératiques, du Membre Gallo Rumi, intervalle 221-238 m de la coupe.

a) Colonne composée ; b) Détail de l'affleurement [sédiments marins gréseux (X vers le haut) sédiments continentaux conglomératiques (entre X et Y) sédiments transitionnels gréseux (entre Y et Z)]. Localisation : Cerro Amosayana (4043 m), Km 15.5 vers le Nord, route San Juan-Guaranda. Faciès et environnements : 1, Avant-plage moyenne (MSHF) ; 2, Avant-plage supérieure (USHF) ; 3, Plaine gréseuse tidale (TSFI) ; 4, Plage (Beachs) ; 5, Conglomérats de cône deltaïque (gFDCg) ; 6, Plaine fluviale gréseuse (sFIPI) ; 7, Chenal fluviale gréseux (sFICH) ; 8, Chenal fluviale conglomératique (cgFICH) ; 9, Rivière en tresse graveleuse (gBSR) ; 9, Cône alluvial graveleux distal (gAIFd) ; 10, Cône alluvial graveleux proximal (gAIFpr).

d'estran tidal gréseux (*tidal sand flat, TSFI*), et de baie interdistributaire (*interdistributary bay siltstone, IBS*). Dans les coupes de la route de Gallo Rumi et du Cerro Amosayana, on a identifié neuf environnements sédimentaires majeurs, auxquels il faut ajouter les faciès gravitaires sans cohésion (gravites de Gani, 2004), qui ne correspondent à aucun environnement spécifique. La coupe des sédiments conglomératiques et gréseux du Membre Gallo Rumi, de 261 m d'épaisseur, levée au 1:100 (Fig. 2.37) entre les Km 15.5 et 16.1 de la route San Juan-Guaranda (Fig. 2.6) montre d'abondants conglomérats très fins à fins, un grand changement de lithofaciès, des séquences généralement rétrogradantes, et des discordances érosives et sédimentaires. Ces rapides changements latéraux et verticaux de faciès suggèrent

une importante variabilité latérale et une haute capacité de migration. L'analyse de l'architecture stratigraphique effectuée sur cette coupe et comparée avec celle du Cerro Amosayana (284 m d'épaisseur, Fig. 2.38), montre l'occurrence des 9 environnements sédimentaires majeurs et leur variation d'abondance relative (Fig. 2.39). La coupe du Membre Gallo Rumi étudiée à Gallo Rumi (Fig. 2.37) montre moins de faciès continentaux que celle du Cerro Amosayana (Fig. 2.38), plus de faciès marins s.s. et de gravites associées, en particulier de faciès marins fins et gréseux de bassin turbiditique, ainsi qu'une contribution importante de faciès de cône deltaïque (*fan delta*). Cette grande variété de faciès et d'environnements est mise en évidence, par exemple, dans une partie de la colonne sédimentaire levée au Cerro Amosayana (284 m

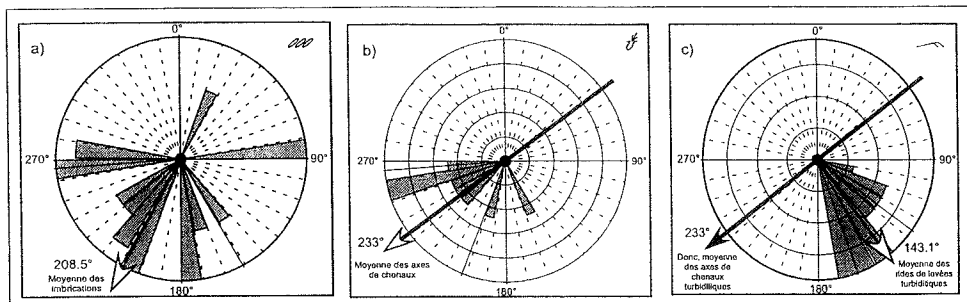


FIG. 2-41- Diagrammes en rose des palécourants (galets imbriqués, chenaux et rides de levée) mesurés dans les bancs de sédiments clastiques gréseux et conglomératiques du Membre Gallo Rumi. Les flèches indiquent les directions moyennes.

a) Imbrications de galets mesurées dans les conglomérats de la coupe de 284 m d'épaisseur (cotes 51, 60 et 99 m). Localisation: Cerro Amosayana (4048 m), ~Km 15 vers le Nord, route San Juan-Gallo Rumi-Guaranda ; b) Axes de chenaux mesurés dans les conglomérats de la coupe de 261 m d'épaisseur (cotes 138, 140, 144, 150, 152 et 175 m). Localisation: Km 15.5 vers l'Ouest, route San Juan-Gallo Rumi-Guaranda ; c) Rides de levée (levée ou débordement, spill ripples) mesurées dans les silts et grès très fins de la coupe de 261 m d'épaisseur (cotes 74, 76, 125, 131 et 134 m), et détermination de la direction moyenne des axes des chenaux turbiditiques. Localisation : Km 15.5 vers l'Ouest, route San Juan-Gallo Rumi-Guaranda.

	a)	b)	c)
Number of Points:	42	8	16
Number of Classes (Size):	36 (10°)	36 (10°)	36 (10°)
Maximum Class:	14%	25%	19%
Vector Mean Direction:	208.53° (SW)	233.69° (SW)	143.08° (SE)
(SE)			
Angular Deviation:	± 57.45°	± 31.87°	± 17.03°
Vector Magnitude:	20.88	6.76	15.29
Consistency Ratio:	0.497	0.845	0.956
Logiciel employé:	PC Rose® V2.1. Diagramme de rose unidirectionnel.		

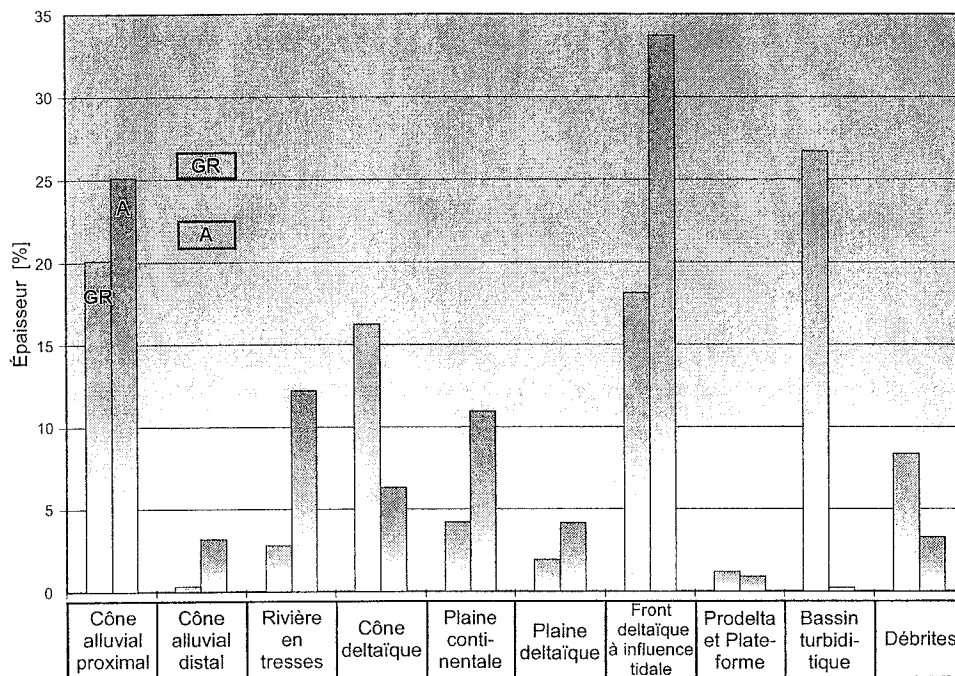


FIG. 2-42- Pourcentage en épaisseur des principaux environnements identifiés dans le Membre Gallo Rumi.

Axe du cône orienté NE (C. Amosayana, zone proximale) - SO (route de Gallo Rumi, zone distale).

GR : Km 15.5, route San Juan-Gallo Rumi-Guaranda, vers l'Ouest. Épaisseur totale = 261 m. A : Cerro Amosayana [4343 m: 7382-98239], en face de la commune de Zambranoloma, route San Juan-Gallo Rumi, vers le Nord. Épaisseur totale = 284 m.

d'épaisseur, cotes 221–238 m, Fig. 2.40). Cette colonne montre qu'il existe, en à peine 17 m d'épaisseur, une extraordinaire variété de faciès, depuis des environnements continentaux, les plus abondants (cône deltaïque, cône alluvial, rivière en tresses et fluviatile distal), jusqu'à des environnements marins côtiers (plage et estran tidal gréseux) et même, sporadiquement, des environnements marins (avant-plage).

Paléogéographie : plusieurs structures de paléocourants ont été mesurées dans le Membre Gallo Rumi : imbrications de galets de conglomérats, bases des chenaux

et rides de débordement (Fig. 2.41). L'interprétation de ces données a été effectuée avec le logiciel Rose® V2.1. Les données d'imbrications de galets au Cerro Amosayana donnent une direction moyenne de transport vers le SSO (N 208.5) ; celles des axes de chenaux conglomératiques des alentours de Gallo Rumi donnent une direction moyenne de courant vers le SO (N 233°), et celles des rides de débordement mesurées dans des grès fins une direction moyenne d'accrétion vers le SE (N 143.1°), signifiant que les chenaux turbiditiques transportaient vers le SO (N 233°). Tous les critères de paléocourant

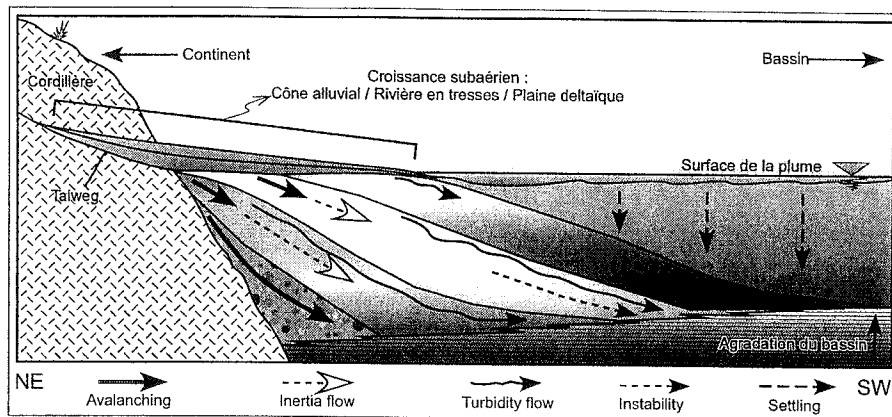


FIG. 2-43- Modèle conceptuel de développement des séquences de cône-delta appliqué au Membre Gallo Rumi de la Fm. Saquisilí.

Il montre la réduction dans la fourniture des sédiments aux talus subaquatiques pendant que la composante subaérienne du cône grandit et que le relief vers la mer ouverte décline. (D'après Prior et Bornhold, 1990; in : Kleverlaan et Reeder, 2000, modifié).

donnent donc une direction de courant vers le Sud-Ouest. Les analyses de faciès et d'agencement des corps sédimentaires (Fig. 2.42) effectuées sur les deux coupes de Gallo Rumi et du Cerro Amosayana, suggèrent que, dans la partie centrale de la COE, ce membre représentait au Paléocène supérieur un grand cône conglomératique à gréseux, composite, continental et parallique (cône alluvial, cône deltaïque et front deltaïque, faciès proximaux d'Amosayana), qui arrivait directement, et abruptement, dans un bassin marin turbiditique (faciès distaux de l'Ouest de Gallo Rumi). Les paléocourants vers le SSO (Fig. 2.41) indiquent que l'axe d'alimentation de ce cône était orienté ~NE-SO, probablement guidé par de grandes failles transverses à la COE d'orientation ~NE-SO comme on le voit sur le terrain (Fig. 2.14), et qui drainait la paléo-Cordillère Royale (Real). La grande proportion de faciès conglomératiques de cône alluvial (proximal et distal) et de cône deltaïque, le fait que ces types de faciès grossiers soient surtout présents au Cerro Amosayana, et le fait que les faciès gréseux marins peu profonds soient plus abondants vers le SO (vers le Sud

de la communauté de Gallo Rumi), indiquent que ce mega-cône était possiblement bordé par une paléogéographie cordillénaire vers le NE, et avait une forme allongée (~NE-SO) suggéré par les paléocourants orientées vers le SO (Fig. 2.42). Dans les parties distales du cône composite Gallo Rumi (cône sous-marin distal), au SO de Gallo Rumi, la grande proportion des turbidites gréseuses fines et silteuses (Fig. 2.41) indique un approfondissement abrupt des faciès au pied des cliniformes du cône proximal (Fig.2.43). La présence importante de gravites (débrites et densites de Gani, 2004) dans le bassin turbiditique montre la remobilisation des sédiments dans ce type de bassin (Kleverlaan, 1994). Ce mega-cône présente des caractéristiques similaires à celui du bassin de Tarbernas, dans le SE de l'Espagne, décrit par Kleverlaan (1989, 1994) et Kleverlaan et Reeder (2000).

Structure et déformation : Dans tous les affleurements du Membre Gallo Rumi, au Nord (route San Juan–Guaranda) comme au Sud (routes Sicalpa–Navas-Santiago) de la COE centrale, les seules déformations observées sont des plis ouverts.

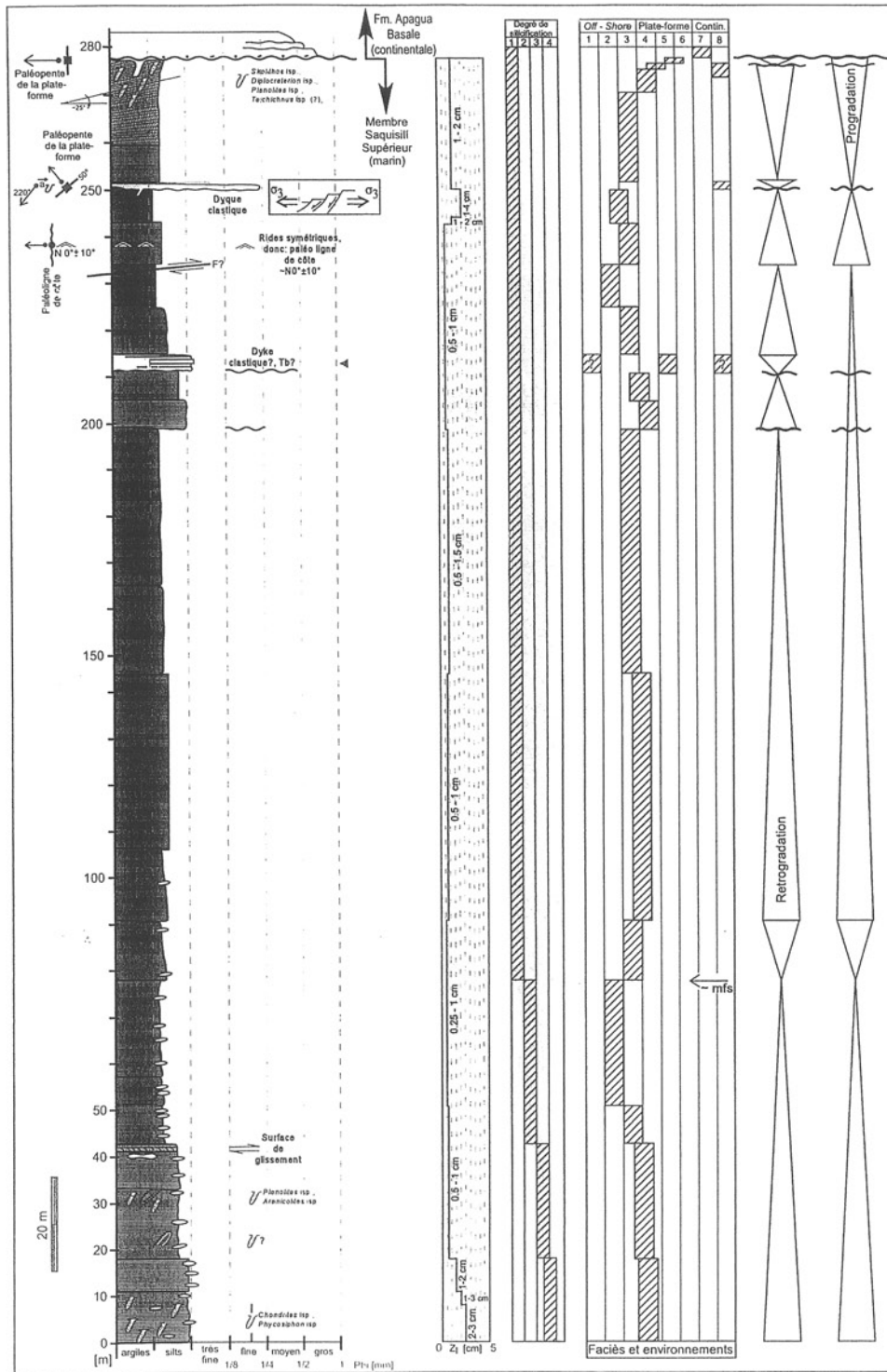


FIG. 2-44- Coupe lithologique, ichnologique et sédimentologique de la série clastique fine du Membre Saquisilí Supérieur (278 m d'épaisseur).

Environnements et faciès: 1, Lobe turbiditique; 2, Marin Ouvert distal; 3, Marin Ouvert proximal; 4, Avant-plage inférieure; 5, Avant-plage moyenne; 6, Avant-plage supérieure; 7, Fluviale distal; 8, Dyke clastique. Degré de silicification: 1, absent; 2, traces; 3, modéré; 4, intense. Zl, épaisseur des laminations. Localité: Ouest de la communauté de Gallo Rumi, Km 16 vers l'Ouest, route San Juan-Guaranda.

Corrélations: Les conglomérats et grès du Membre Gallo Rumi seraient équivalents aux conglomérats et grès grossiers du Groupe Azúcar de la Zone Côtière équatorienne (Péninsule de Santa Elena, Jaillard *et al.*, 1995; Toro et Marocco, 1995). Dans la Zone Subandine d'Équateur, le Membre Gallo Rumi serait l'équivalent

stratigraphique des sédiments conglomératiques de la partie inférieure de la Fm Tiyuyacu Inférieur.

Intérêt économique: Des blocs de grès de ce membre ont été employés comme matériel de base pour la construction de pistes comme celles de San Juan-Guaranda.

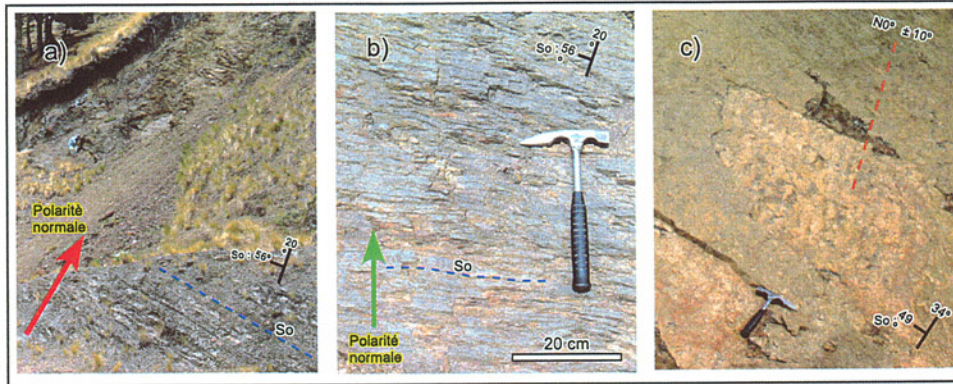


FIG. 2-45

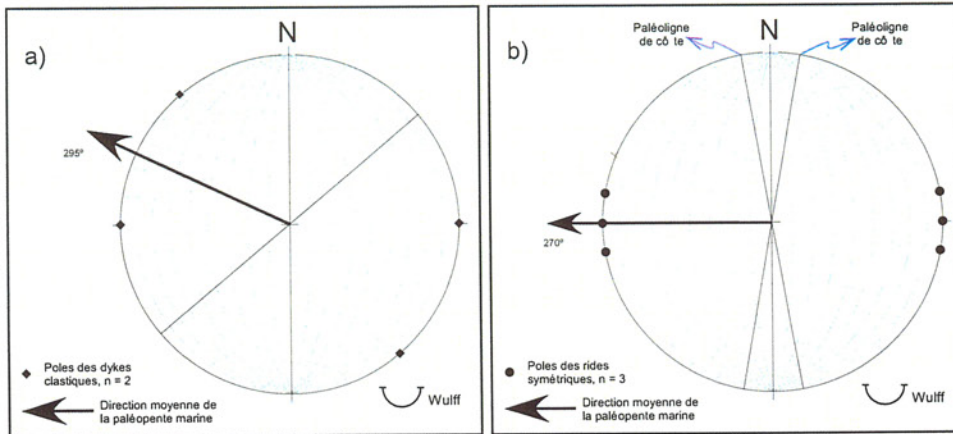


FIG. 2-46

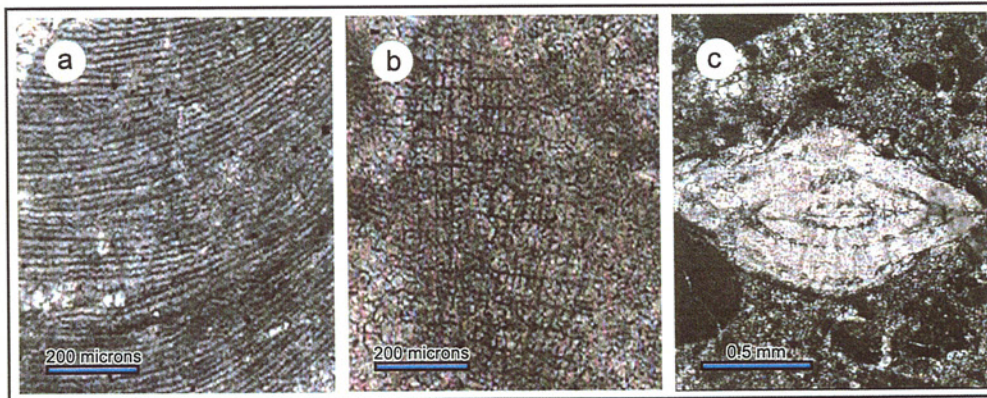


FIG. 2-47

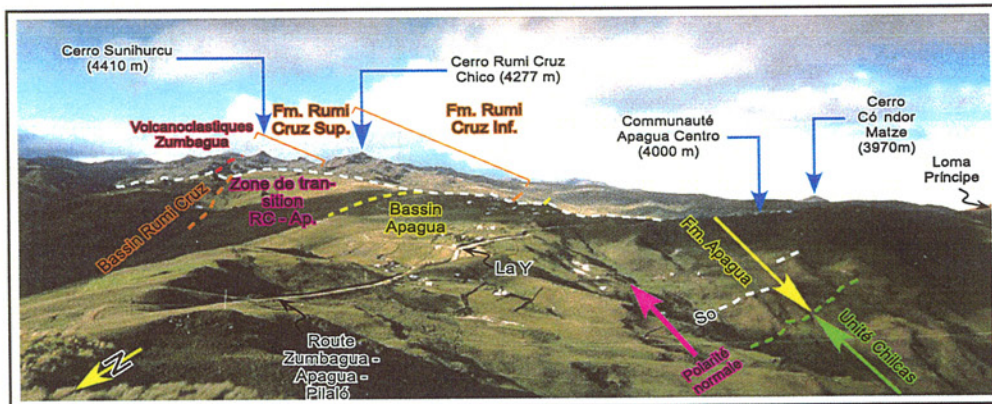


FIG. 2-48

FIG. 2-45- Photographies d'affleurements des sédiments silteux du Membre Saquisilí Supérieur le long de la route San Juan-Gallo Rumi-Guaranda.

a) Panoramique de l'affleurement de la partie basale de l'unité (Km 16.1) ; b) Détail des bancs centimétriques de silts bigarrés (Km 16.2) ; c) Sommet d'une couche silteuse à rides symétriques (Km 16.4). So. stratification primaire.

FIG. 2-46- Représentation sur canevas de Wulff des données structurales (plans de dykes clastiques) et des paléocourants (rides symétriques) mesurés dans les sédiments clastiques silteux et gréseux du Membre Saquisilí Supérieur.

a) Orientation des dykes clastiques et interprétation de la paléopente de la plate-forme éocène inférieur ; b) Orientation des rides symétriques et interprétation de la paléopente de la plate-forme éocène inférieur. Localisation : coupe au Sud de la rivière Tililag (262 m d'épaisseur), Km 15.5 vers l'Ouest, route San Juan-Gallo Rumi-Ganquis.

FIG. 2-47- Microphotographies de microfossiles présents dans les calcaires subrécifaux du Calcaire Unacota.

Légende : a, fragment de *Lithothamnium sp.* (algue calcaire rouge) avec quelques conceptacles spathiques ; b, fragment de *Lithophyllum sp.* (algue calcaire mélobésioïdée) ; c, exemplaire d'*Amphistegina sp.* en section axiale (foraminifère enroulé) entouré par des fragments arrondis (noirs) d'algues calcaires micritisés. Localité: carrière de Yuraesacha, Km 5.4 de la route Apagua-Pilaló., Una020513.7d2, Unf011213.3b1. Les trois échantillons présentent une matrice micritique argileuse (gris foncé) parfois sparitique. LPNA.

FIG. 2-48- Succession normale des unités stratigraphiques paléogènes de l'Unité Chilcas (à droite en bas de la photo), surmontée par la Fm. Apagua, laquelle est à son tour surmontée par la Fm. Rumi Cruz.

Les reliefs de la Fm. Rumi Cruz sont formés par des bancs de conglomérats, tandis que la topographie adoucie de la Fm. Apagua et de l'Unité Chilcas est donnée par des bancs des grès et silts, respectivement. Localisation : communauté Apagua Centro, route Latacunga-Zumbagua-Apagua-Quevedo. So. stratification.

C. Le Membre Saquisilí Supérieur (Gallo Rumi Sup.)

Historique travaux antérieurs : Tschopp (1948) a associé les Conglomérats Gallo Rumi aux ardoises bigarrées de la route San Juan-Guaranda, nommées Red Beds, et considérées alors comme faisant partie de la Fm. San Juan (décrite formellement par Kehrer et Kehrer, 1969), et datées plus à l'Est du Crétacé par Thalmann (1943), qui leur attribua un caractère continental.

Localité-type et extension : Les silts bigarrés du Membre Saquisilí Supérieur, affleurent principalement dans la partie centre-orientale de la COE (Fig. 2. 14), entre les Km 16 et 16.7 de la route San Juan (Km 0.0)-Guaranda, à l'Ouest de Gallo Rumi (Fig. 2.6 & 2.14), où l'on considère que se situe la localité-type, ainsi que le long de la route Sicalpa-Santiago. En raison des érosions pré-Éocène moyen, les affleurements en sont cependant réduits.

Lithologie : Cette unité est composée de silts argileux et silts gréseux (Fig. 2.44), mais on rencontre aussi de rares grès très fins à fins (dykes clastiques). Les silts sont plus ou moins laminés (Fig. 2.44), parfois massifs et bigarrés (gris, violets, rouge foncé et noirs). Les seules structures sédimentaires sont des laminations horizontales et des rides symétriques (Fig. 2.45). Dans certaines sections, les lits sont modérément à fortement bioturbés, mais on n'y a pas trouvé de macrofossiles marins.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : À cause des nombreuses failles affectant la zone Centrale de la COE, en particulier dans sa partie Est, la base du Membre Saquisilí Supérieur n'a jamais été observée. Immédiatement à l'Ouest de Gallo Rumi, on passe des sédiments conglomératiques du Membre Gallo Rumi aux silts bigarrés du Membre Saquisilí Supérieur mais sans continuité d'affleurement. On suppose donc que le contact est faillé. Au NNO du sommet du Cerro Amosayana (Fig. 2.6), un changement de relief suggère une transition graduelle du Membre Gallo Rumi vers le Membre Saquisilí Supérieur.

Par contre, au Km 16.7 de la route San Juan (Km 0.0)-Gallo Rumi (Km 15.9)-Guaranda, le sommet du Membre Saquisilí Supérieur est surmonté en contact érosif par les grès de la base de la Fm Apagua (Éocène). D'après la coupe de 277 m d'épaisseur du Membre Saquisilí Supérieur, levée à l'Ouest de Gallo Rumi, on estime que ce membre pourrait atteindre les 300 m d'épaisseur.

Biostratigraphie : À l'Ouest de la commune de Gallo Rumi, au S de Cándor Loma et au NO du Cerro Tililag (Fig. 2.6 & 2.7), le Membre Saquisilí Supérieur a livré des foraminifères benthiques et des palynomorphes (Jaillard et al., 2004). Parmi les foraminifères benthiques, on trouve de nombreux arénacés, comme cela a déjà été signalé par G. Guevara in : Santos (1986), plusieurs *Bathysiphon aff. eocenica* (Paléogène-Éocène), *Bolivinospis spectabilis* (Maastrichtien-Éocène moyen), *Gyroidina marsonella*, plusieurs *Haplophragmoides sp.*, *Saccamina sp.* et *Trochammina sp.* (Fig. 2.30). Parmi les palynomorphes, outre des spores de champignons, on a déterminé *Callimothallus sp.* (Paléogène), *Deltoidospora sp.*, *Gemmotricolpites sp.*, *Microthallites sp.*, *Monocolpites sp.*, *Monoletes sp.*, *Poliadosporites sp.*, *Retimonocolpites cf. microreticulatus* (connu du Paléocène de Colombie), et *Retriticolpites sp.* Dans les affleurements du Membre Saquisilí Supérieur de la section de Cumbe (Kms. 1.6-2.8 au Sud de Cumbe ; et Km 1.1 de la route Cumbe-Quingeo ; Fig. 2.13), zone méridionale de la COE, les microfossiles déterminés sont des foraminifères benthiques et des palynomorphes (Jiménez in : Ordóñez et al., II 2003 ; et Jaillard, 2003). Parmi les foraminifères benthiques, on note *Bathysiphon sp.*, *Bathysiphon aff. eocenicus* (Paléocène-Éocène), *Haplophragmoides sp.*, *Haplophragmoides aff. horridus* (Campanien-Paléogène), *Heggerella sp.?*, *Trochammina sp.*, *Karrekulina sp.* (Éocène-Holocène) (Fig. 2.30). Parmi les palynomorphes, on observe des hyphes et spores des champignons, *Glomus sp.*, *Inaperturopollenites sp.*,

Insertae sedis, *Monoletes sp.*, *Polyadisporites sp.*, *Retimonoletes sp.*, *Syncolporites sp.*, *Triletes sp.* Dans les zones centrale (Gallo Rumi, C. Cónдор Loma et C. Tililag) et méridionale (Km. 1.6–2.8 au Sud de Cumbe, et au Km 1.1 de la route Cumbe-Quingco) de la COE, les foraminifères benthiques *Bathysiphon cf. eocenica* et *Retimonocolpites cf. microreticulatus* (Fig. 2.30), présents dans le Saquisilí Supérieur, assurent un âge Paléocène inférieur ou plus jeune, et les *Bolivinopsis spectabilis* et *R. cf. microreticulatus* suggèrent que l'âge minimal de ce membre soit compris entre l'Éocène basal et l'Éocène moyen. Tenant compte du fait que l'âge du Membre Gallo Rumi est probablement Paléocène supérieur et qu'il est surmonté par la Fm. Apagua de l'Éocène moyen, on propose que l'âge du Membre Saquisilí Supérieur soit Éocène Inférieur (Jaillard *et al.*, 2004).

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : Les silts bigarrés du Membre Saquisilí Supérieur (Km 16.0 et 16.7 de la route San Juan-Guaranda) présentent divers types de bioturbation (ichnogenres), de diversité modérée et d'abondance variable. Par ordre d'abondance, ce sont : *Skolithos isp.*, *Planolites isp.*, *Arenicolites isp.*, *Diplocraterion isp.*, *Teichichmus isp.*, *Chondrites isp.* et *Phycosiphon isp.* (Fig. 2.44). À la base de la coupe (Fig. 2.44), cotes 0–8 m, *Chondrites isp.* et *Phycosiphon isp.* sont sporadiques. Ces structures de nutrition et de broutage, appartiennent respectivement aux ichnofaciès Cruziana et Zoophycus, associés aux environnements de basse énergie et de substrats mous (Sequeira *et al.*, 2002). Dans cet affleurement, les *Chondrites isp.* forment de petites galeries centimétriques ramifiées et isolées. C'est un ichnogenre opportuniste qui caractérise un milieu suboxique (Olivero et Gaillard, 1996).

Au sommet de l'unité (Fig. 2.44), 7 m sous le contact érosif avec la Fm. Apagua, les ichnogenres *Skolithos sp.*, *Diplocraterion isp.*, *Planolites sp.* et *Teichichmus sp.* (?) sont abondants, avec peut-être *Thalassinoides isp.* et de rares *Arenicolites isp.* Les *Arenicolites isp.* et *Skolithos sp.* sont diagnostics d'un environnement marin gréseux, marqué par de fortes périodes d'érosion et sédimentation (Buatois *et al.*, 2002). Les *Teichichmus isp.* appartiennent à l'ichnofaciès Cruziana (Seilacher, 1967), et indiquent un environnement marin peu profond, avec un taux de sédimentation faible à modéré, et une oxygénation normale à bonne (Akpan, 1985 ; Olivero et Gaillard, 1996). La coupe (280 m d'épaisseur) levée dans ce membre (Fig. 2.44) montre une récurrence des faciès sédimentaires, à tendance transgressive, de l'environnement marin ouvert (faciès externes et internes) et d'avant-plage (fréquemment inférieur). Au sommet de la coupe, lors du changement progressif de l'inclinaison de la paléopente, mis en évidence par une discordance angulaire progressive, synonyme d'une tectonique compressive synsédimentaires (Marocco, 1994), on note un changement parallèle de

faciès, de l'avant-plage inférieure vers l'avant-plage supérieure. L'augmentation vers le haut de l'abondance et de la diversité des ichnogenres, indique un environnement marin, une diminution de la paléopente, et une augmentation du taux de sédimentation et d'oxygénation. Ces évidences suggèrent qu'à l'Éocène inférieur, la région ait enregistré un fort soulèvement tectonique (plus probable) ou une régression marine rapide (moins probable).

Paléogéographie, paléopentes et paléocourants : Des corps gréseux sont intercalés dans les parties supérieures et sommitales de cette série fine (cotes 211–215 m, 249–251 m), ainsi qu'à partir des 277 m (sommet de l'unité, Fig. 2.44), des rides symétriques dans les niveaux de silts et silts gréseux. Les corps gréseux n'ont pas de base érosive (pas de conglomérats de base), sont massifs, ont une forme tabulaire, sont presque perpendiculaires au plan de stratification, et sont orientés vers le NE et le Nord (Figs. 2.44 & 2.46a). Il s'agit donc de dykes sédimentaires d'épaisseur variable (10 à 150 cm), composés de grès très fins à moyen et même parfois grossiers. Ces dykes pourraient s'être formés comme des fissures d'extension, ultérieurement remplies par des injections de grès. Ils pourraient être associés à des glissements sous-marins en masse de niveaux silteux et gréseux fins gorgés d'eau, glissant perpendiculairement à l'orientation des fissures, à cause d'une déstabilisation de la paléopente marine (Woodcock, 1979 ; Rowe *et al.*, 2002). Les crêtes de rides symétriques ont une orientation similaire ~N-S (N 355°, N 0° et N 05°, Fig. 2.45). Ces structures sédimentaires résultent de courants oscillatoires, provoqués par les vagues, et l'orientation de leurs crêtes serait presque parallèle à la ligne de côte (Johnson et Baldwin, 1996).

Les critères sédimentaires majeurs donnant l'orientation d'une paléopente marine sont les dykes clastiques, la vergence des plis des slumps, et les paléocourants (Rowe *et al.*, 2002 ; Bradley et Hanson, 1998 ; Woodcock, 1979). Les données de paléocourants et l'orientation des dykes traités avec le logiciel Rose® V2.1 (Fig. 2.46) montrent que la paléopente de la plate-forme était orientée vers l'WNW (N 283°), orientation cohérente avec les paléocourants mesurés dans le Membre Gallo Rumi (Fig. 2.41). En plus de l'évidence ichnologique qui montre que, à l'Éocène inférieur, cette région était soumise à un fort soulèvement tectonique (plus probable qu'une régression forcée), les données des dykes clastiques et des rides symétriques indiquent que la paléopente marine était inclinée vers l'WNW (N 283°) et que la ligne de côte était subméridienne (N 0°±5°). Les données stratigraphiques et sédimentologiques suggèrent que cette unité silteuse bigarrée se serait déposée à l'Éocène inférieur, sur une plate-forme clastique assez profonde et étroite, d'orientation subméridienne, stable dans ses parties inférieure et moyenne.

Corrélations : Les silts rouge foncé et noirs du Membre Saquisilí Supérieur seraient l'équivalent stratigraphique des sédiments fins et gréseux du Groupe Azúcar de la péninsule de Santa Elena, de la Zone Côtière équatorienne (Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995), et des silts gris foncés de la base du bassin Apagua. Ils sont possiblement équivalents des sédiments fins et gréseux de la partie supérieure de la Fm. Tiyuyacu Inférieur de la Zone Subandine d'Équateur, ce qui reste à démontrer.

Déformations : L'affleurement du Membre Saquisilí Supérieur bigarré, localisé à l'Ouest de Gallo Rumi, montre une structure de basculement post-sédimentaire des couches silteuses, au contact entre le Membre Saquisilí Supérieur (silteuse) et la Fm Apagua (gréseuse, Fig. 2.44) ; dans cette dernière, on note une discontinuité sédimentaire et un basculement progressif des sédiments silteux qui indiquent un changement de paléopente de 25° en 18 m d'épaisseur. Ce type de basculement est caractéristique des séries orogéniques (Colombo, 2000), marquées par des soulèvements tectoniques.

6. 2. L'unité Pangor

Historique/travaux antérieurs : Santos et Ramírez (1986) ont reconnu près du village de Pallatanga des silts noirs silicifiés interstratifiés avec des grès quartzeux, et les ont attribués à la Fm. Apagua. Jaillard *et al.* (2004) ont identifié pour la première fois cette unité clastique dans la vallée de Pallatanga, haute vallée de la rivière Pangor, route Riobamba–Pallatanga, comme une unité différente.

Localité-type et extension : Les sédiments de cette unité n'affleurent que dans la haute vallée du ravin Pangor, particulièrement sur sa rive gauche. La localité-type se trouve le long de la route montant à la communauté de Agua Dulce, ≈10 Km au SSO du village de Pangor (Fig. 2.14), à partir de la route Riobamba–Pallatanga.

Lithologie : Cette unité est principalement composée de silts argileux, de silts gréseux micacés noirs, et de grès grossiers et conglomérats gris verdâtre riches en quartz et éléments de roches métamorphiques et volcaniques.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Cette unité, peu déformée, affleure associée et entraînée par la grande faille régionale dextre de Pallatanga. Sa base et son sommet ne sont pas visibles, et son épaisseur est inconnue.

Biostratigraphie : Guevara (*in* : Santos et Ramírez, 1986) a identifié près de Pallatanga les foraminifères arénacés *Bathysiphon sp.* et *Haplophragmoides sp.* Les affleurements de l'unité Pangor de la zone de Agua Dulce–Trigoloma, au SSO du village Pangor, ont fourni des foraminifères benthiques et des palynomorphes (Ordóñez *et al.*, 2000a; Jaillard *et al.*, VII 2003). Parmi les foraminifères benthiques ont été déterminés : *Anomalina sp.*, *Bathysiphon gerochi* (Paléocène), *Bulimina sp.*, *Cibicides sp.?*, *Clavulinoides cf. asper*, *Dorothia sp.*, *Haplophragmoides cf. eggeri* (Paléocène), et des Lituolacés (Fig. 2.30). Les palynomorphes sont

Callimothallus sp. (Paléogène), *Fusiformisporites sp.*, *Microthallites sp.* (Paléogène) et des spores des champignons. Les foraminifères benthiques *Bathysiphon gerochi* (Paléocène) et *Haplophragmoides cf. eggeri* (Paléocène), ainsi que les palynomorphes *Callimothallus sp.* (Paléogène) et *Microthallites sp.* (Paléogène), présents dans le Membre Saquisilí Supérieur (Fig. 2.30), indiquent un âge Paléocène (Jaillard *et al.*, 2004), pas plus vieux que le Paléocène inférieur.

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : D'après la lithologie et le contenu fossilifère, ces sédiments correspondent à des dépôts marins gréseux, placés entre le prodelta et la plate-forme distale, avec des arrivées conglomératiques à caractère continental (embouchure).

Corrélations : Cette unité est interprétée comme un faciès latéral de la succession Saquisilí–Gallo Rumi, démembrée et entraînée en surface par la zone de faille Pallatanga.

6. 3. Le Calcaire Unacota

Historique/travaux antérieurs : Les premières descriptions du Calcaire Unacota sont dues à l'Institut Français du Pétrole (IFP, 1968) et à Faucher *et al.* (1971). Puis, ces calcaires furent l'objet d'une exploration industrielle menée par les entreprises Cementos Cotopaxi (Egüez, 1986) et CII (Echeverría, 1977) ; 12 perforations et carottages industriels ont été effectués jusqu'à une profondeur de 50 m (Echeverría, 1977). Bristow (1973) et Bristow et Hoffstetter (1977) ont daté les calcaires de la zone d'Apagua. L'actuelle unité Calcaire Unacota, comme Éocène, et proposé de les séparer de la Fm. Yunguilla. C'est Echeverría (1977) qui développa la première étude détaillée de ces calcaires. Santos et Ramírez (1986) ont proposé de distinguer l'ensemble des sédiments turbiditiques et calcaires (Calcaire Unacota) affleurant dans la zone d'Apagua sous le nom de Fm. Apagua, et déterminé un âge Éocène moyen–supérieur pour cette succession.

Localité-type et extension : La localité-type du Calcaire Unacota se trouve à l'Ouest et au Sud de la Quebrada Unacota, à ~8.5 Km au SO du volcan Quilotoa. Des affleurements comparables se trouvent au pied de la Loma Huamán Huachana, au Km 5.4 de la route Apagua (Km 0.0)–Pilaló (Km 24.3), en face de l'école primaire Yuracsacha (Fig. 2.8). De petits affleurements isolés se trouvent dans la rivière Chilcas (Pilaló), entre Apagua et Pilaló.

Lithologie : Les calcaires Unacota correspondent à des biomictites riches en algues calcaires et à des calcarénites riches en grands foraminifères benthiques (Egüez, 1986 ; Echeverría, 1977). On y trouve aussi des argiles calcaires, des marnes et des dômes stromatolitiques. Les calcaires sont gris et parfois crèmes : les marnes sont gris foncé et les calcilutites sont noires. Ces affleurements sont souvent recoupés par des fractures remplies de calcite parfois dissoute, et de calcite silicifiée.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : La base n'a pas été observée le long de la coupe Pujilí-Pilaló ; toutefois, selon Egüez (1986), ces calcaires reposeraient en discordance sur les roches volcaniques tertiaires de la Fm. Macuchi. Dans la Q. Unacota, la Fm. Apagua repose sur le Calcaire Apagua (Echeverría, 1977 ; Egüez, 1986). Les forages effectués à cet endroit, dans cette unité, ne dépassant pas 50 m, son épaisseur reste inconnue, mais atteint au minimum 50 m. Egüez et Bourgois (1986) et Bourgois et al. (1990) estiment une épaisseur comprise entre 80 et 100m. Hughes et Bermúdez (1997) signalent également un contact stratigraphique entre les calcaires Unacota et les silts et grès turbiditiques de la partie inférieure de la Fm. Apagua dans le río Chilcas [7291-98947], 2 Km au NO d'Apagua. Dans la carrière de Yuracsacha (Km 5.3 de la route Apagua (Km 0.0)-Pilaló) au pied de la Loma Huamán Guachana, ces calcaires sont en contact faillé avec les sédiments silicifiés fins de la Fm. Apagua.

Faune : Bristow et Hoffstetter (1977) et Bristow (1973) ont daté de l'Éocène supérieur le Calcaire Unacota de la zone d'Apagua sur la base des foraminifères : *Amphistegina* sp., *Nummulites*, *Helicolepidina* sp., etc, et des algues *Archeolithothamnium*, *Lithoporella melobesoides*. Henderson (1979, 1981) confirme l'âge Éocène pour le Calcaire Unacota avec la détermination de *Amphistegina* sp., *Discocyclinidae* sp. et *Archeolithothamnium* sp. De plus, il mentionne *Nummulites nummulitiformis* dans les sédiments associés à la Fm. Pilaló sous-jacente, une série détritique tufacée composée d'agglomérats, arkoses, grauwackes et tufs grossiers (Egüez, 1986). Pour Whittaker et Hodgkinson (1976 ; in : Henderson, 1981), la faune mentionnée par Savoyat et al. (1970) dans la Fm. Apagua est d'âge Éocène. Whittaker et Hodgkinson (1976) ont reconnu les foraminifères : *Discocyclinidae* sp., *Sphaerogysina* sp., *Amphistegina* sp., *Nummulites* sp. (Paléocène-récent), et *Chapmanina* sp. (Éocène inf.-Miocène moyen), et le foraminifère planctonique *Globorotalia* sp. (Paléocène-récent) ; les algues calcaires *Archeolithothamnium pfenderi* (Paléocène-Oligocène), *Lithothamnium* sp., *Corallina* sp., *Jania* sp., *Halimeda* sp., et *Ethelia alba* (Pfender) (Crétacé Sup.-Éocène). L'ensemble indique l'Éocène. Egüez (1986) et Bourgois et al. (1990) ont daté le Calcaire Unacota de l'Éocène, en mentionnant les foraminifères : *Discocyclina barkeli* (Vaughan et Cole), *D. weaveri* (Vaughan), *Amphistegina* sp. et *A. lopeztrigoi* (Palmer) de l'Éocène inférieur, *Discocyclina marginata* (Cushman, Cole et Gravell), *Asterocyclina* cf. *penonensis*, *A. cf. habanensis* (Cole et Bermúdez), *Lepidocyclina* sp. et *Amphistegina pregrimsdalei* (Cavori) de l'Éocène moyen, et *Heterostegina ocalana* (Cushman), *Helicolepidina nortoni* (Vaughan) et *Amphistegina* sp. de l'Éocène supérieur. L'analyse de plusieurs échantillons de calcaires de la carrière de Yuracsacha, a permis d'identifier des foraminifères et fragments d'algues calcaires (Fig. 2.47). Parmi les foraminifères benthiques,

L. Hottinger a déterminé (comm. pers., 2003, 2004) *Lepidocyclines* et *Tremastegina senni* (Cushman) (Éocène inf.). Il y a de grandes et de petits Nummulites, et aussi des fragments d'algues rouges dont *Polystrata alba* (Crétacé-Miocène), *Corallina* sp., *Amphiroa* sp., (I. Bucur. comm. pers., 2004). Dans les échantillons, on rencontre aussi quelques tests d'algues vertes *Dasycladacées* (A. Arnaud-Vanneau, comm. pers.). Les échantillons d'algues sont des fragments arrondis d'algues encroûtantes où la disposition des conceptacles montre qu'elles appartiendraient aux sous-familles Mastophoroidé et Mélobésioïdé ou *Sporolithaceae* (D. Bassi et A. Fugagnoli, comm. pers. 2003). Tout cet ensemble fossilifère indique un milieu marin, subrécifal, peu profond, avec des eaux chaudes.

Âge : Dans les affleurements du Calcaire Unacota de Yuracsacha et Loma Arcos, les foraminifères *Amphistegina* sp., *A. lopeztrigoi*, *Discocyclina barkeli*, *D. weaveri* et *Tremastegina senni* (Fig. 2.30) indiquent un âge Éocène inférieur ou plus jeune les *Discocyclina marginata*, *Asterocyclina* cf. *penonensis*, *A. cf. habanensis*, *Amphistegina pregrimsdalei* indiquent l'Éocène moyen ; *Heterostegina ocalana*, *Helicolepidina nortoni alba* pourraient indiquer l'Éocène supérieur. Les Calcaires Unacota étant surmontés par les turbidites de la partie inférieure de la Formation Apagua d'âge Éocène moyen (Hughes et Bermúdez, 1997), et surmontant le Membre Saquisilí Supérieur rapporté à l'Éocène inférieur (Jaillard et al., 2004), l'âge du Calcaire Unacota se situe autour de la limite Éocène inférieur-Éocène moyen.

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : Les affleurements du Cerro Arcos et de Yuracsacha présentent localement des tapis d'algues bleues, des structures stromatolitiques, de quelques centimètres à une quinzaine de centimètres d'épaisseur au maximum, qui témoignent d'un environnement de faible profondeur. En particulier, *Polystrata alba* a un rôle constructeur donnant naissance à des biolithites algaires (Bukur et al. 1987). La présence de stromatolithes indique une profondeur de moins de 200 m (Hughes et Bermúdez, 1997). Les algues calcaires et les nummulites d'Unacota suggèrent une profondeur comprise entre 20 et 60 m, dans la zone photique. Les faciès fins (calclutites, marnes et calcaires) et les calcarénites riches en nummulites et restes arrondis d'algues calcaires traduisent un environnement marin peu profond, plutôt récifal que de plate-forme interne, marqué par des eaux chaudes et des fluctuations d'énergie importantes.

Structure et déformation : Cette unité forme des affleurements discontinus orientés grossièrement Nord-Sud (Egüez, 1986). Le calcaire Unacota présente une abondance considérable de diaclases mais sans évidence de plissement. Le diagramme de 77 données de diaclases mesurées dans le Cerro Arcos, près du Q. Unacota, montre des pôles dispersés et sans aucune orientation préférentielle (Echeverría, 1977).

Paléogéographie : Après le soulèvement de la paléo-COE, lié à l'accrétion du Terrain Piñón dans la Zone Côtière équatorienne au Paléocène supérieur et le dépôt du cône conglomératique Gallo Rumi dans la région de Riobamba, un bassin marin peu profond s'est installé progressivement, à l'Éocène inférieur et moyen, sur la marge, et progressa en transgression vers le continent en déposant de façon diachrone des corps calcaires subrécifaux et de plate-forme.

Corrélations : Egüez (1986), Egüez et Bourgois (1986), et Bourgois *et al.* (1990) ont daté de l'Éocène (*Amphistegina* gr. *parvula*, *Discocyclusidae* et des foraminifères planctoniques) les calcaires Tenefuerte et Milagro affleurant à l'Ouest et au NW d'Apagua, et les ont interprétés comme équivalents latéraux du Calcaire Unacota. Le Calcaire Unacota serait stratigraphiquement équivalent à une série de calcaires déposés sur la plate-forme de l'Éocène inférieur-moyen (vers l'Ouest de la COE), parmi lesquels : le Calcaire San Eduardo et le Calcaire Javita (au Sud de la Cordillère Chongón Colonche ; Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995), les calcaires Manta et Membrillal (au NO de la Cordillère Chongón Colonche), et Camarones et Don Juan, du bassin Manabí, les calcaires Cube, Businga, Ostiones, Santiago-Cayapas du bassin Esmeraldas, et le Calcaire Gualchán au Nord du pays (Santos *et al.*, 1986). Dans la COE septentrionale, le Calcaire Unacota serait équivalent au Calcaire Selva Alegre (Boland *et al.*, 2000).

Géochimie et gisement : Dans les années 70 et 80, cette unité a fait l'objet d'un intérêt industriel orienté vers la fabrication du ciment ou comme pierres d'ornement. Les résultats des analyses chimiques par absorption atomique effectuées sur 40 échantillons issus de 12 perforations et carottes, jusqu'à une profondeur de 50 m, montrent des valeurs pour CaO (52.11%), MgO (0.24%), SiO₂ (6.04%), Al₂O₃ (0.12%), Fe₂O₃ (0.40%) et K₂O (0.03%) (Echeverría, 1977). León (*in* : Echeverría, 1977) a rapporté des teneurs en CaCO₃ (94.84%) et en MgCO₃ (2.41%) qui montrent la grande pureté des Calcaires Unacota.

6. 4. L'Unité Chilcas et la Fm. Apagua

Introduction : Dans ce paragraphe, on propose une nouvelle subdivision pour les sédiments fins et gréseux d'âge Paléocène-Éocène de la Fm. Apagua sensu Egüez et Bourgois (1986), Santos et Ramírez (1986) et Bourgois *et al.* (1990), qui affleurent le long de la coupe Latacunga-Quevedo, partie Centre-Nord de la COE. En se basant sur les âges micropaléontologiques, on propose de séparer les sédiments inférieurs silteux (l'Unité Chilcas) des sédiments supérieurs gréseux (Fm. Apagua). De plus, on caractérisera le passage progressif du sommet de la Fm. Apagua, auparavant nommé Conglomérats d'Apagua, à la base de la Fm. Rumi Cruz (Conglomérats Rumi Cruz).

Problématique/travaux antérieurs : Egüez et Bourgois (1986), Santos et Ramírez (1986) et Bourgois *et al.* (1990), ont dénommé formellement les dépôts turbiditiques de

type flysch affleurant le long de la coupe de Latacunga-Quevedo sous la dénomination de Fm. Apagua. Se basant sur les âges fournis par des foraminifères benthiques et planctoniques, ils datent la Fm. Apagua de l'Éocène, et plus tard (Bourgois *et al.* 1990) de l'intervalle Éocène moyen-Miocène inférieur. Egüez (1986) mentionne le Paléocène dans les affleurements de Huayrapungu, coupe Pujilí-Zumbagua. Nos données obtenues dans la région d'Apagua (coupe de Latacunga-Quevedo) nous amènent à proposer une nouvelle subdivision. Egüez (1986, p. 43) et Bourgois *et al.* (1990) mentionnent dans des affleurement isolés, près de Guayrapungu ([7440 9903] et [7435 9903]) sur la route Casa-Quemada-Guangaje (Fig. 2.8), des radiolaires d'âge probable Paléocène-Éocène. "*Dictyophimus* sp." (*in* : Dumitrica, 1973), *Axopromum* sp. et *Becoma campechensis* (Foreman), indiquant un âge Paléocène probable (AE-468, voir Fig. 2.49), et *Buryella tetradica* (Foreman), *Dendrospyris inferispina* (Goll) ou *Dorcadospyris confluens* (Ehrenberg), indiquant l'Éocène inférieur probable (AE-469). Consulté, le Dr. De Wever confirme ces âges (comm. pers., IV 2005). À Mayhua Pucará [7275 98853], 1.5 Km NE du Cerro Cóndor Matze, sur la route Apagua-Angamarca (Fig. 2.8), McCourt *et al.* (1997) ont collecté des silts qui, étudiés par Wilkinson (1997), ont livré les foraminifères *Nutallides crassaformis*, *Gyroidinoides plantus*, *Trochammina* sp., *Turrilina* sp. cf. *robertsi*, attribués au Paléocène-Éocène. Sans préciser leur localisation géographique, McCourt *et al.* (1997) mentionnent dans les sédiments fins de la partie inférieure de la Fm. Apagua les foraminifères planctoniques *Morozovella pseudobulloides* (Paléocène inf.-moy., zones P1-P3, Fig. 2.49) et *Turrilina brevis* (Éocène, zones P6-P15). Ils rapportent aussi qu'un rapport (CIGG-Petroproducción 1996) mentionne dans le même niveau fin de la séquence Apagua la présence d'*Heterohelix* spp. de possible âge Coniacien-Maastrichtien, et concluent que cette faune Crétacée est remaniée de sédiments anciens, peut-être de la Fm. Yunguilla. Compte tenu du fait que 1) dans le bassin Apagua on ne connaît pas de dépôts conglomératiques du Paléocène supérieur semblables aux conglomérats Gallo Rumi; 2) les sédiments marins silteux bigarrés du Membre Saquisilí Supérieur affleurant dans la coupe de Riobamba-Guaranda ont été attribués au Paléocène supérieur ou à l'Éocène inférieur (Jaillard *et al.*, 2004) ; 3) la sédimentation marine contemporaine de la Fm. Saquisilí (Paléocène à Éocène inférieur) devait consister en sédiments fins, tant au Nord qu'au Sud ; et 4) que dans le bassin Apagua-Angamarca, il y a deux grands types de dépôts : ceux de la partie inférieure de la série à granulométrie générale fine, et ceux de la partie supérieure à granulométrie générale gréseuse, on conclut qu'il est possible que les sédiments fins de la zone d'Apagua-Angamarca soient d'âge Paléocène-Éocène inférieur, et soient surmontés par des sédiments gréseux éocènes (Fm. Apagua s.s.).

Âge [Ma]	Unités	Unité Chilcas	Fm. Apagua	Fm. Rumi Cruz & Cg. Chinchil		Unité Las Juntas (Unités Las Juntas et Arrayanes)
				Congl. Chinchil	Fm. Rumi Cruz	
5.3	Miocène					
23.0	Oligocène	<i>Turifina brevis</i> <i>Dendrospyrus cf. interispina</i> <i>Dorcadospyrus chilensis</i>	<i>Globigerina bulbrocki</i> <i>Globigerina frontosa</i> <i>Globigerina lineolata</i> <i>Globigerina quadricostulata</i> <i>Turborotalia crassaformis</i> <i>Bathysiphon eocenica</i> <i>Bathysiphon rufescens</i> <i>Bolivinospis spectabilis</i> <i>Cibicides aff. pseudourgeriana</i> <i>Haplomagnolis cf. egeri</i> <i>Burylella tetradica</i> <i>Dendrospyrus cf. interispina</i> <i>Dicryopora monobifida</i> <i>Dorcadospyrus chilensis</i> <i>Sectocorythis babilonensis</i>		<i>Epistominia eocenica</i> <i>Nummulites sabliensis</i>	<i>Globobulimina cf. wilkoxensis</i> <i>Neogobulimina chiliana</i> <i>Dicryopora cf. amphora</i> <i>Euspygium tsuiguanum</i> <i>Graustrospyrus aldenos</i> <i>Lychinodanoma cf. bandica</i>
33.9	Éocène	<i>Microzovella pseudobulimoides</i> <i>Becmaia campaciensis</i>	<i>Globigerina quadrifidulata</i> <i>Bathysiphon rufescens</i> <i>Bolivinospis spectabilis</i> <i>Cibicides aff. pseudourgeriana</i> <i>Haplomagnolis cf. egeri</i> <i>Burylella tetradica</i> <i>Dendrospyrus cf. interispina</i> <i>Dicryopora monobifida</i> <i>Dorcadospyrus chilensis</i> <i>Sectocorythis babilonensis</i>			
55.8	Paléocène	<i>Microzovella pseudobulimoides</i> <i>Becmaia campaciensis</i>	<i>Psalitricoprites opiculatus</i> <i>Verticospirites cf. ismenis</i> <i>Ethella alba</i>			
65.5	Maastrichtien		<i>Callinolithus sp.</i> <i>Microthallites sp.</i>			
70.6	Campanien					
83.5						

FIG. 2-49- Fossiles diagnostiques des unités du Paléogène de la COE : Unité Chilcas, Fm. Apagua, Conglomérats Chinchil et Fm. Rumi Cruz (membres Rumi Cruz Inférieur et Rumi Cruz Supérieur), Fm. Las Juntas, et Fm. Arrayanes.

6. 4. 1. L'Unité Chilcas

Travaux antérieurs : Les seules études menées sur ces dépôts fins semblent avoir été des analyses micropaléontologiques (Egüez et Bourgeois 1986, Santos et Ramírez 1986, Bourgeois *et al.* 1990, McCourt *et al.* 1997).

Localité-type et extension : Les sédiments fins de l'Unité Chilcas affleurent principalement dans la vallée de la rivière Chilcas (Figs. 2.8 & 2.48), la localité-type, étant située au NO de la communauté Apagua Centro. Le long de la route Apagua-Quindigua (Fig. 2.8), aux alentours du Cerro Verde Ugsha, 8 Km au S d'Apagua, des affleurements de cette unité sont surmontés par la Fm. Apagua gréseuse. À une dizaine de Km au SSO d'Apagua Centro, vers Angamarca, d'autres affleurements sont visibles à Yanamatzi, dans la partie aval de la quebrada

Ingapirca, et au Nord du Cerro Cóndor Matzi (Fig. 2.8). On suppose aussi que cette unité est présente dans la vallée inférieure des rivières Quindigua-Mocata, à l'Ouest de Quindigua. À Guayrapungu, route Casa Quemada-Guangaje (Fig. 2.8), des affleurements isolés sont associés à un système de faille NE-SW et aux basaltes du plateau Guaranda ; on en trouve encore des affleurements dispersés le long de la route Zumbagua-Chugchilán, sous les dépôts volcani-clastiques du volcan Quilotoa. Cette unité pourrait être celle dans laquelle Egüez et Bourgeois (1986) mentionnent de spectaculaires structures de slumps à l'Est de Pilaló, dans la vallée du río Pilaló.

Lithologie : Cette unité est composée essentiellement d'argilites, d'argiles silteuses et de silts fins argileux et gréseux. On y trouve sporadiquement des grès (à grains

de quartz et cherts noirs), de granulométrie très fine à moyenne, et de rares microconglomérats et conglomérats fins chenalisés (à galets de cherts noirs), qui sont plus fréquents vers le sommet de l'unité. Les argiles et silts sont fortement à faiblement laminés, parfois massifs, de couleur café, café foncé, gris foncé et noire, et sont rarement bigarrés. Les grès intercalés sont très fins à moyens, de couleur café, kaki foncé, et parfois crème jaunâtre (à cause de l'oxydation). Les silts contiennent parfois de petits restes végétaux (fragments de troncs). Cette unité est recoupée par quelques corps volcaniques frais dacitiques et andésitiques porphyriques à amphiboles du Miocène, comme ceux du C. Verde Ugsha et du C. Cóndor Matze, qui constituent des dykes et sills métriques. Cette unité est affectée par les nombreuses failles de la région : en particulier à Yanahatza, où les circulations hydrothermales dans les failles ont complètement silicifié la série, et aussi à Pilaló (sortie Ouest) où des solutions hydrothermales circulant à travers le système de faille Pilaló-Sigchos ont fortement silicifié la série fine et l'ont minéralisée en pyrite (~ 2-5%), chalcopryrite, covellite et parfois galène. Les structures sédimentaires identifiées dans les sédiments fins de l'Unité Chilcas sont des laminations horizontales planes (LP), quelques rides de courant, des chenaux (dans les silts et grès turbiditiques et dans les conglomérats), et des structures de charge. Les silts et grès fins sont rarement bioturbés. Une grande partie de ces sédiments représente des séquences turbiditiques de Bouma avec les termes b, c, d et e, et plus rarement des termes a.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : En raison des nombreuses failles présentes dans cette région, des accès difficiles, des glissements de terrain et de la couverture sédimentaire volcano-sédimentaire, la base de l'Unité Chilcas n'a pas été observée. McCourt *et al.* (1997) mentionnent avoir vu, à 1.7 Km au NO d'Apagua Centre, dans la Quebrada Yanasacha inférieur, un contact normal entre le Calcaire Unacota et la Fm. Apagua fine, aujourd'hui l'Unité Chilcas. Dans les affleurements de la Quebrada Yanasacha, à l'WNW d'Apagua, et de la L. Verde Ugsha, 10 Km au Sud d'Apagua, on voit le passage graduel entre les dépôts silteux fins de l'Unité Chilcas et les grès fins et silts grossiers de la Fm. Apagua sus-jacente. Ce passage progressif a été mis en évidence par : 1) le changement de granulométrie des silts (fins dans l'Unité Chilcas, grossiers pour la Fm. Apagua) et des grès (très fins et silteux pour Chilcas, et fins à moyens pour la Fm Apagua); 2) l'absence de débris végétaux dans les silts de l'Unité Chilcas, qui deviennent présents, quoique peu fréquents dans les silts et grès de la Fm. Apagua ; 3) la fréquente occurrence de slumps dans les silts de l'Unité Chilcas, qui sont presque absents dans la Fm Apagua ; 4) l'existence dans la Fm. Apagua de quelques débrites gréseuses très fines à matrice boueuse, et à galets de silts ou grès laminés du type Apagua; et 5) l'existence d'une nette discordance angulaire (de ~30°), et non un slump, au sommet de l'Unité Chilcas, à ~1 Km au NO d'Apagua Centro.

La base et la partie moyenne de la coupe (Fig. 2.50) présentent les ichnogènes *Phycosiphon isp.*, *Chondrites isp.*, et de rares *Spiroraphe isp.* Ces figures de nutrition et de broutage, appartiennent respectivement aux ichnofaciès Cruziana et Zoophycus, et Nereites, associés aux environnements de basse énergie et aux substrats mous (Sequeira *et al.* 2002). Dans l'affleurement étudié, le *Spiroraphe isp.* forme de longues galeries en spirale de 2 à 3 mm de diamètre, isolées, de quelques centimètres de long, et qui restent à l'interface eau-sédiment. Sachant que les *Phycosiphon isp.* et *Chondrites isp.* sont des ichnogènes opportunistes de milieu suboxique (Olivero et Gaillard 1996), et que *Spiroraphe sp.* est caractéristique d'un milieu presque anoxique (Pemberton et MacEachern, 1995), on déduit que les silts de la partie inférieure de l'unité Chilcas se sont déposés dans un bassin turbiditique de basse énergie, suboxique à presque anoxique. La coupe (811 m) levée dans la Quebrada Chilcas (Cerro Yanasacha) montre en continuité les sédiments de l'Unité Chilcas, surmontés par les sédiments gréseux de la Fm. Apagua. La coupe sédimentologique choisie pour la description montre un intervalle (48 m, Fig. 2.51) représentatif de la partie supérieure de l'Unité Chilcas. Les faciès identifiés dans cet intervalle sont principalement des faciès silteux de bassin interne (proximal) et de cône turbiditique inférieur à moyen (lobe, interlobe et bordure de lobe turbiditique, avec des intercalations turbiditiques gréseuses de cône moyen (lobe et chenaux, rares débrites). Les turbidites silteuses incluent les termes c, d et e, et parfois le terme a ; tandis que les séquences gréseuses sont constituées des seuls termes a et b. La succession des séquences montre une tendance générale rétrogradante. Les bioturbations identifiées dans cet intervalle sont de rares *Thalassinoides sp.* et *Palaeophycus sp.* (Fig. 2.51), qui appartiennent aux ichnofaciès Skolithos et Cruziana. Par rapport aux sédiments de la Loma Yuracsacha (Fig. 2.50), ils indiquent un environnement marin, une diminution de la paléopente et une augmentation du taux de sédimentation et de l'oxygénation.

Déformation/indicateurs de paléopente/paléocourants : Dans l'Unité Chilcas de la Quebrada Chilcas (L. Yanasacha), les seules structures de déformation sont des glissements synsédimentaires dans les silts (slumps, Fig. 2.55a). Ces slumps sont fréquents dans la série, et témoignent de la variation de l'inclinaison de la paléopente du talus inférieur et du bassin. La vergence des plis des slumps étant un des trois critères sédimentaires majeurs qui donnent l'orientation d'une paléopente marine (Rowe *et al.* 2002, Bradley et Hanson 1998, Woodcock 1979), on a mesuré quelques axes de plis, qui montrent une direction moyenne à N10° (Fig. 2.55a), c'est-à-dire une vergence vers l'Ouest. Donc, l'orientation de la paléo-pente marine était vers l'Ouest (N280°).

Paléogéographie : Les données stratigraphiques et sédimentologiques suggèrent que l'Unité Chilcas

s'est déposée au Paléocène-Éocène inférieur, dans un environnement de talus et de bassin turbiditique, au pied Ouest de la partie centrale de la COE. Ce bassin turbiditique étroit, orienté Nord-Sud, a reçu des sédiments silteux laminés de basse énergie.

Corrélations : Dans la COE centrale et méridionale,

les silts de l'Unité Chilcas seraient stratigraphiquement équivalents aux sédiments de la Fm. Saquisilí, mais déposés dans des environnements plus externes et plus profonds par rapport à la marge. Vers le Nord de la COE, au NO de Quito, ces silts seraient équivalents aux cherts roses, crème et gris de l'Unité La Cubera du Paléocène (Boland *et al.*, 2000).

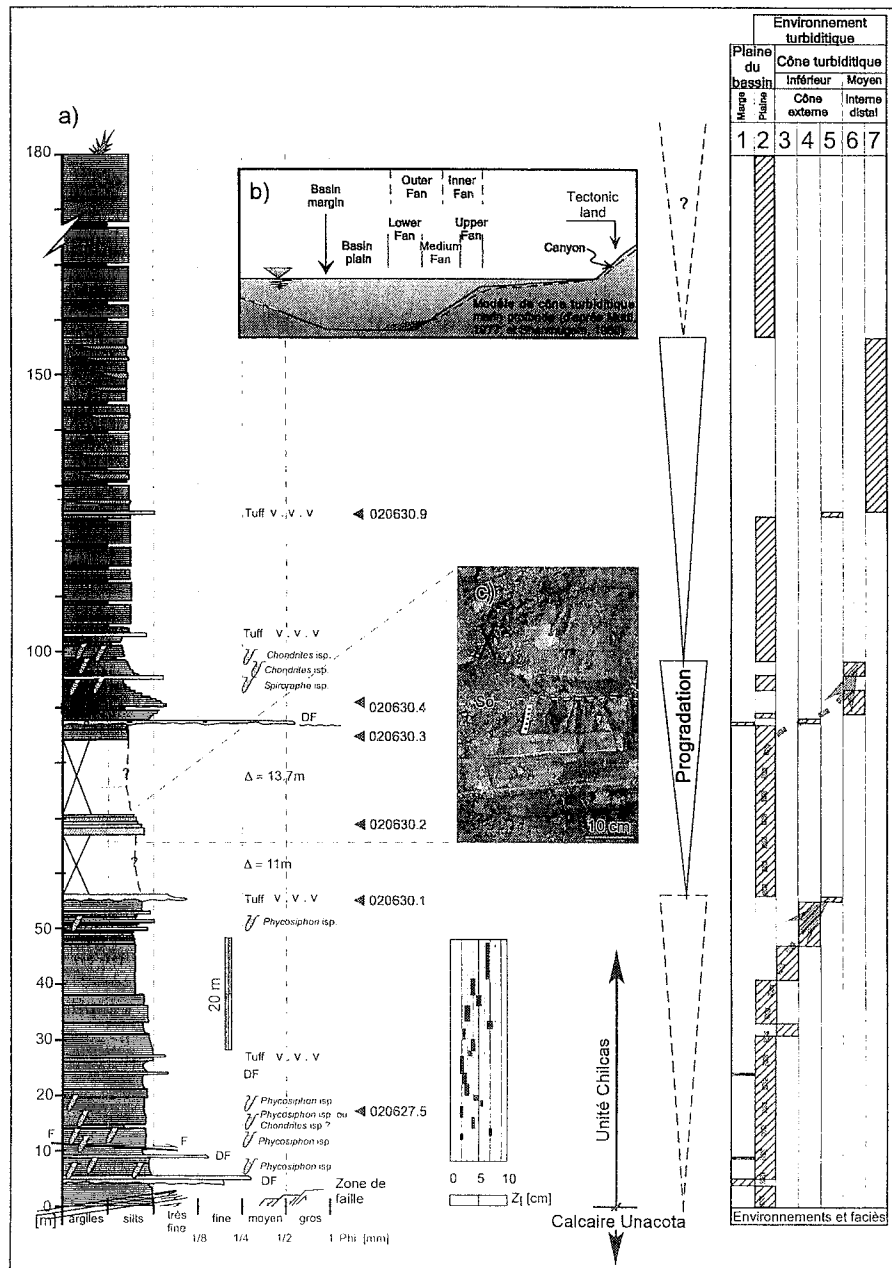


FIG. 2-50- Coupe lithologique, et interprétations sédimentologique, ichnologique et environnementale de la série clastique turbiditique fine de 180 m d'épaisseur de l'Unité Chilcas silicifiée.

a) Colonne lithologique ; b) modèle environnemental appliqué ; c) détail de l'allègement. Localité : carrière Yuracsacha [3690: 7284 98910], Km 5.3, route communauté Apagua Centro-Pilaló. DF, debris flow (débrite) ; F, faille ; So, stratification ; Zl, épaisseur des laminations fines. Environnements et faciès : 1, Basin margin sandy debris flow (BMsdF) ; 2, Basin plain (BPl) ; 3, Turbiditic fan fringe (TBFFr) ; 4, Lobe fringe (LFr) ; 5, Outer fan sandy lobe (OFSL) ; 6, Channel mouth bar distal (ChMtlBd) ; 7, Interchannel and Levee (ICH&L).

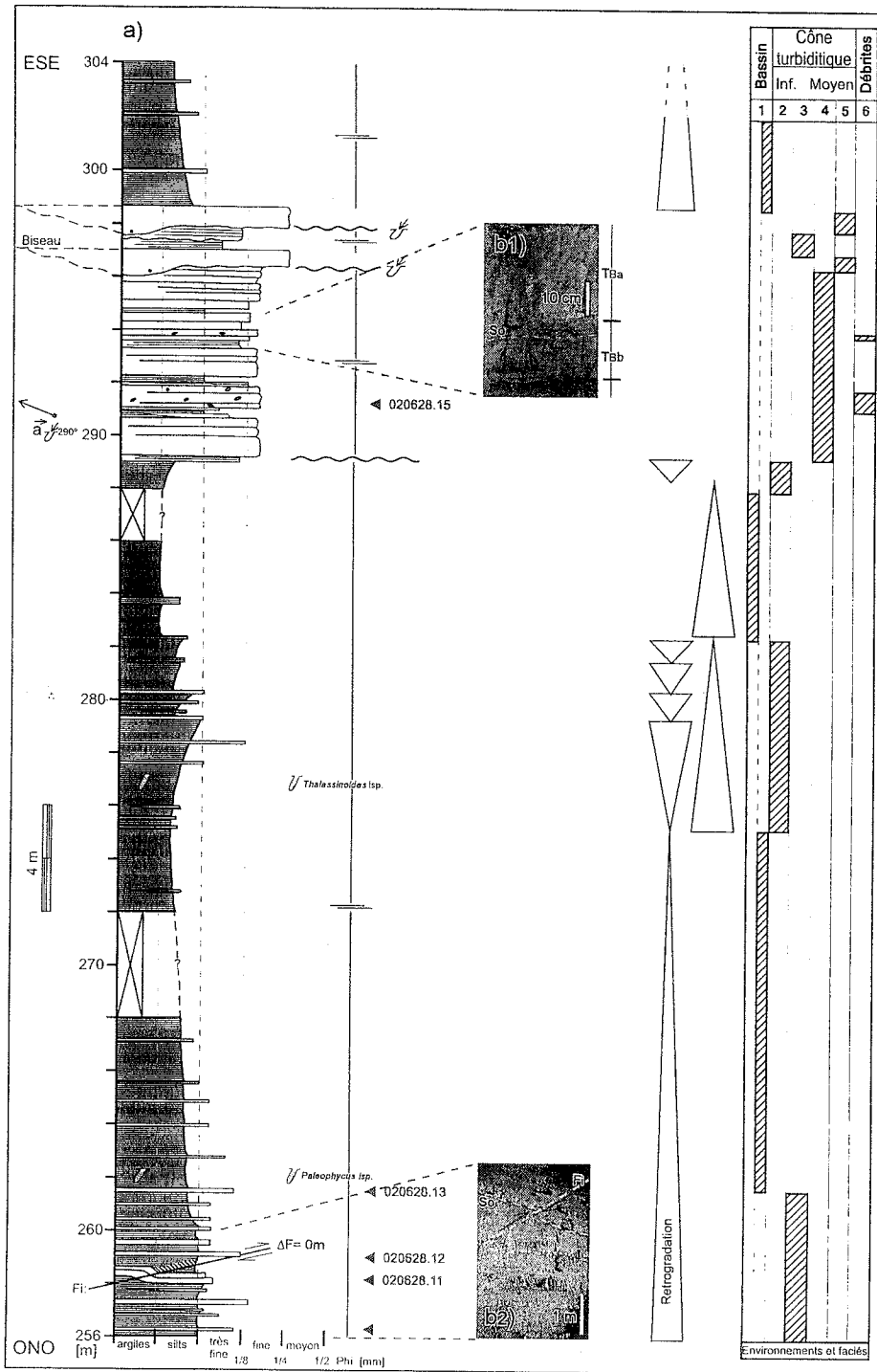


FIG. 2-51- Coupe lithologique, et interprétations sédimentologique, ichnologique, et environnementale des sédiments clastiques fins et gréseux d'un intervalle de 48 m d'épaisseur de la partie supérieure de l'Unité Chilcas.

a) Colonne composée ; b1 & b2) détails de l'affleurement. Localité : Cerro Yanasacha [~3720 m ; 7298 , 98939], ~ 1.5 Km au ONO de la commune d'Apagua Centro. Environnements et faciès : 1. Plaine de bassin (inf. et sup.) ; 2. Lobe fringe ; 3. Inter Lobe turbiditique ; 4. Lobe turbiditique ; 5. Chenal turbiditique de remplissage ; 6. débris (debris flows) gréseux. TB, turbidite de Bouma (de basse densité) avec ses membres a, b, c, d et e ; Fi, faille inverse ; So, stratification.

Dans la région côtière centrale de l'Équateur (régions de Guayaquil et de la Péninsule Santa Elena, Sud du bassin Manabí), les silts noirs laminés de l'Unité Chilcas pourraient être équivalents aux sédiments silteux et argileux laminés et silicifiés de la partie supérieure des Fms. Guayaquil et Santa Elena, qui atteignent la base du Paléocène supérieur et/ou du Groupe Azúcar (Paléocène terminal, Jaillard *et al.* 1995). Dans la Zone Subandine d'Équateur, l'Unité Chilcas serait l'équivalent stratigraphique des sédiments silteux bigarrés de la Fm. Tena supérieure, du Paléocène (Jaillard *et al.* 1997). Dans l'extrême NO du Pérou (région de Paita et SO du Cerro Amotape), les sédiments équivalents en âge aux silts de Chilcas sont les argilites sous-jacentes aux conglomérats paléocènes de la Fm Mogollón (Jaillard *et al.* 1999).

Géochimie et gisement : Durant les années 2000 à 2003, les dépôts turbiditiques fins et fortement silicifiés de l'Unité Chilcas furent exploités comme matériel de construction et d'entretien de la route de troisième ordre Pujilí–Zumbagua–Apagua–Pilaló.

6. 4. 2. La Fm. Apagua

Histoire/travaux antérieurs : Sigal (1969) et Faucher *et al.* (1971) mentionnent la présence du Paléocène et de l'Éocène inférieur dans les zones de Nono (Nord du volcan Pichincha) et d'Apagua (route Latacunga–Quevedo). Puis, Faucher et Savoyat (1973) attribuèrent un âge Paléocène et Éocène inférieur aux «Conglomérats Gallo Rumi» d'Apagua [nommés les Conglomérats Apagua par Egüez et Bourgois (1986), les Conglomérats Gallo Rumi par Santos et Ramírez (1986), aujourd'hui les conglomérats de la Fm. Rumi Cruz (McCourt *et al.*, 1997 ; Toro et Jaillard, 2003)], et aux Conglomérats Gallo Rumi s.s. de Guaranda [antérieurement les conglomérats du Membre Gallo Rumi de la Fm. Apagua (Santos, 1986), aujourd'hui les conglomérats du Membre Gallo Rumi s.s. de la Fm. Saquisilí de Jaillard *et al.* (2004)]. Bristow et Hoffstetter (1977), Henderson (1979, 1981), Egüez et Bourgois (1986), Santos et Ramírez (1986) et Bourgois *et al.* (1990) ont déterminé un âge Éocène moyen à supérieur pour le Calcaire Unacota et les sédiments turbiditiques affleurant dans la zone d'Apagua. Finalement Egüez et Bourgois (1986), Santos et Ramírez (1986) et Bourgois *et al.* (1990) ont proposé de nommer Formation Apagua les dépôts turbiditiques du type flysch de la région d'Apagua. Ultérieurement, Dunkley et Gaibor (1997) et McCourt *et al.* (1997) ont défini le Groupe Angamarca, d'âge Paléocène–Éocène supérieur, comme composé des unités : Apagua (grès et silts), Volcanites Pilaló (unité volcano-détritique d'affinité calco-alkaline intercalée dans la partie inférieure de la série : définies par Egüez, 1986 et Egüez et Bourgois, 1986), Calcaire Unacota, Conglomérats Gallo Rumi, et Fm. Rumi Cruz (conglomérats).

Localité-type et extension : Les sédiments de la Fm. Apagua se trouvent dans la COE entre 0° et 3°S. Les sections bien exposées sont celles de la route Zumbagua–Apagua–Pilaló (coupe E-O, Fig. 2.8) et Apagua–Quindigua–Angamarca (coupe N-S). On mentionnera également des affleurements gréseux isolés le long de la route Zumbagua–Chugchilán–Sigchos, en partie recouverts par les produits volcano-clastiques du volcan Quilotoa, une section à l'Ouest de la communauté de Gallo Rumi (route Riobamba–Guaranda, Fig. 2.6 & 2.14), où se trouve le contact en discordance érosive et angulaire avec le sous-jacent Membre Saquisilí Supérieur de la Fm. Saquisilí (Fig. 2.52), et un affleurement gréseux isolé situé entre la Loma Quillarumi et le Cerro Amina, 1.4 Km au NE de Tigua Centro (Fig. 2.8). McCourt *et al.* (1998) mentionnent sa présence au SO de Pallatanga, où un tuf intercalé a fourni un âge à 39 Ma. La localité-type est aux alentours de la communauté d'Apagua Centro (Figs. 2.8 & 2.49), d'où elle tire son nom.

Lithologie : La Fm. Apagua est composée des grès de granulométrie très fine à moyenne, avec des intercalations d'argiles, silts et silts gréseux. Les grès, de couleur café, kaki foncé et parfois crème jaunâtre (à cause de l'oxydation des biotites et la circulation des fluides), sont classés comme sublitharénites, litharénites et greywackes lithiques (Toro et Jaillard 2005). Les silts et silts gréseux sont laminés, parfois massifs (cas des débris), de couleur café, gris foncé, noire, rarement bigarrée. Les silts gréseux et les grès de la Fm. Apagua contiennent des débris végétaux de taille milli- à centimétrique (restes de troncs et impressions de feuilles), qui forment des laminations charbonneuses dans la partie supérieure de la formation. La partie inférieure silteuse de la formation présente quelques bancs décimétriques de grès très grossiers, de microconglomérats et de conglomérats très fins, à galets de quartz et cherts noirs. Des conglomérats très fins à moyens en bancs décimétriques, à galets de quartz et cherts noirs, sont progressivement plus fréquents vers le sommet de l'unité, au passage graduel vers la Fm. Rumi Cruz sus-jacente (Fig. 2.54 - 2.56). Les sédiments de la Fm. Apagua sont recoupés par de nombreux corps de laves fraîches, parfois diaclasées, à composition de dacite, diorite et d'andésites porphyriques à amphiboles. Ce sont des filons, dykes et sills métriques à décimétrique, atteignant jusqu'à 34 m d'épaisseur, comme on l'observe à 1 Km au Nord de Quindigua [7313 98853], sur la route Apagua-Angamarca. Ils sont plus fréquents dans les parties moyenne et supérieure de l'unité, et coupent de façon préférentielle les silts. Un de ces corps, une diorite quartzique échantillonnée à 0.5 Km Est d'Apagua Centro, a été daté du Miocène inférieur (21.3 ± 1.1 Ma) par la méthode K/Ar (Egüez et Bourgois 1986, Bourgois *et al.* 1990). Plusieurs structures sédimentaires ont été identifiées dans les sédiments de la Fm. Apagua. On trouve des rides de courant, de rares rides de levée, des laminations horizontales planes (LP) et

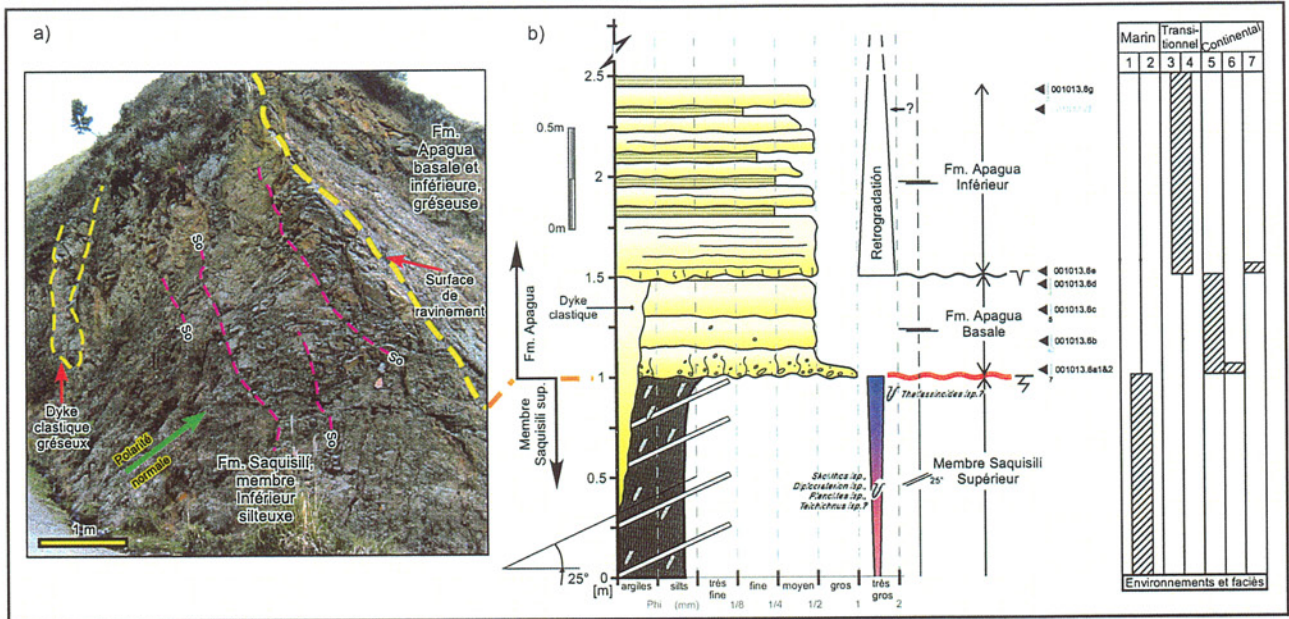
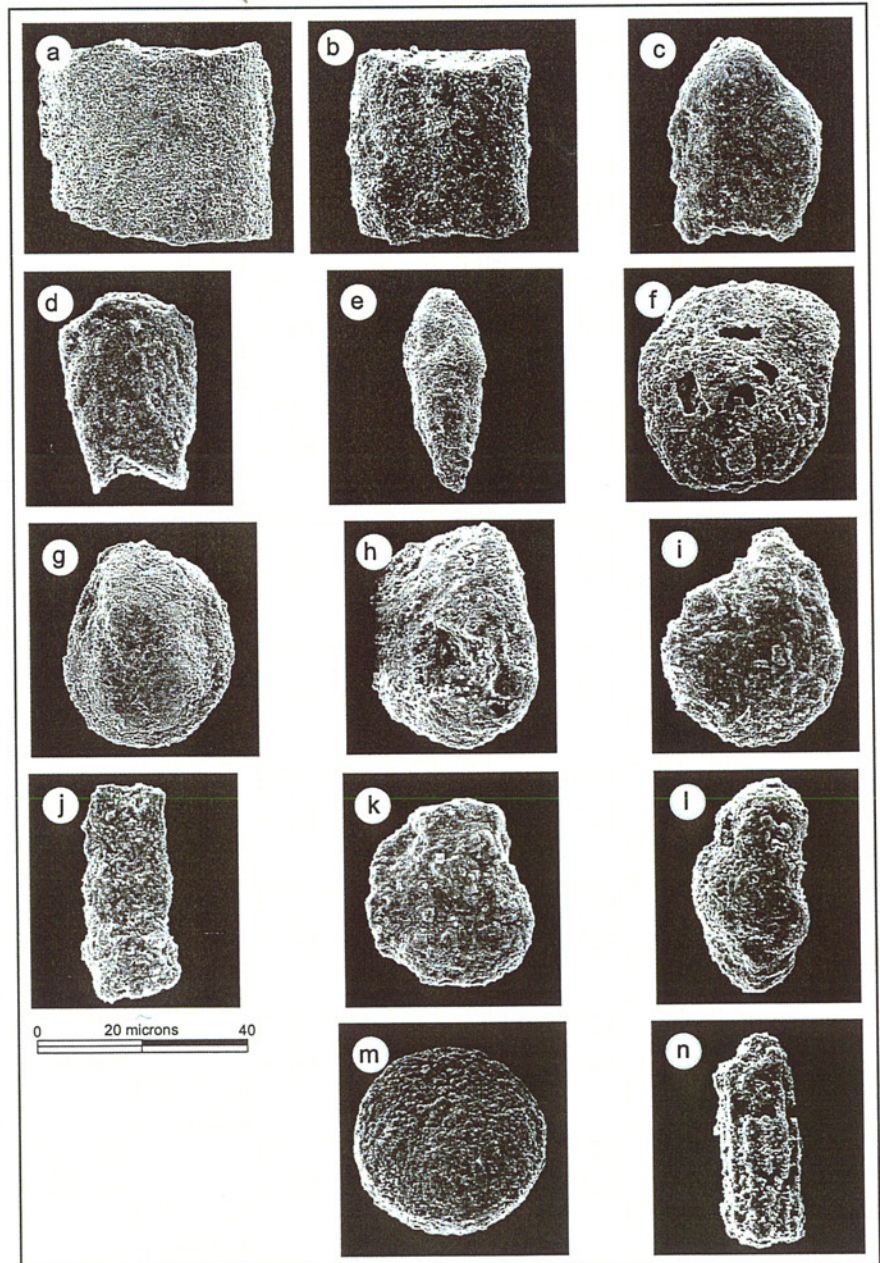


FIG. 2-52- Coupe lithologique, et interprétations sédimentologique, ichnologie et paléoenvironnementale de la série clastique du contact érosif entre la Fm. Apagua Basale et le Membre Saquisilí Supérieur.

a) Détail de l’affleurement ; b) Coupe sédimentologique. Localisation : Km 17.75 [73635: 78220], route San Juan-Gallo Rumi - Guaranda. Environnements et faciès : 1, Avant-plage moyenne ; 2, Avant-plage supérieure ; 3, Sédiments tidaux ; 4, Plage gréseuse ; 5, Plaine continentale ; 6, Paléosol (Caliche) ; 7, Surface énoirôtée (Hard ground, FeOx, hematite).

FIG. 2-53- Microfossiles des silts gréseux et grès très fins silteux de la partie inférieure de la Fm. Apagua

a) *Bathysiphon eocenica* (Paléocène - Éocène) ; b) *Bathysiphon rufescens* (Paléocène) ; c) fragment de *Bolivina aff. gracilis* ; d) *Bolivinopsis sp.* (Maastrichtien-Éocène) ; e) *Bulivina peruviana* ; f) *Cibicoides aff. grimsdalei* (Éocène-Miocène inférieur) ; g) *Cibicoides aff. merus* ; h) *Gavellinella cf. venezuelana* (Éocène) ; i) *Haplophragmoides cf. eggeri* (Paléogène) ; j) *Rhabdammina sp.* ; k) *Trochammina sp.* ; l) *Uvigerina chirana* ; m) moule interne pyritisé d’une diatomée entrée ; n) fragment de spicule d’échinoderme. LPNA. Échelle : x 1000 pour toutes les microphotographies. Échantillons : 020510.9 pour d et k et 020628.16, pour toutes les autres. Localités: Cerro Yanasacha [3850 m ; 730 - 989355], ~ 0.5 Km au NO de la communauté Apagua Centro ; et La Y d’Apagua, ~ 0.5 Km NE d’Apagua Centro, section Latacunga-Apagua-Pilaló, COE centrale. (D’après Ordóñez *et al.*, 2003).



inclinées (obliques, LOP), de rares laminations obliques arquées (LOA), des bases de chenaux, des structures de cisaillement (flame structures) et des figures de charge. Une grande partie de ces sédiments sont des séquences de Bouma de turbidites, avec les termes a, b, c, d et e. Les termes les plus fréquents sont b, d et e, interprétés comme des turbidites de lobe et d'interlobe. D'autres grès sont grano-décroissants ou massifs, à grains de quartz et chert et quelques galets mous, et sont interprétés comme les termes « a » de séquences incomplètes, ou comme des débrites gréseuses (sandy debris flows, sensu Shanmugam 1997). On note la présence fréquente de débrites silto-gréseuses à galets mous (intraformationnels). Les seuls dépôts de la Fm. Apagua qui soient modérément à fortement bioturbés sont les silts argileux et gréseux, parfois au point d'effacer les structures primaires. Les restes de macrofossiles marins préservés sont rares. On trouve des moules de gastéropodes dans les débrites silto-gréseuses et gréseuses fins, et des bivalves brisés. On trouve aussi des petits débris végétaux (troncs et impressions des feuilles). Dans la partie supérieure de la formation, sont présentes quelques laminations de charbon. Dans la partie Sud du bassin Apagua, des Verde Ugsha jusqu'à Quindigua, sur la route Apagua-Quindigua-Angamarca, et plus au Sud, près du passage Fm. Apagua-Fm. Rumi Cruz, des silts bigarrés affleurent en contact faillé avec les sédiments de la Fm. Apagua. Il s'agit de dépôts silteux bigarrés de la Fm. Saraguro (vert, olive, marron et surtout violet), ramenés en surface par des failles, et interprétés comme des paléosols de plaine d'inondation. Il s'agirait des entisols (avec des racines, altération minérale en oxydes du fer, quelques laminations préservées) et inceptisols, comparables à ceux décrits par McCarthy *et al.* (1999) et McCarthy (2002).

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Dans le bassin d'Apagua, (zone d'Apagua Centro ; Fig. 2.49, localité-type) et dans les affleurements de la Loma Verde Ugsha, à 10 Km au Sud d'Apagua Centro sur la route Apagua-Quindigua, on voit le passage graduel entre les silts gréseux de la partie supérieure de l'Unité Chilcas et les grès très fins silteux de la partie inférieure de la Fm. Apagua. Le contact stratigraphique entre les silts et grès silteux turbiditiques de l'Unité Chilcas et le Calcaire Unacota et a été observé par Hughes et Bermúdez (1997) à 2 Km au NO d'Apagua Centro, dans la rivière Chilcas. Par contre, sur la coupe de Guaranda, immédiatement à l'Ouest de Gallo Rumi, les grès moyens et grossiers de la partie basale de la Fm. Apagua (Fig. 2.52) surmontent en discordance érosive les silts bigarrés basculés du sommet du Membre Saquisilí Supérieur. Au sommet de la Fm. Apagua, les grès et microconglomérats de la partie supérieure de la formation passent graduellement aux grès grossiers et conglomérats fins et moyens de la partie basale de la Fm. Rumi Cruz (Fig. 2.56). Ce passage n'est visible que dans la région d'Apagua (Fig. 2.54-2.56), y compris sur photos

aériennes, selon une direction ~N-S à NNE-SSO, depuis le NE de Sarucsha (~4 Km NO de Zumbagua), jusqu'au col qui sépare les vallées de Quindigua et d'Angamarca (Fig. 2.8), ~5 Km NE d'Angamarca. Au Nord du bassin d'Apagua, vers Chugchilán, Sigchos et Laguán, de petits affleurements isolés ne montrent ni la base ni le sommet. Dans le bassin Apagua, entre Apagua Centro et Quindigua, l'épaisseur de la formation atteindrait 500 à 1000 m. L'épaisseur totale des unités Chilcas et Apagua serait donc de 1500 à 2000 m.

Faune : Bristow et Hoffstetter (1977) ont attribué un âge éocène à la Fm. Apagua grâce à la présence des foraminifères : *Amphistegina sp.*, *Helicolepidina sp.*, *Helicostegina sp.*, *Nummulites sp.* et *Sphaerogypsina sp.* des algues *Archaeolithothamnium sp.*, *Etheliia alba* (Pfender) (Crétacé-Éocène), *Halimeda sp.* et *Lithoporella melobesoides* (Foslie), et de quelques radiolaires. Guevara (*in* : Santos et Ramírez, 1986), dans une coupe qu'il attribue à la Fm. Apagua entre Nono et Tandayapa, à ~35 Km WNW de Quito, a rapporté (Fig. 2.48) les foraminifères planctoniques *Globigerina frontosa* (Éocène moyen) et *G. bullbrooki* (Éocène moyen), associés aux foraminifères benthiques *Bathysiphon sp.*, *Bulimina sp.*, *Cibicides sp.*, *Haplophragmoides sp.*, *Rzehakina epigona* (Campanien supérieur-Paléocène, probablement remanié), *Shenkiella sp.*, *Spiroplectamina sp.*, ainsi que quelques radiolaires. Dans la Quebrada Alambihuaicu, rive orientale, à ~30 Km WNW de Quito, Sigal (1967, *in* Santos et Ramírez, 1986), dans des affleurement que Santos et Ramírez (1986) attribuent à la Fm. Apagua, mentionne les foraminifères planctoniques *Globigerina linaperta* (Éocène moyen) et *Turborotalia crassaformis* (Éocène moyen), *Globigerina quadriloculinoides* (Paléocène, peut être remanié ?), et les foraminifères arénacés *Clavulinoides sp.*, *Dorothia sp.*, *Haplophragmoides sp.*, *Marssonella sp.*, *Spiroplectamina sp.*, *Pseudoclavulina sp.*, *Rzehakina epigona* (Campanien supérieur-Paléocène, probablement remanié), et *Verneuilina sp.* Egüez (1986) et Bourgeois *et al.* (1990) mentionnent les foraminifères tertiaires *Subbotina sp.*, *Turborotalia sp.* et *buliminidae*, des nanofossiles de l'Éocène inférieur à moyen, et des radiolaires éocènes recueillis au Km 28.4 de la route Zumbagua-Sigchos (déterm. De Wever, Fig. 2.48) : *Dictyoprora montgolfieri*, *Dorcadospyrus confluens*, et *Secthocyrtis babylonensis*, ces derniers indiquent l'Éocène moyen probable. Pour notre part, au Cerro Yanasacha (0.5 Km au NO d'Apagua Centro), à 0.4 Km au NE d'Apagua Centro, et sur la route Guayrapungu-Guangaje (Fig. 2.8), nous avons trouvé des foraminifères benthiques, des palynomorphes (Ordóñez *et al.* 2003 ; Jaillard, 2003), des radiolaires spumellaires sphaéroïdés mal préservés, des moules internes de diatomées centrées pyritisées, et de rares fragments de spicules d'échinodermes. Parmi les foraminifères benthiques (Fig. 2.53, échs. 020510.9

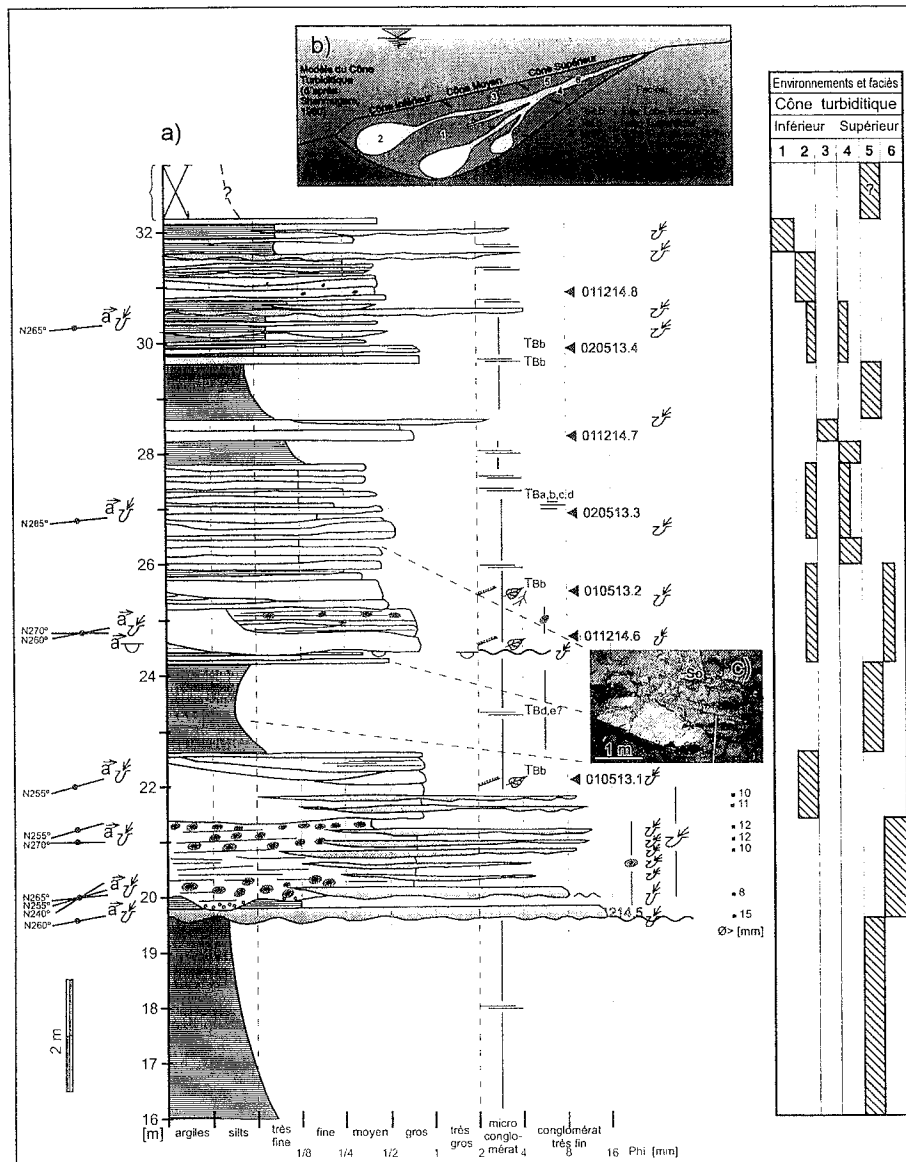


FIG. 2-54- Lithologie, interprétations sédimentologique et paléoenvironnementale des sédiments clastiques fins, gréseux et conglomératiques (partie supérieure de la série clastique de la Fm. Apagua intervalle de 16 m d'épaisseur).

a) Colonne sédimentaire ; b) modèle environnemental appliqué ; c) détail de l'affleurement. Localité: Km 1.0 vers le NO à partir de la déviation de la route Zumbagua-Apagua (Sarucsha [7325 98956]) vers Loma Arcos. OSE de Zumbagua, entre Loma Rayo et Loma Achande [7316; 98961]. Environnements et Faciès : 1. Inter Lobule Turbiditique ; 2. Lobule Turbiditique ; 3. Cône Turbiditique Moyen ; 4. Levée Turbiditique ; 5. Interchanel ; 6. Chenal Turbiditique de Remplissage.

et 020628.16) notons *Bathysiphon eocenica* (Paléocène-Éocène), *Bathysiphon rufescens* (Paléocène), *Bolivina aff. gracilis*, *Bolivinopsis sp.* (Maastrichtien-Éocène moyen), *Bolivina peruviana*, *Cibicidoides aff. gromsdaleii* (Éocène-Miocène inf.), *Cibicidoides aff. merus*, *Cibicidoides aff. pseudoungeriana* (Éocène moyen-Miocène inf.), *Gavelinella cf. venezuelana* (Éocène), *Gyroidinoides sp.*, *Haplophragmoides cf. eggeri* (Paléocène), *Rhabdammina sp.*, *Trochammina sp.*, et *Uvigerina chirana* (Ordóñez et al., VIII 2003). *Neouvigerina chirana* est connu dans des

sédiments éocènes d'Équateur et du Pérou (Wilkinson 1998b ; in : Boland et al., 2000). Parmi les palynomorphes, (éch. 03.SQ.1) *Botriococcus sp.*, *Laevigatosporites sp.*, *Podocarpidites sp.*, *Psilatricolporites operculatus* (Éocène moyen-Pléistocène), *Triletes spp.* (spore), *Verrucatosporites sp.* et *Verrucatosporites cf. usmensis* (Éocène supérieur-Pléistocène) suggèrent un âge Éocène moy.-Pléistocène et un milieu marin peu profond (Suárez in : Jaillard, 2003). Les affleurements gréseux de la partie basale de la Fm. Apagua (Fig. 2.52) étudiés le long de

la coupe San Juan–Guaranda, à l'Ouest de Gallo Rumi (Fig. 2.6), ont fourni quelques foraminifères benthiques et de rares palynomorphes (*Microthallites* sp. et spores de champignons). Parmi les foraminifères benthiques, on trouve *Bathysiphon* aff. *eocenica* (Paléocène–Éocène), *Bolivinospis spectabilis* (Maastrichtien–Éocène moyen), et *Trochammina* sp. (Ordóñez et al., 2000b). *Bathysiphon eocenica* est fréquent dans les sédiments du Groupe Ancón de la côte sud-équatorienne (Ordóñez, comm. pers.), d'âge Yprésien–Bartonien (Benítez, 1995 ; Jaillard et al. 1995). Dans les débrites intercalées dans la Fm. Apagua, on trouve des moules ou coquilles corrodées de gastéropodes dextrogyres, longs de 2 à 4 cm, à spirale allongée et turriculée. Leur ornementation est composée de cordons longitudinaux et les stries de croissance visibles sont légèrement sinucuses, parfois à concavité vers l'avant. Ils pourraient appartenir à la famille des cérithiidés, par exemple *Cerithium* sp. de l'Éocène moyen à supérieur d'Europe (Fischer 2000), ou à la famille des turritellidés, du Crétacé supérieur à l'Actuel (Chaumeton et Magnan 1999). Dans les bassins de Pisco et Paracas, côte SO du Pérou, des exemplaires de *Turritella woodsi*, attribués à l'Éocène supérieur–Oligocène (DeVries 2001), ressemblent à ces moules et coquilles corrodées de la Fm. Apagua.

Âge : Dans les sédiments paléogènes de la COE comme de la Côte équatorienne, il est fréquent de rencontrer des microfossiles remaniés provenant d'unités plus anciennes. Ainsi, la plupart des foraminifères benthiques du Groupe Azúcar de la péninsule de Santa Elena, auparavant daté du Paléocène inférieur, sont remaniés, et son âge Paléocène terminal n'est donné que par de rares foraminifères planctoniques (Jaillard et al. 1995). Dans la coupe de la Fm. Apagua située entre Nono et Tandayapa (~35 Km WNW de Quito), Guevara (in Santos et Ramírez 1986) rapporte le foraminifère benthique *Rzehakina epigona* (Campanien sup.–Paléocène) et affirme qu'il est probablement remanié. Dans la section de la Fm. Apagua de la Quebrada Alambihuaicu (~30 Km WNW de Quito), Santos et Ramírez (1986) mentionnent le foraminifère planctonique *Globigerina quadritriloculinoïdes* (Paléocène) et le foraminifère arénacé *Rzehakina epigona*, et concluent qu'ils sont probablement remaniés. Parmi les microfossiles de la Fm. Apagua (Fig. 2.48), certains indiquent le Paléocène et pourraient donc bien être remaniés. Si l'on tient compte (1) des datations antérieures de la Fm. Apagua (Éocène moyen : Egüez et Bourgois 1986, Bourgois et al. 1990, Jaillard et al., 2004), (2) de l'âge Paléocène terminal à Éocène inférieur attribué au Membre Saquisilí supérieur sous-jacent (Jaillard et al., 2004), et (3) de l'âge Éocène moyen à supérieur (Jaillard et al., 2004), voire Éocène supérieur (Hughes et Bermúdez 1997), attribué à la Fm. Rumi Cruz sus-jacente, l'âge de la Fm. Apagua serait Éocène inférieur à moyen, plus probablement Éocène moyen (Jaillard et al., 2004). Cette interprétation est supportée par la présence de (Fig. 2.48)

Cibicoides aff. *gromsdalei* et *Gavelinella* cf. *venezuelana* (de l'Éocène, Ordóñez et al., VIII 2003). Les radiolaires *Dietyoprora montgolfieri*, *Dorcadospyris confluens*, et *Secthocyrtis babylonensis*, indiquent un âge Éocène moyen probable (De Wever in : Egüez 1986 ; Bourgois et al., 1990). Un ensemble de microfossiles donnant un âge Éocène moyen : les foraminifères planctoniques *Globigerina bullbrooki*, *G. frontosa* (Éocène moyen, Guevara in : Santos et Ramírez, 1986), *G. linaperta* et *Turborotalia crassaformis* (Éocène moyen, Sigal (1967 in : Santos et Ramírez, 1986), et le palynomorphe *Psilatricolporites operculatus* (Éocène moyen–Pléistocène, Suárez in : Jaillard, 2003). Le palynomorphe *Verrucatosporites* cf. *usmensis* donne un âge Éocène supérieur–Pléistocène (Suárez, in : Jaillard, 2003). Donc, l'âge de la Fm. Apagua est vraisemblablement Éocène moyen. Enfin, Bourgois et al. (1990) mentionnent des âges K/Ar sur roche totale de 23.5–25.9 Ma (Chattien) et 20.2–22.4 Ma (Aquitaniens), sur deux corps intrusifs recoupant la Fm. Apagua, ce que fixe un âge minimal Oligocène supérieur–Miocène inférieur pour la Fm. Apagua.

Faciès sédimentaires et environnements de dépôt : Depuis sa définition (Egüez et Bourgois 1986, Bourgois et al., 1990), la Fm. Apagua est réputée être constituée de sédiments gréseux à caractère turbiditique. Nos observations montrent qu'elle est composée de faciès gréseux turbiditiques, de faciès fins silteux et argileux et de bassin, et aussi de rares microconglomérats et conglomérats d'avant plage, deltaïques et même fluviaux. Les faciès turbiditiques les plus fréquents sont les termes a, b, d et e de la séquence de Bouma, les termes c étant rares. À l'Ouest de Gallo Rumi, la base érosive de la Fm. Apagua (Fig. 2.52) montre des faciès de plaine continentale et d'interfluves (surfaces encroûtées, paléosols) surmontant brusquement les faciès silteux bigarrés d'avant plage moyenne à supérieure du Membre Saquisilí Supérieur. Les grès de la Fm. Apagua présentent ensuite des faciès transitionnels tidaux et de plage, à tendance transgressive, qui passent plus haut à des séquences turbiditiques. Cette coupe montre que, après un soulèvement à l'Éocène inférieur qui bascula les sédiments du Membre Saquisilí Supérieur, s'installa un environnement continental (Apagua basal) précédant la transgression (faciès littoraux) de la partie inférieure de la Fm. Apagua s.s.. La coupe de Sarucsha (Fig. 2.54), ~3 Km NO de Zumbagua (Fig. 2.8), montre la partie supérieure de la Fm. Apagua (16 m d'épaisseur). Elle présente des faciès attribués à un milieu de cône turbiditique silteux et gréseux peu conglomératique, dont les faciès gréseux les plus communs ont les termes b, d et e de la séquence de Bouma, et les faciès silteux ont les termes d et e. Les faciès identifiés dans la coupe montrent une nette tendance à l'approfondissement, depuis des faciès proximaux (chenal de remplissage et d'interchenal) jusqu'à des faciès plus profonds (lobule et interlobule), en passant par les faciès de cône moyen et de levée.

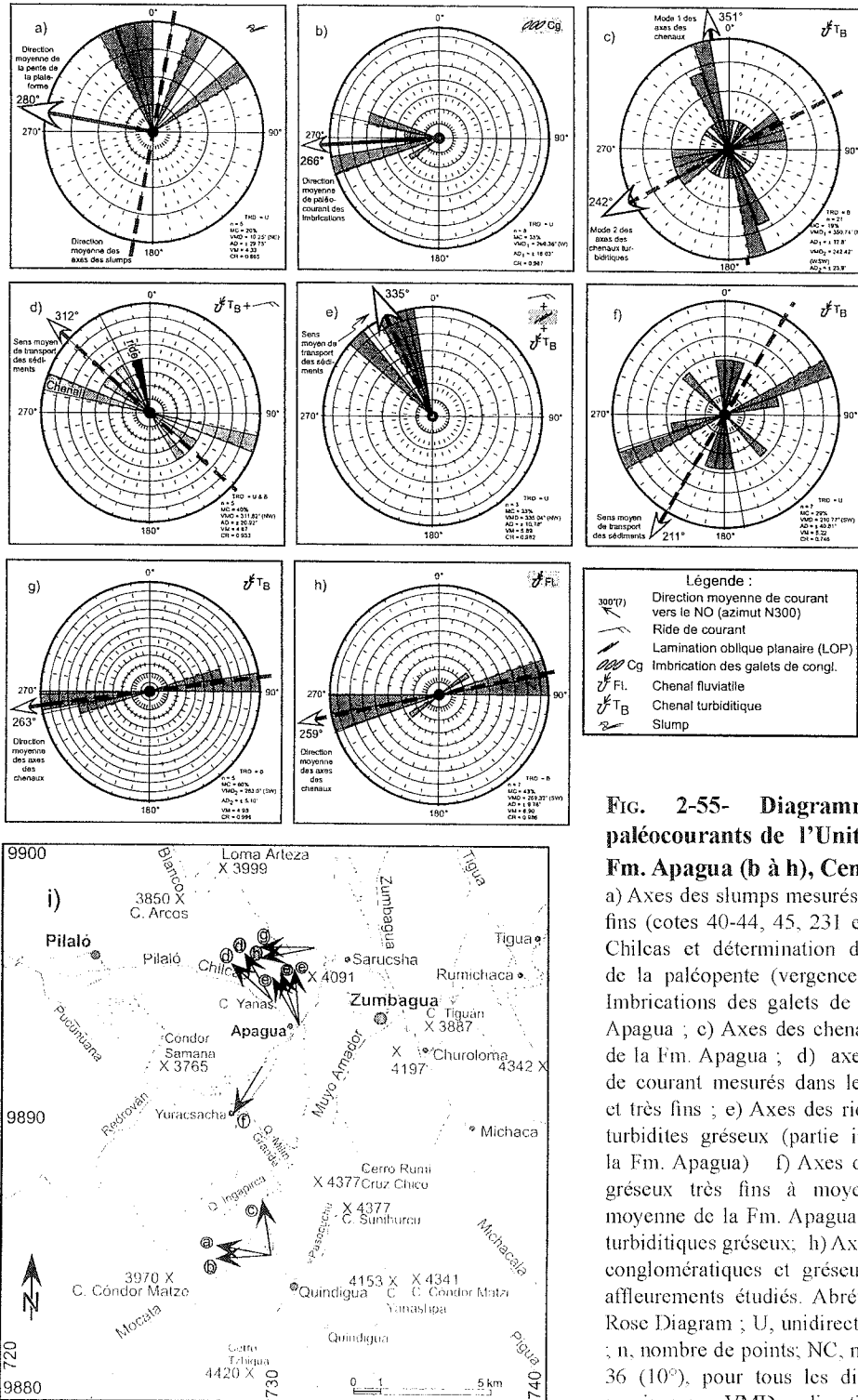


FIG. 2-55- Diagrammes en rose des paléocourants de l'Unité Chilcas (a), et de la Fm. Apagua (b à h), Centre-Nord de la COE.
 a) Axes des slumps mesurés dans les silts et grès très fins (cotes 40-44, 45, 231 et 236-240 m) de l'Unité Chilcas et détermination de la direction moyenne de la paléopente (vergence) de la plate-forme ; b) Imbrications des galets de conglomérats de la Fm. Apagua ; c) Axes des chenaux turbiditiques gréseux de la Fm. Apagua ; d) axes des chenaux et un ride de courant mesurés dans les turbidites gréseux fins et très fins ; e) Axes des rides, LOP et chenaux des turbidites gréseux (partie inférieure à moyenne de la Fm. Apagua) f) Axes des chenaux turbiditiques gréseux très fins à moyens (partie inférieure à moyenne de la Fm. Apagua) ; g) Axes des chenaux turbiditiques gréseux ; h) Axes des chenaux fluviaux conglomératiques et gréseux ; i) localisation des affleurements étudiés. Abréviations : TRD, type de Rose Diagram ; U, unidirectionnel ; B, bidirectionnel ; n, nombre de points ; NC, nombre de classes (taille) : 36 (10°), pour tous les diagrammes ; MC, classe maximum ; VMD, direction du vecteur moyen ; AD, déviation angulaire ; VM, magnitude du vecteur ; CR, ratio de confiance. TB, turbidite de Bouma ; Fl., fluvial ; Cg, conglomérat ; PK, point de kilométrage de la route. Logiciel employé: PC Rose® V2.1. Les flèches indiquent les directions moyennes.

Il est important de noter que dans les faciès de cône moyen à inférieur, on trouve des débris végétaux (petits fragments de troncs et impressions de feuilles), qui indiquent le transport de débris depuis la plate-forme ou le delta vers le talus par les coulées de turbidites. Dans la partie inférieure silto-gréseuse de la Fm. Apagua à Yanasacha (Fig. 2.49), une débrite silto-gréseuse métrique, contient un fragment de 10-15 cm de diamètre de grès fin à laminations doubles de boue bien définies. Ce type de structures sédimentaires est typique d'environnements littoraux à influence tidale (De Raaf et Boersma 1971, Kreisa et Moiola 1986, Coueffe et al. 2004). Cependant, dans un environnement turbiditique de plate-forme externe à talus, il est difficile que des fragments de sédiments de milieu littoral soient entraînés jusqu'à ces profondeurs. On peut donc penser, comme Shanmugam (2003), que dans un canyon sous-marin, on peut trouver des sédiments créés par des courants turbiditiques (structures de traction de milieu marin profond), mais aussi des dépôts de courants tidaux marins profonds. Dans ce cas, ce grès à laminations doubles de boue correspondrait bien à un dépôt de canyon sous-marin profond. Une autre interprétation serait que ce fragment ait été transporté vers l'environnement turbiditique par des tempêtes. D'un autre côté, les gastéropodes du type *Cerithium* rencontrés dans les débrites silto-gréseuses, plutôt des parties inférieure et moyenne de la Fm. Apagua, pourraient provenir d'un lagon peu développé (Romero et al. 2002), transportés vers la plate-forme et le talus par des courants de tempête et de turbidité. Les structures de bioturbations préservées dans les dépôts de la Fm. Apagua sont rares. Les ichnogenres reconnus sont de rares *Ophiomorpha sp.* de l'ichnofaciès Skolithos, quelques *Thalassinoides isp.*, *Planolites isp.* et de rares *Chondrites isp.*, de l'ichnofaciès Cruziana, et de rares *Zoophycos isp.* de l'ichnofaciès Zoophycos. Le type et la faible abondance de ces ichnogenres indiquent un environnement marin relativement profond, et une dynamique sédimentaire importante, voire turbiditique, limitant l'action des organismes fousseurs.

Déformation : Les structures de déformation identifiées dans la Fm. Apagua sont quelques slumps et de rares duplex, qui apparaissent dans les parties moyenne et supérieure de la formation. Les slumps sont décimétriques à métriques, affectent les sédiments fins, voire les silts laminés, et indiquent la direction de la pente de la plate-forme et du talus. Les duplex centi- à décimétriques sont mal développés et mal préservés, et affectent les grès très fins et fins, et les silts et silts gréseux. Les duplex gréseux indiquent une compression latérale générée par le passage de grands volumes de sédiments dans une zone de transit (Gardner et Carr 2001, Shanmugam et Moiola 1995). Les duplex de silts gréseux observés trahissent une importante contrainte de cisaillement engendrée par le passage de coulées gravitaires de haute énergie probablement déclenchées dans les parois des chenaux sous-marins (Shanmugam et al., 1988).

Paléocourants et indicateurs de paléopente : Afin de déterminer la zone source des dépôts de la Fm. Apagua, la direction de transport, la pente de la plate-forme et du talus et l'orientation approximative de la paléoligne de côte, on a mesuré plusieurs types de structures sédimentaires (Fig. 2.55) : les chenaux turbiditiques et fluviatiles, des imbrications de galets de conglomérats, des rides de courant et des laminations obliques planes (LOP). Ces structures ont été mesurées dans le bassin Apagua le long d'une coupe N-S, depuis Sarucsha jusqu'à Quindigua (Fig. 2.55i), dans les localités de Sarucsha, Cerro Yanasacha, Apagua Centro, Queseras et Cerro Verde Ugsha, et les données traitées avec le logiciel Rose® V2.1 et représentées sur des diagrammes en rose. Les directions des chenaux turbiditiques de la Fm. Apagua montrent une orientation générale vers le NNO (azimuts N312°, N355° et N351°) et vers l'Ouest (N270°). Néanmoins, les données provenant de la localité de Queseras (Fig. 2.55f) montrent une orientation moyenne des chenaux turbiditiques vers le SSO (N211°), que l'on interprète comme liée à une déformation, postérieure à la sédimentation. Les directions moyennes des orientations de chenaux fluviatiles mesurées à Sarucsha (N259°, Fig. 2.55h), des imbrications mesurées à Verde Ugsha (N266°, Fig. 2.55b), des rides de courant mesurées à Apagua Centro et à Yanasacha (vers le NNO, Fig. 2.55d & e), et les slumps mesurés à Verde Ugsha (N280°, Fig. 2.55a) montrent des directions de paléocourants orientées vers l'Ouest et le NNO, cohérentes avec les orientations de chenaux. Ces structures sédimentaires indiquent une alimentation clastique provenant de l'Est et du SE qui arrivait sur une plate-forme et un talus pentés vers l'Ouest, et une ligne de paléo-côte orientée approximativement N-S à NNE-SSO.

Paléogéographie : Les données stratigraphiques et sédimentologiques suggèrent que cette unité grés-silteuse a été déposée, à l'Éocène moyen, en environnement principalement turbiditique de talus et bassin pour les zones distales (vers l'Ouest), et pour les zones proximales, en milieu de plate-forme, voire marin saumâtre (vers l'Est), et même exceptionnellement fluvatile distal et de marais (parties sommitale et basale de la formation). À en juger par la distribution géographique des dépôts de la Fm. Apagua, la géométrie de ce bassin turbiditique était probablement étroite, allongée selon une direction N-S dans les parties centrale, Nord et Sud de la COE, suggérant une origine de type bassin en pull-apart.

Corrélations : Dans le bassin de Cuenca, COE méridionale, les sédiments de la Fm. Apagua seraient contemporains des roches volcaniques de la Fm. Chinchín, de l'Éocène moyen (Hungerbühler (1997) et de la partie inférieure volcani-clastique de la Fm. Quingeo, datée de l'Éocène moyen à supérieur (42-35 Ma, Steinmann, 1997). Dans la région côtière centrale de l'Équateur, la Fm. Apagua seraient équivalente aux sédiments silteux et argileux

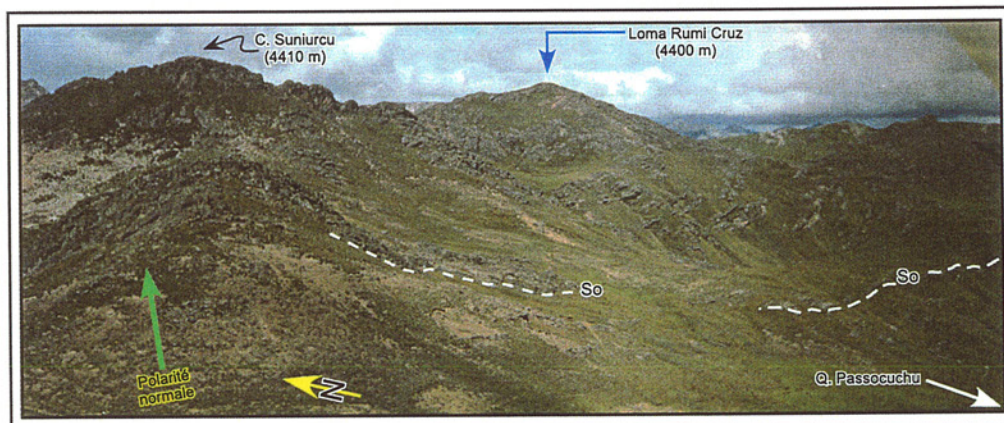
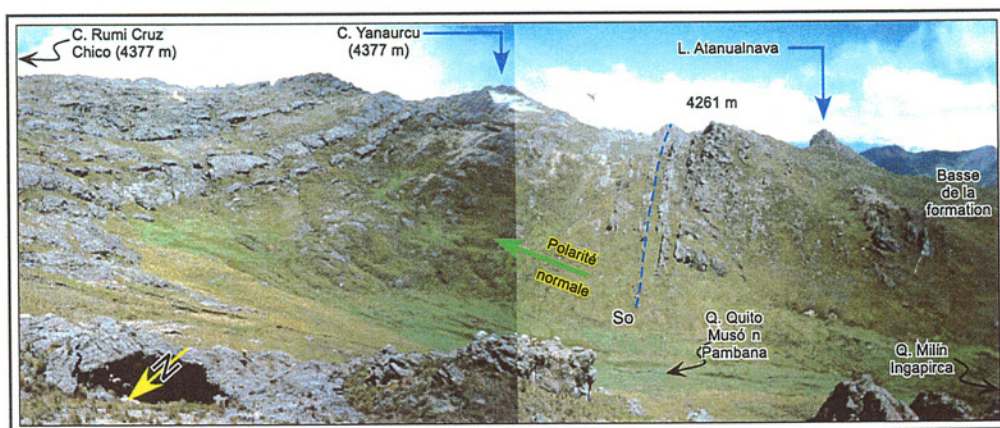
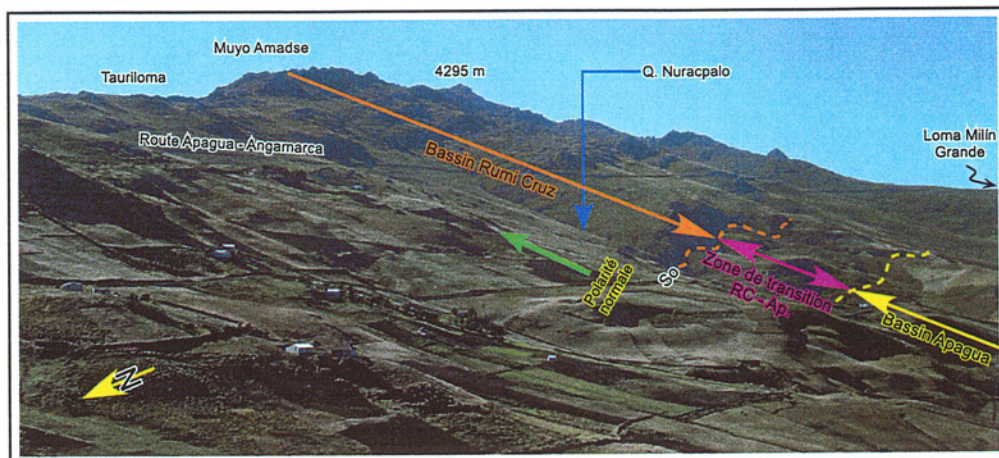


FIG. 2-56- La transition graduelle entre les formations Apagua et Rumi Cruz.

Les reliefs de la Fm. Rumi Cruz sont formés par les bancs de conglomérats, tandis que la topographie adoucie de la Fm. Apagua est donnée par les bancs de grès. Localisation : route Apagua-Rumi Cruz-Quindigua-Angamarca. So, stratification primaire.

FIG. 2-57- Partie basse et moyenne de la Fm. Rumi Cruz Inférieure, bassin Rumi Cruz.

Les reliefs sont formés par les bancs de conglomérats et de grès très grossiers, tandis que la topographie adoucie (couverte par la végétation) est donnée par les bancs de grès et de silts. Localisation : ravin ou Quebrada Quito Musón Pambana (Q. Milin Ingapirca) [7306 98875], ~ Km 7.3, route Apagua-Quindigua-Angamarca. So, stratification primaire. F97.30 & F97.31.

FIG. 2-58 Panoramique de la Fm. Rumi Cruz Supérieur, bassin Rumi Cruz.

Les reliefs sont formés par les bancs de conglomérats et grès très grossiers, tandis que la topographie adoucie (couverte par la végétation de páramo) est donnée par les bancs de grès fins et moyens et les silts. Le fond de la vallée (en bas, Q. Pasocuchu) est composé des siltites argileuses laminées (limite des membres inférieur et supérieur de la formation). Localisation : Collines (Cerros) Sunihureu et Rumi Cruz [-7325 - 98870] et Quebrada Pasocuchu, 1,5 Km SE du Cerro Rumi Cruz Chico. So, stratification primaire.

laminés du Groupe Ancón de la péninsule de Santa Elena (Fms Socorro et Seca), des sédiments laminés fins de la Fm. Las Masas de la Cordillère Chongón Colonche et des silts laminés de la partie inférieure de la Fm. San Mateo du bassin Manabí, tous datés du Lutétien (Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995). Dans la Zone Subandine d'Équateur, la Fm. Apagua serait l'équivalent stratigraphique des sédiments de la Fm. Tiyuyacu supérieur, de l'Éocène moyen (Jaillard *et al.*, 1997; Christophoul *et al.*, 2002).

Gisement : Les grès de la Fm. Apagua ont été exploités industriellement comme matériel de construction et d'entretien de la route Pujilí–Apagua–Pilaló.

6. 4. 3. La transition Apagua–Rumi Cruz

Le passage Apagua–Rumi Cruz est un cas particulier de transition presque progressive, tant granulométrique, lithologique qu'environnementale. C'est la raison pour laquelle les conglomérats du Cerro Rumi Cruz furent appelés conglomérats Apagua (Santos et Ramírez 1986 ; Egüez et Bourgois 1986), jusqu'à ce que McCourt *et al.* (1997) et Hughes et Bermúdez (1997) proposent d'appeler ces conglomérats Fm. Rumi Cruz du Groupe Angamarca. Le passage est visible dans plusieurs affleurements des bassins Apagua et Rumi Cruz. On le voit au pied Est du Cerro Polvorén (Fig. 2.8), aux alentours de Sarucsha vers le SSE, à partir de 1-2 Km à l'Est d'Apagua Centro vers Loma Milin Grande (Fig. 2.56), entre La Y d'Apagua et la Q. Ingapirca (route La Y–Quindigua), et plus nettement aux alentours de Quindigua (route Apagua–Angamarca). Il se voit aussi vers le Sud de Quindigua, au col qui descend vers Angamarca.

Les Conglomérats de Quindigua

Pour caractériser ce passage, une coupe de 230 m d'épaisseur a été levée près de Quindigua (Fig. 2.8), depuis l'intersection de la route Apagua–Angamarca avec la rivière Quindigua (sommet) vers le SSO (base de la coupe). Le sommet de la coupe montre, en contact faillé, des faciès continentaux à paléosols attribués à la Formation Saraguro, datée de l'Oligocène–Miocène inférieur (Hurgenbühler 1997, Winkler *et al.* 1996). Cette coupe (Fig. 2.59) montre, dans ses parties inférieure et supérieure, quelques séquences clairement organisées à tendance progradante, depuis les faciès de prodelta (parfois bioturbés) évoluant vers des faciès de front et de plaine deltaïque (à débris végétaux et niveaux milli- à centimétriques de charbon), qui passent ensuite à des faciès de plaine alluviale, rivière en tresses, et cône alluvial. Ces séquences montrent donc une diminution progressive de la paléoprofondeur de dépôt et des environnements. Les séquences progradantes présentent des granulométries silteuses et gréseuses très fines à la base, et finissent soit par des grès très grossiers et conglomérats, soit par des débrites. Le quart supérieur de la coupe montre le passage de la Fm. Apagua à la Fm. Rumi Cruz sus-jacente, marqué par l'abondance des conglomérats.

Géologie Alpine, Mém. H.S., 47, 2007

Dans le bassin Rumi Cruz, ce type de bancs de conglomérats est bien repérable dans la morphologie (e.g. Fig. 2.56). Les paléocourants déterminés dans les bases de chenaux (Fig. 2.59) indiquent un transport vers le NNO (N340°).

6. 5. La Fm. Rumi Cruz et les Conglomérats Chinchil

Introduction : Dans ce paragraphe, on aborde la description des dépôts clastiques de la Fm. Rumi Cruz, partie intégrante du Groupe Angamarca défini par Hughes et Bermúdez (1997) et McCourt *et al.* (1997), et des Conglomérats Chinchil, décrits ici pour la première fois, qui affleurent dans le centre de la COE. Ces séries de l'Éocène moyen à supérieur sont considérées comme des unités équivalentes. On discutera des raisons pour lesquelles ces deux unités ont été corrélées : similitudes lithologiques, faciologiques et d'âge ; on décrira rapidement les Conglomérats Chinchil dans leur localité-type ; puis on décrira plus en détail la Fm. Rumi Cruz, du bassin Rumi Cruz.

Problématique : Lors des sorties de terrain, en particulier dans la partie centrale de la COE et dans la zone intermédiaire de la coupe Pujilí–Zumbagua, on a rencontré des dépôts clastiques conglomératiques et gréseux surmontant directement les Cherts Noirs d'âge Campanien supérieur–Maastrichtien inférieur qui surmontent les basaltes du Plateau Guaranda (Jaillard *et al.*, 2004). Le problème était de déterminer si ces conglomérats étaient équivalents aux Conglomérats Quimas (Campanien supérieur), du bassin de Cuenca (COE australe), aux conglomérats du Membre Gallo Rumi (Paléocène supérieur) de la Fm. Saquisilí, ou à la Fm. Rumi Cruz (Éocène moyen à supérieur, Bourgois *et al.* 1990, McCourt *et al.* 1997).

6. 5. 1. Les Conglomérats Chinchil

Localité-type et extension : Les conglomérats et grès des Conglomérats Chinchil affleurent dans la Quebrada Chinchil (~8.5 Km au NE de Tigua, dans la partie haute de la coupe Saquisilí–Zumbagua, COE centrale, Fig. 2.8), qui est considérée comme la localité-type et d'où ils tirent leur nom. Le contact entre Cherts Noirs créacés et Conglomérats Chinchil se trouve à ~1 Km au NNE de l'intersection entre la route Latacunga–Zumbagua–Quevedo et la Q. Chinchil ; le sommet de la section conglomératique se situe au Sud de la route principale, où les conglomérats sont recouverts par les sédiments volcanoclastiques du Miocène à l'Actuel. Les zones affleurantes représentent ~ 53 % de la section (47 % couverts). Aucun autre affleurement de ces conglomérats n'a été trouvé dans la COE centrale et méridionale.

Lithologie/paléocourants : Les Conglomérats Chinchil sont des conglomérats à granulométrie très fine à fine en bancs métriques, des grès de granulométrie variée, très fins à très grossiers, en bancs décimétriques, et des débrites silteuses. Les conglomérats sont des ortho- et para-conglomérats à éléments jointifs (clast supported).

Les galets sont subanguleux à subarrondis, et composés principalement de cherts noirs, associés à des quartz laitieux, et à quelques galets lithiques gréseux et silteux laminés. Les grès sont laminés ou massifs, de couleur grise à café verdâtre pâle. On n'observe que peu d'intercalations d'argilites et silts gréseux noirs.

Les grès massifs sont très fins à fins, à grains quartzeux et lithiques (litharénites), et contiennent d'abondants débris végétaux : empreintes de feuilles et restes de rameaux d'arbustes de 2 à 5 mm de section, rares restes de racines. Ces grès massifs sont interprétés comme des débrites gréseuses (sandy debris flows, sensu Shanmugam 1997).



FIG. 2-59- Coupe lithologique de 230 m d'épaisseur, et interprétations sédimentologique et environnementale de la série clastique de transition (gréso-conglomératique) entre les Fm. Apagua et Rumi Cruz.

Localité: Communauté de Quindigua Sud. du virage (SSO) de la route jusqu'au pont (NNE) sur la rivière Quindigua [73215 98827], Km 18.2 de la route Apagua Centro-Quindigua-Angamarca. F. faille ; PK, point du kilométrage. Environnements et faciès : 1, Pro delta ; 2, Front deltaïque ; 3, Plaine deltaïque ; 4, Plaine et rivière en tresses ; 5, Cône alluvial ; 6, Débrites ; 7, Volcanites (laves et pyroclastites).

Les structures sédimentaires identifiées sont des laminations horizontales planes (LP), des bases chenalisées, à quelques gutter casts, certains orientés selon un azimut N25° (NNE-SSO). Les quelques rides de courant indiquent dans l'ensemble des courants vers le N 65° (ENE).

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Les Conglomérats Chinchil surmontent et érodent les Cherts Noirs qui reposent sur le Plateau Guaranda. Le sommet de l'unité n'a pas été vu, la série étant couverte par les sédiments volcano-détritiques du Miocène-Actuel. Dans la localité-type, la coupe levée à une épaisseur de 83 m, et son épaisseur atteindrait au moins 100 à 150 m.

Faune et âge : Dans la Quebrada Chinchil, 8.5 Km NE de Tigua (Fig. 2.8), route Pujilí-Zumbagua, les Conglomérats Chinchil ont livré d'abondants palynomorphes et de rares foraminifères benthiques (Fig. 2.48). Parmi les palynomorphes on note (Fig. 2.61) *Bombacacidites sp.*, *Callimothallus sp.* (Paléogène), *Echitriteles sp.*, *Grimsdalia cf. magnaclavata*, *Longapertites sp.*, *Lycopodiumsporites sp.*, *Malvacipollis aff. spinulosa* (Éocène-Pliocène), *Microthallites sp.* (Paléogène), *Spinizonocolpites sp.*, *Tricolporopollenites sp.*, *Triletes spp.*, *Undulatisporites sp.*, *Verrucatosporites sp.*, *Verrutriteles sp.*, et aussi spores des champignons (Suárez in : Ordóñez et al., VIII 2003). Le seul foraminifère benthique identifié est *Haplophragmoides sp.* (Éocène-Pliocène) assure un âge maximum Éocène inférieur pour l'unité Chinchil (Fig. 2.48). En tenant compte de l'âge Éocène moyen tardif (Bartonien) à Éocène supérieur attribué à la Fm. Rumi Cruz (Jaillard et al. 2004), avec laquelle sont corrélés les Conglomérats Chinchil, ces derniers seraient d'âge Bartonien à Priabonien.

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : Les Conglomérats Chinchil présentent des microconglomérats et conglomérats fins interprétés comme déposés dans des environnements de cône alluvial distal, rivière en tresses, fan delta et plaine continentale, discordants sur la couverture océanique du Plateau Guaranda représentée par les cherts du Campanien (Jaillard et al., 2004). Les grès sont interprétés comme déposés dans une plaine continentale, associée à l'environnement de fan delta et marin transitionnel (pas profond). Les débris seraient des dépôts gravitaires arrivant en milieu marin peu profond. Les abondants débris végétaux contenus dans les débris gréseuses et les silts intercalés dans la série indiquent l'existence d'une plaine continentale, peuplée d'arbres et d'arbustes, voisine de la ligne de côte, source en partie des débris entraînés dans les débris. Ces végétaux pourraient être des restes d'angiospermes fossiles, dont la diffusion fut favorisée depuis le Crétacé jusqu'au Tertiaire dans la zone tropicale de l'Amérique du Sud (Schöning et Bandel 2004). L'absence de bioturbations dans les Conglomérats Chinchil indique un environnement dynamique en termes d'énergie de transport, voire un environnement continental

plus que marin. Ces éléments suggèrent fortement que les Conglomérats Chinchil ont été déposés à l'Éocène moyen à supérieur dans un environnement continental, de type cône alluvial distal, avec des rivières en tresses (cône fluvial), passages de plaine continentale et deltaïque, atteignant parfois l'environnement marin transitionnel (foraminifères agglutinés).

Paléogéographie : Les Conglomérats Chinchil forment, au Bartonien-Priabonien, un cône conglomératique (alluvial distal, fluvial et peut-être deltaïque distal), orienté E-W (perpendiculaire à l'axe de la paléo-COE, comme le suggèrent les paléocourants des conglomérats de la Fm. Apagua (Fig. 2.55), avec son apex vers l'Est (vers le terrain Guaranda soulevé, source des cherts, et vers la Cordillère Real, source des quartz laiteux), arrivant dans une plaine continentale gréseuse, située non loin de la ligne de côte (d'orientation probable N-S), et drainée par des fleuves intermittents. Cette progradation serait associée à un à-coup de surrection de la Cordillère Real à l'Éocène moyen tardif. Ce cône s'est installé au dessus des Cherts Noirs qui surmontent le Plateau Guaranda, et aurait progradé vers l'Ouest en commençant à combler le bassin de type pull-apart Apagua.

Corrélations : Les Conglomérats Chinchil (Est), ayant un âge et une composition lithologique similaire sont corrélés avec les conglomérats de la Fm. Rumi Cruz (Ouest).

6. 5. 2. La Formation Rumi Cruz

Historique/travaux antérieurs : La première description de ces conglomérats et de leur contenu faunistique a été effectuée par Faucher et al. (1971), au long de la coupe n° 47 de 1400 m d'épaisseur levée au Sud d'Apagua Centro. Ensuite, Egüez et Bourgeois (1986) ont considéré ces conglomérats comme la partie supérieure de la Fm. Apagua. Au même moment, Santos et Ramírez (1986) définirent ces conglomérats comme la partie supérieure grossière de la Fm. Apagua et les nommèrent le Membre Gallo Rumi, par Corrélations avec les conglomérats de la région de Gallo Rumi (coupe Riobamba-Guaranda. Ultérieurement, cette unité clastique fut intégrée au Groupe Angamarca défini par Hughes et Bermúdez (1997) et McCourt et al. (1997), composé des unités Apagua, Gallo Rumi, Pilaló, Unacota et Rumi Cruz. La Fm. Rumi Cruz fut attribuée à l'Éocène moyen à supérieur (Bourgeois et al., 1990, McCourt et al., 1997 ; Hughes et al., 1999).

Localité-type et extension : Les dépôts conglomératiques et gréseux de la Fm. Rumi Cruz affleurent aux abords du Cerro Rumi Cruz, d'où leur nom, (Fig. 2.57), considéré comme la localité-type. Ces affleurements sont bien visibles dans le paysage, en raison de la résistance à l'érosion des bancs de conglomérats et grès bien cimentés et de la végétation rare qui couvre ces affleurements. Ces affleurements forment une frange subméridienne de ~2 Km de large, couvrant une aire de ~30 à 35 Km².

Ces affleurements forment une frange subméridienne de ~2 Km de large, couvrant une aire de ~30 à 35 Km². Ses limites se situent ~1 Km au Nord de Sarucsha (NO de Zumbagua, Fig. 2.8) au Nord, et au Sud au col de la Loma Tushparumi (~3.5 Km au Nord d'Angamarca, entre les vallées de Quindigua et d'Angamarca). Sa limite Ouest (contact sur la Fm. Apagua) est une ligne de direction N-S, passant à l'Est de Loma Rayo, Loma Polvorén,

Apagua Centro, Queseras, le pied du C. Rumi Cruz Chico, et Quindigua. La limite Est est parallèle. Au Cerro Rumi Cruz, la partie supérieure du Membre Rumi Cruz inférieur est recoupée par des corps volcaniques fracturés, frais à moyennement altérés de laves dacitiques et rhyodacitiques. Il s'agit de dykes et sills métriques à décamétriques, atteignant une quinzaine de mètres d'épaisseur.

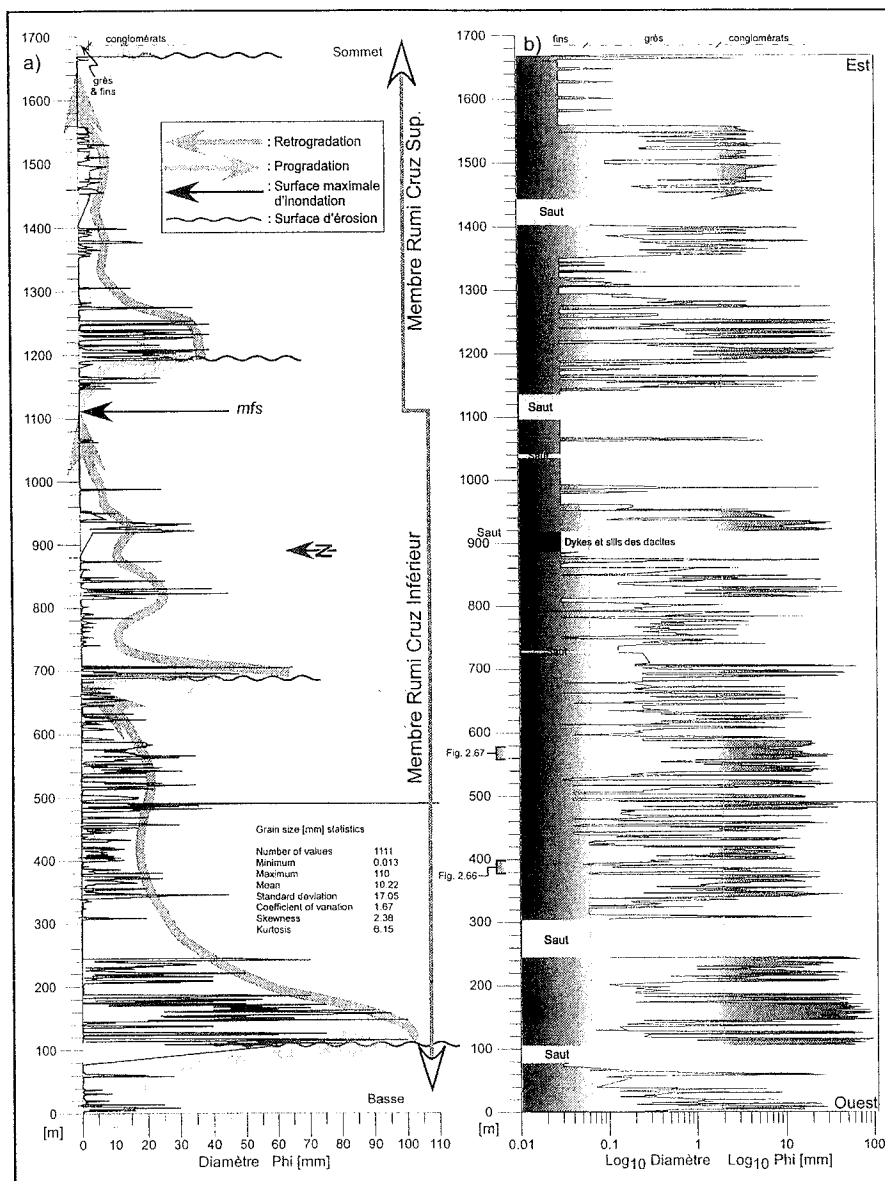


FIG. 2-60- Variation de la taille (diamètre, phi) moyenne des grains (sables) et galets (conglomérats) mesurés dans la coupe de 1670 m d'épaisseur total dans les sédiments clastiques de la Fm. Rumi Cruz.

a) série arithmétique ; b) série logarithmique de base 10. Localisation: bassin Rumi Cruz, cerros Rumi Cruz et Sunihureu, des Km 5.7 (route Apagua-Quindigua-Angamarca) vers l'Est. Cotes : ~0 m, pied Ouest du C. Rumi Cruz Chico ; ~710 m, sommet du C. Rumi Cruz Chico ; ~ "mfs", ~ ravins Pasocuchu et Muyu Amador ; ~ 1540 m, Sommet du Cerro Sunihureu.

Lithologie : La Fm. Rumi Cruz est composée : 1) de microconglomérats et conglomérats en bancs métriques, de granulométrie très fine à fine, exceptionnellement moyenne. 2) de grès en bancs décimétriques de grain variable, entre très fin et très grossier, généralement moyen à grossier, 3) de silts (gréseux et argileux) laminés et de lutites, et 4) de débrites silteuses (Toro et Jaillard 2003). À sa base, le Membre Rumi Cruz inférieur, montre une granulométrie moyenne plus grossière que celle du Membre Rumi Cruz supérieur, et une composition lithologique semblable des conglomérats, mais avec des proportions variables de cherts et de quartz (Toro et Jaillard 2003). Ceci a mené à la division de cette unité en deux membres. Les seuls sédiments à composantes calcaires sont les grès calcarénitiques de la partie inférieure du Mb. Rumi supérieur, au pied du C. Sunihurcu (Fig. 2.58), où j'ai découvert une faune de nummulites. En fonction de l'abondance des galets, les conglomérats de la Fm. Rumi Cruz varient entre des ortho- et para-conglomérats, à grains jointifs (clast supported). Les galets, moyennement triés, sont anguleux, subanguleux à subarrondis. Le profil granulométrique de la coupe de ~1670 m d'épaisseur levée dans la Fm. Rumi Cruz (Fig. 2.60) montre : 1) des modèles en dent de scie d'épaisseurs variables ; 2) des séquences à tendance granocroissante (progradante, les plus nombreuses) aussi bien que granodécroissante (rétrogradante) d'ordre mineur, et rétrogradante d'ordre majeur ; 3) une forte récurrence des discontinuités sédimentaires (surfaces d'érosion) ; 4) une diminution générale de la taille des grains vers la partie moyenne à supérieure de la formation, puis une augmentation. Ces faits, complétés par les données faciologiques (approfondissement des milieux sédimentaires dans les parties moyenne à supérieure de la formation puis diminution de la profondeur), lithologiques des conglomérats, et de paléocourants nous ont mené à proposer une division de la formation en deux membres, le Membre Rumi Cruz inférieur et le Membre Rumi Cruz supérieur. Les galets des conglomérats sont composés principalement de cherts noirs et gris, qui donnent une couleur foncée aux conglomérats, mais aussi de quartz laiteux, de roches métamorphiques (quartzites, schistes et gneiss), de roches volcaniques, de grès et silts (de la Fm. Apagua ?), et plus rarement de roches plutoniques. À cause de la grande proportion de cherts et quartz, le degré de cimentation (par la silice) de ces conglomérats est important. La couleur des cherts varie en fonction de la position des conglomérats dans la coupe, entre plutôt noir dans le Mb. Inférieur, et gris dans le Mb. supérieur). Les grès de la Fm. Rumi Cruz sont laminés et peu massifs et contiennent des intercalations d'argilites, de lutites et de silts. Ces grès sont kaki foncé, gris à café verdâtre pâle. Il s'agit de litharénites feldspathiques, de litharénites et d'arkoses lithiques (Toro et Jaillard 2005). Les silts et silts gréseux sont laminés ou massifs (cas des débrites).

Leurs couleurs sont variées : vert pâle, crème, blanc jaunâtre, café, gris foncé et noir, rarement bigarrées. Les débrites sont vert foncé. Les silts sont fréquemment massifs, de texture fine, de composition siliceuse, blancs, crèmes et kaki verdâtre, de 0.5 à 2 m d'épaisseur, et sont interprétés comme des dépôts volcani-clastiques distaux du type co-ignimbritique, et donc associés à une activité volcanique contemporaine (Toro et Jaillard 2003) et périodique pendant le Bartonien et le Priabonien. Les silts comme les grès montrent de rares débris végétaux silicifiés, noirs, de taille millimétrique. Localement, la partie basale de la Fm. Rumi Cruz (e.g. Km 5, route Apagua-Angamarca) contient quelques accumulations végétales (restes mal préservés de troncs d'arbustes) qui forment des laminations et couches centimétriques de charbon. Plusieurs structures sédimentaires ont été identifiées dans la Fm. Rumi Cruz : des rides de courant, laminations horizontales planes (LP) et inclinées (LOP), quelques laminations obliques arquées (LOA), des laminations doubles de boues (DML), des laminations du type kink, flaser, bases chenalisées (communes), des structures de cisaillement (flame structures), gutter casts, figures de charge. À la différence de ce qu'on voit dans les conglomérats et grès du Membre Gallo Rumi (Paléocène supérieur), une partie des conglomérats et des grès sont parfois bioturbés. Une partie des sédiments gréseux fins forment des séquences de turbidites de Bouma, avec leurs membres a, b, c, d et e, les plus fréquents étant les termes a, b, et d. À petite échelle, les séquences, conglomératiques comme gréseuses, sont organisées soit d'une manière progradante, soit rétrogradante ; tandis qu'à un ordre supérieur, les séquences sont rétrogradantes (Toro et Jaillard 2005).

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Vers l'Est de Loma Rayo (bordure Nord du bassin Rumi Cruz), dans les parties orientale du bassin Apagua et occidentale du bassin Rumi Cruz (zone d'Apagua Centro, Figs. 2.8, 2.49 & 2.55), et dans les affleurements de direction N-S de la zone de Quindigua (bord occidental du bassin Rumi Cruz), on voit le passage progressif entre les grès et microconglomérats du sommet de la Fm. Apagua (Fig. 2.56) et les conglomérats et grès grossiers de la base de la Fm. Rumi Cruz. Par contre, le sommet de la formation n'est pas visible puisqu'il est couvert par les sédiments volcano-clastiques de l'Oligocène à l'Actuel. Une coupe de direction E-O depuis le pied Ouest du Cerro Rumi Cruz Chico (Q. Ingapirca, Fig. 2.57) jusqu'à l'Est du Cerro Sunihurcu (Fig. 2.58), révèle une épaisseur de ~1670 m. L'épaisseur totale de la formation atteindrait 1700 à 2000 m.

Faune et âge : Dans le bassin Rumi Cruz, la Fm. Rumi Cruz a livré de rares palynomorphes et des foraminifères (Fig. 2.48). Parmi les palynomorphes on note *Microthallites* sp. (Paléogène) et quelques spores des champignons (Suárez *in* : Ordóñez *et al.*, VIII 2003). En revanche, des calcarénites lithiques prélevées au pied Ouest du Cerro

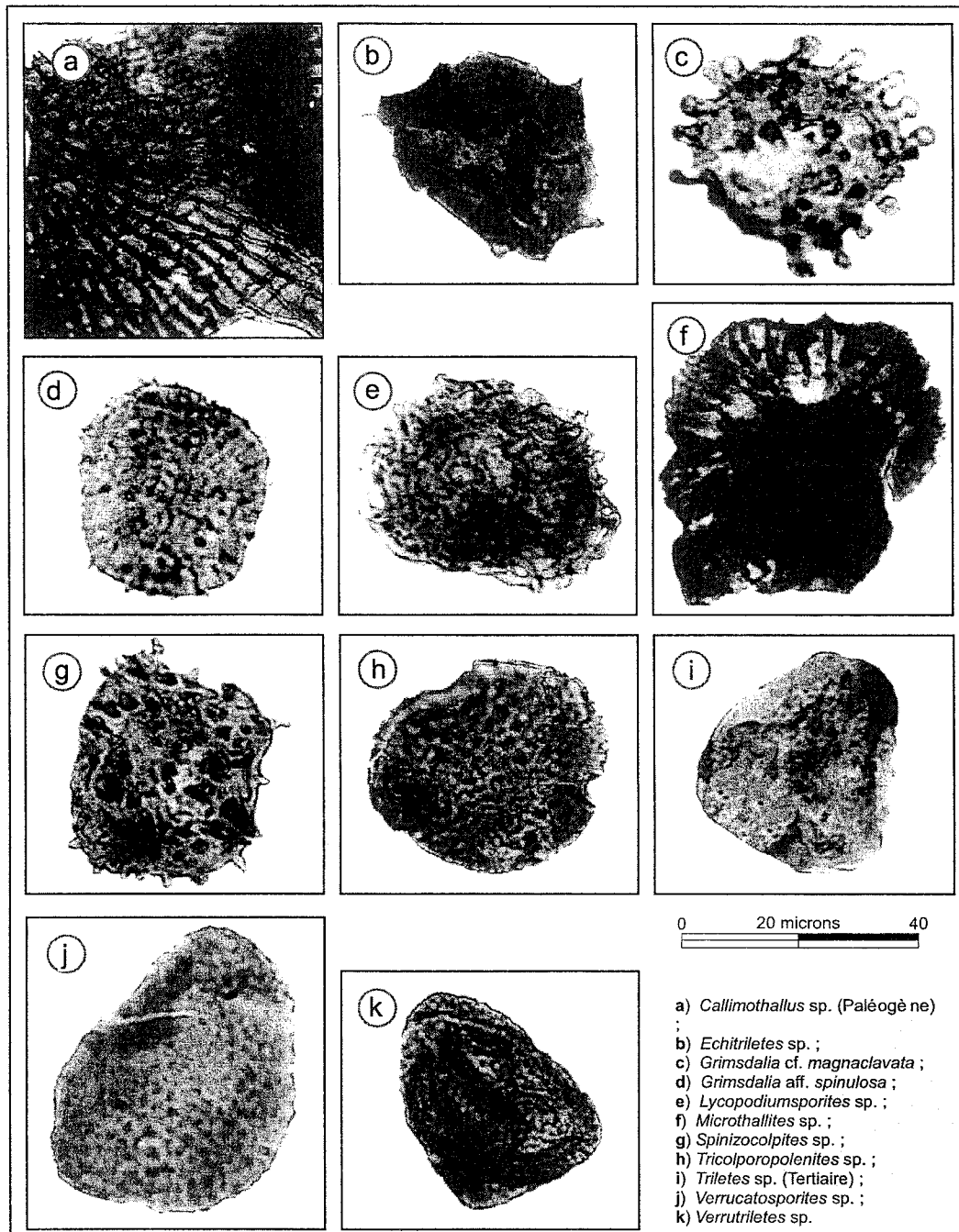


FIG. 2-61- Microphotographies de palynomorphes des siltés laminés de la série gréseuse et conglomératique des Conglomérats Chinchil.

a) *Callimothallus* sp. (Paléogène) ; b) *Echitriletes* sp. ; c) *Grimsdalia* cf. *magnaclavata* ; d) *Grimsdalia* aff. *spinulosa* ; e) *Lycopodiumsporites* sp. ; f) *Microthallites* sp. ; g) *Spinizocolpites* sp. ; h) *Tricolporopollenites* sp. ; i) *Triletes* sp. (Tertiaire) ; j) *Verrucatosporites* sp. ; k) *Verrutriletes* sp. (D'après Suárez in : Ordóñez et al., VIII 2003).

Sunihurcu (4410 m, 1.25 Km au SE du C. Rumi Cruz Chico), dans la partie inférieure silteuse de la Fm. Rumi Cruz supérieur ont livré des foraminifères benthiques de type nummulites (Fig. 2.62). Le Dr. L. Hottinger (U. Bâle) a déterminé d'abondantes *Nummulites sabinensis* (Cole, 1929) du Bartonien (40-37 Ma)-Priabonien (37-33.7 Ma, d'après Odin, 1994), c'est à dire Éocène moyen tardif

–Éocène supérieur. Auparavant cette espèce a été nommée tantôt *Nummulites floridensis* Heilprin (Éocène supérieur), tantôt *N. panamensis* Cushman (Oligocène), ou encore *N. cojimarensis* (Palmer, Miocène-Pliocène). D'un autre côté, Wilkinson (1998a in : Boland et al. 2000) a déterminé à Los Reales, COE septentrionale, le foraminifère *Epistomina eocenica* de l'Éocène.

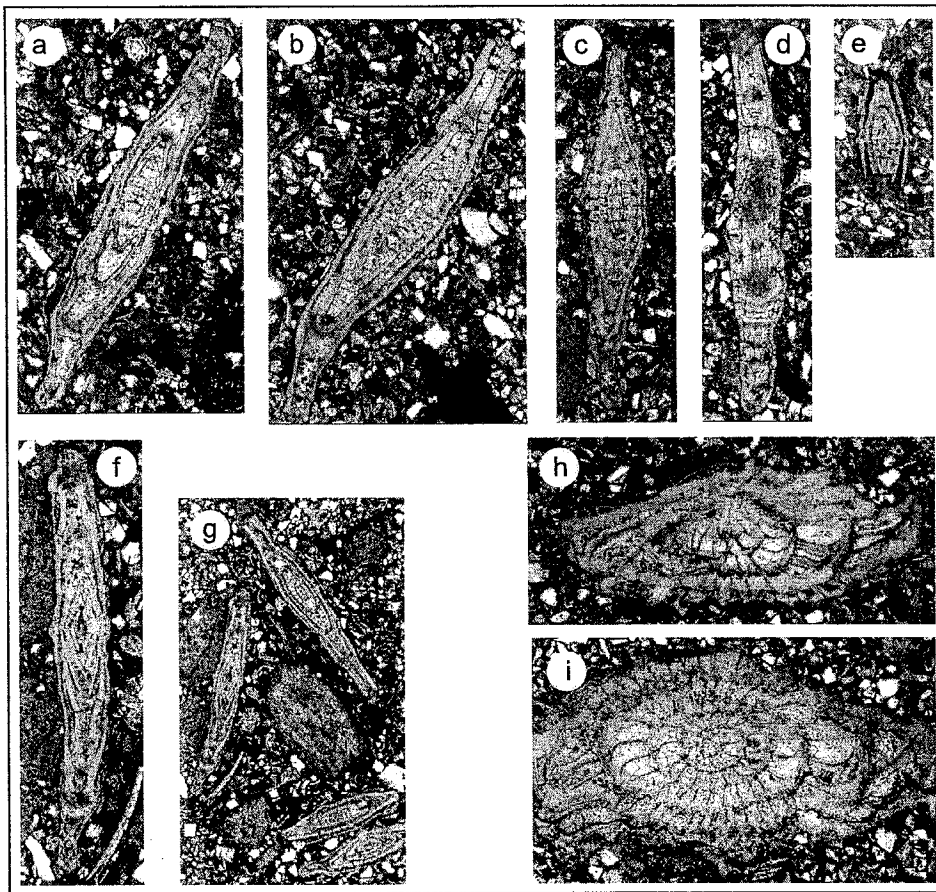


Fig. 2-62- Microphotographies de *Nummulites sabinensis* (Cole, 1929), du Bartonien - Priabonien des sédiments fins gréseux calcarénitiques de la partie inférieure de la Fm. Rumi Cruz Supérieure.

a - g) sections axiales : h & i) sections équatoriales. LPNA. Échelle: a à f, X 20 ; g, X 10 ; h & i, X 20. Échantillons : 021331.14a et b. Localité: pied Ouest du Cerro Sunihureu [4377 ; 7325 98875], ~6.2 Km au SSE de la communauté Apagua Centro. (Déterm. L. Hottinger, 2004).

Dans la section No. 47 levée par Faucher *et al.* (1971) dans la Fm. Rumi Cruz, les seuls microfossiles déterminés sont des exemplaires de *Globorotalia sp.* (Egüez 1986). Hughes et Bermúdez (1997) et McCourt *et al.* (1997) admettent que l'âge de la Fm. Rumi Cruz est Éocène supérieur, post Éocène moyen, en raison de sa position stratigraphique au-dessus des turbidites de la Fm. Apagua, elle-même sus-jacente au Calcaire Apagua de l'Éocène moyen. Le foraminifère *Epistomina eocenica* (Éocène) assure un âge maximum Éocène inférieur pour les sédiments de la Fm. Rumi Cruz. Alors que, pour les sédiments de la base de la Fm. Rumi Cruz supérieure, *Nummulites sabinensis* indique un âge maximum Éocène moyen tardif (Bartonien) et un âge minimum Éocène supérieur (Priabonien). En tenant compte de son contenu fossilifère et de sa position stratigraphique, l'âge de la Fm. Rumi Cruz serait Bartonien-Priabonien (Éocène moyen tardif-Éocène supérieur).

Géologie Alpine, Mém. H.S., 47, 2007

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : La Fm. Rumi Cruz présente un total de 9 faciès sédimentaires principaux, auxquels il faut ajouter les faciès gravitaires sans cohésion (débrites de Gani, 2004). Ces environnements sont : marin ouvert interne (peu fréquent, présent à la base de la formation), avant-plage silteuse (inférieure), gréseuse et parfois conglomératique (moyen à supérieure), silts de baie (très fréquents), grès littoraux à influences de marées, plaine fluviale, rivière gréseuse et conglomératique en tresses, cône deltaïque gréseux à conglomératique, plaine alluviale distale et cône alluvial distal (peu fréquent). Une séquence type récurrente (idéale, Fig. 2.63), plus fréquente dans la Fm. Rumi Cruz inférieure, montre ces environnements organisés selon une tendance progradante. Ce type de tendance montrerait l'augmentation de la taille de grain parallèlement à la croissance des reliefs de la zone source (Marocco, 1994). Le faciès correspondant à l'environnement de plaine

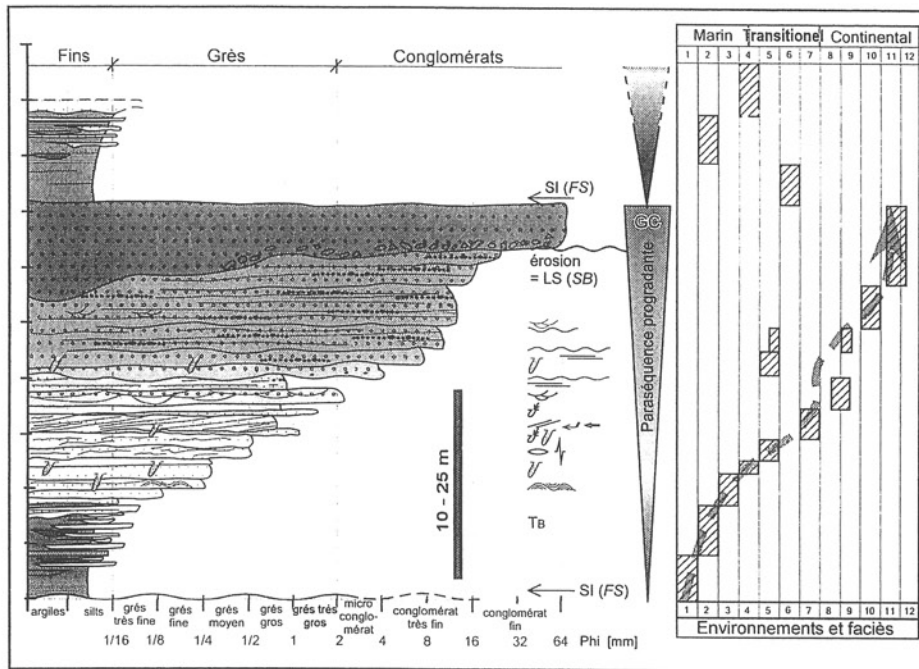


FIG. 2-63- Séquence type progradante (colonne lithologique, interprétation ichnologique, sédimentologique et environnementale, de 20-50 m d'épaisseur) de la Fm. Rumi Cruz.

TB, turbidite de Bouma (de basse densité) avec ses membres a, b, c, d et e ; GC, séquence grano croissante ; SI, Surface d'inondation (FS) ; LS, Limite de séquence (SB). Environnements et faciès : 1, Marin ouvert supérieur ; 2, Transitionnel (Off-shore à Avant-plage inf.) ; 3, Avant-plage inférieure ; 4, Avant-plage moyenne ; 5, Avant-plage supérieure ; 6, Silts de baie ; 7, Plaine et Chenal tidaux gréseux ; 8, Plaine fluviale ; 9, Rivière en tresses ; 10, Cône deltaïque (Fan delta) ; 11, Plaine alluviale et Chenal fluvial proximal ; 12, Cône alluvial distal. Localité: Cerros Rumi Cruz Chico [4377m; 7307-98880] et Sunihureu [4377m; 7325-98875], route Apagua-Quindigua-Angamarca. (D'après Toro et Jaillard, 2003).

deltaïque est principalement composé de chenaux distributaires gréseux, plaine alluviale gréseuse, plaine côtière silteuse, dépôts silteux de levée, marécages, plages de lac, lac, et marais silteux. Les conglomérats d'avant-plage sont caractérisés par des laminations horizontales, des contacts érosifs à la base, des intercalations de grès lenticulaires, un tri modéré, et quelques galets imbriqués. Des caractères similaires sont observés dans d'autres conglomérats d'avant-plage, comme le décrivent : Toro et Marocco (1994) pour les conglomérats El Morro (Éocène ?, Péninsule de Santa Elena, Équateur), Jaillard *et al.* (1995) pour les faciès gréseux et conglomératiques de la Fm. Punta Ancón (Bartonien de la Péninsule de Santa Elena), ou Hart et Plint (1995, 2003) pour les conglomérats de la Fm. Cardium (Crétacé supérieur) de l'Alberta, Canada. La Figure 2.64 montre quelques faciès et caractéristiques des dépôts de la Fm. Rumi Cruz : dépôts de baie qui surmontent normalement les conglomérats de cône deltaïque ou alluvial, fréquentes érosions intra-conglomérats, rivières en tresses et de plaine fluviale, dépôts tidaux, et dépôts gréseux d'avant-plage. Une autre mosaïque de photographies (Fig. 2.65) montre le détail des bioturbations affectant les dépôts gréseux et conglomératiques de la Fm. Rumi Cruz. Parmi ces structures, on trouve *Ophiomorpha nodosa*, *Arenicolites isp.* ; les plus abondants sont les *Skolithos isp.*

Il s'agit d'ichnogenres affectant un substrat mou (*O. nodosa*, Taylor *et al.* 2003, Schieber 2003) ou dur et non boueux, préalablement lithifié (Taylor *et al.* 2003). *O. nodosa* est présent en faible abondance dans les grès moyens tidaux et n'affecte les sédiments qu'à un faible degré (indice de bioturbation BI = 1). Ces ichnogenres d'habitation et d'alimentation appartiennent à l'ichnofaciès Skolithos et sont attribués à l'activité de crustacés (Sequeira 2002). Les *Arenicolites isp.* sont observés en faible abondance dans les grès grossiers, voire micro-conglomératiques, de milieu d'avant-plage moyen à supérieur, qu'ils n'affectent qu'à un faible degré (BI = 1). Dans l'environnement marin, ces ichnogenres d'alimentation appartiennent aux ichnofaciès Skolithos et Cruziana, et sont attribués à l'activité d'organismes suspensivores en milieu gréseux (Buatois *et al.* 2002). Par contre les *Skolithos isp.*, qui sont faiblement à modérément abondants dans les microconglomérats et conglomérats d'avant-plage supérieure, les affectent à un degré bas à modéré (indice de bioturbation BI = 1 à 2). Ces ichnogenres d'habitation et d'alimentation appartiennent à l'ichnofaciès Skolithos lié à l'activité de crustacés (Sequeira *et al.*, 2002). Une faune appauvrie de l'ichnofaciès Skolithos est commune dans ce type de conglomérats marins d'avant-plage (MacEachern et Hobbs 2004).

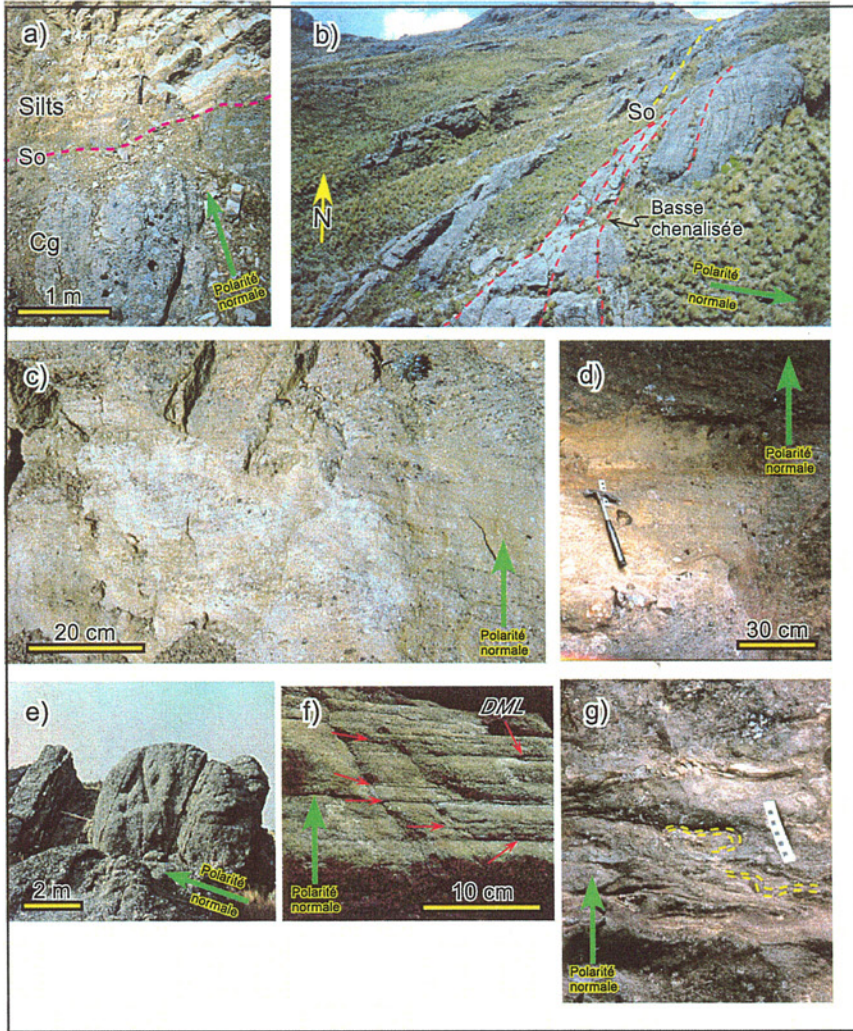


FIG. 2-64- Exemples de faciès et dépôts sédimentaires fréquents dans les grès et conglomérats de la Fm. Rumi Cruz.

Faciès et environnements sédimentaires : a) Contact stratigraphique entre siltites laminées de baie et conglomérats fins de cône alluvial distal ; b) Contacts intraformationnels érosifs chenalisés entre conglomérats de cône alluvial, plaine fluviale et rivière en tresses ; c) Faciès micro-conglomératiques de migration latérale de chenaux fluviaux à laminations obliques arquées (LOA) dans un milieu de rivière en tresses; d) Conglomérats très fins subhorizontaux de plaine fluviale proximale; e) Conglomérats de cône deltaïque ; f) Grès à moyens à grossiers à laminations doubles boueuses (double mud layers, DML) de plaine tidale gréseuse ; g) Grès moyens à fins à laminations convolutées (échappement de fluides sableux). Localité : Cerro Rumi Cruz Chico. Échelle en centimètres. So, stratification.

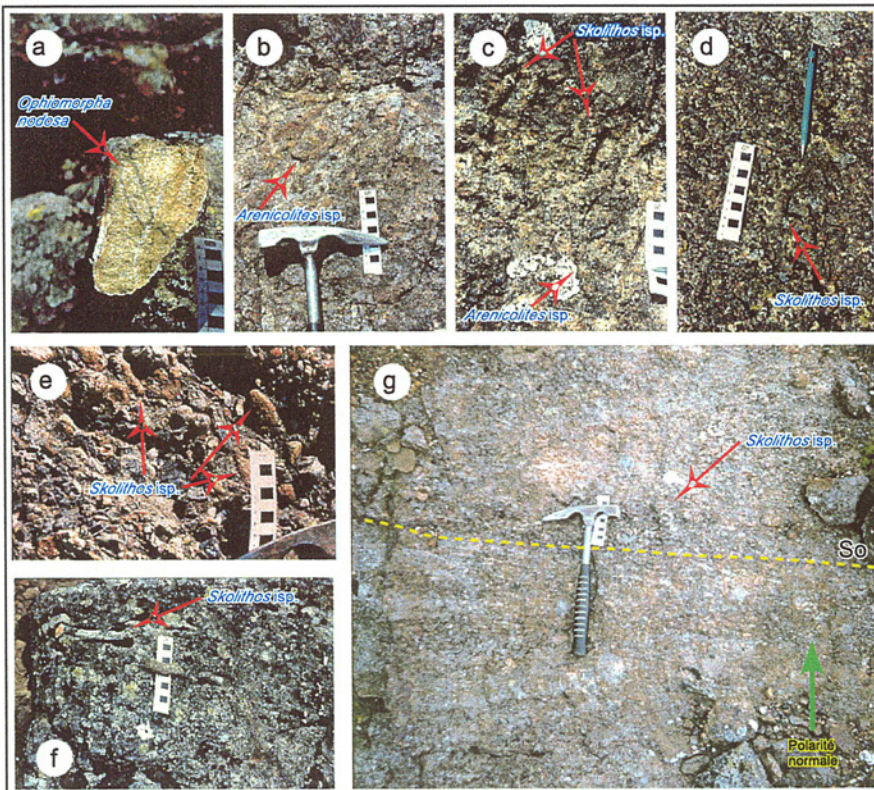


FIG. 2-65- Bioturbations les plus fréquentes des faciès clastiques gréseux et conglomératiques de la Fm. Rumi Cruz.

a) *Ophiomorpha nodosa* dans des sédiments gréseux à influence tidale ; b) *Arenicolites isp.* dans des microconglomérats d'avant-plage moyenne à supérieure ; c) *Skolithos isp.* et *Arenicolites isp.* dans un conglomérat très fin d'avant-plage supérieure ; d et f) *Skolithos isp.* dans un conglomérat très fin d'avant-plage supérieure ; e) *Skolithos isp.* dans un conglomérat fin d'avant-plage supérieure ; g) *Skolithos isp.* à la base d'un microconglomérat d'avant-plage. Localité : Cerro Rumi Cruz Chico.

D'un autre côté, les sédiments gréseux fins qui ont livré la faune de nummulites, contiennent aussi des petits morceaux de bois silicifiés perforés, affectés par l'ichnogène *Teredina isp.*, dont les siphons calcifiés font des intersections curieuses (Hottinger 2004 ; comm. pers.). Cet ichnogène fait partie de l'ichnofaciès Teredolites, qui attaque les substrats durs dans les environnements marins littoraux (Sequeira *et al.* 2002). Une coupe de 22 m d'épaisseur (Fig. 2.66, cotes 376-398 m de la coupe complète (1670 m) de la Fm. Rumi Cruz) illustre les faciès

de la partie inférieure de la Fm. Rumi Cruz inférieure et leur évolution. Elle a été levée dans des sédiments silteux à conglomératiques qui montrent une nette tendance progradante d'ordre mineur et une tendance rétrogradante (transgressive) à l'ordre supérieur. Elle commence par des sédiments silteux laminés fins de prodelta, qui passent vers le haut à des sédiments gréseux et conglomératiques d'avant-plage à influence tidale, et évoluent vers des dépôts conglomératiques de cône alluvial distal, et même de plaine fluviale à rivière en tresses.

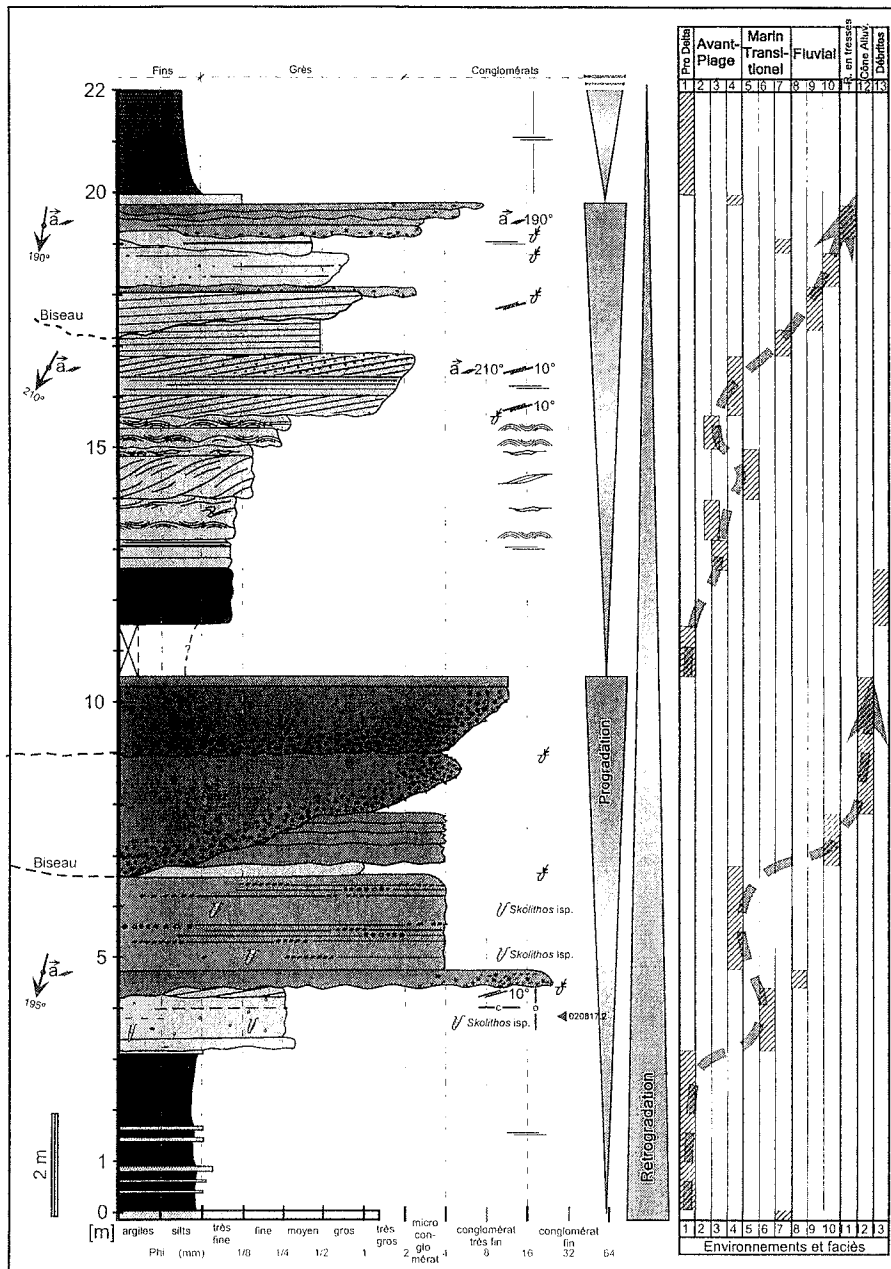


FIG. 2-66- Coupe lithologique (22 m), et interprétation sédimentologique, ichnologique et paléoenvironnementale de la partie inférieure à moyenne de la Fm. Rumi Cruz Inférieure (cotes 376-398 m, épaisseur totale 1670 m).

Environnements et faciès : 1, Pro Delta ; 2, Avant-plage inférieure ; 3, Avant-plage moyenne ; 4, Avant-plage supérieure ; 5, Barre tidale ; 6, Plaine gréseuse tidale ; 7, Plage ; 8, Chenal distributaire ; 9, Chenal fluvial ; 10, Plaine fluviale ; 11, Rivière en tresses ; 12, Cône alluvial ; 13, Débrites.

Localisation : Cerro Rumi Cruz Chico, ~ 5 Km au Sud d'Apagua Centro, bassin Rumi Cruz.

Une autre coupe de détail (Fig. 2.67, cotes 557–579 m de la coupe complète de la Fm. Rumi Cruz) montre l'organisation des faciès de la partie moyenne de la Fm. Rumi Cruz inférieure, marquée par de gros bancs de conglomérats à intercalations gréseuses. Cette coupe montre des conglomérats, semblables par leur granulométrie et leur contenu lithologique, mais différents par leurs structures sédimentaires, leurs tendances et leurs ichnofaciès. Des conglomérats d'avant-plage supérieure, à laminations et

stratifications horizontales, sont bioturbés par de robustes terriers de l'ichnofaciès *Skolithos* isp., sans variation importante de leur granulométrie. Les conglomérats de cône alluvial distal montrent des tendances progradantes. Les autres dépôts sont des conglomérats de rivière en tresses, et des grès de plage et de barre tidale et plaine tidale gréseuse à influence fluviale. Ces derniers dépôts gréseux montrent une forte bioturbation peu diversifiée, avec les ichnogènes *Skolithos* isp. et *Thalassinoides* isp.

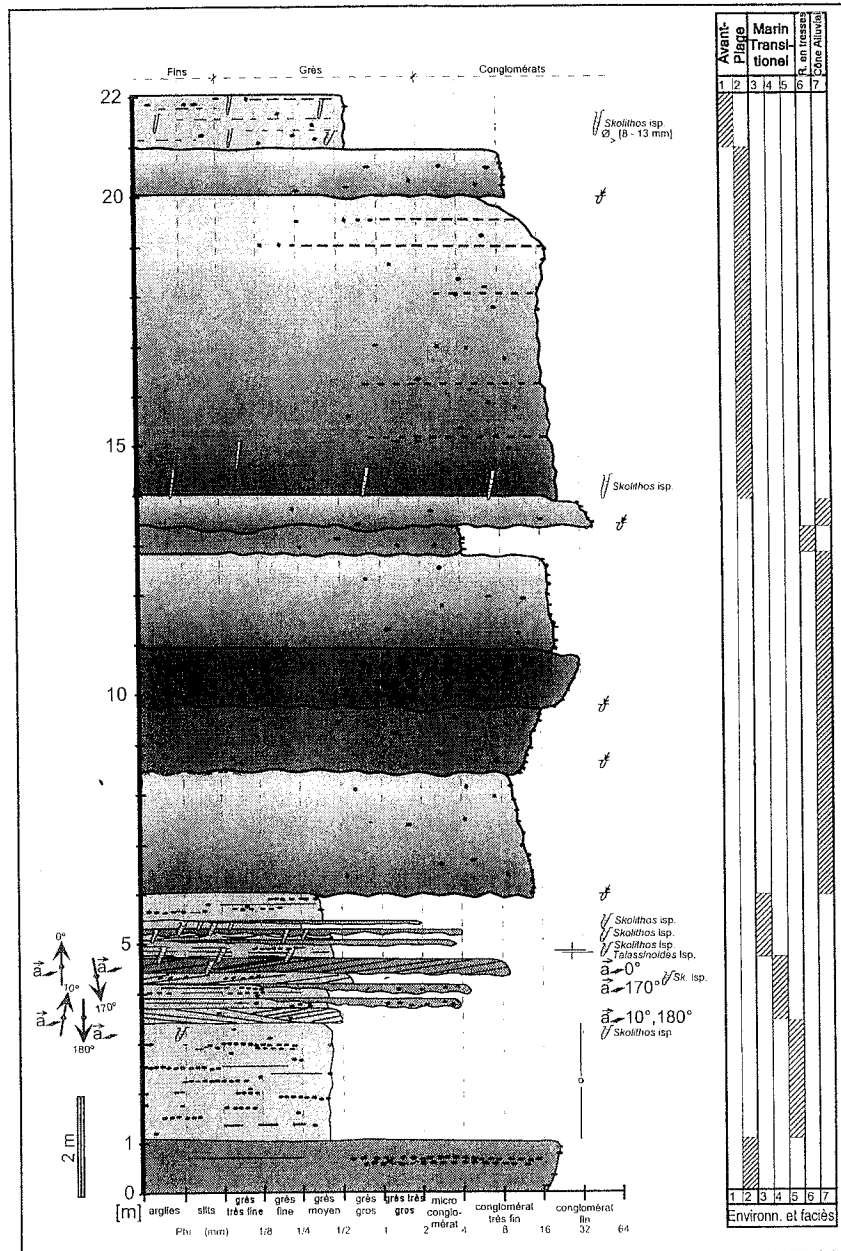


FIG. 2-67- Coupe lithologique (22 m), et interprétation sédimentologique, ichnologique et paléoenvironnementale de la partie moyenne de la Fm. Rumi Cruz Inférieure (cotes 557-579 m).

Environnements et faciès : 1. Avant-plage moyenne ; 2. Avant-plage supérieure ; 3. Plaine gréseuse tidale ; 4. Barre tidale ; 5. Plage ; 6. Rivière en tresses conglomératique ; 7. Cône alluvial. Localisation : Cerro Rumi Cruz Chico, ~ 5 Km au Sud d'Apagua Centro, bassin Rumi Cruz.

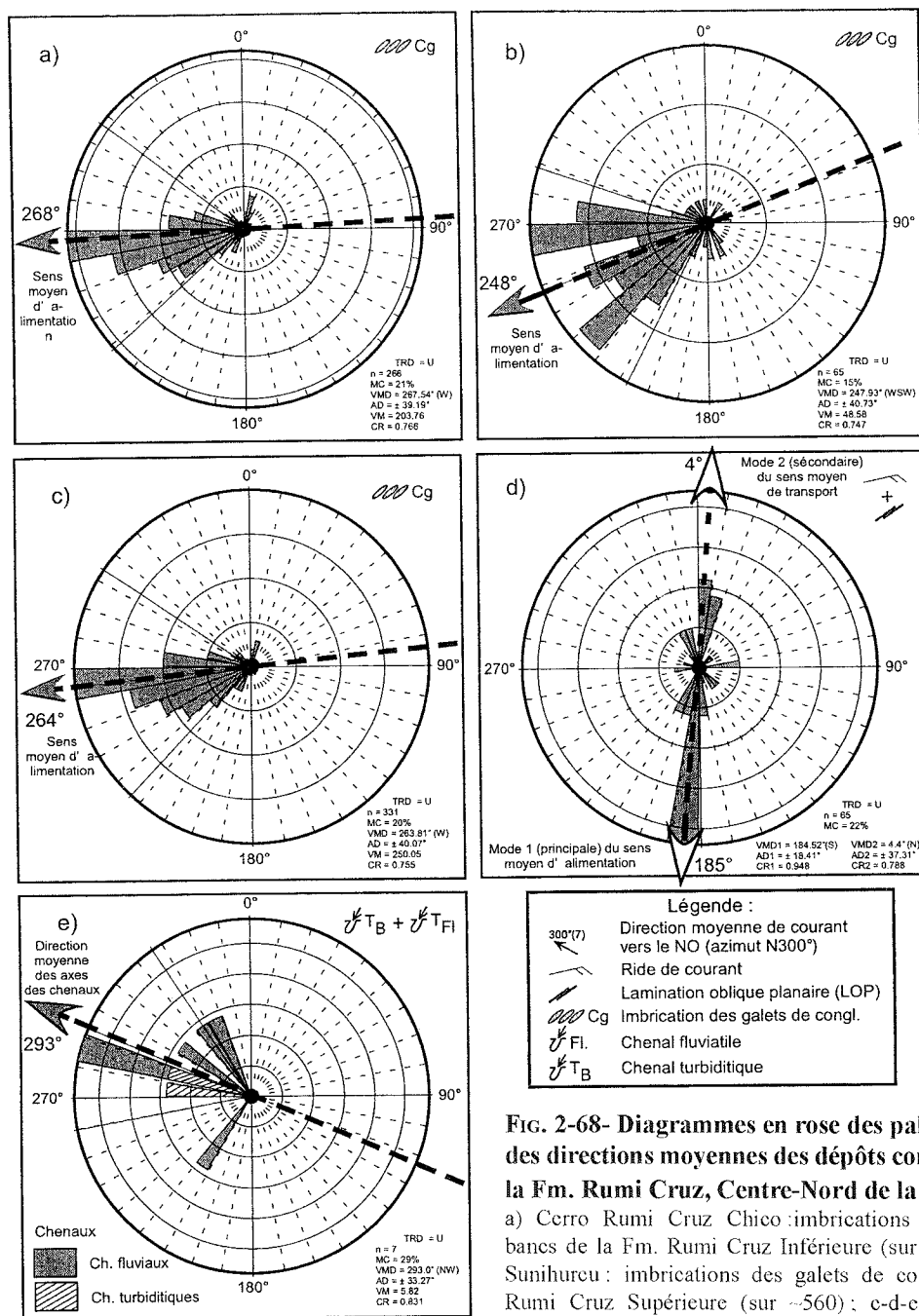


FIG. 2-68- Diagrammes en rose des paléocourants et détermination des directions moyennes des dépôts conglomératiques et gréseux de la Fm. Rumi Cruz, Centre-Nord de la COE.

a) Cerro Rumi Cruz Chico : imbrications de galets de conglomérats des bancs de la Fm. Rumi Cruz Inférieure (sur ~1110 m d'épaisseur) ; b) Cerro Sunihureu : imbrications des galets de conglomérats de bancs de la Fm. Rumi Cruz Supérieure (sur ~560) ; c-d-e) collines Rumi Cruz Chico et Sunihureu : c) imbrications de galets de conglomérats des Fm. Rumi Cruz Inférieure et Supérieure ; d) Rides de courant et LOPs des bancs gréseux et conglomératiques de la Fm. Rumi Cruz ; e) : Axes des chenaux fluviaux et des rares chenaux turbiditiques? gréseux et conglomératiques. Logiciel employé: PC Rose® V2-1. Les flèches indiquent les directions moyennes calculées.

Corrélations : Dans la COE centrale, la Fm. Rumi Cruz est corrélée avec les Conglomérats Chinchil. Il faut signaler que, entre le Terrain Macuchi à l'Ouest et le cône de la Fm. Rumi à l'Est, se sont déposées les siltites gréseuses tufacées des unités Las Juntas (définie par Egüez 1986) au Nord et Arrayanes (de McCourt *et al.*, 1997) au Sud, datées de l'Éocène supérieur. Dans la COE méridionale, les Conglomérats Rumi Cruz sont corrélés avec les conglomérats et grès fluviaux à paléosols versicolores de la Fm. Quingeo, datée par traces de fission de 42.2 ± 4.4 à 34.9 ± 4.0 Ma (Éocène moyen à supérieur, Steinmann, 1997). Dans la Zone Côtière, la Fm. Rumi Cruz est équivalente

aux sédiments gréseux d'avant-plage de la Fm. Punta Ancón de la Péninsule de Santa Elena, aux conglomérats et grès de fan delta de la Fm. San Mateo du bassin Manabí, toutes deux datées du Bartonien (Éocène moyen tardif), et corrélées avec les conglomérats et grès de fan delta de la Fm. Zapotal inférieur de la Cordillère Chongón Colonche (Benítez 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995). D'après leur similitude lithologique (conglomérats à éléments de cherts et quartz laitex) et environnementale (avant-plage, cônes alluviaux ou deltaïques), la Fm. Rumi Cruz serait équivalente aux conglomérats El Morro de la Péninsule de Santa Elena (Toro et Marocco 1994).

Par ailleurs, les conglomérats de la Fm. Rumi Cruz ont une lithologie similaire à celle de la Fm. Tiyuyacu inférieur de la Zone Subandine et du bassin Oriente (Marocco *et al.*, 1996, 1997, Valdez 1997, Christophoul *et al.*, 2002), attribués à l'Éocène inférieur (Jaillard *et al.*, 1997).

Paléocourants : Pour localiser les zones source, les directions d'alimentation et des chenaux associés, la pente de la marge et l'orientation de la paléo-ligne de côte, on a mesuré, tout au long de la colonne sédimentaire, les imbrications de galets de conglomérats, les chenaux turbiditiques et fluviatiles, les rides de courant et les laminations obliques planes (LOP). Ces structures ont été mesurées le long de la coupe complète, depuis la base de la série au pied Ouest du Cerro Rumi Cruz Chico (Fig. 2.68), jusqu'à l'Est du Cerro Sunihureu (Fig. 2.58). Pour les imbrications des galets mesurées ($n = 266$) dans les bancs conglomératiques de la Fm. Rumi Cruz inférieure, le diagramme en rose (Fig. 2.68a) montrent un sens moyen de courant ou d'alimentation de l'Est (zone source) vers l'Ouest (zone de dépôt), avec un azimut moyen N 268° , une faible dispersion et une bonne corrélation des données (coefficient $r = 0,77$). Pour la Fm. Rumi Cruz supérieure, le diagramme des imbrications des galets de conglomérats (Fig. 2.68b, $n = 65$) montre un sens moyen de courant de l'ENE vers l'WSW, avec un azimut moyen N 248° , une dispersion modérée et une bonne corrélation des mesures ($r = 0,75$). Les données d'imbrications de l'ensemble de la Fm. Rumi Cruz (Fig. 2.68c, $n = 331$), montrent un sens moyen d'alimentation de l'Est vers l'Ouest, avec un azimut moyen N 264° , une faible dispersion et une bonne corrélation ($r = 0,76$, Toro et Jaillard 2003). On note néanmoins une différence de 20° des directions moyennes d'alimentation des sédiments conglomératiques entre les deux membres de la Fm. Rumi Cruz. Les données de rides de courant et de LOP (grands rides d'accrétion clastique) des grès, de la Fm. Rumi Cruz, montrent deux sens de transport opposés (Fig. 2.68d, $n = 65$) : l'un vers le Nord (azimut N 04° , $r = 0,95$) et l'autre, plus fréquent, vers le Sud (azimut N 185° , $r = 0,79$). Finalement, les directions des chenaux fluviaux et turbiditiques (?), possiblement sandy debris flows et non Tb) gréseux et conglomératiques, mesurés dans l'ensemble de la Fm. Rumi Cruz, montrent un sens d'alimentation (Fig. 2.68e, $n = 7$) en provenance du ou en direction du NW (azimut N 293° , $r = 0,83$) du bassin. Ces données montrent clairement que, au Bartonien–Priabonien, la zone source des sédiments clastiques de la Fm. Rumi Cruz était localisée à l'Est du bassin, c'est-à-dire vers la chaîne, Cordillère Real. Les imbrications suggèrent que, lors du dépôt de la Fm. Rumi Cruz inférieure (Bartonien ?), la zone source avait une pente vers l'Ouest, alors que pour la Fm. Rumi Cruz supérieure (Priabonien ?), la zone source était soulevée de façon différentielle, plus haute au Nord, où le bassin subissait une subsidence différentielle, plus importante au Sud, avec une migration du dépôt-centre vers le SSO.

De plus, les directions d'alimentation des grès montrent que le transport des grès des cônes alluviaux distaux, fluviaux et deltaïques, s'effectuait vers le Nord et surtout vers le Sud, ce qui suggère que la zone source orientale représentait un peu une zone haute, et que le bassin était bordé à l'Ouest par une zone haute orientée N-S. Ceci indiquerait que, à l'Éocène moyen tardif et supérieur, soit le Terrain Macuchi était déjà en place à l'Ouest du bassin Rumi Cruz, soit que s'était déjà ouvert un bassin profond de type pull-apart avec des bordures orientées N-S, ou soit les deux possibilités. Une autre interprétation pourrait être que, une partie des grès de la Fm. Rumi Cruz étant déposés dans un milieu marin peu profond à influences tidales, ce type de grès aurait enregistré des courants bimodaux (Reineck et Singh, 1980) de direction N-S.

Déformation : Les seules déformations observées sont de rares petits plis ou des lamines convolutées, présents dans les grès fins à moyens de milieu tidal ou subtidal (Fig. 2.64). Ils sont induits par la liquéfaction de sédiments saturés en eau lors de secousses sismiques (Vittori *et al.*, 1991; Hibsich *et al.*, 1997).

Paléogéographie : La distribution spatiale des sédiments clastiques de la Fm. Rumi Cruz, des faciès et des environnements, des paléocourants et des séquences montre que, au Bartonien–Priabonien, les conglomérats de la Fm. Rumi Cruz formaient un grand cône, allant du fluvial au deltaïque, qui progradait périodiquement dans un bassin marin peu profond, où il était remanié en faciès tidaux, de plage et d'avant-plage, de baie et plus rarement de plate-forme externe. Ce grand cône, alimenté par la paléo-Cordillère Real (quartz laiteux) et le terrain Guaranda (cherts noirs et gris), passait par les zones intermédiaires de la zone de Chinchil et débouchait dans le bassin Rumi Cruz. Ce cône fossilise le bassin en pull-apart d'Apagua (Paléocène–Éocène moyen), qui, comblé vers la fin du Lutétien, a été recouvert par le cône de la Fm. Rumi Cruz, qui se dépose en on-lap sur les bordures du bassin Apagua (discordance des conglomérats Chinchil sur les sédiments océaniques crétacés du terrain Guaranda). Apparemment, selon l'orientation des systèmes fluviaux gréseux installés parallèlement à l'axe du bassin Rumi Cruz, le bord occidental distal du bassin ou les zones émergées de l'Ouest du bassin étaient formées par des roches volcaniques du Terrain Macuchi, déjà mis en place au Bartonien. Le fait que les conglomérats de Rumi Cruz ne surmontent pas l'arc Macuchi et l'existence de siltites gréseuses tuffacées laminées entre les deux indique que, entre la partie proximale du cône Rumi Cruz et le pied oriental du terrain Macuchi, il y avait un bassin marin silteux et gréseux fin de l'Éocène supérieur, les unités Las Juntas (définie par Egüez 1986) au Nord et Arrayanes (de McCourt *et al.*, 1997) au Sud.

6. 6. Les sédiments associés au Terrain Macuchi

Introduction : Dans ce paragraphe, on décrira les unités clastiques Las Juntas (Egüez, 1986) et Arrayanes (McCourt *et al.*, 1997), qui forment la couverture sédimentaire Éocène supérieur du Terrain Macuchi. Ces unités seront décrites séparément pour souligner les arguments en faveur notre proposition de mettre en équivalence ces unités et les considérer comme une seule unité : la Fm. Las Juntas.

Problématique : Ces deux unités affleurent dans la COE Centrale, le long d'une bande étroite orientée NNE-SSO. Nos observations de terrain, complétées par les données bibliographiques, nous ont amené à les considérer comme équivalentes, en raison de leur âge, leurs lithologies et leurs environnements similaires. Ces faits nous conduisent à proposer de ne conserver qu'un seul nom de formation, la Fm. Las Juntas sensu Egüez (1986).

6. 6. 1. L'Unité Las Juntas.

Historique/travaux antérieurs : Egüez (1986) a décrit formellement ces sédiments en les nommant Unité Las Juntas. Ce sont en fait les sédiments étudiés par Faucher *et al.* (1971) dans la coupe de la rivière Toachi, au Km 69.5 de la route Aloag (Km 0.0)–Santo Domingo (COE centrale), unité auparavant nommée Fm. Toachi par Bristow et Hoffstetter (1977).

Localité-type et extension : Ces sédiments forment une bande subméridienne de 1 à 3 Km de largeur, qui s'étend entre les villages de Alluriquín et La Unión del Toachi au Nord, et la zone de Sigchos au Sud. Les meilleurs affleurements se trouvent au SE du village Las Pampas (~14 Km au Sud de La Unión del Toachi), près du confluent des rivières Las Juntas, San Francisco et Toachi, où l'on situe la localité-type. Notre étude pétrographique nous a permis d'identifier d'autres affleurements interprétés comme appartenant à l'Unité Las Juntas : à Carbonloma, aux Km 12–12.7 de la route Sigchos–La Unión del Toachi, à La Cruz, au Km 5.2 de la route Sigchos–Las Pampas, et à 2 Km au SO de Chugchilán, en rive Nord de la Quebrada Carbón, au Km 4 de la route Chugchilán–Zumbagua. L'affleurement de La Cruz a été attribué par Hughes *et al.* (1998) à une partie silteuse de la Fm. Apagua. Une étude cartographique détaillée de cette zone sera nécessaire pour comprendre la structuration de la COE et la répartition des ces unités entre Chugchilán et Las Pampas.

Lithologie : L'Unité Las Juntas est composée de sédiments clastiques silteux et gréseux très fins à fins, parfois moyens, tuffacés, bien lités, de couleur café, parfois à ciment calcaire. On y trouve aussi des lutites siliceuses de teinte café foncé, bien laminées, et de rares intercalations de micrites à intraclastes (Egüez 1986). Les lutites contiennent de petits grains de feldspath, quartz, mica et quelques pyroxènes, dans une matrice chloriteuse et siliceuse (Egüez 1986) et souvent des foraminifères, radiolaires et algues, parfois recristallisés. Le degré de consolidation des sédiments est variable, bien consolidés

par un ciment siliceux et calcaire pour les sédiments silteux et les lutites, et moins consolidés pour les grès. Quelques affleurements fins, bien laminés et silicifiés présentent des minéraux sulfureux (pyrite, chalcopyrite et galène), associés aux minéralisations générées par le volcanisme et les failles affectant le Terrain Macuchi. Les grès lités sont principalement des arénites arkosiques et arkoses lithiques bien triées, à matrice argileuse riche en matière organique et en minéraux opaques, avec du quartz primaire et diagénetique, et sont parfois bioturbés (voir Chapitre III).

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Les sédiments de l'Unité Las Juntas reposent sur les roches volcaniques du Terrain Macuchi et sont couverts par les dépôts volcanoclastiques et gravitaires de l'Oligocène à l'Actuel. Leur épaisseur dépasse les 1500 m, mais des slumps empêchent de l'apprécier correctement (Egüez 1986). En particulier, dans la Quebrada San Francisco (~Km 2.5 de la route Las Pampas–rivière Toachi), la série est écaillée à tel point que en 100 m d'affleurement la série montre, une répétition des mêmes quelques 25 m d'épaisseur.

Biostratigraphie et âge : Les sédiments fins, silteux et gréseux très fins, contiennent une faune variée, mais mal préservée à cause de la diagenèse. Les fossiles rencontrés sont des foraminifères, parmi lesquels des alvéolinidés, des radiolaires et des algues dasycladacées (Fig. 2.69). L'échantillon AE-608 de l'Unité Las Juntas, collecté au confluent des rivières Las Juntas et Toachi, a livré les radiolaires *Dictyoprora cf. amphora*, *Eusyrigium fistuligerum*, *Giraffospyris didiceros* et *Lychnocanoma cf. bandica* de l'Éocène supérieur (déterm. P. De Wever, in Egüez 1986; Bourgeois *et al.*, 1990). L'âge de l'Unité Las Juntas est donc Éocène supérieur (Fig. 2.48).

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : Les faciès sédimentaires observés dans l'Unité Las Juntas sont principalement des faciès de milieu marin turbiditique plus ou moins profond. Les caractères sédimentaires de cette formation sont illustrés par deux coupes choisies dans le Nord (localité de Las Pampas), et l'Est de ce bassin (localité Chugchilán). La première coupe (Fig. 2.70), située vers le centre du "bassin" Las Juntas, a été étudiée dans la localité-type, au SE du village Las Pampas [7282-99512]. La coupe montre des silts gréseux et des grès très fins à fins, bien lités, de couleur kaki foncé à café. Ces sédiments sont des turbidites de basse densité dont les termes a, b et d sont les plus fréquents. Les faciès présents sont de lobe, d'interlobe et de levée d'un cône turbiditique peut-être externe. Ces dépôts ont été partiellement plissés et chevauchés vers le SSE. La deuxième coupe (Fig. 2.71), est située vers le bord oriental du "bassin" Las Juntas. Elle affleure au Km 4 de la route Chugchilán–Zumbagua. Elle montre des argiles et silts gréseux bien laminés et des grès très fins à grossiers, bien lités, de couleur café à gris rougeâtre pâle.

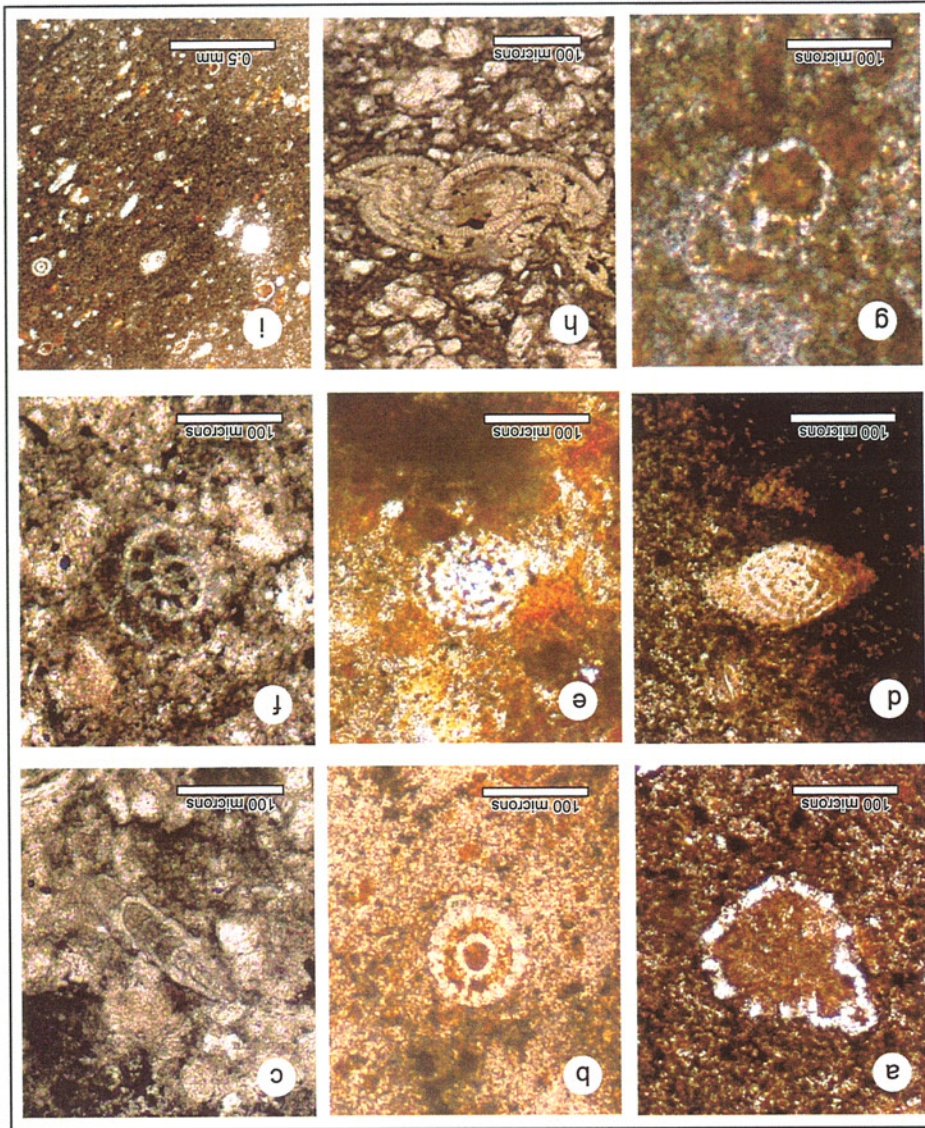


FIG. 2-69- Microfossiles des sédiments argileux, silteux et gréseux très fins de l'Unité Las Juntas.

Légende : a, b) radiolaires ; c) foraminifère benthique unisériel ; d, e) Alveolinide sp. (spirale) ; f) foraminifère trochospiralé ; g) foraminifère benthique ? ; h) foraminifère benthique écrasé ; i) détail de la texture d'une siltite faiblement laminée, à matrice argileuse (smectite), et quelques microfossiles et grains de quartz. Presque tous les échantillons présentent une matrice argileuse et des minéraux opaques.

Localisation : a, d, e, g, h, et i : La Cruz, Km 5.3 de la route Sigchos-Las Pampas-L'Unión del Toachi ; b, e, et f : Q. Carbón, Km 4 de la route Chugchilán-Zumbagua. LPNA.

Ces dépôts forment une série progradante et sont composés de turbidites de basse densité avec les termes a, b, d et e. Les faciès présents sont des silts et grès de bordure de lobe turbiditique, dans un cône turbiditique peut-être interne. Les quelques traces de bioturbation sont des *Chondrites isp.* et *Phycosiphon isp.* (Fig. 2.71), avec un degré de bioturbation faible (BI = 1-2). Ces structures sont des ichnogenres de nutrition et de pâturage, associés à des environnements de basse énergie et substrats mous (Sequeira *et al.*, 2002). En particulier, *Chondrites isp.* indique un milieu sub-oxique (Olivero et Gaillard, 1996) voire anoxique (Bromley et Ekdale, 1984). Ainsi les bioturbations préservées dans les silts et grès très fins de l'Unité Las Juntas suggèrent un environnement marin suboxique avec une circulation limitée de courants de fond de basse énergie

Déformation : Dans la Quebrada San Francisco, au SE du village Las Pampas, la série est plissée et chevauchée. Les chevauchements, multiples, espacés de 20 à 30 m, montrent un sens de chevauchement vers le SSE.

Paléocourants : Les chenaux turbiditiques identifiés et mesurés dans la coupe de la Quebrada San Francisco (Las Pampas, Fig. 2.72) montrent une direction E-O de transport des turbidites gréseuses (2 modes à 180°). Le sens du transport pose problème. À l'Éocène supérieur, la zone source serait à rechercher soit dans les reliefs de la COE (position proximale) et de la paléo Cordillère Real (distale), soit dans ceux de l'Arc Macuchi, ou encore dans les deux domaines.

Paléogéographie : L'Unité Las Juntas représente un étroit bassin turbiditique marin plus ou moins profond,

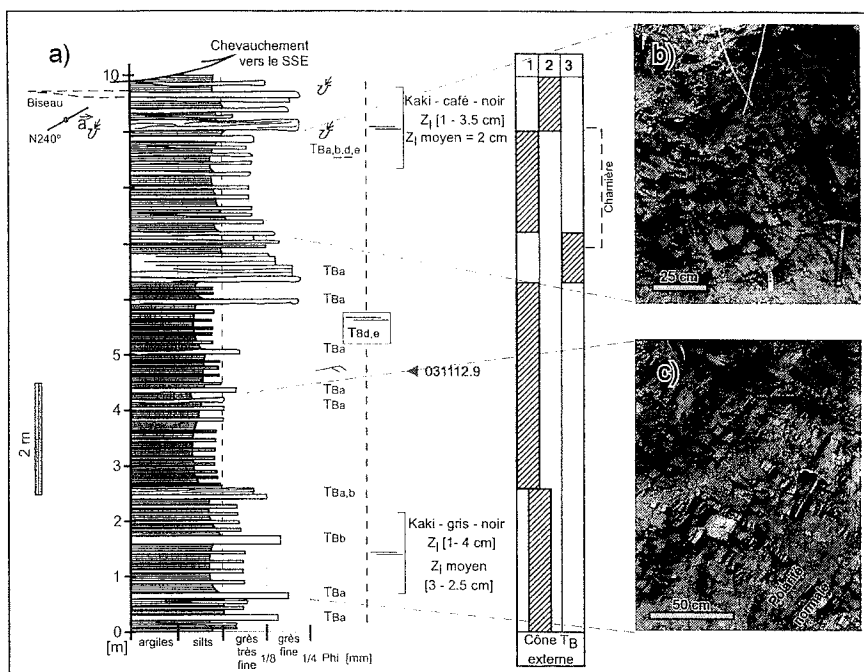


FIG. 2-70- Coupe lithologique de 10 m d'épaisseur de la série clastique plissée et chevauchée de la Fm. Las Juntas.
 a) Colonne lithologique et, interprétation sédimentologique et environnementale ; b) Détail de la série plissée (chambrée) ; c) Détail des bancs de turbidites de basse densité. Environnements et faciès : 1, Interlobe turbiditique ; 2, Levée turbiditique ; 3, Lobe turbiditique. Localité: Km 31.25, route Alluriquin- Mine La Plata-Las Pampas-r. Toachi. TB, turbidite de Bouma (basse densité) avec ses membres a, b, c, d et e ; Zl, épaisseur des laminations.

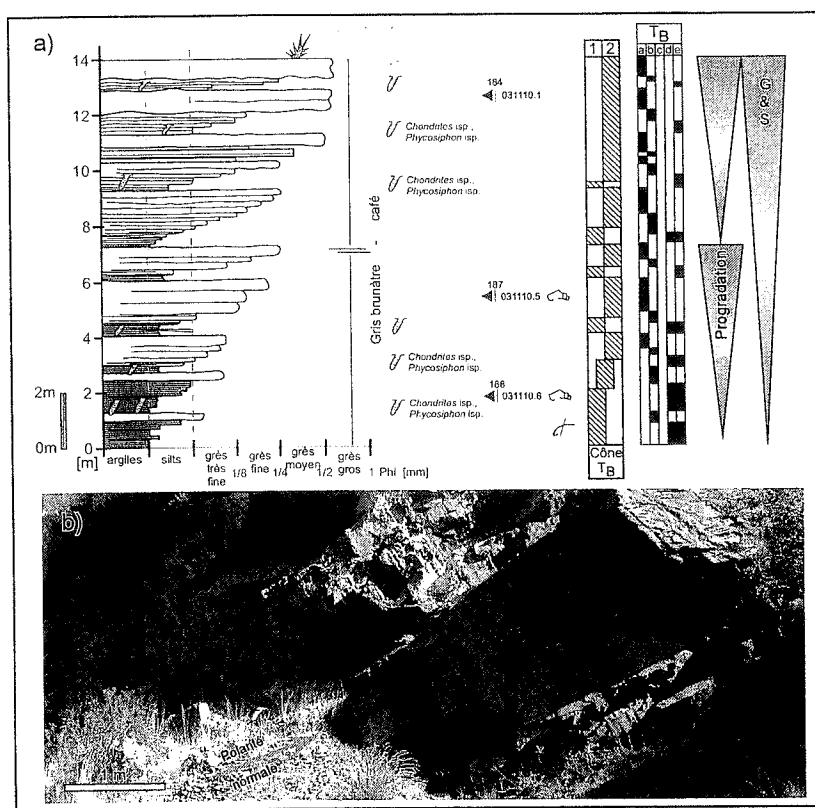


FIG. 2-71- Caractérisation d'une turbidite de la Fm. Las Juntas.
 a) Colonne lithologique, et interprétation ichnologique et sédimentologique ; b) Détail de l'affleurement. Localité: Km 4, route Chugchilán-Zumbagua. TB, turbidite de Bouma (de basse densité) avec ses membres a, b, c, d et e ; G & S, séquence grano- et startocroissante. Faciès : 1) Levée silteuse de lobe turbiditique (silty lobe fringe) ; 2) Levée gréseuse de lobe turbiditique (sandy turbiditic fan (lobe) fringe).

allongé selon un axe ~N-S, situé entre la COE à l'Est et le Terrain Macuchi à l'Ouest, qui recevait à l'Éocène supérieur des apports volcano-sédimentaires et gréseux fins.

Corrélations : L'unité Las Juntas d'Egüez (1986) est corrélée avec l'unité Arrayanes de McCourt *et al.* (1997), dont elle partage des caractères lithologiques, environnementaux et d'âge semblables. Ces unités Las Juntas et Arrayanes seraient équivalentes aux dépôts de la Fm. Rumi Cruz Supérieure du bassin Rumi Cruz, et à la partie supérieure gréseuse de la Fm. Quingeo de Steinmann *et al.* (1999) dans l'Est du bassin de Cuenca, et enfin avec la partie inférieure volcanique et volcano-détritique de la Fm. Loma Blanca (Hungerbühler *et al.*, 2002) des bassins de Loja, Vilcabamba-Malacatos, Catamayo-Gonzanamá et Playas du Sud et SSO du pays.

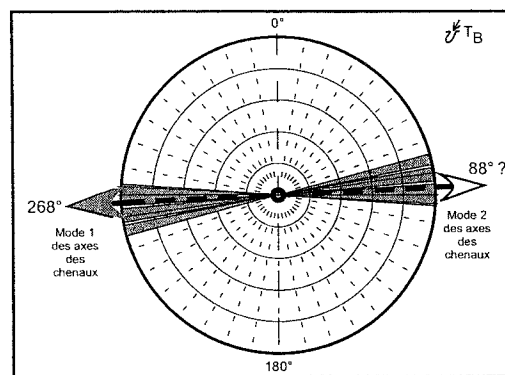


FIG. 2-72- Diagramme en rose des axes de chenaux turbiditiques gréseux fins et très fins mesurés dans la coupe de la Fm. Las Juntas, et détermination de la direction moyenne des chenaux.

Les flèches indiquent les directions moyennes. Localisation: Km 3.7 vers le NO, route Las Pampas-R.Toachi.

Diagramme bidirectionnel : Nombre de Points: 4; Nombre de Classes (taille): 36 (10°); Classe Maximum: 25%; Directions du vecteur moyen: $87.50^\circ \pm 5.59^\circ$ (E); $267.50^\circ \pm 5.59^\circ$ (O); Ratio de confiance : 0.9952; Logiciel employé: PC Rose® V2.1.

6. 6. 2. L'Unité Arrayanes.

Historique/travaux antérieurs : Cette unité a été définie par McCourt *et al.* (1997) pour les sédiments silteux et gréseux reposant sur les roches volcaniques du terrain Macuchi à l'Ouest de la COE Centrale, et affleurant entre la zone de Sigchos (Nord de Zumbagua) et la zone de Chillanes (Sud de Guaranda et Ouest de Pallatanga, Figs. 2.3 & 2.8). Sur la carte géologique au millionième de l'Équateur, ces sédiments étaient attribués à la Fm. Apagua (Litherland *et al.*, 1993).

Localité-type et extension : La section-type est située à l'Ouest et au NO de la communauté Los Arrayanes (Mccourt *et al.*, 1997), ~28 Km au NNO de Guaranda. Ces affleurements forment des bandes subparallèles orientées NNE-SSW, de 2 à 8 Km de large et de 2 à 32 Km de long. Ils s'étendent depuis la partie Sud du grand batholite grandioritique à l'Est du village El Corazón jusqu'à l'Ouest du village de Pallatanga, ~6 Km au Sud du village de Chillanes. Les meilleurs affleurements se trouvent à l'Ouest du volcan Chimborazo, le long de la route Ambato-Simiutag-Arrayanes-Facundo Vela. La série Arrayanes volcanique et volcani-clastique affleure mieux au SO de Guaranda, le long de la route San José de Chimbo-Magdalena-Telimbela.

Lithologie : L'Unité Arrayanes comprend des séquences clastiques à intercalations volcano-sédimentaires, bien laminées, de granulométrie silteuse et gréseuse très fine et fine. Des roches volcaniques, de composition andésitique, sont intercalées dans la série. Les affleurements sont de couleur café jaunâtre à kaki foncé pour les grès et silts, et parfois café verdâtre et vert pour les sédiments volcani-clastiques. Les grès lités très fins sont des arénites feldspathiques quartzesues bien triées, à matrice argileuse

riche en matière organique et en minéraux opaques, avec du quartz primaire et diagénétique. Les grès lités très fins sont des arénites feldspathiques quartzesues bien triées, à matrice argileuse riche en matière organique et en minéraux opaques, avec du quartz primaire et diagénétique. McCourt *et al.* (1997) ont identifié dans les grès de l'Unité Arrayanes une minéralogie à quartz-plagioclase-épidote dominants \pm pyroxène \pm chlorite \pm mica-amphiboles, dans une matrice argileuse avec minéraux opaques. Les sédiments volcano-sédimentaires intercalés sont des flux pyroclastiques (tufs) fins à texture microcristalline, verts, bien laminés, de composition andésitique, présentant des échardes volcaniques. Il existe des affleurements métriques isolés d'obsidienne, de coulées basaltiques vert foncé à vacuoles millimétriques, d'andésites porphyriques à amphiboles, de laves noires vitreuses porphyriques à plagioclases zonés (jusqu'à 8 mm de long, de type « volcaniques Pilaló (d'Egüez, 1986)»), et d'abondantes brèches volcaniques vitreuses vert foncé. Ces dernières sont parfois intercalées entre les grès lités. Pour McCourt *et al.* (1997), les roches volcaniques sont des laves ou sills, classées comme des basaltes aphyriques et des andésites basaltiques calco-alcalines, modérément différenciées à toléithiques faiblement potassiques, à phénocristaux de plagioclase (An_{54-60}), hornblende, et clinopyroxène (diopside-augite).

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Les affleurements de l'Unité Arrayanes sont souvent couverts par l'épaisse couverture volcano-clastique d'âge Oligocène à Actuel, et recoupés par des corps tonalitiques à granodioritiques d'âge Éocène supérieur à Miocène moyen (Mccourt *et al.*, 1997). Le contact avec les roches sous-jacentes du Terrain Macuchi est mal exposé à cause de l'épaisse forêt humide équatoriale.

Au Sud de Guaranda on observe des affleurements d'Arrayanes couverts par les détritiques volcaniques fins de l'Unité Cangahua, datée du Quaternaire (López et Vera, 1990). Les coupes ne permettent d'observer que des épaisseurs partielles de quelques dizaines de mètres au maximum ; l'épaisseur totale de la série pourrait atteindre quelques centaines de mètres.

Biostratigraphie et âge : 20 échantillons de sédiments fins de l'Unité Arrayanes analysés par McCourt *et al.* (1997) se sont révélés stériles. Un échantillon collecté à l'Ouest de Chillanes, 13 Km à l'WNW de Pallatanga, a livré le foraminifère *Globorotalia cf. wilcoxensis* (Wilkinson 1992), d'âge Paléocène supérieur (?)–Éocène (Mccourt *et al.*, 1997 ; Fig. 2.48). Les échantillons silteux que nous avons prélevés à El Parque, au Km 21.4 de la route Ambato–Simiatug –Facundo Vela, ont fourni le foraminifère *Cibicidoides sp.* (A. Arnaud-Vanneau, comm. pers., 2004 ; Fig. 2.73). Cette unité étant affectée par un métamorphisme de contact (hornfels) par les plutons Oligo–Miocène (35.1–13.8 Ma), doit être antérieure à 35 Ma (Mccourt *et al.*, 1997). De plus, l'Unité Arrayanes étant moins déformée que les formations Apagua et Rumi Cruz, elle doit être postérieure à l'activité tectonique qui a déformé les unités Paléocène–Éocène. On considère donc que l'âge de l'Unité Arrayanes est Éocène supérieur.

Faciès sédimentaires et environnement de dépôt : Les silts et grès très fins et fins de l'Unité Arrayanes sont des séquences de turbidites de basse densité, dans lesquelles les termes a, b et d sont les plus fréquents ; elles sont déposées en milieu marin de cône turbiditique possiblement interne (Fig. 2.74). Les structures sédimentaires observées sont des laminations horizontales et de rares rides de courant. McCourt *et al.* (1997) indiquent l'existence de laminations convolutées et de structures en flammes.

Déformation : Ces sédiments sont peu déformés et en général les pendages sont peu inclinés, faits bien en accord avec un âge plus jeune que les formations Apagua et peut-être Rumi Cruz Inférieur.

Paléogéographie : À l'Éocène supérieur, l'Unité Arrayanes fait partie d'un bassin turbiditique marin installé entre la COE et le Terrain Macuchi, recevant une alimentation volcani-clastique de composition andésitique et gréseuse fine.

Corrélations : Cette unité est corrélée avec l'Unité Las Juntas du Centre Nord de la COE, avec laquelle elle présente une identité de composition lithologique, d'environnement de dépôt, et d'âge.

7. LES DÉPÔTS VOLCANO–SÉDIMENTAIRES DE L'OLIGOCÈNE

Introduction : Dans ce paragraphe seront décrites les unités bigarrées, plutôt silteuses et gréseuses très fines, d'âge Éocène supérieur–Oligocène, qui affleurent assez fréquemment en association avec les sédiments paléogènes de la COE, dans les coupes de Aloag–Santo Domingo,

Latacunga–Quevedo et Riobamba–Guaranda. Ce sont les unités Silante, de la COE centrale et septentrionale, et la Fm. Saraguro, de la COE centrale et méridionale. Ces unités apparaissent souvent soit en contact faillé avec les roches paléocènes de la COE, soit isolées. Par exemple, le long de la route Apagua–Quindigua–Angamarca, l'Unité Saraguro apparaît fréquemment en contact faillé avec la Fm. Apagua ou avec les sédiments de la transition Apagua–Rumi Cruz.

7.1. L'Unité Silante

Historique/travaux antérieurs : Cette unité a été cartographiée en 1978 par les géologues de la Dirección General de Geología y Minas (la DGGM) du ministère de l'Énergie d'Équateur. Puis Kehrer et Van Der Kaaden (1979) ont effectué la première étude pétrologique sur les roches volcaniques intercalées dans la série Silante. Dans la partie WNW de la COE, près du village Tandapi, route Quito–Santo Domingo, ces roches ont été nommées Couches Tandapi par Kehrer et Van Der Kaaden (1979) et Unité Tandapi par Egüez (1986). Dans la zone de Aloag–Santo Domingo, Egüez (1986) a décrit lithologiquement une coupe de l'Unité Silante affleurant au Km 29.5 de la route, et lui a attribué un âge Paléocène–Éocène supérieur en se basant sur des comparaisons avec son Unité Tandapi. Récemment, Hughes *et al.* (1999) et Boland *et al.* (2000) du British Geological Survey (BGS) ont étudié les sédiments Silante dans la COE septentrionale et centrale et établi son âge (Éocène supérieur–Oligocène) et son environnement de dépôt.

Localité-type et extension : Les affleurements de l'Unité Silante forment une bande orientée NNE–SSO située dans la COE centrale et septentrionale, de 5 à 15 Km de largeur, et s'étendant depuis la latitude d'Ibarra au Nord, jusqu'au pied NO du volcan Illiniza Nord au Sud, où elle disparaît sous les épanchements volcaniques quaternaires. Les affleurements de l'Unité Silante concernés par notre étude se trouvent le long de la route Aloag–Santo Domingo, entre les Km 29 et 39, où elle occupe le cœur d'un synclinorium dont l'axe N–S passe par la Quebrada Silante Grande (Km 29.5 de la route, Egüez 1986). La localité-type est située entre les Q. Bombolí et La Plata (Hughes *et al.*, 1998).

Lithologie : Cette unité consiste en silts, grauweekes, grès conglomératiques et conglomérats de couleur marron–rouge à gris–verdâtre (Egüez 1986). Hughes *et al.* (1998) mentionnent des brèches massives à éléments non jointifs (matrix supported), et des conglomérats déposés par des coulées de débris. L'essentiel de l'unité est néanmoins composé de silts de couleur brique à lie-de-vin et de grès verdâtres très fins à moyens. Les grès étudiés le long de la route Aloag–Santo Domingo sont des arénites arkosiques et arkoses lithiques (voir Ch. III). On y trouve aussi des roches volcaniques andésitiques (intrusions superficielles et laves, Hughes *et al.*, 1998), dont la géochimie indique une nature calco-alcaline (Kehrer et Van Der Kaaden 1979).

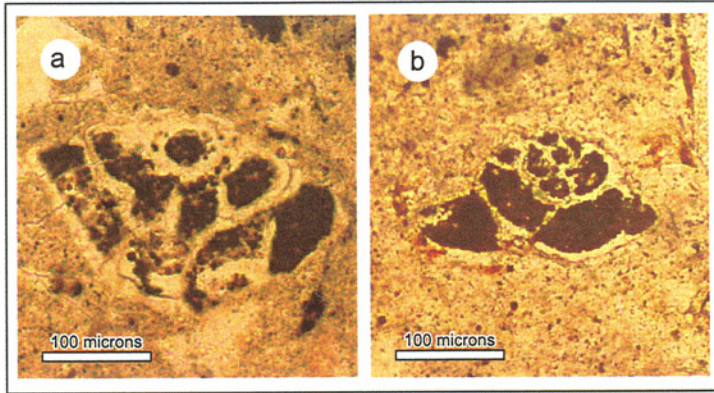


FIG. 2-73

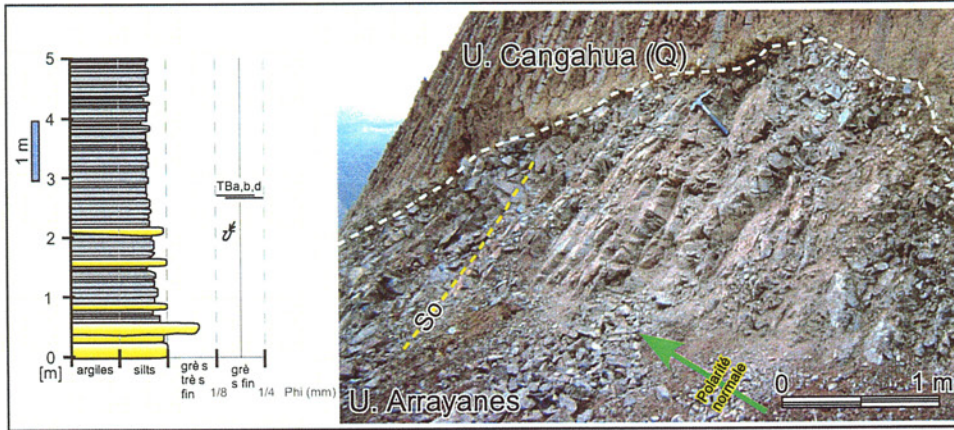


FIG. 2-74

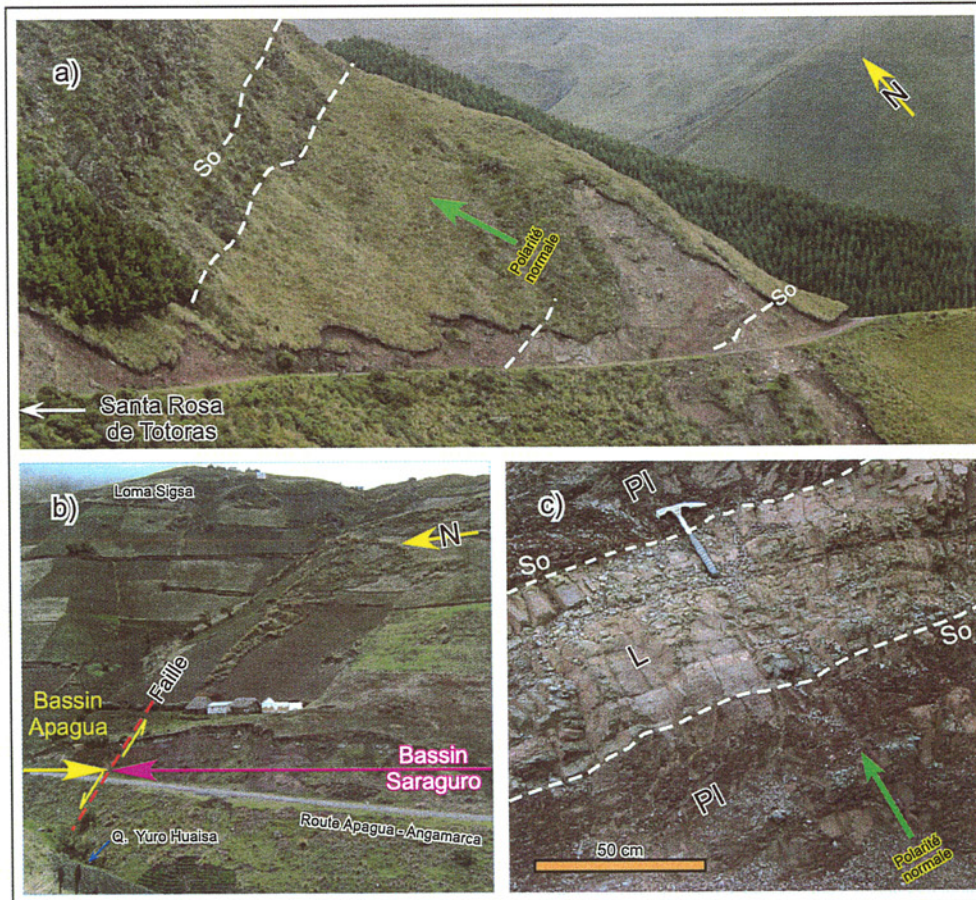


FIG. 2-75

FIG. 2-73- Microphotographies de foraminifères des silts argileux turbiditiques de l'Unité Arrayanes.

a, b) exemplaires de *Cibicidoides* sp. Localisation: Km 21.4, route Ambato-Simiaturg-Facundo Vela, ONO du volcan Chimborazo.

FIG. 2-74- Coupe lithologique de la série clastique de l'Unité Arrayanes composée des faciès turbiditiques TBa, TBb et TBd.

Localité: Km 22 [717 P 98595], route Ambato-Simiaturg-Facundo Vela, ~ 34 Km au NO du volcan Chimborazo. Faciès: TB, turbidite de Bouma (de basse densité) composée des membres a, b, c, d et e. So, stratification primaire.

FIG. 2-75- Affleurements des sédiments clastiques fins de la Fm. Saraguro dans la zone centrale de la Cordillère Occidentale de l'Équateur.

a) Affleurement rougeâtre de Majadapamba, Km 21.5 de la route Sicalpa-Páramos de Navas-Santiago ; b) Contact faillé entre les sédiments gréseux de la Fm. Apagua et les silts bigarrés de la Fm. Saraguro, Km 16.4 [7317 - 9883] de la route Apagua Centro-Quindigua-Angamarca ; c) Détail de l'affleurement des dépôts bigarrés laminés de plaine d'inondation fluviatile (PI) et de levée (L) de la Fm. Saraguro, Km 21.4 [7304 - 98083] de la route Sicalpa-Páramos de Navas-Santiago, entre Majadapamba et la Q. Rucarumi. Les forts reliefs sont formés par de bancs des silts gréseux bien consolidés, tandis que la topographie adoucie est due aux bancs de silts argileux rougeâtres.

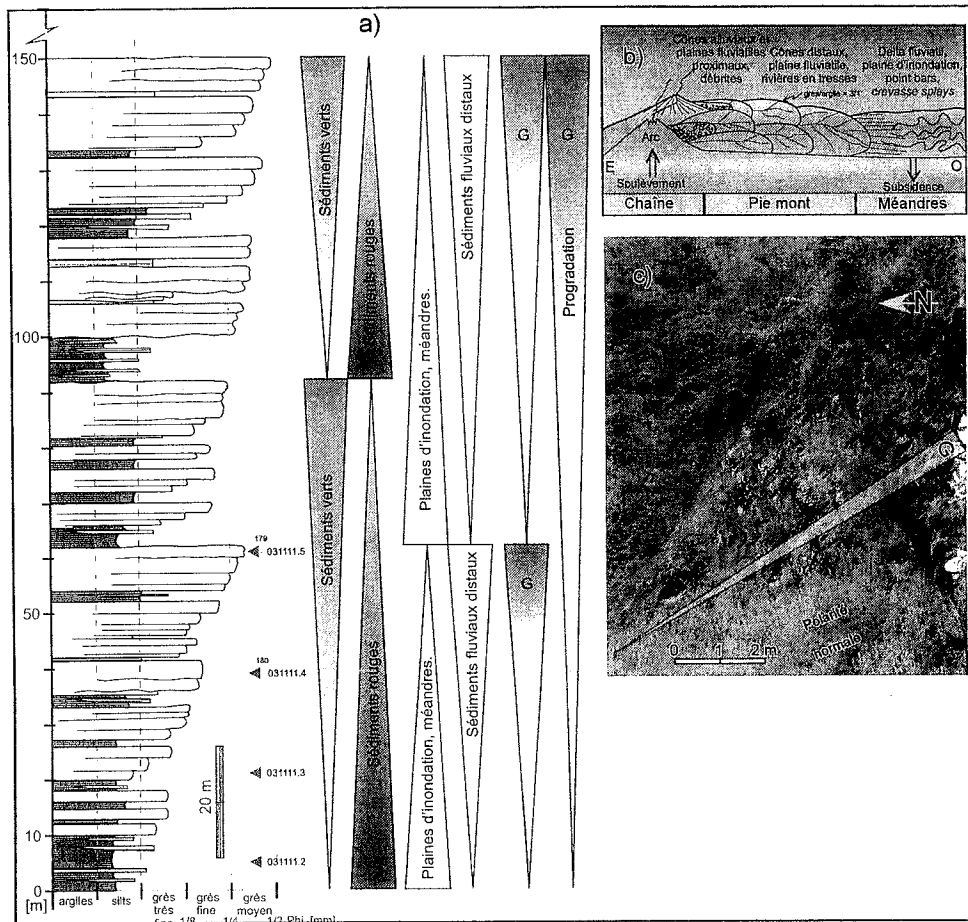


FIG. 2-76- Coupe de série clastique de la Fm. Silante.

a) Interprétation lithologique, sédimentologique et environnementale ; b) Schéma environnemental du Centre Nord de la COE dans l'Éocène supérieur-Oligocène ; c) Détail d'une séquence silteuse et gréseuse très fine progradante (partie inférieure). Localité: Km 29 route Quito-Aloag-Alluriquin-Santo Domingo. Environnements et faciès : Argileux rouges et verts : plaines d'inondation : Grès : cônes alluviaux distaux alimentés par un arc volcanique, dans une faible pente continentale.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Les relations stratigraphiques avec les unités environnantes sont mal connues. Sur la route Aloag–Santo Domingo le contact avec l'Unité Tandapi (Paléocène–Éocène) sous-jacente est transitionnel, et traversé de nombreuses intrusions (dykes ou sills granitiques ou andésitiques, Egüez, 1986). Le long de la même route, l'épaisseur de l'Unité Silante est estimée à 3000 m (Egüez 1986).

Biostratigraphie et âge : Selon Bristow et Hoffstetter (1977), les rares foraminifères trouvés dans les sédiments de l'Unité Silante sont maastrichtiens et remaniés de la Fm. Yunguilla. Egüez (1986) note que trois lavages effectués à la recherche de pollen sont restés stériles. D'autre part, les sédiments lacustres situés entre Calacalí et Nanegalito. NO de Quito, contiennent des feuilles fossiles d'angiospermes (Hughes *et al.*, 1999). Dans le Nord de la COE, deux échantillons silteux ont livré à Boland *et al.* (2000) une faune de foraminifères d'âge Éocène supérieur–Oligocène. Ainsi, *Bulimina saccaensis*, *Globigerina angiporoides* et *Globorotalia munda* indiquent un âge Éocène moyen à supérieur ou plus jeune. Un autre échantillon a livré *Neovigerina chirana* (Fig. 2.48), rapportée de l'Éocène du Pérou et d'Équateur (Wilkinson 1998a, 1998b, *in* Boland *et al.*, 2000). En résumé, l'âge de l'Unité Silante est Éocène supérieur–Oligocène.

Faciès sédimentaires, environnement de dépôt et paléogéographie : La succession consiste essentiellement en couches rouges contenant des chenaux gréseux à placers de magnétite et des paléosols indicatifs d'environnements fluviaux, formant une séquence continentale dérivée d'une source andésitique (Hughes *et al.*, 1998). La couleur rouge de ces sédiments suggère une origine continentale (Egüez 1986). Néanmoins, la présence de foraminifères montre qu'une partie au moins de l'Unité Silante a été déposée dans un environnement estuarien à marin (Boland *et al.*, 2000). Une coupe représentative de la route Aloag–Santo Domingo a été levée pour décrire la sédimentation de Silante (Fig. 2.76). Elle montre des sédiments clastiques silteux violets, plus ou moins laminés, en bancs métriques, qui passent progressivement vers le haut à des grès verts très fins, fins et moyens, en bancs métriques. Les séquences d'ordre mineur (5 à 15 m d'épaisseur) ont une tendance progradante, depuis des silts de plaine d'inondation à la base jusqu'à des grès de chenaux à méandres et fluviaux distaux. À plus grande échelle (30 à 60 m d'épaisseur), les séquences montrent aussi une tendance progradante. Dans cette coupe, la combinaison des couleurs violette et verte serait contrôlée par l'environnement et par la taille du grain. Ainsi, la couleur violette des silts suggère un environnement de plaine d'inondation avec une circulation d'eaux phréatiques oxygénées et une exposition subaérienne, tandis que la couleur verte des grès, plus importante au fur et à mesure qu'augmente la taille des grains des sédiments (séquences progradantes),

indiquerait une inondation plus ou moins permanente, associée possiblement à l'environnement marin transitionnel peu profond. L'organisation progradante des séquences de l'Unité Silante suggère un environnement de plaine d'inondation, alimentée par un arc volcanique calco-alcalin, dominée probablement par des rivières localement à méandres, peu profonde et de grande extension (dizaines–centaines de Km²). Ce système assez étroit (5 à 20 Km), aurait eu une grande extension longitudinale (100 à 200 Km) dans la COE septentrionale et centrale. Vers l'Ouest, cette plaine d'inondation possiblement passe à une plaine deltaïque, ce qui reste à prouver. L'importante alimentation volcanique de ce système indique que, à partir de l'Éocène supérieur, la subduction reprend sous la marge.

Corrélations : Les silts bigarrés de l'Unité Silante de la COE centrale et septentrionale sont corrélés avec les silts de la Fm. Saraguro de la COE centrale et méridionale.

7.2. La Fm. Saraguro

Historique/travaux antérieurs : Cette unité volcanique et volcani-clastique a fait l'objet de plusieurs travaux géologiques, stratigraphiques et cartographiques. Kennerley (1973, 1980) a étudié le bassin de Loja (Sud de l'Équateur). Baldock (1985, 1985) a effectué une compilation stratigraphique de l'Équateur. Lavenu *et al.* (1992) ont effectué une synthèse de la Fm. Saraguro du Sud du pays et apporté de nouveaux âges K/Ar. Une cartographie a été menée dans le cadre d'une convention BGS–Codigem (Litherland *et al.*, 1993). Winkler *et al.* (1996) publient de nouveaux âges traces de fission sur zircons (ZFT) pour la Fm. Saraguro du bassin de Nabón (Sud de l'Équateur). Hungerbühler *et al.* (1995, 1997) donnent de nouvelles datations ZFT dans les bassins de Nabón et Santa Isabel (S de Cuenca). Steinmann *et al.* (1999) apportent de nouveaux âges ZFT dans les bassins de Cuenca et Nabón. Finalement Dunkley et Gaibor (1997) ont cartographié une série d'unités de la COE méridionale regroupées sous le nom de Fm. Saraguro.

Localité-type et extension : La Fm. Saraguro affleure largement le long de la COE, depuis la partie Sud du bassin Rumi Cruz, jusqu'à la latitude du bassin de Loja (Sud du pays). La localité-type est située près du village Saraguro, ~40 Km au Nord de la ville de Loja, Sud de l'Équateur. Entre Apagua et l'Est de Guaranda, elle forme une bande de quelques 20 Km de long sur 2 à 4 Km de large (Dunkley et Gaibor 1997). Dans notre secteur d'étude, la Fm. Saraguro est composée de silts bigarrés (violets) et de grès très fins et fins, gris et verdâtres, qui l'on observe le long de la route Apagua–Quindigua–Angamarca (Fig. 2.8, Centre Nord de la COE), à l'Est de Guaranda (Fig. 2.3, partie Ouest de la route Riobamba–Guaranda), à l'Est de Santiago (partie Ouest de la route Sicalpa–Santiago, Fig. 2.6 & 2.3, Centre Nord de la COE). Des affleurements cartographiés comme Fm. Saraguro existent aussi dans le bassin de Cuenca (Fig. 2.13).

Dans les bassins d'Apagua et Rumi Cruz, la Fm. Saraguro bigarrée affleure en contact faillé, soit avec les grès de la partie supérieure de la Fm. Apagua, soit avec les sédiments qui marquent le passage entre les formations Apagua et Rumi Cruz (Fig. 2.75). les affleurements les plus caractéristiques se situent entre la Loma Verge Ugsha (route Apagua-Angamarca) et la communauté de Quindigua, et plus au Sud, ainsi qu'au Nord du village d'Angamarca. Sur la coupe Sicalpa-Santiago, les silts et grès fins bigarrés violets, rougeâtres et gris de la Fm. Saraguro affleurent dans la partie Ouest, aux abords de Majadapamba (Fig. 2.75).

Lithologie : La Fm. Saraguro est composée de séquences de laves andésitiques, de produits pyroclastiques ignimbritiques, et de produits volcan-clastiques (Baldock 1982). Dans la COE centrale et méridionale, elle correspond à une série de roches volcaniques calco-alcalines subaériennes, intermédiaires à acides, avec des laves andésitiques à la base et d'importants niveaux de tufs (ignimbrites) au sommet (Dunkley et Gaibor 1997). Le Groupe Saraguro comprend un mélange de laves andésitiques grises à vertes, porphyriques (à plagioclase $[An_{50}]$, augite, hornblende, dans une matrice vitreuse à microlites de plagioclase), de brèches et de tufs riches en échardes volcaniques (Dunkley et Gaibor 1997). La série volcani-clastique est composée des silts bigarrés (violets, rouge foncé et violet verdâtre), en bancs décimétriques à métriques, peu ou pas laminés, et de grès très fins et fins, laminés, en bancs décimétriques à métriques, également bigarrés de couleur vert rougeâtre, violet, vert foncé, gris verdâtre et café foncé. À l'Est de Guaranda, coupe Riobamba-Guaranda, des coulées de laves porphyriques, roches pyroclastiques, tufs et brèches andésitiques rouges et verts sont attribués à la Fm. Saraguro (McCourt *et al.*, 1998).

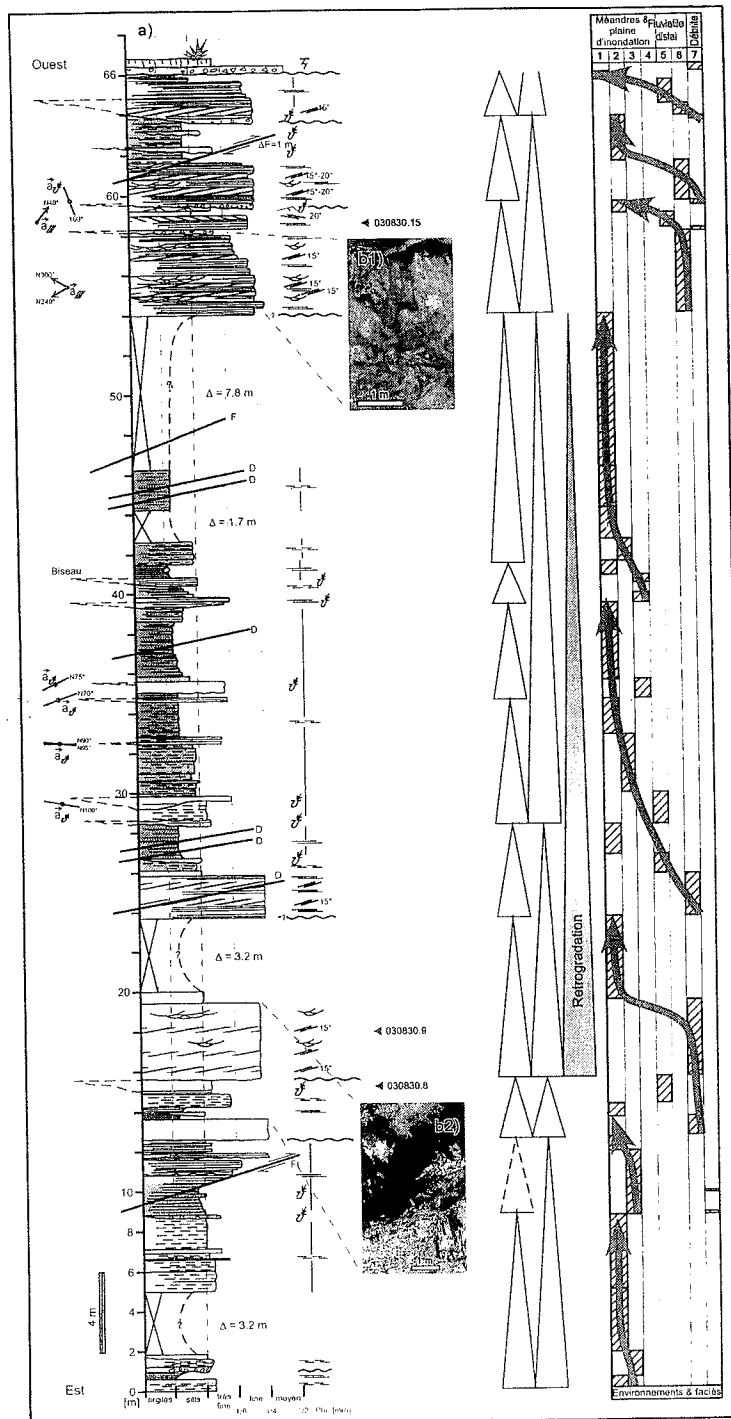


FIG. 2-77- Analyse de la coupe de 67 m d'épaisseur de série clastique de la Fm. Saraguro.

a) Colonne lithologique, interprétation sédimentologique et environnementale ; b1 et b2) Détails des affleurements. Environnements et faciès : 1, plaine d'inondation ; 2, Crevasse Splay ; 3, Chenal méandreux ; 4, Rivière méandreuse indifférenciée ; 5, Sheet flood deposit ; 6, Chenal fluvialite ; 7, Débruite. Localité : Km 21.3, route Sicalpa-Parámos de Navas - Santiago. -- 0.15 Km vers l'Ouest du ravin Rucarumi. FI, faille inverse ; FN, faille normale D, diaclase.

À l'Est des communautés de Santiago et Cañi (coupe Sicalpa–Santiago) on trouve des silts rouges à violets, des grès volcaniques verts ou marrons, et de rares conglomérats à galets volcaniques.

Relations stratigraphiques et épaisseurs : Les relations stratigraphiques de la Fm Saraguro avec les unités environnantes sont mal connues. Dans la zone de Majadapamba, Ouest de la Quebrada Rucarumi (Km 21.1 de la route Sicalpa-Navas (Km 0.0)–Santiago), les sédiments de la Fm. Saraguro ne montrent aucun contact stratigraphique normal ; ils sont recouverts par les dépôts volcani-clastiques Miocène à Actuel, et sont en contact faillé à l'Est avec des cherts océaniques. De plus, la présence d'amphibolites, pyroxénites et schistes verts en haut du ravin Rucarumi (Beaudon *et al.*, 2005) suggère que la Fm. Saraguro est en contact faillé à l'Ouest avec les roches métamorphisées du Plateau Guaranda. Son épaisseur, inconnue, pourrait dépasser plusieurs centaines de mètres. Pour Hungerbühler (1997), l'épaisseur de la Fm. Saraguro varie entre 500 et 2000 m, les flux pyroclastiques ayant suivi la paléotopographie et rempli des paléovallées.

Biostratigraphie, radiométrie et âge : Les roches volcaniques et volcano-sédimentaires des bassins intramontagneux du Sud de l'Équateur qui sont attribuées à la Fm. Saraguro (Groupe Saraguro de Dunkley et Gaibor, 1997), ont fait l'objet de plusieurs études et interprétations. Dans la zone de Huigra–Tandapi, Lavenu *et al.* (1992) ont obtenu des âges K/Ar compris entre 26.8 et 35.3 Ma. Auparavant, Kennerley (1980) avait déterminé un âge à 21.4 Ma pour la Fm. Saraguro. Postérieurement, Egüez *et al.* (1992) ont obtenu un âge K/Ar à 35.9 ± 0.9 Ma dans la zone de Huigra–El Triunfo, et de 21 ± 1 et 27 ± 0.9 Ma dans des roches volcaniques de la zone d'Alausí (Unité Alausí du Groupe Saraguro). Dans le bassin de Cuenca, Steinmann *et al.* (1999) rapportent 3 âges obtenus par traces de fission (ZFT) : 20.5 ± 2 , 27.2 ± 2.6 et 28.4 ± 6 Ma. Dans la même zone, Dunkley et Gaibor (1997) ont déterminé des âges K/Ar plus anciens à 37 ± 1.5 Ma près de la communauté d'Ocaña, à 34.1 ± 1.3 près du village de Tomebamba. Dans le bassin de Girón–Santa Isabel (SO de Cuenca), Hungerbühler (1997) rapporte 2 âges ZFT à 22 et 26 Ma. Dans le bassin de Nabón, de nombreux âges ZFT sont disponibles : 18.5 ± 6 , 19 ± 3 , 22.9 ± 2.6 , 24 ± 3.1 , 26.4 ± 4.5 Ma (Winkler *et al.*, 1996), 19 ± 3.5 , 24 ± 3.1 , 22.9 ± 2.6 , 26.4 ± 4.5 Ma (Hungerbühler *et al.*, 1995), 22 ± 2.6 , 26.7 ± 4 et 28.2 ± 4.1 Ma (Steinmann *et al.*, 1999). L'âge du Groupe Saraguro serait donc Éocène supérieur pour sa partie inférieure, et Oligocène à Miocène inférieur pour sa partie supérieure. Cela signifie que, dans la COE centrale et méridionale, un arc volcanique a commencé à fonctionner à partir de l'Éocène supérieur (Priabonien). Dans la coupe étudiée de l'Est de Santiago et Cañi (route Sicalpa–Santiago) un échantillon a livré

les palynomorphes *Triletes sp.* et *Psilastephanosporites aff. brasiliensis* (Coniacien–Maastrichtien), interprétés comme remaniés des unités crétacées.

Faciès sédimentaires, environnement de dépôt et paléogéographie : Le Groupe Saraguro résulte de l'activité volcanique (laves et tufs andésitiques et dacitiques) d'une marge continentale, reflétant une subduction orientée vers l'Est et qui a commencé à l'Éocène supérieur (Dunkley et Gaibor, 1997). Dans la coupe de Majadapamba (Rucarumi, Fig. 2.77), à l'Ouest de la coupe Sicalpa–Santiago, la succession clastique consiste principalement en couches rouges silteuses et gréseuses très fines à fines, avec quelques intercalations centimétriques de débris. Les silts sont argileux à gréseux, en bancs métriques, plus ou moins laminés horizontalement, de couleur violette, vert rougeâtre, vert foncé, gris verdâtre et gris rougeâtre. Ces couleurs sont typiques d'alternances de paléosols, vert foncé pour les plaines constamment inondées à circulations fluides restreintes, et rouges pour les paléosols ayant subi des périodes d'exposition subaérienne et des circulations de fluides oxydants (Muller *et al.*, 2004). Les grès très fins et fins, rarement moyens, en bancs décimétriques à métriques, sont plus ou moins versicolores (vert rougeâtre, vert foncé, gris, gris verdâtre et gris rougeâtre). Ils contiennent des laminations horizontales de bas niveau (LH) et de haut niveau énergétique (parting lineation), des laminations obliques arquées (LOA), des rides de courant, des bases érosives et quelques chenaux. Ces sédiments sont interprétés comme des faciès de plaine d'inondation, de rivières méandriques et fleuves distaux. Ils s'organisent en séquences rétrogradantes, tant à petite (1 à 6 m d'épaisseur) qu'à grande échelle (20 m d'épaisseur ou plus). Cette organisation suggère un environnement de plaine d'inondation, parcourue de rivières à méandres, alimenté par un arc volcanique calco-alcalin, constituant un grand bassin d'avant-arc, très subsident (avec ~ 3000 m d'épaisseur). Ces sédiments sont apparemment absents de l'Arc Macuchi (Hughes et Pilatasig, 2002), au Nord du bassin Saraguro. Ce bassin, aurait été placé dans la COE centrale commençant au sud du bassin Rumi Cruz, et aurait eu une extension longitudinale de quelques dizaines de kilomètres de longueur vers le Sud et une extension latérale de quelques kilomètres de large. La grande quantité de matériel volcani-clastique reçue par ce bassin d'avant-arc indique qu'un arc magmatique commence à fonctionner sur la marge à partir de l'Éocène supérieur.

Paléocourants : Dans la coupe levée à Majadapamba (Ouest du ravin Rucarumi (Km 21.1 de la route Navas-Santiago, Fig. 2.77), deux rides de courant donnent un transport vers l'Ouest ($N240^\circ$, $N300^\circ$) et une troisième vers le NNE ($N40^\circ$). Cela signifierait que la zone source des dépôts bigarrés de la Fm. Saraguro se situait à l'Est de la coupe Sicalpa–Santiago, et que les reliefs du nouvel arc volcanique de l'Éocène moyen terminal à Miocène inférieur de la COE auraient été situés vers l'Est.

Quelques bases chenalisées ont aussi été identifiées et mesurées. Donc, si on assume une seule source localisée vers l'Est (la chaîne) et un sens de transport vers l'Ouest, ces structures chenalisées montreraient (Fig. 2.77 & 2.78) une direction prédominante de transport vers l'Ouest (mode 1 à N260°). Néanmoins, en raison de l'existence des intrusions volcaniques éocènes tant vers l'Est que l'Ouest des affleurements étudiés (comme le montrent Hughes *et al.*, 1998), ces conclusions concernant une alimentation depuis l'Est restent à être confirmées.

Corrélations : Les silts bigarrés de Fm. Saraguro sont comparables (Hughes *et al.*, 1998) et équivalents aux sédiments bigarrés de la Fm. Silante de la COE centrale et septentrionale.

8. LA COUVERTURE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE NÉOGÈNE ET QUATÉRIENNAIRE

Dans ce paragraphe, on décrira brièvement les unités volcaniques et volcano-détritiques qui forment l'arc volcanique du Miocène à l'Actuel, déposées en discordance sur les unités crétacées à oligocènes de la COE, décrites précédemment. Ces unités sont datées du Miocène, du Pliocène, du Pléistocène et de l'Holocène. Leurs dépôts sont mieux préservés dans les bassins sédimentaires que sur les hauteurs.

8. 1. La Série miocène

Dans la COE Centrale, le Miocène est représenté par le Groupe Zumbagua, constitué par des séquences volcano-détritiques gréseuses, des brèches et tufs andésitiques et dacitiques provenant d'un arc volcanique continental (McCourt *et al.*, 1998). Les unités principales sont l'Unité Pisayambo et l'Unité Rumichaca. Dans la COE méridionale, cet intervalle est représenté par les pyroclastites de la Fm. Tarqui.

8.1.1. L'Unité Pisayambo

L'Unité Pisayambo consiste en séquences d'agglomérats volcaniques, brèches, grès volcaniques et tufs jaunâtres. Datée de la partie inférieure du Miocène moyen près de Zumbagua (15.5 ± 1.2 Ma, FT sur zircon, Steinmann 1997), elle a une vaste distribution dans la COE. Dans notre secteur, elle affleure à l'Est et au SE du volcan Quilotoa, le long des routes Sigchos-Latacunga et Zumbagua-Latacunga (Egüez 1986). Plus au Sud, elle affleure dans les bassins de Nabón, Santa Isabel et Girón.

8.1.2. L'Unité Rumichaca

Son âge est inconnu, mais sa position stratigraphique au-dessus de l'Unité Pisayambo, suggère un âge Miocène supérieur Pliocène inférieur (Egüez 1986). Elle affleure aux alentours de la communauté de Rumichaca (Fig. 2.8), à ~5 Km vers l'Est de Zumbagua (coupe Latacunga-Pilaló), et forme l'ossature des cerros Palitinga, Cascafilo (4342 m) et Ñuñurecu. Son épaisseur pourrait atteindre des centaines de mètres.

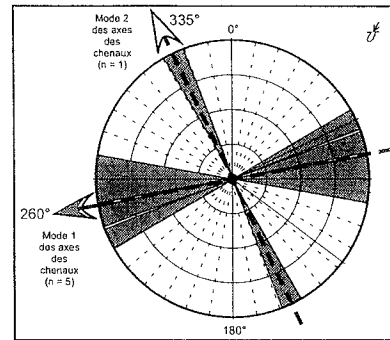


FIG. 2-78- Diagramme en rose des axes de chenaux gréseux fins et très fins mesurés dans la coupe de 67 m d'épaisseur levée dans la Fm. Saraguro et détermination des directions moyennes des chenaux.

Localisation: ~150 m de la Quebrada Rucarumi, Km 21.25 vers le SSO, route Sicalpa-Páramos de Navas -Santiago.

Diagramme bidirectionnel ; Nombre de Points: 6; Nombre de Classes (taille): 36 (10°); Classe Maximum: 20%; Directions du vecteur moyen: 260° (O); 335° (NNO); Logiciel employé: PC Rose® V2.1.

L'Unité Rumichaca consiste en agglomérats volcaniques, brèches, grès volcaniques (entraînés dans des dépôts de plaine fluviale et de rivières en tresses), flux pyroclastiques, tufs jaunâtres et débrites. Les galets composant les agglomérats sont des laves et projections volcaniques de composition dacitique, rhyolitique, et vitreuses. En raison de leur composition acide, ces dépôts présentent des couleurs caractéristiques: blanc, crème et kaki.

8.1.3. L'Unité Tarqui

Cette unité est présente dans les bassins de Cuenca et Nabón, dans les zones de Saraguro, Oña, et sur le plateau de San Fernando (Hungerbühler 1997). Son épaisseur est variable, entre 20 et 200 m, probablement parce que l'unité comble des paléovallées. Les roches des zones de Saraguro et Alausí, qui ont livré des âges K/Ar sur plagioclase de 8.2 ± 0.4 et 8.8 ± 0.4 Ma respectivement (Lavenu *et al.*, 1992), pourraient correspondre aux roches de l'Unité Tarqui. Dans la zone de Cuenca un âge ZFT à 6.3 Ma indique aussi le Miocène terminal (Steinmann 1997). Elle est donc en fait d'âge Miocène terminal et non Pléistocène comme l'avait supposé Bristow (1973). L'Unité Tarqui est composée de pyroclastites acides à intermédiaires et consiste en brèches volcaniques rhyolitiques à dacitiques, tufs, flux pyroclastiques et ignimbrites (Baldock 1982). Entre les villages d'Azogues et Nabón, cette unité est fortement altérée en argiles rouges (Hungerbühler 1997).

8. 2. La Série pliocène et pléistocène

La couverture volcano-détritique du Pliocène et Pléistocène est représentée par les unités Naranjal, Tigua et Bassin Tigua, dans le Centre Nord de la COE, et par l'unité Salapa et le sommet de l'unité Tarqui dans le Sud de la COE.

8.2.1. L'Unité Naranjal

Barberi *et al.* (1988) ont daté du Miocène supérieur-Pliocène inférieur par la méthode K/Ar (6.1 ± 0.6 Ma) un échantillon pris près du volcan Quilotoa. L'Unité Naranjal se localise le long de la rivière Toachi, entre Sigchos (au Nord) et Zumbagua (au Sud). La base de l'Unité Naranjal est composée de laves andésitiques à dacitiques parfois porphyriques (à plagioclase et hornblende), et de tufs de même composition. Le reste de l'unité consiste en agglomérats, conglomérats, grès volcaniques et lutites tuffacés de couleur marron pâle à verdâtre (Egüez 1986). Ces séquences volcaniques sont issues du volcan Quilotoa ; elles ont rempli d'anciennes vallées.

8.2.2. L'Unité Tigua

Cette unité volcanique atteint ~700 m d'épaisseur et repose en discordance sur les unités Pisayambo et Rumichaca. Son âge serait Pliocène moyen à supérieur (Iza *et al.*, 2004). Elle affleure le long de la coupe Latacunga-Zumbagua, dans les collines Ventana, Predicador et Yucarumi (Fig. 2.8), entre Tigua à l'Ouest, et San Juan de Pujilí à l'Est. Elle est composée d'agglomérats volcaniques stratifiés en bancs métriques, brèches, conglomérats, grès volcaniques tuffacés, et quelques silts tuffacés de couleur kaki foncé à gris jaunâtre. Les éléments des agglomérats et brèches sont des andésites et dacites à plagioclase et hornblende, de rares rhyolites, des laves vitreuses, et quelques tufs de même composition. Les faciès identifiés sont des agglomérats volcaniques proximaux, des intercalations de grès volcano-détritiques déposés dans une plaine fluviale à rivières en tresses, quelques flux pyroclastiques, des débrites à matrice volcanique, et de rares faciès silteux lacustres et de plaine d'inondation. Ces faciès s'organisent en séquences progradantes, depuis des faciès de plaine fluviale, jusqu'à des faciès de rivière en tresses à intercalations de débrites et tufs, et finissant par des agglomérats volcaniques (Iza *et al.*, 2003). Ces séquences pliocènes entourent une caldeira volcanique effondrée vers l'ENE.

8.2.3. Le Bassin Tigua

Cette unité volcanique, de ~200 m d'épaisseur ou plus, se situe dans la zone de Páramo Alto (r. Mestizo), à l'Ouest de l'unité Tigua, 7 Km à l'est du village de Zumbagua. Ses relations stratigraphiques sont peu claires : elle semble reposer sur l'Unité Tigua d'Iza *et al.* (2004), ce qui lui conférerait un âge maximum Pliocène moyen à supérieur. Cette unité s'est déposée dans un petit bassin isolé, rempli d'agglomérats volcaniques stratifiés en bancs

décimétriques à métriques, de quelques brèches, de grès volcaniques tuffacés (les plus abondants), de silts tuffacés de couleur kaki et gris pâle, de débrites gréseuses et silteuses, et de lamines de charbon. Les galets des agglomérats et brèches sont des andésites, quelques dacites et des laves vitreuses. Les faciès correspondent à des grès volcano-détritiques de plaine fluviale et de rivière en tresses, avec des intercalations d'agglomérats volcaniques distaux, de flux pyroclastiques, de débrites à matrice volcanique, et de fréquente intercalations de faciès silteux laminés lacustres, plus rarement palustres. Deux échantillons de l'Unité Tigua, pris à Casa Quemada (Km 16.8, route Pujilí-Apagua) et vers Páramo Alto (Km 4.3, route Tigua-Pactapungu) dans des dépôts d'environnement lacustre ou saumâtre, ont livré des palynomorphes d'âge Miocène inférieur tardif à Pléistocène, (Suárez in Ordóñez *et al.*, II 2003). Ces échantillons contiennent *Botryococcus* sp. (chlorophyte d'eau douce et de lagons saumâtres), *Cyclusphaera* sp., *Laevigatosporites* sp., *Nijssenosporites* sp., *Nijssenosporites cf. fosulatus*, *Podocarpidites* sp., *Polyapodiaceosporites* sp., *Polyapodiaceosporites aff. pseudosilatus*, *Striatricolpites* sp., *Triletes* sp., *Verrucatosporites spp.*, *Verrucatosporites usmensis*, et des spores de champignons. Une partie des restes végétaux prélevés dans les sédiments lacustres de l'Unité Bassin Tigua, 2 Km au Sud de Pactapungu (route Tigua-Páramo Alto), ont été étudiés par D. De Franceschi et D. Pons (MNHN, Paris). Dans un premier échantillon, des moulages médullaires d'Equisetales (*Equisetites* sp.), de grande dimension (jusqu'à 2 cm de diamètre), suggèrent un milieu tropical humide. Un deuxième échantillon contient des empreintes de frondes de fougères de la famille des *Cyatheaceae* (ou peut-être *Dryopteridaceae* ?). L'unique petite feuille d'angiosperme dicotylédone, de moins de 20 mm de long (apex brisé), est légèrement succulente et présente une nervation pennée bouclée et une nervure intramarginale, caractères qui évoquent une plante épiphyte de milieu probablement chaud et humide. La diagnose d'un climat tropical chaud et humide au Miocène inférieur tardif-Pléistocène, établi par D. De Franceschi et D. Pons (comm. pers., II 2005) est très intéressante, puisque cette zone est actuellement à 4000 m d'altitude, ce qui donne une idée de la vitesse de surrection de la chaîne Andine.

8.2.4. L'Unité Salapa

Cette unité volcanique n'affleure que dans le bassin de Loja, au Sud du pays où seuls 10 m d'épaisseur sont préservés montrant l'importance de l'érosion. Un âge ZFT a donné $2.4 \pm 0.8.6$ Ma (Pléistocène supérieur, Hungerbühler 1997). Elle est composée des roches pyroclastiques, fortement altérées en kaolinite, et contient des tufs riches en lithiques et en galets vitreux (Hungerbühler 1997).

8. 3. La Série holocène

La couverture volcano-détritique holocène de la COE

centrale est représentée par les produits des volcans Pichincha, Quilotoa, et Chimborazo.

8.3.1. Le volcan Pichincha

Situé à 9 Km au SO de Quito, le volcan Pichincha (4784 m) a enregistré une activité récurrente depuis 12.000 ans jusqu'à l'époque actuelle. En particulier l'éruption de 1660 a provoqué d'importants dépôts de cendres dans la province de Pichincha (Hall et Mothes, 1994). Les produits de son activité quaternaire ont couvert de vastes zones de la COE, depuis Nanegal au Nord jusqu'à Machachi au Sud, en particulier les affleurements du Groupe Yunguilla situés au SO de Quito, dans la zone de San Juan-Chiriboga. Les produits du volcan Pichincha sont des ponces vésiculaires à cristaux de plagioclase, hornblende et pyroxène, des cendres et lapilli de ponce stratifiés, et des bombes de composition andésitique et dacitique (Hall et Mothes, 1994).

8.3.2. Le volcan Quilotoa

Situé à 11 Km au Nord du village de Zumbagua (Fig. 2.8) et 35 Km à l'Ouest de Latacunga, il a aussi eu une intense activité volcanique Quaternaire, dont 5 éruptions majeures dans les 400.000 dernières années, avec une récurrence il y a 11.000 ans. La dernière éruption, peut-être la plus importante, est datée de 840 ± 50 a et 785 ± 50 par la méthode ^{14}C (Hall et Mothes, 1994). Ses produits volcaniques ont couvert de vastes zones orientées NE-SO, depuis Ibarra au Nord, jusqu'à Quevedo au Sud (Hall et Mothes, 1994), en particulier la COE centrale, dont les parties septentrionales des bassins Las Juntas, Apagua, Rumi Cruz et Tigua. Les flux pyroclastiques ont couvert une surface de $\sim 150 \text{ Km}^2$ et ont rempli les paléovallées jusqu'à 200 m de profondeur ; tandis que les chutes de cendres riches en ponce ont couvert une aire de $\sim 15.000 \text{ Km}^2$ (Hall et Mothes 1994). Les produits du volcan Quilotoa (3915 m), émis par d'anciennes fractures orientées N-S, sont de fréquents flux pyroclastiques, des retombés pliniennes de lapilli, ponces vésiculaires (à biotite noire et dorée et quelques hornblendes) et verre volcanique, des cendres et lapilli de ponce stratifiés, et des bombes de composition dacitique et rhyolithique ($\text{SiO}_2 = 66-68\%$; Hall, 1989 ; Hall et Mothes, 1994 ; Rosi *et al.*, 2004). Ces produits sont intercalés de niveaux des paléosols nommés Cangahua (*cf.* López et Vera, 1990).

8.3.3. Le volcan Chimborazo

Il s'agit du volcan le plus haut de l'Équateur avec 6310 m d'altitude, un diamètre basal de 20 Km et un relief de plus de 2.5 Km au-dessus du plateau. Situé à ~ 30 Km à l'Ouest de la ville de Riobamba (Fig. 2.14), sa dernière activité pyroclastique strombolienne a été datée par la méthode ^{14}C de 11.380 ± 40 ans AC (Hall et Mothes, 1994), et son sommet montre toujours une importante activité hydrothermale (P. Wagnon, comm. pers. 2003). Les premiers produits volcaniques du volcan Chimborazo

étaient des coulées d'andésites basaltiques et de dacites à hornblendes ($\text{SiO}_2 = 55-65\%$), et les derniers, des laves, des avalanches de débris, des flux pyroclastiques, des lapilli et cendres riches en ponce (à cristaux de plagioclase, augite, olivine, magnétite, et traces de hornblende), ainsi que des lahars (Hall et Mothes, 1994). Ces produits volcaniques ont couvert de vastes zones circulaires autour du volcan, entre les villes d'Ambato au Nord et Guaranda au Sud (Hall et Mothes, 1994). Dans la COE centrale, ils ont recouvert les affleurements de la couverture crétacée et paléogène des plateaux San Juan et Guaranda.

9. MODÈLE STRATIGRAPHIQUE PROPOSÉ

9.1. Introduction

L'analyse stratigraphique-sédimentologique détaillée qui vient d'être présentée nous a permis de proposer, pour chaque coupe transversale, et pour la COE dans son ensemble, un modèle stratigraphique raffiné qui tient compte de la nature du substratum, océanique ou continental, et de leurs couvertures sédimentaires respectives. L'intégration de ces données stratigraphiques tout au long de la chaîne et leur Corrélation stratigraphique régionale avec des coupes synthétiques des zones Côtière (ZCE) et Subandine (ZAE) d'Équateur, permettent de tirer des conclusions sur le fonctionnement de la chaîne, et de caractériser les processus d'accrétions qui se sont produits dans la COE pendant l'intervalle Campanien-Éocène.

9.2. Le substratum magmatique de la COE

Dans la partie centrale de la COE ($0^\circ-2^\circ 30' \text{S}$) le substratum est composé d'un terrain océanique à affinité de plateau océanique (Terrain Pallatanga de McCourt *et al.*, 1998 ; Hughes et Pilatasig, 2002), et de roches d'arc insulaire (Terrain Macuchi, TM). Sur la base de leurs positions tectoniques et de leurs signatures pétrographiques, géochimiques et isotopiques, Lapiere *et al.* (2000), Mamberti (2001) et Mamberti *et al.* (2003) ont proposé que le terrain Pallatanga soit composé de deux terrains océaniques (Fig. 2.79) : 1) à l'Est le Terrain San Juan (TSJ), d'âge Crétacé inférieur (123 ± 13 Ma et 105 Ma), et 2) à l'Ouest le terrain Guaranda (TG) de même signature géochimique que le plateau Caraïbe, daté à $91-86$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ roche totale, Sinton *et al.* 1998). Ces terrains sont séparés par la grande faille dextre Palenque-Pallatanga-Calacalí. La limite Est du TSJ est la suture Peltetec (Litherland *et al.* 1993). Dans la Zone Côtière équatorienne, le Terrain Piñón (TP) serait équivalent au TSJ. Le TM est en contact tectonique avec le bord Ouest du TG par l'intermédiaire de la faille transpressive dextre Chimbo-Sigchos-Toachi-Pilatón (Lebrat *et al.*, 1985 ; Hughes et Pilatasig, 2002). Ce terrain est une série volcanique et volcano-détritique d'affinité d'arc insulaire, de composition basaltique et andésitique (Kehrer et Van der Kaaden, 1979 ; Henderson, 1981 ; Egüez, 1986 ;

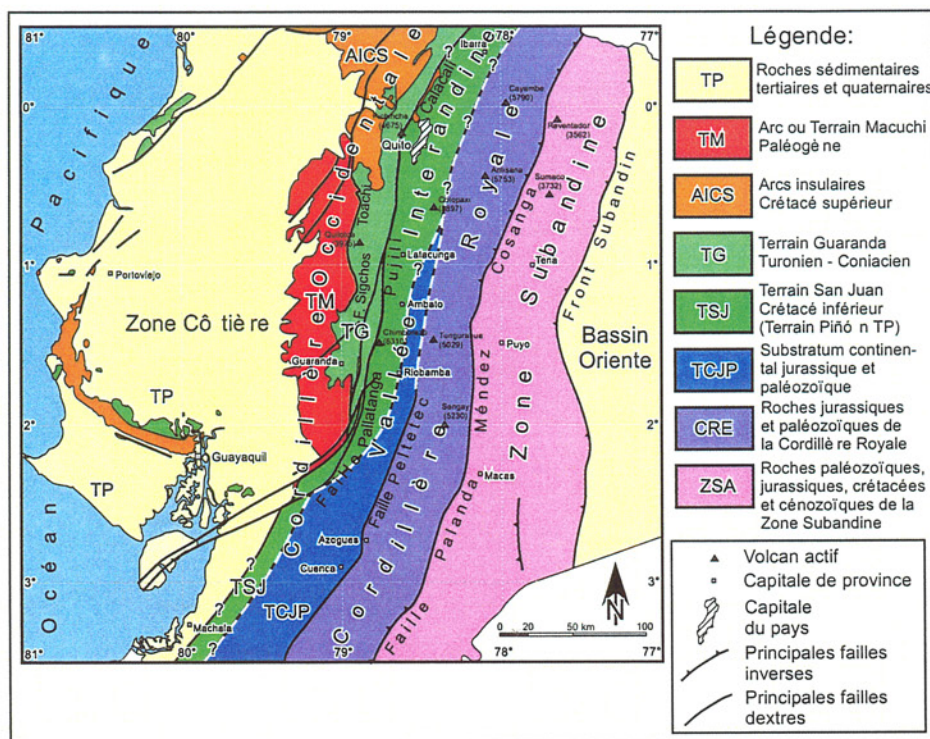


FIG. 2-79- Carte simplifiée des terrains océaniques accrétés dans le cadre géologique de l'Équateur.

Hughes *et al.*, 1999 ; Chiradia et Fontboté, 2001), attribuée au Crétacé terminal–Éocène inférieur (Egüez, 1986; Jaillard *et al.*, 1996 ; Hungerbühler, 1997). Dans la zone méridionale de la COE (zone de Cuenca–Azogues, Fig. 2.79), le substratum est constitué de roches continentales, Paléozoïque à Jurassique, accrétées au Jurassique supérieur–Crétacé inférieur aux roches métamorphiques de la Cordillère Royale, le long de la suture dextre transpressive Peltetec (Litherland *et al.*, 1993). Ce substratum s'étend depuis le Nord du Pérou au Sud, jusque probablement au SE du volcan Cotopaxi actuel au Nord, où il semble disparaître. Les figures 2.79 et 2.81f montrent la distribution géographique actuelle de ces terrains sur le territoire équatorien.

9.3. La nouvelle stratigraphie de la COE et évolution paléogéographique

Les séries stratigraphiques du Campanien moyen à l'Oligocène, étudiées dans la COE entre les 0°– 2°30'S sont (Figs. 2.80 & 2.81) :

- le Groupe Yunguilla défini par Jaillard *et al.* (2005) ;
- les Radiolarites rouges et Cherts Noires sus-jacents au TG ;
- le Groupe Angamarca de McCourt *et al.* (1998) et Hughes *et al.* (2002) ;
- la Fm. Las Juntas d'Egüez (1986),
- la Fm. Arrayanes de McCourt *et al.* (1997).

Ces séries sont surmontées par les formations volcano-détritiques de Silante (au Nord) et Saraguro (au Sud), et du Groupe Zumbagua. Ces sédiments sont à leur tour recouverts par les dépôts volcaniques et volcano-détritiques du Miocène à l'Actuel. Cette succession d'unités stratigraphiques a une signification non seulement paléo-environnementale, mais aussi paléogéographique et géodynamique (Fig. 2.81).

9.3.1. Le Campanien moyen à supérieur (formations Jadán et Quimas)

D'après Jaillard *et al.* (2005), le Groupe Yunguilla de la région de Cuenca est composé des formations Jadán, Quimas et Tabacay. Plus au Nord, seuls les faciès fins de la Fm. Tabacay sont repérables. Au Campanien moyen à supérieur, la ligne de Côte était orientée NNE-SSO et située sur la partie Ouest de la CR. À l'Ouest de cette ligne, des argiles, silts et calcaires noduleux (Fm. Jadán), sont déposées dans de milieux de bassin marin et de plate-forme distale. Puis, au Campanien terminal–Maastrichtien basal, des grès et conglomérats lithiques (Fm. Quimas) se déposent tant sur la plate-forme calcaire interne que sur le continent, formant localement un fan delta d'orientation NO-SE avec une zone d'alimentation située au SE de Cuenca, du côté de la CR (Jaillard *et al.*, 2005). La formation du cône Quimas serait associée à l'accrétion du TSJ à la marge continentale équatorienne. Dans la Zone Subandine et le bassin Oriente, cette accrétion aurait

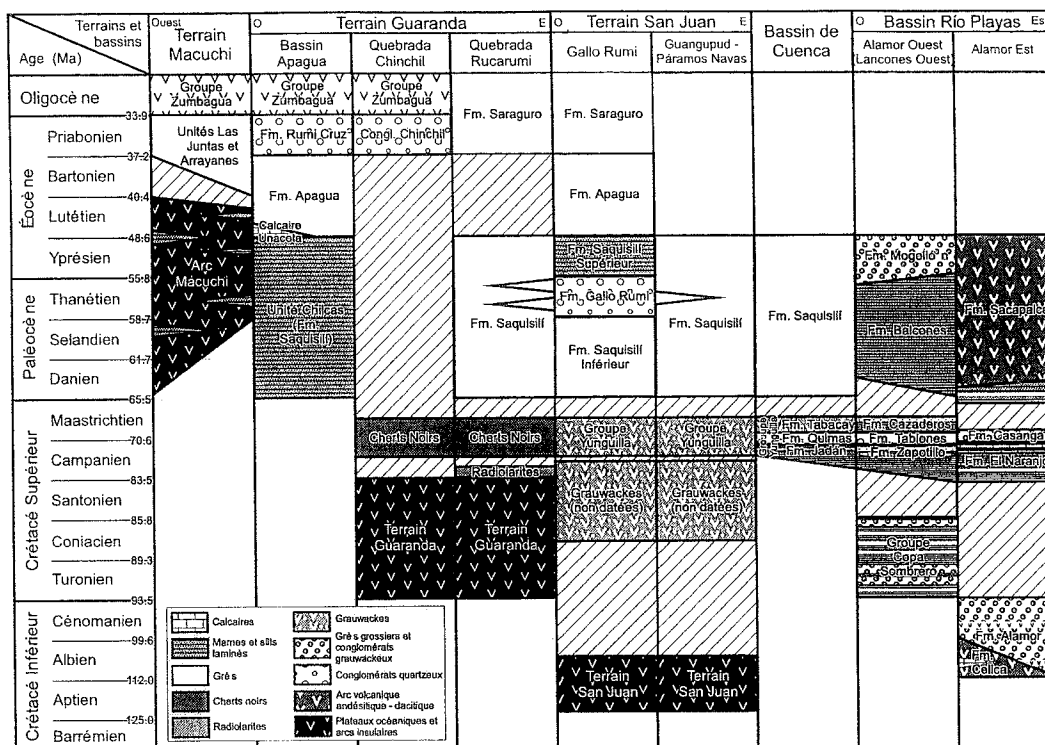


FIG. 2-80- Charte chronostratigraphique des roches magmatiques et sédimentaires de la Cordillère Occidentale d'Équateur et corrélations entre les principales zones et bassins d'après cette étude.

Âges de la Fm. Sacapalca d'après Hungerbühler, 1997 ; Stratigraphie du bassin Celica d'après Jaillard *et al.* (1996, 1999) ; stratigraphie de la COE Centrale d'après Jaillard *et al.* (2004) ; stratigraphie du bassin de Cuenca d'après Jaillard *et al.* (2005, du Groupe Yunguilla, du Campanien-Maastrichtien inf. de la COE). Échelle numérique de temps géologique d'après Gradstein *et al.* (2004 in : IUGS, 2004).

généralisé les dépôts gréseux, quartzeux et lithiques, fluviaux et marins peu profonds à influence tidale, de la Fm. Basal Tena (Maastrichtien inférieur). Ceux-ci surmontent en discordance érosive des grès et silts noirs marins (Grès M-1 du Campanien inférieur-moyen, Jaillard *et al.*, 1997 ; Barragán *et al.*, 2005). Au Sud du Pays, dans le bassin d'avant-arc de Río Playas (Fig. 2.80), une plate-forme clastique pentée vers l'Ouest reçoit au Campanien des grès à intercalations de silts, calcaires et arkoses (Fm. Zapotillo) à l'Ouest, et un front deltaïque à silts et grès fossilifères (Fm. El Naranjo) à l'Est. Ces dépôts sont surmontés par les conglomérats deltaïques et de plate-forme peu profonde de la Fm. Tablonas, quartzeuse à l'Ouest, et de la Fm. Casanga, grauwackeuse à l'Est. Ces dépôts sont équivalents aux conglomérats du Campanien supérieur (Fm. Monte Grande) du NO du Pérou (zone d'Amotape, Jaillard *et al.*, 1996, 1998, 1999). Vers la mer ouverte, la plate-forme externe et le bassin, plus ou moins profond, se déposent des grauwackes gréseuses (non datées) et, dans le milieu océanique, des radiolarites.

9.3.2. Le Maastrichtien inférieur (Fm. Tabacay)

Au Maastrichtien inférieur, le TSJ est déjà accrété à la marge continentale. La limite Est du TSJ est inconnue à l'exception de l'affleurement de Quillán, au NE d'Ambato (Mamberti *et al.*, 2003). Par rapport au Campanien supérieur, la ligne de côte, d'orientation stable NNE-SSO, s'est un peu déplacée vers l'Est, au-dessus de la partie Ouest de la CR. À cette époque, une large et longue plate-forme (Fm. Tabacay) s'installe à la fois sur la partie occidentale de la CR (Fig. 2.81b), sur la zone de Cuenca et sur le TSJ récemment accrété. Sa partie Ouest, plus profonde, reçoit une sédimentation à la fois autochtone fine (cherts tuffacés, calcaires micritiques biogéniques), et allochtone plus grossière (turbidites grauwackeuses fines). Cette plate-forme marine se prolonge au Sud, dans le bassin d'avant-arc de Celica-Lancones (Fig. 2.80), où elle reçoit des sédiments argileux et des turbidites gréseuses (Fm. Cazaderos en Équateur, Jaillard *et al.*, 1996, 1999, 2004 ; Fm. Pazul du Pérou, Jaillard, 2000 ; Jaillard *et al.*, 2004).

À l'Est, le bassin Oriente et l'actuelle Zone Subandine d'Équateur reçoivent des sédiments silteux bigarrés (Fm. Tena inférieur, Jaillard *et al.*, 1997 ; Toro et Jaillard, 2005). Au Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur, les terrains océaniques enregistrent, selon les endroits, le dépôt de cherts fins noirs (Guaranda, Piñón, Jaillard *et al.* 2004), ou le développement d'arc insulaires (San Lorenzo, Cayo, Pedernales, Naranjal, Río Cala ; Lebrat *et al.*, 1987 ; Boland *et al.*, 2000 ; Mamberti *et al.*, 2003 ; Van Melle, 2004 ; Faure-Brac, 2005).

9.3.3. Le Paléocène (Fm. Saquisilí inférieur et Mb. Gallo Rumi)

Un hiatus du Maastrichtien supérieur, et probablement du Paléocène basal (Fig. 2.80), est enregistré tout au long de la COE, depuis la partie Centre Nord jusqu'au bassin Lancones (Pérou, Jaillard *et al.*, 1996, 1999, 2004). Ce hiatus est interprété comme résultant de l'accrétion du TG à la marge équatorienne (Jaillard *et al.*, 2004). Le TG comporte un substratum de plateau océanique composée de picrites, ankaramites, basaltes riches et pauvres en Mg, associés à des dolérites et gabbros de niveau peu profond (Mamberti, 2001 ; Mamberti *et al.*, 2003). À l'Ouest du TG, un arc insulaire (le Terrain Macuchi, TM) commence à fonctionner, probablement un peu avant le Paléocène). Après ce hiatus, la ligne de côte recule vers l'Ouest entre Quito et Cuenca (0°– 2°30'S) et vers le NO au Sud de Cuenca. Une vaste plate-forme peu profonde (Fig. 2.81c) s'installe. Sur cette plate-forme se déposent au Paléocène les sédiments gréseux et micacés de la Fm. Saquisilí (McCourt *et al.*, 1997), localement subdivisée en trois membres (Jaillard *et al.*, 2004, Toro et Jaillard, 2005). Au Sud, cette plate-forme se prolonge jusqu'au Nord du Pérou, où des argiles et grès fins se déposent dans le bassin d'avant-arc de Talara (Fm. Balcones), tandis que dans la partie Est s'installe un arc volcanique calco-alkalin (Fm. Sacapalca) (Jaillard *et al.*, 1996, Hungerbühler *et al.*, 2002), marquant la reprise de la subduction sous la marge équatorienne désormais composite (constituée de terrains continentaux et océaniques accrétés). À l'Est, des sédiments silteux bigarrés (Fm. Tena Supérieur) couvrent le bassin Oriente et l'actuelle Zone Subandine d'Équateur (Jaillard *et al.*, 1997, Toro et Jaillard, 2005). Des cherts noirs pélagiques et des tufs fins (Fms. Santa Elena et Guayaquil) se déposent encore sur les terrains océaniques non encore accrétés (Jaillard *et al.*, 1995). Au Paléocène supérieur, les conglomérats du cône alluvial à turbiditique du Membre Gallo Rumi (et unité Pangor) se déposent localement (coupe Riobamba–Guaranda) sur les grès quartzeux micacés de plate-forme. Au Nord et à l'Est (Zone Subandine), un autre grand cône alluvial conglomératique, issu de la CR (Fm. Tiyuyacu Inférieur), recouvre avec une forte érosion les silts bigarrés de la Fm. Tena Supérieure du bassin Oriente (Jaillard *et al.*, 1997 ; Marocco *et al.*, 1997 ; Toro et Jaillard, 2005).

Dans le NW du Pérou, des conglomérats quartzeux fortement discordants (Fm. Mogollón) traduisent une brusque reprise de l'érosion. Dans le NE du Pérou, des conglomérats fluviaux érosifs, datés à 54 Ma, se déposent dans le bassin de Bagua (Fm. Rentema, Naeser *et al.*, 1991). Dans la Zone Côtière équatorienne (Péninsule de Santa Elena, bassin Progreso), des conglomérats et grès grossiers essentiellement quartzeux (Groupe Azúcar) se déposent sur le Terrain Piñón, scellant ainsi son accrétion à la marge andine (Jaillard *et al.*, 1995 ; Toro, 1994). Tous ces dépôts conglomératiques sont donc interprétés comme la réponse sédimentaire à l'accrétion du Terrain Piñón (TP) à la Zone Côtière équatorienne (Benitez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2005).

9.3.4. Eocène inférieur (Mb. Saquisilí supérieur et unité Chilcas)

Sur la plate-forme et pendant l'Éocène inférieur, la sédimentation clastique fine se poursuit localement (argiles, silts et grès quartzeux très fins de la Fm. Saquisilí Supérieure) (Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro *et al.*, 2005).

9.3.5. L'Éocène moyen et supérieur (Fms. Apagua et Rumi Cruz)

À l'Éocène moyen, tous les terrains océaniques (TSJ, TG, TM et TP) sont déjà présents dans le contexte paléogéographique de la marge équatorienne (Fig. 2.81d), mais encore en cours de structuration tectonique. La ligne de côte recule vers l'Est lors de la grande transgression globale et de la montée climatique de la planète qui finit par l'optimum climatique des alentours de la limite Éocène inférieur–Éocène moyen (Beck *et al.*, 1995 ; Lamb et Davies, 2003 ; Romero *et al.*, 2002). Au-dessus des dépôts de l'Éocène inférieur (unités Saquisilí Sup. et Chilcas), la transgression de la limite Eocène inférieur à moyen est marquée par le dépôt de calcaires récifaux et péri-récifaux fossilifères, parfois turbiditiques, qui reposent sur tous les terrains océaniques, sauf le TSJ (Fig. 2.81d). Du Nord au Sud ce sont les calcaires de Gualchán et Santiago (extrême NO du pays, hors de la Fig. 2.81c), de Cube, Camarones, Don Juan, Manta et Membrillal (province de Manabí), de Selva Alegre (province d'Imbabura, Nord de Quito), de San Eduardo (province de Guayas, Ouest de Guayaquil), et de Teneuerte et Unacota (province de Cotopaxi, Ouest de Latacunga) (Bristow et Hoffstetter, 1997 ; Santos *et al.*, 1983 ; Egüez, 1986 ; Litherland *et al.*, 1993 ; Jaillard *et al.*, 1995, 2004). L'extension géographique, la similitude et les âges comparables de ces calcaires transgressifs montrent, d'une part que les terrains océaniques étaient déjà accrétés vers la limite Éocène inférieur-moyen, d'autre part qu'ils formaient une même province paléogéographique, et enfin que la transgression s'est opérée sur une topographie inégale (Jaillard *et al.*, 1993). Dans le Centre Nord de la COE, au-dessus du TG, un bassin de type pull-apart d'axe

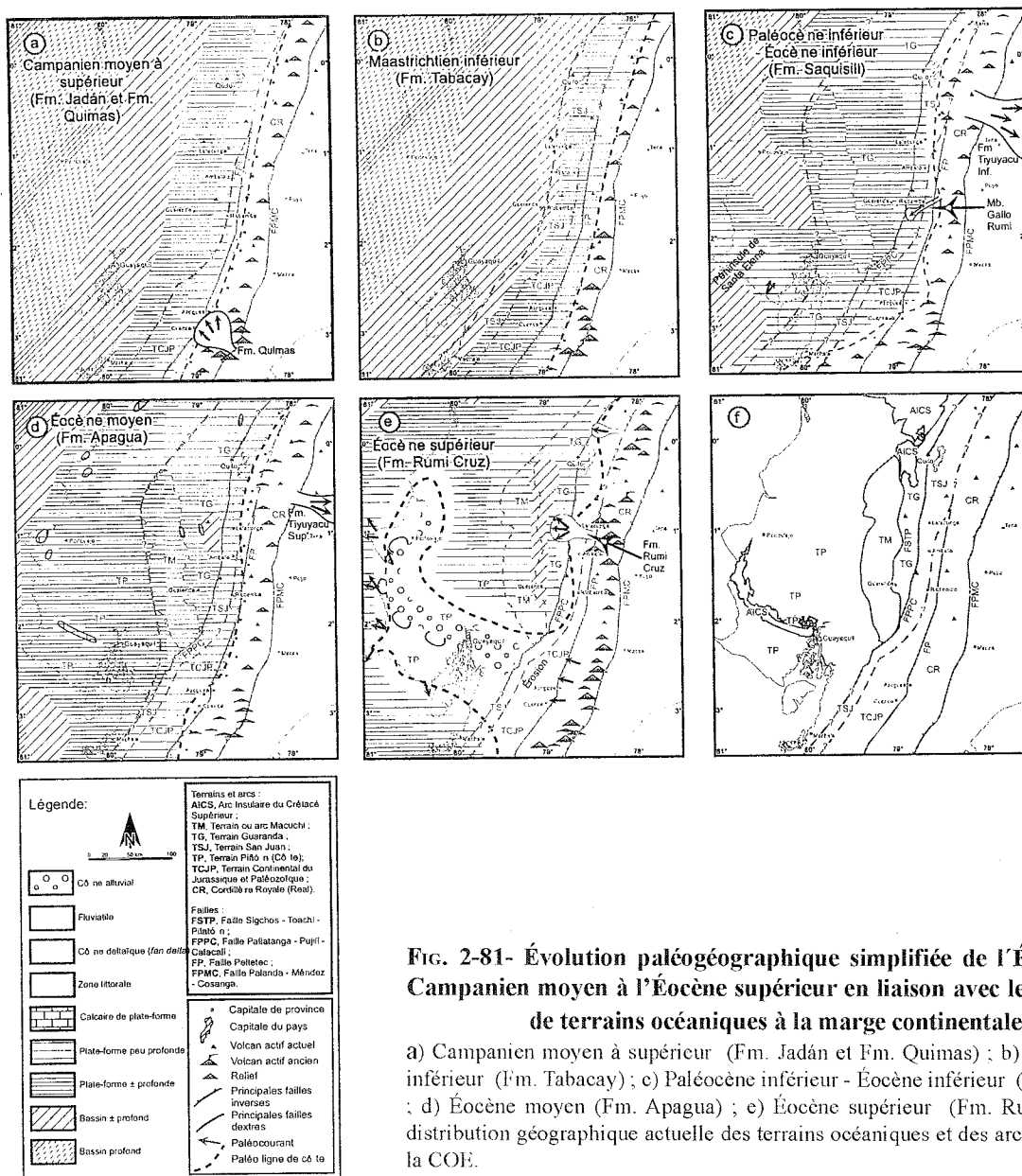


FIG. 2-81- Évolution paléogéographique simplifiée de l'Équateur du Campanien moyen à l'Éocène supérieur en liaison avec les accrétions de terrains océaniques à la marge continentale.

a) Campanien moyen à supérieur (Fm. Jadán et Fm. Quimas) ; b) Maastrichtien inférieur (Fm. Tabacay) ; c) Paléocène inférieur - Éocène inférieur (Fm. Saquisilí) ; d) Éocène moyen (Fm. Apagua) ; e) Éocène supérieur (Fm. Rumi Cruz) ; f) distribution géographique actuelle des terrains océaniques et des arcs insulaires de la COE.

N-S s'est ouvert à l'Éocène moyen et s'est rempli de silts gréseux et de grès turbiditiques quartzeux et lithiques provenant de l'Est (Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005). Ces sédiments clastiques gréseux constituent la Fm. Apagua (définie par Egüez, 1986 ; Egüez et Bourgois, 1986 ; Santos et Ramírez, 1986 ; Bourgois *et al.*, 1990). Ces grès turbiditiques, absents du TM, passent progressivement vers la transition Éocène moyen-supérieur à des intercalations de grès et conglomérats à éléments de chert (Fm. Rumi Cruz, Toro et Jaillard, 2003). Au Lutétien, la zone côtière de l'Équateur reçoit des silts et argilites laminés (formations Socorro et Seca, du Groupe Ancón, péninsule de Santa Elena), des grès fins laminés (Fm. Las Masas, Cordillère Chongón Colonche) et des silts laminés (partie inférieure de la Fm. San Mateo, bassin Manabí) (Jaillard *et al.*, 1995). Dans le Sud du pays (Est du bassin de Cuenca), une activité volcanique donne

lieu au dépôt d'unités volcaniques (Fm. Chinchín) et volcano-détritique (Fm. Quingeo, Hungerbühler 1997; Steinmann, 1997). Dans la Zone Subandine, des conglomérats quartzeux alluviaux, alimentés probablement en partie par la Cordillère Royale, progradent vers le bassin d'arrière-arc (Fm. Tiyuyacu Supérieure) (Marocco *et al.*, 1996, 1997). La paléogéographie de la marge continentale (la paléo-COE) change nettement à partir de l'Éocène supérieur. La ligne de côte recule vers l'Ouest et se rapproche de l'actuelle zone côtière (Fig. 2.81e). Sur la COE Centre Nord, une épaisse série sédimentaire (≈1700 m) de conglomérats, grès et silts se dépose à l'Éocène moyen terminal-supérieur, dans des milieux allant de la plaine alluviale distale au marin littoral à influence tidale (Fm. Rumi Cruz, Conglomérats Chinchil) (Faucher *et al.*, 1971 ; Hughes et Bermúdez, 1997 ; McCourt *et al.*, 1997 ; Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2003, 2005)

Ces conglomérats, provenant de l'Est, sont déposés tant sur les turbidites de l'Éocène moyen que sur les bordures de ce bassin pull apart. De tels conglomérats sont également connus plus au Nord, dans la COE septentrionale (Fm. Rumi Cruz, Boland *et al.*, 2000). Ils sont interprétés comme la réponse sédimentaire à l'accrétion du TM à la marge continentale (Hughes et Bermúdez 1997; Kerr *et al.*, 2002). Pendant l'Éocène supérieur, à la limite entre les terrains Guaranda et Macuchi, et surmontant en partie ce dernier, des sédiments turbiditiques silteux et gréseux tuffacés (Unité Las Juntas au Nord, unité Arrayanes au Sud) représenteraient un bassin turbiditique étroit et allongé (Fig. 2.81e), alimenté par les produits volcaniques d'un arc andésitique à dacitique (Egüez, 1986; McCourt *et al.*, 1997). À partir de l'Éocène supérieur, un arc calco-alcalin s'installe tout au long de la COE traduisant la mise en place d'une nouvelle zone de subduction vers l'Ouest. Ses produits alimentent les sédiments silto-gréseux bigarrés d'environnement continental, du Centre Nord (Fm. Silante, Éocène supérieur-Oligocène) et du Centre Sud de la COE (Fm. Saraguro, Éocène moyen-supérieur à Miocène). Dans la Zone Côtière équatorienne (Terrain Piñón), la limite Éocène moyen-Éocène supérieur est marquée par la brusque arrivée de conglomérats et grès de fan delta à éléments de cherts noirs, tant au Nord (Fm. San Mateo, bassin Manabí) qu'au Sud de la Cordillère Chongón-Colonche (Fm Zapotal Inférieur). Plus au Sud, ces unités passent à des grès d'avant-plage (Fm. Punta Ancón) ou à des conglomérats d'avant-plage et de cône alluviaux (Conglomérats El Morro, Toro et Marocco, 1994; Jaillard *et al.*, 1995). Le hiatus sédimentaire majeur qu'enregistra la région Côtière équatorienne de l'Éocène terminal à l'Oligocène supérieur (Sigal, 1969; Bristow et Hoffstetter, 1977; Benítez, 1995), est interprété comme résultant de la surrection de la Zone Côtière au Priabonien terminal, en conséquence de l'événement tectonique de l'intervalle Bartonien-Priabonien terminal (42–38 Ma., Jaillard *et al.*, 1995). Dans la Zone Subandine et le bassin Oriente, des grès quartzeux et glauconieux se déposent à l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur en milieu de plateforme marine à transitionnelle, avec influences tidales et fluviales (Fm. Ortegua, Marocco *et al.*, 1996, 1997; Toro, 2001; Christophoul *et al.*, 2002). Plus au Sud et au SO, l'environnement continental s'affirme. Ainsi, dans le bassin de Cuenca, des conglomérats et grès fluviaux à paléosols bigarrés se déposent pendant l'Éocène moyen-supérieur (Fm. Quingeo, Steinmann, 1997).

9.3.6. Le Néogène et le Quaternaire

À partir du Miocène et lors du fonctionnement de l'arc volcanique installé sur la COE, une épaisse couverture volcano-détritique recouvre la COE et la vallée Interandine, en particulier les dépôts du Crétacé-Paléogène de la COE et les bassins du Néogène. Ainsi, les dépôts volcano-détritiques du Groupe Zumbagua Miocène vont couvrir la plus grande partie de la COE

(Unité Rumichaca au Nord, Unité Pisayambo au Centre, Unité Tarqui au Sud) (Baldock, 1982; Egüez, 1986; Hungerbühler, 1997; Steinmann, 1997). Au Plio-Pléistocène, les dépôts sédimentaires et volcano-détritiques du Centre Nord de la COE (Nord du volcan Quilotoa) ont été localement recouverts par des dépôts volcaniques et volcano-détritiques (Unité Naranjal d'Egüez, 1986). Finalement à l'Holocène, des cendres et des dépôts volcano-détritiques recouvrent la COE, depuis le volcan Pichincha au Nord, jusqu'au volcan Chimborazo au Sud (Hall, 1989; Hall et Mothes, 1994; Rosi *et al.*, 2005). Une partie de ces produits volcano-détritiques a ensuite été transformée en sol : la Fm. Cangahua (López et Vera, 1992; Zebrowsky *et al.*, 1997).

9.4. Conclusions

La sédimentation Crétacé supérieur-Paléogène sur la marge équatorienne a enregistré l'accrétion des terrains océaniques. Ces accrétions répétées ont provoqué le soulèvement de la Cordillère Royale (zone source), le recul vers l'Ouest de la ligne de rivage, et la déformation et surrection des terrains océaniques déjà accrétés. Elles ont eu pour conséquence l'installation d'une sédimentation discordante clastique gréseuse et conglomératique, de chaque côté de la CR, scellant ainsi, dans la COE et la ZCE, l'accrétion des terrains océaniques.

Les données stratigraphiques et structurales montrent l'occurrence de 3 ou 4 périodes d'accrétion de terrains océaniques à la marge équatorienne pendant le Crétacé-Éocène.

- *Au Campanien supérieur-Maastrichtien basal*, les conglomérats des Fms. Quimas (Gp Yunguilla), Tablones et Casanga (Bassin Lancones, Sud Équateur), et Monte Grande (Nord du Pérou), ainsi que les grès de la Fm. Basal Tena (SZA et bassin Oriente), traduisent l'accrétion du Terrain San Juan (~75-72 Ma, Jaillard *et al.*, 2004).

- *Après le hiatus du Maastrichtien supérieur*, l'arrivée en discordance des grès quartzeux micacés du Paléocène inférieur-moyen (Fm. Saquisilí Inférieur) sur le Groupe Yunguilla, comme sur les Cherts Noirs et Radiolarites du Terrain Guaranda, signale l'accrétion de ce dernier (~69-65 Ma, Jaillard *et al.* 2004).

- *La troisième accrétion, celle du Terrain Piñón*, est marquée par le dépôt des conglomérats quartzeux du Paléocène supérieur du Membre Gallo Rumi (Fm. Saquisilí, COE), de la Fm. Tiyuyacu Inférieur (ZSA), de la Fm. Mogollón (NW Pérou), de la Fm. Rentema (NE Pérou) et du Groupe Azúcar (ZCE).

- *Une possible quatrième accrétion, celle du Terrain Macuchi*, serait associée (1) soit à l'emplacement des conglomérats de la Fm. Tiyuyacu Supérieur (Éocène moyen, ZSA); soit (2) aux conglomérats de la Fm. Rumi Cruz (Éocène supérieur, COE), et aux grès et conglomérats de la partie inférieure de la Fm. Ortegua (ZSA et bassin Oriente).

Cependant, la présence des calcaires récifaux de l'Éocène inférieur-moyen sur l'ensemble des terrains accrétés et l'absence de dépôts gréseux de l'Éocène moyen (Fm. Apagua) sur le Terrain Macuchi suggèrent que ce terrain était peut-être déjà accrété à la marge (Toro et Jaillard, 2005).

-Les Corrélations entre dépôts occidentaux et orientaux permettent de proposer que, si la réponse sédimentaire est presque immédiate dans l'avant arc (COE et Côte), elle est différée dans l'arrière-arc (ZSA et Oriente). Malgré les incertitudes d'âge, encore importantes, le délai entre l'accrétion et le soulèvement de la zone source (Cordillère Royale) et le dépôt dans la zone d'arrière-arc semble varier entre 2 et 4 Ma (Toro et Jaillard, 2005).

Le délai observé entre sédimentation à l'Ouest et à l'Est de la CR, serait dû au fait que l'accrétion des terrains océaniques provoquerait le soulèvement de l'ensemble de la marge équatorienne, en introduisant du matériel de densité relativement faible desous la marge.

En conséquence de cette flottabilité, le soulèvement de la chaîne provoquerait l'augmentation de la pente orientale de la paléo-chaîne, entraînant l'élargissement de la zone de transit de la ZSA et la migration vers l'Est des dépôt-centres. Ce n'est donc qu'après que l'érosion ait incisé la ZSA et diminué la pente topographique orientale de la CR, que les sédiments grossiers orientaux pourraient rétrograder en on-lap vers la CR (Toro et Jaillard, 2005).

Dans ce modèle rhéologique, la durée du hiatus associé à une accrétion augmente en direction de la chaîne (Heller *et al.*, 1988). En conséquence, le bassin Oriente ne peut en aucun cas être considéré comme un bassin flexural d'avant-pays, pendant la période Crétacé supérieur-Paléogène, comme il l'a été jusqu'à aujourd'hui.

Notons que cette interprétation peut également s'appliquer aux événements compressifs sans accrétions, et au soulèvement consécutif de la chaîne, du moment que la compression contribue à enfoncer les terrains océaniques accrétés sous la marge andine.

CHAPITRE III : PROVENANCE DES SÉDIMENTS CLASTIQUES

INTRODUCTION

Ce chapitre concerne l'analyse pétrographique microscopique et macroscopique des sédiments gréseux et conglomératiques des unités sédimentaires du Crétacé supérieur et du Paléogène de la cordillère Occidentale (COE). Ces résultats sont complétées par celles de quelques unités de l'avant-arc (Izone Côtière, ZCE) et de l'arrière-arc (Zone Subandine, ZSA, et Iassin Oriente, BO).

Les analyses ont été effectués suivant la méthode Gazzi-Dickinson pour les échantillons gréseux et le comptage de galets des conglomérats, à l'aide parfois de lames minces pour des galets méritant une identification plus précise.

Pour les sédiments gréseux les résultats obtenus ont été traduits en diagrammes triangulaires interprétés en fonction du contexte géodynamique régnant au moment du dépôt de chaque unité. Pour les conglomérats les résultats sont exprimés sur des diagrammes en baton.

2. MÉTHODES D'ÉTUDE

2. 1. Echantillonnage des unités étudiées

Au cours de notre travail, et pour toutes les unités étudiées de la COE, on a procédé à l'échantillonnage systématique des sédiments clastiques, ainsi que des calcaires de manière à pouvoir réaliser l'étude pétrographique sédimentaire, la granulométrie sur lame mince, et l'analyse micropaléontologique, et éventuellement les analyses géochimiques et pétrophysiques. Tous les échantillons ont été prélevés *in situ*, et on a pris soin qu'ils soient les plus frais possibles.

2. 2. Pétrographie sédimentaire et provenance

2. 2. 1. Introduction

D'une façon générale, l'analyse de bassin apporte des informations sur l'environnement géodynamique, la subsidence, l'histoire thermique et la caractérisation des zones sources ou des provenances des sédiments dans le bassin (Allen et Allen, 1992).

Une étude de provenance implique : l'échantillonnage des roches sédimentaires (affleurements, carottes, *cuttings*), l'identification des minéraux présents et la détermination de leurs proportions (méthode de Gazzi-Dickinson), et l'interprétation de la géologie de la zone source (Allen et Allen, 1992).

L'analyse de la composition des minéraux siliciclastiques et des fragments lithiques permet de comprendre la nature de la zone source. Elle inclut l'étude de la lithologie, des conditions paléo-climatiques, de l'environnement paléogéographique et paléotectonique :

relief des zones sources, distance et pente des zones de transport (Suttner *et al.*, 1981 ; Boggs, 1995 ; Garzanti *et al.*, 1996).

L'interprétation correcte de la provenance, nécessite de tenir compte de l'effet du transport des sédiments et de leur temps de transit (Di Giulio *et al.*, 2003). Ainsi, les sédiments profonds des fosses marines peuvent être transportés sur de grandes distances le long du plancher océanique, et leur composition reflète plutôt la tectonique et la nature de la source plutôt que le site de dépôt dans le bassin. Pour révéler les effets du transport, une analyse détaillée des sédiments et des paléocourants est nécessaire (Velbel, 1985 ; Lash, 1985 ; Thornburg et Kulm, 1987 *in* : Allen et Allen, 1992).

Pour l'exploration pétrolière, des études détaillées de provenance permettent une reconstitution des paléodrainages et une estimation des distributions de faciès, qui peuvent améliorer la prédiction de la qualité des réservoirs, de leur distribution et de leurs connexions (Cuoto Anjos et Carozzi, 1988; Preston *et al.*, 2002), ainsi que la caractérisation de la qualité, du potentiel et de la source des roches mères (Gonçalves *et al.*, 2000).

2. 2. 2. Méthodes d'étude de la provenance

Il existe trois méthodes d'étude de la composition des sédiments gréseux : une basée sur la composition modale, une fondée sur la composition chimique, et le traitement statistique des données. Dans ce travail, seule la composition modale a été mise en oeuvre.

Méthode de comptage des grains gréseux et taille de l'échantillon

La classification lithologique des grès se base sur des études microscopiques qui visent à quantifier les pourcentages des types des grains présents (Tucker, 1991), c'est-à-dire, à en définir la composition modale.

Ces méthodes tiennent compte tant des fractions de minéraux transparents que des minéraux lourds et opaques. Pour analyser la composition modale des grès, nous avons retenu une taille de grains comprise entre 62.5 microns et 2 mm (échelle de Wentworth, 1922), et suivi la méthode de Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966 ; Dickinson, 1970 ; Ingersoll *et al.*, 1984 ; Zuffa, 1985).

Cette méthode recommande de compter systématiquement sur chaque lame mince au moins 400 points, et de déterminer la proportion en volume de chaque minéral : le mode du minéral (Bonin, 1999).

Toutefois, des méthodes permettent de bien préciser le nombre optimal de points à compter, en appliquant la méthode de Gazzi-Dickinson. Vermeesch (2004) montre qu'on peut définir une probabilité maximale (p_{max} , %) d'omettre une fraction (f ou type de grain minéral ou

lithique) dans un total (m) de fractions présentes dans un échantillon quand en mesure un certain nombre (K) de grains (Fig. 3-1).

Classification lithologique des grès

La plupart des systèmes de classification de grès utilisent des diagrammes triangulaires avec les pôles quartz (Q), feldspath (F) et fragments de roche (L). Le triangle est divisé en divers champs correspondants à des compositions différents et donc à des sédiments qui ont des noms précis.

Un premier système de classification de grès, aujourd'hui bien diffusé, est celui proposé à l'origine par Folk *et al.* (1970). Ce diagramme triangulaire QFL (Fig. 3.2), sert à la classification lithologique des grès, en tenant compte de l'abondance des grains minéraux et lithiques : Q quartz monocristallin excluant les cherts et le jaspe ; F total des feldspaths, et L, fragments lithiques incluant les cherts et le jaspe (Howard, 2000).

Une classification classique des grès est celle proposée par Pettijohn *et al.* (1987), à l'origine classification de Dott (1964), dans laquelle les grès sont divisés, en fonction de leur texture, en deux groupes majeurs (Fig. 3.3) : les arénites, composées seulement de grains, et les wackes, qui contiennent plus que 15% de matrice. C'est une classification indépendante des environnements de dépôt dans laquelle la nature des ciments n'est pas prise en compte (Tucker, 2003).

Dans cette classification, une quartzarénite est un grès avec au moins 95% de grains de quartz (voir Fig. 3.3), aussi connu comme une orthoquartzite. Une arénite arkosique est une arénite qui contient plus de 25% de feldspaths, ceux-ci dépassant la proportion des fragments lithiques. Une litharénite est une arénite dans laquelle les fragments lithiques dépassent 25% et sont plus abondants que les feldspaths. Les arénites arkosiques peuvent être divisées en arkoses et arkoses lithiques. Deux types de roches, les subarkoses et les sublitharénites, sont transitionnelles (Tucker, 1991).

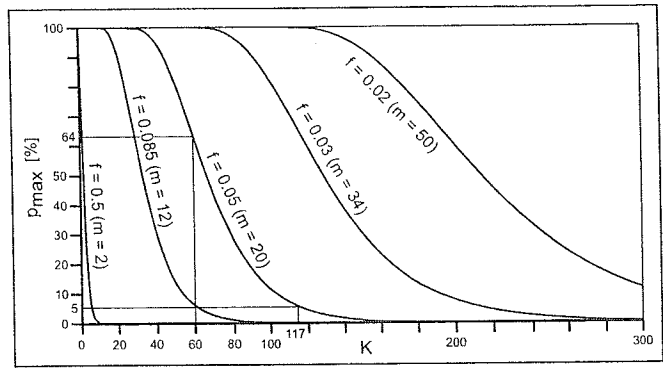


FIG. 3-1- Charte de détermination du nombre minimal de grains à compter sur une lame mince ayant m fractions composantes.

Légende : p_{max} , probabilité de perte d'une fraction ou type de grain dans le comptage ; K , nombre minimum des grains à compter ; f , fraction ou type minéralogique ; m , population totale des fractions minéralogiques présentes dans un échantillon. (D'après Vermeesch, 2004).

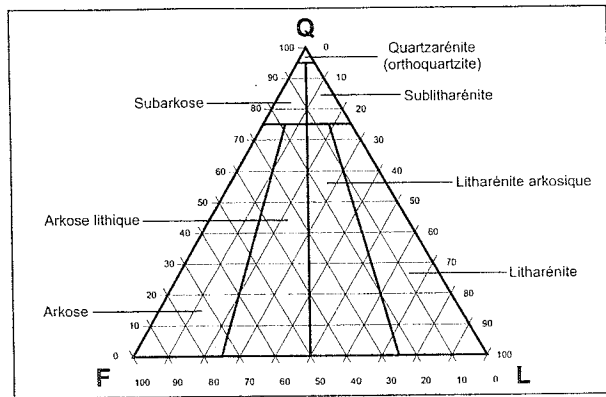
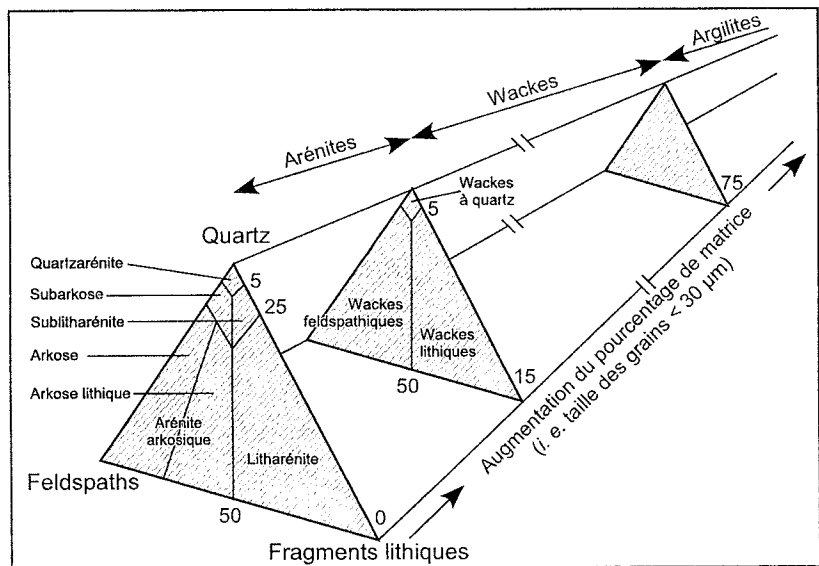


FIG. 3-2- Diagramme triangulaire QFL (QmFLt) de classification des grès. Légende : Q, quartz ; F, feldspaths ; L, fragments lithiques. (D'après Folk *et al.*, 1970 ; Pettijohn *et al.*, 1987).

FIG. 3-3- Diagrammes triangulaires QFL de classification des grès et des wackes.

(D'après Pettijohn *et al.*, 1987, in : Tucker, 1991).



Les wackes sont des roches intermédiaires entre les arénites ($\leq 15\%$ de matrice) et les roches boueuses ($\geq 75\%$ de matrice). Les plus communes sont les greywackes dont on distingue deux types : greywacke feldspathique et greywacke lithique (Fig. 3.3). Une wacke arkosique est une arkose avec plus de 15% de matrice. Une wacke de quartz, roche peu commune, est une wacke à quartz dominant et plus que 15% de matrice. Le problème avec les wackes est l'origine de la matrice, qui peut être primaire, authigénique (ciment diagénétique), ou produit par l'altération diagénétique de minéraux instables (Tucker, 1991).

Outre ces grès terrigènes, il existe des grès particuliers, qui contiennent un composant non-clastique. Ce sont les grès glauconieux (avec des pellets), phosphatés (avec des coprolithes, pellets et fragments d'os) et les calcarénites (grès riches en grains calcaires : oolites et fragments de coquilles) (Tucker, 1991).

Classification des grès basée sur la composition modale

Dans les années récentes, beaucoup d'efforts ont été fait pour mettre en relation la composition détritique d'un grès avec l'environnement tectonique de sa région de provenance. Avec le développement de la théorie de la tectonique des plaques, l'intérêt s'est porté sur l'environnement tectonique en termes des provinces tectoniques (Boggs, 1995).

D'après Dickinson et Suczek (1979), trois types d'environnements tectoniques ou de provinces de provenance des grains des grès ont été identifiés

(Fig. 3.4a) : blocs continentaux, arcs magmatiques et orogènes recyclés.

Les blocs continentaux, composés de cratons stables et de socles soulevés, sont des régions tectoniquement consolidées composées d'anciennes ceintures orogéniques amalgamées et érodées jusqu'à des niveaux profonds. Les arcs magmatiques, incluant les arcs volcaniques continentaux et les arcs insulaires, sont des terrains faits de roches volcaniques et plutoniques, et de sédiments métamorphisés. Les orogènes recyclés sont faits des roches supra-crustales soulevées et déformées, qui forment des chaînes de montagnes, et consistent principalement en sédiments, mais aussi en roches volcaniques et métasédiments (Tucker, 2001).

L'histoire tectonique des régions étudiées peut être interprétée schématiquement comme se rattachant à d'origine de grandes structures géologiques comme des *sags*, rifts, marges passives, bassins en décrochement, des limites océan-océan, continent-océan et continent-continent (Allen et Allen, 1992).

La quantification des grains minéraux et lithiques dans les études de provenance peut se résumer sur la base de deux idées : (1) le concept de pétrofaciès ou province pétrologique, et (2) la relation entre la composition des grès et l'environnement tectonique (Weldje et Von Eynatten, 2004).

Pour les minéraux légers, l'analyse modale des grès considère plusieurs combinaisons de types de grains représentées sur des diagrammes triangulaires (Scasso et Limarino, 1997) (Tableau 3.1).

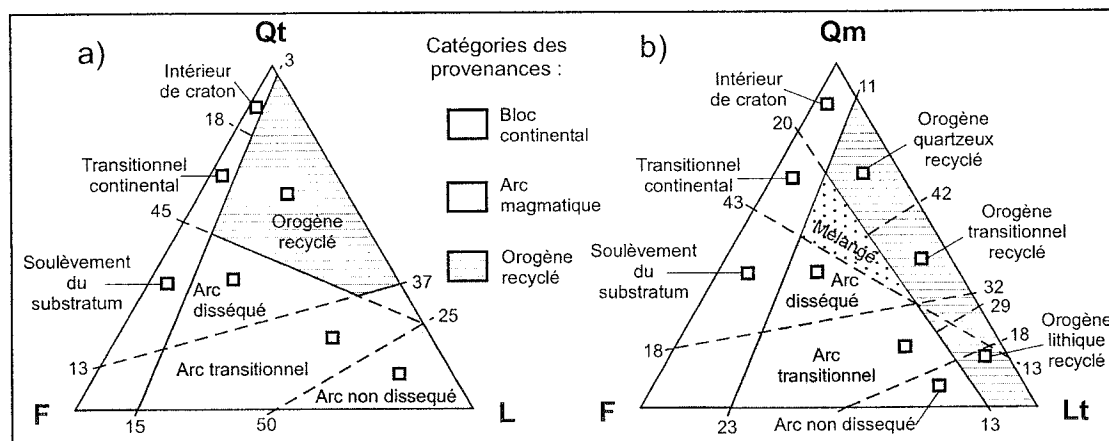


FIG. 3-4- Diagrammes triangulaires QtFL (a) et QmFLt (b) montrant la composition modale de grès dérivés de différents terrains de provenance.

Légende : Qt = Qm+Qp ; L = Lv+Ls+Lsv+Lsm ; Lt = Lv+Ls+Lsv+Lsm+Qp = L+Qp.
(D'après Dickinson, 1985 ; modifié).

Pour éviter des interprétations incorrectes de l'environnement tectonique, d'autres types de composants lithiques et minéraux doivent être considérés, si nécessaire. Ainsi, on utilise occasionnellement : les

agrégats de quartz-mica-chlorite (Lsm) ; les grains de serpentinite (Lu, fragments lithiques ultramafiques) ; les grains de calcaires (Lc, incluant les marbres) micritiques (Cm), sparitiques (Cs), dolomitiques (D), les calcaires

A : Grains quartzeux :

Q = quartz (= Qt)

Qm = quartz monocristallin

Qp = quartz polycristallin

Qt = quartz total = Qm+Qp

B : Grains feldspathiques :

F = feldspath (F = P+K) :

Types de grains : P = Fp, plagioclase ; K = Fk, feldspath potassique

C : Fragments lithiques :

L = lithiques = Lv+Lvm+Ls+Lsm+Lp

Lt = fragments lithiques totales (Lt = Lv+Lvm+Ls+Lsm+Lp+Qp) = L+Qp

Lv = fragments lithiques volcaniques et subvolcaniques

Lvm = fragments lithiques métavolcaniques

Ls = fragments lithiques sédimentaires

Lsm = fragments lithiques métasédimentaires

Lp = fragments lithiques plutoniques

Tableau 3.1. Classification des types des grains employés dans l'étude modale des grès

(d'après Dickinson, 1985 ; Tucker, 2001 ; Trop et Rigway, 1997 ; Vezzoli *et al.*, 2004 ; Zimmermann et Bahlburg, 2003).

extérieurs (CE) et intérieurs (CI) au bassin, et les fragments fossiles (Lcf) ; les grains des roches métamorphiques (Lm) de bas degré (Lm1), de bas à moyen degré (Lm2), de moyen degré (Lm3), de haut degré (Lm4), et de très haut degré (Lm5) ; les grains lithiques granitiques (Lg) ou plutoniques (Lp) ; les grains de mica détritique (M) blanc et autres (biotite, chlorite, ...) ; les minéraux lourds (> 2.9 g/cc) transparents (Ot) et opaques (Op) ; etc. (Von Eynatten et Gaupp, 1999 ; Cibin *et al.*, 2001 ; Le Pera et Arribas, 2001, 2004 ; Garzanti *et al.*, 2004 ; Mader et Neubauer, 2004 ; Vezzoli *et al.*, 2004).

Un diagramme triangulaire QtFL prend en compte tous les grains de quartz (Qm + Qp) et met l'accent sur la

maturité des sédiments (Fig. 3.4a). Le diagramme QmFLt inclut Qp dans les grains lithiques et donne plus de poids à la lithologie de la roche source (Fig. 3.4b) (Tucker, 2001).

Le diagramme QpLvLs ne considère que les fragments lithiques (Fig. 3.5a) et permet de discriminer l'importance relative des sources sédimentaires, volcaniques et métamorphiques. Le diagramme QmFpFk n'implique que les grains minéraux (Fig. 3.5b) et reflète l'importance relative des sources volcaniques et plutoniques. L'utilisation de ces diagrammes permet de discriminer les grès dans les trois grandes catégories de terrains sources ou provenances (Tucker, 2001).

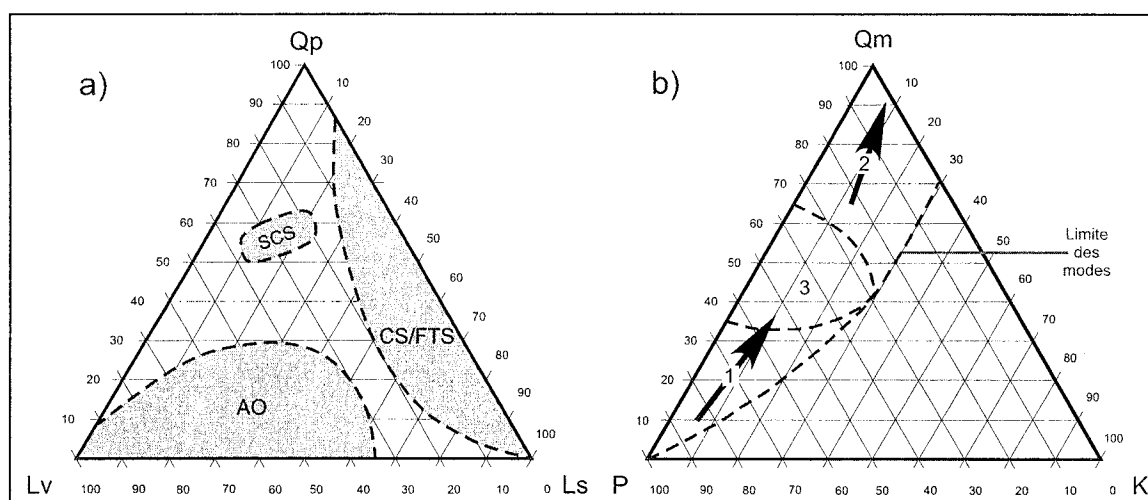


FIG. 3-5- Diagrammes triangulaires QpLvLs (a) et QmPK (b) caractérisant les sources tectoniques.

Sources : SCS, complexe de subduction ; CS, suture de collision ; FTS, anciennes chaînes de chevauchement ; AO, orogène d'arc. Rapports : 1, augmentation du rapport plutonique / volcanique dans les sources d'arc magmatique ; 2, augmentation de rapport maturité / stabilité des sources de bloc continental ; 3, Provinces volcaniques circumpacifiques. (D'après Dickinson et Suezek, 1979).

Le diagramme LmLvLs+C (Fig. 3.6) ne prend en compte que les fragments lithiques métamorphiques (Lm), volcaniques (Ls) et sédimentaires (incluant les calcaires, Ls+C). Il permet également de discriminer la lithologie de la zone source (Valloni, 1985 *in* : Di Giulio *et al.*, 2003). En plus, ce diagramme sert à la classification des grès en phyllarénites, volcarénites et sédarénites, quand les abondances des fragments lithiques Lm, Lv et Ls dépassent les 50 % (Tang *et al.*, 1997).

Dans les diagrammes triangulaires, la représentation la plus fréquente des modes détritiques est sous forme de polygones qui contiennent la moyenne des données comme centre de gravité, et dont les bords sont placés à la distance d'un écart type ($\pm 1\sigma$) à partir de la moyenne (Cibin *et al.*, 2001).

En plus de ces diagrammes triangulaires, il est toujours possible de créer d'autres diagrammes dans lesquels on peut mettre en évidence, avec la combinaison des modes détritiques, un aspect particulier : comme par exemple, l'importance du régime climatique en étudiant la composition de grès dérivés des roches similaires (avec un diagramme triangulaire QFL, Suttner *et al.*, 1981 ; Basu, 1985 *in* : Tucker, 2001) ; la différenciation des types d'arcs magmatiques source (avec un diagramme QFL, Kumon *et al.*, 1992 *in* : Nishiwaki, 2000) ; une collision arc-continent et l'exhumation progressive de l'arc continental (avec un diagramme LsLm1Lm2, Dorsey, 1988) ; l'exhumation d'une séquence ophiolitique et de sa couverture sédimentaire marine (avec un diagramme Lp+iQF-Lvm-rC+Lsm, Calvo, 2003) ; des processus de rupture mécanique ou d'abrasion sélective pendant le transport (avec un diagramme LpLsLm, Le Pera et Arribas, 2004) ; etc.

2. 3. Nature des grains : types et altérations

2. 3. 1. Introduction

Trois grandes familles de roches constituent l'ensemble de la lithosphère terrestre : les roches magmatiques, sédimentaires et métamorphiques. La pétrologie, science qui s'occupe de la description des composants (nature), de leur abondance relative et de leurs relations texturales, a pour but de révéler l'histoire des roches (Hébert, 1998).

2. 3. 2. Description systématique des macro échantillons

Quelle que soit son origine (magmatique, sédimentaire ou métamorphique), la description d'un échantillon passe par une succession d'observations standard qui peuvent varier légèrement d'un groupe de roches à l'autre.

Pour classer et nommer les macro-échantillons, la méthode générale de travail tient compte des observations suivants : la couleur, la taille des grains, le classement par taille, la composition, la forme des grains, la texture et quelques autres critères (Hébert, 1998). La couleur donne une idée approximative de la composition chimique et minérale d'un échantillon.

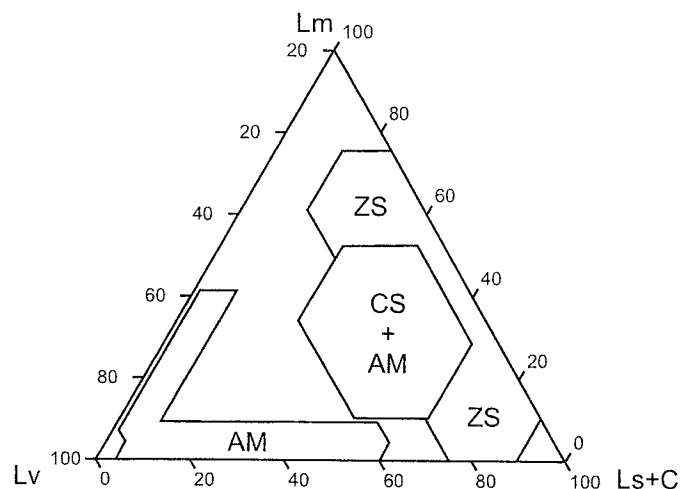


FIG. 3-6- Diagramme triangulaire LmLvLs+C de classification des terrains tectoniques sources.

Légende : Terrains : AM, arc magmatique ; CS, complexe de subduction ; ZS, zone de suture (suture belt). Fragments lithiques : Lm, métamorphiques ; Lv, volcaniques ; Ls, sédimentaires ; C, calcaires. (D'après Valloni 1985 *in* : Di Giulio *et al.*, 2003).

Pour les roches sédimentaires, la nomenclature est basée sur la taille des grains, des minéraux ou des fragments lithiques. Le classement par taille des grains, principalement utilisés dans l'identification des roches sédimentaires, est basé sur les relations entre les différents grains de la roche. Avec la composition d'une roche, on identifie la nature de leurs constituants : grains minéraux, éléments lithiques, fossiles, ou encore vacuoles. Pour les roches sédimentaires, dans la forme des grains, on distingue les éléments anguleux, subanguleux, subarrondis et arrondis (Boggs, 1995). Pour définir la texture, on décrit les relations spatiales entre les grains des roches. Les contacts entre grains donnent des critères de degré de compaction et du régime mécanique qui a affecté la roche. Parmi les autres critères il faut considérer les structures sédimentaires d'érosion, de sédimentation, de bioturbation et de diagenèse ultérieure (Hébert, 1998 ; Foucault et Raoult, 1995).

2. 3. 3. La pétrographie microscopique

Introduction

Les compositions précises des roches sédimentaires, en particulier des grès et calcaires, sont obtenues à partir d'études microscopiques en utilisant la technique de comptage de points Gazzi-Dickinson. La taille, la forme et l'orientation des grains des roches consolidées sont mesurées dans des lames minces en utilisant des lentilles oculaires micro graduées (Tucker, 1991). On détermine les relations texturales et les propriétés optiques des minéraux en examinant en lame mince une roche et ses minéraux transparents. L'isotropie, l'anisotropie et l'extinction, la biréfringence, le signe optique et l'élongation sont les principales propriétés optiques (Dana, 1985).

Les grains minéraux et leur stabilité

Dans un sédiment clastique tel qu'un grès, les minéraux et fragments de n'importe quelle type de roche se présentent comme des grains. L'abondance d'un grain minéral dans une roche sédimentaire dépend de sa disponibilité dans la zone source et de sa stabilité mécanique et chimique (Tucker, 1991 ; Di Giulio *et al.*, 2003). Elle dépend aussi des grands facteurs qui contrôlent le transport de la charge sédimentaire depuis la zone source vers les sites de dépôt : aire, relief, climat et lithologie (Vezzoli *et al.*, 2004).

Certains minéraux et types de roches sont plus stables que d'autres : ainsi, le nombre de certains types de grains peut éventuellement être relativement petit par rapport aux autres (Tucker, 1991).

Le signal original de provenance des sédiments peut être masqué par l'altération dans la zone source (avant que les sédiments ne soient incorporés dans le système de transport), par l'abrasion mécanique pendant le transport, par l'altération pendant les périodes de transit dans les zones d'inondation, par des processus hydrauliques pendant le transport et le dépôt finale, par la diagenèse pendant l'enfouissement, et par l'altération dans l'affleurement (Morton et Hallsworth, 1999).

Concernant l'abrasion des sédiments pendant le transport, en particulier dans des sédiments à granulométrie hétérogène, plus les particules sont petites, plus elles s'érodent rapidement : l'abrasion est par ailleurs contrôlée par la lithologie et la vitesse des particules (Attal, 2003). La stabilité mécanique des roches et de ses minéraux constitutifs pendant l'abrasion est fonction de la dureté des minéraux, de leur taille et de leur cohésion dans la roche, et de la présence de zones de faiblesse potentielles (clivage pour les minéraux, schistosité, foliation, stratification, diaclases pour les roches) (Tucker, 1991 ; Attal, 2003).

En fonction de leur stabilité chimique, les minéraux peuvent être ordonnés en une série allant du plus au moins stable, tant en surface que lors de l'enfouissement. Pour les minéraux légers cet ordre est : rutile, zircon, quartz, tourmaline, chert, microcline, orthoclase, muscovite, plagioclase, biotite, hornblende, pyroxène, olivine. Pour les minéraux lourds : la séquence est : rutile, tourmaline, zircon, grenat, apatite, staurotide, disthène (kyanite), épidote, amphibole, andalousite, sphène, pyroxène, sillimanite, olivine (Kowalewski et Rimstidt, 2003 ; Tucker, 1991 ; Morton *in* : Rimington *et al.*, 2000).

Le climat régnant pendant la sédimentation est important : la dissolution minérale est plus intense dans les régions chaudes et humides que dans les régions chaudes et sèches ou dans les régions polaires. De plus, le relief de la zone source est aussi important ; dans les zones à bas relief et climat chaud et humide, le quartz peut être le seul grain minéral résistant à l'érosion et au transport ; et dans les zones soumises à une intense altération, seuls restent les quartz, les bauxites et les latérites.

Dans une zone de haut relief, même si l'altération est extrême, quelques grains instables pourront toujours être libérés par l'érosion et transportés vers les bassins (Tucker, 1991).

Les particules détritiques

Dans les roches clastiques terrigènes, les particules détritiques comprennent six catégories : quartz, feldspath, fragments lithiques, micas et argiles, minéraux lourds, et autres constituants (Tucker, 1991). On précise ci-dessous les critères cristallographiques et d'altération grâce auxquels on a défini et quantifié les espèces minérales étudiées.

Le quartz

Le quartz est le minéral le plus commun dans les grès : étant relativement dur, sans clivage et sans maclage, il est très stable mécaniquement et peut survivre à une usure considérable pendant le transport. La majeure partie du quartz dérive de roches plutoniques granitiques, de gneiss acides et de schistes. On distingue les quartz monocristallins (Qm) et polycristallins (Qp). Les Qm peuvent être identifiés par leur extinction et par leurs inclusions (Tucker, 1991 ; Kerr, 1977).

Les Qm avec une extinction uniforme (non ondulée) sous LPA (lumière polarisée analysée) ont été considérés comme d'origine volcanique ou plutonique, tandis que ceux avec extinction ondulée, et éventuellement avec des fractures, ont été considérés comme d'origine métamorphique en accord avec Basu *et al.* (1975) et Kwon et Boggs (2002).

Les quartz dérivés de roches volcaniques sont typiquement des Qm à extinction unique et sans inclusions. Les quartz de veines hydrothermales peuvent être Qm ou Qp (de grande taille), avec des vacuoles remplies de fluides. Les Qm dérivant d'une source métamorphique montrent typiquement plusieurs cristaux, généralement allongés, avec une orientation cristallographique préférentielle (Tucker, 1991).

Les cherts

Un chert est une roche siliceuse, d'origine chimique ou biochimique, formée surtout de calcédoine et/ou d'opale, regroupant les chailles, les silex et les jaspes (Foucault et Raoult, 1995). À cause de la diagenèse, la silice amorphe est transformée en quartz (Shimizu *et al.*, 2001). Les bancs et nodules de chert contiennent trois types de silice : micro-quartz (cristaux de quartz uniformes de quelques microns de diamètre), méso-quartz (cristaux de quartz avec une taille de 500 microns ou plus) et calcédoine (variété fibreuse microcristalline, radiale, composée des cristaux de quartz longs quelques dizaines à quelques centaines de microns) (Tucker, 1991).

Dans notre travail sur les sédiments de la COE, ont été considérés comme cherts les agrégats polycristallins de

quartz de taille généralement inférieure à celle des grès, (inférieure à 62 microns).

Sous le microscope on a reconnu trois types de cherts : les macro cherts (avec des micro quartz de 30 à 62 microns), les cherts moyens (micro quartz de 15 à 30 microns) et les micro cherts (micro quartz de moins de 15 microns). Dans le cas fréquent de cristaux de feldspaths extrêmement altérés, silicifiés et chertifiés lors de la diagenèse, les grains ont été considérés comme des feldspaths, si quelques restes de leur structure cristalline, clivage ou macles ont été reconnus. Parfois, on a rencontré des fantômes et des spicules des radiolaires dans les microcherts et cherts moyens.

Les feldspaths

Les feldspaths sont mécaniquement et chimiquement moins stables que le quartz. Ils ont un fort clivage et une tendance à être hydrolysés (action de l'acide carbonique sur des minéraux riches en cations, Cojan et Renard, 1999 ; Tucker, 1991). Leur altération chimique typique réside en leur remplacement par des minéraux argileux (pseudomorphes si l'altération est complète), tels que séricite, kaolinite et illite, et parfois des minéraux silicatés néoformés tels que l'albite (Dickinson et Lawton, 2001). Une altération faible des feldspaths leur confère une allure poussiéreuse. Le remplacement des feldspaths par de la calcite est aussi commun (Wilson et al., 2000). Les feldspaths potassiques sont plus stables que les plagioclases, qui sont donc plus altérés dans les zones sources (Tucker, 1991).

En particulier, lors de la dégradation du pétrole dans des réservoirs gréseux subarkosiques à albite, l'augmentation de l'acidité peut provoquer la dissolution de l'albite et la cristallisation de la kaolinite (Ehrenberg et Jakobsen, 2001).

Sur le terrain, les greywackes montrent souvent un aspect caractéristique poussiéreux lié à leur présence. Une fois déposés, la nature boueuse de la matrice protégerait les feldspaths des effets de dissolution intra-couches (Nwajide et Hogue, 1982).

Le microcline est identifiable en lame mince par ses macles répétées d'albite et péricline qui lui donnent un aspect finement quadrillé (Tucker, 1991).

L'orthoclase (de dureté = 6) est reconnaissable par sa couleur de biréfringence similaire au quartz, ses macles de Carlsbad, son aspect poussiéreux et par son altération partielle en kaolinite ou séricite (Dana, 1985 ; Tucker, 1991).

Les plagioclases sont couramment identifiés par leurs macles polysynthétiques. À cause de leur plus grande stabilité, les albites sont plus communes que les anorthites, lesquelles sont altérées en albite pendant leur diagenèse (Dana, 1985 ; Kerr, 1977 ; Tucker, 1991).

Aussi bien les feldspaths potassiques que les plagioclases sont identifiables sous LPA par les angles que forment, leurs macles à l'extinction à partir de leur position d'éclairement cristallin commun.

On utilise les méthodes de Michel-Levy et de Wright, pour les plagioclases maclés albite, et albite-Carlsbad, respectivement (Hébert, 1998 ; Kerr, 1977 ; Nathan, 1998 ; Roubault, 1963).

Une autre méthode employée pour différencier les feldspaths potassiques (Fk) des plagioclases (Fp) est l'utilisation d'une liquide colorant (alzarine rouge) pour colorer en rouge les Fk (Dana, 1985 ; Kwon et Boggs, 2002).

Les fragments lithiques

Dans les grès, les fragments lithiques sont : (a) des roches sédimentaires fines (Ls) et méta-sédimentaires (Lsm), telles que les argiles, les silts, les pélites, les ardoises, et les micaschistes, (b) des roches sédimentaires siliceuses tel que les cherts, et (c) des roches ignées telles que les roches volcaniques (Lv : Tucker, 1991).

Dans notre travail au microscope, nous avons reconnu dans les fragments lithiques : des argiles (laminées, à séricite), des ardoises (à séricite), des schistes (à séricite, à muscovite, crénelés), des calcaires (micritiques, sparitiques, laminés), des cherts (micro, moyen et macrocherts), des calcarénites (souvent fossilifères), des laves (micro-granulaires, microlithiques, vitreuses, hipidiomorphes granulaires), des verres volcaniques (parfois altérés), des quartzites, des grès, des gneiss et des ponces.

Les micas et les argiles

Les pylosilicates sont communs dans la matrice des sédiments clastiques et constituent en particulier les principaux composants des roches boueuses (Tucker, 1991).

Les biotites et muscovites ont l'aspect de minéraux allongés, alignés le long des laminations et des stratifications. Elles sont dérivées des roches ignées mais spécialement des schistes et des phyllites. Même si la biotite est plus commune dans les roches sources, la muscovite étant plus stable chimiquement, est plus fréquente. Les deux sont facilement identifiées par leur nature aplatie, leur couleur et leur extinction parallèle. La biotite a une pléochroïsme café-vert qui cache ses vraies couleurs d'interférence : tandis que la muscovite est incolore en LP, mais a des couleurs d'interférence du second ordre en LPA (Tucker, 1991). La chlorite, avec un pléochroïsme vert et de fortes couleurs vertes d'interférence (Shelley, 1975), remplace les fragments altérables tels que les grains volcaniques (Tucker, 1991).

Les minéraux argileux sont rarement identifiables à l'aide d'un microscope polarisant. Tous les groupes minéraux sont représentés dans les grès : kaolinite, illite, chlorite, smectite, et minéraux interstratifiés (Tucker, 1991).

La matrice

Dans certains grès, la plus grande partie de la matrice est générée par l'altération et la compaction des grains instables (Tucker, 1991). Elle est composée de grains minéraux et lithiques d'une taille trop petite pour être identifiés au microscope polarisant.

Leur nature peut être clastique, chimique, organique et/ou diagénétique. Un des principaux composants des matrices des grès de la COE est la smectite, une argile résultant de l'altération et diagenèse des minéraux silicatés. Presque incolore sous LP, elle a des couleurs d'ambre, verdâtres à café en LPA.

Pour classer un sédiment clastique comme un grès ou une greywacke, on a calculé l'abondance relative de la matrice en incluant les minéraux argileux, les sédiments boueux et les minéraux opaques secondaires, produits de l'altération et de la recristallisation.

Les minéraux opaques

Les minéraux opaques, dits noirs sous le microscope à lumière transmise, sont généralement le produit de l'altération de minéraux mafiques, de la circulation des fluides et de leur recristallisation dans la matrice et dans les espaces poreux. Ils sont reconnus sous le microscope à lumière réfléchie généralement pour leur aspect poussiéreux.

Parmi ces minéraux on a distingué : le leucoxène (noir bleuâtre), la limonite (rouge jaunâtre-café), l'hématite (rouge intense), les oxydes de fer amorphes (noirs), la pyrite (noir doré, avec quelquefois son aspect cubique), et la matière organique (poudre, noir-café) (Kerr, 1977).

Les minéraux lourds

Ces grains accessoires sont présents avec des concentrations de moins de 1%. Ce sont principalement des silicates et oxydes (opaques) : beaucoup sont très résistants à l'altération chimique et à l'abrasion mécanique (Rimington et al., 2000). Les minéraux lourds non-opaques les plus communs sont : apatite, épidote, grenat, rutile, zircon, staurolite et tourmaline ; les opaques sont : ilménite et magnétite. La proportion des minéraux lourds les plus stables (rutile, tourmaline et zircon) (Morton et Hallsworth, 1999) peut être utilisée comme un indice de maturité des grès (Tucker, 1991), ainsi que comme critère de provenance (Ruiz, 2002 ; Ruiz et al., 2002, 2004) pour les sédiments crétacés et tertiaires de la Zone Subandine d'Équateur.

Dans les sédiments gréseux de la COE, ont été identifiés le zircon et l'apatite, et rarement l'épidote, le sphène, le rutile, l'olivine et les amphiboles telles que la glaucophane.

En lames minces, les propriétés optiques du zircon sont incolore ou pâle, haut relief et biréfringence, extinction parallèle, forme prismatique, et pour l'apatite incolore, relief modéré, faible biréfringence (gris-noir du premier ordre), extinction parallèle et une forme hexagonale ou prismatique (Kerr, 1977 ; Dana, 1985).

Les autres constituants

Parmi les autres constituants des sédiments clastiques, on observe des fragments de fossiles, des grains de calcaire

ou rarement de dolomite, des grains non-squelettiques (oolithes, pellets et intraclasts), des grains squelettiques phosphatés (fragments d'os), glauconite et chamosite (Tucker, 1991).

Dans les lames minces des sédiments clastiques fins et calcaires, on n'a rencontré que des microfossiles (foraminifères planctoniques et benthiques, calcisphères, radiolaires et palynomorphes), des fragments de bivalves, des fragments d'algues, des spicules et morceaux d'éponges, des grains de calcaires, et rarement des silts et argiles phosphatés, de la glauconite et de la chamosite.

Dans les calcarénites on a rencontré une grande abondance de fragments des bivalves et de microfossiles (foraminifères et calcisphères), fragments d'arthropodes et d'oursins, fragments d'algues et d'éponges, grains de calcaires, de silts et d'argiles phosphatés, et rarement de la glauconite.

2. 3. 4. La pétrographie macroscopique : les galets des conglomérats

En complément de la pétrographie microscopique, l'analyse des pétrofaciès utilisant les galets des conglomérats peut aider à caractériser la composition des zones sources, la paléogéographie et la géodynamique de la zone source et du bassin.

Toro et Marocco (1994) ont ainsi montré (Fig. 3.7), que la composition modale des galets des Conglomérats El Morro, de l'Éocène supérieur de la péninsule de Santa Elena, zone côtière de l'Équateur, (71 % de cherts griss, 12 % de roches métamorphiques, 10 % de quartz et 7 % de grès) indique une source composée d'un substratum océanique sédimentaire soulevé et d'un orogène métamorphique soulevé et érodé.

Comme les galets impliquent des distances de transport plus courtes que les grains gréseux, ils peuvent être utilisés pour déterminer des sources proximales (Wandres et al., 2004).

Pour les sources granitiques, il faut toujours bien différencier les galets venant effectivement de la zone source, de ceux recyclés d'autres conglomérats en général dérivés d'une source proximale saprolithique (*corestones* de Ryan et al., 2005).

Les variations verticales de la composition des galets apportent une information directe sur la nature de la source, et peuvent éventuellement donner une image inversée de la stratigraphie de la zone source (Colombo, 2000 ; Dickinson et Lawton, 2001).

Une autre manière de caractériser une zone source est d'utiliser un diagramme triangulaire dont les sommets représentent des catégories lithologiques spécifiques et qui aident à mettre en évidence une évolution temporelle

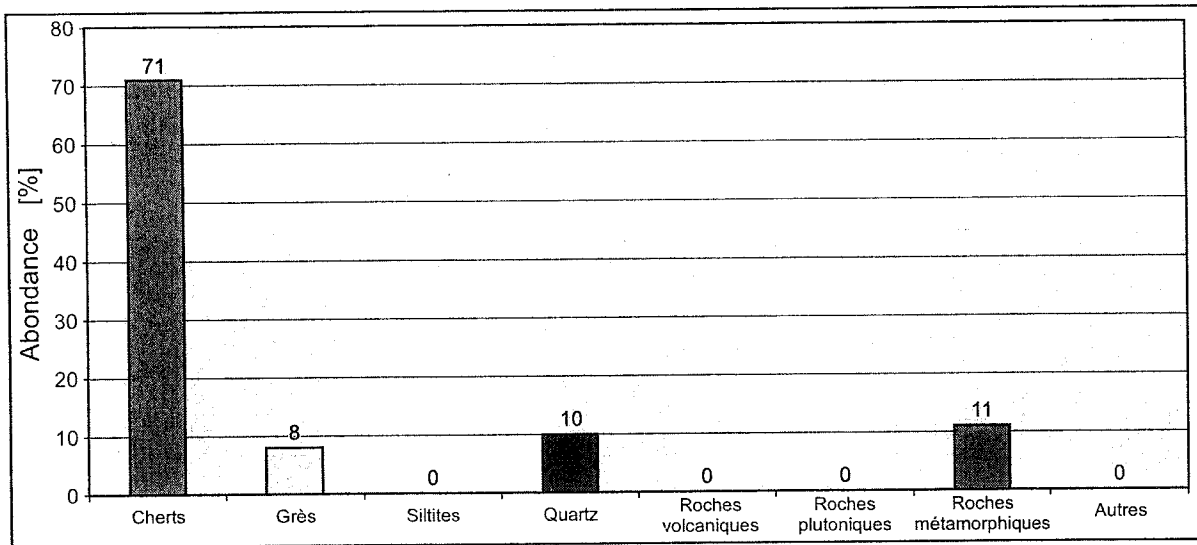


FIG. 3-7- Composition lithologique modale moyenne des galets du Conglomérat El Morro, Éocène supérieur, Équateur.

Localisation : péninsule de Santa Elena, zone côtière SO d'Équateur. N = nombre de bancs de conglomérats étudiés = 8 ; n = nombre moyen de galets analysés pétrographiquement = 60. (D'après Toro et Marocco, 1994).

(Cavazza et Ingersoll, 2005) grâce à un diagramme LmLpLs (fragments lithiques métamorphiques, pluto-niques et volcano-sédimentaires).

Pour effectuer ce travail, on a échantillonné certains bancs de conglomérats dans la COE, en comptant entre 70 et 120 galets, en fonction de leur nature pétrographique et de la cimentation des bancs. Horton *et al.* (2002) suggèrent de compter entre 100 et 125 galets.

2. 4. L'analyse des paléocourants

2. 4. 1. Introduction

La détermination des paléocourants se fait à partir des structures sédimentaires préservées dans les dépôts. Celles-ci permettent de restituer les paléopentes, en complément aux cartes d'isopaques (Cojan et Renard, 1999).

Les sédiments déposés par des courants de tractions préservent fréquemment les structures sédimentaires comme les rides ou ripples, les laminations croisées

(cross-beds), l'imbrications des galets, l'orientation des flûtes. Ces structures, et d'autres comme les marques d'objets, montrent des traits directionnels à partir desquels les anciennes directions d'écoulement de fluides peuvent être déterminées (Boggs, 1995).

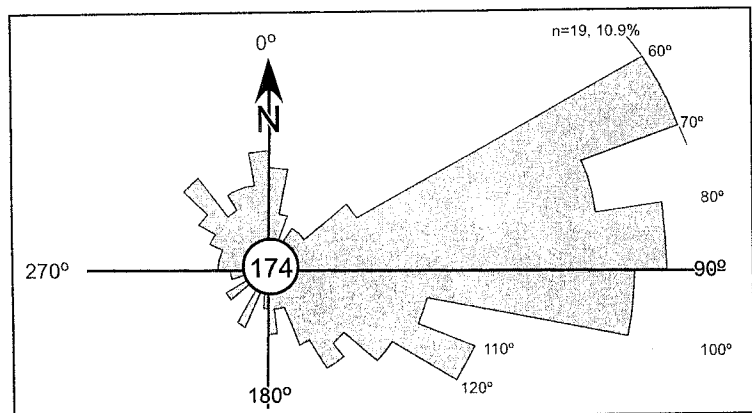
2. 4. 2. Les mesures de paléocourants, leur correction et leur représentation

L'orientation des structures sédimentaires directionnelles est déterminée sur le terrain avec une boussole en les mesurant à partir des affleurements et couches, lorsque cela est possible (Boggs, 1995).

Les données directionnelles doivent être traitées statistiquement pour révéler les traits directionnels primaires et secondaires. Les données directionnelles sont ensuite représentées sur des histogrammes circulaires ou rosaces (Boggs, 1995).

FIG. 3-8- Tendence bidirectionnelle et bimodale des galets imbriqués des conglomérats de la Fm. Tiyuyacu supérieur de l'Éocène supérieur.

Carrière Azul. Zone Subandine Nord, Équateur. (D'après Marocco *et al.*, 1997).



Pour bien définir les directions des paléocourants prélevés dans les structures sédimentaires des couches à forte pente, il est nécessaire de corriger l'effet de l'inclinaison. On considère qu'il est nécessaire de déterminer les positions réelles des structures en basculant les couches à l'horizontale sur un canevas de Wulff, si les structures linéaires, flûtes ou grooves, sont enregistrées dans des bancs à pendage supérieur à 25° et pour les structures planaires, laminations entrecroisées ou autres, si elle sont observées dans des couches à pentes plus fortes que 15°, (Tucker, 2001, 2003).

Cette procédure, nommée retro-déformation, est une routine appliquée aux strates pentées. S'il n'existe pas d'évidences d'une déformation pénétrative, on effectue la restauration par basculement simple autour de l'axe du pli.

Si une couche a été préalablement plissée et puis basculée de plus de quelques dizaines de degrés on corrige le basculement de la couche plissée puis on la déplie (Bradley et Hanson, 2002).

Dans notre travail de terrain dans la COE, on a choisi de mesurer les structures sédimentaires présentes dans les couches les moins pentées, en évitant au maximum de recourir à la retro-déformation.

2.4.3. Signification paléoenvironnementale des paléocourants

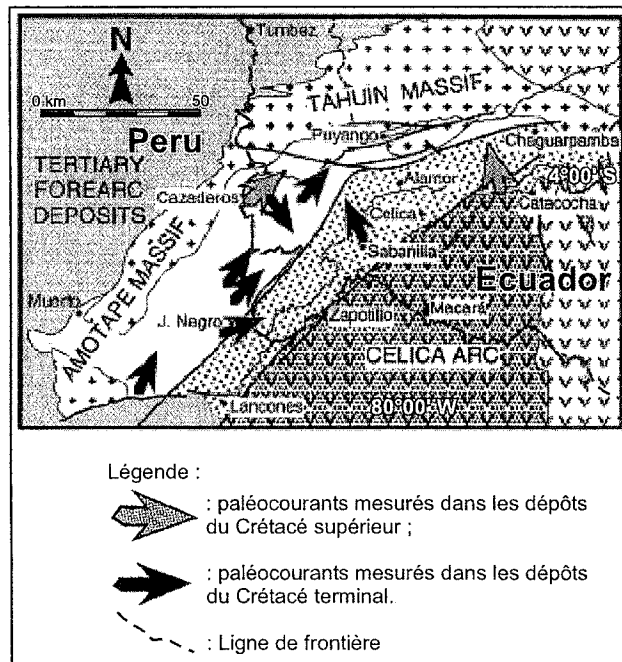
Les directions locales de paléocourants peuvent avoir une signification environnementale importante (voir Tableau 3.2).

Environnement	Structures directionnelles	Modèle de dispersion
Fluviale	Laminations entrecroisées, rides, chenaux et «parting lineation»	Unimodal en direction de la pente. La dispersion reflète la sinuosité de la rivière
Deltaïque	Laminations entrecroisées, rides, chenaux et «parting lineation»	Unimodal en direction de la mer ouverte. Bi- ou polymodale si les processus de dispersion marine sont importants.
Plate-forme marine	Laminations entrecroisées, rides, orientation des fossiles, flûtes et grooves à la base des couches de tempêtes	Bimodal commun s'il existe des courants tidiaux normaux ou parallèles à la côte Unimodal et/ou polymodal
Bassin turbiditique	Flûtes, grooves, parting lineation, rides	Unimodal commun. Parallèle à la pente ou à l'axe du bassin pour les turbidites, et parallèle à la pente du bassin pour les contourites.

Tableau 3.2. Modèles des paléocourants des principaux environnements sédimentaires en fonction des structures sédimentaires. (D'après Tucker, 2001 ; Boggs, 1995).

FIG. 3-9- Distribution régionale des paléocourants mesurés dans les sédiments clastiques du Crétacé supérieur, bassins Celica-Lancones et Paita-Yunguilla, SO de l'Équateur et NO du Pérou.

Légende : a) : paléocourants mesurés dans les dépôts du Crétacé supérieur ; b) : paléocourants mesurés dans les dépôts du Crétacé terminal ; c) : Ligne de frontière. (D'après Jaillard *et al.*, 1999; modifié).



Le grand intérêt de ces données de paléocourants est que, reportées sur une carte régionale (Fig. 3.9), elles permettent de repérer les directions d'apport et la localisation des zones sources comme par exemple dans le Crétacé supérieur du bassin Celica-Lancones en Equateur (Jaillard *et al.*, 1999).

2. 5. L'analyse texturale des grès

Deux caractères importants des sédiments silicoclastiques sont leur structure et leur texture. La texture sédimentaire d'une roche clastique terrigène reflète les processus de dépôt. Leur étude implique de connaître la taille des grains (paramètres granulométriques), leur morphologie, la texture de leur surface et la fabrique des sédiments (Tucker, 2001).

2. 5. 1. La granulométrie

La granulométrie est un attribut fondamental et une des propriétés descriptives des roches sédimentaires silicoclastiques. Trois aspects de la taille des grains sont abordés dans son étude : (1) la technique de mesure et l'expression de la taille de grains dans une échelle appropriée ; (2) les méthodes résumant et présentant de grandes quantités de données de manière graphique ou statistique, et (3) la signification génétique de ces données (Boggs, 1995).

La méthode granulométrique

Pour caractériser la texture des sédiments gréseux de la COE on a choisi la méthode granulométrique sur lame mince. Cette méthode permet d'effectuer la mesure de la taille des grains, la représentation statistique des données (détermination des quartiles, calcul des paramètres statistiques), et finalement la représentation et l'interprétation de ces paramètres sur des diagrammes de corrélation.

La mesure des tailles de grains

Bien qu'il existe diverses méthodes de mesure de la taille des grains des sédiments consolidés et non consolidés, nous avons choisi la méthode de mesure sur lame mince adaptée aux échantillons consolidés. On utilise, en général, la même méthode d'étude employée pour la pétrographie microscopique sur lames minces (Gazzi-Dickinson). Pour le comptage on a suivi les recommandations de Hutchison (1974) et McManus (1991) de compter au moins 150 à 250 grains. Pour effectuer les mesures de taille de grain on a utilisé une grille micro-graduée montée sur un des oculaires. Par convention, on a mesuré la taille des grains selon leur axe majeur.

La nature des grains comptés est en relation directe avec l'abondance relative de chaque grain minéral et lithique, mais en respectant l'ordre d'altération minéral, c'est-à-dire l'ordre de cristallisation des minéraux silicatés (série de Bowen, améliorée par Kowaleswki et Rimstidt (2003). Ainsi, lorsque l'échantillon était une quartzarénite ou une sublitharénite, on a mesuré d'abord les grains

les plus résistants (quartz métamorphiques, plutoniques et volcaniques), puis les grains moins résistants (grains lithiques quartzeux, quartzites, gneiss, ...). Lorsque l'échantillon était une litharénite, on a mesuré en respectant l'ordre suivant : quartz, plagioclases frais, grains lithiques quartzeux, et finalement les autres grains lithiques en évitant de mesurer les grains altérés. Si l'abondance des grains de quartz était suffisante, on n'a mesuré que la taille des grains les plus résistants, tenant en compte du concept d'équivalence hydraulique proposé par Paphitis *et al.* (2002).

L'échelle de la taille des grains

En raison du large spectre de tailles des grains qui composent les roches sédimentaires, les échelles géométriques ou logarithmiques sont utilisées. L'échelle la plus utilisée par les géologues est l'échelle Udden-Wenwordth, proposée par Udden (1898) et modifiée par Wenwordth (1922). C'est une échelle géométrique qui considère que chaque valeur est deux fois supérieure à la précédente. Cette échelle considère quatre catégories de tailles de grain : rudites, grès, silts et argiles (Chamley, 1987).

Classification des roches clastiques selon la taille des grains

Presque tous les auteurs admettent que tous les sédiments détritiques sont constitués d'un mélange trimodal (ternaire). Ce fait justifie que dans les échelles granulométriques il n'existe que trois types texturaux, rudites, grès et argiles, et que les pourcentages inférieurs à 25% n'ont pas d'importance (Mingarro et Ordóñez, 1982).

Pour classer les sédiments gréseux plusieurs diagrammes triangulaires sont proposés. Ils considèrent la répartition des grains minéraux et lithiques en trois catégories de tailles : grès, silts et argiles (Chamley, 1987).

Les paramètres statistiques

Lorsqu'on a obtenu la distribution granulométrique d'un sédiment, elle peut être utilisée pour caractériser le sédiment au moyen de divers paramètres statistiques : (1) centralisation [moyenne ou grain moyen (mean grain size), médiane (median), et mode] ; (2) dispersion [étendue, écart-type ou classement ou déviation standard (sorting) ou triage, coefficient de variation, et indice de bimodalité] ; et (3) indicateurs de forme [asymétrie (skewness) et coefficient d'aplatissement (kurtosis)] (Friedman et Sanders, 1978 ; Chamley, 1987 ; Andreff, 1993 a,b).

Tous ces paramètres statistiques peuvent être obtenus d'une manière mathématique (à partir des moments statistiques) ou graphique. Pour les sédiments gréseux de la COE, analysés sur lames minces, on a décidé d'appliquer le méthode graphique de détermination des divers paramètres de distributions de fréquences simples et cumulées à partir desquels on peut calculer les paramètres statistiques.

Les box-plots (ou boîtes à moustaches)

Une box-plot est construite sur l'axe des valeurs de la variable X. Il est constitué d'une "boîte", contenant des points proches (voir Fig. 3.10), des points éloignés et des points très éloignés. L'intérêt de ce schéma est de visualiser, d'un seul coup d'œil, les caractéristiques d'une distribution : son asymétrie, sa dispersion, les valeurs suspectes et les extrêmes, et aussi, de permettre grâce à une carte des box-plots, de comparer plusieurs distributions associées à un même caractère (Andreff, 1993 a,b).

Pour cela, on définit les limites inférieure q_1 (le premier quartile) et supérieure q_3 (le troisième quartile), autour de la médiane $Md = Me$, la limite inférieure (A_i) des points proches inférieure, la limite supérieure (A_s) des points

proches supérieurs, la limite inférieure (B_i) des points éloignés inférieurs, la limite supérieure (B_s) des points éloignés supérieurs.

$$A_i = q_1 - 1,5 (q_3 - q_1) ; A_s = q_3 + 1,5 (q_3 - q_1) ; B_i = q_1 - 3 (q_3 - q_1) ; B_s = q_3 + 3 (q_3 - q_1).$$

Les points proches inférieurs sont ceux situés entre A_i et q_1 , les points proches supérieurs, ceux situés entre A_s et q_3 . Les points éloignés inférieurs sont ceux situés entre A_i et B_i , et les points éloignés supérieurs, ceux situés entre A_s et B_s . Les points dits très éloignés inférieurs sont ceux situés entre B_i et la valeur minimale, et les points très éloignés supérieurs, ceux situés entre B_s et la valeur maximale de la distribution (Andreff, 1993a).

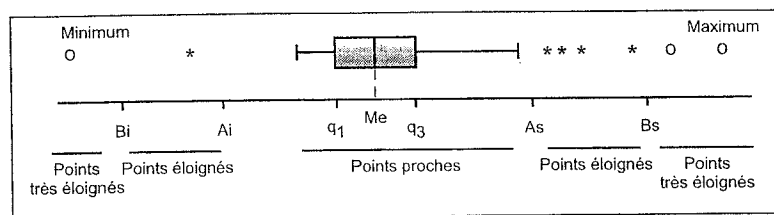


Fig. 3-10- Box-plot montrant les points proches, éloignés et très éloignés d'une distribution statistique à variable discrète X.
Légende : o, valeurs très éloignées ; *, valeurs éloignées. A_i , limite inférieure des points proches inférieurs ; A_s , limite supérieure des points proches supérieurs ; B_i , limite inférieure des points éloignés inférieurs ; B_s , limite supérieure des points éloignés supérieurs; max, valeur maximale de taille de grain ($q_{max} = q_{100\%}$) ; Md, médiane de la distribution ($Me = q_2 = q_{50\%}$) ; min, valeur minimale de taille de grain (q_{min}) ; q_1 , le premier quartile ($q_{25\%}$) ; q_3 , le troisième quartile ($q_{75\%}$). (D'après Andreff, 1993a,b; modifié).

2. 5. 2. L'analyse texturale

Les paramètres texturaux considérés sont la taille moyenne des grains et leur arrondi ; ils informent sur les aspects géologiques suivants : type de source, distance relative entre source et dépôt, processus sédimentaires, et résistance mécanique et chimique relative des grains.

La méthode employée

Pour mesurer, en lames minces, la taille moyenne des grains et leur arrondi dans les grès quartzeux consolidés de la COE, nous avons choisi la même méthode de mesure employée pour la granulométrie. La différence réside dans le fait que, en plus de mesurer la taille des grains, on a estimé la valeur de leur arrondi.

On a considéré deux facteurs sensibles de la méthode, en relation avec la nature des grains comptés, lesquels déterminent les types et la quantité des grains mesurés. Ce sont (1) l'abondance relative de chaque minéral ou débris lithique, et (2) l'ordre de cristallisation et d'altération des minéraux silicatés.

L'échelle relative d'altération des minéraux

Si on considère que les deux principaux processus d'altération-abrasion et de dissolution détruisent les grains minéraux, la nature des grains minéraux entraînés dans un sédiment dépend de leur âge, de leur durabilité totale (fonction de la durabilité chimique et mécanique) et du type de source (Kowaleswki et Rimstidt, 2003). L'abrasion augmente la vitesse de dissolution des minéraux, et leur dissolution adoucit et polit la surface des grains (Petrovich, 1981 ; Craig et Vaughan, 1994 in : Kowaleswki et Rimstidt, 2003). Les seules références pour estimer le degré relatif d'altération minérale étaient la série originale de Bowen et le diagramme de Goldich, qui considèrent l'ordre de cristallisation voire d'altération des minéraux silicatés. Récemment, Kowaleswki et Rimstidt (2003) proposent un modèle exprimé par un diagramme expérimental, qui tient compte des facteurs de durabilité totale, de l'ordre de cristallisation des minéraux, et de la période de vie moyenne attendue des minéraux silicatés.

En outre, ils ajoutent la possibilité de comparer dans ce diagramme d'autres types de minéraux, y compris les non-silicatés. Concernant les échantillons consolidés de la COE, ce diagramme a orienté la stratégie de comptage. De la même manière que pour la granulométrie, si l'échantillon était une quartzarénite ou une sublitharénite, on a d'abord mesuré les grains les plus résistants (quartz métamorphiques, plutoniques et volcaniques), puis les autres grains moins résistants (grains lithiques quartzeux : quartzites, gneiss, ...). Pour les litharénites, on a respecté l'ordre suivant: quartz, plagioclases frais, grains lithiques quartzeux, et autres grains lithiques. On a toujours évité de mesurer les grains altérés.

Les paramètres texturaux considérés : la taille moyenne et l'arrondi

Pour mesurer la taille des grains on a suivi les recommandations de Hutchison (1974). On a utilisé une échelle micro-graduée montée dans une des deux lentilles oculaires du microscope, et on a mesuré les tailles par colonnes et pas files, essayant de couvrir une aire maximale. On a considéré que la moyenne (M) de la taille de chaque grain est la longueur maximale de chaque grain, et que la moyenne de la taille de grain de chaque échantillon mesuré était simplement sa moyenne arithmétique.

Sachant que l'arrondi est un des paramètres texturaux difficiles à mesurer on s'est aidé d'une échelle de comparaison visuelle de l'arrondi, celle proposée par Powers (1953) et modifiée par Pettijohn et al. (1987). Cette échelle considère, permet d'évaluer le paramètre rho (de 0 à 6) de Folk (1955), qui sert à calculer la moyenne arithmétique de l'arrondi de chaque minéral mesuré.

3. PÉTROGRAPHIE MICROSCOPIQUE ET MACROSCOPIQUE DES UNITÉS SÉDIMENTAIRES : RÉSULTATS ET CORRÉLATION

3.1. Introduction

Dans ce paragraphe, on décrit la pétrographie des unités stratigraphiques de la COE centrale et méridionale ainsi que des unités de l'extrême SSO du Pays, de la zone Côtière (ZC) et de la zone Subandine (ZSA) d'Équateur et l'on recherche les provenances.

Certaines formations n'ont pu être étudiées car, soit leur granulométrie (silts et conglomérats) n'est pas appropriée à la méthode de Gazzi-Dickinson, soit la diagenèse ultérieure interdit la reconnaissance des minéraux. Pour une partie des unités de la ZC les données proviennent de la bibliographie.

3.1.1. Régions étudiées

Pour effectuer cette description, on a regroupé les unités stratigraphiques en périodes ou intervalles de temps, depuis le Campanien supérieur jusqu'à l'Oligocène, en fonction des événements majeurs enregistrés dans la COE et les autres domaines (ZC et ZSA).

On a ainsi considéré l'intervalle Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur, dans lequel se sont déposées les unités Fm. Jadán, Fm. Tabacay et Fm. Yunguilla Indifférencié (Groupe Yunguilla de Jaillard et al., 2005) dans la COE, la Fm. Basal Tena dans la ZSA et le bassin Oriente (BO), et la Fm. Zapotillo dans le bassin Celica-Lancones du SSW du pays.

Le second intervalle considéré est le Paléocène, pendant lequel se sont déposées la Fm. Saquisilí (membres Saquisilí Inférieur, Gallo Rumi, Saquisilí Supérieur et Pangor) dans la COE, la Fm. Tiyuyacu Inférieur dans la ZSA et le BO, et la Fm. Azúcar dans les bassins Progreso et de la péninsule de Santa Elena (PSE) de la ZC équatorienne.

Le troisième intervalle considéré est l'Éocène, pendant lequel se sont déposées les Fm. Apagua, Fm. Rumi Cruz et Conglomérats Chinchil, Fm. Las Juntas et la Fm. Arrayanes dans la COE, et les formations Socorro et Seca, la Fm. Zapotal Inférieur, l'Arenisca Punta Ancón et les Conglomérats El Morro des bassins Progreso et de la PSE de la ZC.

Enfin, le dernier intervalle considéré est l'Oligocène, pendant lequel se sont déposées les formations Saraguro et Silante dans la COE.

3.1.2. Échantillonnage et méthode

Pour caractériser les unités stratigraphiques des régions étudiées, on a échantillonné principalement les unités sédimentaires (grès, conglomérats, calcaires, silts et argiles), et aussi les roches volcaniques (roches magmatiques et pyroclastiques, laves, dykes, sills) et quelques roches métamorphiques. Au total, le nombre de roches échantillonnées pour l'étude en lame mince est de 836. La majeure partie sont des roches gréseuses, parmi lesquelles 181 lames étaient adaptées à la méthode de Gazzi-Dickinson. Les autres échantillons gréseux et certaines roches volcaniques ont été étudiés plus sommairement pour vérifier la concordance des résultats.

Dans la COE, les échantillons proviennent (Tableau 3.3) du Gp. Yunguilla (10 de la Fm. Yunguilla Indifférenciée, 5 de la Fm. Jadán et 1 de la Fm. Tabacay), de la Fm. Saquisilí (49 du Membre Saquisilí Inférieur, 16 du Membre Gallo Rumi, 1 du Membre Saquisilí Supérieur, et 4 de l'unité Pangor) de la Fm. Apagua (35), de la Fm. Rumi Cruz (29 de la Fm. Rumi Cruz et 5 de l'unité Chinchil), de l'unité Las Juntas (7), de la Fm. Saraguro (6) et de la Fm. Silante (2). Dans la ZSA centrale et Sud, 8 lames minces de l'Arenisca Basal Tena ont été étudiées, et dans le bassin Celica 4 échantillons de la Fm. Zapotillo. On y a ajouté les résultats de 30 échantillons déjà étudiés par d'autres auteurs : 10 échantillons de la Fm. Tiyuyacu Inférieur de la ZSA, 9 de l'Arenisca Basal Tena du BO et 11 de la Fm. Azúcar de la ZC. Pour les formations Socorro, Seca, et Zapotal de la ZC, on a ajouté, pour deux types de diagrammes triangulaires, les polygones représentant la moyenne des concentrations (\pm un écart type) (Andreff, 1993).

Région	Unité stratigraphique		Nombre des lames minces	
Cordillère Occidentale	Gp. Yunguilla	Fm. Yunguilla Indiff.	10	
		Fm. Jadán	5	
		Fm. Tabacay	1	16
	Fm. Saquisilí	Mb. Saquisilí Inférieure	49	
		Mb. Gallo Rumi	16	
		Mb. Saquisilí Inférieure	1	
		Unité Pangor	4	70
	Fm. Apagua		35	35
	Fm. Rumi Cruz	Mb. Rumi Cruz Inf. & Sup.	24	
		Conglomérats Chinchil	5	29
	Unité Las Juntas		7	7
	Fm. Saraguro		6	6
	Fm. Silante		2	2
	Fm. Zapotillo		4	4
	Zone Subandine	Fm. Tena	Grès Basal Tena	8
Fm. Tiyuyacu		Fm. Tiyuyacu Inférieure (1)	10	10
Bassin Oriente	Fm. Tena	Grès Basal Tena (2, et 3)	9	9
Zone Côtière	Gp. Azúcar	Fm. Azúcar (4)	11	11
	Gp. Ancón (5)	Fms. Socorro et Seca	Indéterminé	
		Grès Punta Ancón	Indéterminé	
	Fm. Zapotal (5)	Fm. Zapotal Inférieure	Indéterminé	Grand total = 207

Tableau 3.3. Echantillons gréseux de la Cordillère Occidentale, la Zone Côtière, la Zone Subandine et le Bassin Oriente étudiés en lame mince par la méthode de Gazzi-Disckinson.

(Autres données d'après : 1, Vera et Gavilánez, 1985 ; 2, M. Kuykendall *in* : Amoco *et al.*, 1996 ; 3, Labogeo, 1991 : 4, Moreno, 1984 ; 5, Marksteiner et Alemán, 1991).

La classification et l'analyse de provenance des grès des différents domaines ou régions étudiées (COE, ZSA et BO, et ZC) sont fondées sur des diagrammes triangulaires normalisés classiques, ainsi que sur deux nouveaux diagrammes, tous basés sur la méthode de Gazzi-Disckinson (Gazzi, 1966 ; Dickinson, 1970). Ils prennent en compte la composition modale des grains gréseux analysés. Pour cela, dans chaque lame mince, on a compté au minimum 350 grains et le plus souvent 400. La taille des grains dans les lames minces a été mesurée en moyenne sur 134 grains \pm 67 (écart type 1σ), en s'efforçant de suivre au mieux la recommandation de McManus (1991) de mesurer de 150 à 250 grains.

Pour la classification des grès, on a utilisé le diagramme QmFLt proposé par Folk et al. (1970) et Pettijohn et al. (1987) pour les arénites ($M_x < 15\%$) et les wackes ($M_x > 15\%$).

Pour discriminer les zones sources des grès selon les 3 grands types de terrains de provenance (bloc continental, orogène recyclé et arc magmatique), on a utilisé plusieurs types de diagrammes :

- les diagrammes de Dickinson (1985), QtFL et QmFLt, mettent l'accent sur la maturité de la source des sédiments (Tucker, 1991) ;

- le diagramme QmPK (Dickinson et Suczek, 1979), ne considère que les grains minéraux (Tucker, 1991), qui prend en compte deux types majeurs de provenances, bloc continental et arc magmatique ; il concerne les relations de maturité et de stabilité des sédiments gréseux ;

- le diagramme QpLvLs (Dickinson et Suczek, 1979), considère les grains lithiques (Tucker, 1991), et prend en

compte quatre types majeurs de provenance : arc orogène, suture de collision, anciennes ceintures de chevauchement, et complexe de subduction ;

- le diagramme LmLvLs+C, (Valloni, 1985) distingue dans les grains lithiques l'apport des grains calcaires, et discrimine trois types majeurs de provenances : arc magmatique, complexe de subduction et zone de suture ;

- le diagramme QmFLt+C (Von Eynatten et Gaupp, 1999 ; Di Giulio et al., 2003) superposé au diagramme QmFLt discrimine 3 types de provenances (bloc continental, orogène recyclé et arc magmatique, et mélange). Enfin, on a ajouté deux nouveaux diagrammes triangulaires : FLvLs et QtMxMO ; le premier pour mettre en évidence les apports des zones sources magmatiques (volcaniques et plutoniques), et le deuxième pour caractériser la matrice (Mx), composée d'éléments de petites dimensions, ou d'une masse indifférenciée et de matière organique (grains opaques de matière charbonneuse et bitumineuse et grains biogéniques) et qui permet d'avoir une idée du potentiel de roche mère.

Les compositions moyennes (M) et les écarts-types ($\pm \sigma$) des grès étudiés dans la cordillère Occidentale (COE), la Zone Subandine (ZSA), le bassin Oriente (BO), et la Zone Côtière (ZC), obtenues à partir de l'analyse de ces diagrammes est fournie en Annexe VI.

Par ailleurs, dans le but de préciser la provenance des grès, on a préparé quatre diagrammes en baton de la composition minérale (Mus. et F) et lithique (Lv/Lt, et C/(Lt+C)) des grès (avec leur composition moyenne \pm un écart type $1\sigma = S_o$) et deux diagrammes de granulométrie moyenne (Phi50) et majeure (Phi>) des grès.

Pour quantifier l'abondance relative du mica blanc (Mmus) des sédiments de la COE, sachant que la séricite (Msér) est soit un minéral d'altération, soit de recristallisation (Foucault et Raoult, 1995), celle-ci a été éliminée du décompte.

Pour les sédiments clastiques fins du Groupe Yunguilla, ils ont été classés en fonction de la taille du grain en utilisant le diagramme triangulaire de classification SaArSi proposé par Chamley (1987). Les calcarénites du Calcaire San Juan (Groupe Yunguilla) ont été classifiées en fonction de la taille des grains calcaires, employant le diagramme triangulaire CrClCa proposé par Tucker (1991). Les fragments fossiles de bivalves brisés ont été caractérisés statistiquement grâce à un diagramme inédit entre leur longueur L et leur largeur l moyennes.

Pour bien caractériser la granulométrie moyenne des sédiments clastiques de la COE, on a préparé des boîtes à moustaches (box-plots sensu Andreff, 1993 a, b).

Pour analyser la provenance, voire les zones sources des galets des conglomérats on a préparé des diagrammes en bâton de la composition lithique des unités Membre Gallo Rumi, Fm. Apagua et Fm. Rumi Cruz de la COE, Conglomérats El Morro et Fm. Zapotal Inférieure de la zone Côtière, et Fm. Tiyuyacu Inférieure et Supérieure de la SZA.

3.1.3. Résultats déjà publiés

Une bonne partie des résultats de l'étude de pétrologie microscopique, sédimentologique et de provenance des sédiments de la COE, ainsi que leurs implications géodynamiques, ont été déjà publiés (voir Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2003, 2005a, 2005b ; Toro *et al.*, 2005). Une dernière publication est en cours d'impression au journal *Geologica Acta*.

3.2. L'intervalle Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur

3.2.1. Les unités de la Cordillère Occidentale

Le Groupe Yunguilla

Les unités gréseuses échantillonnées sont la Fm. Jadán du bassin de Cuenca (zone méridionale d'Équateur), la Fm. Tabacay et la Fm. Yunguilla Indifférenciée dans la zone centrale de la COE.

La Formation Jadán

Distribution granulométrique (box-plot)

La granulométrie moyenne des grains minéraux et lithiques des grès de la Fm. Jadán (Fig. 3.11) montre une grande dispersion des valeurs ($0.186 \leq \phi_{50} = Md \leq 0.41$ mm, $M = 0.309 \pm 0.082$ mm, mL ; et $0.4 \leq \phi > \leq 1.55$ mm, $M = 0.995 \pm 0.508$ mm, cU), avec une importante dispersion des valeurs entre la médiane (ϕ_{50}) et les grains les plus grands ($\phi >$, $\phi > / \phi_{50} = 3.2$). Le nombre de grains mesurés en lames minces dans les 5 échantillons étudiés est variable ($216 \leq n \leq 253$, $M = 223.8 \pm 27.2$).

La box-plot (boîte à moustache, Fig. 3.12 a,b) montre que ces grès ont une distribution granulométrique moyenne

dispersée, asymétrique étalée (excès) vers les particules grossières, de courbe leptokurtique (aplatissement positif, $K > 0$), avec une répartition de faible étendue de 0.93 mm ($\phi_{\max} - \phi_{\min} = 930.8$ microns) et une médiane ($Me = Md = q_{50}$) de 0.309 mm. La distribution montre une importante fraction de points éloignés et très éloignés, qui suggère un processus très agité, voire turbulent, pour ces dépôts.

Classification pétrographique

D'après les diagrammes de classification des grès, tous les échantillons de la Fm. Jadán du bassin de Cuenca, sont des arénites ($3.6 \leq Mx \leq 6.9\%$, moyenne $M = 5.25\%$, $\sigma = \pm 1.65\%$). Représentés sur le diagramme QmFLt, ces échantillons sont des litharénites et des arkoses lithiques (Fig. 3.13 a, b).

Provenance des grès

La Fm. Jadán représentée sur les diagrammes QtFL et QmFLt pour analyser sa maturité et ses zones sources (Fig. 3.13 c, d), montre une dispersion des données. Le diagramme QtFL suggère une source de type bloc continental, entre intérieur de craton et soulèvement du socle ; tandis que le diagramme QmFLt indique une source intermédiaire entre un arc magmatique transitionnel et un orogène lithique soulevé et recyclé. La grande proportion des Qp ($14.1 \leq Q_{\text{métamorphique}} \leq 37.1\%$, Moyenne = 25.6%, $\sigma = \pm 11.5\%$, et $14.3 \leq Q_{\text{chert}} \leq 44.6\%$, $M = 29.5\%$, $\sigma = \pm 15.1\%$) donne l'idée d'une importante maturité ; néanmoins, l'importante proportion des F ($4.9 \leq F_{\text{p altérés}} \leq 43.2\%$, $M = 24.1\%$, $\sigma = \pm 19.1\%$) suggère que la zone source était probablement intermédiaire entre un arc magmatique transitionnel et un orogène lithique soulevé et recyclé.

D'après le diagramme QmPK, qui ne considère que les grains minéraux, la Fm. Jadán se situe dans une zone qui reçoit des produits d'un arc magmatique et de la province volcanique circumpacifique (Fig. 3.13 e). Sur le diagramme QpLvLs qui ne considère que les fragments lithiques, elle correspond au pôle des Qp ($Qp = Q_{\text{mét}} + Q_{\text{chert}} + Q_{\text{calcédoine}}$), ce qui suggère une zone source intermédiaire entre un orogène cristallin recyclé (haute valeur de [Qmét]) et un substratum océanique soulevé (haute valeur de [Qchert], Fig. 3.13 f).

Dans le diagramme LmLvLs+C, la Fm. Jadán occupe un champ suggérant une provenance mixte incluant des zones de suture, d'arc magmatique et de complexe de subduction (Fig. 3.13 g). D'après le diagramme QmFLt+C construit sur les champs de provenance QmFLt, la Fm. Jadán (Fig. 3.13 h) ne montre aucune variation (Fig. 3.13 d), ce qui confirme un même type de zone source et indique que ces sédiments ne contiennent presque pas de grains lithiques calcaires et n'ont donc pas été alimentés par une plate-forme calcaire.

Sur le nouveau diagramme FLvLs (Fig. 3.13 i), toutes les données tombent pratiquement sur le pôle F, montrant que la Fm. Jadán ne contient que très peu de Lv ($0 \leq Lv \leq 0.25\%$, $M = 0.15\%$, $\sigma = \pm 0.14\%$) et peu de Ls ($0.5 \leq Ls \leq 3.75\%$, $M = 1.75\%$, $\sigma = \pm 1.25\%$), ce qui suggère que

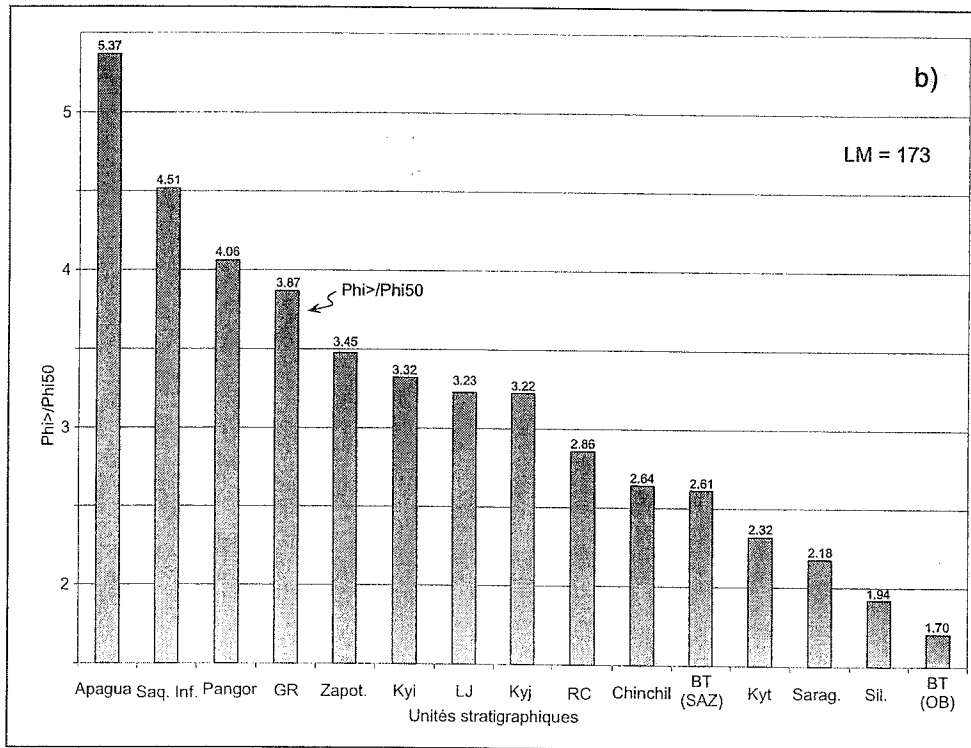
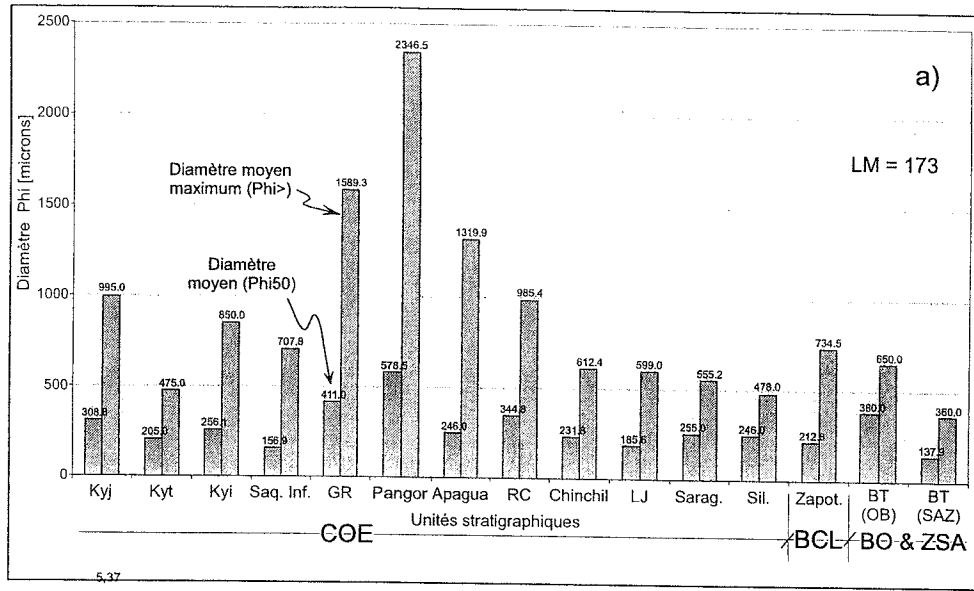


FIG. 3-11- Granulométrie ds sédiments clastiques de la Cordillère Occidentale, de la zone Subandine, du bassin Oriente et du bassin Celica d'Équateur.

a) Diamètres moyen (Phi50) et maximum (Phi>) des grains mesurés en lames minces; b) relation entre les valeurs des diamètres maximum (Phi>) et moyen (Phi50) des grains mesurés. Légende : Apagua: Fm Apagua. BT (OB): Fm Basal Tena (bassin Oriente). BT (SAZ): Fm Basal Tena (Zone Subandine). Chinchil: Conglomérats Chinchil (Fm Rumi Cruz). GR: Membre Gallo Rumi (Fm. Saquisilí). LJ: Unité Las Juntas. Kyi: Fm Yunguilla Indifférenciée. Kyj: Fm Jadán (Groupe Yunguilla). Kyt: Fm Tabacay (Groupe Yunguilla). Pangor: Unité Pangor (Fm Saquisilí). RC: Fm Rumi Cruz. Saq. Inf.: Fm Saquisilí Inférieure. Sarag.: Fm Saraguro. Sil.: Fm Silante. Zapot.: Fm Zapotillo.

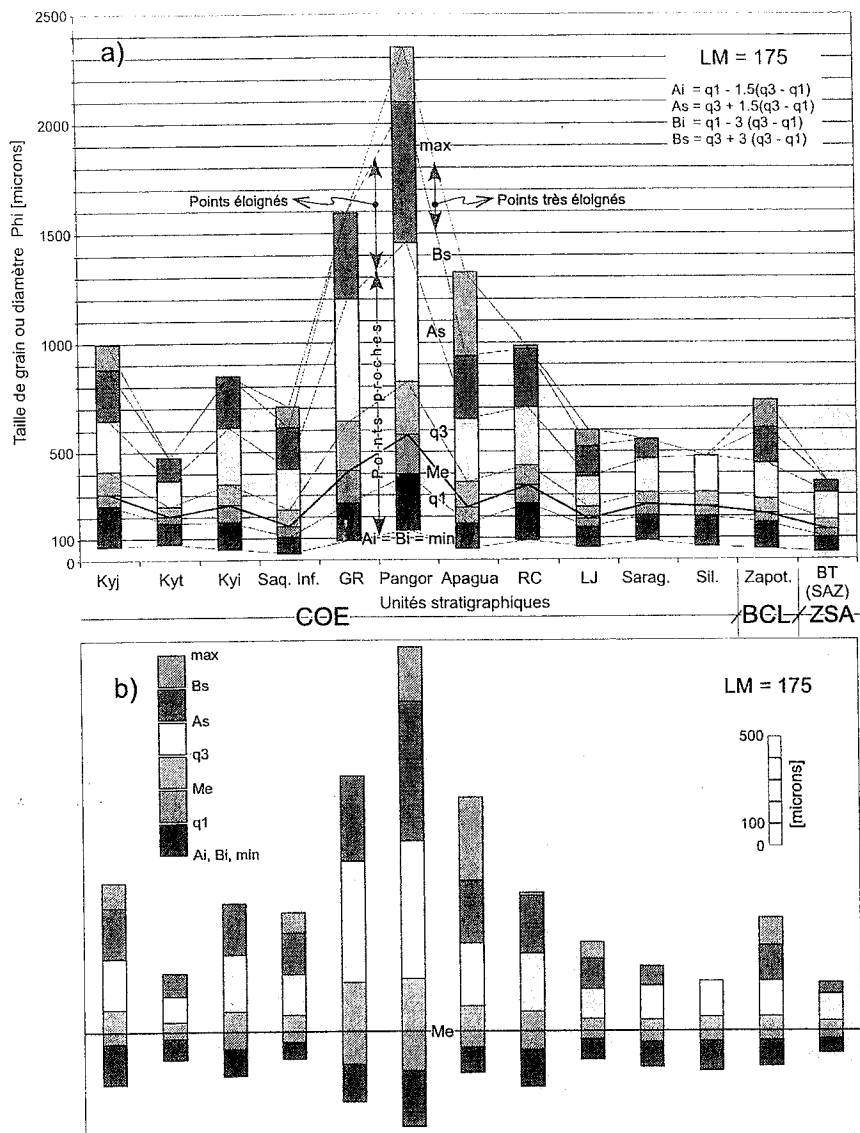


FIG. 3-12- Boîtes à moustaches de la taille moyenne des grains mesurés sur lame mince dans les grès des unités stratigraphiques de la cordillère Occidentale, de la zone Subandine et du bassin Celica d'Équateur.

a) distribution normale ; b) distribution horizontalisée à la médiane. Ai, limite inférieure des points proches inférieurs ; As, limite supérieure des points proches supérieurs ; Bi, limite inférieure des points éloignés inférieurs ; Bs, limite supérieure des points éloignés supérieurs ; LM, nombre total des lames minces étudiées ; max, valeur maximale de taille de grain ($q_{100\%} = q_{100\%}$) ; Md, médiane de la distribution ($Me = q_2 = q_{50\%}$) ; min, valeur minimale de taille de grain (q_{\min}) ; n, nombre de lames minces étudiées pour chaque unité ; q1, premier quartile ($q_{25\%}$) ; q3, troisième quartile ($q_{75\%}$). Unités stratigraphiques et bassins : Apagua : Fm Apagua (n = 32), BT (SAZ) : Fm Basal Tena (Z. Subandine, n = 8), GR : Mb Gallo Rumi (n = 19), LJ : U. Las Juntas (n = 9), Kyi : Fm Yunguilla Indifférencié (n = 8), Kyj : Fm Jadán (n = 5), Kyt : Fm Tabacay (n = 1), Pangor : U. Pangor (n = 6), RC : Fm Rumi Cruz (n = 36), Saq. Inf. : Mb Saquisili Inférieur (n = 40), Sarag. : Fm Saraguro (n = 6), Sil. : Fm Silante (n = 1), Zapot. : Fm Zapotillo (n = 4). BCL, bassin Celica-Lancones ; COE, cordillère Occidentale d'Équateur ; ZSA, zone Subandine d'Équateur.

au Campanien moyen-supérieur, les arcs magmatiques étaient situés relativement loin du bassin et que les zones source à composition sédimentaire (e.g. couverture de substratum océanique) étaient soumises au soulèvement et à l'érosion. Le nouveau diagramme QtMxMO (Fig. 3.13 j) montre que toutes les données de la Fm. Jadán tombent dans une zone proche du pôle Qt, montrant une proportion modérée de matrice ($3.75 \leq Mx \leq 7.5\%$, $M = 5.25\%$, $\sigma = \pm 1.65\%$), et un faible contenu en MO ($0.25 \leq Qt \leq 0.75\%$, $M = 0.65\%$, $\sigma = \pm 0.22\%$), qui n'est toutefois pas négligeable pour des sédiments gréseux marins.

En résumé, les grès du Campanien moyen-supérieur de la Fm. Jadán du bassin de Cuenca (Sud de l'Équateur), sont des litharénites et des arkoses lithiques caractérisées par un important degré de maturité. Elles proviennent d'une source multiple, par ordre d'importance : (1) orogène (cristallin et lithique) soulevé et recyclé, et zones de suture (possiblement avec des sédiments fins océaniques du Paléozoïque) ; (2) bloc continental (entre intérieur de craton et soulèvement du substratum) ; et (3) arc magmatique transitionnel (situé relativement loin du bassin), province volcanique circumpacifique et complexe de subduction

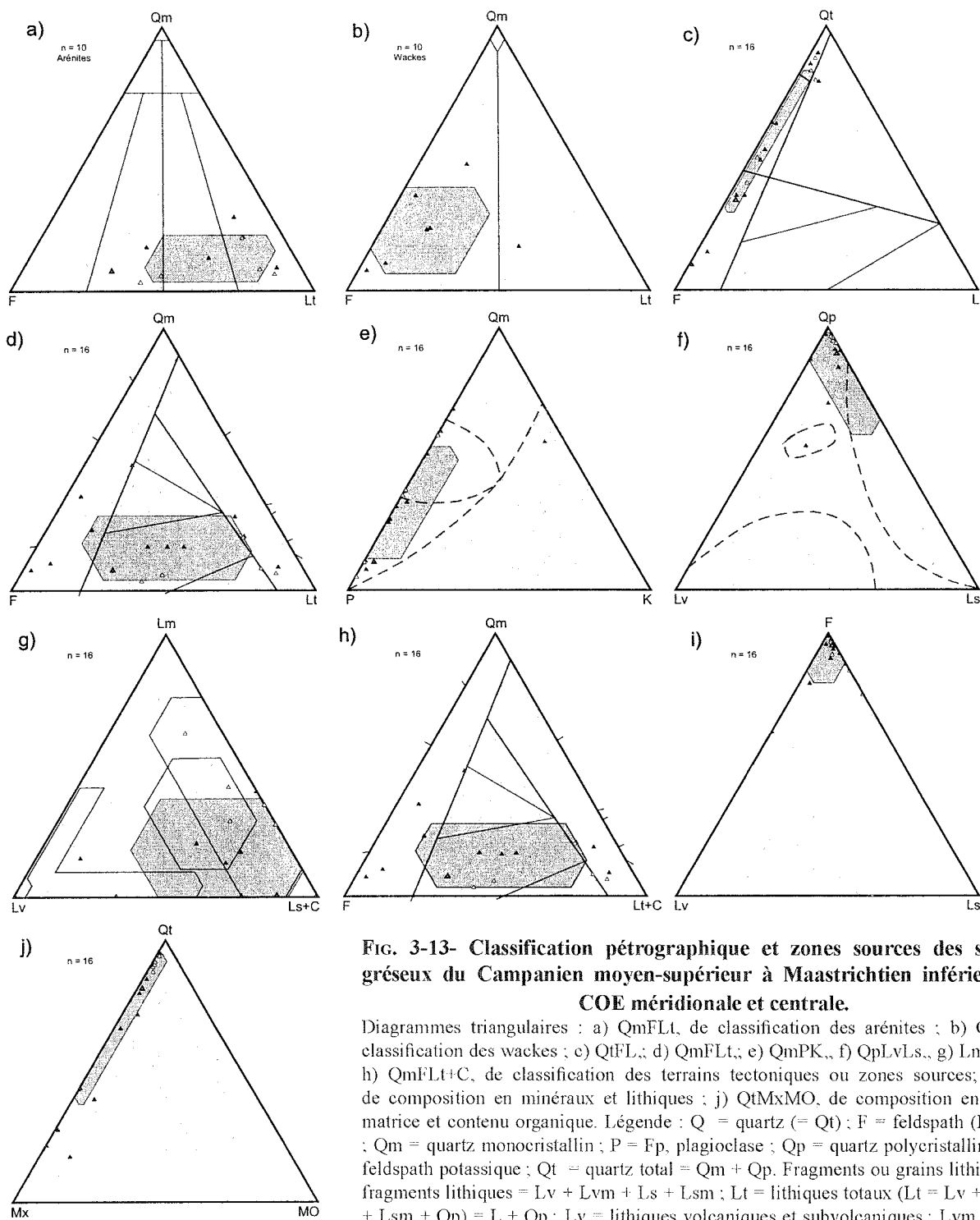


FIG. 3-13- Classification pétrographique et zones sources des sédiments gréseux du Campanien moyen-supérieur à Maastrichtien inférieur, de la COE méridionale et centrale.

Diagrammes triangulaires : a) QmFLt, de classification des arénites ; b) QmFLt, de classification des wackes ; c) QtFL.; d) QmFLt.; e) QmPK., f) QpLvLs., g) LmLvLs+C., h) QmFLt+C, de classification des terrains tectoniques ou zones sources; i) FLvLs, de composition en minéraux et lithiques ; j) QtMxMO, de composition en minéraux, matrice et contenu organique. Légende : Q = quartz (= Qt) ; F = feldspath (F = P + K) ; Qm = quartz monocristallin ; P = Fp, plagioclase ; Qp = quartz polycristallin ; K = Fk, feldspath potassique ; Qt = quartz total = Qm + Qp. Fragments ou grains lithiques : L = fragments lithiques = Lv + Lvm + Ls + Lsm ; Lt = lithiques totaux (Lt = Lv + Lvm + Ls + Lsm + Qp) = L + Qp ; Lv = lithiques volcaniques et subvolcaniques ; Lvm = lithiques métavolcaniques ; Ls = lithiques sédimentaires ; Lsm = lithiques métasédimentaires ; Lm = lithiques métamorphiques ; C = lithiques calcaires. Autres : Mx = matrice ; MO = matière ou contenu charbonneux ou bitumineux organique.

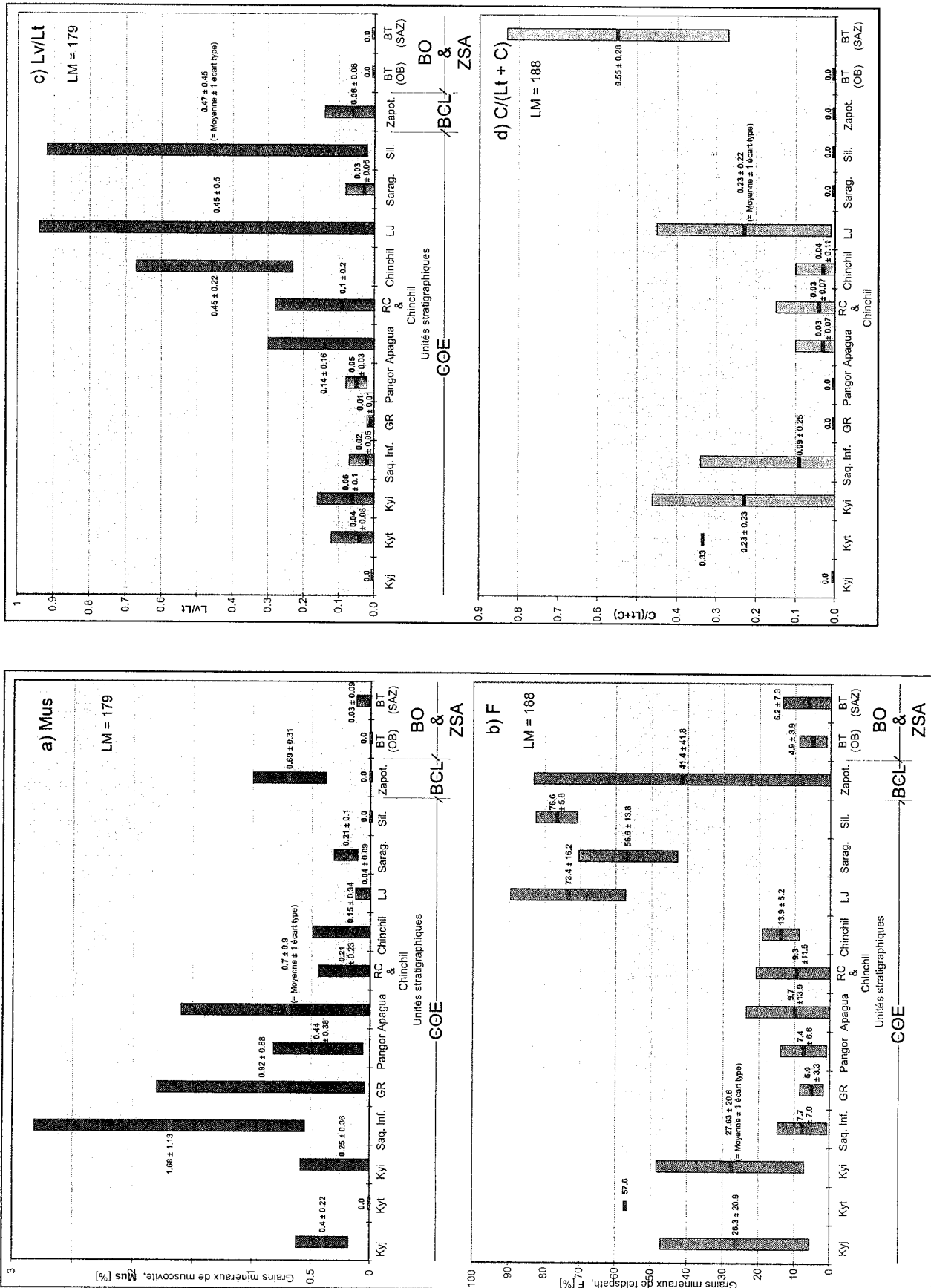
Les autres diagrammes

Les diagrammes d'abondance de la muscovite [Mus] (Fig. 3.14 a) et des feldspaths [F] (Fig. 3.14 b) montrent que la Fm. Jadán n'a qu'un faible contenu en [Mus] ($0.25 \leq \text{Mus} \leq 0.75\%$, $M = 0.4\%$, $\sigma = \pm 0.22\%$), qui représente plus ou moins un contenu habituel pour les sédiments clastiques de la COE, et une teneur variable, moyenne à haute, en [F] ($9.7 \leq F \leq 56.7\%$, $M = 26.3\%$, $\sigma = \pm 20.9\%$). Les zones sources pour la muscovite et les feldspaths

seraient la partie septentrionale de la cordillère Royale (CRE, Litherland *et al.*, 1994) et la série des corps plutoniques granitiques situés globalement au Sud du bassin de Cuenca. Ces granitoïdes du Trias supérieur sont : les granodiorites à biotite et muscovite de Marcabelí (de type D), et les granites gneissiques à feldspath alcalin, biotite et muscovite de Tres Lagunas et Moromoro (de type S) (Lachowicz, 1998).

FIG. 3-14- Abondances modales de grains minéraux et lithiques dans les sédiments élastiques de la Cordillère Occidentale, de la zone Subandine, du bassin Oriente et du bassin Celica.

a) Abondance modale des micas blancs (Mus) ; b) Abondance des feldspaths (F) ; c) Rapport de l'abondance modale des lithiques volcaniques aux lithiques totaux (Lv/Lt) ; d) Rapport de l'abondance modale des lithiques calcaires aux lithiques totaux et calcaires (C/(Lt+C)). Symboles cf. Fig. 3-11.



Le diagramme des relations Lv/Lt (Fig. 3.14 c) montre que la Fm. Jadán est presque dépourvue de lithiques volcaniques ($0 \leq Lv/Lt \leq 0.01$), confirmant que, s'il y avait un arc volcanique pendant le Campanien moyen-supérieur, il était situé loin du bassin Cuenca.

Conclusions

Tous les échantillons gréseux étudiés de la Fm. Jadán, du Campanien moyen-supérieur du bassin de Cuenca, sont des arénites à grain moyen inférieur (mL), plus précisément des litharenites et arkoses lithiques matures.

La granulométrie moyenne montre une dispersion des valeurs avec un rapport important entre les grains les plus gros. La distribution granulométrique moyenne est asymétrique vers les particules grossières, avec une importante fraction de points éloignés et très éloignés. Ces caractéristiques suggèrent un milieu turbulent pour ces dépôts.

Ces grès sont presque dépourvus de lithiques volcaniques, ce qui suggère que, s'il y avait un arc volcanique, il était loin du bassin. Ils possèdent une faible proportion de mica blanc et une abondance moyenne à haute, de feldspaths. Les sources de la Mus et des F seraient la partie septentrionale de la cordillère Royale (CRE, Litherland *et al.*, 1994), et la série des corps plutoniques granitiques situés au Sud (SE, SSE, S, et SSO) du bassin de Cuenca. Ces grès proviennent d'une source multiple incluant un orogène soulevé et recyclé, et des zones de suture, un bloc continental, et un arc magmatique transitionnel.

Les sources possibles pour les sédiments gréseux de la Fm. Jadán pourraient donc être : (1) la paléo CRE méridionale, cristalline et lithique ; et (2) les granitoïdes de Marcabellí et de Tres Lagunas et Moromoro, du Trias supérieur. La paléo CRE est composée de plutons du Trias (du type S) et du Jurassique (du type I), de pélites et roches volcaniques métamorphosées du Paléozoïque, de séquences sous-marines de basaltes et andésites du Jurassique, et de roches volcaniques et sédimentaires du Jurassique et du Crétacé (Aspden et Litherland, 1992 ; Pratt *et al.*, 2005).

Le Groupe Yunguilla Indifférencié et la Fm. Tabacay

Dans la zone centrale de la COE, entre le SSW de Quito et le Sud de Pallatanga, il est difficile de caractériser une unité stratigraphique spécifique pour le Gp. Yunguilla, aussi a-t-on préféré la dénomination Fm. Yunguilla Indifférenciée. Toutefois, tenant compte de ce que les bassins se déplacent progressivement en direction du Nord avec le temps, et de la paléogéographie de l'Équateur pendant le Campanien-Maastrichtien (voir Ch.II.9, et Fig. 2.81), le plus probable est qu'il s'agisse de la Fm. Tabacay. Aussi le petit nombre de données obtenues sur la Fm. Tabacay silteuse, ont été représentés sur les mêmes diagrammes.

Distribution granulométrique (box-plot)

La granulométrie moyenne des arkoses lithiques de la Fm. Tabacay ($\Phi_{50} = Md = 0.203$ mm; et $\Phi > = 0.475$ mm) permettent de les classer comme grès fin supérieur (fU, Fig. 3.11 a). De même, les arénites et wackes de la Fm. Yunguilla Indif., (Fig. 3.11 a) montre une dispersion importante de leur granulométrie ($\Phi_{50} = Md = 0.256 \pm 0.197$ mm ; et $\Phi > = 0.85 \pm 0.531$ mm), entre les grains les plus gros ($\Phi >$) et la médiane ($Md = \Phi_{50}$) de $\Phi > / \Phi_{50} = 3.32$; elles sont aussi classifiées comme grès fins supérieurs (fU).

La granulométrie moyenne des grains minéraux et lithiques des grès (Fig. 3.11 b) montre une grande dispersion des valeurs ($0.059 \leq \Phi_{50} = Md \leq 0.47$ mm, $M = 0.201 \pm 0.152$ mm, fL ; et $0.175 \leq \Phi > \leq 1.3$ mm, $M = 0.69 \pm 0.409$ mm, cL), avec encore une importante dispersion entre les grains les plus gros ($\Phi >$) et la médiane ($Md = \Phi_{50}$) de $\Phi > / \Phi_{50} = 3.5$. Le nombre de grains mesurés en lame mince dans les 9 échantillons étudiés est variable ($40 \leq n \leq 240$, $M = 146.9 \pm 60.4$).

La box-plot (boîte à moustache, Fig. 3.12 a, b) montre une distribution granulométrique moyenne dispersée, asymétrique étalée (excès) vers les particules grossières, de forme peu leptokurtique ($K > 0$), avec une répartition de faible étendue à 0.798 mm ($\Phi \text{ max} - \Phi \text{ min} = 797.5$ microns) et une médiane ($Me = Md = q_{50\%}$) à 0.256 mm. La distribution montre une fraction importante de points éloignés, mais pas de points très éloignés, ce qui suggère un processus agité, voire turbulent pour ces dépôts.

Classification pétrographique

D'après les diagrammes de classification des grès, l'échantillon de la Fm. Tabacay du bassin de Cuenca, est une arkose lithique (Fig. 3.11 a). En ce qui concerne les 10 échantillons gréseux de la Fm. Yunguilla Indifférenciée de la COE centrale (Fig. 3.13 a, b), 40% sont des arénites ($Mx = 8.6 \pm 4.3\% < 15\%$), 60% sont des wackes ($Mx = 36.3 \pm 11.6\% > 15\%$). Sur le diagramme QmFLt, ils correspondent à des arénites, litharenites et une arkose lithique ; et sur le diagramme QmFLt, il s'agit de wackes feldspathiques et d'un wacke lithique.

Provenance des grès

Sur les diagrammes de Dickinson, la Fm. Yunguilla Indif. (Fig. 3.13 c, d), montre une dispersion des données. Le diagramme QtFL signale une source de type bloc continental quartzeux ($4.5 \leq Qm \leq 24.5\%$, $M = 11.32\%$, $\sigma = \pm 6.26\%$) et feldspathique ($7.8 \leq F \leq 89.6\%$, $M = 45.75\%$, $\sigma = \pm 28.52\%$), intermédiaire entre intérieur de craton, transitionnel et soulèvement de substratum. Le diagramme QmFLt indique une source multiple comportant un soulèvement du substratum feldspathique, un arc magmatique transitionnel et un orogène lithique soulevé et recyclé.

Par rapport à la Fm. Jadán, la grande proportion de feldspaths [F] ($7.8 \leq F \leq 89.6\%$, $M = 45.75 \pm 28.52\%$), suggère que, pendant le Campanien supérieur–Maastrichtien inférieur, un arc magmatique était situé plus ou moins près du bassin.

Le diagramme QmPK, montre que les arénites et wackes de la Fm. Yunguilla Indiff. et de la Fm. Tabacay tombent dans une vaste zone de provenance incluant un arc magmatique et la province volcanique circumpacifique (Fig. 3.13 e), résultat tout à fait comparable à celui obtenu pour la Fm. Jadán. Dans le diagramme QpLvLs, tous les grès de la Fm. Yunguilla Indif. tombent près du pôle des Qp ($Qp = Q_{\text{mét}} + Q_{\text{chert}} + Q_{\text{calcédoine}}$; variable de $0 \leq Qp \leq 68.25\%$, $M = 20.1\%$, $\sigma = \pm 20.1\%$), ce qui implique une zone source comportant un complexe de subduction, et possiblement une zone de suture. À noter que les concentrations en lithiques volcaniques (Fig. 3.13 f) de la Fm. Yunguilla Indif. ($0 \leq Lv \leq 3\%$) ont augmenté par rapport à la Fm. Jadán ($0 \leq Lv \leq 0.25\%$, $M = 0.15\%$, $\sigma = \pm 0.14\%$).

Dans le diagramme LmLvLs+C, la Fm. Yunguilla Indif. montre aussi des provenances multiples incluant un arc magmatique, un complexe de subduction et des zones de suture (Fig. 3.13 g).

Toujours comme pour la Fm. Jadán, le diagramme QmFLt+C (Fig. 3.13 h) de la Fm. Yunguilla Indif. ne montre aucune variation en relation par rapport diagramme QmFLt (Fig. 3.13 d), à l'exception d'un échantillon. Cela indique une même provenance et que ces grès ne contiennent presque pas de grains calcaires ($0 \leq C \leq 32.75\%$, $M = 3.25\%$, $\sigma = \pm 9.79\%$, sauf un échantillon ($C = 32.75\%$), et donc n'ont pas été alimentés par une plate-forme calcaire.

Le diagramme FLvLs (Fig. 3.13 i) montre que les données tombent près du pôle des F, montrant que la Fm. Yunguilla Indif. contient peu de Lv et de Ls ($0 \leq Ls \leq 3\%$, $M = 1.64\%$, $\sigma = \pm 1.01\%$), ce qui suggère que, pendant le Campanien supérieur–Maastrichtien inférieur, un arc magmatique fonctionnait pas très loin du bassin et qu'une source sédimentaire (e.g. substratum océanique avec couverture sédimentaire: $0.5 \leq \text{Largiles} \leq 3\%$, $M = 1.45\%$, $\sigma = \pm 1.04\%$; $0 \leq \text{Lgrès} \leq 0.75\%$, $M = 0.3\%$, $\sigma = \pm 0.41\%$) avait été soulevée et érodée.

Sur le diagramme QtMxMO (Fig. 3.13 j), la Fm. Yunguilla Indif. contient en proportions variables de la matrice ($6.25 \leq Mx \leq 55.5\%$, $M = 23.46\%$, $\sigma = \pm 17.01\%$) et du Qt ($6 \leq Qt \leq 75.25\%$, $M = 31.5\%$, $\sigma = \pm 20.17\%$, dont le Qchert = $15.7 \pm 19.82\%$), et une quantité faible de matière organique ($0 \leq MO \leq 4\%$, $M = 1.09\%$, $\sigma = \pm 1.44\%$). Cela implique une source sédimentaire (e.g. substratum océanique avec couverture sédimentaire), et un potentiel de roche-mère bas à modéré.

En résumé, les grès du Campanien moyen–Maastrichtien inférieur de la Fm. Yunguilla Indifférenciée de la COE centrale, sont des arénites (40%), plus précisément des

litharénites et arkoses lithiques, et des wackes (60%) plus précisément des wackes feldspathiques et wackes lithiques. Elles proviennent d'une source multiple, par ordre d'importance: (1) arc magmatique (relativement proche du bassin), complexe de subduction et province volcanique circumpacifique; (2) bloc continental (entre soulèvement du socle et intérieur de craton); (3) orogène (cristallin et lithique) soulevé et recyclé, et zone de suture. Ce bloc continental et cet orogène et zone de suture pourraient être constitués des roches cristallines et lithiques de la paléo-CRE.

Les autres diagrammes

Les diagrammes d'abondance de la muscovite [Mus] (Fig. 3.14 a) et des feldspaths [F] (Fig. 3.14 b) montrent que la Fm. Yunguilla Indiff. contient une faible quantité de muscovite [Mus] ($0 \leq \text{Mus} \leq 1\%$, $M = 0.25\%$, $\sigma = \pm 0.35\%$), toujours plus ou moins proche du contenu moyen des sédiments clastiques de la COE, et une teneur variable, moyenne à haute, en [F] ($8.1 \leq F \leq 89.6\%$, $M = 27.6\%$, $\sigma = \pm 20.6\%$). Les sources de la muscovite et des feldspaths seraient la cordillère Royale (CRE), qui contient des roches à mica blanc (Litherland *et al.*, 1994), et les corps plutoniques granitiques situés au Sud du bassin de Cuenca, ainsi que les grands batholites de la CRE centrale. Ces granitoïdes comportent les granites gneissiques à feldspath alcalin, biotite et muscovite de Tres Lagunas (type S), du Trias supérieur, et les batholites d'Abitagua et Azafrán, de type I, du Jurassique–Crétacé inférieur (Lachowicz, 1998).

Le diagramme des relations Lv/Lt (Fig. 3.14 c) montre que la Fm. Yunguilla Indiff. contient déjà une importante proportion de Lv ($0 \leq Lv \leq 30\%$, $M = 6\%$, $\sigma = \pm 10\%$), ce qui renforce l'idée de la proximité du bassin avec un arc volcanique du Campanien supérieur au Maastrichtien inférieur.

La valeur du rapport $C/(Lt+C) = 0.23 \pm 0.23\%$ (Fig. 3.14 d) n'est qu'un artefact et ne reflète pas les basses valeurs de la population des échantillons ($0 \leq C \leq 1.25\%$).

L'étude effectuée en lame mince de la granulométrie des quelques sédiments fins (riches en matrice) de la Fm. Yunguilla Indiff., tant silteux que argileux (Fig. 3.15), montre qu'ils peuvent être classifiés comme des argilites, des argilites sableuses, silts sableux, sables argileux et sables argilo-sableux.

Conclusions

La granulométrie moyenne des grès de la Fm. Yunguilla Indifférenciée (Fig. 3.11b) montre une grande dispersion des valeurs avec une rapport important entre le grain majeur et la médiane. La box-plot (Fig. 3.12a&b) montre pour ces grès une distribution granulométrique moyennement dispersée, asymétrique étalée vers les particules grossières, un peu leptokurtique, une fraction importante de points éloignés mais sans points très éloignés.

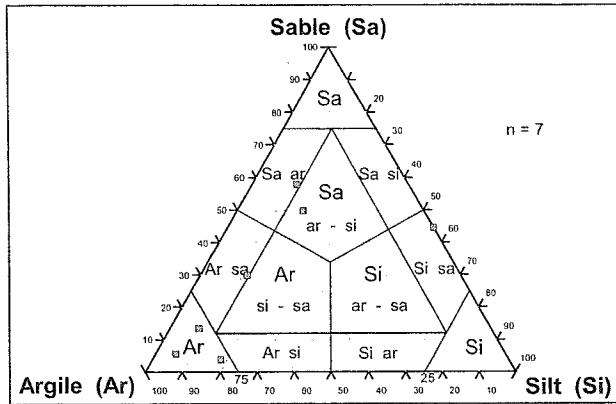


FIG. 3-15- Classification de sédiments fins de la Fm. Yunguilla Indifférenciée.

San Juan-Guaranda et Páramos de Navas-Santiago. Sa, sable (0.0625 - 2 mm) ; Ar, argile (< 0.0039 mm) ; Si, silt (0.0039 - 0.0625 mm) ; Si ar, silt argileux ; Ar si-sa, argile silto-sableuse. n : nombre d'échantillons étudiés en lame mince. Diagramme triangulaire de classification d'après Chamley (1987).

Ces faits suggèrent un milieu de dépôt plus ou moins turbulent. Ces grès sont à 40% des arénites (litharénites et une arkose lithique) et à 60% des wackes (wackes feldspathiques et un wacke lithique), de granulométrie fine supérieure. Les sédiments fins sont essentiellement des argilites, et secondairement des argilites sableuses, silts sableux, sables argileux et argilo-sableux. Le seul échantillon analysé de la Fm. Tabacay (bassin de Cuenca), est une arkose lithique.

Ces grès contiennent une proportion relative importante de lithiques volcaniques, ce qui suggère la proximité d'un arc volcanique.

Ces grès proviennent de sources multiples, dans l'ordre d'importance il s'agit : (1) d'un arc magmatique (proche du bassin), d'un complexe de subduction associé à la province volcanique circumpacifique ; (2) d'un bloc continental (entre socle feldspathique et intérieur de craton) ; et (3) d'un orogène (cristallin et lithique) soulevé et recyclé, avec zone de suture.

Ce bloc continental et l'orogène avec zone de suture pourraient être représentés par les roches cristallines et lithiques de la paléo-CRE dont on a vu qu'elle comporte : des plutons du Trias (type S) et du Jurassique (type I), des pélites et roches volcaniques métamorphosées du Paléozoïque, des séquences sous-marines de basaltes et andésites du Jurassique, et des roches volcaniques et sédimentaires du Jurassique et du Crétacé (Aspden et Litherland, 1992 ; Pratt *et al.*, 2005).

Les grès de la Fm. Yunguilla Indif. contiennent une faible concentration de mica blanc, proche du contenu de fond des sédiments clastiques de la COE, et une teneur

Les grès de la Fm. Yunguilla Indif. contiennent une faible concentration de mica blanc, proche du contenu de fond des sédiments clastiques de la COE, et une teneur variable, moyenne à haute, en feldspaths. La source de la Mus et des F serait encore la cordillère Royale (CRE) en particulier les corps plutoniques granitiques du S du bassin de Cuenca (granites Tres Lagunas du Trias supérieur), et éventuellement les grands batholites de la CRE centrale (Abitagua et Azafrán, du Jurassique-Crétacé inférieur ; Lachowicz, 1998).

Le Calcaire San Juan

D'après les diagrammes de classification propres aux roches carbonatées (Fig. 3.16), les sédiments du Calcaire San Juan (Groupe Yunguilla) sont, en général, constitués de turbidites fossilifères calcarénitiques à 65% et calcilutitiques à 35%. Ces roches sont composées essentiellement de restes de coquilles de bivalves brisées, ainsi que de fragments de brachiopodes, arthropodes, foraminifères benthiques, échinodermes, et micro gastéropodes (voir Ch. II).

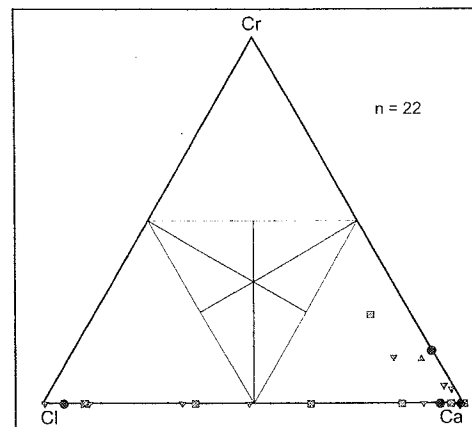


FIG. 3-16- Classification des calcarénites des Calcaire San Juan et de la Fm. Yunguilla Indifférenciée.

Coupes San Juan-Guaranda et Páramos de Navas-Santiago. Cl, calcilutite ($\Phi < 0.0625$ mm) ; Ca, calcarénite (0.0625 - 2 mm) ; Cr, calcirudite ($\Phi > 2$ mm). Kyi, Fm. Yunguilla Indifférenciée, SJ, Calcaire San Juan. Φ : taille des grains [mm], n : nombre d'échantillons étudiés en lame mince. Diagramme triangulaire de classification des calcarénites d'après Tucker (1991).

L'étude statistique effectuée sur 21 lames minces montre qu'il existe une corrélation directe entre les valeurs des longueurs L et des largeurs l des fragments de bivalves brisés (Fig. 3.17). La moyenne de $L/l = 5.3$ ($3.15 \leq L/l \leq 8$, $M = 5.3$, $\sigma = \pm 1.3$), la longueur est de $80 \leq L \leq 770$ [microns] (moyenne $M = 421.7 \mu$ et $\sigma = \pm 201.6 \mu$) et la largeur de $10 \leq l \leq 197$ [microns] ($M = 80.9 \mu$, $\sigma = \pm 42.4 \mu$).

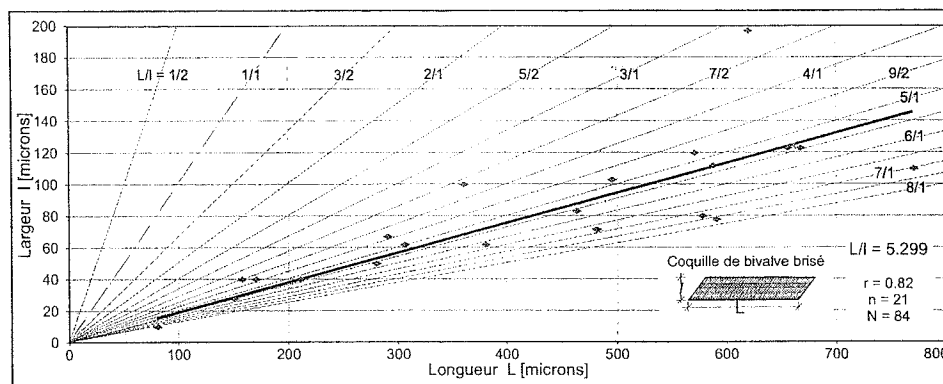


FIG. 3-17- Corrélation entre la longueur L et la largeur l des coquilles de bivalves brisés des calcarénites fossilifères du Calcaire San Juan du Groupe Yunguilla (COE centrale d'Équateur).

n : nombre de lames minces étudiées; N : nombre moyen de coquilles mesurées par lame mince ; r : coefficient de corrélation.

Ceci implique que des processus de transport turbulent aient entraînés des bivalves, depuis la plate-forme calcaire vers un bassin turbiditique. Les fragments ont été réduits jusqu'à des longueurs maximale de 0.77 mm et une sveltesse L/l en moyenne de 5.1.

En résumé, le Calcaire San Juan est composé de calcarénites et calcilitites turbiditiques fossilifères, à restes de coquilles de bivalves brisées, et de fragments fossiles de brachiopodes, arthropodes, foraminifères benthiques, échinodermes et micro gastéropodes. Des processus de transport turbulent ont entraîné ces matériaux depuis une plate-forme calcaire vers un bassin turbiditique.

3. 2. 2. Les unités de la Zone Subandine et du Bassin Oriente

Pour comparer les provenances des sédiments de la cordillère Occidentale (COE) avec celles de la zone Subandine (ZSA) et du bassin Oriente (BO), on a échantillonné les sédiments clastiques de la Fm. Basal Tena, datée du Maastrichtien inférieur par Jaillard et al. (1997).

Deux groupes de matériaux différents ont été utilisés. (1) 4 échantillons proviennent des affleurements de la route Santiago-Morona (voir Annexe 1), à l'extrême S de la SZA (~3°S & 78°O, frontière Équateur-Pérou, Fig. 2.1), et 4 du S de la ville de Tena (Fig. 2.1), sur la route Puerto Napo-Santa Clara. (2) Les autres données proviennent de carottes du puits pétrolier Auca-25 dans le BO ; 3 échantillons sont décrits pétrographiquement par M. Kuykendall (in : Amoco *et al.*, 1996, Vol. 2a) et 6 échantillons partiellement décrits par Labogeo (1991) ; tous ont été prélevés entre 2725,8 et 2729,8 m de profondeur.

La Formation Basal Tena

Distribution granulométrique (box-plot)

La granulométrie moyenne des arénites de la Fm. Basal Tena du BO (Fig. 3.11 a, b), a été effectuée en lame mince

sur 3 échantillons avec 300 grains mesurés ; elle montre une dispersion des valeurs basse à modérée ($0.33 \leq \Phi_{50} = Md \leq 0.477$ mm, $M = 0.38 \pm 0.084$ mm, mU ; et $0.52 \leq \Phi > \leq 0.9$ mm, $M = 0.65 \pm 0.22$ mm, cL), avec une très faible dispersion des valeurs entre le grain le plus gros ($\Phi >$) et la médiane (Φ_{50}) de $\Phi > / \Phi_{50} = 1.71$. Ces caractéristiques sont compatibles avec un milieu marin peu profond à influence tidale (Toro *et al.*, 2006).

La granulométrie moyenne des grains minéraux et lithiques des 6 wackes et d'une arénite de la Fm. Basal Tena de la ZSA centre et Sud (Fig. 3.11) montre également une dispersion modérée à basse des valeurs ($0.082 \leq \Phi_{50} = Md \leq 0.24$ mm, $M = 0.146 \pm 0.063$ mm, fL , et $0.175 \leq \Phi > \leq 0.89$ mm, $M = 0.39 \pm 0.25$ mm, mU), et un rapport modéré de $\Phi > / \Phi_{50} = 2.66$. Le nombre de grains mesurés sur les 7 lames minces est variable ($68 \leq n \leq 214$, $M = 135 \pm 67$).

La box-plot (boîte à moustache, Fig. 3.12 a,b) des grès de la Fm. Basal Tena de la ZSA Sud montre que ces grès ont une distribution granulométrique moyenne peu dispersée, asymétrique et étalée vers les particules grossières (courbe peu leptokurtique, $K > 0$), avec une répartition de très basse étendue de 0.326 mm ($\Phi \max - \Phi \min = 325.6$ microns), une médiane $Md = 0.138$ mm, et une fraction modérée de points éloignés. Toutes ces données suggèrent un milieu de dépôt marin peu agité.

Classification pétrographique

D'après les diagrammes de classification, les grès de la Fm. Basal Tena sont des arénites (11 des 17 échantillons), dont la majeure partie (9/11) proviennent du BO et seulement 2/11 de la ZSA, et des wackes (6/17) provenant tous de la ZSA (Fig. 3.18 a, b).

Parmi les 11 échantillons classés comme arénites, ceux carottés dans le puits Auca-25 sont des arénites matures ($Mx = 0 \pm 11.25\% < 15\%$, $M = 2.07 \pm 3.68\%$, Fig. 3.18 b), représentées sur le diagramme QmFLt comme des

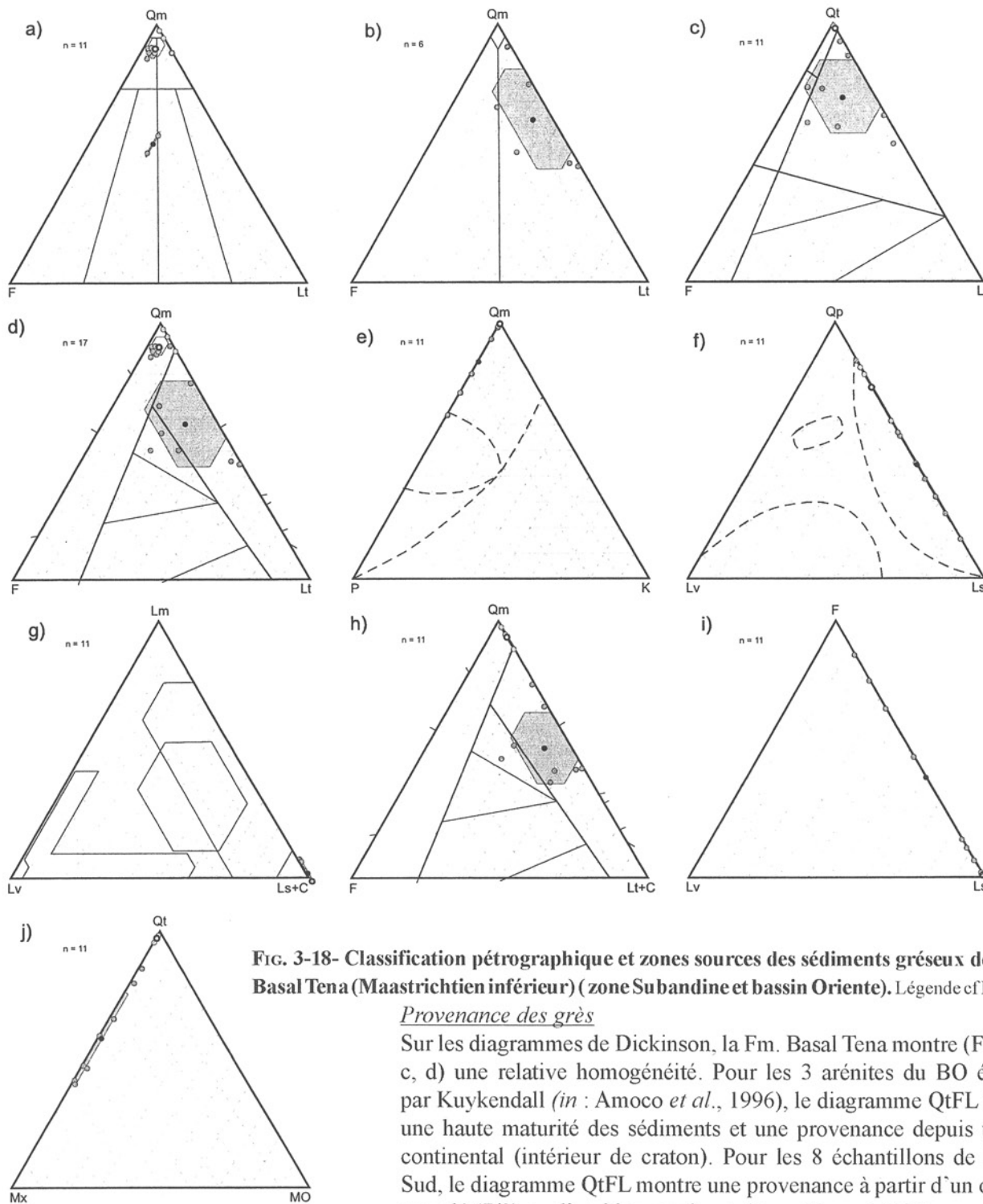


FIG. 3-18- Classification pétrographique et zones sources des sédiments gréseux de la Fm. Basal Tena (Maastrichtien inférieur) (zone Subandine et bassin Oriente). Légende cf Fig. 3-13.

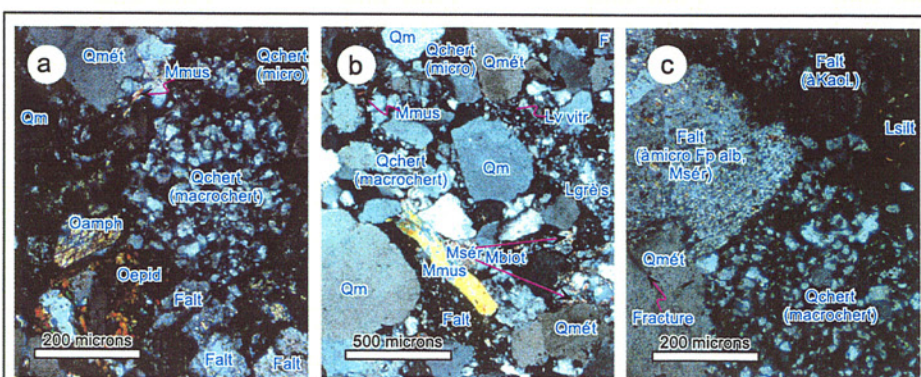
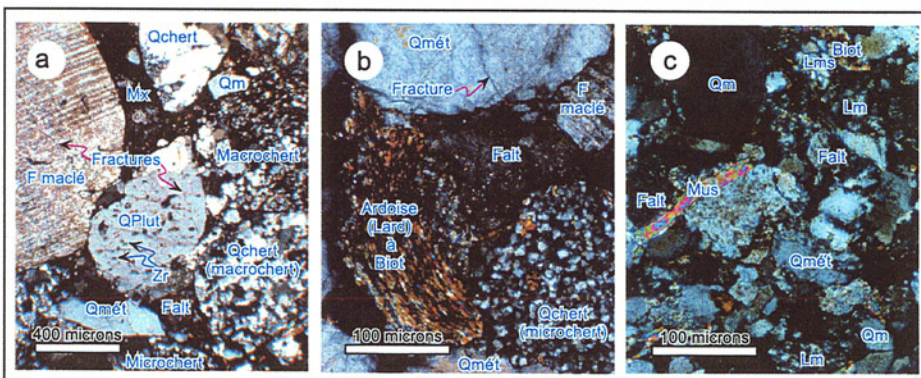
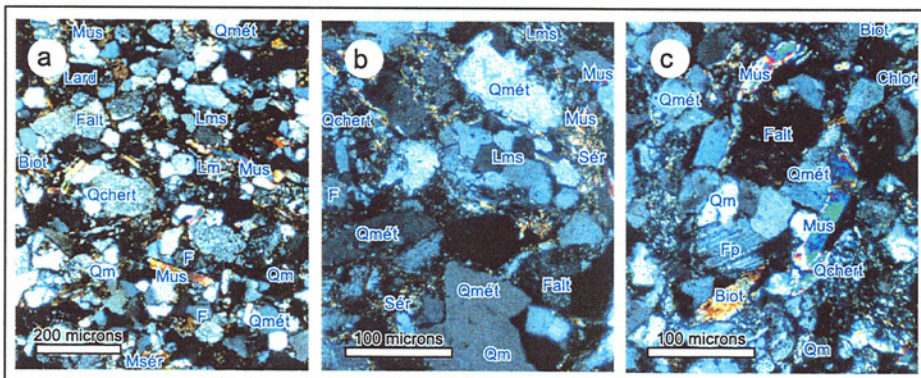
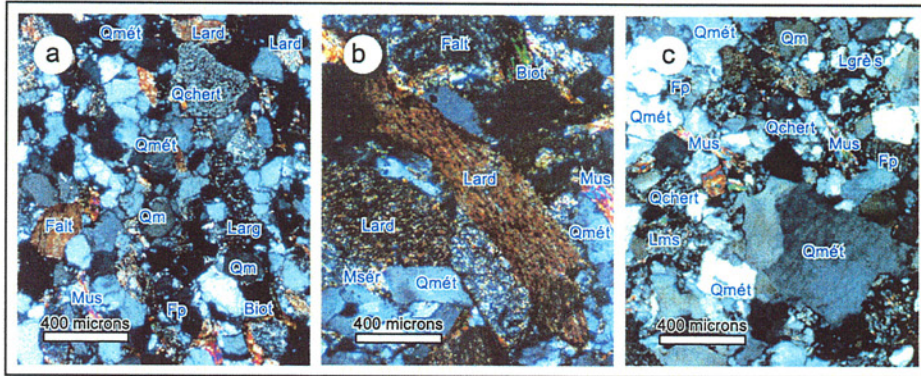
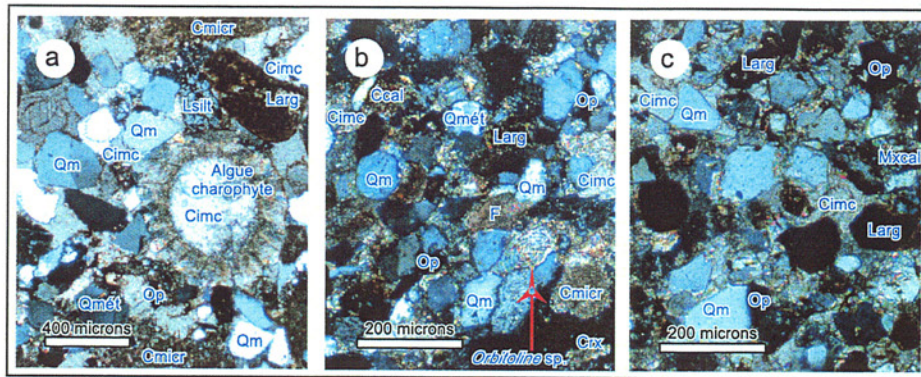
Provenance des grès

Sur les diagrammes de Dickinson, la Fm. Basal Tena montre (Fig. 3.18 c, d) une relative homogénéité. Pour les 3 arénites du BO étudiées par Kuykendall (*in* : Amoco *et al.*, 1996), le diagramme QtFL indique une haute maturité des sédiments et une provenance depuis un bloc continental (intérieur de craton). Pour les 8 échantillons de la ZSA Sud, le diagramme QtFL montre une provenance à partir d'un orogène recyclé (7/8) ou d'un bloc continental transitionnel (1/8).

Le diagramme QmFLt (Fig. 3.18 d) indique que les 9 échantillons du BO (d'après Amoco, 1996 ; Labogeo, 1991) proviennent entièrement d'une source de type intérieur de craton (bloc continental). Tandis que pour les 8 échantillons de la ZSA (Centre et Sud) la moitié montre une source constituée d'un orogène quartzeux et transitionnel recyclé, et le reste (3/8) un mélange entre bloc continental transitionnel, arc disséqué et orogène transitionnel soulevé et recyclé ; enfin un échantillon montre une source de type intérieur de craton. Il faut noter que pour le BO et la ZSA réunis, que le Qt (= Qm + Qp) correspond en fait au seul Qm ($15.25 \leq Qm \leq 91.75\%$, $M = 58.4\%$, $\sigma = \pm 28.1\%$), et que les autres types de quartz (Qp = Qmét + Qchert + Qcalcédoine) restent très minoritaires, e.g. le Qchert ($0 \leq Qchert \leq 10.8\%$, $M = 1.7\%$, $\sigma = \pm 3\%$).

subarkoses, des litharénites et des quartzarénites. Deux échantillons provenant de la ZSA sont classés comme arkoses lithiques.

Les 6 wackes provenant que de la ZSA ($Mx = 33.8 \pm 9.9\% > 15\%$, Fig. 3.18 b), apparaissent sur le diagramme QmFLt comme des wackes, avec une concentration variable en Qm ($|Qm|$) et en Lt ; ils sont classés comme wackes lithiques (5/6) et wacke feldspathique (1/6).



Dans le diagramme QmPK, les arénites de la Fm. Basal Tena du BO (3 échantillons) ont une grande maturité et proviennent d'une source de type bloc continental (Fig. 3.18 e), et les wackes et arénites de la ZSA centre et Sud montrent une maturité moindre mais proviennent d'un même type de source.

Dans le diagramme QpLvLs, tous les grès de la Fm. Basal Tena contiennent une concentration très variable en lithiques sédimentaires ([Ls], $0.25 \leq Ls \leq 23.25\%$, $M = 6.27\%$, $\sigma = \pm 7.35\%$, Fig. 3.18f) et en Qp, tandis que les Lv sont absents. Tous les échantillons tombent dans le champ de provenance « anciennes chaînes de chevauchement et sutures de collision ».

Dans le diagramme LmLvLs+C, les arénites du BO et les wackes et arénites de la ZSA tombent près du pôle Ls+C ($0.25 \leq Ls+C \leq 33.7\%$, $M = 13.6\%$, $\sigma = \pm 10.9\%$), avec une absence de Lv et une concentration basse en Lm ($0 \leq Lm \leq 2\%$, $M = 0.36\%$, $\sigma = \pm 0.67\%$), ce qui est interprété comme caractéristique d'une provenance

à partir d'une zone de suture (Fig. 3.18 g), comportant une source calcaire (plate-forme calcaire).

Dans le diagramme QmFLt+C, construit sur les champs de provenance QmFLt, les arénites de la Fm. Basal Tena du BO ne montrent presque pas de variations ($0 \leq C \leq 0.25\%$, $M = 0.08\%$, $\sigma = \pm 0.14\%$), tandis que les wackes ($6/8$, $3 \leq C \leq 29.75\%$, $M = 11.1 \pm 9.7\%$) et les arénites ($2/8$, $6 \leq C \leq 7\%$, $M = 6.5 \pm 0.71\%$) de la ZSA centre-Sud (Fig. 3.18h) présentent un déplacement modéré vers le pôle Ls+C, ce qui suggère un apport calcaire (plate-forme calcaire). En termes de provenance, ces faits sont interprétés de la même manière que dans le diagramme QmFLt, les 9 échantillons du BO proviennent d'une source de type intérieur de craton (bloc continental quartzeux), et les 8 échantillons de la ZSA d'une source composite comprenant un orogène quartzeux et transitionnel recyclé, un mélange (entre bloc continental, arc disséqué et orogène soulevé et recyclé), et un intérieur de craton transitionnel, auxquels s'ajoute une plate-forme calcaire.

FIG. 3-19- Microphotographies de faciès clastiques du Crétacé-Paléogène d'Équateur.

Paramètres texturaux : Mo, mode granulométrique ; Ø50, quartile à 50% de la courbe granulométrique de fréquence cumulée, = médiane Md ; So, classement ou écart type (BC, bon classement ; MC, classement modéré) ; R, arrondi (A, anguleux, SA, subanguleux, SR, subarrondi, R, arrondi) ; E, sphéricité ; vL, grès très fin inférieur ; vU, grès fin supérieur ; mL, grès de grain moyen inférieur ; eU, grès grossier supérieur.

A Wackes de la Fm. Basal Tena (Zone Subandine).

a) Wacke lithique micro conglomératique calcaire, massive, rougeâtre, à quartz (Qm et Qmét) et fragments d'argiles (Larg) et de calcaires micritiques (Cmier) ; Mo = 3, Ø50 = vL-vU. Éch. 001019.8 (voir Annexe X) ; b) Wacke lithique gris à fragments de calcaires (Ccal, Cmier) recristallisés (Crx), quartz (Qm et Qmét), et matrice calcaire (Mxcal), faiblement laminée. (Ø50 = $82 \mu = vL$, Mo = 1, So = BC, R = SR, E = 0.5-0.7). Éch. 031104.3 ; c) Wacke lithique gris verdâtre à matrice calcaire (Mxcal), fragments lithiques (Larg), quartz (Qm) et ciment calcaire (Cime), massive, peu bioturbée (DB = 1). (Ø50 = $94 \mu = vf$, Mo = 1, So = BC-MC, R = A-SA, E = 0.4-0.6). Éch. 031104.10. LPA. Presque tous les échantillons présentent une matrice argileuse, ciment calcaire (Cime) et des minéraux opaques (Op). Localisation : a) Km 31, route Santiago-Morona (ZSA Sud, cordillère de Cutucú) ; b) Km 0.8, route Puerto Napo-Santa Clara (Est de Tena) ; c) Km 2.6, route Puerto Napo-Santa Clara.

B Arénites de la Fm. Zapotillo du bassin Celica.

a-b) Litharénite kaki foncé, à quartz (Qmét et Qm & Qchert) et fragments lithiques (Lard, ardoises ; Larg, argileux), avec feldspaths (Falt, F altérés) ; Fp, plagioclases) et micas (Mus, muscovite ; Biot, biotite ; Msér, séricite), (Ø50 = $248 \mu = fU$, Mo = 2, So = MC, R = SA-SR, E = 0.5-0.8). Éch. 001024.5 (voir Annexe X) ; c) Litharénite kaki foncé, à quartz (Qmét et Qm), chert (Qchert) et fragments lithiques (Larg ; Lms, métasédimentaires ; Lgrès, gréseux), avec feldspaths (Fp) et mica blanc (Mus), massive. (Ø50 = $285 \mu = mL$, Mo = 3, So = MC, R = SA-SR, E = 0.3-0.6). Éch. 001025.3. Presque tous les échantillons présentent une matrice argileuse et peu de minéraux opaques (Op). Localisation : a) & b) Km 43.85, route La Ceiba Chica-Mangahureu-Cazaderos (près de Bolaspamba), SSO de la province de Loja, SSO d'Équateur ; c) 0,5 Km vers l'Est de Mangahureu, Loja.

C Grès du Membre Saquisilí Inférieur (COE centrale).

a) Litharénite à quartz monocristallin (Qmét et Qm), mica (Mus et Sér et Biot), et quartz polycristallin (Qchert) ; Mo=4, Ø50= vU-fL ; So=BC ; R=SR-SA ; laminée. Éch. 01G.4 (voir Annexe X) ; b) Litharénite feldspathique à quartz (Qmét et Qm), et chert (Qchert) (et feldspaths altérés, Falt), peu laminée ; Ø50= fU ; So=MC, R=SA. Éch. 001015.9 ; c) Wacke lithique à quartz (Qmét) et chert (Qchert) (et micas) ; Ø50= vU ; So=BC-MC, E=0.3-0.7. Éch. 001013.8.

Les échantillons présentent une matrice argileuse et de smectite, et peu de minéraux opaques (Op). Localisation : a) Km 18.7, route San Juan Guaranda ; b) Km 7.1, route Páramos de Nava-Santiago ; c) Est du ravin Pungul, Km 19.85, route San Juan-Guaranda.

D grès du Membre Gallo Rumi de la Fm. Saquisilí (COE centrale).

a) Micro-orthoconglomérat gréseux polymictique, extraformationnel, à grains de chert, grès quartzeux, quartz et feldspaths ; massif ; Ø50 = 2400μ ; So = BC-MC, R = SR, E = 0.5-0.9. Éch. 01.G.10 (voir Annexe X) ; b) Litharénite à quartz (44% Qmét, 20% Qvolcanique & Qplutonique), Ø50 = $395 \mu = mU$, Mo = 2-3, So = MC, R = A, E = 0.5-0.7. Éch. 030904.2 ; c) Sublitharénite à quartz (61% Qmét, 39% Qvole. + Qplut.), Ø50 = $208 \mu = fU$, Mo = 3, So = MC, R = A-SA, E = 0.5 - 0.7. Éch. 030904.5. Les échantillons présentent une matrice argileuse, de la smectite, et peu de minéraux opaques (Op). Localisation : a) Km 9.9, route Navas-Santiago ; b & c) Cerro Amosayana (face à la communauté de Pasohuazo

E Grès de l'Unité Pangor (Paléocène) de la Fm. Saquisilí (COE centrale).

a) Litharénite feldspathique à chert (39%), quartz (20%) et feldspaths altérés, sans lamination ; Ø50 = $269 \mu = mL$, Mo = 2, So = MC, R = A, E = .4-.6. Éch. 02.P.3 (voir Annexe X) ; b) Litharénite feldspathique à quartz (52% : métamorphique ; 19% : volcanique + plutonique) et chert, sans lamination ; Ø50 = $290 \mu = mL$, Mo = 1, So = MC ; R = A-SA, E = .4-.6. Éch. 01.P.12 ; c) Litharénite à quartz (47% : métamorphique ; 7% : volcanique + plutonique ; et chert) et feldspaths, sans lamination ; Ø50 = $810 \mu = eU$, Mo = 2, So = MC-PC ; R = A, E = .5-.7. Éch. 01.P.16. Les échantillons présentent une matrice argileuse, de chlorite diagénétique, smectite et leucoxène, et peu de minéraux opaques (épidote, oxydes du fer). Localisation : a) route École Cisneros, Km 4.5 (près de Pangor), route Riobamba-Pangor-Pallatanga ; b-c) route de La Florida, pont rivière Pangor, Ouest de Pallatanga.

Sur le diagramme FLvLs (Fig. 3.18 i) on observe nettement que les grès de la Fm. Basal Tena ne contiennent pas de fragments lithiques volcaniques ($Lv = 0\%$) proximaux, et que les grès de la ZSA contiennent une quantité variable de Ls et de F, tandis que ceux du BO ne contiennent que des Ls.

Sur le diagramme QtMxMO (Fig. 3.18j), les arénites de la Fm. Basal Tena du BO sont des grès matures et évolués, riches en Qt ($67.8 \leq Qt \leq 73\%$, $M = 70.25\%$, $\sigma = \pm 2.63\%$, dont Qm constitue la majeure partie du Qt, $Qm/Qt = 0.96$), presque sans matrice ($1 \leq Mx \leq 3\%$, $M = 1.58\%$, $\sigma = \pm 1.23\%$), et sans contenu organique ($MO = 0\%$). En outre, ils montrent une grande porosité intergranulaire ($20.75 \leq Phi \leq 24\%$, $M = 22.3\%$, $\sigma = \pm 1.6\%$), ce qui confère à ces grès un très bon potentiel en tant que réservoir pétrolier.

En ce qui concerne les 6 échantillons de wackes de la Fm. Basal Tena de la ZSA centre-Sud, il s'agit de grès peu matures, contenant une concentration variable en Qt ($18.5 \leq Qt \leq 50\%$, $M = 34.7 \pm 10.6\%$; dont $Qm/Qt = 0.87$), une matrice variable ($15.5 \leq Mx \leq 38.3\%$, $M = 31.0 \pm 9.1\%$), et une petite abondance de matière organique ($0 \leq MO \leq 1.75\%$, $M = 0.54 \pm 0.66\%$). Leur porosité reste nulle.

Les microphotographies des wackes lithiques de la Fm. Basal Tena de la ZSA centrale et Sud (Fig. 3.19A), prises en LPA, montrent les grains minéraux et lithiques caractéristiques, ainsi que quelques microfossiles. Ces grès sont riches en grains minéraux de quartz (Qm, monocristallin) et en grains lithiques argileux (Larg); ils présentent une matrice argileuse et des grains opaques (Op). Ils contiennent aussi des grains lithiques de calcaires micritiques (Cmicr), de quartz métamorphiques (Qp = Qmét), et des restes de microfossiles (charophytes et orbitolines) (Fig. 3.19A a, b). Certains échantillons montrent une matrice calcaire (Mxcalc, Fig. 3.19A b, c), un ciment calcaire (Fig. 3.19A a, c), et des grains calcaires recristallisés (Crx, Fig. 3.19 A b).

En résumé, les grès de la Fm. Basal Tena, du Maastrichtien inférieur, du BO central et de la ZSA centre-Sud sont des arénites et des wackes. Les arénites du BO sont des subarkoses, et des litharénites et des quartzarénites matures, et celles de la ZSA des arkoses lithiques. Les wackes de la ZSA centrale et Sud sont des wackes lithiques et feldspathique, plus ou moins stables.

Les arénites du BO proviennent d'une source de type bloc continental quartzeux (intérieur de craton) et éventuellement d'une ancienne chaîne avec une suture de collision. Les wackes de la ZSA centrale et Sud proviennent de sources multiples, partiellement alimentées par une plate-forme calcaire peu profonde, par ordre d'importance : (1) bloc continental quartzeux (intérieur de craton) ; (2) orogène (cristallin et transitionnel, quartzeux) soulevé et recyclé, zone de suture, et zone de mélange ; et (3) arc magmatique (éloigné du bassin).

Les autres diagrammes

Le diagramme d'abondance de la muscovite ([Mus], Fig. 3.14 a) montre que les grès de la Fm. Basal Tena

ne contiennent presque pas de muscovites. Ainsi, les arénites du BO ne contiennent aucun grain de mica blanc, et les wackes de la ZSA en contiennent peu ($0 \leq Mus \leq 0.25\%$, $M = 0.03\%$, $\sigma = \pm 0.09\%$). Pour le BO, le fait que les grains de muscovite soient absents serait dû aux processus de dépôt de ces grès, associés à des environnements à influence tidale (Barragán et al., 2005 ; Toro et al., 2006) et à la grande distance par rapport à la source potentielle (la Cordillère Royale).

Le diagramme d'abondance des feldspaths ([F], Fig. 3.14b) montre que la Fm. Basal Tena contient toujours une concentration basse de feldspaths F. Les arénites du BO en contiennent moins ($0 \leq F \leq 9.75\%$, $M = 4.92\%$, $\sigma = \pm 3.85\%$) que les wackes de la ZSA ($0.5 \leq F \leq 20\%$, $M = 6.22\%$, $\sigma = \pm 7.26\%$). Comme pour la muscovite, ceci est une conséquence de la distance à la zone source.

Le diagramme des relations Lv/Lt (Fig. 3.14 c) montre que les grès de la Fm. Basal Tena, tant ceux du BO que ceux de la ZSA, ne contiennent pas de lithiques volcaniques. Cela signifie qu'aucune activité volcanique n'a concerné la partie orientale de la CRE et le centre Ouest du BO, pendant le Maastrichtien inférieur. Toutefois, quelques échantillons de carottes de Basal Tena venant de la partie centrale du BO contiennent, dans leur partie supérieure, de minces intercalations de débris de boue (Toro et al., 2006), que l'on associe à un début d'activité volcanique.

Conclusions

Les sédiments élastiques gréseux de la Fm. Basal Tena, du Maastrichtien inférieur, de la ZSA centrale et Sud et du BO (puits Auca-25) sont des arénites et des wackes. Dans le BO il s'agit de subarkoses, de litharénites et de quartzarénites matures, à taille de grain moyen supérieur. Dans la ZSA il s'agit d'arkoses lithiques de grain fin inférieur, de wackes lithiques et d'une wacke feldspathique à grain fin inférieur.

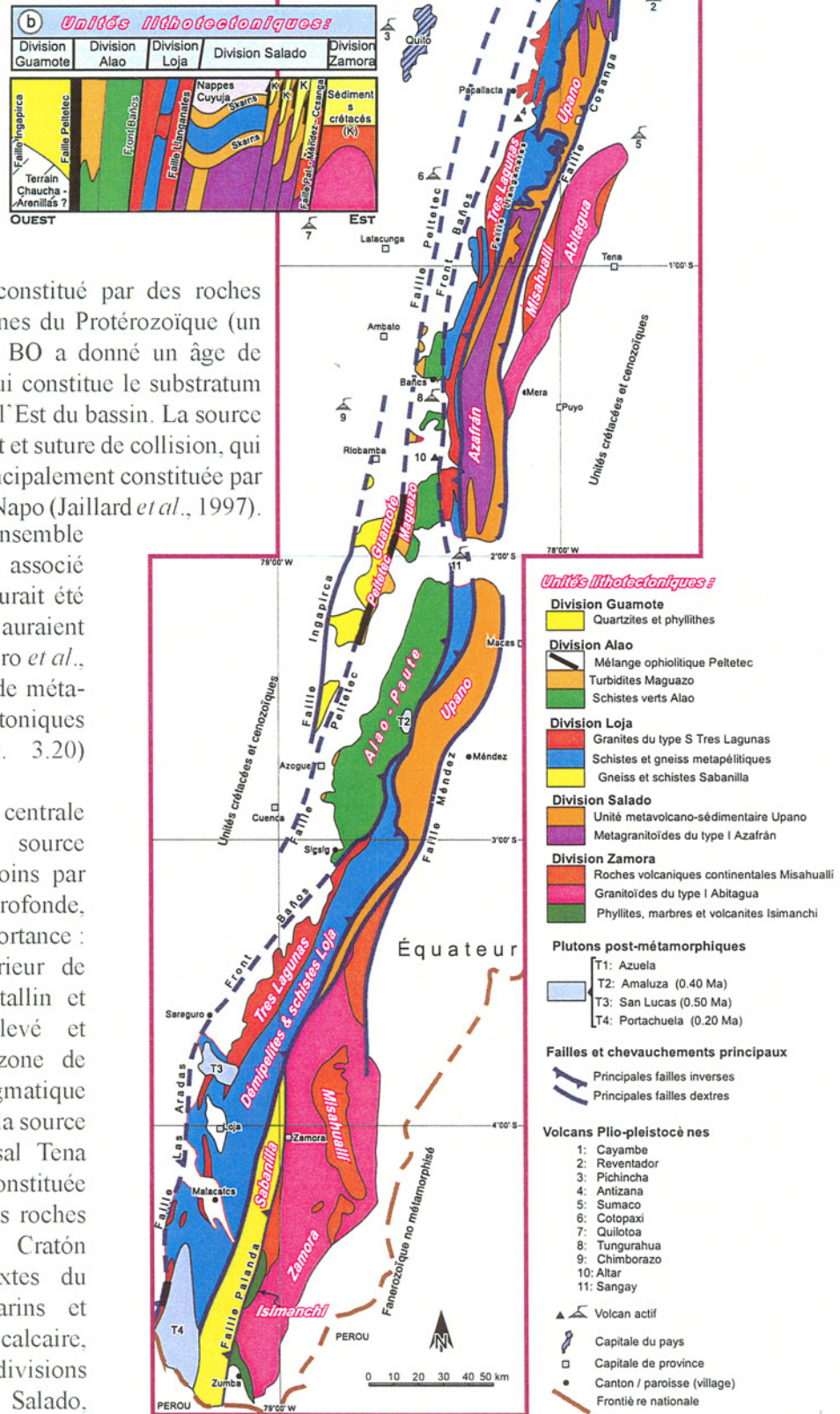
La granulométrie moyenne des arénites de la Fm. Basal Tena du BO (Fig. 3.11 a, b) montre une dispersion basse à modérée des valeurs, avec un rapport très bas entre le grain majeur et la médiane. Il s'agit d'un milieu marin transitionnel peu profond à influence tidale (Barragán et al., 2005 ; Toro et al., 2006).

Pour les wackes et arénite de la Fm. Basal Tena de la ZSA centre et Sud la granulométrie moyenne (Fig. 3.11) montre une dispersion des valeurs modérée à basse, avec un rapport $Phi > / \Phi_{50}$ bas à modéré. La boîte à moustache (Fig. 3.12 a, b) montre une distribution granulométrique moyenne peu dispersée, asymétrique étalée vers les particules grossières, (leptokurtique), avec une très basse étendue, une médiane Md de 0.146 mm, et une fraction modérée de points éloignés. Cela suggère un milieu de dépôt peu agité.

Les arénites du BO proviennent d'une source de type bloc continental (intérieur de craton) et éventuellement d'une ancienne chaîne de chevauchement avec suture de collision.

FIG. 3-20- Disposition structurale des unités lithotectoniques composantes de la cordillère Royale d'Équateur (CRE).

a) Carte géologique simplifiée : b) Coupe schématique Est-Ouest de la CRE centrale. (D'après Aspdén et Litherland, 1992; modifié).



Ce bloc continental serait constitué par des roches granitiques du cratón des Guyanes du Protérozoïque (un échantillon du puits Tapi-1 du BO a donné un âge de 1600 ± 48 Ma, Texeira, 1986), qui constitue le substratum cristallin du BO et les reliefs de l'Est du bassin. La source de type chaîne de chevauchement et suture de collision, qui a fourni au BO des Ls, serait principalement constituée par les sédiments mixtes du Groupe Napo (Jaillard *et al.*, 1997). Ceux-ci constituent un ensemble clastique marin et transitionnel associé à une plate-forme calcaire. Il aurait été soulevé et érodé et les débris auraient été transportés vers le bassin (Toro *et al.*, 2006), accompagnés d'un peu de méta-sédiments des divisions lithotectoniques Alao, Loja et Salado (Fig. 3.20) d'Aspdén et Litherland (1992).

Les wackes de la ZSA centrale et Sud proviennent d'une source multiple, alimentée plus ou moins par une plate-forme calcaire peu profonde, comportant par ordre d'importance : (1) un bloc continental (intérieur de craton); (2) un orogène (cristallin et transitionnel, quartzeux) soulevé et recyclé, zone de suture, et zone de mélange; et (3) un arc magmatique (éloigné du bassin). En résumé, la source des sédiments de la Fm. Basal Tena de la ZSA centre-Sud serait constituée comme précédemment par : des roches granitiques protérozoïques du Cratón Guyanais, des sédiments mixtes du Groupe Napo, clastiques marins et transitionnels et de plate-forme calcaire, un peu de métasédiments des divisions lithotectoniques Alao, Loja et Salado, et un peu le granitoïdes du Trias et Jurassique du bord Est de la paléo-CRE.

Les grès de la Fm. Basal Tena ne contiennent presque pas de muscovites : elles sont absentes dans les arénites du BO, et très peu abondantes dans les wackes de la ZSA à cause d'un environnement de dépôt peu propice, et de la grande distance par rapport à la zone source potentielle. Ces grès contiennent toujours une concentration basse et variable de feldspaths. Enfin, ces grès ne contiennent pas de Lv, ce qui signifie que, au Maastrichtien inférieur, aucune activité volcanique n'est enregistrée.

Les compositions moyennes (M) et écarts-types ($\pm \sigma$) des Grès Basal Tena de la ZSA et du BO, sont reportées dans l'Annexe 3

3. 2. 3. Les unités du Bassin Celica-Lancones

Les échantillons étudiés ont été prélevés dans la partie SSO de la province de Loja, près de la frontière Équateur-Pérou, au Sud de la latitude 4°S et à l'Ouest de la longitude 80°O (voir Fig. 2.1 et 3.22), le long des routes Pindal-Paletillas (voir Annexe 1), Paletillas-Bolaspamba, et La Ceiba Chica-Cazaderos. 4 échantillons ont été étudiés par la méthode de Guzzi-Dickinson, de pétrographie microscopique.

Dans certains diagrammes triangulaires, les grès de la Fm. Zapotillo montrent une dispersion des données, sachant qu'ils ont été échantillonnés dans la même unité stratigraphique, on a décidé donc de représenter tous ces grès avec les polygones statistiques d'abondance (moyenne des données comme centre de gravité, et bords placés à une distance d'un écart type ($\pm 1\sigma = \pm 68.3\%$) à partir de la moyenne).

La Formation Zapotillo

Distribution granulométrique (box-plot)

La granulométrie moyenne des arénites de la Fm. Zapotillo (Fig. 3.11) du bassin Celica montre une grande dispersion des valeurs ($0.16 \leq \phi_{50} = Md \leq 0.285$ mm, $M = 0.213 \pm 0.062$ mm, fL ; et $0.475 \leq \phi > \leq 1.1$ mm, $M = 0.735 \pm 0.306$ mm, cU), avec une importante dispersion des valeurs entre le grain majeur ($\phi >$) et la médiane (ϕ_{50}) et un $\phi > / \phi_{50} = 3.45$. Le nombre des grains mesurés en lames minces dans les 4 échantillons étudiés est uniforme ($198 \leq n \leq 247$, $M = 222.3 \pm 23.9$).

Les sédiments de la Fm. Zapotillo, avec un $\phi > / \phi_{50} = 3.45$, semblent s'être déposés dans un milieu turbulent (de haute énergie) de plate-forme et d'avant-plage.

La boîte à moustache (Fig. 3.12 a, b) des arénites de la Fm. Zapotillo montre une distribution granulométrique moyennement dispersée, asymétrique très étalée (excès) vers les particules grossières, de type leptokurtique (aplatissement positif, $K > 0$), avec une répartition de faible à moyenne étendue de 0.685 mm ($\phi \text{ max} - \phi \text{ min} = 0.685$ mm), une médiane ($Me = Md = q_{50\%}$) de 0.213 mm, et une importante fraction de points éloignés et très éloignés. Ces faits suggèrent des processus très agités,

parfois turbulents, pour ces dépôts, en milieu de plate-forme (Jaillard et al., 1996).

Classification pétrographique

En fonction de l'abondance de la matrice, les échantillons de la Fm. Zapotillo sont tous des arénites ($4.5 \leq Mx \leq 7.25\%$, $M = 5.94\% < 15\%$, $\sigma = \pm 1.28\%$), représentées sur le diagramme QmFLt par des arkoses et des litharénites (Fig. 3.21 a).

Provenance des grès

Sur les diagrammes QtFL et QmFLt de Dickinson (Fig. 3.21 b, c), la Fm. Zapotillo montre une grande dispersion des données. Le diagramme QtFL signale une maturité variable, basse à moyenne, et une source de type bloc continental (à feldspaths) soulevé (soulèvement de socle, $4.25 \leq F \leq 79.85\%$, $M = 41.38\%$, $\sigma = \pm 41.76\%$), ou orogène recyclé. Il faut noter que pour le Qt ($Qt = Qm + Qp$, $6.75 \leq Qt \leq 73.25\%$, $M = 39.6\%$, $\sigma = \pm 37.8\%$), la majeure partie est constituée de Qp ($Qp = Qm_{\text{mét}} + Q_{\text{chert}} + Q_{\text{calcédoine}}$, $3 \leq Qp \leq 61.25\%$, $M = 31.13\%$, $\sigma = \pm 32.24\%$), où les $Qm_{\text{mét}}$ et Q_{cherts} sont les plus abondants; le contenu en Qm ($3.5 \leq Qm \leq 14.5\%$, $M = 8.44\%$, $\sigma = \pm 5.7\%$) est faible.

Sur le diagramme QmFLt (Fig. 3.21 c), ces 4 échantillons indiquent une provenance variable, d'une source comportant le soulèvement d'un substratum (bloc continental, riche en F) ou d'orogène lithique avec Qp.

Le diagramme QmPK, montre que les arénites du bassin Celica-Lancones ont une maturité basse à moyenne, et proviennent d'un arc magmatique (riche en Fp et pauvre en Fk, Fig. 3.21 d), et d'un bloc continental (riche en Qp).

Sur le diagramme QpLvLs (Fig. 3.21 e), les arénites de la Fm. Zapotillo contiennent une concentration modérée variable de Ls ($2.75 \leq Ls \leq 13\%$, $M = 7.9\%$, $\sigma = \pm 4.49\%$) et une très basse concentration de Lv ($0 \leq Lv \leq 1.25\%$, $M = 0.44\%$, $\sigma = \pm 0.6\%$). Tous les échantillons tombent dans le champ de provenance du type anciennes chaînes de chevauchement et sutures de collision.

Dans le diagramme LmLvLs+C, les arénites de la Fm. Zapotillo tombent près du pôle Ls+C (Fig. 3.21 f). Tenant compte de que les arénites analysées ne contiennent presque pas de fragment calcaires ($C \sim 0\%$), donc $Ls+C \sim Ls$; l'interprétation est un faveur d'une zone de suture.

Dans le diagramme QmFLt+C, les arénites de la Fm. Zapotillo (Fig. 3.21 g) ne montrent aucune variation par rapport au diagramme QmFLt (Fig. 3.21 c); ce qui confirme l'interprétation précédente (soulèvement d'un bloc continental riche en F, et orogène lithique riche en Qp).

Le diagramme FLvLs (Fig. 3.21 h) confirme que les sédiments gréseux de la Fm. Zapotillo contiennent très peu des fragments lithiques volcaniques (Lv) et une abondance variable de F et de Ls, ce qui signifie que, s'il y avait un arc volcanique alimentant le bassin Celica-Lancones pendant le Campanien moyen-supérieur, cet arc était éloigné du bassin.

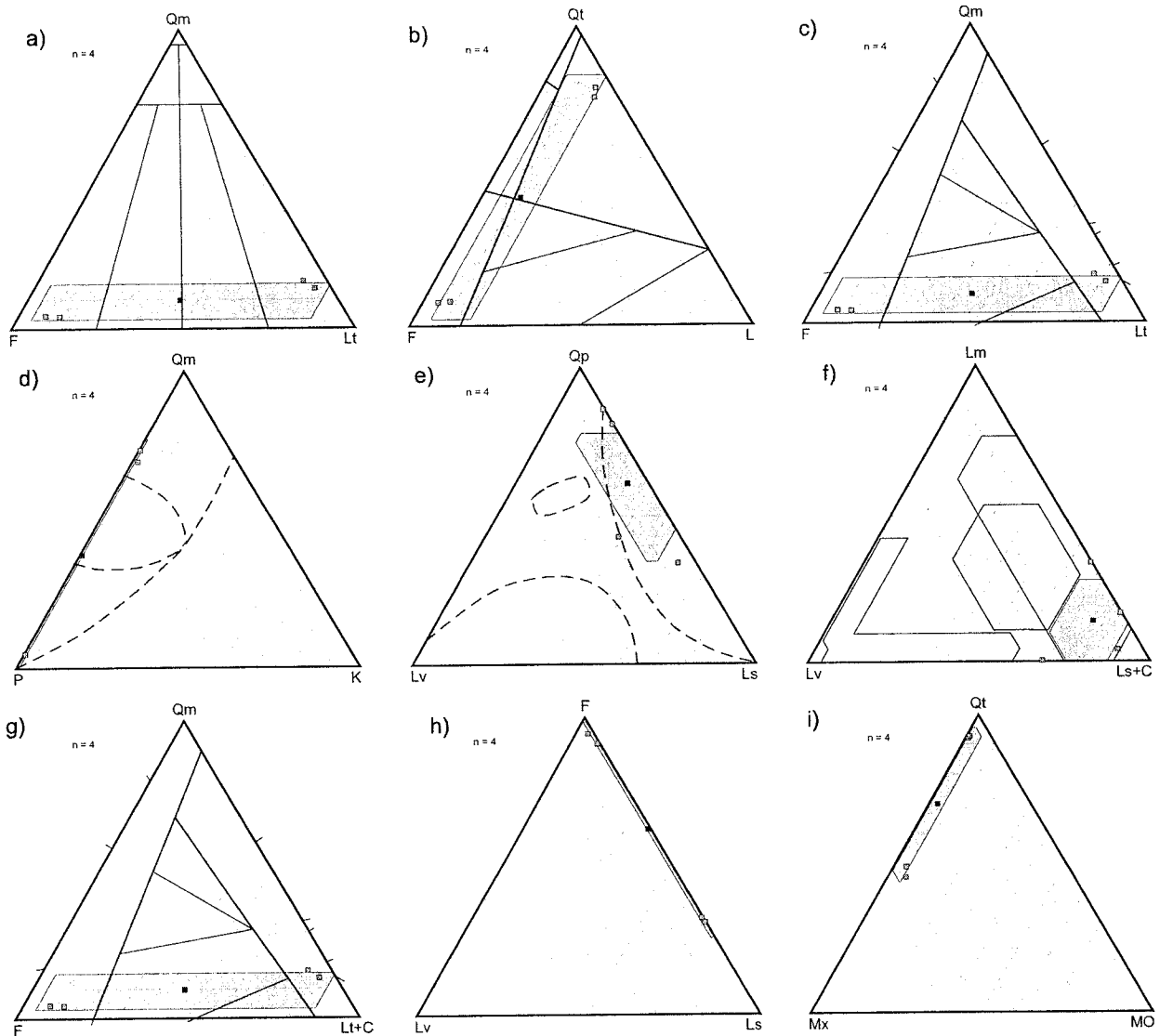


FIG. 3-21- Classification pétrographique des zones sources des sédiments gréseux de la Fm. Zapotillo (Campanien moyen à supérieur) du bassin Celica-Lancones (SSO Équateur).

Légende of Fig. 3-13.

Le diagramme QtMxMO (Fig. 3.21 i) montre que les arénites de la Fm. Zapotillo contiennent une abondance variable de matrice ($4.5 \leq Mx \leq 7.25\%$, $M = 5.94\%$, $\sigma = \pm 1.28\%$), et de matière organique ($0.5 \leq MO \leq 0.75\%$, $M = 0.36\%$, $\sigma = \pm 0.12\%$). Cette dernière, en quantité non négligeable, confère à ces roches un potentiel de roche-mère.

Les microphotographies des arénites de la Fm. Zapotillo du bassin Celica, du SSO de la province de Loja (Fig. 3.19 B), montrent des grains minéraux et lithiques caractéristiques. Il s'agit de grès à grains minéraux de quartz métamorphique (Qp = Qmét), de grains lithiques argileux (Larg), de quartz plutoniques (Qm, monocristallin), de muscovite (Mus), de feldspaths altérés (Falt), d'un peu d'opiques (Op) et d'une matrice argileuse.

On observe aussi des quartz polycristallins (Qchert), des grains lithiques métasédimentaires (Lms = Lard, ardoises), et des grains minéraux de feldspaths altérés (Falt), séricite (Ser) et biotite (Biot) (Fig. 3.19B a, b). Il y a peu de grains lithiques gréseux (Lgrès) et de Lms (Fig. 3.19B c).

En résumé, les grès de la Fm. Zapotillo, du Campanien moyen à supérieur du bassin Celica-Lancones, sont des arénites (arkoses et litharénites) à maturité variable (basse à modérée). Ces arénites proviennent de sources multiples, par ordre d'importance : (1) un bloc continental (soulèvement de substratum feldspathique), (2) un orogène cristallin et transitionnel soulevé et recyclé (quartzeux et lithique) : (3) un arc magmatique (éloigné du bassin) ; et (4) éventuellement une ancienne chaîne de chevauchement avec zone de suture de collision

Les autres diagrammes

Le diagramme d'abondance de la muscovite ([Mus], Fig. 3.14a) montre que les grès de la Fm. Zapotillo contiennent une abondance modérée de muscovites ($0.25 \leq \text{Mus} \leq 1\%$, $M = 0.69\%$, $\sigma = \pm 0.31\%$). La source potentielle des Mus serait la partie Sud de la cordillère Royale (CRE), tant les roches métamorphiques du Paléozoïque que les granitoïdes du Trias et Jurassique, le substratum continental du Paléozoïque–Jurassique du bassin de Cuenca, et possiblement les faciès volcaniques d'arc Celica à l'Est et au SE du bassin, comme le montrent Jaillard et al. (1999) à partir de directions de paléocourants au Crétacé supérieur et terminal (Fig. 3.23).

Le diagramme d'abondance des feldspaths ([F], Fig. 3.14b) montre que la Fm. Zapotillo contient une concentration variable et dispersée de F ($4.25 \leq F \leq 79.85\%$, $M = 41.4\%$, $\sigma = \pm 41.8\%$), dont la zone source potentielle serait les granitoïdes du Sud de la CRE, le substratum continental du Jurassique–Paléozoïque du bassin de Cuenca, et possiblement les faciès volcaniques d'arc Celica.

Le diagramme de la relation Lv/Lt (Fig. 3.14c) montre que les grès de la Fm. Zapotillo contiennent peu de lithiques totaux Lt ($4 \leq \text{Lt} \leq 15.5\%$, $M = 10.19\%$, $\sigma = \pm 5.57\%$) ; les Lv représentent un minimum ($0 \leq \text{Lv} \leq 1.25\%$, $M = 0.44\%$, $\sigma = \pm 0.6\%$), ce qui signifie que s'il y avait un arc volcanique alimentant le bassin Celica–Lancones, cet arc était éloigné du bassin.

Enfin, la relation $C/(\text{Lt}+C)$ montre (Fig. 3.14d) que les grès de la Fm. Zapotillo ne contiennent pas ($C = 0\%$) de fragments calcaires.

Conclusions

Les grès de la Fm. Zapotillo, du Campanien moyen-supérieur, ont une granulométrie moyenne très dispersée, avec un grand rapport entre le grain majeur ($\Phi_{>}$) et la médiane. Les arénites ont une distribution granulométrique moyennement dispersée, très asymétrique vers les particules grossières, de type leptokurtique (Fig. 3.12a et b). Ces caractéristiques suggèrent un milieu de dépôt de plate-forme (Jaillard et al., 1996) et d'avant-plage très agité (de haute énergie).

Ces grès sont des arénites, plus précisément des arkoses et des litharénites, de maturité basse à modérée. Ces arénites proviennent de sources multiples, par ordre d'importance : (1) bloc continental ; (2) orogène cristallin et transitionnel, soulevé et recyclé ; (3) arc magmatique éloigné du bassin ; et (4) éventuellement une ancienne chaîne de chevauchement et zone de suture de collision.

Les arénites de la Fm. Zapotillo présentent une abondance modérée en, et une concentration variable en feldspaths. La source potentielle serait la cordillère Royale (CRE) méridionale (roches métamorphiques du Paléozoïque et granitoïdes du Trias et Jurassique, substratum continental du Jurassique–Paléozoïque du

bassin de Cuenca, et possiblement les faciès volcaniques d'arc Celica). Ces grès contiennent peu de lithiques ($\text{Lt} = 10.2 \pm 5.6\%$), et très peu de volcaniques ($\text{Lv} = 0.44 \pm 0.6\%$), signifiant que si un arc volcanique alimentait le bassin Celica–Lancones, il était situé assez loin du bassin.

Les compositions moyenne (M) et écarts-types ($\pm \sigma$) des grès de la Fm. Zapotillo sont rassemblés sur l'Annexe 3.

3.2.4. Evolution paléogéographique et tectonique pendant l'intervalle Campanien supérieur–Maastrichtien inférieur

Pendant l'intervalle Campanien supérieur–Maastrichtien inférieur, la partie occidentale de la COE, a été le siège de dépôts de radiolarites et cherts noirs au-dessus du terrain océanique Guaranda (TG), impliquant que celui-ci se situait essentiellement, en milieu marin relativement profond (Toro et Jaillard, 2005).

Vers l'Est, au niveau de l'actuelle vallée Interandine, des sédiments gréseux clastiques et calcaires se sont déposés au-dessus du terrain San Juan (TSJ), constituant le Groupe Yunguilla (Jaillard et al., 2005), et au-dessus du substratum continental Jurassique–Paléozoïque du bassin Celica–Lancones (Alamor Ouest et Alamor Est, Jaillard et al., 1996, 1999), ainsi que dans la zone Subandine et le bassin Oriente (ZSA et BO), constituant la Fm. Basal Tena).

Dans le bassin de Cuenca, les arénites (litharénites et arkoses lithiques) matures de plate-forme mixte progradante de la Fm. Jadán, (Campanien moyen à supérieur, Groupe Yunguilla), proviennent de sources multiples : (1) arc magmatique transitionnel distal (et complexe de subduction), (2) bloc continental (intérieur de craton et soulèvement du substratum) ; et (3) orogène cristallin et lithique, et zones de suture. La source des micas peu abondants et des feldspaths serait la partie méridionale de la cordillère Royale (CRE) et les granitoïdes du Trias supérieur du bassin de Cuenca.

Dans le bassin Celica–Lancones ont été déposés, au Campanien moyen à supérieur, des silts et grès transgressifs (Fm. Zapotillo, Alamor Ouest), et des silts et calcaires (Fm. El Naranjo, Alamor Est). Les grès de la Fm. Zapotillo sont des arénites fines (arkoses et litharénites à Mus), de maturité basse à modérée, provenant de sources multiples : (1) bloc continental (soulèvement de substratum à feldspaths ; (2) orogène cristallin et transitionnel (quartzeux et lithique), soulevé et recyclé ; (3) arc magmatique (éloigné du bassin) ; et (4) éventuellement d'une ancienne chaîne de chevauchement avec zone de suture de collision. La source potentielle serait la cordillère Royale méridionale (CRE, roches métamorphiques du Paléozoïque et granitoïdes du Trias et Jurassique), le substratum continental du Jurassique–Paléozoïque du bassin de Cuenca, et possiblement les faciès volcaniques d'arc Celica.

Durant cette période, les conglomérats à galets très arrondis de quartz et de roches métamorphiques de fan-delta de la Fm. Quimas sont arrivés localement (bassin de Cuenca) en provenance de la CRE (Jaillard et al., 2005).

Dans la ZSA et le BO occidental, après un certain lag time (*sensu* Jones *et al.*, 2004) de presque 4 Ma (Toro *et al.*, 2006), ont commencé à se déposer les grès de la Fm. Basal Tena du Maastrichtien inférieur, comportant des lithiques sédimentaires, et dépourvus de micas et de lithiques volcaniques, donc éloignés de toute activité volcanique proximale. Il s'agit d'arénites matures quartzieuses (subarkoses, litharénites et quartzarénites) dans le BO, et de wackes lithiques avec peu de wackes feldspathiques dans la ZSA Sud.

Les arénites de la Fm. Basal Tena du BO proviennent : (1) d'un bloc continental (le cratón Guyanais, le substratum du BO et les reliefs de l'Est du BO) ; et (2) éventuellement d'une ancienne chaîne de chevauchement (la CRE, ses roches métamorphiques du Paléozoïque et ses granitoïdes du Trias et Jurassique) avec une suture de collision (les métasédiments des divisions lithotectoniques Alao, Loja et Salado de la CRE). Les wackes de Basal Tena proviennent de sources multiples : (1) bloc continental (intérieur du cratón Guyanais) ; (2) orogène (cristallin et transitionnel, quartzeux) soulevé et recyclé (la CRE et ses roches métamorphiques), zone de suture et zone de mélange (les métasédiments des divisions lithotectoniques Alao, Loja et Salado de la CRE) ; et (3) arc magmatique distal.

Le dépôt des conglomérats Quimas (dans l'avant-arc de la paléo CRE) et celui des grès Basal Tena (d'arrière-arc) sont interprétées comme la réponse sédimentaire, de chaque côté de la chaîne (la CRE), à l'accrétion du TSJ à la marge continentale équatorienne et à son soulèvement consécutif pendant le Campanien supérieur (Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2006). Les calcarénites turbiditiques fossilifères du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (voir Chapitre II), qui caractérisent une plate-forme externe et un cône de bordure de plate-forme, seraient le résultat de la déstabilisation des dépôts de bordure du bassin (une plate-forme calcaire externe), et de la relocalisation du dépôt-centre (mécanisme suggéré par Houghton, 2001), et refléteraient probablement aussi l'accrétion du TSJ à la marge continentale équatorienne.

En résumé les wackes (feldspathiques et lithiques) et arénites (litharénites et arkoses lithiques) de la Fm. Yunguilla Indifférencié de la COE centrale, du Maastrichtien inférieur, sont d'origine multiple : (1) arc magmatique proximal, complexe de subduction et province volcanique circumpacifique ; (2) bloc continental (substratum et intérieur de cratón : la paléo-CRE) ; et (3) orogène cristallin et lithique, et zone de suture (paléo-CRE). La source des micas et des feldspaths serait : la cordillère Royale (CRE), les granitoïdes du Sud du bassin de Cuenca (Tres Lagunas), et peut-être les batholites de la CRE centrale (d'Abitagua et Azafrán).

Dans la partie Est du Sud de la CRE, Faucher *et al.* (1971) décrivent une formation contemporaine, le « Flysch Limón », probablement d'environnement de plate-forme, ce qui suppose que le bassin d'avant-arc Yunguilla (bassin Paíta-Yunguilla de Jaillard *et al.*, 1996, 1999)

communiquait avec le bassin d'arrière arc (BO), et que la CRE (l'orogène métamorphique) n'était pas complètement soulevé (Toro et Jaillard, 2005).

3. 3. Le Paléocène

3. 3.1. Les unités de la Cordillère Occidentale

La Formation Saquisilí

La Fm Saquisilí, d'âge Paléocène (Hughes *et al.*, 1998) voire Éocène inférieur (Jaillard *et al.*, 2004), affleure entre le centre (Sud du volcan Chimborazo, $\approx 1^{\circ}25'S$, Fig. 2.1) et le Sud de la Cordillère Occidentale (COE) (entre Naranjal et Azogues, jusqu'à $\approx 2^{\circ}45'S$).

La Fm Saquisilí est composée de trois unités lithologiques bien différenciées, dont l'épaisseur totale atteindrait 2000 à 3000 m (Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Chap. II). Ces unités sont de bas en haut : le Membre Saquisilí Inférieur (grès fins à moyens), le Membre Gallo Rumi (grès moyens à très grossiers, et conglomérats) et le Membre Saquisilí Supérieur (ou Membre Gallo Rumi Supérieur, silts laminés bigarrés).

Le Membre Saquisilí Inférieur a été échantillonné : 1) dans la zone centrale de la COE (Fig. 2.1, 2.3, 2.14), le long des routes San Juan-Guaranda, Pungul-Chimborazo, Sicalpa-Páramos de Navas-Santiago, et Páramos de Navas-Pangor-Pallatanga, et 2) au Sud, le long de la route Cuenca (Km 43-46)-Molleturo-Puerto Inca-Guayaquil (dont 3 échantillons sont décrits microscopiquement), et enfin dans la Quebrada Tabacay (NE d'Azogues, Fig. 2.13).

Le Membre Gallo Rumi a été échantillonné de façon exhaustive le long de la route San Juan-Guaranda (Fig. 2.6, 2.14, 2.34), aux alentours de la communauté de Gallo Rumi, et dans la coupe de Zambranoloma (Cerro Amosayana).

En raison de sa granulométrie silteuse et du petit nombre d'affleurements, il n'a pas été possible d'étudier le Membre Saquisilí Supérieur par la méthode pétrologique de Gazzi-Dickinson.

L'Unité Pangor, considérée comme un équivalent latéral fluvial proximal de la Fm. Saquisilí gréseuse vers l'Est (Est de la zone de Pangor-La Florida-Trigoloma-Pallatanga, Fig. 2.14), a également été échantillonnée et étudiée (4 lames minces) pour déterminer sa texture et les zones sources.

Étant donné leur grande homogénéité, les résultats de l'étude microscopique des grès des membres Saquisilí Inférieur (n = 49) et Gallo Rumi (n = 16) ont été représentés chacun dans les diagrammes triangulaires, sans différencier leur localité d'origine.

Membre Saquisilí Inférieur

Distribution granulométrique (box-plot)

Les grès du Membre Saquisilí Inférieur (Paléocène inférieur à moyen) montrent, du point de vue de la granulométrie moyenne, une grande dispersion des valeurs

($0.033 \leq \Phi_{50} = Md \leq 0.37$ mm, $M = 0.157 \pm 0.077$ mm, fL : et $0.09 \leq \Phi > \leq 6.12$ mm, $M = 0.708 \pm 0.81$ mm, cU), avec également une dispersion importante des valeurs entre les grains les plus gros et la médiane de $\Phi > / \Phi_{50} = 4.51$ (Fig. 3.11a, 3.11b). Le nombre des grains mesurés en lames minces dans les 40 échantillons étudiés est variable ($32 \leq n \leq 207$, $M = 99.5 \pm 46.3$).

La grande dispersion des données est bien corrélée avec le rapport entre diamètres maxima et 50 ($\Phi > / \Phi_{50} = \Phi > / Mc = 4.5$, Fig. 3.11 b). Ces caractéristiques granulométriques sont interprétées comme le résultat d'une dynamique sédimentaire de plate-forme clastique au Paléocène inférieur à moyen. En effet, la boîte à moustache ou box-plot (Fig. 3.12 a, b) des sédiments du Membre Saquisilí Inférieur montre que ces grès ont une distribution granulométrique très dispersée, très asymétrique, étalée (excès) vers les particules grossières (courbe leptokurtique, coefficient aplatissement positif, $K > 0$), avec une variation faible à moyenne de 0.68 mm ($\Phi_{ma} - \Phi_{min} = 675.5$ microns), une médiane ($Mc = Md = q_{50\%}$) de 0.157 mm, et de nombreux points éloignés à très éloignés. Ces traits suggèrent des processus de transport et dépôt agités, voire turbulents, tels que tempêtes, et dépôts gravitaires.

Mécanisme de dépôt

La plate-forme clastique du Saquisilí Inférieur, avec tempêtes et processus gravitaires fréquents donnant un fort rapport $\Phi > / Mc$ (= 4.5), semble avoir été construite par un épisode progradant majeur. La valeur élevée du rapport $\Phi > / Mc$ peut s'interpréter comme le résultat de processus de liquéfaction, associés aux tempêtes et aux flux gravitaires sur la plate-forme clastique, produisant des structures d'échappement de fluides (Plaziat et Poisson, 1992) : les grains restant temporairement en suspension sont triés en fonction de leur densité, jusqu'à ce que le mécanisme grain-supported soit rétabli (Lowe, 1975).

La haute valeur du rapport $\Phi > / \Phi_{50} = 4.5$, valeur la plus élevée des unités étudiées à part la Fm. Apagua, suggère une turbulence intense à la bordure de la plate-forme Saquisilí Inférieure, après le processus d'accrétion du terrain Guaranda (TG) à la marge équatorienne et le soulèvement de la zone source (la paléo-CRE) pendant le Maastrichtien supérieur (Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005).

D'après notre étude microscopique, les 49 échantillons de grès du Membre Saquisilí Inférieur présentent une porosité variable, mais faible ($0.25 \leq \Phi \leq 11\%$, $M = 1.04\%$, $\sigma = \pm 2.24\%$), et primaire plutôt que secondaire (inter- et intra-granulaire). La taille moyenne des grains, élevée mais variable (Fig. 3.11 : $\Phi_{50} = Md = 0.157 \pm 0.077$ mm), la lithification et la compaction importantes, la cimentation importante par de la silice secondaire, associée à la richesse en quartz de ces grès ($Qt = 56.2 \pm 19.4\%$), limite la perméabilité à des valeurs inférieures à 5 mD. Tenant compte de la porosité moyenne ($\Phi = 1.04 \pm 2.24\%$) et des

diagrammes proposés par Dillon *et al.* (2004), le degré de compaction serait de 20 à 30%, et le rapport entre quartz authigénique et détritique serait de 0.2 à 0.3. En résumé, l'architecture stratigraphique (voir Ch. II), la porosité en lame mince et le degré de cimentation (diagenèse), font que le Membre Saquisilí Inférieur ne possède qu'un potentiel de réservoir limité.

Classification pétrographique

Parmi les grès du Membre Saquisilí Inférieur, 45 % des échantillons (22/49, Fig. 3.22 a) sont des arénites ($4.75 \leq Mx \leq 14.75\%$, moyenne $M = 11.6\%$, $\sigma = \pm 3.4\%$, voir Annexe V) et 55% (27/49, Fig. 3.23 b) des wackes ($15.25 \leq Mx \leq 75\%$, moyenne $M = 32.9\% \pm 20.2\%$).

Les arénites, représentées sur le diagramme QmFLt (Fig. 3.22 a), sont des litharénites et litharénites arkosiques, et parfois des sublitharénites ; les wackes (Fig. 3.22 b), sont des wackes lithiques (81% des échantillons, dont 3 provenant de la route Cuenca-Molleturo) et des wackes feldspathiques (19%).

Provenance des grès

Les grès du Membre Saquisilí Inférieur représentés sur les diagrammes QtFL et QmFLt (Fig. 3.22 c, d), montrent une faible dispersion des données. Dans le diagramme QtFL (Fig. 3.22 c), ils montrent un centre de gravité ou moyenne (M) très riche en quartz ($Qt_{83.2}F_{12.7}L_{4.2}$) et un écart-type (σ) faible à modéré ($Qt_{311.9}F_{111.2}L_{16.1}$). Ces données suggèrent une source mixte de type bloc continental quartzeux (craton ou substratum continental feldspathique soulevé) et d'orogène cristallin recyclé. Dans le diagramme QmFLt (Fig. 3.22 d), les grès du Membre Saquisilí Inférieur montrent un centre de gravité modérément riche en quartz monocristallin ($Qm_{54.6}F_{12.7}Lt_{32.9}$) et un écart-type modéré ($Qm_{54.6 \pm 15.6}F_{12.7 \pm 11.2}Lt_{32.9 \pm 14.7}$). Ces données suggèrent comme source un orogène soulevé et recyclé, quartzeux à lithique, et de façon plus marginale une source intermédiaire entre bloc continental, et orogène cristallin ou volcanique.

Dans ces grès, le quartz total ($9.5 \leq Qt \leq 87.5\%$) représente $56.2 \pm 19.4\%$. Les quartz monocristallins (Qm) et polycristallins de type chert (Qchert) sont les plus abondants ($Qm = 36.9 \pm 17.1\%$, $Qm/Qt = 0.00$; $Qchert = 15.1 \pm 8.7\%$, $Qchert/Qt = 0.27$), tandis que le quartz polycristallin d'origine métamorphique (Qmét) reste minoritaire quoique variable ($Qmét = 3.4 \pm 6.7\%$, $Qmét = 0.06$).

Dans le diagramme QmPK, les arénites et wackes du Membre Saquisilí Inférieur (Fig. 3.23 c) sont situés près du pôle Qm ($Qm_{81.4 \pm 15.8}P_{12.4 \pm 16.7}K_{16.22 \pm 9.4}$), et montrent une importante maturité, avec des concentrations en plagioclases (Fp) et feldspaths potassiques (Fk) très basses, proches de 0%. Ceci traduit la rareté des feldspaths ($1 \leq F \leq 34.5\%$, $M = 7.7\%$, $\sigma = \pm 7\%$), mais aussi leur altération et leur diagenèse, qui, aboutissent à les transformer en kaolinite, albite et silice (Worden et Morad, 2000). La zone source de ces grès serait un bloc continental quartzeux plutonique et/ou métamorphique.

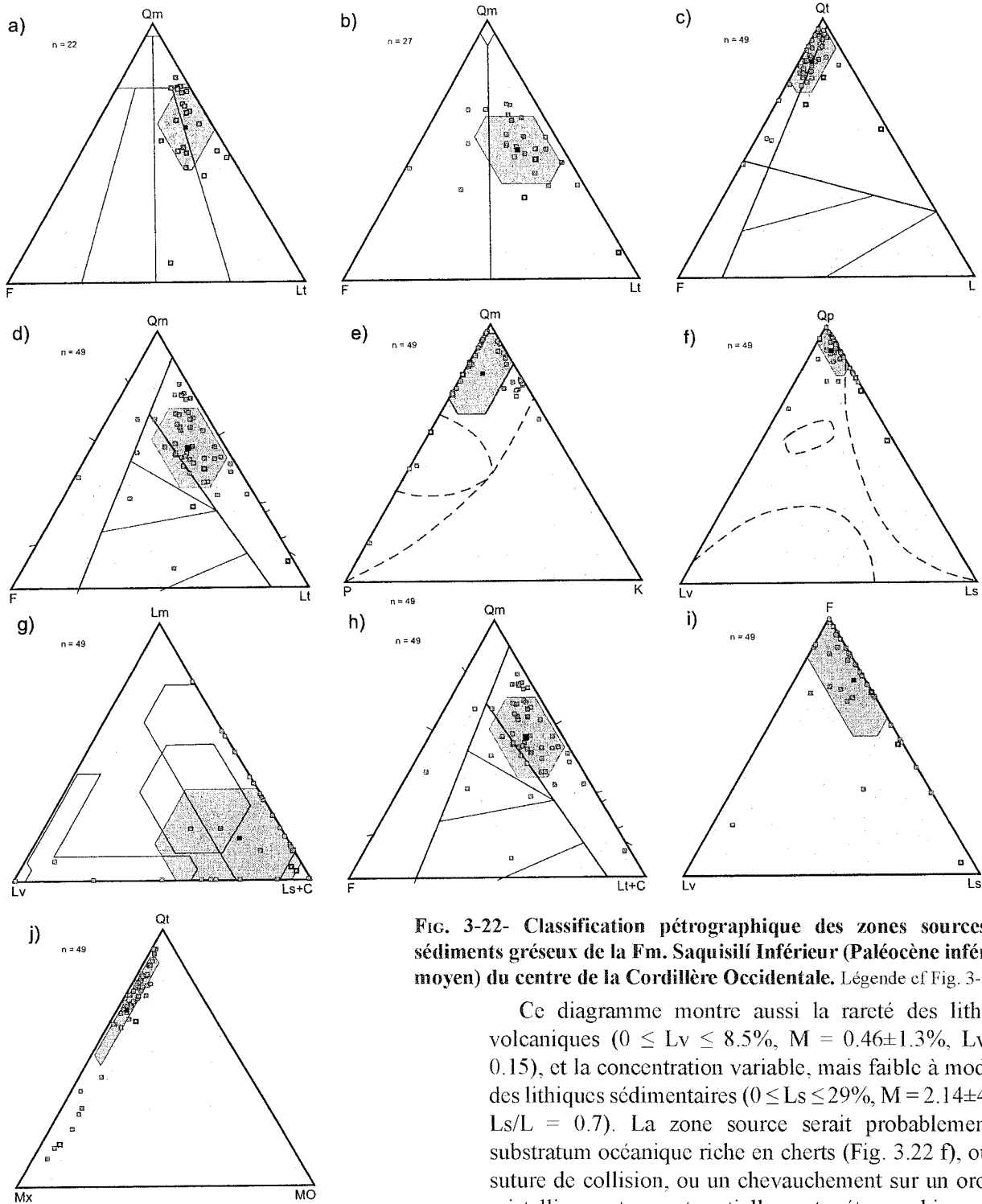


FIG. 3-22- Classification pétrographique des zones sources des sédiments gréseux de la Fm. Saquisili Inférieur (Paléocène inférieur-moyen) du centre de la Cordillère Occidentale. Légende cf Fig. 3-13.

Ce diagramme montre aussi la rareté des lithiques volcaniques ($0 \leq Lv \leq 8.5\%$, $M = 0.46 \pm 1.3\%$, $Lv/L = 0.15$), et la concentration variable, mais faible à modérée, des lithiques sédimentaires ($0 \leq Ls \leq 29\%$, $M = 2.14 \pm 4.2\%$, $Ls/L = 0.7$). La zone source serait probablement un substratum océanique riche en cherts (Fig. 3.22 f), ou une suture de collision, ou un chevauchement sur un orogène cristallin quartzeux et partiellement métamorphique.

Le diagramme LmLvLs+C, montre que dans les grès du Membre Saquisili Inférieur (Fig. 3.23g), la composition moyenne est : $Lm_{16.5}Lv_{15.9}Ls+C_{67.6}$ avec un fort écart-type ($Lm_{\pm 19.3}Lv_{\pm 26.5}Ls+C_{\pm 26.8}$). Les fragments lithiques les plus abondants sont sédimentaires, et essentiellement argileux ($Larg = 1.6\%$, $\sigma = \pm 4.2\%$, $Larg/L = 0.52$), les fragments volcaniques (Lv) et métamorphiques (Lmét) restant minoritaires ($0 \leq Lmét \leq 2.25\%$, $M = 0.45 \pm 0.7\%$, $Lmét/L = 0.15$). Parmi les fragments lithiques calcaires (C), qui restent marginaux ($0 \leq C \leq 2\%$, $M = 0.09 \pm 0.36\%$), les plus importants sont, par ordre d'importance, les calcaires biogéniques (Lf, 44%, $Lf/C = 0.44$) et les calcarénites (Lcalcar, 33%).

Dans le diagramme QpLvLs (Fig. 3.22 f), presque tous les grès du Membre Saquisili Inférieur tombent près du pôle des Quartz polycristallins ($Qp = Qm\text{ét} + Q\text{chert} + Q\text{cal c}$), parmi lesquels Qchert est le plus abondant ($0 \leq Q\text{chert} \leq 41.75\%$, $M = 15.1 \pm 8.7\%$). L'origine de ces fragments (Q cherts) peut être chimique ou biochimique (Shimizu et al., 2001), avec une faible proportion de Qmét ($0 \leq Qm\text{ét} \leq 45.25\%$, $M = 3.4 \pm 6.7\%$), et une très faible abondance de calcédoine ($0 \leq Q\text{cal c} \leq 23.75\%$, $M = 0.69 \pm 3.4\%$). Le centre de gravité et son polygone de d'incertitude à un écart-type ($\pm 1\sigma$) montre que ces grès ont riches en Qp ($Qp_{90.218.9}Lv_{1.814.7}Ls_{8.017.9}$).

Ces grès occupent les champs de provenance des zones de suture, et accessoirement d'arc magmatique et de complexe de subduction (Fig. 3.22 g). Cependant, il est clair que ces grès ont également été alimentés par des sédiments gravitaires provenant d'une plate-forme soulevée et érodée, à sédimentation argileuse et carbonatée.

Représentées dans le diagramme QmFLt+C et comparées avec les champs de provenance QmFLt (Fig. 3.22 d), les arénites et wackes du Membre Saquisilí Inférieur (Fig. 3.22 h) montrent une très faible variation, confirmant que dans ces grès les composants calcaires restent marginaux ($C = 0.09 \pm 0.36\%$).

Dans le diagramme FLvLs (Fig. 3.22 i), les grès se situent près du pôle des feldspaths ($F = 7.7 \pm 7\%$), parmi lesquels les plus abondants sont les feldspaths altérés (38.8% de F, altérés en kaolinite, séricite et micro-albite), orthoclase (25.4%) et oligoclase (16.3%). Ce diagramme montre aussi que les concentrations en Lv sont faibles ($Lv = 0.46 \pm 1.3\%$), et que parmi les Ls, de concentrations faibles à modérées ($Ls = 2.14 \pm 4.2\%$), les lithiques argileux sont les plus abondants ($Larg = 1.2\%$, $\sigma = \pm 4.2\%$). Ces caractéristiques montrent qu'au Paléocène inférieur à moyen, il n'y avait pas d'arc magmatique proximal, et que les sédiments du Membre Saquisilí Inférieur provenaient d'un substratum sédimentaire soulevé et déformé, par exemple la couverture d'une croûte océanique, riche en Larg et Qchert.

Finalement, le diagramme QtMxMO (Fig. 3.22 j), montre que les arénites et wackes du Membre Saquisilí Inférieur tombent près du pôle Qt : ce qui met en lumière une proportion modérée à élevée de matrice ($4.75 \leq Mx \leq 75\%$, $M = 23.3\%$, $\sigma = \pm 18.5\%$), et un contenu en Matière organique (MO) faible à modéré ($0.25 \leq MO \leq 6.75\%$, $M = 2.65 \pm 1.76\%$). La Matrice est généralement composée de minéraux micacés (chlorite, céladonite, illite et glauconite), opaques (leucoxène, limonite, hématite, oxydes du fer et matière organique) et de boues s.s. (smectite, kaolinite et micrite). Les composants les plus importants de la matrice de ces grès sont la boue (62.1% de la Mx), la smectite (11.9%), la MO (11.3%), le leucoxène (4.6%), et la chlorite diagénétique (3.4%).

Les microphotographies des grès du Membre Saquisilí Inférieur en LPA (Fig. 3.19 C) montrent que ces grès sont riches en grains de quartz monocristallin (Qm) et polycristallin de type chert (Qchert), en matrice boueuse (Mx boue) et en smectite (Mx smect). Ils contiennent aussi des fragments lithiques silteux, des quartz métamorphiques, et en plus faible proportion, des grains de muscovite ($Mus = 1.7\%$), de feldspaths orthoclase et oligoclase, et de rares grains opaques (Op). Ils ne contiennent que très peu de lithiques métasédimentaires (Lms, quartzites, schistes) et de grains micacés (biotite, séricite, chlorite).

L'abondance de la Muscovite

Les diagrammes d'abondance de la muscovite [Mus] (Fig. 3.14 a) et des feldspaths [F] (Fig. 3.14 b) montrent que

les 49 échantillons de grès étudiés possèdent une forte proportion de mica blanc détritique de type muscovite ($0 \leq Mus \leq 6.25\%$, $M = 1.68\%$, $\sigma = \pm 1.13\%$), et une abondance modérée en feldspaths ($1 \leq F \leq 34.5\%$, $F = 7.69 \pm 7.01\%$), parmi lesquels, les plus abondants sont les F altérés (Falt = 2.98%), l'orthoclase (1.9%), l'oligoclase (1.2%), le labrador (0.6%) et l'andésine (0.4%).

Pour interpréter l'abondance modale et la provenance des muscovites ($Mus = 1.7 \pm 1.13\%$), il faut considérer que le milieu de dépôt était celui d'une plate-forme clastique gréseuse (tempêtes et processus gravitaires produisant des grès liquéfiés) et de sa bordure turbiditique. Dans les grès du Membre Saquisilí Inférieur, la taille moyenne des grains de micas (muscovite, biotite, séricite) est supérieure (fU) à celle des grains quartzeux (fL), ce qui suggère que le soulèvement et l'érosion, voire la dénudation de la zone source, aient été assez intenses pour fournir à la plate-forme des grains de mica de cette taille et de cette abondance modale (si l'on accepte les interprétations appliquant le concept d'équivalent hydraulique : Doyle *et al.*, 1983).

Si l'on considère que la paléo-Cordillère Royale (CRE), composée de corps granitoides et de roches métamorphiques, est la zone source des grès du Membre Saquisilí Inférieur, et que son axe ~N-S était à une centaine de kilomètres du bassin Paléocène de la COE, on peut en déduire une surrection et une érosion importantes de la zone source au Paléocène inférieur, une large zone de by-pass et une position distale du bassin par rapport à la source.

La muscovite, de même que le quartz et les feldspaths potassiques, possède les plus longues périodes de vie (≥ 100 Ma : $\log_{10} t_{Mus} = 8.18$, Kowalewski et Rimstidt, 2002). Son abondance relative est en fonction de la composition du terrain de provenance, de l'intensité du soulèvement et de l'érosion, et de la distance zone source-bassin. D'après plusieurs auteurs, les micas blancs : muscovite ($KAl_2[(OH,F)_2 AlSi_3O_{10}]$), paragonite (riche en Na par remplacement du K) et phengite ($[Na] < 20\%$, $K_2(Fe, Mg)Al_3[Si_7AlO_{20}(OH,F)_4]$) peuvent provenir : (1) d'un orogène de collision (micaschistes, gneiss et granites de type S : Díaz et Mauriño, 1976 ; Mader et Neubauer, 2004 ; Tucker, 1991), (2) de roches métamorphiques de degré modéré (haute teneur en [Fe] et [Mg], Mottana *et al.*, 1980) à haut (paragonite, Mader et Neubauer, 2004), (3) de roches métamorphiques de HP-HT (riches en phengite : Mader et Neubauer, 2004), (4) de roches métamorphiques de type phyllite (Díaz Mauriño, 1976 ; Tucker, 2001), (5) de granites et pegmatites (riches en Ba : Díaz Mauriño, 1976 ; Mader et Neubauer, 2004), (6) de roches plutoniques et magmatiques acides (Si, Al et K élevés ; Mader et Neubauer, 2004 ; Mottana *et al.*, 1980), (7) de roches plutoniques intermédiaires (Ti élevé ; Mader et Neubauer, 2004), (8) de micaschistes et gneiss à métamorphisme modéré (Foucault et Raoult, 1995) et (9) de roches ignées en général (Tucker, 1991).

Pour le Membre Saquisilí Inférieur, les zones sources

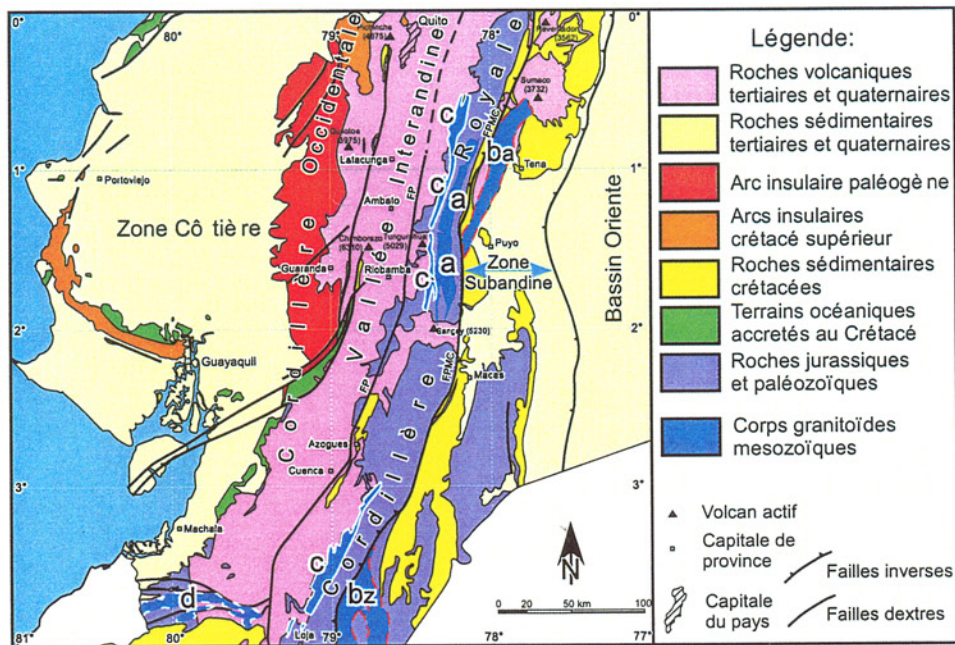


FIG. 3-23- Localisation des granitoïdes, sources potentielles des sédiments clastiques Crétacé supérieur-Paléogène de la COE. Légende : a) granite d'Azafrán (type I) ; b) granites d'Abitagua (ba) et de Zamora (bz) (type I) ; c) granite Tres Lagunas (type S) ; et d) granitoïde de Marcabelí. FP, faille ou suture Peliteteq; FPMC, faille Palanda - Méndez - Cosanga. Localisation des granitoïdes d'après Litherland *et al.* (1992) et Lachowicz (1998).

potentielles du mica blanc seraient : (1) les roches métamorphiques de la Cordillère Royale (CRE) septentrionale et méridionale (Litherland *et al.*, 1993, 1994), en particulier les granitoïdes (granites, monzogranites, ...) et métagranitoïdes, gneiss et phyllites riches en Mus, biotite, chlorite, hornblende et grenat de la subdivision Tres Lagunas, du Trias supérieur à Jurassique inférieur, de la division litho tectonique Loja (Aspden et Litherland, 1992), et (2) les granitoïdes affleurant dans la CRE et dans le bassin de Celica. Cette interprétation de provenance pourrait être améliorée grâce à des analyses géochimiques précisant la nature des micas blancs.

Pour la partie centrale de la CRE (0°30' S - 2°S), les corps granitiques d'où peut dériver la muscovite (Mus) peuvent être les granites d'Azafrán (monzogranites, granites, granodiorites et quartzdiorites) ou d'Abitagua (diorites, quartzmonzonites et granites roses; Pratt *et al.*, 2005 ; Figs. 3.20 et 3.23), tous deux de type I, d'âge Jurassique moyen (Lachowicz, 1998 ; Aspden et Litherland, 1992), situés au centre et sur le versant Est de la CRE. D'après Noble *et al.* (1997), l'âge des zircons du pluton d'Azafrán (143±1 Ma, Kimméridgien), date la fin de l'activité plutonique liée à la subduction Jurassique dans la CRE. Les schistes verts de la subdivision Alao-Paute, datées par palynoflore du Callovien-Oxfordien (≈156-169 Ma, Riding, 1989), pourraient constituer une source secondaire de muscovite. Cette unité affleure sur le versant Ouest de la CRE, entre l'Est d'Ambato au Nord, et le SE de Cuenca au Sud (Aspden et Litherland, 1992).

Pour la partie méridionale de la COE (3°S-4°S), la zone source du mica blanc serait les corps plutoniques de Marcabelí, Moromoro (227.5±0.8 Ma, Noble *et al.*, 1997) et Tres Lagunas, situés au Sud du bassin de Cuenca. Ces granitoïdes contiennent biotite et muscovite (pluton de Marcabelí, de type I), feldspath alcalin, biotite (parfois chloritisée) et muscovite (granite gneissique Tres Lagunas et Moromoro, de type S ; Lachowicz, 1998 ; Aspden *et al.*, 1988 ; Aspden et Litherland, 1992).

Une source additionnelle de muscovite pourrait être constituée par les schistes et gneiss à biotite et muscovite de la subdivision Sabanilla de la division Loja, une bande N-S affleurant dans l'extrême Sud de l'Equateur (Aspden et Litherland, 1992).

Les autres diagrammes

Le diagramme des relations Lv/Lt (Fig. 3.14 c) montre que les grès du Membre Saquisilí Inférieur sont presque dépourvus de lithiques volcaniques (0 ≤ Lv ≤ 26.9%, M = 0.46%, σ = ±1.31%, et Lv/Lt = 0.02±0.05). Il n'existait donc pas d'arc volcanique actif fonctionnant près du bassin Saquisilí au Paléocène inférieur et moyen. Finalement, le diagramme du rapport C/(Lt+C) (Fig. 3.14d) montre que les grès du Membre Saquisilí Inférieur sont pauvres en grains détritiques calcaires (0 ≤ C ≤ 2%, M = 0.09%, σ = ±0.36% ; et C/(Lt+C) = 0.09±0.25).

Les autres diagrammes

Le diagramme des relations Lv/Lt (Fig. 3.14 c) montre que les grès du Membre Saquisilí Inférieur sont presque dépourvus de lithiques volcaniques ($0 \leq Lv \leq 26.9\%$, $M = 0.46\%$, $\sigma = \pm 1.31\%$, et $Lv/Lt = 0.02 \pm 0.05$). Il n'existait donc pas d'arc volcanique actif fonctionnant près du bassin Saquisilí au Paléocène inférieur et moyen.

Finalement, le diagramme du rapport $C/(Lt+C)$ (Fig. 3.14 d) montre que les grès du Membre Saquisilí Inférieur sont pauvres en grains détritiques calcaires ($0 \leq C \leq 2\%$, $M = 0.09\%$, $\sigma = \pm 0.36\%$; et $C/(Lt+C) = 0.09 \pm 0.25$). Ces grains calcaires sont composés de calcaires fossilifères, calcarénites, calcaires micritiques et calcite, dont la provenance pourrait être la plate-forme calcaire du Campanien–Maastrichtien de la COE (Calcaire San Juan de Kehrer et Kehrer, 1969), et une partie du Gp Yunguilla Indifférencié, soulevée et érodée lors de l'accrétion du terrain Guaranda à la marge équatorienne au Maastrichtien supérieur (Jaillard *et al.*, 2004).

Discussion et conclusions

Les échantillons gréseux du Membre Saquisilí Inférieur analysés en lame mince pour la pétrographie et la granulométrie montrent en moyenne être des grès fins inférieurs, avec une grande dispersion de la taille des grains. La distribution granulométrique est très asymétrique vers les particules grossières, de type leptokurtique, et une importante proportion de points extrêmes. Ces résultats suggèrent que la plate-forme clastique gréseuse Paléocène inférieur–moyen et sa bordure turbiditique était dominée par une dynamique de dépôt très agitée, voire turbulente, en raison du fort soulèvement de la zone source (paléo-CRE) liée à l'accrétion du terrain Guaranda à la marge équatorienne au Maastrichtien supérieur (Jaillard *et al.*, 2004; Toro et Jaillard, 2005).

45% de ces grès sont des arénites et 55% sont des wackes. Les arénites sont des litharénites, litharénites arkosiques et sublitharénites, et les wackes des wackes lithiques (81%) et feldspathiques (19%).

Tous ces grès présentent une porosité faible quoique variable ($\emptyset = 1.04 \pm 2.24\%$), plutôt primaire que secondaire, et présentent un degré de compaction de 20 à 30%, et un rapport quartz authigène et quartz détritique de ~ 0.2 à 0.3. Ces caractéristiques sont attribuées à l'effet de la cimentation par la silice.

Ces grès sont matures et riches en quartz. Les quartz monocristallins et polycristallins du type chert sont les plus abondants, et le quartz métamorphique reste minoritaire. L'abondance des feldspaths est faible et variable, l'altération et la diagenèse les ayant transformés en kaolinite, albite et silice. Les lithiques volcaniques sont très rares, montrant qu'il n'y avait pas d'arc volcanique actif près du bassin Saquisilí. L'abondance des grains lithiques sédimentaires est basse à modérée, les grains argileux étant les plus nombreux. Les lithiques calcaires restent marginaux.

Le contenu en matière organique est bas à modéré et la proportion de matrice est modérée à forte. Les grès du Membre Saquisilí Inférieur proviennent d'une source mixte soulevée et érodée. Par ordre d'importance, on citera : (1a) un bloc continental riche en quartz ; (1b) un orogène cristallin quartzeux, lithique et partiellement métamorphique ; et (2) une source secondaire multiple, incluant une plate-forme argileuse et calcaire, peu profonde, une zone de collision, et un arc magmatique éloigné du bassin.

Le bloc continental quartzeux et l'orogène cristallin quartzeux seraient constitués par les roches métamorphiques de faible degré (quartzites, micaschistes et phyllites) et de haut degré (gneiss) de la CRE septentrionale et méridionale (voir Figs. 3.20 et 3.25), plus probablement de la partie occidentale de la CRE, ainsi que par les granitoïdes et métagranitoïdes de la CRE et des alentours du bassin Celica (Sud de la COE).

Les roches métamorphiques du versant Ouest de la CRE, source des grès du Membre Saquisilí Inférieur, seraient : 1) les quartzites et phyllites de la division continentale Guamote; 2) les grès quartzeux de la subdivision turbiditique Maguazo du Jurassique moyen de la division Alao; et 3) les schistes verts à micas de la subdivision Alao-Paute, attribuée au Jurassique supérieur. Les granitoïdes et métagranitoïdes de la CRE, deuxième source des grès du Membre Saquisilí Inférieur, seraient les granitoïdes de la subdivision Tres Lagunas du Trias supérieur à Jurassique inférieur, de la division Alao.

La première source secondaire (plate-forme argileuse et calcaire) pourrait être constituée des sédiments des formations Jadán (Campanien moyen à supérieur) et Tabacay (Maastrichtien inférieur) du Groupe Yunguilla et les Cherts Noirs du Terrain Guaranda. On ne peut exclure une contribution de sédiments métamorphisés de la Fm Hollín et du Groupe Napo, ni de la Fm Margajitas et de la Fm Tena, toutes latérales de la partie occidentale du bassin Oriente soulevé. La deuxième source secondaire (zone de collision) serait la subdivision Alao-Paute de la division Alao, constituée de schistes verts, et les schistes et gneiss semi péliteux de la division Loja.

L'abondance modale de la muscovite détritique est élevée et pourrait être due à la distance faible, estimée à 100 Km, entre la zone source (paléo-Cordillère Royale) et la zone de dépôt. La source de la Mus (mais aussi de la séricite et de la biotite) serait les micaschistes, phyllites et gneiss, et les granitoïdes (granites, métagranites, monzogranites et pegmatites) de la CRE septentrionale et méridionale, en particulier les granitoïdes de la subdivision Tres Lagunas, ainsi que les granitoïdes de la CRE sud et du bassin Celica. Pour la partie centrale de la COE ($0^{\circ}30'S$ – $2^{\circ}S$), les corps plutoniques granitiques source de la Mus seraient les batholites d'Azafrán et d'Abitagua du Jurassique moyen à supérieur, situés à l'Est de la CRE.

Les schistes verts de la division Alao, attribués au Jurassique, pourraient constituer une source secondaire. Pour la partie méridionale de la COE (3°S-4°S), la source du mica blanc serait les corps plutoniques de Marcabellí, Moromoro et Tres Lagunas (Trias supérieur), au Sud du bassin de Cuenca. Pour l'extrême Sud de la CRE, une source additionnelle de muscovite pourrait être les schistes et gneiss à biotite et muscovite de la subdivision Sabanilla de la division Loja.

Les compositions moyennes (M) et les écarts-types ($\pm \sigma$) des grès du Mb. Saquisilí Inférieur, sont rassemblés dans l'Annexe 3.

Le Membre Gallo Rumi

a) Provenance des grès

Distribution granulométrique (box-plot)

La granulométrie moyenne des grains minéraux et lithiques de 12 lames minces de grès du Membre Gallo Rumi, attribué au Paléocène supérieur (Jaillard et al., 2004), effectuée sur un nombre variable de grains ($35 \leq n \leq 307$, $M = 164 \pm 82.5$), montre (Fig. 3.11 a, b) une dispersion modérée à forte des valeurs ($0.038 \leq \phi_{50} = Md \leq 1.86$ mm, $M = 0.41 \pm 0.48$ mm, mU ; et $0.11 \leq \phi_{>} \leq 7.2$ mm, $M = 1.59 \pm 1.99$ mm, cvU) entre les grains moyens et les plus grands ($\Phi_{>}/\phi_{50} = 3.87$). Le coefficient moyen de variation ($CV = \sigma/\phi_{50} = 1.2$) indique un faible tri des grains.

La box-plot (Fig. 3.12 a, b) montre que ces grès ont une distribution granulométrique très dispersée, très asymétrique, étalée vers les particules grossières, de courbe leptokurtique (aplatissement positif, $K > 0$), avec une répartition d'étendue de moyenne à élevée de 1.5 mm ($\Phi_{\max} - \Phi_{\min} = 1498$ microns), une médiane ($Me = Md = q_{50}$) de 0.41 mm, et une importante fraction de points éloignés à très éloignés. Ces caractéristiques attestent de processus sédimentaires de dépôt très agités à turbulents, dans ces milieux clastiques, continentaux à marins.

L'étude pétrographique de 16 lames minces, montre que ces grès présentent une porosité (ϕ) intergranulaire généralement très faible, plus primaire que secondaire ($0 \leq \phi \leq 6.75$ %, $M = 0.89$ %, $\sigma = \pm 2.04$ %).

En raison de (1) la taille moyenne variable des grains (Fig. 3.11 ; $\phi_{50} = Md = 0.41 \pm 0.48$ mm), (2) du mauvais tri ($CV = 1.2$), (3) de la lithification importante, marquée par une cimentation importante par la silice, et (4) des fractures présentes dans certains grains, la perméabilité de ces grès serait limitée à des valeurs inférieures à 5 mD. En conséquence, les caractéristiques de réservoir potentiel des grès du Membre Gallo Rumi seraient limitées ; néanmoins, des grès à porosité modérée (5 à 10 %) ont été observés localement aux alentours du hameau de Gallo Rumi (coupe San Juan-Guaranda, Fig. 2.6).

Mécanisme de dépôt

La grande dispersion des données granulométriques du Membre Gallo Rumi ($\phi_{50} = Md = 0.41 \pm 0.48$ mm, mU ;

$\phi_{>} = 1.59 \pm 1.99$ mm ; $\Phi_{>}/\phi_{50} = 3.87$; $CV = \sigma/\phi_{50} = 1.2$) est interprétée comme le résultat de la dynamique de dépôt au Paléocène supérieur, caractéristique d'environnements continentaux (cône alluvial, rivière en tresses, plaine continentale), marins marginaux (fan delta, delta, prodelta), de plate-forme clastique ou de bassin turbiditique (Toro *et al.*, 2005).

La grande variation litho-faciale, granulométrique et environnementale de ces dépôts, serait le résultat de la tectonique liée à l'accrétion du terrain Piñón (zone côtière) à la marge équatorienne (Jaillard et al., 1995), et d'un fort soulèvement de la paléo-CRE au Paléocène supérieur (Toro *et al.*, 2005 ; Toro et Jaillard, 2005).

Classification pétrographique

Les diagrammes de classification pétrographique montrent que 100 % des grès du Membre Gallo Rumi (16/16, Fig. 3.24 a) sont des arénites ($2.8 \leq Mx \leq 14.8$ %, moyenne $M = 7.4$ %, $\sigma = \pm 3.9$ %). Les arénites du Membre Gallo Rumi, représentées sur le diagramme QmFLt, sont classées comme des litharénites (13 sur 16 échantillons), et des litharénites arkosiques (3/16) (Fig. 3.24 a).

Provenance des grès

Représentés sur les diagrammes QtFL et QmFLt (Fig. 3.24 b, c), les grès du Membre Gallo Rumi montrent une bonne concentration des données dans le diagramme QtFL et une bonne dispersion dans le diagramme QmFLt. Ainsi, dans le diagramme QtFL (Fig. 3.26b), les grès présentent un centre de gravité ou moyenne (M) très riche en quartz ($54.8 \leq Qt \leq 84$ %, $M = 72.3 \pm 11.7$ %) de $Qt_{84.6} F_{6.3} L_{9.2}$ et un écart-type (σ) bas à modéré ($Qt_{1.87} F_{4.48} L_{10.2}$, i.e. $Qt_{34.6 \pm 8.7} F_{6.3 \pm 4.8} L_{9.2 \pm 10.2}$), ce qui suggère une source combinée de craton riche en quartz et d'orogène quartzeux recyclé. Dans le diagramme QmFLt (Fig. 3.26c), ils montrent un centre de gravité modérément riche en quartz monocristallin ($9 \leq Qm \leq 66$ %, $M = 35.5 \pm 19.5$ %) de $Qm_{43.0} F_{6.3} Lt_{50.7}$ et un écart-type modéré à haut de $Qm_{43.0 \pm 24.2} F_{6.3 \pm 4.8} Lt_{50.7 \pm 26.4}$, ce qui indiquerait une source de type orogène quartzeux et lithique soulevé et recyclé.

Dans ces grès Paléocène supérieur, le quartz total représente 72.3 ± 11.7 % ($54.8 \leq Qt \leq 84$ %), les quartz monocristallins ($Qm = 35.5 \pm 19.2$ % ; $Qm/Qt = 0.49$), polycristallins métamorphiques ($Qm_{\text{mét}} = 20.9 \pm 21.5$ % ; $Qm_{\text{mét}}/Qt = 0.29$) et polycristallins de type chert ($Q_{\text{chert}} = 15.7 \pm 16.5$ % ; $Q_{\text{chert}}/Qt = 0.22$) étant les plus abondants. Les autres types de quartz (Q_{pol} de type quartzite = 0.2 ± 0.5 % ; quartz calcédoine $Q_{\text{calc}} = 0.06 \pm 0.11$ %) restent minoritaires.

Dans le diagramme QmPK, les arénites du Membre Gallo Rumi (Fig. 3.24 d) tombent près du pôle Qm ($Qm = 35.5 \pm 19.5$ %), avec un centre de gravité et polygone de variation à un écart-type de $Qm_{86.3 \pm 8.6} P_{9.8 \pm 9.5} K_{3.9 \pm 7.3}$. Ils montrent une importante maturité, mais avec une dispersion des concentrations de feldspaths

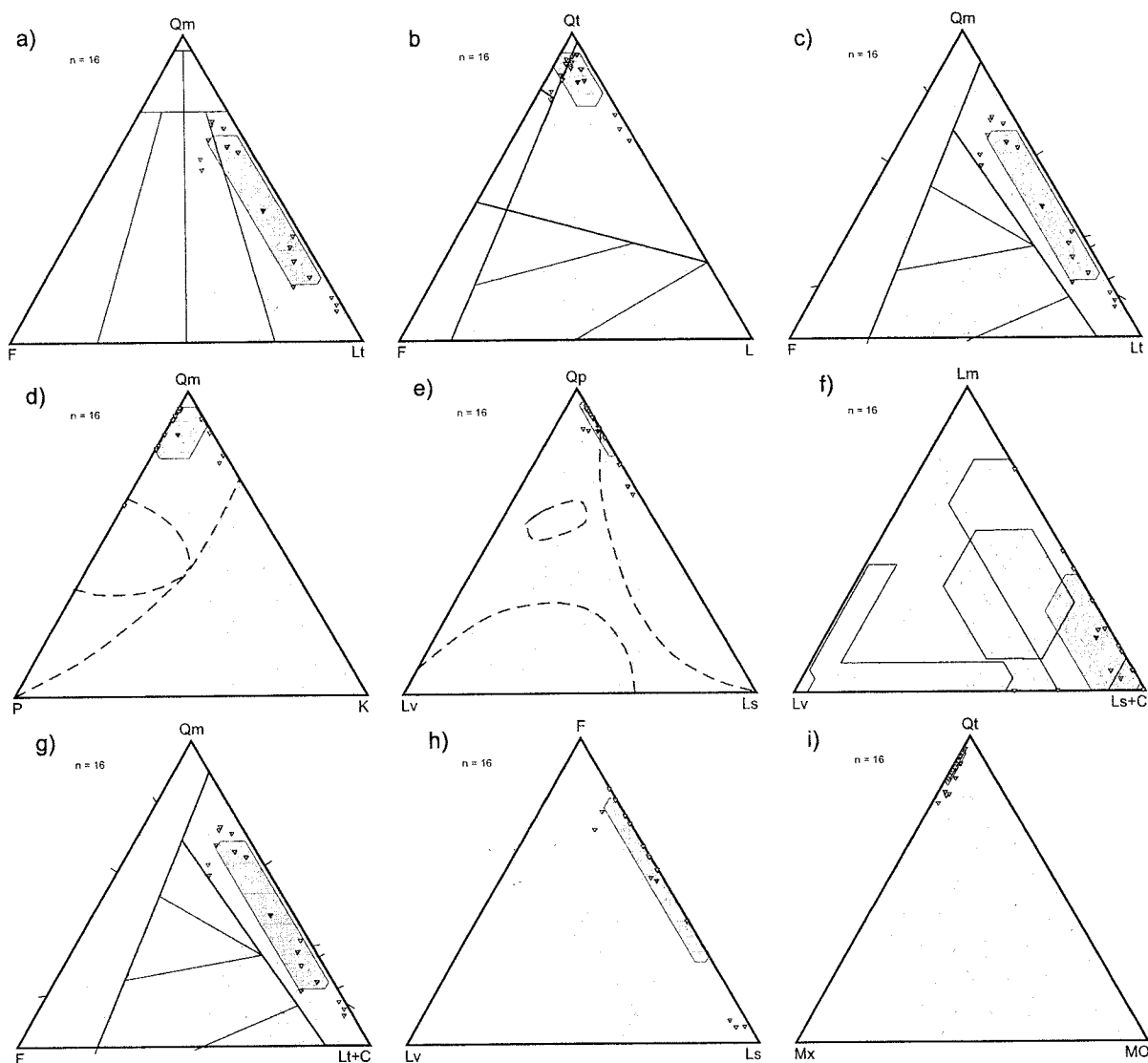


Fig. 3-24- Classification pétrographique et zones sources des sédiments gréseux du Membre Gallo Rumi (Fm. Saquisili, Paléocène supérieur) de la Cordillère Occidentale. Légende cf Fig. 3-13.

($1 \leq F = F_p + F_k \leq 12.3\%$, $M = 5.0\%$, $\sigma = \pm 3.3\%$). Là encore, il faut tenir compte de l'altération et de la diagenèse des Fpet de leur transformation en kaolinite, albite et silice. La zone source de ces grès serait un bloc continental quartzueux plutonique et/ou métamorphique.

Dans le diagramme QpLvLs (Fig. 3.24 e), presque tous les grès tombent près du pôle Qp ($Q_p = Q_{pol} + Q_{mét} + Q_{chert} + Q_{calcédoine}$). Ils présentent un centre de gravité et polygone à un écart-type, riche en Qp ($13.3 \leq Q_p \leq 63.3\%$, $M = 36.8 \pm 20.1\%$) de $Q_{p_{86.6 \pm 9.1}}$ $Lv_{0.7 \pm 1.1}$ $Ls_{12.6 \pm 8.8}$ parmi lesquels les cherts ($Q_{chert} = 15.7 \pm 16.5\%$) et $Q_{mét}$ ($Q_{mét} = 20.9 \pm 21.5\%$) sont les plus abondants, et les Q_{pol} ($0.19 \pm 0.5\%$) et les Q_{calc} ($0.06 \pm 0.11\%$) sont presque absents. Ce diagramme montre aussi une faible abondance des Lv ($0 \leq Lv \leq 1.3\%$, $M = 0.3 \pm 0.4\%$) et une concentration faible à modérée des Ls ($1.3 \leq Ls \leq 24.5\%$, $M = 6.4 \pm 8.0\%$).

La zone source serait plus probablement un substratum océanique riche en cherts (haut [Qchert]), et/ou une suture de collision et une chaîne de chevauchement, avec et sur, un orogène cristallin quartzueux et partiellement métamorphique.

Le diagramme LmLvLs+C, montre qu'ils (Fig. 3.24 f) ont une composition moyenne, exprimée par le centre de gravité et écart-type de $Lm_{17.4 \pm 20.7}$ $Lv_{4.9 \pm 10.7}$ $Ls+C_{77.8 \pm 19.6}$. Les composants lithiques les plus abondants ($2 \leq Lt \leq 30.5\%$, $M = 8.3 \pm 9.6\%$) sont les fragments sédimentaires (Ls), parmi lesquels les plus importants sont les argileux ($0 \leq Larg \leq 4\%$, $M = 1.8 \pm 1.3\%$, $Larg/L = 0.21$) et les métamorphiques ($0 \leq Lmét \leq 6\%$, $M = 1.6 \pm 2.2\%$, $Lmét/L = 0.19$), tandis que les volcaniques ($0 \leq Lv \leq 1.3\%$, $M = 0.25 \pm 0.4\%$, $Lv/L = 0.03$) sont minoritaires. Dans ces grès, les fragments lithiques calcaires (C) sont absents (calcaires microfossifères : $L_f = 0\%$ et calcarénites : $L_{calcar} = 0\%$).

La zone source serait plus probablement un substratum océanique riche en cherts (haut [Qchert]), et/ou une suture de collision et une chaîne de chevauchement, avec et sur, un orogène cristallin quartzeux et partiellement métamorphique.

Le diagramme LmLvLs+C, montre qu'ils (Fig. 3.24 f) ont une composition moyenne, exprimée par le centre de gravité et écart-type de $Lm_{17.4\pm 20.7} Lv_{4.9\pm 10.7} Ls+C_{77.8\pm 19.6}$. Les composants lithiques les plus abondants ($2 \leq Lt \leq 30.5\%$, $M = 8.3\pm 9.6\%$) sont les fragments sédimentaires (Ls), parmi lesquels les plus importants sont les argileux ($0 \leq Larg \leq 4\%$, $M = 1.8\pm 1.3\%$, $Larg/L = 0.21$) et les métamorphiques ($0 \leq Lm\acute{e}t \leq 6\%$, $M = 1.6\pm 2.2\%$, $Lm\acute{e}t/L = 0.19$), tandis que les volcaniques ($0 \leq Lv \leq 1.3\%$, $M = 0.25\pm 0.4\%$, $Lv/L = 0.03$) sont minoritaires. Dans ces grès, les fragments lithiques calcaires (C) sont absents (calcaires microfossifères : $Lf = 0\%$, et calcarénites : $Lcalcar = 0\%$). Ces grès occupent les champs de provenance des zones de suture (Fig. 3.24 f). Les données montrent donc que ces grès ont été alimentés par des flux gravitaires remaniant une plate-forme argileuse et/ou un orogène métamorphique, soulevés et érodés.

Dans le diagramme QmFLt+C, construit sur les champs de provenance QmFLt, les arénites du Membre Gallo Rumi (Fig. 3.24 g), ne montrent aucune variation par rapport au diagramme QmFLt (Fig. 3.26c), ce qui n'apporte pas d'information supplémentaire.

Le diagramme FLvLs (Fig. 3.24 h) montre une abondance moyenne et presque constante tant des feldspaths ($F = 5.0\pm 3.3\%$) que des lithiques sédimentaires ($1.3 \leq Ls \leq 24.5\%$, $M = 6.4\pm 8.0\%$), un contenu faible en Lv ($0.25\pm 0.4\%$), et un centre de gravité à écart-type $F_{53.5\pm 26.8} Lv_{1.9\pm 3.2} Ls_{44.7\pm 26.7}$ modéré à élevé.

Parmi les feldspaths, les plus abondants sont l'orthoclase ($0 \leq F_{K_{ort}} \leq 10.8\%$, $M = 2.0\pm 3.8\%$, $F_{K_{ort}}/F = 0.4$) et les feldspaths altérés en kaolinite, séricite et microalbite ($0.25 \leq F_{alt} \leq 6.4\%$, $M = 1.4\pm 1.7\%$, $F_{alt}/F = 0.28$), tandis que le labrador ($0 \leq F_{P_{labr}} \leq 2.5\%$, $M = 0.6\pm 0.9\%$, $F_{P_{labr}}/F = 0.12$) et l'oligoclase ($0 \leq F_{P_{olig}} \leq 2\%$, $M = 0.5\pm 0.7\%$, $F_{P_{olig}}/F = 0.1$) restent modérés à minoritaires.

Les Lv étant presque absents ($0.25\pm 0.4\%$) et la concentration en Ls étant importante, quoique très variable ($6.4\pm 8.0\%$), (avec des lithiques argileux, $1.8\pm 1.3\%$ et métamorphiques, $1.6\pm 2.2\%$, dominants), nous proposons qu'au Paléocène supérieur, la zone nourricière soit un arc magmatique proximal. Les arénites du Membre Gallo Rumi proviendraient d'un matériel sédimentaire (e.g. couverture d'une croûte océanique, riche en Larg et Qchert) et métamorphique (e.g. un orogène cristallin) soulevés et érodés.

Le diagramme QtMxMO (Fig. 3.24 i) montre un centre de gravité à bas écart-type de $Qt_{89.6\pm 6.0} Mx_{9.5\pm 5.4} MO_{1.0\pm 0.9}$. Les grès du Membre Gallo Rumi tombent près du pôle Qt ($72.3\pm 11.7\%$), avec une matrice faible ($2.8 \leq Mx \leq 14.8\%$,

$M = 7.4\pm 3.9\%$), et un contenu en MO faible à rare ($0.25 \leq MO \leq 2.3\%$, $M = 0.7\pm 0.7\%$). Les composants les plus importants de la matrice sont la boue ($M = 4.0\pm 3.4\%$, $Mx_{boue}/Mx = 0.54$), la smectite ($M = 1.1\pm 1.1\%$, $Mx_{smect}/Mx = 0.15$), le leucoxène ($M = 0.4\pm 0.4\%$, $Opleux/Mx = 0.05$), la limonite ($M = 0.4\pm 0.4\%$, $Oplim/Mx = 0.05$), la chlorite diagénétique ($M = 0.3\pm 0.3\%$, $Mchl/Mx = 0.04$), l'hématite ($M = 0.2\pm 0.2\%$, $Ophem/Mx = 0.03$), et les oxydes de fer ($M = 0.2\pm 0.1\%$, $Ofeox/Mx = 0.03$).

Les microphotographies des arénites (Fig. 3.19 D) montrent qu'elles sont riches en grains de quartz ($Qt = 72.3\pm 11.7\%$), avec les quartz monocristallins ($35.5\pm 19.5\%$), métamorphiques ($20.9\pm 21.5\%$), et polycristallins de type chert ($15.7\pm 16.5\%$) dominants. Ils contiennent aussi des fragments lithiques ($8.3\pm 9.6\%$), parmi lesquels les sédimentaires ($6.4\pm 8.0\%$), les argileux ($1.8\pm 1.3\%$) et les métamorphiques ($1.6\pm 2.2\%$) sont les plus abondants. La matrice ($7.6\pm 3.9\%$) est principalement faite de boue ($Mx_{boue} = 4.0\pm 3.4\%$) et de smectite ($Mx_{smect} = 1.1\pm 1.1\%$). Les feldspaths ($5.0\pm 3.3\%$), et, en faible pourcentage, la muscovite ($Mus = 0.9\pm 0.9\%$), la biotite ($Mbiot = 0.4\pm 0.4\%$), et de rares opaques ($Op = 2.3\pm 1.1\%$) complètent la composition de ces grès.

Les compositions moyennes (M) et les écarts-types ($\pm \sigma$) des grès du Mb. Gallo Rumi, sont rassemblés sur l'Annexe 3.

L'abondance de la Muscovite

Le diagramme d'abondance de la muscovite [Mmus] (Fig. 3.14 a) met en évidence comme pour les arénites et wackes du Mb. Saquisilí Inférieur, une relative grande abondance modale du mica détritique blanc du type muscovite ($0.25 \leq Mmus \leq 4\%$, $M = 0.92\%$, $\sigma = \pm 0.88\%$).

L'abondance de la Mus dans le Mb. Saquisilí Inférieur gréseux ($Mmus = 1.68\pm 1.13\%$) est la plus forte de la COE, et les grès du Membre Gallo Rumi présentent aussi une grande richesse en muscovite ($Mmus = 0.92\pm 0.88\%$) même si elle est moindre. Ceci conduit à envisager que le soulèvement et l'érosion de la zone source cristalline (la paléo-CRE) ait été intense pendant le Paléocène supérieur pour permettre de la transporter le long d'une zone de by-pass d'une centaine de kilomètres, depuis le NE (paléo-CRE) vers le SO (bassin Gallo Rumi) (Toro *et al.*, 2005).

Pour le grand cône Gallo Rumi, situé dans la partie centre Sud de la COE, les zones sources potentielles du mica blanc (muscovite et séricite) seraient les roches métamorphiques et les grands corps granitoïdes de la CRE centrale, appartenant aux divisions Guamote, Alao, Loja et Salado (voir Fig. 3.20, 3.23).

D'après les références de terrain d'Aspden et Litherland (1992), Lachowicz (1998) et Pratt *et al.* (2005), et nos observations, ces sources seraient :

(1) les quartzites (riches en Qmét) et phyllites (Lm) Guamote placées entre les failles Ingapirca (à l'Ouest) et Peltetec (à l'Est), (2) les Turbidites Maguazo de la division Alao, composées de cherts (Qchert) et orthoquartzites (Lsm) ; les schistes verts (Lm) et phyllites (Lsm) de la subdivision Alao-Paute, source aussi de chlorite (Mchl), albite (Palb) et quartz, (3) les granitoïdes Tres Lagunas de la division Loja, composés de métagranites, monzogranites, paragneiss et amphibolites, de grain moyen à grossier, sources de grandes muscovites (parfois à cristaux de de 20 mm de longueur), de biotite (Mbiot), de feldspaths alcalins (Fk), de quartz bleu, d'amphiboles (Oamph) et de grenats, et les schistes et gneiss semi pélitiques de la division Loja, et (4) les métagranitoïdes Azafrán de la division Salado, composés de diorites, quartzdiorites et granodiorites métamorphisés, à grain fin à grossier.

Les autres diagrammes

Le diagramme d'abondance des feldspaths (Fig. 3.14 b) montre que les arénites du Membre Gallo Rumi présentent une faible proportion de feldspaths ($1 \leq F \leq 12.3\%$, $F = 5.0 \pm 3.3\%$). Parmi ces derniers, les plus abondants sont l'orthoclase ($K_{orth} = 2.0 \pm 3.8\%$, $K_{orth}/F = 0.4$), les F altérés ($F_{alt} = 1.4 \pm 1.7\%$, $F_{alt}/F = 0.28$), le labrador ($Plab = 0.58 \pm 0.87\%$, $Plab/F = 0.12$), et l'oligoclase ($Polig = 0.48 \pm 0.72\%$, $Polig/F = 0.1$). L'orthoclase est le composant principal des granites, comme le granite Tres Lagunas de la Cordillère Royale (CRE), tandis que l'oligoclase (An_{10-30}) et le labrador (An_{50-70}) le sont dans des diorites, quartzdiorites et granodiorites métamorphisés, comme les métagranitoïdes du type I Azafrán de la division Salado de la Cordillère Royale (CRE).

Le diagramme Lv/Lt (Fig. 3.14 c) des grès Gallo Rumi montre qu'ils sont presque dépourvus de lithiques volcaniques ($Lv = 0.25\% \pm 0.4\%$, $Lv/Lt = 0.03$), et confirme que dans le Paléocène supérieur il n'avait pas d'arc volcanique fonctionnant près du bassin Saquisilí.

Finalement, le diagramme du rapport C/(Lt+C) (Fig. 3.14 d) montre que les grès Gallo Rumi ne contiennent pas de grains calcaires détritiques ($C = 0.0\%$, et donc $C/(Lt+C) = 0.0$). Ce fait implique que la source principale est bien les roches intrusives ou métamorphiques (y compris les métasédiments) de la proto-CRE, et qu'aucune plate-forme calcaire, comme celle du Campanien-Maastrichtien de la Cordillère Occidentale (COE), n'était soulevée et érodée.

Conclusions

Tous les échantillons gréseux du Membre Gallo Rumi de la Fm. Saquisilí sont classifiés comme arénites, et plus particulièrement comme litharénites et litharénites arkosiques.

En moyenne, il s'agit de grès moyens à grossiers, avec une dispersion modérée à forte des tailles de grain, marquée par un rapport élevé entre grain maximum et médiane, montrant un mauvais tri.

Ces grès proviennent de sources multiples soulevées, érodées et recyclées. Par ordre d'importance ce sont :

(1) orogène bloc continental cristallin quartzeux (plutonique, intérieur de craton, peu transitionnel entre continental et sédimentaire lithique) ; (2) orogène/bloc cristallin totalement à partiellement métamorphique ; (3) substratum, probablement océanique, à couverture sédimentaire argileuse et cherteuse ; et (4) secondairement une source multiple composée d'une plate-forme argileuse, d'une zone de suture, d'une zone de collision et d'une chaîne de chevauchement.

Ce bloc continental quartzeux et l'orogène quartzeux cristallins seraient constitués par des corps de granitoïdes et métagranitoïdes de la Cordillère Royale (CRE) centrale, tels les granites Tres Lagunas (200–220 Ma, Aspden et Litherland, 1992) de la division lithotectonique continentale Loja, et les Métagranitoïdes Azafrán (142±1 Ma, Kimméridgien; Litherland et al., 1994) de la division marine Salado.

L'orogène/bloc cristallin, partiellement métamorphique, serait constitué par les roches métamorphiques de degrés bas à moyen (quartzites, micaschistes et phyllites) et moyen à haut (gneiss) de la CRE centrale. Ces roches seraient (1) les quartzites et phyllites de la division continentale Guamote, (2) les grès quartzeux de la subdivision Maguazo turbiditique marine, du Jurassique moyen, (3) les schistes verts à micas de la subdivision Alao-Paute, du Jurassique supérieur, de la division marine Alao et (4) les métasédiments et métagranitoïdes Azafrán de la division marine Salado.

La source, probablement océanique, à couverture sédimentaire argileuse et cherteuse, serait constituée par (1) les schistes verts pélitiques à micas de la subdivision Alao-Paute, du Jurassique supérieur, une ancienne séquence volcanique sous-marine d'arc insulaire, qui constitue la division marine Alao, (2) les métasédiments, finement laminés, intercalés dans la subdivision Azafrán de la division marine Salado, et (3) possiblement les Cherts Noirs qui surmontent le Terrain Guaranda.

La source secondaire multiple serait composée d'une plate-forme argileuse, de zones de suture et de collision, et d'une chaîne de chevauchement, serait à rechercher dans les schistes verts de la subdivision Alao-Paute et la suture ou Mélange Ophiolitique Peltetec, de la division marine Alao, et les schistes et gneiss métapélitiques de la division continentale Loja.

En résumé, tant pour les grès du Membre Gallo Rumi comme pour l'origine du minéral indice muscovite, la source de ses sédiments serait, de l'Ouest à l'Est, les terrains ou divisions lithotectoniques Guamote, Alao, Loja et Salado de la CRE (voir Fig. 3.20). Pour les sédiments argileux et cherteux, la source serait possiblement les Cherts Noirs qui surmontent le Terrain Guaranda.

Ces terrains auraient été soulevés et érodés en conséquence du processus d'accrétion à la marge continentale de la Zone Côtière équatorienne (ZCE) (terrain Piñón TP, surmonté par l'arc insulaire Cayo)

survenu au Paléocène supérieur (~57±2 Ma, Jaillard *et al.*, 1995), et qui a produit parallèlement un important soulèvement de la paléo-COE (Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2005).

Ce processus d'accrétion a été la cause d'une dynamique sédimentaire très agitée et turbulente, reflétée par la très grande variation lithofaciale et granulométrique, et par celle des milieux et environnements de type continental (delta et cône alluvial, rivière en tresses, plaine continentale et fan delta), marin-marginal (plaine et front deltaïque, et pro-delta), de plate-forme et même turbiditique, qui composent le grand cône gréseux et conglomératique Gallo Rumi (Toro *et al.*, 2005).

b) Provenance des conglomérats

Introduction

La stratigraphie et la sédimentologie des conglomérats du Membre Gallo Rumi ont été décrites au Chapitre II et dans Toro *et al.* (2005). Les études lithologiques et de provenance effectuées sur les galets de ces conglomérats sont les premières jamais effectuées.

Le long des coupes du Cerro Amosayana (284 m, Fig. 2.38) et des alentours du hameau Gallo Rumi (261 m, Fig. 2.37) (route San Juan–Guaranda), le Mb. Gallo Rumi consiste essentiellement en conglomérats et grès intercalés de bancs silteux. Ces conglomérats sont principalement des orthoconglomérats, à grains très fins à fins ($\emptyset \leq 4$ à 65 mm), à galets subarrondis à subanguleux, modérément à bien triés. Les grès intercalés ont une granulométrie variée, de très fin à très grossière, généralement moyenne à grossière. Ce sont des litharénites (81%) et litharénites feldspathiques (19%). Les silts, gris et noirs, sont laminés. On trouve également des débris.

Les conglomérats Gallo Rumi sont essentiellement des orthoconglomérats (75 à 90 % de galets jointifs), sans aucune diamictite (matrix-supported, *sensu* Zaleha et Wiesemann, 2005).

Épaisseurs

L'épaisseur des conglomérats est très variable et dépend de la localisation de la coupe analysée. Aux alentours du hameau Gallo Rumi, les bancs de conglomérats représentent 41,2% de l'épaisseur totale, avec des couches entre 0,1 m et 12,4 m d'épaisseur. Dans la coupe du Cerro Amosayana, les couches conglomératiques représentent la moitié (51,2 %) de l'épaisseur totale, et leur épaisseur va de 0,2 m à 14 m.

Méthode

On a défini 8 lithologies majeures : (1) cherts (Qchert), (2) grès (Lgrès), (3) silts (Lsilts), (4) quartz (Q), (5) roches volcaniques (Lvolc ou Rvolc), (6) roches plutoniques (Lplut ou Rplut), (7) roches métamorphiques (Lmét ou Rmét), et (8) autres lithologies incluant les minéraux lourds et résistants.

Pour chaque lithologie, on a aussi parfois distingué des faciès particuliers, comme par exemple : silt noir grossier (diamètre des cristaux de 30 à 62 mm), silt noir moyen

(diamètre de 15 à 30 mm), silt blanc moyen, silt de couleur café, silt vert, silt rouge moyen, silt laminé, silt bien silicifié (probablement par des processus hydrothermaux) et autres silts.

Composition lithologique

Le comptage statistique des galets des conglomérats du Membre Gallo Rumi (Fig. 3.25) a été effectué sur la coupe du Cerro Amosayana (Fig. 2.6). En moyenne, 62 galets ont été comptés par banc. La composition moyenne modale de 10 bancs de est de 46.5 % de quartz (Q), 20.3 % de roches sédimentaires (Ls) [15.2 % de grès (Lgrès), 3.5 % de silts (Lsilts) et 1.6 % de cherts (Qchert)], 16.7 % de roches volcaniques (Lvolc), 14.7 % de roches métamorphiques (Lmét), et 1.9 % de roches plutoniques (Lplut).

La figure 3.26 montre la composition lithologique modale des galets volcaniques ($L_v = 16,7\% \pm 10,4\%$) dont dacites 4%, andésites 3.5%, rhyolites 2.1%, laves vitreuses 1.7%, andésites silicifiées 1.5%, tufs 1.3% et diorites 1.2%.

La rareté des fragments volcaniques dans les grès Gallo Rumi par rapport aux conglomérats peut s'expliquer par la faible résistance à l'altération des feldspaths. En effet, parmi les galets volcaniques, les dacites et andésites, riches en feldspath, (surtout l'orthoclase) sont les plus nombreux. La période de vie des feldspaths est une fonction directe de la concentration en solution solide de l'albite (An_{0-10} , $\text{Log}_{10} t_{\text{Alb}} = 8,13 = 134,9$ Ma) et une fonction inverse de la concentration en anorthite (An_{90-100} , $\text{Log}_{10} t_{\text{Anor}} = 5,62 = 0,42$ Ma) (Kowalewski et Rimstidt, 2002). Le degré de dissolution des minéraux dépend aussi de la taille des grains et galets, et de leur surface extérieure (Hurst, 1981). En d'autres termes, plus le grain est petit, plus il est dissout rapidement. La différence de granulométrie entre grès et conglomérats Gallo Rumi expliquerait donc leur différence de composition pétrographique.

Provenance des conglomérats

Pour analyser leur maturité et les zones sources, la lithologie des conglomérats Gallo Rumi, a été représentée sur 4 diagrammes triangulaires (Fig. 3.30). Pour intégrer ces données dans un contexte géodynamique, on a aussi représenté sur ces diagrammes les données correspondant aux conglomérats (1) du Paléocène supérieur–Éocène inférieur de la Zone Subandine (Fm Tiyuyacu inférieur, Jaillard *et al.*, 1997 ; Christophoul *et al.*, 2002), (2) de l'Éocène inférieur à moyen (Fm Apagua ; Egüez, 1986), et de l'Éocène moyen à supérieur de la Cordillère Occidentale (Fm Rumi Cruz ; Hughes et Bermúdez, 1997 ; Toro et Jaillard, 2003 ; Jaillard *et al.*, 2004) et enfin (3) de l'Éocène supérieur de la Zone Côtière (Conglomérats El Morro ; Toro et Marocco, 1994).

Le diagramme triangulaire Qchert-Qm-Lmét (Fig. 3.30a) des conglomérats Gallo Rumi, montre une moyenne (M) très riche en galets de quartz ($11,3 \leq Q_m \leq 73,5\%$, $M = 46,5 \pm 18,8\%$), modérément riche en galets métamorphiques ($6,1 \leq L_{\text{mét}} \leq 29,3\%$, $M = 14,7 \pm 7,6\%$),

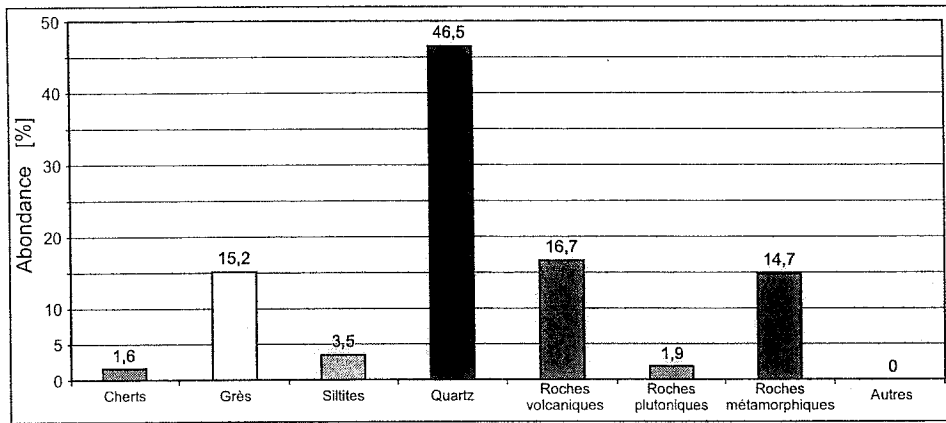


FIG. 3-25- Composition lithologique modale moyenne des galets des conglomérats du Membre Gallo Rumi (Paléocène supérieur) de la Fm. Saquisilí de la Cordillère Occidentale.

Localisation : affleurements du Cerro Amosayana (4043 m, en face de Zambranoloma). Km 15.5 de la route San Juan-Gallo Rumi-Guaranda. COE centre-Sud. N = nombre de banes de conglomérats étudiés = 10 ; n = nombre moyen de galets de conglomérats analysés pétrographiquement = 62.

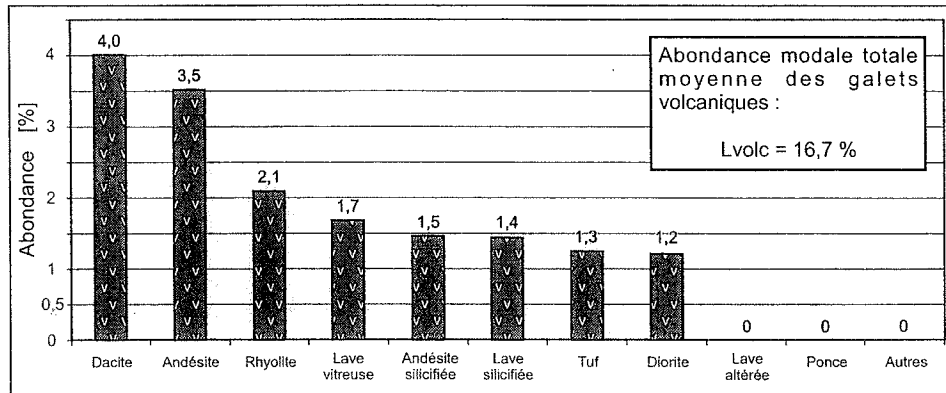


FIG. 3-26- Composition lithologique modale moyenne des galets volcaniques des conglomérats du Membre Gallo Rumi (Paléocène supérieur) de la Cordillère Occidentale.

Légende cf Fig. 3-25

et pauvre en galets de chert ($0 \leq Q_{\text{chert}} \leq 4\%$, $M = 1.61 \pm 1.39\%$; $Q_{\text{chert}}_{2,5}$, $Q_{\text{m}}_{74,0}$, $L_{\text{mét}}_{23,4}$).

Ces données indiquent, pour le Paléocène supérieur, une source faite à la fois d'un bloc continental quartzeux et d'un orogène quartzeux et métamorphique.

Dans le diagramme $Q_{\text{chert}}-L_{\text{grès+silts}}-L_{\text{mét}}$ (Fig. 3.30 b), les conglomérats, présentent une moyenne (M) modérément riche en galets de grès et silts ($2.0 \leq L_{\text{grès+silts}} \leq 48.4\%$, $M = 18.6 \pm 15.2\%$) et de roches métamorphiques ($L_{\text{mét}} = 14.7 \pm 7.6\%$), et pauvre en galets de chert ($Q_{\text{chert}} = 1.61 \pm 1.39\%$; $Q_{\text{chert}}_{1,6}$, $L_{\text{grès+silts}}_{53,4}$, $L_{\text{mét}}_{42,0}$). Ceci suggère une source combinant un bloc continental quartzeux, un orogène quartzeux et métamorphique, et aussi une source lithique-sédimentaire (probablement une plate-forme clastique marine à continentale).

Le diagramme $Q_{\text{chert}}-L_{\text{volc}}-L_{\text{plut}}$ (Fig. 3.30 c), montre une moyenne (M) modérément riche en galets d'origine volcanique ($4 \leq L_{\text{volc}} \leq 36.73\%$, $M = 16.7 \pm 10.4\%$),

et pauvre tant en galets des roches plutoniques ($0 \leq L_{\text{plut}} \leq 8.2\%$, $M = 1.86 \pm 2.65\%$) qu'en galets de chert ($Q_{\text{chert}} = 1.61 \pm 1.39\%$; $Q_{\text{chert}}_{7,9}$, $L_{\text{volc}}_{82,7}$, $L_{\text{plut}}_{9,4}$). Ces caractéristiques suggèrent une source mixte, combinant un arc volcanique (lié à une zone de subduction), et un bloc continental quartzeux (avec des granodiorites), soulevés et recyclés.

Enfin, le diagramme $L_{\text{mét}}-L_{\text{volc}}-L_{\text{grès+silts}}$ (Fig. 3.30 d), (variation du diagramme $L_{\text{mét}}-L_{\text{plut}}-L_{\text{volc}}+L_{\text{grès+silts}}$ de Cavazza et Ingersoll, 2005), présente une moyenne (M) à concentration modérée tant en galets d'origine métamorphique ($L_{\text{mét}} = 14.7 \pm 7.6\%$), que volcanique ($L_{\text{volc}} = 16.7 \pm 10.4\%$), et sédimentaire ($L_{\text{grès+silts}} = 18.6 \pm 15.2\%$) ($L_{\text{mét}}_{29,3}$, $L_{\text{volc}}_{33,3}$, $L_{\text{grès+silts}}_{37,3}$). Ces proportions indiquent une provenance mêlant un orogène quartzeux et métamorphique, un arc volcanique disséqué, et un orogène lithique et sédimentaire recyclé (probablement une plate-forme clastique).

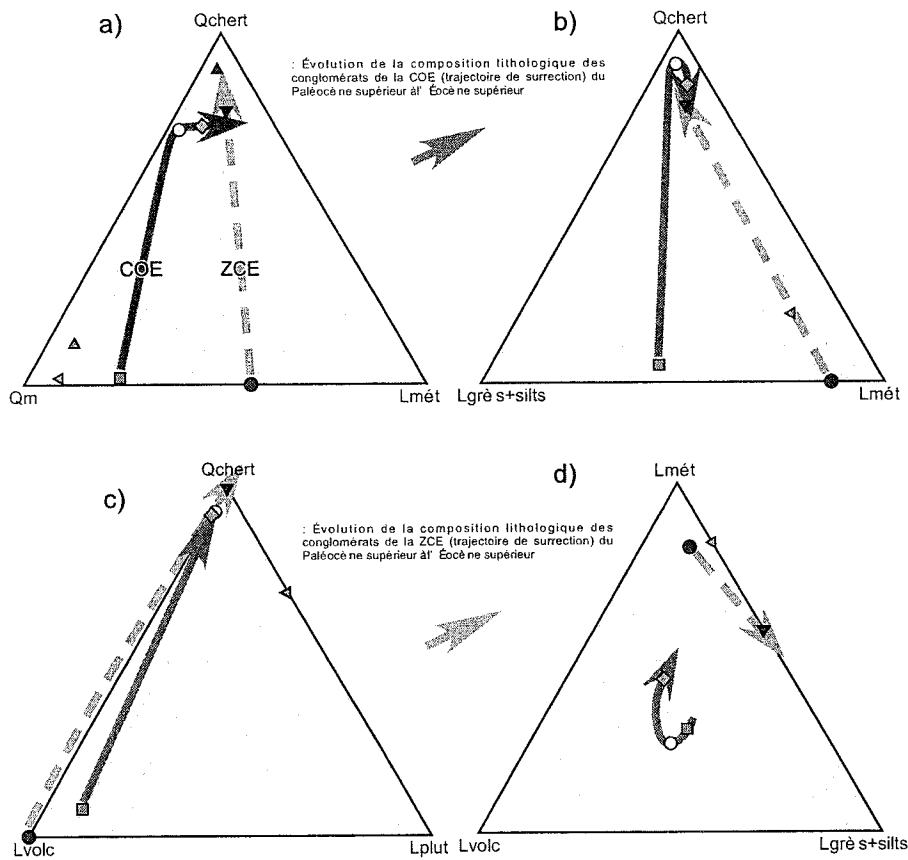


FIG. 3-27- Classification pétrographique, provenance et évolution des conglomérats du Paléocène supérieur à l'Éocène supérieur d'Équateur.

Légende cf Fig. 3-11 et 3-13 : Mb Gallo Rumi, Paléocène supérieur (Jaillard *et al.*, 2004), N = 10, n = 62 ; Fm Tiyuyacu Inférieur, Paléocène supérieur-Éocène inférieur (Jaillard *et al.*, 1997) : Parties inférieure, et basale de la coupe au Km 4,1 de la route Puerto Napo-Puyo ; N = 5, n = 45. Conglomérats Tiyuyacu inférieur de la Zone Subandine centrale (d'après Vera et Gavilánez, 1985). Gp Azúcar (Paléocène supérieur, Jaillard *et al.*, 1995) d'Azúcar (données de Moreno, 1984 *in*: Benítez, 1995) ; Fm. Apagua, Éocène inférieur à moyen, N = 4, n = 108 ; Fm. Rumi Cruz inf. et sup., Éocène moyen-sup. (Hughes et Bermúdez, 1997; Jaillard *et al.*, 2004), N = 21, n = 90 ; Conglomérats El Morro (Éocène supérieur?) de El Morro (données de Toro et Marocco, 1994), N = 8, n = 60.

Discussion et conclusions

D'après l'analyse de provenance effectuée à partir des 4 diagrammes triangulaires des conglomérats, les conglomérats du Membre Gallo Rumi recyclaient par ordre d'importance, (1) un bloc continental quartzeux et métamorphique, (2) une plate-forme clastique marine à continentale et (3) un arc volcanique disséqué. Une source accessoire serait constituée de par la couverture d'un substratum océanique fournissant des cherts.

Pour préciser la provenance il faut tenir compte les paléocourants et des milieux de dépôt. La direction générale de transport des sédiments est vers le SO, c'est à dire depuis la paléo Cordillère Royale (zone source) vers le bassin Saquisilí dans la Cordillère Occidentale, le débouché dans le bassin marin étant situé dans les alentours du hameau Gallo Rumi.

Le bloc continental quartzeux (avec quelques granodiorites) serait constitué par la Cordillère Royale centrale qui comprend des granitoïdes et métagranitoïdes déjà cités Tres Lagunas (200-220 Ma) et Azafrán (142 ± 1 Ma).

L'orogène ou bloc partiellement métamorphique serait constitué par les roches méthanomorphiques de bas à moyen degré (quartzites, micaschistes et phyllites) et de moyen à haut degré (gneiss) de la Cordillère Royale (CRE) centrale. Les quartzites et phyllites proviendraient de la division lithotectonique Guamote, les grès quartzeux des turbidites de la subdivision Maguazo, du Jurassique moyen, les schistes verts à micas de la subdivision Alao-Paute, et les métasédiments et granitoïdes Azafrán de la division marine Salado. Les fragments volcaniques proviendraient des roches volcaniques à signature géochimique d'arc insulaire de la division Alao et de la suture Peltetec.

Enfin, la source minoritaire des galets de cherts serait double : les Cherts Noirs surmontant le Terrain Guaranda (à l'Ouest), et la couverture sédimentaire d'un plancher océanique dans la CRE (à l'Est). Pour ce dernier, ils pourrait s'agir : (1) des schistes verts pélitiques à micas de la subdivision Alao-Paute, et (2) des métasédiments, finement laminés, intercalés dans la subdivision Azafrán de la division marine Salado.

En résumé, la source des conglomérats du Membre Gallo Rumi, du Paléocène supérieur, seraient (1) les terrains ou divisions lithotectoniques Guamote, Alao, Loja et Salado de la CRE centrale (voir Fig. 3.20) sauf le Zamora, tous placés à l'Est ; et (2) les Cherts Noirs surmontant le Terrain Guaranda, situés à l'Ouest.

Ces terrains de la Cordillère Royale centrale ont été soulevés et érodés, à la suite de l'accrétion du terrain Piñón, surmonté de l'arc insulaire Cayo au Paléocène supérieur (~57±2 Ma, Jaillard *et al.*, 1995), et les produits de son érosion ont été transportés vers le bassin Gallo Rumi situé à environ 100 Km au SO (Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2005).

L'unité Pangor

La provenance des grès

Introduction

Identifiée pour la première fois par Jaillard *et al.* (2004), cette unité clastique est un faciès latéral de la série Saquisilí-Gallo Rumi. Elle est composée de silts argileux, silts gréseux micacés noirs, et de grès grossiers et conglomérats gris verdâtre riches en quartz. Ces dépôts gréseux, d'origine marine, présentent des caractères de fan-delta, avec des arrivées conglomératiques à caractère continental (caractéristique des zones d'embouchures). La majorité des affleurements se trouve dans la zone de faille de la vallée de Pallatanga, et sont donc intensément déformés.

On a analysé seulement 4 lames minces pour la pétrographie microscopique et 6 lames minces pour la granulométrie.

Classification granulométrique (box-plot)

Dans les 6 lames minces étudiées, le nombre de grains mesurés varie entre 64 et 250 ($M = 176.1 \pm 68.4$). La granulométrie moyenne des grès de Pangor montre (Fig. 3.11a&b) une forte dispersion des valeurs entre moyenne des grains moyens ($0.046 \leq \Phi_{50} = Md \leq 1.52$ mm, $M = 0.58 \pm 0.53$ mm, cL) et taille maximale ($0.47 \leq \Phi > \leq 8.64$ mm, $M = 2.35 \pm 3.12$ mm, microCg) de $\Phi > / \Phi_{50} = 4.06$. La moyenne du coefficient de variation du Φ_{50} indique un mauvais classement ($CV = \sigma / \Phi_{50} = 0.9$).

La box-plot (Fig. 3.12 a, b) montre une distribution granulométrique très dispersée, très asymétrique, très étalée (excès) vers les particules grossières, de type leptokurtique (coefficient d'aplatissement positif, $K > 0$), avec une répartition de grande étendue de 2.21 mm ($\Phi_{\max} - \Phi_{\min} = 2.207$ mm), une médiane ($Me = Md = q_{50\%}$) de 0,579 mm, et une très importante fraction de points éloignés et très éloignés.

D'autre part, l'étude pétrographique de 4 échantillons montre que les grès de Pangor présentent une porosité (Φ) primaire et secondaire nulle. Ceci pourrait être dû à leur grande richesse en quartz ($58 \leq Qt \leq 80.5\%$, $M = 72.9 \pm 10.3\%$) et à une compaction et diagenèse importantes, incluant une importante cimentation par de la silice secondaire ($0.75 \leq Ct_{\text{sil}} \leq 1\%$, $M = 0.94 \pm 0.13\%$)

et une forte altération des feldspaths ($0 \leq Falt \leq 14.3\%$, $M = 5.1 \pm 6.3\%$, $Falt/F = 0.7$). Le potentiel réservoir des grès Pangor est donc nul.

Mécanisme de dépôt

La grande dispersion des données granulométriques des grès de Pangor Paléocènes ($\Phi_{50} = Md = 0.58 \pm 0.53$ mm, cL : $\Phi > = 2.35 \pm 3.12$ mm, $\mu Cg : \Phi > / \Phi_{50} = 4.06$; et CV du $\Phi_{50} = \sigma / \Phi_{50} = 0.9$) serait le résultat d'une dynamique sédimentaire très agitée et turbulente qui régnait sur ces dépôts de plaine continentale et de rivière en tresses distale intercalés dans un front deltaïque, voire jusqu'à la plate-forme distale.

Classification pétrographique

Selon les diagrammes de classification pétrographique des grès, ceux de l'Unité Pangor sont des arénites ($3.8 \leq Mx \leq 14.8\%$, moyenne $M = 5.9\%$, $\sigma = \pm 3.9\%$). Dans le diagramme QmFLt (Fig. 3.28 a), ces arénites sont des litharénites.

Provenance des grès

Les grès paléocènes de Pangor montrent un bon regroupement dans les diagrammes QtFL et QmFLt (Fig. 3.31b&c). Sur le diagramme QtFL (Fig. 3.28 b), ces grès montrent un centre de gravité ou moyenne (M) très riche en quartz (grès matures, $58 \leq Qt \leq 80.5\%$, $M = 72.9 \pm 10.3\%$), avec $Qt_{79.6} F_{8.3} L_{12.1}$ et un écart-type bas à modéré (σ) de $Qt_{4.80} F_{\pm 7.9} L_{\pm 5.3}$ i.e. $Qt_{79.6 \pm 8.0} F_{8.3 \pm 7.9} L_{12.1 \pm 5.3}$. Notons que ces données sont similaires à celles obtenues pour les grès Gallo Rumi ($54.8 \leq Qt_{GR} \leq 84\%$, $M = 72.3 \pm 11.7\%$; $Qt_{84.6 \pm 8.7} F_{6.3 \pm 4.8} L_{9.2 \pm 10.2}$; Fig. 3.24 b), avec lesquels ils sont corrélés stratigraphiquement. Ces données indiquent que les grès de l'Unité Pangor dérivent d'un orogène quartzeux recyclé, et peut-être d'un intérieur de craton.

Dans le diagramme QmFLt (Fig. 3.28 c), ils montrent un centre de gravité pauvre en quartz monocristallin ($7 \leq Qm \leq 17.8\%$, $M = 11.7 \pm 4.7\%$) et en feldspaths ($1 \leq F \leq 16.5\%$, $M = 7.4 \pm 6.6\%$), mais riche en grains lithiques totaux ($69.7 \leq Lt \leq 87.3\%$, $M = 78.9 \pm 8.7\%$, parmi lesquels les lithiques s.s. représentent 5.5 à 17.5 % ($M = 11.1 \pm 4.9\%$, $L/Lt = 0.14$), avec $Qm_{12.8 \pm 4.9} F_{8.3 \pm 7.9} Lt_{78.9 \pm 8.7}$. Ceci indique clairement comme source un orogène lithique soulevé et recyclé, et peut-être un arc volcanique transitionnel à non disséqué.

Dans ces grès, le quartz total ($58.0 \leq Qt \leq 80.5\%$) représente les trois types de quartz ($Qt = 72.9 \pm 10.3\%$). Le quartz polycristallin du type chert ($Q_{\text{chert}} = 32.3 \pm 17.9\%$; $Q_{\text{chert}}/Qt = 0.44$), le quartz polycristallin métamorphique ($Q_{\text{mét}} = 27.6 \pm 24.3\%$; $Q_{\text{mét}}/Qt = 0.38$) et le quartz monocristallin ($Qm = 11.7 \pm 4.7\%$; $Qm/Qt = 0.16$) sont les plus abondants, tandis que les autres types de quartz (calcédoine $Q_{\text{calcéd}} = 1.31 \pm 2.46\%$; Q_{pol} de type quartzite = $0.13 \pm 0.14\%$) restent minoritaires.

Dans le diagramme QmPK, les arénites (Fig. 3.28 d) montrent un contenu variable en feldspaths [$1 \leq F = Fp + Fk \leq 16.5\%$, $M = 7.4\%$, $\sigma = \pm 6.6\%$] et en quartz monocristallin ($Qm = 11.7\% \pm 4.7\%$), et une absence totale de feldspaths potassique, avec un centre de gravité et polygone à un écart-type de $Qm_{64.7 \pm 23.8} P_{35.3 \pm 23.8} K_{0.0 \pm 0.0}$.

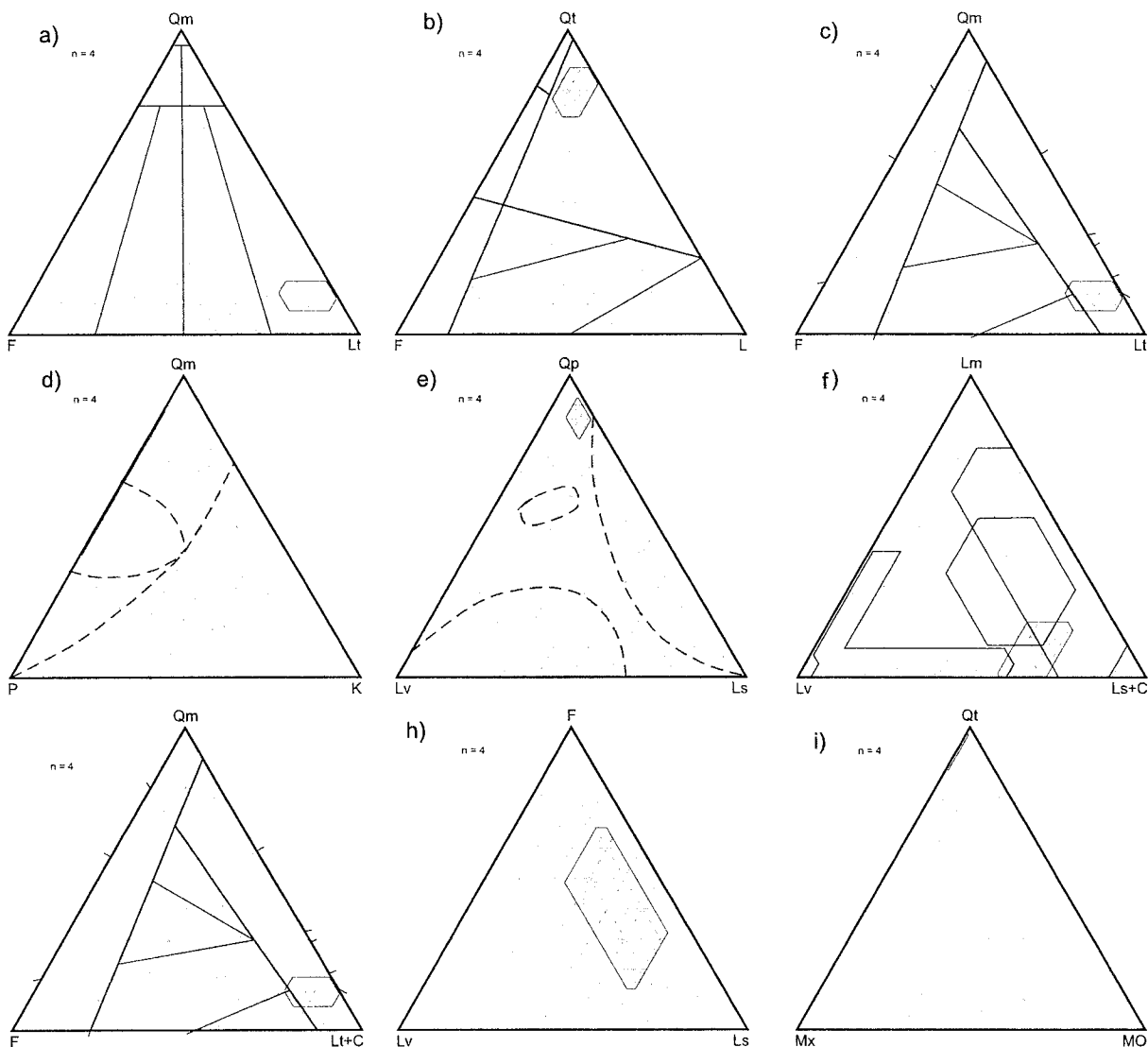


FIG. 3-28- Classification pétrographique et zones sources des grès de l'Unité Pangor (Paléocène) de la Fm. Saquisili, de la Cordillère Occidentale centrale.

Légende cf Fig. 3-13.

Ces données suggèrent que la source était une province volcanique du type circumpacifique et/ou un bloc continental quartzeux. Dans le diagramme QpLvLs (Fig. 3.28 e), les grès Pangor sont enrichis en quartz polycristallin Qp ($3.7 \leq Qp \leq 27.4\%$, $M = 15.3 \pm 11.2\%$) et tombent près du pôle Qp ($Qp = Qpol + Qmét + Qchert + Qcalcédoine$), avec un centre de gravité et polygone à un écart-type de $Qp_{85.6 \pm 6.8}$ $Lv_{4.7 \pm 3.4}$ $Ls_{9.8 \pm 3.8}$. Les Qchert ($11.8 \leq Qchert \leq 53.8\%$, $M = 32.3 \pm 17.9\%$; $Qchert/Qt = 0.44$) et les Qmét ($3 \leq Qmét \leq 50.8\%$, $M = 27.6 \pm 24.3\%$; $Qmét/Qt = 0.38$) sont les plus abondants.

Ce diagramme montre également une abondance faible à modérée, et variable, des Lv ($0.75 \leq Lv \leq 5.8\%$, $M = 3.3 \pm 2.3\%$, $Lv/L = 0.3$) comme des Ls ($3.5 \leq Ls \leq 11.5\%$, $M = 7.1 \pm 3.4\%$, $Ls/L = 0.65$). Bien que les points de l'Unité Pangor tombent en dehors des champs de provenance du diagramme QpLvLs, leur zone source pourrait être un substratum océanique cherteux ([Qchert] élevé), ou une suture de collision impliquant un orogène cristallin quartzeux et partiellement métamorphique.

Le diagramme LmLvLs+C montre que dans les grès Pangor (Fig. 3.28 f), de composition moyenne $Lm_{8.4 \pm 10.4}$ $Lv_{27.6 \pm 14.3}$ $Ls+C_{64.1 \pm 7.2}$, les composants lithiques les plus abondants ($Lt = 11.1 \pm 4.9\%$) sont les Ls et Lv. Parmi ceux-ci, les fragments gréseux ($0 \leq Lgrès \leq 11.3\%$, $M = 3.7 \pm 5.3\%$, $Lgrès/L = 0.33$), argileux ($0.25 \leq Larg \leq 5.8\%$, $M = 3.5 \pm 2.4\%$, $Larg/L = 0.32$) et vitreux ($Lv_{vitr} = 2.9 \pm 2.4\%$) sont les plus nombreux ; tandis que les lithiques métamorphiques restent minoritaires ($0 \leq Lmét \leq 1.25\%$, $M = 0.63\% \pm 0.6\%$). Les lithiques calcaires (C) sont totalement absents.

Ces grès se situent dans plusieurs champs de provenance : zones de suture, complexe de subduction et arc magmatique. Ces données suggèrent que ces grès auraient été alimentés par des sédiments gravitaires générés à partir d'une plate-forme argilo-gréseuse, et d'un arc volcanique proximal soulevé et érodé.

Le diagramme QmFLt+C (Fig. 3.28 g) ne montre aucune variation par rapport au diagramme QmFLt (Fig. 3.28 c), puisque le contenu en lithiques calcaires est nul.

Le diagramme FLvLs (Fig. 3.31 h) montre que les grès Pangor ont une abondance assez constante, bien que dispersée, en feldspaths ($F = 7.4 \pm 6.6\%$) et en lithiques sédimentaires ($Ls = 7.1 \pm 3.4\%$, $Ls/L = 0.65$), mais un faible contenu en Lv ($Lv = 3.3 \pm 2.3\%$), avec un centre de gravité à écart-type modéré et haut de $F_{40.7 \pm 26.9}$ $Lv_{17.4 \pm 10.5}$ $Ls_{42.0 \pm 19.1}$. Les plagioclases (F_p) et les feldspaths alcalins (F_K) sont tous altérés ($0 \leq Falt \leq 14.3\%$, $M = 5.1 \pm 6.3\%$, $Falt/F = 0.7$) en kaolinite, séricite et micro albite. Le labrador ($0 \leq F_{p_{labr}} \leq 3.8\%$, $M = 1.4 \pm 1.6\%$, $F_{p_{labr}}/F = 0.19$) et l'oligoclase ($0.25 \leq F_{p_{olig}} \leq 1\%$, $M = 0.44 \pm 0.38\%$, $F_{p_{olig}}/F = 0.06$) restent minoritaires. L'altération des feldspaths et leur transformation en kaolinite, albite et silice expliquent la porosité nulle de ces grès.

Finalement, le diagramme QtMxMO (Fig. 3.28 i), à composition moyenne de $Qt_{91.8 \pm 6.2}$ $Mx_{7.8 \pm 5.9}$ $MO_{0.5 \pm 0.4}$ montre que les grès Pangor tombent près du pôle du quartz total ($Qt = 72.9 \pm 10.3\%$), qu'ils ont peu de matrice ($3 \leq Mx \leq 11.5\%$, $M = 5.88\%$, $\sigma = \pm 3.86\%$) et sont pauvres en MO ($0.25 \leq MO \leq 0.75\%$, $M = 0.38 \pm 0.25\%$). Ces données impliquent que ces grès ont été déposés dans des milieux de haute énergie, agités et turbulents, et ne peuvent constituer une roche mère potentielle.

Les microphotographies en LPA des arénites Pangor (Fig. 3.19 E) montrent que ces grès sont riches en grains de quartz et de feldspaths. Parmi les quartz, les polycristallins de type chert, métamorphiques et monocristallins dominant. Parmi les feldspaths, les feldspaths altérés et le labrador sont les plus abondants. Parmi les lithiques, les fragments gréseux et argileux, et les débris volcaniques vitreux sont les plus fréquents. La matrice, boueuse, consiste principalement en smectite ($Mx_{smect} = 1.4 \pm 1.1\%$). Enfin, ces grès recèlent aussi des muscovites ($Mmus = 0.44 \pm 0.38\%$) et biotites ($Mbiot = 0.5 \pm 0.3\%$) détritiques, et de rares grains opaques ($Op = 1.8 \pm 0.7\%$).

Les compositions moyennes (M) et les écarts-types ($\pm \sigma$) des grès de l'unité Pangor sont rassemblés sur l'Annexe 3.

Comparaison avec la Fm. Saquisilí

Par rapport aux membres Saquisilí Inférieur (Paléocène inférieur à moyen, $Qm = 36.9\%$ et $Qchert = 15.1\%$) et Gallo Rumi (Paléocène supérieur, $Qm = 35.5\%$ et $Qchert = 15.7\%$), le contenu en quartz monocristallin diminue ($Qm = 11.7 \pm 4.7\%$), alors que le contenu en chert augmente ($Qchert = 32.3 \pm 19.9\%$) dans les grès de l'Unité Pangor. De même, le contenu en plagioclase ($Fp = 7.4\% \pm 6.6\%$) et en feldspaths altérés ($Falt = 5.1\% \pm 6.3\%$) est plus élevé par rapport aux unités Saquisilí Inférieur ($Fp = 2.6\% \pm 4.9\%$, $Falt = 3.0\% \pm 5.4\%$) et Gallo Rumi ($Fp = 3.0\% \pm 2.53\%$, $Falt = 1.41\% \pm 1.7\%$). Le contenu en Lv ($Lv = 3.3 \pm 2.3\%$, dont les débris vitreux $0.25 \leq Lv_{vitr} \leq 5.8\%$, $M = 2.9 \pm 2.4\%$) est augmenté par rapport aux unités Saquisilí Inférieur ($0 \leq Lv \leq 8.5\%$, $M = 0.46 \pm 1.31\%$) et Gallo Rumi ($0 \leq Lv \leq 1.25\%$, $M = 0.25 \pm 0.41\%$).

Enfin, la concentration en Ls dans les grès Pangor est légèrement plus importante ($Ls = 7.1 \pm 3.4\%$, $Ls/L = 0.65$), parmi lesquels les débris gréseux [$3.7 \pm 5.3\%$] et argileux [$3.5 \pm 2.4\%$] sont les plus abondants, que dans les unités Saquisilí Inférieur ($Ls = 2.1 \pm 4.2\%$, $Ls/L = 0.7$) et Gallo Rumi ($Ls = 6.4 \pm 8.0\%$, $Ls/L = 0.78$).

Ceci suggère que l'Unité Pangor était alimentée par une source différente de celle qui alimentait la Fm Saquisilí contemporaine. Les arénites Pangor semblent dériver en partie d'un terrain sédimentaire (couverture d'un substratum océanique riche en Larg et/ou orogène lithique gréseux), érodé et recyclé, et en partie d'un arc magmatique proximal ou à activité volcanique locale à caractère effusif intermédiaire.

L'abondance de la Muscovite

Le diagramme (Fig. 3.14 a) montre que les arénites Pangor ont une abondance modale modérée et variable en mica blanc détritique de type muscovite ($0.25 \leq Mmus \leq 1\%$, $M = 0.44\%$, $\sigma = \pm 0.38\%$). Celle-ci ne représente que 26.2% de son abondance dans le Mb Saquisilí Inférieur ($Mmus_{Saq.Inf.}/Mmus_{Pangor} = 1.68/0.44 = 3.81$) et que 47.8% de celle du Mb Gallo Rumi ($Mmus_{GR}/Mmus_{Pangor} = 0.92/0.44 = 2.09$), unités contemporaines de l'Unité Pangor. Les grès Pangor ont donc probablement une autre source, ou bien l'intensité du soulèvement de la zone source a été moins intense, ou encore la distance source-bassin était moindre que pour les membres Saquisilí Inférieur et Gallo Rumi.

Cependant, les faciès Pangor (marins avec arrivées conglomératiques continentales), interprétés comme des faciès latéraux de la Fm Saquisilí, n'affleurent qu'en rive gauche de la haute vallée de la rivière Pangor où ils sont impliqués dans le couloir de faille régionale dextre de Pallatanga, et ne sont pas connus ailleurs. Ces sédiments élastiques ont donc un caractère strictement local et non régional. L'Unité Pangor aurait intégré à la fois des grains minéraux et lithiques provenant des unités quartzeuses et cherteuses de la COE, des grains quartzeux et métamorphiques micacés provenant des unités lithotectoniques de la partie occidentale de la CRE, et des fragments d'une autre source à caractère volcanique effusif proximal.

Les autres diagrammes

Le diagramme d'abondance des feldspaths (Fig. 3.14 b) montre que, dans les arénites Pangor, les feldspaths sont peu abondants ($1 \leq F \leq 16.5\%$, $F = 7.4 \pm 6.6\%$), les plus abondants étant les Fh altérés ($Falt = 5.1 \pm 6.3\%$, $Falt/F = 0.7$), le labrador ($Fp_{labr} = 1.4 \pm 1.6\%$, $Fp_{labr}/F = 0.19$) et l'oligoclase ($Fp_{olig} = 0.44 \pm 0.38\%$, $Fp_{olig}/F = 0.06$). L'oligoclase (An_{10-30}) et le labrador (An_{50-70}) sont présents dans des diorites, quartzdiorites et granodiorites métamorphisés, comme les métagranitoïdes Azafrán de la division Salado (voir Fig. 3.20). Le labrador (An_{50-70}) serait présent dans les roches magmatiques d'arc insulaire

de l'Unité Alao de la CRE. Les feldspaths altérés seraient le produit d'altération des roches volcaniques effusives et subvolcaniques de composition intermédiaire, provenant en partie d'un arc proximal.

Le diagramme Lv/Lt (Fig. 3.14 c) montre que, contrairement aux grès Saquisilí Inférieur ($Lv = 0.46\% \pm 1.31\%$, $Lv/Lt = 0.02$; $Lv/L = 0.15$) et Gallo Rumi ($Lv = 0.25\% \pm 0.4\%$, $Lv/Lt = 0.01$; $Lv/L = 0.03$), les grès Pangor sont pauvres en lithiques volcaniques ($0.75 \leq Lv \leq 5.75\%$, $M = 3.3\%$, $\sigma = \pm 2.34\%$; $Lv/Lt = 0.05$, néanmoins $Lv/L = 0.3$) (Lv/Lt Pangor / Lv/Lt Saq. Inf. = 2.5 ; Lv/Lt Pangor / Lv/Lt GR = 5). Ceci suggère que le bassin Saquisilí était plus proche de l'arc volcanique actif que ne l'était le bassin Pangor.

Enfin, le diagramme C/(Lt+C) (Fig. 3.14 d) montre que les grès Pangor ne contiennent pas de grains calcaires détritiques, indiquant qu'aucune plate-forme carbonatée n'était en cours d'érosion à proximité pour alimenter les sédiments du Paléocène de la COE.

Résumé et conclusions

Les grès de l'Unité Pangor sont des litharénites. Aucun échantillon ne présente les caractères d'une wacke. Il s'agit de grès grossiers inférieurs, avec une forte dispersion granulométrique, très asymétrique vers les particules grossières, traduisant un mauvais tri. Ceci indiquerait un milieu de dépôt très agité et turbulent, compatible avec un environnement de fan delta.

Ces grès sont matures et riches en quartz, parmi lesquels dominent les quartz polycristallins du type chert, métamorphiques et monocristallins. L'abondance en feldspaths est modérée et variable la plupart étant altérés. Parmi les fragments lithiques polycristallins de type chert et métamorphiques dominant. Les débris sédimentaires comprennent des grès et argiles. Parmi les grains volcaniques dominant les fragments de verre. Les éléments métamorphiques sont rares et les calcaires absents.

Les grès de l'unité Pangor n'ont que peu de matrice, principalement composée de boue, de smectite et de chlorite diagénétique. Les contenus en matière organique, muscovite et minéraux opaques sont faibles. Ces grès présentent une porosité nulle, probablement liée à leur grande richesse en quartz, une forte altération des feldspaths, et une intense diagenèse, liée à l'activité de la faille de Pallatanga.

Par rapport à la Formation Saquisilí contemporaine, l'unité Pangor est plus riche en grains de cherts, feldspaths et roches volcaniques (verres), et moins riche en quartz monocristallin et en muscovite.

L'analyse de provenance effectuée sur les grès paléocènes de l'Unité Pangor montre qu'ils dérivent de plusieurs sources qui sont par ordre d'importance : (1) un orogène cristallin, plutonique et métamorphique ; (2) une série océanique comprenant des cherts, une zone de suture

(de collision) ; (3) une série sédimentaire argilo-gréseuse ; et (4) un arc magmatique proximal peu disséqué, de type province volcanique circumpacifique. À l'exception de l'arc magmatique, ces sources sont similaires à celles identifiées pour la Fm Saquisilí, avec laquelle l'Unité Pangor est corrélée.

L'orogène cristallin plutonique pourrait être constitué par les granitoïdes et métagranitoïdes de la CRE centrale (Granite Tres Lagunas, 200–220 Ma ; métagranitoïdes Azafrán, 142 ± 1 Ma), alors que l'orogène cristallin métamorphique serait constitué par la CRE centrale : (1) quartzites et phyllites de la division Guamote ; (2) grès quartzeux de la subdivision Maguazo du Jurassique moyen ; (3) schistes verts à micas de la division Alao ; et (4) métasédiments et métagranitoïdes Azafrán de la division Salado. La source série océanique à cherts, zone de suture (ou collision) et chaîne de chevauchement serait constituée par : (1) les Cherts Noirs surmontant le Terrain Guaranda qui constituent le substratum de la partie ouest du bassin Saquisilí (Figs. 2.14, 2.80), et 2) la séquence volcanique sous-marine d'arc insulaire sous faciès Schistes Verts de la subdivision Alao-Paute, la Suture ou Mélange Ophiolitique Peltetec, et les schistes et gneiss de la division Loja.

La série argilo-gréseuse serait représentée par la Fm. Saquisilí qui aurait subi, pendant le Paléocène, un important soulèvement, une érosion et un remaniement des sédiments à l'intérieur même du bassin Saquisilí.

Finalement, la source volcanique peut être interprétée de deux façons : (1) recyclage local de sédiments volcaniques effusifs fins de la Fm. Tabacay (Maastrichtien inférieur, Jaillard et al., sous presse), qui surmonte le plateau San Juan à l'Est du bassin Saquisilí (voir Fig. 2.80) ou (2) arc volcanique actif à caractère local. Cette dernière interprétation est moins probable à cause des très faibles teneurs en lithiques volcaniques de la Fm. Saquisilí par rapport à l'Unité Pangor contemporaine.

3.3.2. Les unités de la Zone Subandine et du Bassin Oriente

Pour appréhender au niveau régional la réponse sédimentaire aux accrétions de terrains océaniques à la marge Andine équatorienne, on a étudié la provenance des grès et conglomérats du Tertiaire inférieur de la Zone Subandine et du bassin Oriente.

3.3.2.1. La Formation Tiyuyacu Inférieure

Introduction

Cette unité élastique repose en discordance sur les sédiments fins rouges de la Fm. Tena supérieur, du Maastrichtien-Paléocène (Tschopp, 1953 ; Bristow et Hoffstetter, 1977).

Elle affleure dans la Zone Subandine : autour de Bermejo (Nord de la Zone Subandine), dans les rivières Tiyuyacu et Misahuallí (près du hameau de Misahuallí), et à l'Est du village de Puerto Napo (route Tena-Puyo) (Figs. 2.1 et 3.20). Elle fait partie de la Fm. Tiyuyacu de Tschopp (1953), divisée en deux unités par ses caractères lithologiques et fossilifères.

Elle est composée d'ortho- et paraconglomérats, de grès et d'argilites bigarrées, organisées en séquences grano- et strato-décroissantes. Ces conglomérats ont été déposés par des rivières en tresses proximales et des cônes alluviaux proximaux et distaux (Marocco *et al.*, 1996, 1997) en climat semi-aride (Vera et Gavilánez, 1985). Les épaisseurs varient de 40 m à plus de 350 m, selon la localisation dans la Zone Subandine (ZSA) ou dans le Bassin Oriente (BO). Les paléocourants indiquent un transport de l'Ouest vers l'Est (Marocco *et al.*, 1996).

Cette unité a d'abord été attribuée à l'Éocène (Tschopp, 1953), puis au Paléocène-Éocène inférieur (Campbell, 1970 *in* : Bristow et Hoffstetter, 1977). En se basant sur les palynomorphes et foraminifères, Faucher

et al. (1971) lui assignent un âge Éocène inférieur. R. Spikings a daté des zircons détritiques dans les dépôts de Tiyuyacu Inférieur à 61 ± 5 Ma (comm. pers. à E. Jaillard, 2005), ce qui indiquerait un âge minimal pour la base de l'unité du Paléocène supérieur. Pour cette unité, nous retenons un âge Paléocène supérieur à Éocène inférieur, plus probablement près de la limite Paléocène-Éocène.

a) Classification pétrographique et provenance des grès

La description des grès de la Fm. Tiyuyacu Inférieur résulte de l'étude par Vera et Gavilánez (1985) de 10 échantillons de granulométrie moyenne à grossière récoltés dans la Zone Subandine centrale, entre la rivière Misahuallí et le SE de Puerto Napo.

Vera et Gavilánez (1985) considèrent que ces grès sont des arénites ($Mx \leq 15\%$), représentées sur le diagramme QmFLt (Fig. 3.33 a), par une composition variable : 4 échantillons sont des arkoses (y compris le centre de gravité de tous ces échantillons) ; 3 sont des subarkoses ; 2 des arkoses lithiques et un seul échantillon est une quartzarénite.

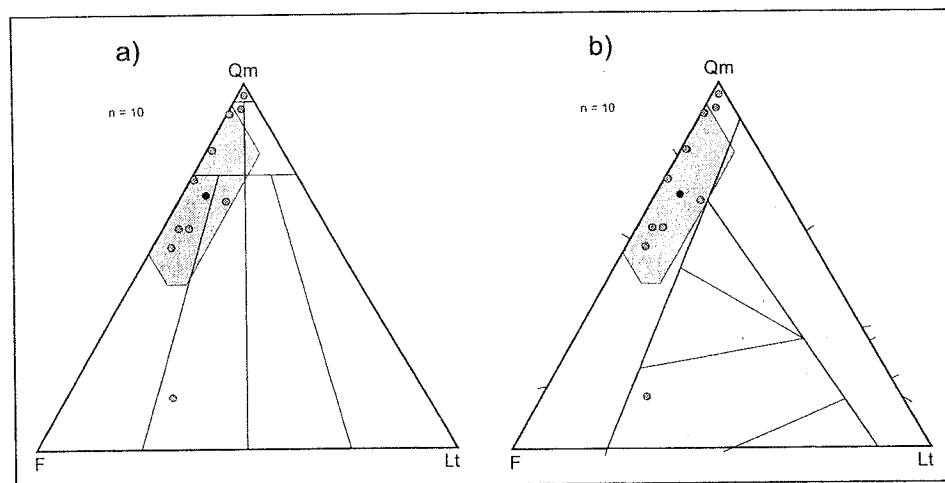


FIG. 3-29- Classification et zones sources des grès de la Fm. Tiyuyacu inférieur (Paléocène supérieur - Éocène inférieur) du centre de la zone Subandine.

Diagrammes triangulaires : a) QmFLt, classification des arénites ; b) QmFLt, classification des zones source. Symboles : Fm. Tiyuyacu inférieur (10 Éch.s). n : Nombre d'Éch.s étudiés en lame mince. Données de Vera et Gavilánez (1985).

Sur le diagramme QmFLt (Fig. 3.29 b), ces grès sont proches d'une source de type intérieur de craton ou continental transitionnel riche en quartz. Ils présentent un centre de gravité ou moyenne (M) riche en quartz (grès matures, $14 \leq Qm \leq 97.5\%$, $M = 69.9 \pm 24.7\%$), de $Qm_{69.9}$, $F_{24.6}$, $Lt_{5.6}$ et un écart-type bas à modéré de $Qt_{4.247}$, $F_{4.18.6}$, $L_{4.7.6}$ i.e. $Qt_{69.9/24.7}$, $F_{24.6/18.6}$, $L_{5.6/7.6}$. On note que ces données sont très différentes de celles des grès du Membre Gallo Rumi (Fig. 3.24 a, c), dont la Fm Tiyuyacu Inférieur serait au moins en partie contemporaine.

Ces grès étant presque dépourvus de grains calcaires (C) et fossilifères, le diagramme QmFLt+C n'apporte aucune information complémentaire.

Parmi les feldspaths, on trouve des plagioclases (F_p) parfois altérés, et des feldspaths alcalins (F_k) parmi lesquels l'orthoclase, ce qui suggère une source cristalline et granitique.

Par contre, les muscovites présentent une abondance et une taille très variables ($4 \leq M_{mus} \leq 40\%$).

Sachant que (1) les paléocourants indiquent un sens de transport des galets des conglomérats d'Ouest en Est (Marocco *et al.*, 1996, 1997), (2) que ces grès sont riches en quartz ($\approx 70\%$); (3) que la muscovite est abondante (4 à 40%), et (4) qu'une bonne partie des feldspaths sont des orthoclases, la source de la Fm. Tiyuyacu Inférieur serait constituée par les granitoïdes, métagranitoïdes et roches cristallines métamorphiques de la Cordillère Royale. Les granitoïdes et métagranitoïdes seraient, d'Est en Ouest : les granitoïdes Abitagua (Lias moyen à Jurassique moyen) de la division Zamora, les métagranitoïdes Azafrán (Jurassique terminal) de la division Salado, et le granite Tres Lagunas (Trias supérieur à Jurassique basal) de la division Loja. Les roches cristallines métamorphiques source seraient celle de la Cordillère Royale : (1) roches volcaniques continentales Misahuallí (Jurassique moyen à supérieur); 2) métasédiments de la division Salado; 3) schistes verts à micas de la division Alao; 4) grès quartzeux turbiditiques de la subdivision Maguazo (Jurassique moyen) et 5) quartzites et phyllites de la division Guamote.

b) Provenance des conglomérats

Pour étudier la provenance des galets des conglomérats de la Fm. Tiyuyacu Inférieur, on a utilisé nos observations de terrain, les données de Vera et Gavilánez (1985), et d'autres données publiées. Dans cette description, on a différencié les parties inférieure et basale du conglomérat Tiyuyacu Inférieur; les données traitées statistiquement sont représentées dans différents diagrammes (Figs. 3.27, 3.30 et 3.31).

Types de conglomérats et épaisseurs

Les conglomérats de la Fm. Tiyuyacu inférieure analysés au Km 4.3 de la route Puerto Napo–Puyo, correspondent aux parties basale et inférieure (voir Fig. 3.31).

Ce sont essentiellement des orthoconglomérats (50 à 90 % de galets jointifs), contenant de rares bancs intercalés de conglomérats à galets non jointifs (matrix-supported, diamictites sensu Zaleha et Wiesemann, 2005), les intercalations de grès et argilites étant presque absentes.

Ces bancs présentent souvent des bases érosives ou des discontinuités sédimentaires qui les individualisent, et ont une tendance générale grano-décroissante. Les galets sont subanguleux à subarrondis, avec un tri faible à modéré. Les épaisseurs (Z) des 13 bancs analysés sont variables, de $Z_{moyen} = 1.29$ m, avec un écart-type de $\sigma = \pm 0.55$ m.

Composition lithologique

Le comptage statistique des galets dans 5 bancs de conglomérats de la partie inférieure de la Fm. Tiyuyacu Inférieure (Fig. 3.30) (Zone Subandine centrale) a été effectué par Vera et Gavilánez (1985) qui ont trouvé 84.8% de quartz, 8.1% de roches métamorphiques, 2.3% de quartz polycristallin, 2.2% d'autres lithologies, 1.7% de roches sédimentaires (presque exclusivement des grès) et 1.0% de roches plutoniques. Les galets sont donc essentiellement de quartz et de lithiques métamorphiques, et on note l'absence de galets de roches volcaniques. Vera et Gavilánez (1985) ont distingué 8 lithologies majeures : 1) cherts, 2) grès, 3) silts, 4) quartz, 5) roches volcaniques, 6) roches plutoniques, 7) roches métamorphiques et 8) autres lithologies, parmi lesquels les minéraux lourds et résistants

Dans les affleurements du Km 4.3 de la route Puerto Napo–Puyo, les galets sont principalement des quartz monocristallin, des quartz polycristallin, et des métasédiments (quartzites, ...).

Les galets de roches sédimentaires et volcaniques sont presque absents. Dans cet affleurement, la partie basale se distingue nettement de la partie inférieure, composés de quelques séquences.

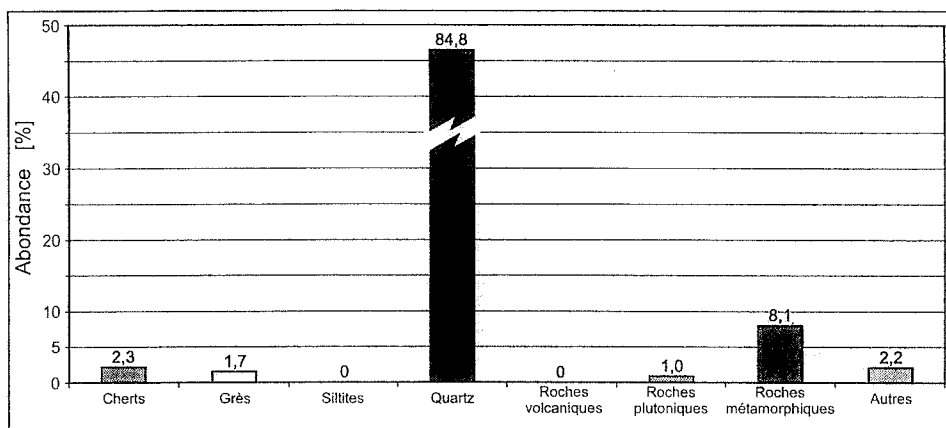


FIG. 3-30- Composition lithologique moyenne des galets de conglomérats de la partie inférieure de la Fm. Tiyuyacu inférieure (Paléocène sup. - Éocène inf.) de la Zone Subandine.

Localisation : affleurements de la partie centrale de la Zone Subandine, région Est de la ville de Tena et ses alentours.

N = nombre de bancs de conglomérats étudiés = 5. Données d'après Vera et Gavilánez (1985).

La partie basale est composée principalement de galets de quartz polycristallin (riche en chert, $Q_{chert} = 90\%$, Fig. 3.30), avec une moyenne de $Q_{chert_{90}} Q_{m_6} L_{m\acute{e}t_{4}}$; tandis que la partie inférieure de la Fm. Tiyuyacu inférieur est surtout composée de galets de quartz monocristallin ($65 \leq Q_m \leq 95\%$, $M = 81.8 \pm 12.7\%$), avec une moyenne de $Q_{chert_{11.5 \pm 10.6}} Q_{m_{81.8 \pm 12.7}} L_{m\acute{e}t_{6.8 \pm 4.0}}$.

Les Fig. 3.27 a, 3.30 et 3.31 montrent que les conglomérats analysés par Vera et Gavilánez (1985) ont une composition lithologique modale similaire à celle que nous avons obtenue, qu'ils ont probablement été échantillonnés dans la partie inférieure de la Fm. Tiyuyacu Inférieur, et que la partie basale de l'unité provient d'une source différente.

Mécanisme de dépôt

Les données granulométriques de la coupe du Km 4.3 de la route Puerto Napo-Puyo, mesurées sur 36 sites des conglomérats de la Fm. Tiyuyacu Inférieur, indiquent que la taille maximale des galets varie entre 10 et 140 mm, et que la moyenne du diamètre maximum est de $\phi > = 60.7 \pm 24.9$ mm.

Ce caractère résulterait d'une dynamique sédimentaire turbulente de haute énergie (plus d'ortho- que de para-conglomérats), associée à une tectonique de surrection (Marocco *et al.*, 1996); le transport d'Ouest en Est (Marocco *et al.*, 1996) se serait effectué par charge de fond, mécanisme suggéré par Héral (1984) pour ce type de sédiments clastiques grossiers.

Provenance des conglomérats

La lithologie des conglomérats de la Fm. Tiyuyacu Inférieur a été représentée sur 4 diagrammes triangulaires (Fig. 3.27) sur lesquels ont été reportés les données équivalentes du Paléocène supérieur (Membre Gallo Rumi), de l'Éocène inférieur à moyen (Fm Apagua), et de l'Éocène moyen à supérieur (Fm Rumi Cruz) de la Cordillère Occidentale, ainsi que de l'Éocène supérieur de la Zone Côtière (Conglomérats El Morro).

Dans le diagramme Q_{chert} - Q_m - $L_{m\acute{e}t}$ (Fig. 3.27 a), les conglomérats Tiyuyacu Inférieur présentent deux moyennes (M), une pour la partie basale et une autre pour la partie inférieure de ces conglomérats (Fig. 3.31), impliquant deux sources et deux degrés de maturité différents. La partie basale de l'unité est très riche en galets de quartz polycristallin ($Q_{chert} = 90\%$), et pauvre en galets de quartz monocristallin ($Q_m = 6\%$) et quartzites ($L_{m\acute{e}t} = 4\%$), suggérant la présence d'une source comportant une couverture sédimentaire siliceuse de substratum océanique.

Par contre, la partie inférieure de l'unité est très riche en galets de quartz ($65 \leq Q_m \leq 95\%$, $M = 81.8 \pm 12.7\%$), modérément riche en galets de chert (3 à 25% , $M = 11.5 \pm 10.6\%$), et pauvre en galets de quartzites (0 à 10% , $M = 6.8 \pm 4\%$; $Q_{chert_{11.5}} Q_{m_{81.8}} L_{m\acute{e}t_{6.8}}$).

Vera et Gavilánez (1985) ont obtenu un résultat similaire ($74.5 \leq Q_m \leq 99\%$, $M = 84.8\%$; $0 \leq Q_{chert} \leq 5\%$, $M = 2.3\%$; $0 \leq L_{m\acute{e}t} \leq 18.2\%$, $M = 8.1\%$; $Q_{chert_{2.4}} Q_{m_{89.1}} L_{m\acute{e}t_{8.5}}$). Ces données indiquent une source composée à la fois d'un bloc continental quartzeux et d'un orogène quartzeux et métamorphique. Dans le diagramme Q_{chert} - $L_{gr\grave{e}s+silts}$ - $L_{m\acute{e}t}$ (Fig. 3.27 b), les conglomérats de la partie inférieure (analysés par Vera et Gavilánez, 1985), présentent une moyenne (M) modérée à basse en roches métamorphiques ($L_{m\acute{e}t} = 8.1\%$), et faible à en galets de chert ($Q_{chert} = 2.3$) et de grès et silts ($L_{gr\grave{e}s+silts} = 1.65\%$), avec $Q_{chert_{19.2}} L_{gr\grave{e}s+silts_{13}} L_{m\acute{e}t_{6.1}}$. Ceci suggère une source combinant un bloc continental quartzeux et un orogène quartzeux métamorphique, et une faible participation d'une source sédimentaire.

Le diagramme Q_{chert} - L_{volc} - L_{plut} (Fig. 3.27 c) des galets des conglomérats de la partie inférieure de la Fm. Tiyuyacu Inférieur, établi à partir des données de Vera et Gavilánez (1985), montre des moyennes basses en galets de chert ($\approx 2.3\%$) et de roches plutoniques ($\approx 1\%$), et l'absence totale de galets volcaniques ($Q_{chert_{30}} L_{volc_0} L_{plut_{30}}$). Ces données suggèrent une source combinant une couverture sédimentaire siliceuse de substratum océanique, et un bloc continental plutonique, soulevés et recyclés.

Le diagramme $L_{m\acute{e}t}$ - L_{volc} - $L_{gr\grave{e}s+silts}$ (Fig. 3.27 d) de la même partie inférieure de Tiyuyacu inférieur, présente une concentration modérée à faible de galets métamorphiques ($\approx 8.1\%$), faible en galets sédimentaires ($gr\grave{e}s+silts \approx 1.65\%$), les galets volcaniques étant absents ($L_{m\acute{e}t_{83}} L_{volc_0} L_{gr\grave{e}s+silts_1}$). Ces données indiquent une provenance combinant un orogène quartzeux et métamorphique, et un orogène sédimentaire.

Discussion et conclusions

Les parties basale et inférieure des conglomérats de la Fm. Tiyuyacu Inférieur (Paléocène supérieur–Éocène inférieur) présenteraient deux sources différentes.

La partie basale de Tiyuyacu Inférieur (Fig. 3.31), extrêmement riche en galets de quartz polycristallin rouge foncé ($Q_{chert} = 90\%$), remanierait la couverture sédimentaire siliceuse d'un substratum océanique. Les paléocourants provenant de l'Ouest (Marocco *et al.*, 1996), cette source serait constituée par les Cherts Noirs du Campanien supérieur–Maastrichtien inférieur de la cordillère Occidentale, qui surmontent le Terrain Guaranda.

La partie inférieure de la Fm. Tiyuyacu Inférieur remanierait principalement un bloc continental quartzeux et un orogène quartzeux métamorphique, avec des contributions mineures de la couverture sédimentaire siliceuse d'une croûte océanique et d'une source sédimentaire déformée.

Le bloc continental quartzeux serait constitué par les granitoïdes et métagranitoïdes de la Cordillère Royale (CRE) (Granite Tres Lagunas, Azafrán et Abitagua).

Le bloc continental quartzeux serait constitué par les granitoïdes et métagranitoïdes de la Cordillère Royale (CRE) (Granite Tres Lagunas, Azafrán et Abitagua). L'orogène quartzeux métamorphique serait constitué par les roches métamorphiques de la CRE : quartzites et phyllites de la division Guamote, schistes verts à micas de la subdivision Alao-Paute, métasédiments gréseux à quartz de la subdivision Maguazo et métasédiments qui surmontent les granitoïdes d'Azafrán.

La source secondaire de cherts de la partie inférieure de la Fm. Tiyuyacu Inférieure peut être constituée des Cherts Noirs de la couverture sédimentaire du Terrain Guaranda et/ou de la couverture sédimentaire d'un plancher océanique incorporé antérieurement à la CRE (schistes verts pélitiques à micas de la subdivision Alao-Paute, et/ou métasédiments, finement laminés, connus dans la subdivision Azafrán de la division marine Salado). Enfin, la source sédimentaire serait composée des métasédiments gréseux des unités de la CRE et peut-être des unités clastiques crétacées du bassin Oriente (BO) affleurant dans la partie occidentale de la Zone Subandine (ZSA).

Le fait que la Fm. Tiyuyacu Inférieure dérive de deux sources successives suggère un fort soulèvement tectonique de la CRE durant son dépôt. Au début du dépôt de cette unité (partie basale), la couverture sédimentaire siliceuse du plateau Guaranda, accrété au Maastrichtien supérieur, est érodée et ses débris sont transportés vers l'Est, vers la ZSA. Postérieurement (partie inférieure de la Fm. Tiyuyacu Inférieure), la CRE subit une forte surrection, interrompant cette alimentation, et c'est son érosion qui alimente seule la sédimentation détritique (rivières en tresses et cônes alluviaux proximaux) dans la ZSA.

Ces surrections successives pourraient être liées à l'accrétion du terrain Piñón à la marge continentale équatorienne au Paléocène supérieur ($\approx 57 \pm 2$ Ma, Jaillard *et al.*, 1995), et les produits de l'érosion (cherts, quartz et lithiques métamorphiques) auraient été transportés vers le piémont oriental (actuelle ZSA) après un « lag time » sensu Jones *et al.*, (2004), de quelques millions d'années (Toro et Jaillard, 2005).

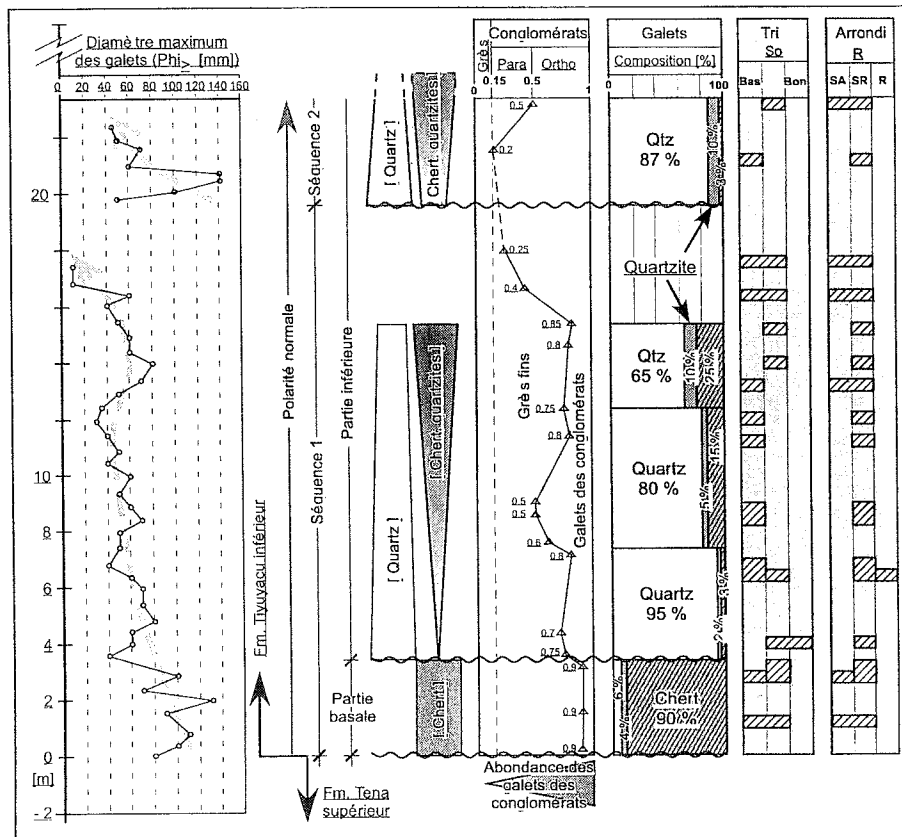


Fig. 3-31- Composition lithologique modale moyenne et paramètres texturaux des galets des conglomérats des parties basale et inférieure de la Fm. Tiyuyacu inférieure (Paléocène supérieur-Éocène inférieur) de la Zone Subandine.

Localisation : Km 4.3 de la route Puerto Napo (Km 0.0) - Puyo, partie centrale de la Zone Subandine. Est de la ville de Tena et ses alentours. Nombre de banes de conglomérats étudiés: N = 16. SA, subangulaire; SR, subarrondi ; R, arrondi

3.3.3. Les unités du Bassin Progreso et de la Péninsule de Santa Elena

Pour bien caractériser au niveau régional la réponse sédimentaire des processus d'accrétion à la marge Andine équatorienne, on a aussi effectué une étude de provenance des grès et des conglomérats paléogènes de deux unités de la Zone Côtière équatorienne (ZCE) : le bassin Progreso et la péninsule de Santa Elena (PSE).

3.3.3.1. Le Groupe Azúcar

Introduction

Cette unité clastique, gréseuse et conglomératique, repose en discordance angulaire sur les cherts tuffacés du Maastrichtien-Paléocène inférieur (Fm Santa Elena), très déformés. Elle est surmontée par des conglomérats de la fin de l'Éocène inférieur ou base de l'Éocène moyen (Clay Pebble Beds du Groupe Ancón ; Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995). Le Gp Azúcar affleure dans la Péninsule de Santa Elena (Zone Côtière, Fig. 2.1, 3.32) entre les falaises du village d'Ancón à l'WNW, les collines du hameau d'Azúcar à l'Est et les falaises du village de Playas au Sud. Il a été subdivisé en trois unités (Estancia, Chanduy, Engabao ; Small, 1962), qui ne sont plus employées, n'étant pas corrélables à échelle régionale.

Le Gp Azúcar consiste en plus de 1500 m de conglomérats, grès conglomératiques, grès quartzeux et argilites (Bristow et Hoffstetter, 1977), déposés sous forme de turbidites de haute à faible densité (Benítez, 1995 ; Toro, 1994), en milieu de cône sous-marin. Les paléocourants, mesurés à Playas sur des flute casts, stratifications entrecroisées, imbrications de galets et rares crescent, bounce et prod casts, indiquent un transport vers le N ou le NNE, ainsi que vers le NW (Fig. 2.81 a), et vers le NNE dans les collines d'Azúcar (Moreno, 1984 ; Benítez, 1995 ; Toro, 1994). La faune de foraminifères benthiques indique un âge Paléocène précoce (Thalman, 1946 ; Small, 1962 ; Marksteiner et Alemán, 1991 *in* : Jaillard *et al.*, 1995) ; tandis que les foraminifères planctoniques sont d'âge Thanétien moyen à supérieur, démontrant qu'une grande partie des foraminifères benthiques sont remaniés (Jaillard *et al.*, 1995).

a) Classification pétrographique et provenance des grès

Les grès du Gp Azúcar ont été décrits par Moreno (1984). Dans ce travail, on a analysé 11 échantillons gréseux de la péninsule Santa Elena et d'un forage pétrolier du champ d'Ancón.

Moreno (1984) montre que les grès du Gp Azúcar sont des arénites ($M_x \leq 15\%$). Dans le diagramme QmFLt (Fig. 3.33 a), les 11 échantillons étudiés montrent

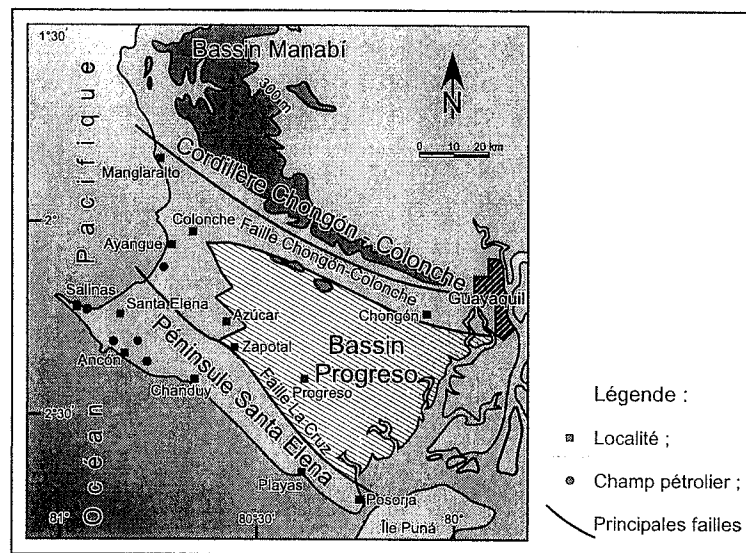


FIG. 3-32- Carte structurale et morphologique du Sud de la Zone Côtière équatorienne et localisation des principales localités et champs pétroliers.

(D'après Jaillard *et al.*, 1995; modifié).

une composition comparable, 8 sont des sublitharénites et 3 des subarkoses.

Pour analyser la maturité et la lithologie des zones sources, les grès de la Fm Azúcar ont été représentés sur le diagramme QmFLt. Ils montrent une dérivation d'une source mixte de bloc continental quartzeux et d'un orogène quartzeux, soulevés et érodés.

Ces grès matures montrent un centre de gravité (ou moyenne : M) riche en quartz ($75.5 \leq Qm \leq 88.8\%$, $M = 82.0 \pm 3.9\%$), à contenu modéré à faible en grains lithiques ($4.3 \leq Lt \leq 16.8\%$, $M = 11.2 \pm 4.1\%$), et pauvre en feldspaths ($1.5 \leq F \leq 13.0\%$, $M = 6.8 \pm 3.8\%$), avec $Qm_{82.0} F_{6.9} Lt_{11.2}$ (écart-type bas à modéré (σ) de $Qt_{\pm 3.9} F_{\pm 3.7} L_{\pm 4.1}$, i.e. $Qt_{82.0 \pm 3.9} F_{6.9 \pm 3.7} L_{11.2 \pm 4.1}$). Noter que ces données diffèrent de celles des grès du Membre Gallo Rumi (Fig. 3.24 a, c) et de la Fm Tiyuyacu inférieur (Fig. 3.30) contemporains du Gp Azúcar. Le fait que parmi les grains lithiques apparaissent des quartzites et des cherts (Moreno, 1984 ; Toro, 1994) implique une source partiellement métamorphique.

Les arénites du Gp Azúcar étant presque dépourvues de grains calcaires et fossilifères (C proche de 0%), le diagramme QmFLt+C n'apporte pas d'information supplémentaire par rapport au diagramme QmFLt (Fig. 3.34).

Sachant que (1) les apports viennent du Sud, SSO et SE (Jaillard *et al.*, 1995 ; Benítez, 1995 ; Toro, 1994), (2) que ces grès sont riches en quartz ($\approx 82\%$), et (3) qu'une des sources est un orogène quartzeux et métamorphique, la source la plus vraisemblable est constituée par la couverture sédimentaire et les granitoïdes du bloc Amotape-Tahuín (Fig. 3.21) au NW du Pérou et SW de l'Équateur.

Dans le SW de l'Équateur, le Groupe Tahuín, montre une croûte continentale du Trias supérieur (207 ± 6 Ma à 220 ± 6 Ma, Aspden *et al.*, 1995) ; il présente une augmentation du degré métamorphique (température) vers le Nord, avec les lithologies suivantes : grès et argilites allant de très bas degré de métamorphisme à des faciès schistes-verts, schistes, phyllites et quartzites à faciès schistes-verts, gneiss fins à faciès amphibolites

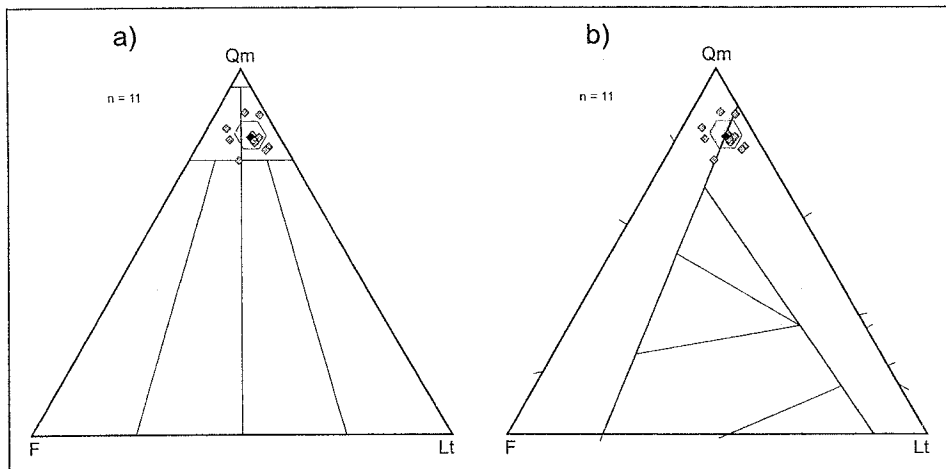


FIG. 3-33- Classification pétrographique et provenance des sédiments gréseux du Gp Azúcar (Paléocène supérieur) de la zone Côtière d'Équateur.

Diagrammes triangulaires : a) QmFLt. classification des arénites ; b) QmFLt. classification des zones sources.

Symboles : Gp Azúcar. (11 Éch.). Données de Moreno (1984).

et gneiss à gros grain et localement migmatites, à faciès amphibolites de haut degré (granulites ?) (Gabriele, 2002). Les plutons traversant le bloc Amotape-Tahuín sont : La Florida, La Bocana, Marcabelí et El Prado ; ils présentent des affinités de type S (Gabriele, 2002), et appartiennent au complexe des batholites Moromoro du Trias supérieur (Lachowicz, 1998). L'unité La Florida consiste en granites et granodiorites à grain moyen

à gros, à biotite, feldspath alcalin et parfois grenats. L'unité La Bocana est composée de monzogranites et granodiorites (à grain fin à moyen, à muscovite, biotite et grenat), et de migmatites et gneiss. Les intrusions Marcabelí et El Prado consistent essentiellement en granodiorites, à grain moyen, à biotite et muscovite, et secondairement en monzogranites. (Lachowicz, 1998 ; Aspden *et al.*, 1995).

b) La provenance des conglomérats

La provenance des galets des conglomérats du Gp Azúcar a été analysée d'après les données de Moreno (1984), et nos données de terrain. Les données, traitées statistiquement sont représentées dans des diagrammes triangulaires (Fig. 3.27) et de barres (Fig. 3.34).

Types de conglomérats et épaisseurs

Les conglomérats du Gp Azúcar des collines d'Azúcar (voir Fig. 3.32), sont surtout des orthoconglomérats (50 à 90 % de galets jointifs), associés à des paraconglomérats (15 à 50% de galets), avec quelques intercalations de diamictites. Ces conglomérats présentent souvent des bases érosives ou des discontinuités sédimentaires (chenaux), une tendance générale grano-décroissante (à échelle métrique), et des intercalations de grès très fins à grossiers. Les galets sont subanguleux à subarrondis et arrondis.

Composition lithologique

Dans les conglomérats Azúcar, on a identifié par ordre d'abondance : des quartz monocristallins (Qm) ; des métasédiments (Lms ou Lmét : quartzites fins, grossiers ou micacés, des phyllites ; schistes laminés) ; des roches sédimentaires gréseuses (Lgrès) et silteuses (Lsilts) riches en quartz, et des roches volcaniques (Lvolc) andésitiques et basaltiques. Les quartz polycristallins (Qchert) et les roches plutoniques s.s. sont presque absents.

Moreno (1984) a déterminé 8 lithologies majeures : 1) cherts, 2) grès, 3) silts, 4) quartz, 5) roches volcaniques, 6) roches plutoniques, 7) roches métamorphiques, et 8) autres lithologies incluant les minéraux lourds et résistants.

Le comptage statistique effectué par Moreno (1984 *in* : Benítez, 1995) sur les galets des conglomérats des collines d'Azúcar et la composition modale (Fig. 2.62) indiquent : 50% de roches métamorphiques ; 38% de quartz monocristallin, 8% de roches sédimentaires (exclusivement des silts), et 4% de roches volcaniques (andésites et basaltes), et l'absence totale de quartz polycristallin et de roches plutoniques.

Pour les collines de Chanduy, il mentionne une composition riche en quartz blanc, quartzites et chert (80 à 90%), associés à des grès (10%). Ces conglomérats remanient donc principalement des roches métamorphiques et du quartz.

Provenance des conglomérats

La lithologie des conglomérats du Gp Azúcar, étudiée par Moreno (1984 *in* : Benítez, 1995), est décrite sur 4 diagrammes triangulaires (Fig. 3.30) où l'on a reporté les données équivalentes de l'intervalle Paléocène supérieur-Éocène de la Cordillère Occidentale (Membre Gallo Rumi, et formations Apagua et Rumi Cruz), des conglomérats Paléocène supérieur à Éocène inférieur de la ZSA (Fm Tiyuyacu Inférieure) et de l'Éocène supérieur de la Zone Côtière (Conglomérats El Morro ; Toro et Marocco, 1994).

Le diagramme Qchert-Qm-Lmét (Fig. 3.27 a) montre que les conglomérats Azúcar du Paléocène supérieur sont riches en galets de quartzites et phyllites (Lmét = 50%) et de quartz (Qm = 38%), et sont dépourvus de galets de quartz polycristallin (Qchert = 0%), avec un centre de gravité à Qchert₀ Qm_{56,8} Lmét_{43,2}. Ces données indiquent une source mixte composée d'un bloc continental quartzeux et d'un orogène métamorphique, érodés et possiblement recyclés.

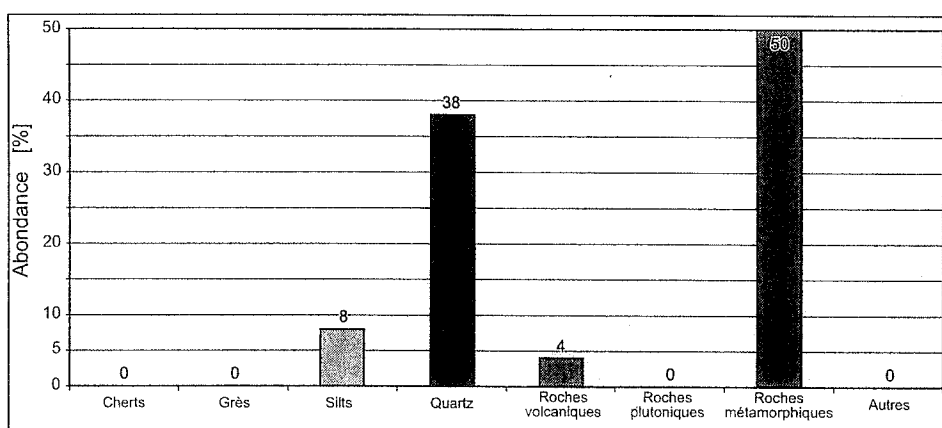


FIG. 3-34- Composition lithologique modale moyenne des galets des conglomérats du Gp Azúcar (Paléocène supérieur) de la Péninsule Santa Elena, Côte d'Équateur.

Localisation: affleurements des collines d'Azúcar, hameau d'Azúcar, centre-nord de la Péninsule de Santa Elena. Données de Moreno (1984 *in* Benítez, 1995)

Dans le diagramme Qchert-Lgrès+silts-Lmét (Fig. 3.27 b), les conglomérats Azúcar sont riches en roches métamorphiques (Lmét = 50%), pauvres en galets de silts (Lgrès+silts = Lsilts = 8%) ; et dépourvus de galets de chert (Qchert = 0%) (Qchert₀Lgrès+silts_{13,8}Lmét_{86,2}). Ceci indique une source combinant un orogène métamorphique, et de faibles apports d'une source lithique sédimentaire.

Le diagramme Qchert-Lvolc-Lplut (Fig. 3.27 c) montre que les conglomérats Azúcar sont pauvres en galets d'andésites et basaltes (Lvolc = 4%) et dépourvus de galets plutoniques ou de quartz polycristallin (Chert₀Lvolc₁₀₀Lplut₀). Ces données pourraient suggérer une activité volcanique contemporaine du dépôt.

Enfin dans le diagramme Lmét-Lvolc-Lgrès+silts (Fig. 3.24 d), les conglomérats Azúcar sont riches en galets métamorphiques (Lmét = 50%), modérément riches en galets sédimentaires (Lgrès+silts = 8%) et pauvres en galets volcaniques (Lvolc = 4%) (composition moyenne Lmét_{80,6}Lvolc_{6,5}Lgrès+silts_{12,9}). À nouveau ceci indique une provenance à partir d'un orogène métamorphique et de sa couverture sédimentaire et volcanique, soulevés et érodés.

Par ordre d'importance, la source des conglomérats Azúcar serait donc composée d'un orogène quartzeux et métamorphique, et d'un bloc continental quartzeux comprenant une couverture sédimentaire et volcanique.

Discussion et conclusions

La source des grès du Gp Azúcar Paléocène supérieur (Thanétien) serait constituée par le bloc continental quartzeux et métamorphique d'Amotape-Tahuín, traversé par des granitoïdes du Trias supérieur et surmonté d'une couverture paléozoïque à crétacée. La couverture sédimentaire et volcanique du Groupe Tahuín comprend principalement des unités clastiques (gréso-silteuses et conglomératiques) et calcaires, marines et continentales, d'âge Albien à Maastrichtien inférieur (Jaillard *et al.*, 1999) des bassins Talara (Pérou) et Celica Ouest (Équateur).

Le soulèvement du massif Amotape-Tahuín au Paléocène supérieur a également provoqué le dépôt des Conglomérats Mogollón au SW d'Amotape (Jacay *et al.*, 1999), et est contemporain des conglomérats Rentema du Nord du Pérou. Ce soulèvement résulterait du changement de contraintes dans l'avant-arc (phase tectonique Inca 0), lié au changement de direction de convergence de la plaque océanique sous la marge continentale, qui passe du Nord ou NNE (N25°E) au NE (N40°E) (Pardo Casas et Molnar, 1987 ; Naeser *et al.*, 1991 ; Noblet *et al.*, 1996). Cet événement d'accrétion au Paléocène supérieur ($\approx 57 \pm 2$ Ma) a marqué la fin de l'évolution du bassin marginal d'arc insulaire Cayo (Benitez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995).

L'événement majeur, traduit par l'érosion du massif Amotape-Tahuín, est donc reconnu au Nord (Azúcar) mais également au Sud du massif (Conglomérats Mogollón, Taipe *et al.*, 2004). Ils est contemporain des dépôts syntectoniques Rentema dans l'arc Cajamarca (Naeser *et al.*, 1991) au centre-Nord du Pérou.

3.4. Evolution paléogéographique et tectonique pendant l'intervalle Maastrichtien supérieur-Éocène inférieur

Le Maastrichtien supérieur est marqué par un événement tectonique majeur. Il se traduit par une sédimentation fine marine, d'avant-arc et d'arrière-arc, et des hiatus sédimentaires sur la marge Andine. Les sédiments gréseux et conglomératiques surmontent des surfaces d'érosion. Cet événement est associé à l'accrétion du plateau ou terrain Guaranda à la marge continentale ($\approx 69-65$ Ma, Jaillard *et al.*, 2004, 2005 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2005). La Zone Côtière (ZCE) est le siège des dépôts d'argilites, cherts, tufs et turbidites fines du Maastrichtien-Thanétien inférieur (Fm Santa Elena de la péninsule de Santa Elena ; Fm Guayaquil de la cordillère Chongón-Colonche) qui se sont déposés soit directement sur le plateau Piñón, soit sur les turbidites volcanoclastiques du Campanien (Fm Cayo) (Jaillard *et al.*, 1995 ; Benitez, 1995 ; Toro, 1994).

La Cordillère Occidentale (COE) du centre et du Sud de l'Équateur enregistre une lacune généralisée du Maastrichtien supérieur. Sur le Terrain Guaranda, les cherts à radiolaires du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (Cherts Noirs, voir Fig. 2.80) sont surmontés en discordance par les sédiments clastiques conglomératiques de l'Éocène supérieur (Conglomérats Chinchil, équivalent latéral de la Fm Rumi Cruz) et par les grès quartzeux de plate-forme ou turbiditiques du Paléocène inférieur à moyen (Mb Saquisilí Inférieur de la Fm. Saquisilí, Jaillard *et al.*, 1995, Toro et Jaillard, 2005). À l'Est, sur le Terrain San Juan, les greywackes et silts tuffacés marins du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (Gp Yunguilla, Jaillard *et al.*, 2006) sont surmontés en discordance par les mêmes types de dépôts clastiques du Paléocène inférieur à moyen (Mb Saquisilí Inférieur, Jaillard *et al.*, 1995, Toro et Jaillard, 2005). Plus au Sud, dans les régions d'Ingapirca et Cuenca, les mêmes greywackes et silts tuffacés fossilifères du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (formations Tabacay et/ou Jadán du Gp Yunguilla) sont là aussi surmontés par des arénites et wackes fines du Paléocène inférieur à moyen (Mb Saquisilí Inférieur ; Vaca *et al.*, 2005 ; Jaillard *et al.*, 2006).

Plus au Sud, dans les bassins du SW de l'Équateur et du NW du Pérou, les marnes et silts laminés du Paléocène (Fm Balcones du bassin de Celica-Lancones Ouest) surmontent les grès et silts du Campanien terminal-Maastrichtien inférieur (Fm Cazaderos) ; tandis que les couches rouges, andésites et dacites du Maastrichtien terminal à Éocène (Fm. Sacapalca du bassin de Celica-Lancones Est) surmontent en discordance les conglomérats à galets métamorphiques et les argilites marines du Maastrichtien inférieur (Fm Casanga, Jaillard *et al.*, 1999 ; Hungerbühler, 1997).

Enfin, dans le Nord du Pérou, une importante discordance érosive est enregistrée à la limite Maastrichtien-Paléocène, contemporaine d'un événement tectonique daté entre 69 et 65 Ma (Carlotto, 2002 ; Jaillard *et al.*, 2005).

En particulier, dans les régions d'Amotape et Talara, des conglomérats à galets volcaniques du Paléocène supérieur (Fm Mogollón) ou des silts, grès et conglomérats du Paléocène supérieur à Éocène inférieur (Fm Basal Salina) reposent en contact érosif, soit sur des conglomérats marins à galets cristallins du Maastrichtien inférieur (Fm Monte Grande), soit sur des argilites et silts du Maastrichtien supérieur (Marsaglia et Carozzi, 1990 ; Jaillard *et al.*, 1999 ; Leyva et Daudt, 2003 ; Fildani *et al.*, 2005).

Dans les bassins d'arrière-arc (actuelle ZSA), des couches silteuses et tuffacées bigarrées (principalement rouges) continentales, avec slumps et intercalations de wackes et calcarénites (Fm Tena Inférieure) du Maastrichtien supérieur, surmontent les arénites quartzueuses et les wackes fossilifères marines transgressives du Maastrichtien inférieur (Fm. Basal Tena, Toro *et al.*, 2006 ; Jaillard *et al.*, 1997). La sédimentation des silts et tufs bigarrés résulterait d'une période de compression modérée (relâchement), postérieure à la grande compression du Campanien supérieur (accrétion du Terrain San Juan à la marge équatorienne, ≈ 75 Ma; Jaillard *et al.*, 2005 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2006), qui est à l'origine du dépôt des conglomérats Quimas dans la COE et après un lag-time (décalage) de presque 4 Ma, des grès de Basal Tena dans la ZSA et le bassin Oriente (Toro et Jaillard, 2005). Vers la limite Maastrichtien-Paléocène, un hiatus de durée indéterminée est enregistré dans cette région.

De même, en Colombie on note l'absence de sédiments du Maastrichtien moyen à supérieur des parties centrale et Nord des Cordillères Centrale et Orientale, où les sédiments fins du Paléocène inférieur (Fm. Guaduas) reposent en discordance sur les grès et marnes de plate-forme du Campanien supérieur (Gp Guadalupe, Bayona *et al.*, 2003), discordance qui est également visible sur la sismique (Radic et Jordan, 2004).

Au Paléocène inférieur, la vitesse de convergence entre plaques Farallón et Sudaméricaine est faible (≈ 4 à 6 cm/an depuis le Campanien moyen ; Soler, 1991), induisant un ralentissement de la subduction et de la convection mantellique, pouvant donc favoriser la surrection de la plaque chevauchante (Mitrovica *et al.*, 1989). À partir de cette époque, plusieurs bassins marins et continentaux d'avant-arc (Zone Côtière et Cordillère Occidentale) et d'arrière-arc (Zone Subandine et bassin Oriente) reçoivent une sédimentation principalement clastique et enregistrent des crises compressives.

La provenance des sédiments paléogènes de la COE a été étudiée dans les grès et conglomérats de la Fm. Saquisilí (2000 à 3000 m ; Paléocène inférieur à Éocène inférieur ; Hughes *et al.*, 1998 ; Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005) entre le volcan Chimborazo ($\approx 1^{\circ}25'S$) et le Nord du bassin de Cuenca.

Les arénites et wackes quartzueux du Membre Saquisilí Inférieur, riches en mica blanc (Mmus = $1.7 \pm 1.13\%$), proviennent d'une source mixte :

(1a) un bloc continental riche en quartz [intérieur de craton, et transition entre continental et série sédimentaire océanique à cherts], (1b) un orogène cristallin quartzueux, lithique et partiellement métamorphique, et (2) une source secondaire multiple comprenant une plate-forme argileuse et calcaire, une zone de collision ou une ancienne chaîne de chevauchement, et un arc magmatique distal.

Le bloc continental et l'orogène cristallin seraient constitués par la cordillère Royale. La plate-forme argilo-calcaire serait constituée par les sédiments Campanien et Maastrichtien inférieur du Groupe Yunguilla (Jaillard *et al.*, sous presse), et/ou les Cherts Noirs du Terrain Guaranda. La zone de collision (source secondaire) serait représentée par les divisions Alao et Loja de la CRE. L'abondance de la muscovite détritique du Membre Saquisilí Inférieur serait due à la faible distance entre la zone source (intrusifs triasiques et jurassiques de la CRE) et celle de dépôt, estimée à 100 Km.

Au Paléocène supérieur ($\approx 57 \pm 2$ Ma ; Jaillard *et al.*, 1995), la partie occidentale de la marge équatorienne enregistre un nouveau soulèvement provoqué par l'accrétion du terrain Piñón (Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2005), entraînant une dynamique sédimentaire, une lithologie et des faciès très variables, marqués par des transports vers le SW (Toro *et al.*, 2005).

Les arénites mal triées du Membre Gallo Rumi proviennent d'une source composite: (1) orogène ou bloc continental cristallin quartzueux à partiellement métamorphique ; (2) substratum océanique à couverture sédimentaire riche en cherts ; et (3) sources secondaires variées : plate-forme argileuse, zone de suture,.... L'orogène ou bloc quartzueux cristallin et/ou partiellement métamorphique serait constitué par la CRE, qui comprend des intrusifs mésozoïques et des roches métamorphiques de bas à haut degré. La source océanique peut être représentée par la division marine Alao, ou par les Cherts Noirs du Terrain Guaranda. Enfin, la source secondaire multiple se trouverait également dans la CRE.

L'analyse de provenance des conglomérats Gallo Rumi, montre qu'ils recyclaient : (1) un bloc continental quartzueux et métamorphique ; (2) une plate-forme clastique marine à continentale ; et (3) un arc volcanique disséqué. Une source accessoire serait une série océanique à cherts. Le bloc continental quartzueux et l'orogène partiellement métamorphique seraient représentés par la CRE. Les galets volcaniques seraient dérivés de la division Alao et de la suture Peltetec de la CRE. Finalement, les cherts dériveraient principalement des Cherts Noirs surmontant le Terrain Guaranda (à l'Ouest).

Dans la haute vallée de Pallatanga (rivière Pangor), des silts argileux, grès micacés noirs, grès grossiers et conglomérats polygéniques d'âge Paléocène, sont interprétés comme un faciès latéral de la Fm. Saquisilí (Jaillard *et al.*, 2004). Les grès de cette unité Pangor dérivent de plusieurs sources :

(1) un orogène cristallin quartzeux, plutonique et métamorphique ; (2) une série océanique à cherts, et une zone de suture ; (3) une série sédimentaire argilo-gréseuse de type plate-forme clastique ; et (4) un arc magmatique proximal, transitionnel à non disséqué, associé à un complexe de subduction. À l'exception de l'arc magmatique, les sources sont comparables à celles qui ont été interprétées pour les membres Saquisilí Inférieur et Gallo Rumi, montrant une phase de surrection au Paléocène.

Dans les zones orientales de la marge andine, les sédiments fins bigarrés du Maastrichtien–Paléocène (Fm Tena supérieur ; Tschopp, 1953 ; Jaillard 1997) sont surmontés en discordance par des conglomérats, avec des grès et argiles bigarrées (Fm Tiyuyacu Inférieure, Tschopp, 1953) attribués au Paléocène supérieur (61±5 Ma, R. Spikings). Ces conglomérats, grano- et strato-décroissants, ont été déposés sous un climat semi-aride par des rivières en tresses proximales et des cônes alluviaux, indiquant un transport vers l'Est (la ZSA et le BO ; Marocco et al., 1996, 1997 ; Vera et Gavilánez, 1985).

Les grès Tiyuyacu Inférieur diffèrent de ceux du Membre Gallo Rumi contemporain, en ce qu'ils proviennent d'une source de bloc continental quartzeux et de granitoïdes riches en muscovite, représentés par la CRE.

La partie basale des conglomérats de la Fm Tiyuyacu Inférieure est riche en galets de chert rouge foncé, dérivant d'une série sédimentaire océanique à radiolarites. La seule source possible connue à l'Ouest serait les cherts Santonien à Maastrichtien surmontant le plateau Guaranda (Jaillard *et al.*, 2004).

La source de la partie inférieure des conglomérats Tiyuyacu Inférieur semble comprendre : (1) un bloc continental quartzeux, et (2) un orogène quartzeux et métamorphique. On note également des apports provenant d'une couverture océanique siliceuse, d'un bloc continental plutonique à granitoïdes, et d'un orogène sédimentaire. Le bloc continental quartzeux serait constitué par les granitoïdes et métagranitoïdes de la Cordillère Royale (CRE). L'orogène quartzeux et métamorphique serait constitué par les roches métamorphiques de la même région. Les cherts de la partie inférieure du Tiyuyacu Inférieur proviendraient des Cherts Noirs de la couverture sédimentaire du Terrain Guaranda, sans que l'on puisse exclure une source du même type incorporée à la CRE. Enfin, l'orogène sédimentaire serait composé des métasédiments des unités de la CRE, et/ou des unités clastiques crétacées du bassin Oriente (BO).

L'existence de deux sources successives pour la Fm Tiyuyacu Inférieur s'explique par un fort soulèvement tectonique de la zone source occidentale (Cherts Noirs du plateau Guaranda), dont les produits d'érosion sont transportés vers l'Est. Puis, la CRE se soulevant, les dépôts changent de nature et deviennent plus proximaux. Ces événements sont attribués à l'accrétion à la marge continentale du terrain Piñón au Paléocène supérieur (Jaillard *et al.*, 1995).

Finalement, dans la Zone Côtière (ZCE), les cherts tuffacés déformés du Maastrichtien–Paléocène inférieur (Fm Santa Elena, Jaillard et al., 1995) sont surmontés en discordance angulaire par une série grano-décroissante de plus de 1500 m de conglomérats, grès conglomératiques, arénites quartzueuses et argiles du Paléocène supérieur (Fm Azúcar, Thanétien moyen à supérieur), déposées sur un cône sous-marin à turbidites de basse et haute densité, et transportés vers le N, NNE et NW (Moreno, 1984 ; Benítez, 1995 ; Toro, 1994).

Les arénites du Groupe Azúcar diffèrent de celles du Membre Gallo Rumi et de la Fm. Tiyuyacu Inférieure par la présence d'éléments de quartzites et cherts (Moreno, 1984 ; Toro, 1994). Dans les conglomérats du Gp Azúcar, on note des galets métamorphiques et de quartz mono et polycristallin (cherts), associés à des grès, quelques silts et volcanites (Moreno, 1984 ; Toro, 1994 ; Jaillard *et al.*, 1995). Cela indique comme source : (1) un orogène quartzeux et métamorphique, (2) un bloc continental quartzeux, et avec une contribution mineure (3) d'une couverture sédimentaire et volcanique.

Le bloc Amotape-Tahuín du NO péruvien et SO équatorien représenterait la source de ces dépôts. La surrection du massif Amotape-Tahuín au Paléocène supérieur serait liée au changement radical de la convergence de la plaque océanique sous la marge continentale qui passe de Nord ou NNE (vers N25°) à NE (vers N40°) (Pardo Casas et Molnar, 1987 ; Naeser *et al.*, 1991 ; Noblet *et al.*, 1996).

Ressentie au niveau régional, cette phase tectonique du Paléocène supérieur, a généré plusieurs signaux sédimentaires : les grès et conglomérats du Gp Azúcar (Jaillard et al., 1995) de la ZCE, les Conglomérats Gallo Rumi de la COE (Santos, 1986 ; Toro et al., 2005), les Conglomérats Mogollón du SW d'Amotape (Taïpe et al., 2004), ou les grès conglomératiques Rentema du NNE du Pérou (Naeser *et al.*, 1991).

CHAPITRE IV : SURRECTION DE LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE LIÉE AUX ACCRÉTIONS DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR-PALÉOGENÈ. CONCLUSIONS PRINCIPALES ET PERSPECTIVES.

1. INTRODUCTION : LE CONTEXTE GÉODYNAMIQUE GÉNÉRAL

L'Équateur continental est situé au NO de l'Amérique du Sud. De l'Est à l'Ouest, il comprend : (1) un bassin oriental (le bassin Oriente, BO, dans l'arrière-arc, et sa partie occidentale latérale soulevée lors de la tectonique andine, la zone Subandine, ZSA), à substratum continental du Protérozoïque (le craton Guyanais), recevant les produits de l'érosion de la chaîne Andine (« avant-pays ») ; (2) la Cordillère des Andes, comprenant à l'Est des roches métamorphiques continentales et marines du Mésozoïque (la Cordillère Orientale ou Royale, CRE), et à l'Ouest des roches magmatiques d'origine océanique du Crétacé (la Cordillère Occidentale, la COE), et entre le deux la vallée Interandine à substratum paléozoïque à crétacé ; et (3) une zone côtière occidentale (ZCE, l'avant-arc), à substratum magmatique océanique (voir Fig. 1.1, 1.2, 4.1).

La Cordillère Royale constitue le rebord de la marge continentale de la plaque chevauchante Sud-américaine, tandis que les roches magmatiques océaniques forment le substratum de la Cordillère occidentale et de la Zone côtière. L'étude de ce substratum montre qu'il est composé de plusieurs terrains océaniques, accrétés successivement à la marge continentale entre le Crétacé supérieur et peut-être l'Éocène supérieur.

L'étude géochimique des terrains océaniques de la Cordillère Occidentale (terrain Pallatanga de McCourt et al., 1998 ; Pratt et al., 1998 ; Dunkley et Gaibor, 1998 ; Hughes et al., 1999) montre qu'ils sont composés d'une croûte océanique épaissie, surmontée d'arcs insulaires (Lapierre et al., 2000 ; Mamberti et al., 1999, 2003, 2004). Lapierre et al. (2000) ont identifié deux plateaux océaniques d'âges différents : le plateau ou Terrain Guaranda à l'Ouest d'âge Turonien à Santonien, (91-86 Ma, Lapierre et al., 2000 ; Mamberti, 2001 ; Kerr et al., 2002 ; Mamberti et al., 2003), corrélé avec le plateau Caraïbe (Sinton et al., 1998 ; Mamberti et al., 2003) ; et le plateau San Juan à l'Est d'âge Crétacé inférieur (123±13 Ma et 105 Ma, Lapierre et al., 2000 ; Mamberti, 2004), autrefois corrélé avec le terrain Piñón de la zone côtière (Reynaud et al., 1999).

Les accrétions successives sont enregistrées (1) au Campanien supérieur (≈75 Ma, Lebrat et al., 1987 ; Reynaud et al., 1999 ; Hughes et Pilatasig, 2002 ; Kerr et al., 2002 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Jaillard et al., 2005), (2) au Maastrichtien supérieur (≈69-65 Ma, Jaillard et al., 2004 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Jaillard et al., 2005), (3) au Paléocène supérieur (≈57 Ma, Daly, 1989 ; Jaillard et al., 1995 ; Benítez, 1995 ; Pécora et al., 1999 ; Spikings

Jaillard et al., 2005), et peut-être (4) à l'Éocène moyen-supérieur (≈41 Ma, Hughes et Pilatasig, 2002 ; Kerr et al., 2002 ; Toro et Jaillard, 2003, 2005 ; Jaillard et al., 2005). Ces accrétions semblent se produire par blocage de la subduction lors de l'arrivée dans la zone de subduction de plateaux océaniques et arcs insulaires, trop épais et trop peu denses pour être subduits.

2. L'HYPOTHÈSE DE TRAVAIL

L'hypothèse de travail, proposée par Guillier et al. (2001) et Jaillard et al. (2002), qui sous-tend cette étude, est que le relief des Andes d'Equateur résulte, non du raccourcissement tectonique de la marge continentale, (Sud Pérou, Bolivie ; Roeder, 1988) ou du raccourcissement et sous-placage crustal (Baby et al., 1997 ; Rochat, 2002) comme cela est admis pour les Andes centrales, mais de l'addition en profondeur, par accrétion et sous-placage, de matériel océanique de relative faible densité.

Guillier et al. (2001) ont montré que les Andes d'Equateur, d'altitude relativement modeste (≈ 2700 m), étaient supportées par une racine crustale d'épaisseur (50 à 70 km) comparable à celle présente sous l'Altiplano bolivien (60-70 km), d'altitude moyenne pourtant beaucoup plus élevée (≈3900 m). Cette anomalie s'expliquerait par la densité du matériel océanique, supérieure à celle du matériel continental, qui exercerait en Equateur une poussée d'Archimède moins efficace que dans les Andes centrales.

Le but de ce travail de recherche était d'étudier l'enregistrement sédimentaire de l'accrétion et du sous-placage (*subcretion* ou *underplating*) des obstacles océaniques (plateaux océaniques et arcs insulaires) afin de déterminer les conséquences tectoniques de ces événements sur la marge continentale, et en particulier sur sa surrection. En effet, si l'hypothèse de travail est correcte, chaque accrétion doit induire une surrection, nécessairement enregistrée par la sédimentation contemporaine (Fig. 4.2). En conséquence, on devrait observer, au fur et à mesure des accrétions successives au cours du Crétacé supérieur et Paléogène :

(1) des discontinuités érosives correspondant à chaque accrétion,

(2) une diminution des paléop profondeurs de dépôt des sédiments syntectoniques déposés sur la marge,

(3) un recul de l'aire de sédimentation marine de part et d'autre de la région soulevée de la marge continentale,

(4) une accentuation de la pente entre zones sources et zones de dépôt, et parallèlement, une augmentation de la granulométrie des dépôts,

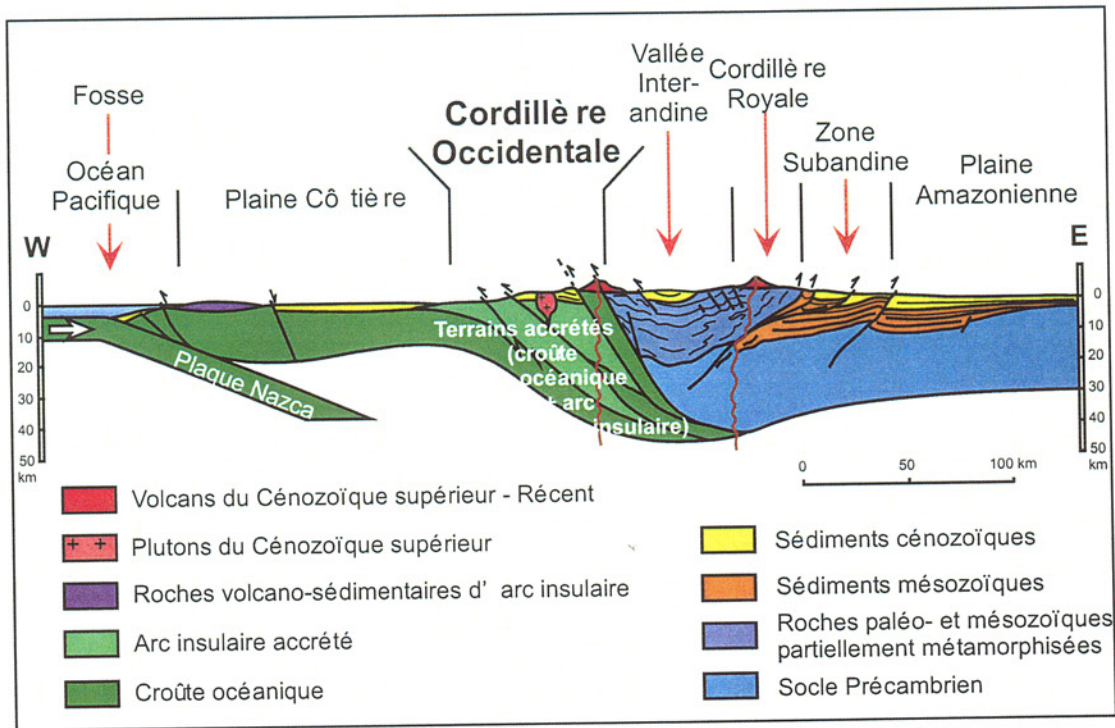


FIG. 4-1- Coupe simplifiée à travers les Andes d'Équateur.
(Modifié d'après Mégard, 1989).

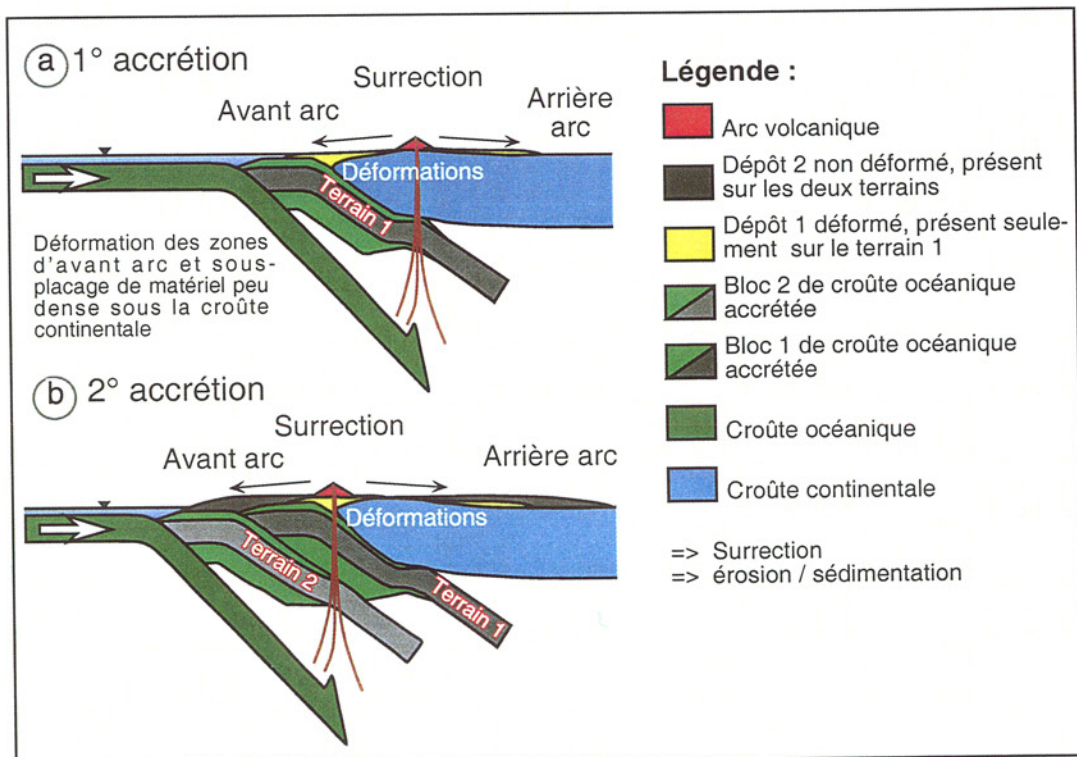


FIG. 4-2- Modèle montrant les conséquences des accrétions de terrains océaniques sur la tectonique et la sédimentation de la marge d'Équateur.

(D'après Jaillard, 2002; Toro et Jaillard, 2005, modifié).

Du point de vue tectonique, cette étude devait également déterminer :

(1) l'âge de l'arrivée des sédiments clastiques dérivés de la marge continentale, donc riches en quartz, sur le terrain océanique nouvellement accrété, et par là, l'âge de l'accrétion,

(2) la nature de la déformation induite par les accrétions : en effet, les sédiments qui scellent une première accrétion seront déformés par une accrétion ultérieure, elle-même scellée par des dépôts non déformés ; ces différences d'évolution tectonique permettant alors de délimiter géographiquement les terrains accrétés,

(3) les conséquences de ces événements sur les dépôts clastiques des zones d'avant- et d'arrière-arc, et donc sur l'âge, la nature et la répartition des réservoirs potentiels, puisqu'en Équateur, ces bassins sont producteurs d'huile. En effet, dans ce modèle, la surrection de la marge provoquant la reprise de son érosion et donc la production de détritisme quartzeux, entraînerait une sédimentation clastique contemporaine et presque symétrique de part et d'autre de la zone en surrection.

Ce travail s'est appuyé sur l'étude cartographique et stratigraphique des dépôts clastiques crétacé supérieur-paléogène de la Cordillère Occidentale (Jaillard *et al.*, 1996 ; 1997 ; 1999 ; 2004 ; 2005 ; sous presse), complété par une étude sédimentologique et pétrographique, et de l'analyse des sources de ces mêmes sédiments.

3. TESTS SCIENTIFIQUES POUR DÉMONTRER L'HYPOTHÈSE GÉNÉRALE

Pour tester l'hypothèse scientifique envisagée, on a défini une série d'objectifs dans l'étude sédimentologique et pétrographique des sédiments crétacé-paléogène de la Cordillère Occidentale et des régions corrélables d'arrière-arc (BO et ZSA) et d'avant-arc (ZCE).

Ces tests visent à étudier au cours de l'intervalle Campanien-Éocène : (1) la diminution des paléo-profondeurs de dépôt ; (2) la paléogéographie des sédiments marins, pour étudier le recul du paléo-rivage ; (3) l'augmentation du paléo-gradient topographique de la marge ; et (4) l'exhumation des zones sources par l'évolution des matériaux remaniés dans les sédiments étudiés.

L'étude de ces paramètres ou processus a été effectuée principalement sur les séries sédimentaires de la Cordillère Occidentale. Toutefois, on a aussi étudié certaines séries contemporaines affleurant dans les zones d'arrière-arc et d'avant-arc, et tenté des corrélations avec les sédiments de même âge du Nord du Pérou et de Colombie.

3.1. Diminution progressive de la paléo profondeur des dépôts

Les critères pour déterminer une épirogenèse (surrection) ou une progradation (régression, conséquence d'une baisse du niveau de la mer) sont la succession verticale des dépôts sédimentaires ou l'identification

des surfaces d'érosion aérienne. Dans les deux cas, épirogenèse ou baisse eustatique, on observerait le recul des rivages et donc, la modification du profil d'équilibre des fleuves, ce qui se traduirait finalement par une reprise de l'érosion et une sédimentation plus terrigène.

Un contrôle eustatique ne peut être mis en évidence et quantifié que dans les zones tectoniquement stables (Haq *et al.*, 1988). Dans les bassins sédimentaires de la Cordillère Occidentale, le signal eustatique est toujours brouillé par un signal tectonique, puisque pendant l'intervalle Crétacé supérieur à Paléogène, le contexte géodynamique du NO de l'Amérique du Sud, de la Colombie au Nord du Pérou, a été marqué par des changements de vecteurs de convergence entre les plaques Farallon et Sud-américaine (Pilger, 1984 ; Daly, 1989, Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Noblet *et al.*, 1996 ; Parra *et al.*, 2003).

Dans ces circonstances, le critère le plus valable permettant de caractériser une diminution de la paléo-profondeur des dépôts est la sédimentologie, c'est-à-dire, l'analyse des faciès et milieux sédimentaires, combinée avec des critères d'identification de dépôts continentaux surmontant les couches marines, et l'occurrence de surfaces d'érosion aériennes (Marocco, 1994).

Les sédiments campaniens-éocènes ont été étudiés sur trois zones différentes : les régions de Cuenca, de Riobamba-Guaranda, et de Latacunga-Apagua.

Au Sud, dans le bassin de Cuenca, le Groupe Yunguilla est composé de trois formations sédimentaires d'âge Campanien moyen à supérieur à Maastrichtien inférieur, qui surmontent un substratum continental cristallin paléozoïque à jurassique (Jaillard *et al.*, sous presse). L'évolution sédimentaire de ces formations (Fig. 4.3) montre que les silts, marnes, calcaires, calcarénites et grès fins calcaires de plate-forme externe du Campanien moyen à supérieur (Fm Jadán), à tendance progradante, passent rapidement vers le haut à des grès et conglomérats lithiques de plate-forme proximale et de fan-delta, comportant de nombreuses discordances érosives syn-sédimentaires, d'âge Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur (Fm Quimas ; Jaillard *et al.*, 2006 ; Toro et Jaillard, 2005).

Cette succession met en évidence une diminution progressive de la paléo-profondeur des dépôts, que l'on associe au processus d'accrétion du terrain San Juan à la marge continentale pendant le Campanien supérieur (≈ 75 –70 Ma) (Jaillard *et al.*, 2005, 2006 ; Toro et Jaillard, 2005).

Néanmoins, les wackes et cherts tuffacés sus-jacents (Fm Tabacay), d'âge Maastrichtien inférieur, qui scellent l'accrétion du terrain San Juan (voir plus loin) à la marge, montrent une augmentation de la paléo-profondeur de dépôt dans cette région. Par ailleurs, l'étude pétrographique de ces dépôts montre qu'à côté du quartz ($\approx 30\%$), ces roches sont riches en plagioclases ($\approx 57\%$), impliquant l'existence de deux sources combinées, d'arc volcanique distal à proximal et possiblement de marge continentale.

Plusieurs hypothèses peuvent rendre compte de cette augmentation de la paléo-profondeur durant

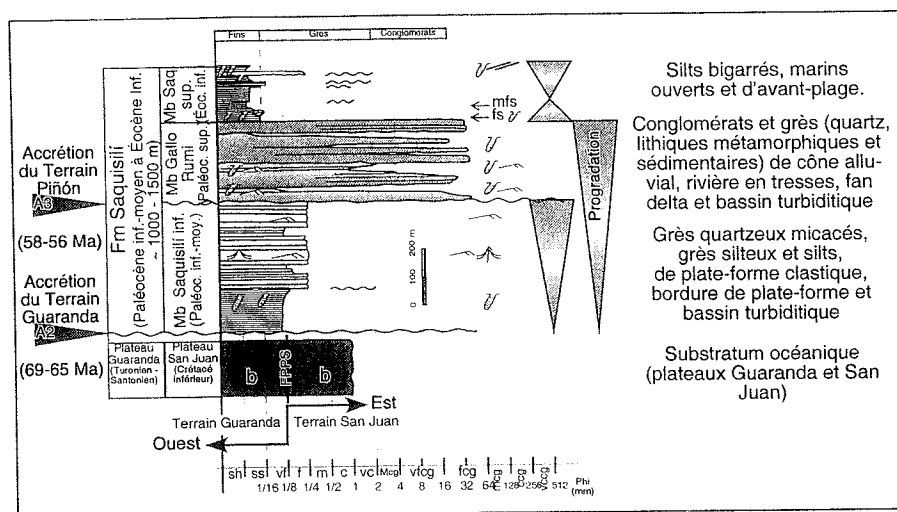


Fig. 4-4- Modèle stratigraphique synthétique de la Fm. Saquisilí dans le bassin de Saquisilí.

(D'après Toro et Jaillard, 2005; Toro et al., 2005; FPPS: faille Pallatanga-Pujilí-Saquisilí).

à 2.46) de ces sédiments (typiques des séries syn-orogéniques, Colombo, 2000) montrent une diminution de la paléo-profondeur associée à un soulèvement tectonique.

Le bassin Saquisilí enregistre, entre le Paléocène inférieur et l'Éocène inférieur, une nette diminution de la paléo-profondeur des dépôts, compatible avec une surrection liée la collision d'un terrain océanique (plateau Piñón) au Paléocène supérieur (≈58–56 Ma; Jaillard *et al.*, 1995, 2005; Benítez, 1995; Toro *et al.*, 2005; Toro et Jaillard, 2005).

Dans le bassin Apagua (Apagua–Rumi Cruz), situé plus au Nord, au Sud du Volcan Quilotoa, bien que le substratum n'affleure pas, il est probable que les sédiments de l'Éocène inférieur restent au-dessus de cherts, comme c'est le cas dans le bassin La Cubera plus au Nord (Boland *et al.*, 2000).

On admet que la base, non-affleurante, de la série est d'âge Éocène inférieur (Egüez, 1986; Bourgois *et al.*, 1999; Jaillard *et al.*, 2004; Toro et Jaillard, 2005).

Les sédiments de la Fm. Apagua sont composés par trois membres: Unité Chilcas ou Fm Apagua Inférieure, Calcaire Unacota et l'Unité Apagua Supérieure.

L'Unité Chilcas (du Paléocène–Éocène inférieur) est composée d'argilites, siltites et siltites gréseuses laminées, de bassin et cône turbiditique externe (talus inférieur), affleurant dans la partie centre et Sud du bassin. Ces sédiments fins sont surmontés diachroniquement par les calcaires Unacota qui comportent des calcaires récifaux à nummulites et algues, des calcarénites, des marnes et argiles calcaires, de la limite Éocène Inférieur–Éocène moyen (Echeverría, 1977; Egüez, 1986; Bourgois *et al.*, 1999; Jaillard *et al.*, 2004). Cet ensemble s'est vraisemblablement déposé diachroniquement, de la même manière que l'ensemble des calcaires affleurant dans l'avant-arc équatorial, et correspond à la grande transgression de l'Yprésien supérieur–Lutétien inférieur, enregistrée sur la Côte équatorienne, juste après le hiatus

induit par l'accrétion du terrain Piñón à la marge (Jaillard *et al.*, 1995).

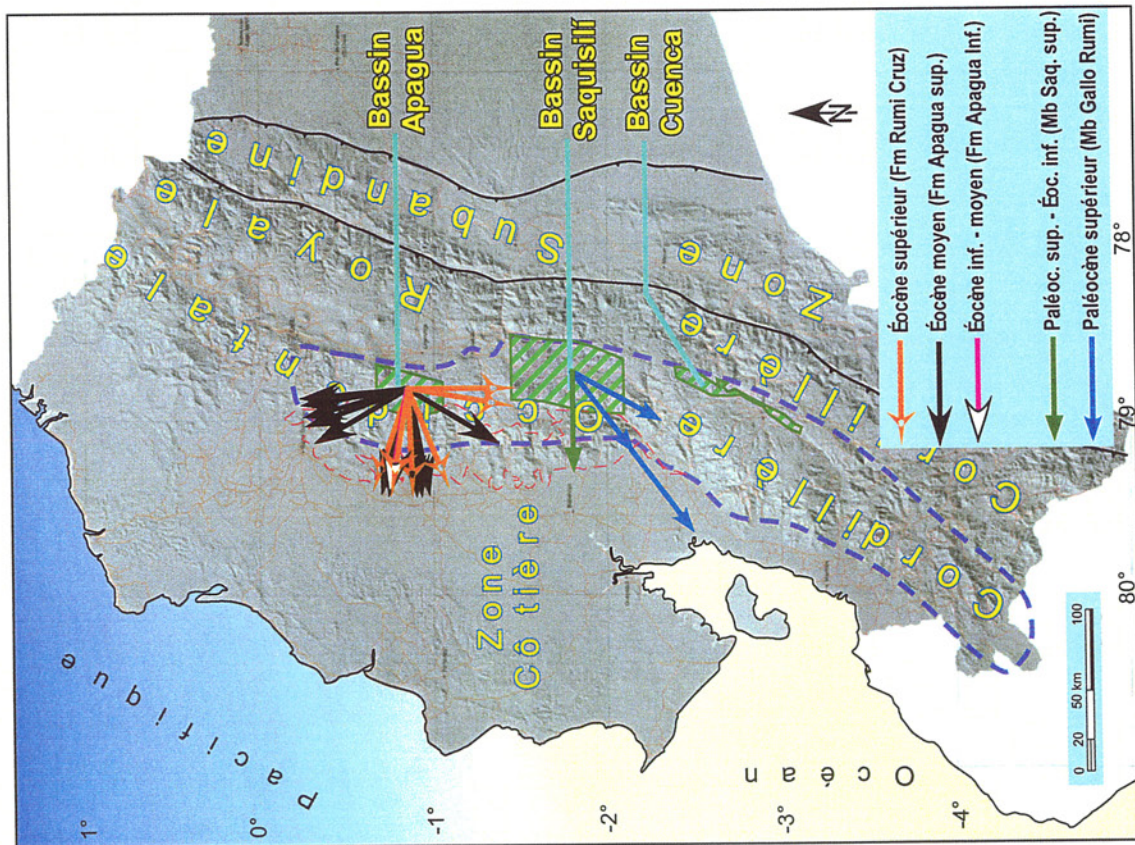
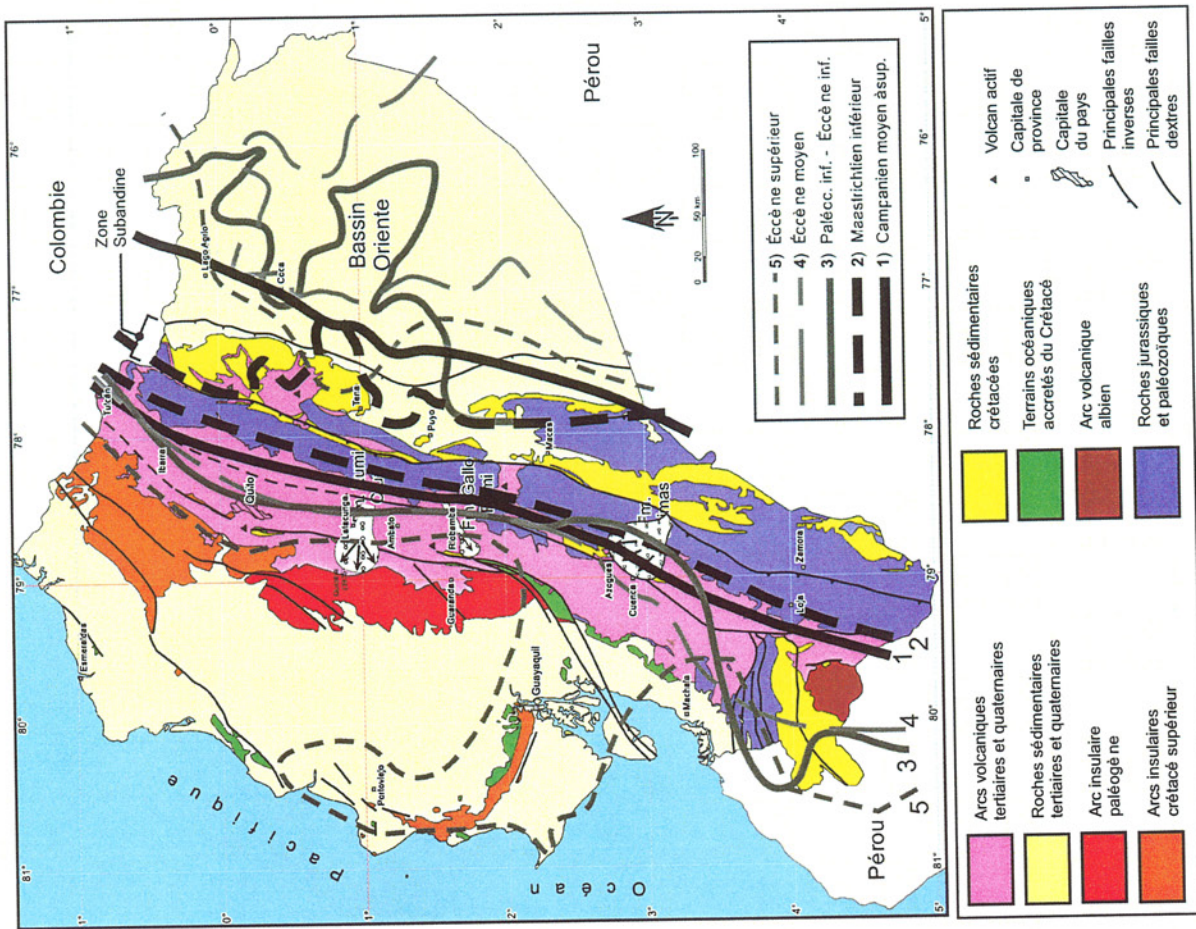
D'une manière progressive, les sédiments du Paléocène–Éocène Inférieur (unité Chilcas ou Apagua Inférieur), sont surmontés par des grès très fins à moyens, avec quelques intercalations d'argilites, silts et silts gréseux de l'Éocène moyen à supérieur (Lutétien–Bartonien: Fm. Apagua s.s. ou Apagua Supérieur; voir Fig. 4.5), déposés dans un cône turbiditique gréseux (talus moyen à supérieur).

Ces grès sont surmontés de manière progressive, mais cependant rapide, et au moyen de discordances érosives, par les conglomérats et les grès très grossiers quartzeux et chertueux syn-tectoniques de l'Éocène moyen terminal–Éocène supérieur (Bartonien supérieur à Priabonien, Fm Rumi Cruz), correspondant à des milieux de cône alluvial, rivière en tresses, fan-delta, plaine deltaïque, mer peu profonde soumise à l'influence des marées et baie (Jaillard *et al.*, 2004; Toro et Jaillard, 2003, 2005).

Ce changement rapide de la sédimentation dans le bassin Apagua–Rumi Cruz, depuis des grès très fins à moyens de cône turbiditique de talus moyen à supérieur (Fm Apagua Supérieur) vers des conglomérats et grès très grossiers érosifs continentaux et marins peu profonds (Fm Rumi Cruz), est interprété comme la réponse sédimentaire au collage définitif du terrain Macuchi à la marge Andine (≈41–42 Ma; Toro et Jaillard, 2003, 2005; Kerr *et al.*, 2002; Spikings *et al.*, 2005). Il met aussi en évidence que dans le bassin Apagua–Rumi Cruz, entre le Paléocène et l'Éocène supérieur, s'est produite une nette diminution de la paléo-profondeur des dépôts, compatible avec une surrection liée au collage du terrain Macuchi.

3.2. Recul progressif de la ligne de côte

Un autre argument, ou test, employé pour vérifier les hypothèses scientifiques envisagées dans notre recherche est le recul de la paléo-ligne de côte au cours du Crétacé–Paléogène (Fig. 4.6).



entre le Crétacé supérieur-Paléocène (N25°), puis entre le Paléocène terminal et l'Éocène inférieur à moyen (N40°), et finalement à l'Éocène supérieur (N70°) (Pilger, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987),

2) les processus d'accrétions à la marge andine que nous venons de discuter [au Campanien supérieur (~75–72 Ma), au Maastrichtien supérieur (~69–65 Ma), au Paléocène supérieur (~58–56 Ma), et à l'Éocène supérieur (~41–42 Ma) (Jaillard *et al.*, 1995, 1996, 2005, 2006 ; Toro et Jaillard, 2003, 2005 ; Toro *et al.*, 2005, 2006 ; Spikings *et al.*, 2005)],

(3) la surrection isostatique de la marge andine à cause des collisions,

(4) l'eustatisme.

FIG. 4-6- Paléogéographie de l'Équateur continental montrant la tendance générale au retrait de la paléoligne de côte vers l'Ouest dans l'avant arc (Côte et cordillère Occidentale) et vers l'Est dans l'arrière arc (zone Subandine et bassin Oriente).

(Données d'après Jaillard *et al.*, 1995, 1997; Christophoul *et al.*, 2002; Toro *et al.*, Toro *et al.*, 2005, 2006, soumis).

La comparaison des données granulométriques (taille moyenne des grains ou Φ_{50} , taille moyenne du diamètre maximum ou $\Phi_{>}$) des séries sédimentaires étudiées nous a aidé à bien caractériser les milieux et à interpréter leur contexte tectonique. Cependant, cette comparaison des données granulométriques doit être effectuée en tenant compte du fait que les facteurs influençant la forme et le caractère des séries sédimentaires ont des contrôles internes (décharge de rivière, nature du sédiment transporté, climat), et des contrôles de bassin (force et orientation des vagues, marées, pente et profondeur du bassin, ... ; Nichols, 2005), et qu'ils sont communs aux séries.

De plus, pour les comparer il faut tenir compte des faits suivants : (1) l'abrasion et la dissolution sont les principaux processus d'altération des grains minéraux ; (2) la nature des grains entraînés dans un sédiment dépend de leur âge, de leur résistance (chimique et mécanique) et du type de source (Kowaleswki et Rimstidt, 2003) ; et (3) la distribution des grains et des galets dans un dépôt-centre est principalement déterminée par la disponibilité (Nichols, 2005)

3.3. Augmentation progressive de la paléo-pente de la marge

Le troisième argument en faveur de l'hypothèse de travail est une conséquence de la surrection supposée de la Cordillère Royale. Il s'agit en effet de vérifier qu'une augmentation de la paléo-pente de la marge s'est produite au fur et à mesure des accrétions. Le gradient topographique de la marge contrôle la granulométrie, la distribution spatiale et la « maturité » des dépôts clastiques, tant gréseux que conglomératiques (Marocco, 1994 ; Marocco *et al.*, 1995). Ce gradient ainsi que les milieux de dépôt dans les bassins seront aussi responsables de l'orientation et la distribution des paléocourants.

des matériaux de différentes tailles dans les zones sources. Notre étude étant centrée sur des bassins distants de 100 à 120 km de la zone source principale, dont on a montré qu'il s'agit de la Cordillère Royale, nous concentrerons notre analyse sur la granulométrie des sédiments gréseux et conglomératiques et sa variation.

Pour les comparer correctement, on a choisi des unités sédimentaires dans un même bassin qui remplissent les critères suivants : (1) avoir si possible la même zone source principale, (2) présenter une pétrographie comparable (grès quartzeux pour la plupart, donc avec un potentiel similaire d'abrasion et dissolution), (3) s'être déposées à une distance comparable de la zone source, (4) se succéder dans le temps et (5) avoir eu des contrôles de bassin similaires.

Pour le bassin Saquisilí, les unités analysés sont la Fm Yunguilla indifférenciée (Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur) ; le Membre Saquisilí inférieur de la Fm Saquisilí (Paléocène inférieur à moyen) ; les grès du Membre Gallo Rumi (Paléocène supérieur), et l'unité Pangor (Paléocène), équivalent stratigraphique de la Fm Saquisilí.

FIG. 4-7- Résumé des paléocourants mesurés dans les grès et conglomérats du Paléocène supérieur à l'Éocène supérieur dans la partie centrale de la Cordillère Occidentale.

(Carte MNT d'après Souris, 2001).

Le diagramme de variation de taille des grains minéraux (Fig. 4.8 a), plutôt feldspathiques pour la Fm Yunguilla indiff., et plutôt quartzeux pour les autres unités, montre que le bassin Saquisilí a enregistré une forte augmentation vers le haut de la taille moyenne et maximale des grains au Paléocène. On passe ainsi de $\Phi_{50} = 0.157$ mm et $\Phi_{>} = 0.71$ mm au Paléocène inférieur à moyen (Mb Saquisilí inférieur), à $\Phi_{50} = 0.41$ mm et $\Phi_{>} = 1.59$ mm au Paléocène supérieur (Mb Gallo Rumi), et même à $\Phi_{50} = 0.58$ mm et $\Phi_{>} = 2.35$ mm (pour l'unité Pangor, plus proximale). La Fm Yunguilla indiff., qui dans ce bassin présente un $\Phi_{50} = 0.26$ mm et $\Phi_{>} = 0.85$ mm, appartient plutôt au

bassin Paita–Yunguilla du Crétacé terminal.

L'augmentation de la granulométrie des grès quartzeux au Paléocène indique une augmentation de l'énergie de transport, suggérant fortement la surrection de la zone source, la Cordillère Royale (Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2005), et donc l'augmentation de la paléo-pente de la marge.

Cette augmentation de la paléo-pente de la marge est interprétée comme liée à la collision du terrain océanique Piñón (~58–56 Ma : Jaillard *et al.*, 1995, 2005, 2006 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2005) à la marge continentale.

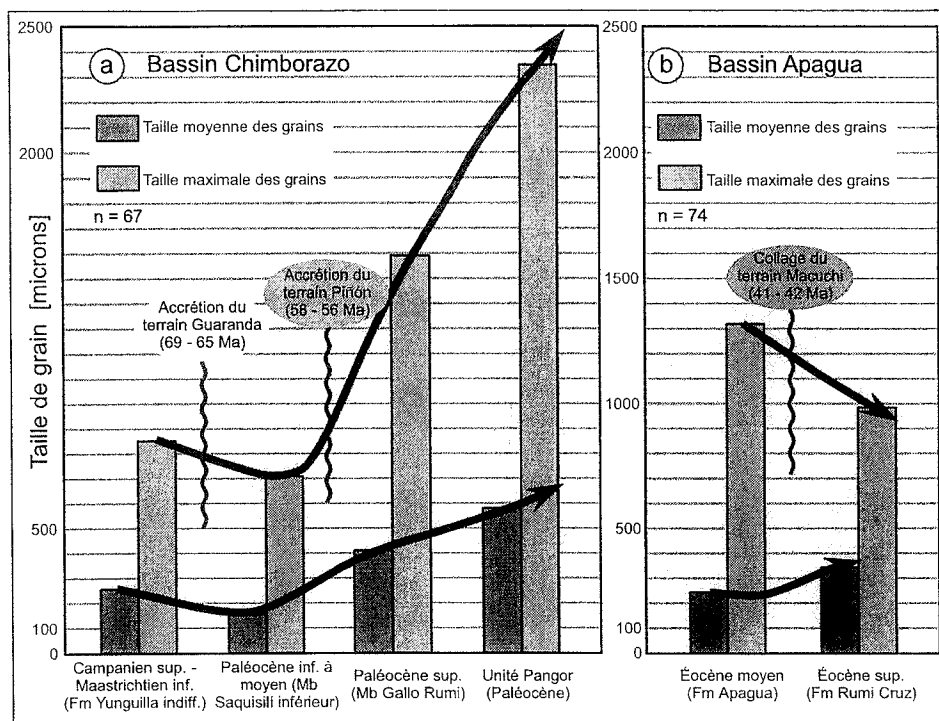


FIG. 4-8- Evolution de la taille moyenne et maximale des grains quartzeux liée à l'augmentation de la paléopente (surrection) de la marge entre le Crétacé terminal et l'Éocène supérieur.

Dans le bassin Apagua, on a analysé le Membre Apagua supérieur gréseux (Éocène moyen) de la Fm. Apagua ; et les grès de la Fm Rumi Cruz (Éocène supérieur). Le diagramme de variation granulométrique (Fig. 4.7b) montre qu'une même augmentation de la taille des grains est observée dans le bassin Apagua, de $\phi_{50} = 0.25$ mm et $\phi_{>} = 1.32$ mm à l'Éocène moyen (Mb Apagua) à $\phi_{50} = 0.345$ mm et $\phi_{>} = 0.99$ mm à l'Éocène supérieur (Fm Rumi Cruz). Les Conglomérats Chinchil, corrélés avec la Fm Rumi Cruz, ne présentent pas d'augmentation vers le haut de la taille des grains ($\phi_{50} = 0.23$ mm et $\phi_{>} = 0.61$ mm), mais la coupe étudiée est peu épaisse. L'augmentation de la taille moyenne des grains quartzeux (ϕ_{50}) au cours de l'Éocène met en évidence une augmentation de la paléopente entre les bassins et leurs sources, et donc la surrection de ces dernières : la Cordillère Royale et la couverture océanique du terrain Guaranda. Cette augmentation de la paléopente serait liée au collage transpressif dextre du terrain océanique Macuchi vers la fin de l'Éocène moyen ($\approx 41-42$ Ma : Kerr *et al.*, 2002 ; Toro et Jaillard, 2003, 2005 ; Spikings *et al.*, 2005).

D'une façon générale, on observe donc que dans les bassins analysés, toutes les crises tectoniques entraînent une augmentation de la taille des grains vers le haut, les grès inférieurs passant brutalement à des conglomérats (conglomérats syn-tectoniques *sensu* Jones *et al.*, 2004), et indiquant une augmentation de la paléo-pente de la marge.

Ainsi, dans le bassin Saquisilí, les grès quartzeux du Paléocène inférieur à moyen (Membre Saquisilí inférieur ; Fig. 4.4) sont surmontés par les conglomérats syn-tectoniques du Paléocène sup. (Mb Gallo Rumi), indiquant une augmentation de la paléo pente de la marge à cause de la surrection associée à l'accrétion du terrain océanique Piñón ($\approx 58-56$ Ma) à la marge Andine (Jaillard *et al.*, 1995, 2005, 2006 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2005).

Dans bassin Apagua, les conglomérats syn-tectoniques de l'Éocène supérieur (Fm Rumi Cruz) qui surmontent les grès quartzeux de l'Éocène moy.-sup. (Mb Apagua sup. Fig. 4.5), sont liés à la surrection associée au collage définitif du terrain Macuchi à la marge Andine ($\approx 41-42$ Ma : Toro et Jaillard, 2003, 2005 ; Kerr *et al.*, 2002 ; Spikings *et al.*, 2005).

Concernant le bassin d'avant-arc dans la zone Côtière d'Équateur, on observe également des augmentations de taille des grains liées à des crises tectoniques. Ainsi, dans la péninsule de Santa Elena (PSE, Fig. 3.36) les grès et conglomérats turbiditiques du Thanétien (Gp Azúcar) surmontent en discordance angulaire les cherts tuffacés du Maastrichtien–Paléocène (Fm Santa Elena ; Jaillard *et al.*, 1995 ; Benítez, 1995). Vers le sommet, les grauwackes et grès lithiques de plate-forme marine de l'Éocène moyen à supérieur (Fm Punta Ancón) surmontent en discordance érosive les silts et grès très fins silteux de plate-forme externe du Lutétien supérieur (Fm Seca du Groupe Ancón ; Jaillard *et al.*, 1995 ; Benítez, 1995). Ces deux exemples d'augmentation de la taille des grains sont aussi interprétés comme liées à l'augmentation de la paléopente de la marge produite par l'accrétion à la marge des terrains océaniques Piñón (≈ 58 -56 Ma) et Macuchi (≈ 41 -42 Ma), respectivement.

Dans les zones d'arrière-arc, dans la zone Subandine et l'Ouest du bassin Oriente les grès quartzeux fluviatiles à littoraux du Maastrichtien inférieur (Fm Tena) surmontent en discordance érosive les argilites et silts noirs du Santonien à Campanien inférieur (Argile M1 Inférieur). La série continue vers le haut avec une autre discontinuité sédimentaire et granulométrique, entre les conglomérats cherteux et quartzeux de rivière en tresses et de cône alluvial du Paléocène supérieur à Éocène inférieur (Fm Tiyuyacu inférieur) qui surmontent en discordance les sédiments fins bigarrés du Paléocène (Fm Tena supérieur). Enfin, les grès et conglomérats marins littoraux de l'Éocène terminal-Oligocène inférieur (Fm Ortegua) reposent en discordance érosive sur les silts bigarrés et grès silteux de l'Éocène supérieur (Fm Tiyuyacu supérieur). Ces trois contrastes granulométriques, ainsi que les discordances érosives qui les soulignent, sont aussi interprétés comme enregistrant des accentuations de la paléo-pente entre la Cordillère Royale et les bassins orientaux, suite aux accrétions respectives des terrains océaniques San Juan (≈ 75 Ma), Piñón (≈ 58 -56 Ma), et Macuchi (≈ 41 -42 Ma).

En conséquence, dans les bassins en pull apart de la Cordillère Occidentale, et dans les zones arrière-arc et avant-arc, la granulométrie des grès, comme celle des conglomérats, montre une augmentation rapide de la pente de la paléomarge, lors des accrétions du Campanien supérieur (terrain San Juan, ≈ 75 –72 Ma), du Paléocène supérieur (terrain Piñón, ≈ 58 –56 Ma), et du collage de l'Éocène supérieur (terrain Macuchi, ≈ 41 -42 Ma). Seule l'accrétion du Maastrichtien supérieur (terrain Guaranda, ≈ 69 -65 Ma), marquée par une lacune d'érosion et des changements de zones source, ne montre pas d'augmentation visible de la granulométrie.

L'augmentation progressive de la paléo-pente de la marge aurait aussi entraîné une redistribution des paléocourants de part et d'autre de la paléo-marge. Dans la Cordillère Occidentale, la distribution des paléocourants

au Paléocène (Fig. 4.7, Mbs Saquisilí et Gallo Rumi, bassin Saquisilí) montre un sens de transport vers l'Ouest ou le Sud-Ouest, et donc une alimentation provenant de la Cordillère Royale.

Pour l'Éocène (Fms Apagua et Rumi Cruz, bassin Apagua), on observe deux directions de transport. La première montre une provenance de l'Est, depuis la paléomarge, et la deuxième révèle des sens vers le Nord, pour la plupart, et vers le Sud. Ces derniers suggèrent que, une fois arrivés dans le bassin, les sédiments clastiques ont été redistribués par les courants le long de l'axe N-S du bassin, parallèlement aux failles bordières.

3.4. Exhumation progressive des zones sources

Le quatrième test visant à vérifier l'hypothèse de notre étude est l'étude de l'exhumation progressive des zones sources des sédiments de la Cordillère Occidentale au cours du Crétacé–Paléogène. En effet, une éventuelle exhumation progressive des zones sources doit avoir été enregistrée par des variations des fractions détritiques dans les sédiments, tant gréseux que conglomératiques. À partir de cette analyse fine, associée avec l'étude des paléocourants, on peut tirer des indications sur la lithologie, la paléogéographie et la paléotectonique des zones sources, mais aussi sur le relief ou le climat (Dickinson et Suczek, 1979 ; Boggs, 1995 ; Marocco *et al.*, 1996 ; Garzanti *et al.*, 1996 ; Von Eynatten et Gaupp, 1999).

Le but de cette analyse est donc d'identifier des évolutions dans les cortèges minéraux détritiques, pouvant indiquer l'érosion de zones de plus en plus profondes des zones sources. La principale zone source des sédiments du Paléocène et de l'Éocène étant la Cordillère Royale, associée aux cherts océaniques du plateau Guaranda, on a cherché à identifier l'évolution de l'abondance des grains quartzeux ou cherteux avec le temps. Pour ce faire, on a employé trois diagrammes de provenance. En effet, les autres diagrammes employés précédemment, ne font que préciser ce que ces trois diagrammes mettent en évidence. Ces diagrammes triangulaires sont les diagrammes QtFL et QmFLt de Dickinson (1985), qui permettent d'analyser la maturité des grains minéraux et lithiques et leurs zones sources, et le diagramme QpLvLs de Dickinson et Suczek (1979), qui analyse les fragments lithiques (voir Ch. III). Dans ces diagrammes, on n'a représenté que les compositions moyennes (centres de gravité) des unités lithologiques analysées, sans indiquer les polygones calculés statistiquement à un écart-type.

Le diagramme QtFL (Fig. 4.9 a) résume plus de 179 analyses de lames minces des unités du Campanien moyen à l'Oligocène de la Cordillère Occidentale ($n = 168$), du Maastrichtien inférieur de la Zone Subandine ($n = 11$) et de l'Éocène de la Zone Côtière.

Pour les sédiments de la Cordillère Occidentale (Fig. 4.9 a), on observe d'abord, au Paléocène–Éocène, un enrichissement des sédiments en grains minéraux et

lithiques de plus en plus stables physiquement et chimiquement (quartz mono- et poly-cristallins), et une diminution des feldspaths, donc une plus grande maturité des sédiments, puis, à l'Éocène–Oligocène, un enrichissement des dépôts en feldspaths (plagioclases plus nombreux que les feldspaths potassiques) au détriment du quartz total (Qm + Qp). Durant cette évolution, les abondances relatives des grains lithiques ($L = L_v + L_{mv} + L_s + L_{ms} + L_m$), volcaniques (L_v), métavolcaniques (L_{mv}), sédimentaires (L_s), métasédimentaires (L_{ms}), et métamorphiques s.s. (L_m), ne varient que peu, impliquant que les zones sources à l'origine de ces sédiments étaient principalement des terrains cristallins, et des terrains volcaniques, respectivement.

Dans le bassin Celica–Lancones, les arkoses et litharénites du Campanien moyen à supérieur (Fm Zapotillo : Fig. 3.9 et 4.6) présentent une proportion modérée de quartz total ($Q_t = 39.6 \pm 37.8\%$), provenant du substratum pré-Crétacé, de la Cordillère Royale méridionale et de l'Arc Albien (Celica). Elles évoluent progressivement dans le temps et vers le Nord (bassins de Cuenca et Est du bassin de Saquisilí : Fig. 2.3, 2.81 a, b, 2.13, 2.14), à des litharénites et des grauweekes lithiques du Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur (Fm Yunguilla indifférenciée) riches en feldspaths ($F = 27.6 \pm 20.6\%$) et quartz total ($Q_t = 31.5 \pm 20.2\%$), dérivant des roches métamorphiques et plutoniques de la Cordillère Royale méridionale. Cette évolution indique le début de la surrection et de l'exhumation de la Cordillère Royale.

Une nouvelle exhumation de la Cordillère Royale est marquée par le passage des litharénites et grauweekes de la Fm Yunguilla indifférenciée, aux grès paléocènes riches en quartz total ($Q_t = 56.2 \pm 19.4\%$) du bassin Saquisilí et du Nord du bassin de Cuenca (Fig. 2.3, 2.13, 2.81c, 4.4), dérivant de la partie occidentale de la Cordillère Royale, ainsi que du Sud de la Cordillère Occidentale, sans exclure une participation de zones sédimentaires (terrains océaniques, séries des zones orientales).

Ce brusque enrichissement en quartz mono- et polycristallin des dépôts de la Cordillère Occidentale entre le Maastrichtien et le Paléocène est interprété comme résultant de l'exhumation de la Cordillère Royale pendant et après l'accrétion et sous-placage du terrain Guaranda à la marge andine (≈ 69 – 65 Ma). De toutes les unités clastiques de la Cordillère Occidentale, les grès paléocène supérieur du Membre Gallo Rumi du bassin Saquisilí et du Nord du bassin de Cuenca, sont les plus riches en Qt ($Q_t = 72.3 \pm 11.7\%$). Ces grès dérivent principalement des roches métamorphiques et intrusives de la Cordillère Royale, et des Cherts Noirs surmontant le terrain Guaranda. Ce nouvel enrichissement en quartz mono- et poly-cristallin est la conséquence d'une forte exhumation de la Cordillère Occidentale (soulèvement isostatique) lors de l'accrétion à la marge du terrain Piñón (≈ 58 – 56 Ma), mais également de la déformation des terrains océaniques précédemment accrétés.

À l'Éocène inférieur à moyen, les arénites et grauweekes de la Fm Apagua du bassin Apagua (Fig. 2.81 d, 4.5) sont encore riches en quartz total ($Q_t = 62.6 \pm 22.8\%$), mais enregistrent une légère augmentation des feldspaths. Ils dérivent essentiellement des roches métamorphiques de la Cordillère Royale, ainsi que des Cherts Noirs du terrain Guaranda.

Au-dessus, dans les arénites et grauweekes de la Fm Rumi Cruz (et des Conglomérats Chinchil, Éocène supérieur), la diminution du quartz total ($Q_t = 57.7 \pm 26.4\%$) est compensée par l'augmentation des feldspaths, des fragments de chert et des grains lithiques volcaniques. Ils dérivent de la Cordillère Royale, des Cherts Noirs du terrain Guaranda, et peut-être d'un arc volcanique et de sédiments clastiques.

La proportion relative des quartz polycristallins du type chert (Qcherts) dans les sédiments du Campanien supérieur à l'Éocène supérieur, presque stable dans le temps (entre 12 et 15.7%), indique, qu'en plus des roches dérivées de la Cordillère Royale (la principale zone source), les sédiments cherteux qui font la couverture sédimentaire du plateau Guaranda ont été toujours impliqués. Cette constatation est confirmée par la modélisation de la collision (Bonardot, 2003 in : Jaillard *et al.*, 2005) qui montre, du Campanien au Miocène moyen, qu'au fur et à mesure que la convergence avance, de plus vastes aires d'avant-arc (plateaux et leurs couvertures sédimentaires) ont été progressivement soulevées par isostasie, et en conséquence érodées, comme on le voit avec la pétrologie.

Dans la zone Côtière, les séries gréseuses et conglomératiques du Paléocène supérieur à l'Éocène supérieur (Fig. 4.9) reflètent clairement la période d'exhumation de la marge Andine. Ainsi, pendant le Thanétien supérieur (Gp Azúcar) des grès et conglomérats très riches en quartz monocristallin ($Q_m = 82 \pm 3.9\%$) reposent en discordance angulaire au-dessus des cherts et silts fins du Maastrichtien–Thanétien inférieur (Fm Santa Elena, Moreno, 1984 ; Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995 ; Toro, 1994). Cette sédimentation quartzreuse, éloignée de la zone source (le bloc Amotape–Tahuín du NO péruvien et du SO équatorien), implique une importante exhumation de la marge du SO de l'Équateur et du NO du Pérou, associée à l'accrétion du terrain Piñón à la marge Andine durant le Paléocène supérieur (≈ 58 – 56 Ma) (Jaillard *et al.*, 1995 ; Pécora *et al.*, 1999 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2005).

Dans la zone Subandine, les grès du Maastrichtien inférieur (Basal Tena, Fig. 4.9) sont riches en quartz monocristallin dans le bassin Oriente (arénites à $Q_m > 87\%$) et dans la Zone Subandine (grauweekes à $Q_m = 31.6 \pm 10.1\%$), provenant tant de la Cordillère Royale que du craton Guyanais. À l'Ouest, ils surmontent en discordance érosive des argiles noires marines d'âge Santonien à Campanien inférieur (Faucher *et al.*, 1970 ; Jaillard *et al.*, 1997). Cette sédimentation d'arrière-arc riche en quartz est interprétée comme la réponse sédimentaire à l'accrétion

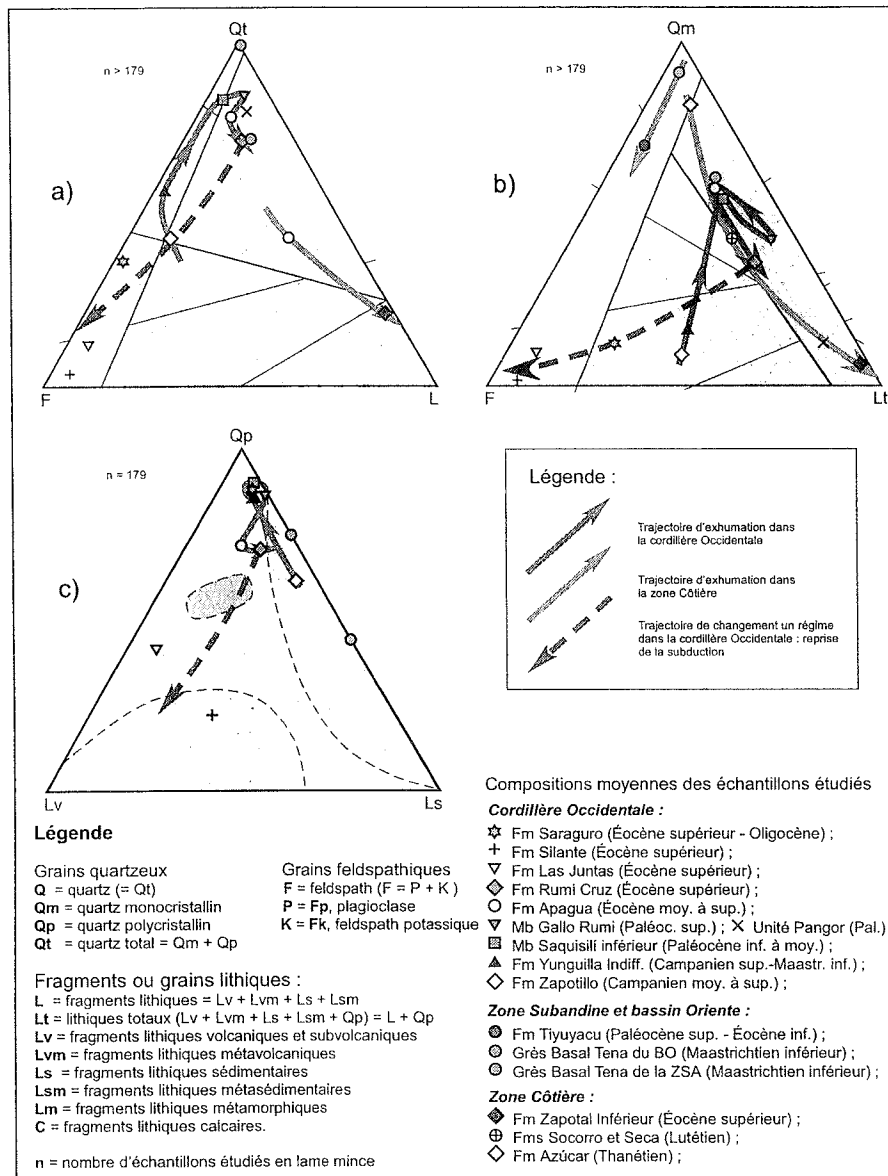


FIG. 4-9- Classification pétrographique et de provenance, montrant l'évolution des grès des unités stratigraphiques du Campanien moyen à l'Oligocène de la Cordillère Occidentale, de la Zone Subandine et la Côte équatorienne.

du Plateau San Juan à la marge Andine au Campanien supérieur (Toro *et al.*, soumis).

À l'Ouest de ce bassin oriental, les grès Basal Tena sont surmontés par des dépôts fins et bigarrés de plaine d'inondation à méandres du Maastrichtien et Paléocène (Fm Tena), incluant un hiatus du Maastrichtien supérieur à Paléocène inférieur (Jaillard *et al.*, 1997, Toro *et al.*, soumis). Ce hiatus coïncide avec l'accrétion au Maastrichtien supérieur du terrain Guaranda. La Fm Tena est recouverte en discordance par des conglomérats et grès fluviaux, grossiers, quartzeux et à fragments de cherts,

du Paléocène supérieur à Éocène inférieur (Fm Tiyuyacu inférieure), remaniant les Cherts Noirs du plateau Guaranda et les roches métamorphiques de la Cordillère Royale. Cette nouvelle sédimentation conglomératique et gréseuse grossière dans l'arrière-arc, riche en quartz et cherts, est interprétée comme la réponse sédimentaire à l'accrétion du terrain Piñón à la marge Andine au Paléocène supérieur ($\approx 58-56$ Ma). Cette évolution dans le temps, entre le Maastrichtien inférieur et l'Éocène inférieur, de la composition des dépôts clastiques

des zones d'arrière-arc, de plus en plus pauvres en quartz et s'enrichissant en feldspaths et lithiques sédimentaires, démontre une diminution de la maturité des sédiments, donc un rapprochement des zones source, et finalement une forte exhumation de la marge Andine au fur et à mesure des accrétions.

Les autres diagrammes triangulaires (QmFLt et QpLvLs, Fig. 4.9 b, c) ne font que confirmer les conclusions précédentes. Ainsi, les grès campanien moyen du bassin Celica-Lancones (Fm Zapotillo) et du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (Fm Yunguilla Indiff.) présentent une fraction faible à modérée de quartz monocristallin (Fig. 4.9 b), dont les plus importants sont les quartz polycristallins (cherts, ..., Fig. 4.9c) et une proportion notable de feldspaths et lithiques, impliquant une source métamorphique (substratum des bassins de Celica et Cuenca, la CRE).

Les grès du Paléocène inférieur-l'Éocène supérieur de la COE impliqués dans la période de surrection ou d'exhumation (Membre Saquisilí inférieur, Membre Gallo Rumi, Unité Pangor, Fm Apagua Inférieur et Fm Rumi Cruz) montrent tous une richesse en grains de quartz provenant de la Cordillère Royale, mais avec une importante implication des Cherts Noirs du plateau Guaranda, et une possible augmentation de l'intensité de l'exhumation avec le temps depuis le Paléocène inférieur vers l'Éocène supérieur.

Ces diagrammes triangulaires (QtFL, QmFLt et QpLvLs) montrent quelques parties des processus d'exhumation enregistrés sur la marge Andine et la réponse sédimentaire grossière associée à ces soulèvements. En particulier, ils illustrent les trajectoires d'exhumation progressive de la zone source, le rapprochement des sources et la diminution du temps de résidence des sédiments, résultant du soulèvement de la marge, comme conséquence de l'accrétion du terrain Piñón à la marge Andine durant le Paléocène supérieur (≈ 58 – 56 Ma) et du collage du terrain Macuchi (≈ 41 – 42 Ma) (Jaillard *et al.*, 1995, 2005, 2006; Pécora *et al.*, 1999; Mamberti *et al.*, 2003, 2004; Kerr *et al.*, 2002; Toro et Jaillard, 2005; Toro *et al.*, 2005; Spikings *et al.*, 2005).

Ainsi, pour les conglomérats de la COE, on voit l'exhumation de la marge, depuis le Paléocène supérieur (Membre Gallo Rumi, pauvre en galets de cherts, mais riche en galets de quartz, roches métamorphiques et volcaniques) jusqu'à l'Éocène inférieur à supérieur (formations Apagua et Rumi Cruz, qui au contraire deviennent riches en galets de chert).

Enfin, pour la ZCE on voit l'exhumation de la marge, depuis le Paléocène supérieur (Fm Azúcar, pauvre en galets des grès et silts, cherts et roches plutoniques mais riche en galets de roches métamorphiques) jusqu'à l'Éocène supérieur (Conglomérats El Morro, qui au contraire deviennent riches en galets de chert et des grès et siltites) (voir aussi les Fig. 3.27 et 3.31).

4. CONSÉQUENCES TECTONIQUES

4.1. Formation des bassins en pull-apart

Un des résultats de notre travail est d'avoir montré que les bassins Crétacé supérieur à Éocène de la Cordillère Occidentale peuvent être interprétés comme des bassins en *pull apart*.

Les bassins en *pull apart* sont des structures de quelques milliers de kilomètres carrés d'extension, de forme rectangulaire avec un rapport moyen de 3 à 1 entre longueur et largeur, et limités par des accidents rectilinéaires à curvilinéaires de quelques dizaines de kilomètres de long, montrant des mouvements décrochants (Allen et Allen, 1990; Nichols, 2005). La subsidence dans ces bassins est importante, et se localise souvent le long de la faille bordière la plus active. Les sédiments déposés (cônes alluviaux et fan-deltas, suivis de dépôts lacustres ou marins au centre du bassin) sont orientés orthogonalement à ces failles, et le système de rivières est orienté parallèlement aux failles principales (Blair et Bilodeau, 1988; Allen et Allen, 1990; Leeder, 1999; Nichols, 2005). L'amincissement crustal important de ces bassins, parallèlement aux failles décrochantes, induit une subsidence très importante donnant lieu à des dépôts pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres (Blair et Bilodeau, 1988; McClay et Bonora, 2001).

Le cadre structural de l'avant-arc d'Équateur entre le Crétacé supérieur et l'Éocène, est contrôlé par les changements d'orientation et de vitesse de la convergence entre les plaques Farallón et la plaque Sud-américaine. La convergence aurait changé progressivement de N25° au Crétacé supérieur-Paléocène, à N40° à l'Éocène inférieur à moyen, puis à N70° à l'Éocène supérieur, pour arriver à N90° à l'Oligocène moyen (Pilger, 1984; Pardo-Casas et Molnar, 1987). Cette convergence, oblique par rapport à la marge de la plaque sud-américaine, aurait créé des structures linéaires à curvilinéaires décrochantes dextres responsables de la formation des bassins de type *pull apart*.

Les bassins crétacé supérieur à éocène de la Cordillère Occidentale sont limités par des failles NNE, décalés vers le Nord et l'Ouest les uns par rapport aux autres, et ont migré vers le Nord au cours du temps (Fig. 4.10). McCourt *et al.* (1998) et Boland *et al.* (2000) observent que dans la Cordillère Occidentale du centre et du Nord de l'Équateur, des failles ductiles dextres orientées NNE et NE sont associées à des minéralisations métalliques.

Le taux de sédimentation minimum (sans décompaction) enregistré dans ces bassins varie entre 32 m/Ma pour les sédiments du Campanien moyen à Maastrichtien inférieur (Gp Yunguilla) du bassin de Cuenca, 53 à 73 m/Ma pour le Paléocène inférieur à moyen (Mb Saquisilí inférieur), 58 à 116 m/Ma pour le Paléocène supérieur (Mb Gallo Rumi), 200 à 267 m/Ma pour l'Éocène inférieur à moyen (Fm Apagua) et 218 m/Ma pour les conglomérats éocène supérieur de la Fm Rumi Cruz.

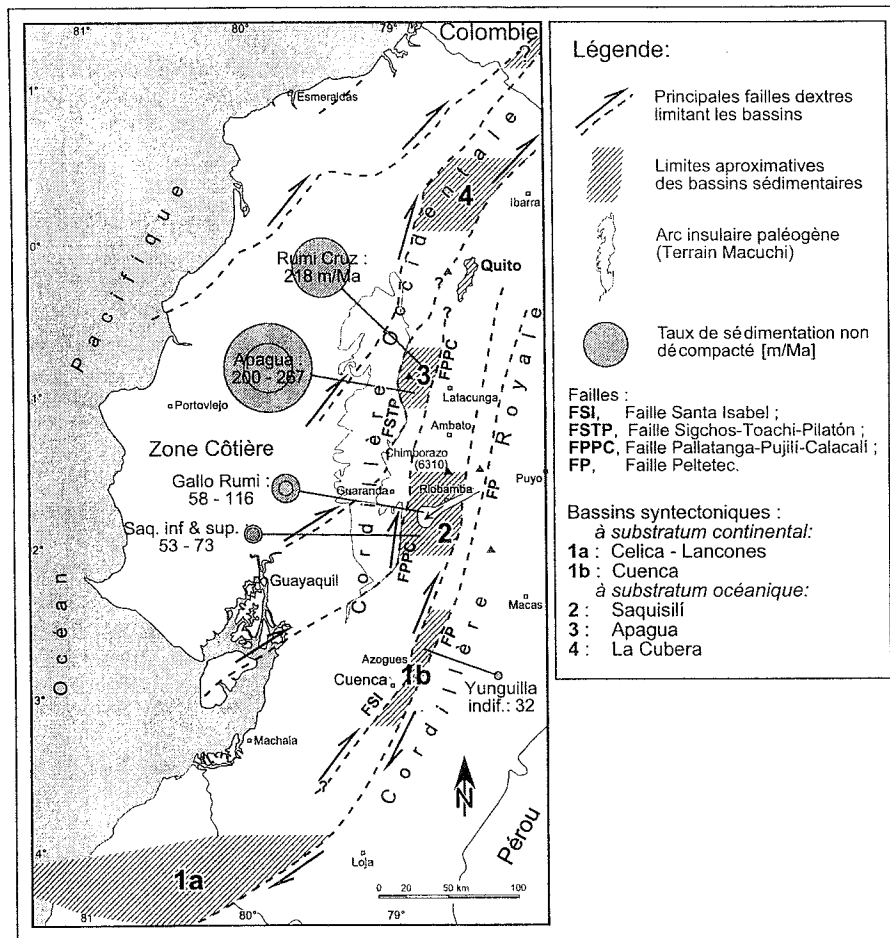


FIG. 4-10- Genèse des bassins sédimentaires en pull apart par accréation transpressive des terrains océaniques à la marge continentale au Crétacé et Paléogène.

L'augmentation des taux de sédimentation avec le temps pourrait s'expliquer par le fait que le bassin de Cuenca est situé sur la marge continentale chevauchante, alors que les suivants sont situés sur les zones de suture nouvellement formées, la mobilité tectonique croissante de ces zones expliquant les jeux décrochants croissants, et donc des subsidences de plus en plus importantes.

Les forts taux de sédimentation enregistrés dans le bassin d'Apagua, plus importants que ceux du Sud (Saquisilí, Cuenca), impliqueraient une extension longitudinale de ce bassin plus grande que celle indiquée par les affleurements, et l'existence d'un décrochement dextre majeur. Finalement, les bassins de la Cordillère Occidentale enregistrent vers le Nord une sédimentation de plus en plus jeune.

Le bassin de Cuenca du Sud de la Cordillère Occidentale reçoit une sédimentation allant du Campanien moyen au Paléocène moyen (Jaillard et al., sous presse). Le bassin Saquisilí contient une sédimentation du Campanien moyen à Éocène moyen (Jaillard et al., 2004 ; Toro et Jaillard, 2005). Le bassin Apagua présente des sédiments d'âge Éocène (Jaillard et al., 2004 ; Toro et Jaillard, 2003, 2005).

Et le bassin La Cubera, au Nord de la Cordillère Occidentale, enregistre des sédiments clastiques de l'Éocène moyen à supérieur (Boland et al., 2000). Cette évolution peut être attribuée, soit à des accréations obliques se produisant de plus en plus vers le Nord, soit à une érosion plus importante, et donc une surrection plus précoce et plus longue, du Sud vers le Nord.

4.2. Le modèle d'avant-pays

La zone Subandine et le bassin Oriente sont généralement regardés comme la zone d'avant-pays de la chaîne andine depuis le Crétacé supérieur (Baby et al., 1999 ; Christophoul et al., 2002). Si tel était le cas, à chaque collision devrait correspondre une forte subsidence en raison de la flexure de la lithosphère surchargée (Plint et al., 1993). Or les périodes d'accréation de terrains océaniques (Campanien supérieur, Maastrichtien supérieur, Paléocène supérieur (et Eocène supérieur ?)) correspondent toutes à des lacunes sédimentaires.

Dans la zone Subandine, proche du chevauchement supposé, les séquences sédimentaires montrent une organisation rétrogradante à grande échelle

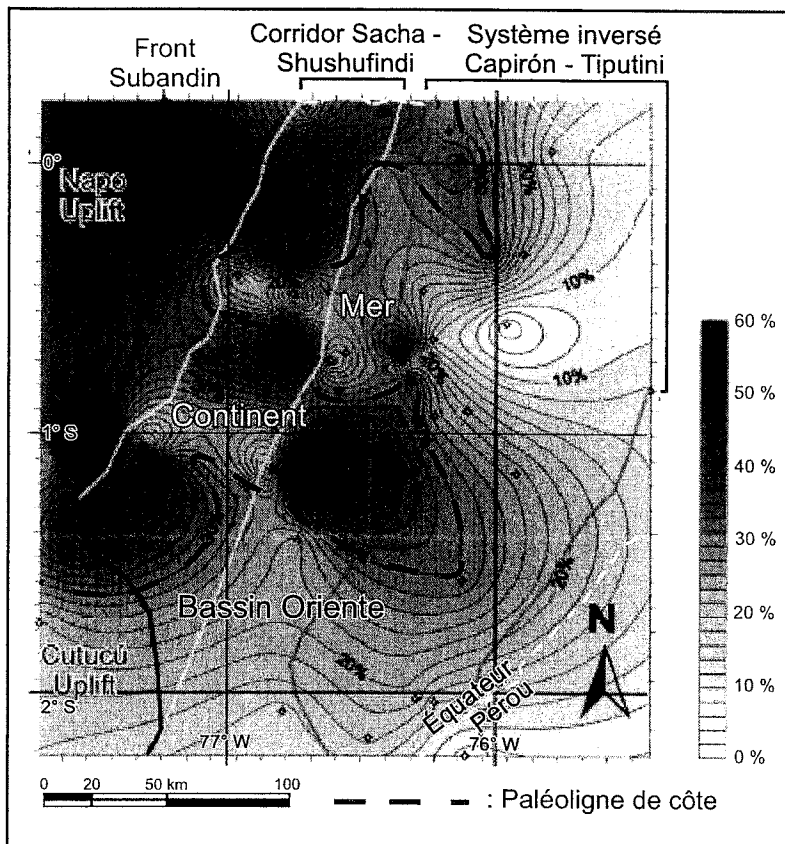


FIG. 4-11- Rapport : épaisseurs des sédiments grossiers / épaisseur des sédiments fins en pourcentage de la Fm. Tiyuyacu inférieure de la zone Subandine et du bassin Oriente, et localisation de la paléoligne de côte à l'Éocène inférieur.

(Carte d'après Christophoul *et al.*, 2002; base de données : 90 puits. Zones structurales selon Baby *et al.*, 1997).

Cependant, dans la zone Subandine et le bassin Oriente, les dépôts les plus épais se trouvent à l'Est (bassin Oriente) au Maastrichtien et Paléogène (Toro *et al.*, 2006, soumis), et l'importance des érosions augmente au contraire en direction de l'Ouest (zone Subandine) (Fig. 4.11). Ces observations ne sont donc pas en accord avec ce que prédit le modèle de bassin d'avant-pays. Les réponses sédimentaires enregistrées dans le bassin oriental montrent donc une alternance de hiatus érosifs, et de dépôts clastiques discordants, souvent grossiers, rarement épais, généralement continentaux, et montrant un recul progressif des conditions marines franches, qui disparaissent au Maastrichtien inférieur dans la zone Subandine, et à l'Eocène moyen ou localement, à l'Oligocène, dans le bassin Oriente (Christophoul *et al.*, 2002).

au Maastrichtien inférieur (Basal Tena), à l'Éocène inférieur (Fm Tiyuyacu inférieure), à l'Éocène supérieur (Fm Tiyuyacu Supérieure) et à l'Oligocène (Fm Orteguzza) (Fig. 4.14 ; Jaillard *et al.*, 1997 ; Christophoul *et al.*, 2002 ; Toro *et al.*, 2006).

Par ailleurs, dans le modèle d'avant-pays, la surcharge exercée par la plaque chevauchante produit une déformation de la lithosphère chevauchée, qui induit la migration du bombement lithosphérique (*forebulge*) vers l'avant-pays (Plint *et al.*, 1993 ; White *et al.*, 2002). Cette migration du bombement fait que, à chaque fois, la zone soulevée est sujette à l'érosion et voit donc la création d'une discontinuité érosive (White *et al.*, 2002).

Par ailleurs, dans le modèle d'avant-pays, la surcharge exercée par la plaque chevauchante produit une déformation de la lithosphère chevauchée, qui induit la migration du bombement lithosphérique (*forebulge*) vers l'avant-pays (Plint *et al.*, 1993 ; White *et al.*, 2002). Cette migration du bombement fait que, à chaque fois, la zone soulevée est sujette à l'érosion et voit donc la création d'une discontinuité érosive (White *et al.*, 2002).

Les épaisseurs des séries sédimentaires associées à un bassin d'avant-pays devraient montrer une zone très subsidente proche du front de chevauchement, et une zone à plus faible subsidence plus à l'Est (Catuneanu *et al.*, 1999). *Géologie Alpine, Mém. H.S.*, 47, 2007

Ces caractéristiques démontrent que le bassin oriental ne peut être interprété comme un bassin d'avant-pays. En effet, ces derniers sont liés à la flexure de la lithosphère sous l'avancée d'un front orogénique actif, et sont donc marqués avant tout par une forte subsidence, qui va en s'accroissant au fur et à mesure de la croissance de la chaîne et donc du relief (*e.g.* Beaumont *et al.*, 1981 ; Jordan, 1981). Dans le bassin oriental, on observe au contraire une diminution des épaisseurs, et une augmentation des périodes d'érosion, qui interdisent toute interprétation en termes de bassin flexural d'avant-pays.

Enfin, si le bassin Oriente avait constitué un bassin d'avant-pays, la surrection et l'avancée de la marge vers l'Est, aurait alimenté l'avant-pays en produits clastiques issus de son érosion, induisant des stratigraphies inverses dans l'avant-pays, comme le suggère Colombo (2000). Une telle disposition n'a jamais été identifiée. En conclusion, notre étude ne confirme en rien le modèle d'avant-pays pour le bassin Oriente au Crétacé supérieur-Paléogène. En revanche, l'organisation des séries sédimentaires du Crétacé supérieur à l'Éocène supérieur de la zone Subandine et du bassin Oriente s'explique bien avec un modèle de surrection isostatique par sous-placage de matériel crustal océanique de densité relativement faible, induisant la surrection et l'érosion contemporaine de la chaîne.

4.3. Le modèle d'exhumation isostatique de la marge Andine

Nous avons montré que chaque période de collision a été suivie par une reprise de la sédimentation clastique gréseuse et/ou conglomératique, dérivant principalement de la Cordillère Royale, qui surmonte ou scelle ces accrétions

(Jaillard *et al.*, 1995, 2004, 2005, 2006 ; Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, 2005, Toro *et al.*, 2006 soumis).

De plus, à l'exception des sédiments maastrichtiens de la Fm Tabacay du bassin de Cuenca, les séries sédimentaires montrent une diminution de la paléo-profondeur de dépôt après chaque accrétion, et les bassins présentent

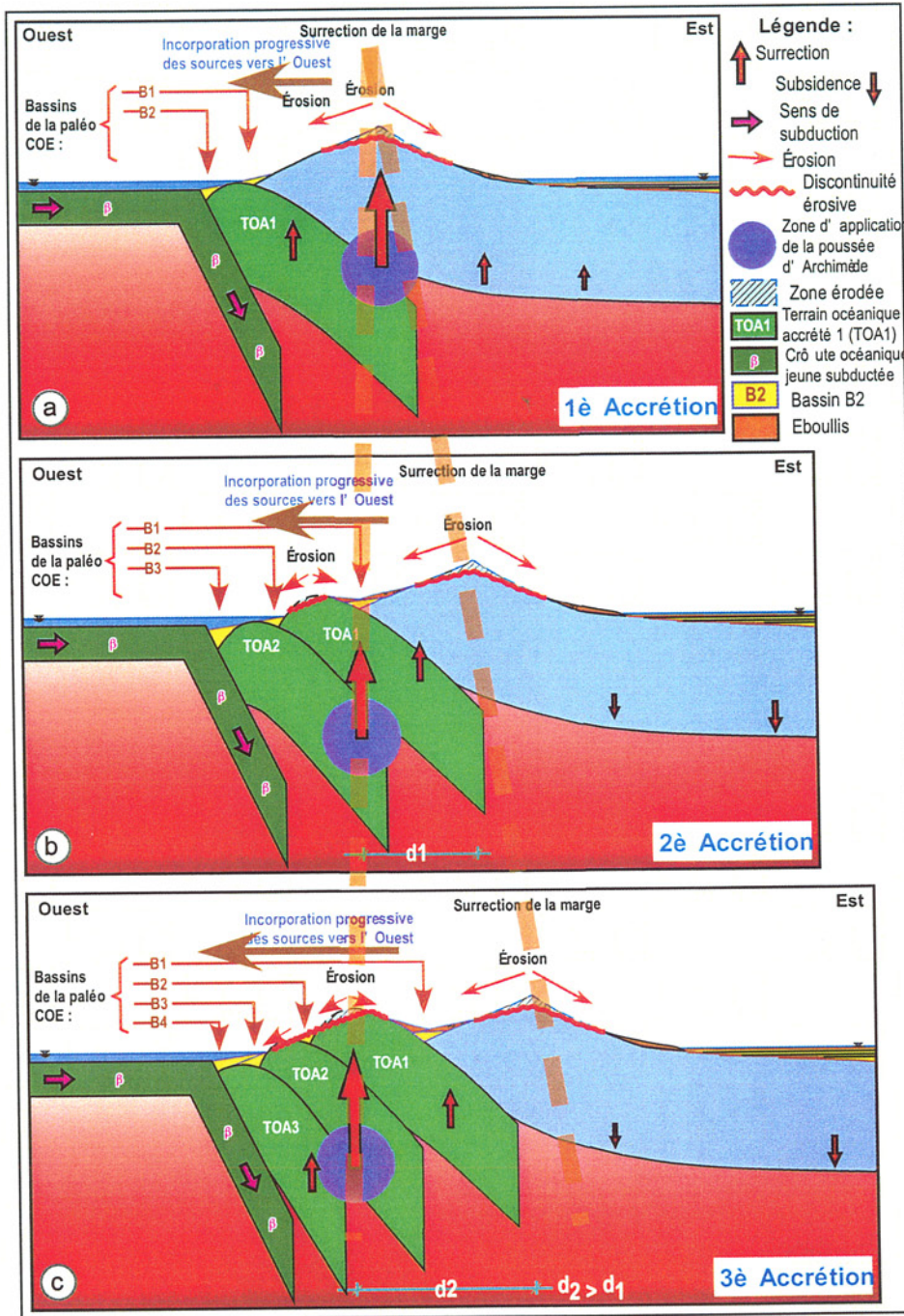


FIG. 4-12- Modèle tectono-sédimentaire explicatif des processus d'accrétion successifs de terrains océaniques à la paléomarge équatorienne pendant le Campanien supérieur-Paléocène supérieur et de la formation de la paléo-Cordillère Occidentale (COE).

des sédiments dont la profondeur de dépôt diminue vers le haut (Toro et Jaillard, 2005). Les bassins de la Cordillère Occidentale ont été générés dans un contexte géodynamique décrochant, en raison de la convergence oblique de la plaque océanique.

La marge aurait alors accommodé la déformation liée aux collisions en transpression, et non en compression *s.s.*, générant une série de bassins en *pull apart*, de plus en plus jeunes vers le Nord.

Le modèle d'avant-pays n'ayant pas de réels arguments en sa faveur. Les résultats stratigraphiques, sédimentaires et géodynamiques de notre recherche, nous poussent à supporter un modèle de construction de la chaîne Andine Equatorienne par surrection isostatique liée à la flottabilité des terrains océaniques sous-plaqués sous la marge (Fig. 4.12). Ces terrains océaniques accrétés, puis enfoncés sous la marge lors de compressions ultérieures, auraient provoqué une importante poussée d'Archimède faisant monter isostatiquement la chaîne à chaque accréation et/ou à chaque événement compressif.

Le soulèvement isostatique de la marge à chaque accréation, aurait provoqué son érosion, des hiatus à proximité de la zone soulevée, et le transit des sédiments de chaque côté de la marge (Toro et Jaillard, 2005). Ainsi, dans une première accréation d'un terrain océanique (TOA1, voir Fig. 4.12 a) à la paléo-marge il se serait créé un nouveau bassin (B2) au pied de la marge et du TOA1, à substratum océanique. Dans une deuxième accréation (TOA2) la marge et le première TOA auraient été soulevées isostatiquement (Fig. 4.12b), l'érosion se réactivant tant sur la marge que sur le TOA1 déjà émergé, et il se serait créé un troisième bassin (B3) au pied de l'ensemble marge-TOA1-TOA2, aussi à substratum océanique. Et ainsi pour la troisième accréation. Lorsque se produisent ces accréations, on observe des incorporations

progressives des sources vers l'Ouest, et donc les TOAs sont impliqués progressivement dans le soulèvement et l'érosion. De la même manière, on observe que le centre de gravité de la poussée d'Archimède se déplace progressivement vers l'Ouest.

Chaque période d'accréation, et donc de surrection, est suivie, dans la Cordillère Occidentale comme dans les zones orientales, par une reprise de la sédimentation clastique. Cependant, ces reprises de sédimentation dans l'arrière-arc semblent plus tardives de quelques millions d'années (2 à 4 Ma) que dans la Cordillère Occidentale. (Toro et Jaillard, 2005 ; Toro *et al.*, soumis). Ceci suggère que la sédimentation n'est pas tout à fait symétrique dans le temps de chaque côté de la Cordillère Royale surélevée.

Une explication possible (voir mécanisme de Heller *et al.*, 1988) est qu'après quelques millions d'années de rigidité flexurale (Fig. 4.13 a, étape 1) de la marge en surrection, l'érosion de la zone surélevée ayant réduit le gradient topographique, et la réponse de la lithosphère continentale devenant élasto-visqueuse (étape 2), les zones d'arrière-arc subiraient une subsidence, permettant alors aux séries sédimentaires d'arrière-arc de rétrograder en *on-lap* en direction de la zone soulevée (Toro et Jaillard, 2005) tandis que dans l'avant-arc le remplissage du bassin au pied de la marge produirait un by-pass vers l'Ouest.

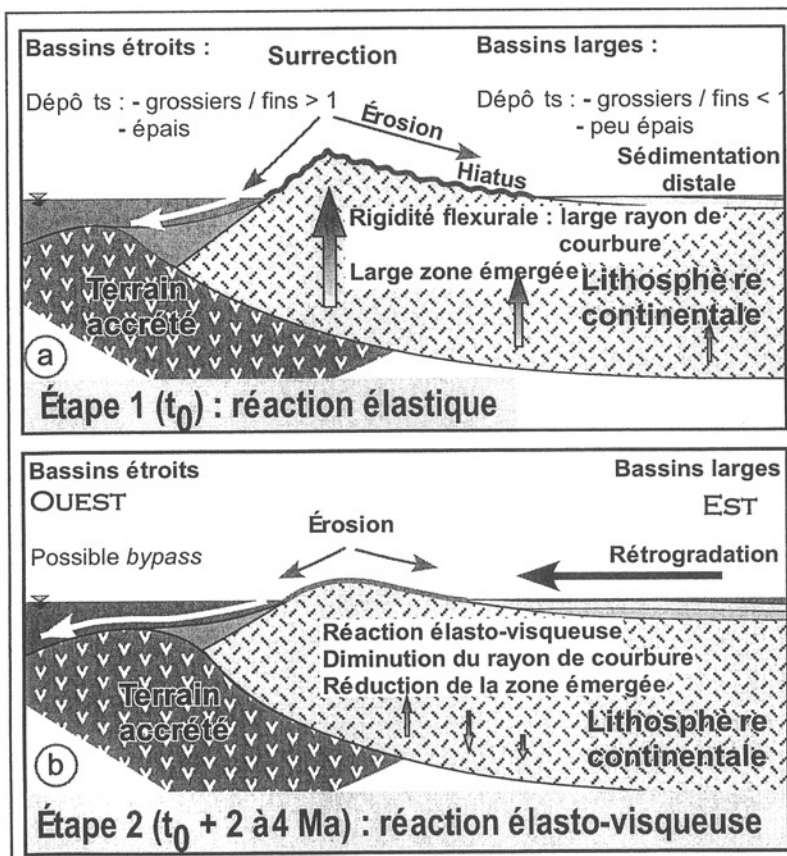


FIG. 4-13- Modèle de surrection isostatique de la marge équatorienne et réaction élastique puis élasto-visqueuse de la lithosphère continentale pour chaque accréation de terrain océanique.

5. CONCLUSIONS

5.1. Le modèle d'évolution géodynamique : Les séquences d'accréations et sédimentation de la COE pendant le Crétacé-Éocène supérieur

Il est largement admis que les Andes centrales (Bolivie, par exemple) résultent de l'avancée d'une chaîne plissée vers l'Est, en raison des contraintes générées par la convergence entre la plaque océanique Farallon et la plaque continentale sud-américaine (voir Rochat *et al.*, 2002, et références). Concernant l'Equateur, des travaux récents ont montré que la racine crustale des Andes d'Equateur était composée de terrains océaniques à l'Ouest, et cristallins à l'Est (Guillier *et al.*, 2001 ; Jaillard *et al.*, 2002), ceci en raison des collisions et sous-placages de terrains océaniques à la marge.

Ceci nous a amené à envisager comme hypothèse de travail, que le matériel océanique Crétacé accrété à la marge a contribué à l'épaississement de la croûte et à sa surrection isostatique, donc à la création du relief Andin, ce que supporte notre étude de la stratigraphie et de la sédimentologie des séries sédimentaires de la Cordillère Occidentale, du bassin Oriente et de la zone Côtière d'Équateur.

Notre recherche a visé à caractériser la sédimentation sur le versant Ouest de la marge Andine (la Cordillère Occidentale) lors des collisions de terrains océaniques à la marge andine, afin de vérifier que ces accrétions provoquaient des surrections de la marge andine par addition de matériel crustal (relativement peu dense) sous celle-ci.

Une fois bien caractérisées les séries de la Cordillère Occidentale, on a cherché à les corrélater avec les séries sédimentaires pénécotemporaines déposées des deux côtés de la marge, dans l'arrière-arc (Zone Subandine et partie occidentale du bassin Oriente) et dans l'avant-arc (Côte).

Ceci nous a permis de proposer un modèle géodynamique tenant compte de la sédimentation sur la marge équatorienne entre le Crétacé supérieur et l'Éocène supérieur (Fig. 4.14), et de l'exhumation isostatique de la chaîne provoquée par les accrétions et sous-placages successifs de matériel océanique à la marge. L'ensemble de nos observations tend à valider notre modèle de surrection de la marge.

Les processus d'accrétion et collision enregistrés à la marge andine sont : (1) l'accrétion du Plateau San Juan au Campanien supérieur ($\approx 75-72$ Ma), (2) l'accrétion du terrain Guaranda ($\approx 69-65$ Ma), (3) l'accrétion du terrain Piñón durant le Paléocène supérieur ($\approx 58-56$ Ma) et (4) le collage définitif du terrain Macuchi ($\approx 41-42$ Ma) à la marge Andine (Lebrat *et al.*, 1987 ; Jaillard *et al.*, 1995, 2005, 2006 ; Reynaud *et al.*, 1999 ; Pécora *et al.*, 1999 ; Hughes et Pilatasig, 2002 ; Kerr *et al.*, 2002 ; Mamberti *et al.*, 2003, 2004 ; Toro et Jaillard, 2003, 2005 ; Toro *et al.*, 2005 ; Spikings *et al.*, 2005).

La signature sédimentaire la plus convaincante des accrétions est l'irruption de dépôts clastiques riches en quartz détritiques, qui surmontent en discordance érosive ou angulaire le substratum (soit les roches océaniques, soit la série sédimentaire précédente), et la génération d'un hiatus.

Ainsi, dans la coupe de San Juan (SE de Quito), les restes du terrain San Juan accrétés au Campanien supérieur sont associés aux arkoses de la Fm Yunguilla indifférenciée. L'accrétion du terrain Guaranda est marquée par un hiatus du Maastrichtien supérieur, et le repos des grès quartzeux du Paléocène inférieur à moyen (Fm Saquisilí) sur les silts et cherts campano-maastrichtiens du terrain Guaranda (Jaillard *et al.*, 2004). Dans la Cordillère Occidentale méridionale (le bassin de Cuenca), l'accrétion du terrain San Juan est bien datée

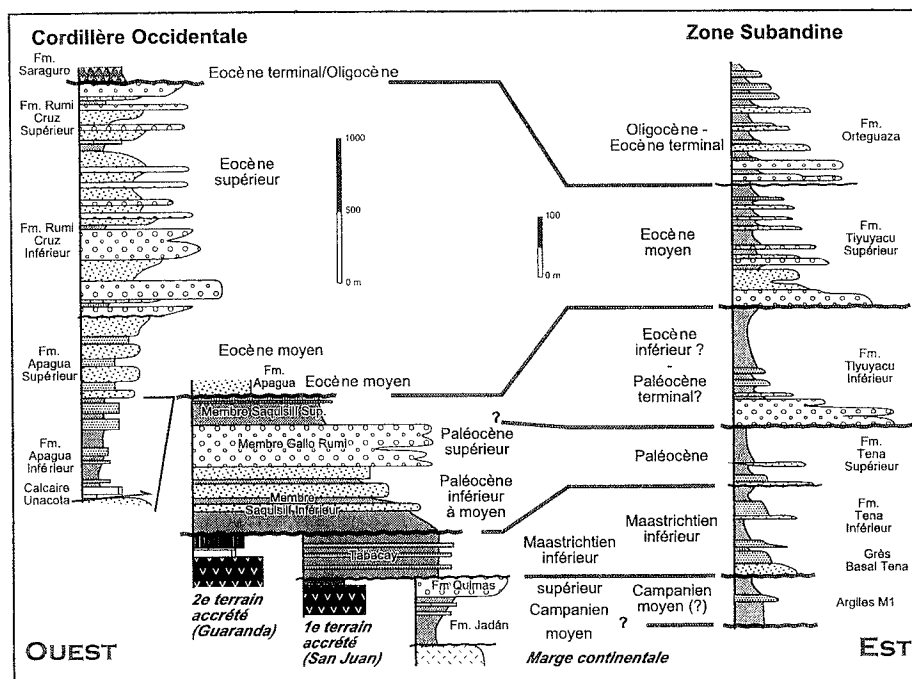


FIG. 4-14- Modèle tectono-sédimentaire des dépôts clastiques de la cordillère Occidentale, et corrélations avec ceux de la zone Subandine. On a indiqué les correspondances entre accrétions et discontinuités enregistrées dans l'avant-arc et l'arrière-arc.

du Campanien terminal, dont les conglomérats de fan-delta du Campanien supérieur à possiblement Maastrichtien basal (la Fm Quimas du Groupe Yunguilla) reposent au dessus des silts, grès, calcarénites et calcaires de plate-forme du Campanien supérieur (Fm Jadán) (Jaillard *et al.*, 2004 ; Jaillard *et al.*, 2006).

La compression tectonique générée par cette accréation a aussi été ressentie dans l'arrière-arc. Ainsi, ce n'est qu'au Maastrichtien inférieur que les argiles marines du Santonien-Campanien inférieur (Argile M1, à l'Ouest) ou la séquence gréseuse du Campanien moyen (les Grès M-1, à l'Est) sont recouvertes en discordance par les arénites quartzеuses transgressives du Maastrichtien inférieur (les Grès Basal Tena) (Toro *et al.*, soumis). Un hiatus de quelques 4 Ma, associé à des érosions assez importantes survient donc entre l'accréation et la reprise de sédimentation (Toro *et al.*, soumis).

Plus tard, lors de la deuxième accréation à la marge continentale, celle du terrain Guaranda dans la COE centre et méridionale, un hiatus est enregistré. Les grès quartzеux de plate-forme et bassin turbiditique du Paléocène inférieur à moyen (Membre Saquisilí Inférieur de la Fm Saquisilí) restent soit au-dessus des siltites et tufs marins du Maastrichtien inférieur (Fm Tabacay du Groupe Yunguilla) dans le bassin de Cuenca et l'Est du bassin Saquisilí, ou au-dessus des cherts noirs et radiolarites de l'Ouest du bassin Saquisilí (Jaillard *et al.*, 2004, 2006 ; Toro *et al.*, 2005).

Une autre accréation de terrain océanique (le terrain Piñón) à la marge a été enregistrée au Paléocène supérieur dans l'ensemble de la marge et ses versants. Cette nouvelle accréation est bien datée sur la côte équatorienne du Thanétien moyen (Jaillard *et al.*, 1995). En relation avec cette accréation, est enregistré un autre hiatus dans le bassin Saquisilí de la Cordillère Occidentale. Les conglomérats et grès quartzеux du Paléocène supérieur (Membre Gallo Rumi de la Fm Saquisilí), d'environnement allant du cône alluvial au bassin turbiditique, surmontent brutalement les grès quartzеux de plate-forme du Paléocène inférieur à moyen (Membre Saquisilí Inférieur) (Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro *et al.*, 2005 ; Toro *et al.*, 2005).

Dans la zone Côtière, l'accréation du terrain Piñón est scellée par les grès et conglomérats quartzеux du Paléocène terminal (Gp Azúcar) qui surmontent en discordance angulaire les silts et cherts marins profonds du Maastrichtien–Thanétien (Fm Santa Elena) (Jaillard *et al.*, 1995), tandis que dans le bassin oriental les conglomérats attribués au Paléocène terminal–Éocène inférieur (la Fm Tiyuyacu inférieur) surmontent érosivement les silts bigarrés du Paléocène (Fm Tena supérieur).

Enfin, lors du collage du terrain Macuchi à la COE centre, aucun sédiment quartzеux ne s'est déposé au dessus de ce terrain océanique, la sédimentation quartzеuse s'enrichit en cherts et change de

granulométrie dans le bassin Apagua–Rumi Cruz.

Les grès quartzеux moyens de bassin turbiditique de l'Éocène inférieur à moyen (Fm Apagua) évoluent vers des conglomérats et grès quartzеux et cherteux de l'Éocène supérieur (Fm Rumi Cruz), d'environnement peu profond (du cône alluvial au bassin peu profond soumis à l'influence des marées). Cependant, le collage supposé du terrain Macuchi ne donne lieu à aucun sédiment quartzеux sur le terrain lui-même.

Cet événement n'est interprété qu'à partir des changements pétrographiques et granulométriques dans les dépôts éocènes du bassin Apagua (passage de la Fm Apagua aux conglomérats Rumi Cruz). Dans ce dernier cas, aucune preuve ne vient confirmer l'interprétation de l'accréation par « collage » d'un nouveau terrain, et ces changements sédimentaires peuvent n'être liés qu'à une phase tectonique compressive, largement connue à cette époque dans les Andes (la phase Inca : Steinmann, 1929 ; Mégard *et al.*, 1987 ; Soler *et al.*, 1990).

Dans l'arrière-arc, le collage du terrain Macuchi à la marge, ou la phase tectonique compressive, est mis en évidence par le dépôt des grès quartzеux marins peu profonds de l'Éocène terminal à Oligocène (Fm Orteguaza).

Dans l'arrière-arc, tous ces événements d'accréation/collision et surrection de la marge, ont été aussi ressentis et enregistrés par les dépôts clastiques : bien qu'avec un décalage dans le temps (*lag-time*) de quelques millions d'années (en moyen de 2 à 4 Ma) (Toro *et al.*, 2005).

Ainsi, après l'accréation du terrain San Juan à la marge, les silts noirs marins du Santonien-Campanien inférieur (Lutita M1 de la Zone M1) du bassin Oriente ont été surmontés, avec un hiatus et une érosion assez importante de quelque 4 Ma, par les arénites quartzеuses à grain moyen, marines peu profondes, soumises à influence des marées, du Maastrichtien inférieur (Grès Basal Tena) (Toro *et al.*, 2006, soumis).

L'accréation du terrain Piñón à la marge est indiquée par les conglomérats cherteux, puis quartzеux et grès d'environnement de cône alluvial et rivière en tresses (Fm Tiyuyacu Inférieur) qui surmontent érosivement, après quelques 4 Ma de délai, les silts bigarrés continentaux du Paléocène (Fm Tena Supérieur).

Puis, le collage du terrain Macuchi à la marge, ou la phase compressive Inca, est mis en évidence par le dépôt, après quelques 5–7 Ma de délai, des grès quartzеux marins peu profonds de l'Éocène terminal à Oligocène (IFm Orteguaza).

Tous ces réponses sédimentaires aux crises tectoniques ressenties sur la marge Andine d'Équateur attestent que la construction de la chaîne Andine depuis le Crétacé moyen à l'Éocène supérieur serait due effectivement à l'accréation de blocs entraînant une surrection isostatique de marge et non au fonctionnement de chevauchement sur un avant-pays comme supposé antérieurement.

5.2. Implications industrielles

Le but de cette recherche a été de vérifier par la stratigraphie, la sédimentologie et la pétrographie sédimentaire, que l'édification de la chaîne Andine entre le Crétacé supérieur et l'Éocène supérieur a été liée aux accrétions de terrains océaniques à la marge. Elle apporte également des implications sur la possible exploration de la Cordillère Occidentale.

Le contenu en matière organique, est important dans les unités du Crétacé supérieur (Jadán, Yunguilla, San Juan). Il montre que le Groupe Yunguilla a un réel potentiel de roche-mère. En particulier, en bordure Est du bassin Saquisilí les roches présentent un bon contenu en matière organique, et montrent des oil seeps dans les calcaires maastrichtiens de la vallée de Pallatanga. Les mêmes caractéristiques sont observées dans les roches mères du bassin Oriente. Le Calcaire San Juan, bien que présentant une extension latérale limitée, a un contenu moyen en calcite de 80% favorable à l'exploitation du ciment, et dégage à la rupture l'odeur caractéristique des calcaires à huile.

Les calcaires et marnes pré-campaniens du terrain Guaranda (COE) sont contemporains de la Fm Calentura (CCC), dont les marnes et calcaires sont très riches en matière organique (Gómez et Minchala, 2003). Sur la côte, la Fm Calentura contient des foraminifères planctoniques et des inocérames, indiquant un milieu marin profond plus ou moins réducteur, avec des valeurs de TOC comprises entre 0,8 et 8,4%, de matière organique du type I (amorphe) et II (herbacé), avec un bon potentiel de génération d'huile et de gaz (Gómez et Minchala, 2003). Des recherches spécifiques sur ces niveaux sont donc nécessaires pour évaluer le potentiel de roche-mère des dépôts équivalents de la Cordillère Occidentale.

D'après notre étude sur lames minces, les porosités moyennes des roches clastiques de la Cordillère occidentale sont faibles : 1,04% pour les grès du Membre Saquisilí inférieur ; 0,89% pour les arénites du Membre Gallo Rumi, 0,87% dans les grès de la Fm Apagua, 0,7% dans les grès des Conglomérats Chinchil, et seulement 0,15% pour les grès de la Fm Rumi Cruz. Cependant, l'épaisseur importante de ces séries peut compenser en partie ces faibles valeurs, d'autant que ces roches surmontent des sédiments présentant un réel potentiel de roche-mère.

Le potentiel de roche réservoir des Cherts Noirs du Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur qui surmontent le plateau Guaranda, devrait aussi être exploré. La nature siliceuse, riche en calcédoine et microquartz, le fait d'être d'origine marine, peut-être riche en fossiles siliceux (radiolaires), et de se trouver dans une zone tectonisée confère aux Cherts Noirs un potentiel de réservoir pétrolier. En effet, les spicules d'éponges siliceuses et les radiolaires dissouts par diagenèse marine, météorique ou par activité hydrothermale peuvent créer une porosité (Saller *et al.*, 2001 ; Packard *et al.*, 2001).

Dans les cherts, les réservoirs sont souvent associées aux failles, fractures, et à la dissolution des calcaires (Ruppel et Barnaby, 2001). De plus, les grès et conglomérats riches en cherts, comme le sont les grès Apagua et les conglomérats de Rumi Cruz, sont parfois de bons réservoirs (Watney *et al.*, 2001). Finalement, il existe toujours la possibilité du remplacement de la calcite par de la silice sous l'effet des eaux météoriques (donnant aux roches une porosité secondaire et un potentiel de réservoir, Rogers, 2001), ultérieurement aux processus diagénetiques (Terraza, 2003).

Enfin, la porosité actuelle des séries sédimentaires gréseuses et quartzes de la Cordillère Occidentale peut éventuellement servir à orienter les projets d'aménagement agricole de la région. En effet, les porosités basses mais variables (1,04 à 0,15 %) des unités riches en quartz du Paléocène et de l'Éocène impliquent que ces roches gréseuses peuvent constituer des aquifères actifs à bas régime hydrodynamique.

5.3. Perspectives

Une recherche n'est jamais finie : il reste toujours des points importants à aborder. Il nous reste par exemple à comprendre le cadre géodynamique de la Cordillère Occidentale au Maastrichtien inférieur. En effet, contrairement aux autres périodes succédant aux accrétions, le Maastrichtien inférieur enregistre un approfondissement des milieux (Fm Tabacay) et un enrichissement en détritisme volcani-clastique. Un arc volcanique fonctionnait-il à l'Ouest de la marge au Maastrichtien inférieur ?, et si c'est le cas, cet arc limitait-il un bassin profond recevant les produits tuffacés ? Ou bien, la Fm Tabacay recevait-elle les produits de l'érosion d'un arc insulaire surmontant le terrain San Juan ?

Dans le Nord de la Cordillère Occidentale, le bassin La Cubera a-t-il enregistré l'accrétion de l'arc Naranjal à la marge à l'Éocène moyen à supérieur, comme l'affirment Boland *et al.* (2000) ?, ou ne s'agit-il que d'un collage comme celui du terrain Macuchi ?. La sédimentation détritique dans ce bassin de La Cubera, d'âge Paléocène-Éocène, suggère que cette éventuelle accrétion est scellée par des sédiments quartzes (?), exactement comme nous l'avons montré pour les parties centrale et méridionale de la Cordillère Occidentale (bassins Apagua, Saquisilí et Cuenca), sur la Côte, et dans l'arrière-arc.

Les calcarénites et calciturbidites du Calcaire San Juan, requièrent une étude spécifique de géochimie organique pour bien préciser leur potentiel (manifestations gazeuses à soufre et hydrocarbures, grand contenu fossilifère et de matière organique). La même remarque s'impose pour la Fm Yunguilla indiff. de la bordure Est du bassin Saquisilí, qui montre des indices d'hydrocarbures (odeur et richesse en matière organique).

Remerciements

La présente thèse constitue la synthèse des travaux de recherche, terrain et laboratoire, effectués, depuis 2001, dans les Andes d'Équateur : Cordillère Occidentale, zone Côtière, zone Subandine et bassin Orienté.

Ce travail a été réalisé grâce au soutien financier et moral de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD France) et de l'entreprise Nationale de Pétroles d'Équateur (Petroecuador), institutions qui m'ont accordé les congés nécessaires à mes séjours de travail et de formation doctorale en France, aux missions de terrain en Équateur, et à ma participation à des congrès scientifiques thématiques, nationaux et internationaux.

Je n'aurais pu effectuer ce projet de recherche si Étienne JAILLARD, chercheur au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) (Observatoire des Sciences de l'Université de Grenoble, Université Joseph Fourier Grenoble) et de l'IRD (UR64), n'avait songé à moi pour le réaliser et si Petroecuador n'avait accepté d'appuyer sa réalisation.

Au terme de ce travail je tiens à remercier et exprimer ma profonde reconnaissance aux personnes qui m'ont permis de le réaliser.

Ma gratitude et mon respect vont tout d'abord :

- à Étienne JAILLARD, qui m'a confié ce travail, m'a fait bénéficier de sa connaissance de la géologie Andine, m'a aidé tout au long du travail de terrain et de laboratoire, en assurant son encadrement scientifique, par ses critiques opportunes et constructives, et ses précieuses orientations et conseils scientifiques.

- à Georges MASCLE, professeur de l'UJF, chercheur du LGCA et co-tuteur de ce travail, Directeur du LGCA et de la formation doctorale à l'époque où je suis arrivé en France (1996-1997), qui a bien voulu m'accueillir dans le laboratoire et co-diriger cette thèse, et était toujours disponible pour me conseiller.

- à Annie ARNAUD-VANNEAU, chercheur de l'UJF et du LGCA, pour son amitié, sa bonne humeur, son appui moral et ses aides, conseils et orientations concernant la micropaléontologie et le paléo-environnement.

- à Martine BARRAUD, Anne-Marie BOULLIER et Claudine MEUGNIOT (OSUG) et Zaida TEDJAR (Département Administratif Central de l'UJF), pour leur collaboration au moment des formalités administratives et de logement en ville (Grenoble).

- à Francis KHAN et Pierre GONDARD, tour à tour chefs de Mission de l'IRD à Quito (Équateur), et à Hervé de TRICORNOT, à l'époque directeur du Département du Soutien et Formation des Communautés Scientifiques du Sud (DSF de l'IRD, Paris), pour avoir contribué à m'accorder une bourse de formation doctorale continue au LGCA.

En Équateur je serais toujours particulièrement reconnaissant à toutes les autorités et fonctionnaires de Petroecuador, spécialement : Luis CAMACHO, Hugo BONILLA, Rosendo SANTOS, José Luis ZIRITT, Carlos PAREJA, Juan Abel ECHEVERRÍA, Floripe MEJÍA, Jaime PINOS, Marco RIVADENEIRA, Rodrigo CAMPAÑA, Pedro FRILE, Patricio ACUÑA, Francisco CASTILLO, Jaime GUERRA, Fabián EGUEZ, Carmen PALADINES, Mariana AMORES, Jaqueline STACEY, Ximena CARRIÓN, Edison MONTERO, Rubén ÁLVAREZ, Paul CEVALLOS, Patricio SARZOSA, Richard CHAMBA, Carlos ROJAS, Jael HIDALGO, Fausto MONCAYO, Christian COLUMBO, César ÁLVAREZ, Marianela FEJOO, Diego CANO et Magola SARAVINO, pour l'aide lors des démarches administratives et les décisions qui ont rendu possible que Petroecuador me donne l'approbation et le soutien d'employé public pour développer ce projet, tant en France qu'en Équateur.

Petroecuador et la Vice-présidence de Petroproducción, Filiale d'exploration et production, m'ont permis de bénéficier de l'important travail de mes collègues équatoriens des laboratoires de géologie et sédimentologie (Centro de Investigaciones Geológicas Quito, CIGQ) et de micropaléontologie (Centro de Investigaciones Geológicas Guayaquil, CIGG). Merci à mes collègues du CIGG : Martha ORDÓÑEZ (foraminifères), Nelson JIMÉNEZ (nanofossiles calcaires) et Johnny SUÁREZ (palynomorphes) ; merci également à mes collègues du CIGQ : Jorge MONTENEGRO (modélisation géologique), Mariana LASCANO et Guillermo MEDINA (stratigraphie).

Merci aussi aux micro et macropaléontologistes : Peter BENTSON (ammonites, Université de Heidelberg, Allemagne), Annie DHONDY (inocérames et foraminifères, Musée de Bruxelles, Belgique), Lukas HOTTINGER (nummulites, Université de Bale, Suisse), Ioan BUKUR (algues calcaires, Université de Cluj-Napoca, Roumanie), Anna FUGAGNOLI et Davide BASSI (foraminifères, Université de Ferrara, Italie), Dario de FRANCESCHI (angiospermes, Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, France) et Denise PONS (angiospermes, Université Paris VI, France) qui ont permis d'enrichir ce mémoire avec leur déterminations.

Je remercie MM. les Professeurs François GUILLOCHEAU (Université de Rennes I) et Gérard HÉRAÏL, directeur de recherche IRD et chercheur de l'Université Paul Sabatier (Toulouse III) pour avoir accepté de rapporter ce mémoire, MM. Christian BECK, Professeur (Université de Savoie), et Matthias BERNET, Maître de conférences (UJF), qui m'ont fait l'honneur d'accepter d'examiner ce mémoire et finalement MM. Étienne JAILLARD, et Georges MASCLE, pour avoir partagé avec moi leur connaissance scientifique de la géologie Andine, encadré le travail de terrain, et celui de rédaction de ce mémoire et des papiers et communications.

Je tiens à remercier toutes les personnes tant professionnels qu'étudiants qui m'ont accompagné et assisté lors des plusieurs missions de terrain, et dont quelques-uns sont maintenant des collègues : Jorge BUSTILLOS (Escuela Politécnica Nacional EPN, Quito), Danilo IZA (EPN), William LUGO (EPN), Guillermo MEDINA (CIGQ) et Wilmer VACA (EPN).

Je remercie aussi María Dolores VILLAMAR, secrétaire exécutive de la mission de l'IRD à Quito, pour sa collaboration dans la coordination de mes sorties de terrain en Équateur et de mes séjours en France, Bolívar JIMÉNEZ, technicien de la convention IRD-Petroproducción, Quito, qui m'a aidé à mettre au point quelques figures du mémoire.

Mes remerciements vont aussi à Jean-Enmanuel MARTELAT, maître de conférences de l'UJF, pour être toujours prêt à collaborer avec mon travail pétrologique en lames minces et à Pascale TALOUR, du LGCA, toujours dynamique et motivée, pour son aide fructueuse dans la recherche bibliographique scientifique.

La liste des collègues étudiants qui m'ont accompagné tout au long de cette aventure de recherche, serait ici trop longue à énumérer. Qu'ils reçoivent tous le sincère témoignage de mon amitié. J'aurai aussi une pensée spéciale pour les amis et collègues de l'UJF et du LGCA : Madgid AKKOUCHÉ (l'algérien), Wensley APPAY (le médecin), Andréa AMORTEGUI (la colombienne), Mikael ATTAL, Vincent d'ANDRADE (le "portugais"), Ananta GAJUREL (le népalais), Eva LARA et José Luis GONZALES (les mexicains), Jean-Christophe MARINI ("Mr. Hafnium", le corso), Bardhyl MUCEKU (l'albanais), Crelia PADRON et Eduardo CARRILLO (les vénézuéliens), Magali ROSSI, Thomas SAUCEDE ("Tomtom"), Andreea UTA (la roumaine), Abir ECHIHAOUI (la tunisienne), Venham OVEISI (l'iranien) et des autres amis et collègues qui ont contribué à rendre agréable le séjour en France.

Je n'oublierai jamais l'amical et chaleureux accueil de MMme Monique LONDOS et Roseline FAVIER.

Je remercie toutes les personnes qui m'ont appuyé avec la coordination logistique pour et lors des sorties de terrain en Équateur : Iván CANGAS et Ramiro N. (IRD), Luis RUBIO et sa famille (Zumbagua), la famille GALLEGOS (Riobamba) et Mme Mónica SANTANDER (Cañar).

Un grand Merci à toutes les institutions, aux collègues et amis qui n'ont pas été cités.

Mes plus sincères remerciements vont finalement à ma Mère et à mon Père, qui avec leur affection et leur sagesse m'ont encouragé tout au long de ce travail et aidé à surmonter les difficultés.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAMEK S., FROHLICH C. & PENNINGTON W.D. (1988). Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region. *J. Geoph. Res.*, **93**, 2053-2075.
- AGUIRRE L. (1992). Metamorphic patterns of the Cretaceous Celica formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, **205**, 223-237.
- ALLIBON J., MONJOIE P., LAPIERRE H., JAILLARD E., BUSSY E. & BOSCH D. (2005). High Mg-basalts in the Western Cordillera of Ecuador: Evidence of plateau root melting during Late Cretaceous arc-magmatism. *6th Int. Symp. Andean Geodynamics 11-14 IX 2005, Barcelona-Spain, Ext. Abst.*, 33-35.
- AKPAN E.B. (1985). Ichnology of the Cenomanian-Turonian of the Calabar Flank, SE Nigeria. *Geol. Mijnbouw*, **64**, 365-372.
- ALEMAN A. & MARKSTEINER R.M. (1993). Mesozoic and Cenozoic Tectonic Evolution of the Marañón Basin in Southern Colombia, Eastern Ecuador and Northeastern Peru. *AAPG Bull.*, **77**, 301.
- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. (1990). Basin Analysis. Principles and Applications. Blackwell Science Ltd, 451 p., Oxford.
- AMOCO. PETROPRODUCCIÓN & MOBIL (1996). Campo Auca. Descripción de Reservorios. Análisis Sedimentológico y Petrográfico de los Núcleos de las Formaciones Tena Basal, Napo (U y T) y Hollín, Vol. 2a. *Conv. Estudios Conjuntos e Intercambio Técnico entre las Compañías Amoco, Petroproducción y Mobil*, 50 p., Quito.
- AMOROSI A., CENTINEO M. C., DINELLI E., LUCCHINI F. & TADEO F. (2002). Geochemical and mineralogical variations as indicators of provenance changes in Late Quaternary deposits of SE Po Plain. *Sedim. Geol.*, **151**, 273-292.
- AMORTEGUI A., LAPIERRE H., JAILLARD E., MARTELAT J.-F., BOSCH D., BUSSY E., DEMANT A. & BRUNET P. (2005). Accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador. *6th Int. Symp. Andean Geodynamics 11-14 IX 2005, Barcelona-Spain, Ext. Abst.*, 42-45.
- ANDREFF M. (1993 a). Statistique: traitement des données d'échantillon. I: Les méthodes. Presses Universitaires de Grenoble Eds., 158 p., Grenoble.
- ANDREFF M. (1993 b). Statistique: traitement des données d'échantillon. I: Les applications. Presses Universitaires de Grenoble Eds, 142 p., Grenoble.
- ARCULUS R.J., LAPIERRE H., JAILLARD E. (1999). A geochemical window into subduction-accretion processes: the Raspas Metamorphic Complex, Ecuador. *Geology*, **27**, 547-550.
- ASPDEN J. & LITHERLAND M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, **205**, 187-204.
- ASPDEN J. (2000). The Geologic Cartography Project of the Western Cordillera of Ecuador: the Prodemina Project. *Informative Conference presented at the Universidad Central del Ecuador, 12 VI 2000*, 4, Quito.
- ASPDEN J., BONILLA W. & DUQUE P. (1995). The El Oro Metamorphic Complex, Ecuador: Geology and economic mineral deposits. *British Geological Survey, Overseas Mineral and Resources.*, **67**, 63 p., Nottingham.
- ASPDEN J., LITHERLAND M., DUQUE P., SALAZAR E., BERMUDEZ R. & VITERI F. (1987). Un nuevo cinturón ofiolítico en la cordillera Real, Ecuador, y su posible significado regional. *Politécnica, Monografía de Geología*, **XII**, 2, Escuela Politécnica Nacional Eds., 81-93, Quito.
- ASPDEN J., LITHERLAND M., and SALAZA E., (1988). Una interpretación preliminar de la historia colisional del Centro y Sur del Ecuador y posibles controles para la geología Cenozoica y mineralización polimetálica. *Politécnica, Revista de Geología, Escuela Politecnica Nacional Eds.*, **XIII**, 49-76, Quito.
- ATCHLEY S.C., NORDT L.C. & DWORKIN S. I. (2004). Eustatic control on alluvial sequence stratigraphy: a possible example from the Cretaceous-Tertiary of the Tornillo Basin, Big Bend National Park, West Texas, U.S.A. *J. Sedim. Res.*, **74**, 391-404.
- ATTAL M. (2003). Erosion des galets des rivières de montagne au cours du transport fluvial: étude expérimentale et application aux réseaux hydrographiques d'orogènes actifs. Thèse Doct. Univ. Joseph Fourier Grenoble, Lab. Géodynamique des Chaînes Alpines, 279 p., Grenoble.
- AZCUCY C.L. & DI PASQUO M. (2005). Early Carboniferous palynoflora from the Ambo Formation, Pongo de Mainique, Peru. *Rev. Paleobot. Palyno.*, **134**, 153-184.
- BABY P., RIVADENEIRA M., DAVILA C., GALLARAGA M., ROSERO J., VEGA J. & BARRAGAN R. (1997). Estilo Tectónico y Etapas de Deformación de la parte Noreste de la Cuenca Oriente Ecuatoriana. *Sexto Simp. Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuenas Subandinas, 15-17 IX 1997, Cartagena de Indias, Colombia, Resum. Ext.*, **1**, 288-302.
- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGAN R. (1999). Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. *4th Int. Symp. Andean Geodynamics 04-06 X 1999 Gottingen-Germany, Ext. Abst.*, 68-72.
- BABY P., ROCHAT P., MASCLÉ G. & HERAIL G. (1997). Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, **25**, 883-886.
- BAHLBURG H. & FLOYD P.A. (1999). Advanced techniques in provenance analysis of sedimentary rocks. *Sedim. Geol.*, **124**, 1-220.
- BALSECA W., FERRARI L., PASQUARE G. & TIBALDI A. (1993). Structural evolution of the northern Sub-Andes of Ecuador: The Napo Uplift. *2th Int. Symp. Andean Geodynamics, Oxford, Ext. Abst.*, 163-165.
- BALDOCK J.W. (1982). Geología del Ecuador. Boletín Explicativo del Mapa Geológico de la República del Ecuador, E: 1 : 1'000.000. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, 70p.
- BALDOCK J.W. (1985). The Northern Andes: A review of the Ecuadorian Pacific margin. In: A.E.M. Nairn, F.G. Stehli, and S. Uyeda Eds., *The Ocean Basins and Margins, 7A, The Pacific Ocean*, Plenum Press, NY-London, 181-217.
- BALKWILL H.R., RODRIGUE G., PAREDES F.I. & ALMEIDA J.P. (1995). Northern Part of the Oriente Basin, Ecuador: Reflexion Seismic Expressions of Structures. In: A.J. Tankard, R. Suárez, and H.J. Welsink Eds., *Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir*, **62**, 559-571.
- BARAZANGI M. & ISACKS B.L. (1976). Spatial Distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, **4**, 686-692.
- BARAZANGI M. & ISACKS B.L. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence for spatial distribution of earthquakes. *Geoph. J. R. Astron. Soc.*, **57**, 537-555.
- BARBERI F., COLTELLI M., FERRARA G., INNOCENTI F., NAVARRO J.M. & SANTACROCE R. (1988). Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geol. Mag.*, **125**, 1-14.
- BARRAGAN R., BAUDINO R. & MARROCCO R. (1996). Geodynamic evolution of the Neogene intermontane Chota basin, Northern Andes of Ecuador. *J. South Amer. Earth Sci.*, **9**, 309-319.
- BARRAGAN R., BABY P. & DUNCAN R. (2005). Cretaceous alkaline intraplate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **236**, 670-690.
- BARRAGAN R., TORO ALAVA J., JAILLARD E., WHITE H., TOULKERIDIS T., MONTENEGRO J. & MEDINA G. (2005). Lower Maastrichtian syntectonic sedimentation along the Subandean Zone and its relationship with an accretionary event of an oceanic terrane registered in the Cordillera Occidental of Ecuador. *6th Int. Symp. Andean Geodynamics 11-14 IX 2005, Barcelona-Spain, Ext. Abst.*
- BASILICI G. (2003). Depositional mechanism and architecture in a deep-water ramp (Apiuna Unit, Cambrian, South Brasil). *3rd Latin American Congress of Sedimentology, Belém, Brasil, 08-11 VI 2003, Ext. Abst.*, 156-157.
- BASILICI G., PERALTA S. & FINNEY S. (2003). The Portezuelo del Tontal Formation: a widespread storm-dominated siliciclastic shelf of the lower Caradocian, Western Precordillera, San Juan Province, Argentina. *3rd Latin American Congress of Sedimentology, Belém, Brasil, 08-11 VI 2003, Ext. Abst.*, 157-158.
- BASU A. (1985) Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. In: *Provenance of arenites*, G.G. Zuffa Eds., 1-18, Reidel, Dordrecht.
- BASU A., YOUNG S.W., SUTTNER L.J., JAMES W.C. & MACK G.H. (1975) Re-evaluation of the use of ondulatory extinction and crystallinity in detrital quartz provenance interpretation. *Journ. Sedim. Petrol.*, **45**, 873-882.
- BAUDINO R. (1995) Évolution des Andes d'Équateur au Néogène: 1^{es} enseignements de l'étude des bassins intramontagneux. Thèse doctorat Univ. Pau Pays de l'Adour, 435 p. + annexes, France.

- BAYONA G., CORTES M., JARAMILLO C. & LLINAS R. (2003). The Tertiary Fusagasuga Succession: a record of the complex Latest Cretaceous-pre-Miocene deformation in an area between the Magdalena Valley and Sabana de Bogotá. *VIII Simposio Bolivariano- Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, 21-24 IX 2003, Cartagena de Indias-Colombia*, **2**, 180-193.
- BEAUDON E., MARTELAT J.-E., AMORTEGUI A., LAPIERRE H. & JAILLARD E. (2005) Métabasites de la cordillère Occidentale d'Équateur, témoins du soulèvement océanique des Andes d'Équateur. *C. R. Géoscience, Tectonique*, **337**, 625-634.
- BEATE B., MONZIER M., SPIKINGS R., COTTON J., SILVA J., BOURDON E. AND EISSEN J.P. (2001) Mio-Pliocene adakite generation related to fault subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **192**, 561-570.
- BENITEZ S., (1995). Évolution géodynamique de province cotière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Géologie Alpine*, **71**, 208 p., Grenoble.
- BENNETT M.R., HAMBREY M.J. & HUDDART D. (1997). Modification of clast shape in high-Arctic glacial environments. *Jour. Sedim. Res.*, **76**, 550-559.
- BERNET M., BRANDON M.T., GARVER J. & BRANDI MOLITOR B. (2004). Downstream changes of Alpine zircon fission-track ages in the Rhône and Rhine rivers. *Jour. Sedim. Res.*, **74**, 82-94.
- BERRONES G. & COTRINA J. (1996). Estudios de subsidencia y decompactación en el noreste de la Cuenca Oriental. Implicaciones Tectónicas. *VII Congreso Ecuatoriano de Geología, Petróleos y Medio Ambiente, Quito, X 1996*, 248-258.
- BIU-DUVAL B. (1999). Géologie sédimentaire. Bassins. Environnements de dépôts. Formation du pétrole. Institut Français du Pétrole, Éditions TECHNIP, 735 p., Paris.
- BLAIR T.C. & BILODEAU W.I. (1988). Development of tectonic cyclethems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, **16**, 517-520.
- BOGGS S. Jr. (1967). Measurement of roundness and sphericity parameters using an electronic particle size analyser. *Jour. Sedim. Petrol.*, **37**, 908-913.
- BOGGS S. Jr. (1992). Petrology of sedimentary rocks. Macmillan Publishing Co., 707 p., NY. Prentice Hall eds., second edition, 774 p.
- BOLAND M., PILATASIG L., IBADANGO E., MCCOURT W., ASPEN J., HUGHES R. A. & BEATE B. (2000). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00'-1°00' N. *Codigem-British Geological Survey Pub., Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental. Programa de Información Cartográfica y Geológica. Report, X*, 70 p. and appendices, Quito.
- BOLAND M.P., MCCOURT W.J. & BEATE B. (2000). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°-1° N, E: 1:200000. Ministerio de Energía, y Minas BGS Publ., Quito.
- BONIN B. (1999). La Pétrologie. Nathan Ed., 127 p., Paris.
- BOSCH D., GABRIELE P., LAPIERRE H., MALFERE J.-L. & JAILLARD E. (2002). Geodynamics significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador) : Geochemical and isotopic constraints. *Tectonophysics*, **345**, 83-102.
- BOUMA A.H. (2000). Fine-Grained, Mud-Rich Turbidite Systems: Model and Comparison with Coarse-Grained, Sand-Rich Systems. In A.H. Bouma and C.G. Sstone Eds., *Fine-Grained Turbidite Systems. AAPG Mem.*, **72 / SEEMP Sp. Pub.**, **68**, 9-20.
- BOURDON E., EISSEN J.-P., MONZIER M., ROBIN C., MARTIN H., COTTEN J. & HALL M. (2002). Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for Slab Melt Metasomatism Beneath the Andean Northern Volcanic Zone. *Jour. Petrology*, **43**, 119-217.
- BOURGOIS J., EGUEZA A., BUTTERLIN J. & DEWEYER P. (1990). Évolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Équateur: la découverte de la formation éocène Apagua. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **311**, 173-180.
- BOURGOIS J., TOUSSAINT J.-F., GONZALEZ H., AZEMA J., CALLE B., DESMET A., MURCIA L.A., ACEVEDO A.P., PARRA E. & TOURNON J. (1987). Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of Northwestern South America (Colombian Andes). *Tectonophysics*, **143**, 307-327.
- BOWEN G.J., & BLOCH J.I. (2002). Petrography and geochemistry of flood plain limestones from the Clarks Fork basin, Wyoming, U.S.A: carbonate deposition and fossil accumulation on a Paleocene-Eocene floodplain. *Jour. Petrology*, **72**, 46-58.
- BRADLEY D. & HANSON L. (1998). Paleoslope Analysis of Slump Folds in the Devonian Flysch of Maine. *Jour. Geol.*, **106**, 305-318.
- BREHERET J.-G. (1994). Faisceaux de bancs calcaires noduleux dans l'Apto-Albie du bassin vocotien : l'expression diagénétique d'une sédimentation saccadée. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **318**, 513-519.
- BRISTOW C.R. (1973). Guide to the Geology of the Cuenca Basin, Southern Ecuador. *Ecuadorian Geol. Geoph. Soc.*, **54** p., Quito.
- BRISTOW C.R. (1975) The age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador. *Newsl. Stratigraphic*, **4**, 119-13.
- BRISTOW C.R. & HOFFSTETTER R. avec la collaboration de FEININGER T. & HALL M.L. (1977) Lexique Stratigraphique International, Amérique Latine, Fascicule 5a2, inclusive Galápagos, Équateur. Centre National de la Recherche Scientifique, 410 p., Paris.
- BROMLEY R.G. & EKDALE A.A. (1984). *Chondrites* : a trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science*, **224**, 872-874.
- BRUHN C.H.L. (2002). Contrasting types of Oligocene/Miocene, giant turbidite reservoirs from deep water Campos Basin, Brazil. AAPG Foundation, *AAPG Distinguished Lecture for 2001-2002*.
- BRUHN C.H.L. & WALKER R.G. (1997). Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel levee complexes, Early Eocene Regência Canyon, Espirito Santo Basin, Brazil. *Sedimentology*, **44**, 17-46.
- BUATOIS L.A., MANGANO M.G. & ACENAZOLA F. (2002). Trazas Fósiles. Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico. *Museo Paleontológico Egidio Feruglio (MEF), Edición especial*, **2**, 382 p., Bahía Blanca, Argentina.
- BUATOIS L.A., MANGANO M.G., ALISSA A. & CARR T.R. (2002). Sequence stratigraphic and sedimentological significance of biogenic structures from a late Paleozoic marginal-to open-marine reservoir, Morrow sandstone, subsurface of southwest Kansas, USA. *Sedim. Geol.*, **152**, 99-132.
- BUCUR I.I. & IANOLIU C. (1987). L'Éocène de Turnu-Rosú-Porcesti. Considérations sur les algues calcaires. In: *The Eocene from the Transylvanian Basin*, Univ. Cluj-Napoca Eds., 37-42. Cluj-Napoca.
- BUCUR I.I., MESZAROS N. & COSTEA C. (1987). Algues calcaires dans les dépôts de l'Éocène supérieur de Prodanesti et Ciciulat (NO du bassin de Transylvanie). In: *The Eocene from the Transylvanian Basin*, Univ. Cluj-Napoca Eds., 21-36. Cluj-Napoca.
- BURBANK D.W. & BECK R.A. (1988). Thrusting and gravel progradation in foreland basins: A test of post-thrusting gravel dispersal. *Geology*, **16**, 1143-1146.
- BURGESS P.M., FLINT S. & JOHNSON S. (2000). Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata: An example from Jurassic strata of the Neuquén basin, Argentina. *Geol. Soc. America Bull.*, **112**, 1650-1666.
- BURGOS J.D. (2002). Quantification de l'érosion Tertiaire et Pleistocène dans la partie Sud du bassin Oriente (Amazonie Équatorienne). Mém. DEA Se. Terre Environ., Univ. Paul Sabatier Toulouse, 33 p., 18 Figs.
- BURGOS J.D., CHRISTOPIOUL F., BABY P., ANTOINE P.-O., SOULA J.-C., GOOD D. & RIVADENEIRA M. (2005). Dynamic evolution of Oligocene - Neogene sedimentary series in a retroforeland basin setting: Oriente Basin, Ecuador. *6th Int. Symp. Andean Geodynamics 11-14 IX 2005, Barcelona-Spain, Ext. Abst.*, 127-130.
- BURNE R.V., (1995). The return of "The Fan Delta That Never Was": Westphalian turbidite systems in the Variscan Culm Basin: Bude Formation (southwest England). In A. Guy Plint (ed.) *Sedimentary facies analysis. A tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading, Int. Ass. Sedimento. (IAS) Sp. Pub.*, **22**, 101-135.
- BUSBY C., SMITH D., MORRIS W. & FACLER-ADAMS B. (1998). Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico. *Geology*, **26**, 227-230.
- CALVO C. (2003). Provenance of plutonic detritus in plutonic sandstones of Nicoya Complex, Costa Rica: Cretaceous unroofing history of a Mesozoic ophiolite sequence. *Geol. Soc. America Bull.*, **115**, 832-844.
- CAMPBELL C.J. (1974). Ecuadorian Andes. In A.M. Spencer (ed.) *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies*. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **1**, 725-732.
- CANFIELD R.W., BONILLA G. & ROBBINS R.K. (1982). Sasha Oilfield of Ecuadorian Oriente. *AAPG Bull.*, **61**, 1076-1090.

- CANT D.J. & STOCKMAL G.S. (1989). The Alberta foreland basin: relationship between stratigraphy and Cordilleran terrane-accretion events. *Canad. J. Earth Sc.*, **26**, 1964-1975.
- CARLOTTO V. (2002). Évolution Andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13-16°S), Pérou. *Géologie Alpine Mém.H.S.*, **39**, 203 p.
- CARCOZZI A.V. & PALOMINO J.R. (1993). The Talara fore-arc basin, NW Peru: Depositional models of oil producing Cenozoic clastic systems. *J. Petrol. Geol.*, **16**, 5-32.
- CARR M. & GARDNER M.H. (2000). Portrait of a basin-floor fan for sandy deepwater systems, Permian Lower Brushy Canyon Formation, West Texas. In A.H. Bouma and C.G. Sstone Eds., *Fine-Grained Turbidite Systems. AAPG Mem.*, **72 / SEMP Sp. Pub.**, **68**, 215-232.
- CASE J.E., DURAN L.G., LOPEZ A. & MOORE W.R. (1971). Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 2685-2712.
- CASE J.E., SHAGAM R. & GIEGENBACK R.F. (1990). Geology of the Northern Andes: An overview. In G. Dengo & J.E. Case eds. *The Geology of North America, Geol. Soc. America Mem., The Caribbean Region*, **H**, 177-200.
- CASTLE J.W. (2001). Foreland-basin sequence response to collisional tectonism. *Geol. Soc. America Bull.*, **113**, 801-812.
- CATUNEAU O., BEAUMONT C. & WASCHBUSCH P. (1997). Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal Stratigraphies and the "missing" peripheral bulge. *Geology*, **25**, 1087-1090.
- CATUNEAU O., SWEET A. R. & MIALI A. D. (1999). Concept and styles of reciprocal stratigraphies: Western Canada foreland system. *Terra Nova*, **11**, 1-8.
- CAVAZZA W. & INGERSOLL R.V. (2005). Detrital modes of the Ionian forearc basin fill (Oligocene-Quaternary) reflect the tectonic evolution of the Calabria-Peloritani Terrane (Southern Italy). *J. Sedim. Res.*, **75**, 268-279.
- CHAMLEY H. (1987). *Sédimentologie*. Éd. Dunod Géosciences, Paris, 175 p.
- CHAUMETON H. & MAGNAN J.C., avec la collaboration de FISCHER J.-C. & LABOUE M. (1999). Les Fossiles. Petit guide encyclopédique. Éditions Artémis, 341 p.
- CHEEL R.J. & LECKIE D.A. (1992). Hummocky cross-stratification. In *Geol. Survey Canada Contrib.*, **27991**, 103-122.
- CHIARADIA M. & FONTBOTE L. (2001). Radiogenic lead signatures in Au-rich volcanic-hosted massive sulfides ores and associated volcanic rocks of the early Tertiary Macuchi Island Arc (Western Cordillera of Ecuador). *Econ. Geol.*, **96**, 1361-1378.
- CHOWDHURY D.K. & WHITEMAN S.K. (1987). Structure of the Benioff zone under southern Peru to central Chili. *Tectonophysics*, **134**, 215-226.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P. & DAVILA C. (2002). Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente basin from the Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, **345**, 281-298.
- CHRISTOPHOUL F., BURGOS J.D., BABY P., SOULA J.C., BES DE BERC S., DAVILA C., ROSERO M. & RIVADENEIRA M. (2004). Dinámica de la cuenca de ante-pais oriental desde el Paleógeno. In Baby P., Rivadeneira M. and Barragán R. Eds. *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo*. Trav. Inst. Fr. Études Andines, IFEA-IRD-Petroecuador, 144, 93-114. Quito.
- CIBIN U., SPADAFORA E., ZUFFA G.G. & CASTELLARIN A. (2001). Continental collision history from arenites of episutural basins in the Northern Apennine, Italy. *Geol. Soc. America Bull.*, **113**, 4-19.
- COBBING E.J., PITCHER W.S., WILSON J.J., BALDOCK J.W., TAYLOR W.P., McCOURT W. & SNELLING N.J. (1981). The geology of the Western Cordillera of Northern Peru. *Inst. Geol. Sc. London, Overseas Mem.*, **5**, 143 p.
- COJAN I. & THYRI M. (1992). Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, **206**, 79-89.
- COLLINSON J.D. (1996). Alluvial sediments. In Reading H.G. Ed., *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 3 Ed., 37-82.
- COLOMBO F. (2000). Discordancias progresivas: características y significado estratigráfico y tectónico. *2nd Latin American Congress of Sedimentology and VIII Reunión Argentina de Sedimentología, 14-17/3/2000, Mar del Plata, Argentina, Ext. Abst.*, 63-64.
- CONTREIRAS C., JAILLARD E. & PAZ M. (1996). Subsidence History of the North Peruvian Oriente (Marañón Basin) since the Cretaceous. *3th Int. Symp. Andean Geodynamics, 17-19 IX 1996, Saint-Malo-France, Ext. Abst.*, 327-330. *Géologie Alpine, Mém. H.S.*, **47**, 2007
- CORREDOR F. (2003). Eastward extent of the Late Eocene-Early Oligocene onset of deformation across the Northern Andes: Constraints from the Northern Portion of the Eastern Cordillera Fold Belt, Colombia. *J. South Amer. Earth Sc.*, **16**, 445-457.
- COSMA L., LAPIERRE H., JAILLARD E., JAUBACHER G., BOSCH D., DESMET A., MAMBERTI M. & GABRIELE P. (1998). Pétrographie et géochimie des unités magmatiques de la Cordillère Occidentale d'Équateur (0°30'S): implications tectoniques. *Bull. Soc. Géol. France*, **169**, 739-751. Paris.
- COUJEFF R., TESSIER B., GIGOT P. & BEAUDOUIN B. (2004). Tidal rhythmites as a possible indicators of very rapid subsidence in a foreland basin: an example from the Miocene Marine Molasse Formation of the Digne foreland basin, SE France. *J. Sedim. Res.*, **74**, 746-759.
- CRAIG J.R. & VAUGHAM D.J. (1994). *Ore microscopy and ore petrography*. Wiley, 434 p., NY.
- CRAMEZ C. (1990). Glossaire de Stratigraphie Séquentielle. Anglais-Français. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **45**, 435-453.
- CUOTO AMOS S. M. & CAROZZIA V. (1988). Depositional and diagenetic factors in the generation of the Santiago arenite reservoirs (Lower Cretaceous): Araçás oil field, Recôncavo basin, Brasil. *J. South Amer. Earth Sc.*, **1**, 3-19.
- CUSHMANN J.A. & STAINFORTH R.M. (1951). Tertiary foraminifera of Coastal Ecuador: Part I, Eocene. *J. Paleontology*, **25**, 129-164.
- DALMAYRAC B. (1978). Géologie des Andes péruviennes: Géologie de la région de Huanuco : sa place dans une transversale des Andes du Pérou centrale. *Trav. Docs. ORSTOM*, **93**, Paris.
- DALY M.C. (1989). Correlations between Nazca/Farrallón plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, **8**, 769-790.
- DANA J.D. (1985). *Manual of Mineralogy*; revised by Klein C. & Hurlbut Jr. C. S. John Wiley and Sons, 596 p., New York.
- DASHWOOD M.F. & ABBOTTS I.L. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente basin, Ecuador. In J. Brooks (ed.), *Classic Petroleum Provinces. Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **50**, 89-117.
- DECELLES P.G. & GILES K.A. (1996). Foreland basins systems. *Basin Research*, **8**, 105-123.
- DEMETS C., GORDON G.R., ARGUS D.F. & STEIN S. (1990). Current plate motions. *Geoph. J. Int.*, **101**, 425-478.
- DE RAAF J.F.M. & BOERSMA J.R. (1971). Tidal deposits and their sedimentary structures (Seven exemples from Western Europe). *Geol. Mijn.*, **50**, 479-504.
- DE TONI B. & KELLOGG J. (1993). Seismic evidence of blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics*, **12**, 1393-1409.
- DE VRIES T.J. (2001). Molluscan evidence for an Oligocene-Miocene age of 'Paracas' beds in Southern Peru. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **92**, 57-65.
- DILLON C.G., WORDEN R.H. & BARCLAY S.A. (2004) Simulations of the effects of diagenesis on the evolution of sandstone porosity. *J. Sedim. Res.*, **74**, 877-888.
- DOMMERGUES J.-L., MEISTER C. & JAILLARD E. (2004). Ammonites de la formation Santiago de la zone subandine du S-E de l'Équateur (Jurassique inférieur, Sinémurien). *Rev. Paléobiol. Genève*, **23**, 355-371.
- DOYLE P. & BENNETT M.R. (1998). Unlocking the stratigraphical record. Advances in modern stratigraphy. John Wiley and Sons eds., 532 p. Chichester, UK.
- DOYLE L.J., CARDER K.L. & STEWARD R.G. (1983). The hydraulic equivalence of mica. *J. Sedim. Petrol.*, **53**, 643-648.
- DUEÑAS H. & CESARI S.N. (2005). Palynological evidence of Early Carboniferous sedimentation in the Llanos Orientales Basin, Colombia. *Rev. Paleobot. Palyno.*, **134**, 153-184.
- DUNHAM R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham W.E. Ed. *Classification of carbonate rocks. AAPG Mem.*, **1**, 108-121. Tulsa.
- DUNKLEY P.N. & GAIBOR A. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00'-3°00' S. *Codigim-British Geological Survey Publs.*, **2**, 145 p., Quito.
- DUNKLEY P.N. & GAIBOR A. (1998). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 2°-3° S, E: 1:200000. *Ministerio de Energía y Mina -BGS Publs.*, Quito.
- DUQUE P. (1998). Avances en el conocimiento geológico del Ecuador. *Revista Politécnica*, Escuela Politécnica Nacional Eds., **21**, 119-124. Quito.

- DUQUE-CARO H. (1990). The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *J. South Amer. Earth Sci.*, **3**, 71-84.
- DUYSTER J.P. (1999). Stereo Nett PC program Version 2.4. Universitat für Geology, U. Bochum, Allemagne.
- EACHEVERRIA J.M. (1977). Geología del cuerpo calcáreo de Unacota, Pilaló, Cotopaxi. Escuela Politécnica Nacional, Tesis de grado Facultad de Geología, Minas y Petróleos, 123 p., 3 an, 5 map, 4 cuad, 5 fig, 25 fot. Quito.
- EGO F. (1995). Accommodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordilleraire : les Andes d'Équateur. Thèse Univ. Paris XI Orsay, 209 p.
- EGO F., SÉBRIER M., LAVENU A., YEPES H. & ÈGUES A. (1995). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, **259**, 101-116.
- EGUEZ A. (1986). Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidentale Septentrionale d'Équateur (0°15' LS à 1°10' LS). Les mineralisations associées. Thèse 3ème Cycle Univ. P. & M. Curie Paris VI, 116 p.
- EGUEZ A. & BOURGOIS J. (1986). La Formación Apagua: edad y posición estructural en la Cordillera Occidental del Ecuador. *VI Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos, 20-26 X 1986*, **1**, 161-178. Quito.
- EGUEZ A. & NOBLET C. (1988). Nuevos datos sobre la estratigrafía de la cuenca de Cuenca (Sur del Ecuador): implicaciones geológicas y geodinámicas. *Politécnica, Monografía de Geología*, **6**, 33-46. Quito.
- EGUEZ A., CAJAS M. & DAVILA F. (1988). Distribución de terrenos oceánicos aloctonos y de terrenos continentales en la Cordillera Occidental del Ecuador: Evidencias en las geotravesías Otavalo-Selva Alegre y Cañar-La Troncal. *Politécnica, Revista de Geología*, **13**, 101-136. Quito.
- EGUEZ A., DUGAS F. & BONHOMME M. (1992). Las unidades Huigra y Alausi en la evolución geodinámica del Valle Interandino del Ecuador. *Bol. Geol. Ecuatoriano*, **3**, 47-56. Quito.
- EGUEZ A., ALVARADO A., SÁNCHEZ A. & VACA E. (1997). Geotecnología en los Andes Ecuatorianos: Principales eventos de metamorfismo, magmatismo y volcanismo. *Bol. Geol. Ecuatoriano*, **14**, 55-83. Quito.
- EHRENBERG S.N., SVANA T.A., PATERSON B.A. & MEARNES E.W. (2000). Neodymium isotopic profiling of carbonate platform strata: correlation between siliciclastic provenance signature and sequence stratigraphy. *Sedim. Geol.*, **131**, 87-95.
- EHRENBERG S.N. & JAKOBSEN K.G. (2001). Plagioclase dissolution related to biodegradation of oil in Brent Group sandstones (Middle Jurassic) of Gullfaks Field, northern North Sea. *Sedimentology*, **48**, 703-721.
- ELLIOTT W.C. & ARONSON J.L. (1993). The timing and extend of illite formation in Ordovician K-Bentonites at the Cincinnati Arch, the Nashville Dome and north-eastern Illinois basin. *Basin Research*, **5**, 125-135.
- EMERY D. & MYERS K.J., with contributions from BERTRAM G., GRIFFITHS C., MILTON N., REYNOLDS T., MARCUS R., STURROCK S. (1996). Sequence Stratigraphy. Blackwell Science Eds., 297 p., Oxford.
- ENGDALH E., VAN DER HILST R. & BULAND R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel time and procedures for depth relocation. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 722-743.
- ENGLAND P. & WORTEL R. (1980). Some consequence of the subduction of young slabs. *Earth Plan. Sc. Letters*, **47**, 403-417.
- ÉTIENNE R. & LARU J.P. (1996). Mise en évidence d'une troisième source de clinopyroxènes dans les alluvions de la Seine et de ses affluents méridionaux. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**, 849-854.
- FAN D. & LI C. (2002). Rhythmic deposition on mudflats in the mesotidal Changjiang Estuary, China. *J. Sedim. Res.*, **72**, 543-551.
- FANTIN F.A., MALONE P., ROSELLO E.A. & MILLER M. (1999). The Neogene transpressional architecture of the Santa Elena Peninsula, Ecuador: new insights from seismic data. *4th Int. Symp. Andean Geodynamics (ASAG), Göttingen-Germany, 4-6 X 1999, Ext. Abst.*, 235-239.
- FAUCHER B., VERNET R., BIZON G., BIZON J.J., GREKOFF N., LYS M. & SIGAL J. (1971). Sedimentary Formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey. *Bureau Études Indust. Coop. Inst. Franç. Pétrole (BEICIP)*, 220 p.
- FAUCHER B. & SAVOYAT E. (1973). Esquisse Géologique des Andes de l'Équateur. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **(2) 15**, 115-142.
- FEININGER T. (1982). The metamorphic "basement" of Ecuador. *Geol. Soc. America Bull.*, **93**, 87-92.
- FEININGER T. & BRISTOW C.R. (1980). Cretaceous and Paleogene Geologic History of Coastal Ecuador. *Geol. Rdsch.*, **69**, 849-874.
- FEININGER T. & SEGUIN C.R. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, **11**, 40-44.
- FELLO N.M. AND TURNER B.R. (2001). Provenance analysis, tectonism and shifting depositional systems in the NW part of the Murzuq Basin, Lybia: implications for hydrocarbon prospectivity. *21st IAS-Meeting of Sedimentology, 5-5 IX 2001, Davos, Switzerland, Ext. Abst.*.
- FIELDING C.R., TRUEMAN J.D. & ALEXANDRE J. (2005). Sharp-based, flood-dominated mouth bar sands from Burdekin River Delta of northeastern Australia: Extending the spectrum of mouth-bar facies, geometry and stacking patterns. *J. Sed. Res.*, **75**, 29-42.
- FILDANI A., HANSON A.D., CHEN Z., MOLDOWAN J.M., GRAHAM S.A. & ARIOLA P.R. (2005). Geochemical characteristics of oil and source rocks and implications for petroleum systems. Talara basin, northwest Peru. *AAPG Bull.*, **89**, 1519-1545.
- FISCHER J.C. (2000). Guide des fossils de France et des régions limitrophes. Dunod Eds., 3e édition, 484 p.
- FLEMINGS P.B. & JORDAN T. (1990). Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, **18**, 430-434.
- FOLK R.L. (1955). Student operator error in determination of roundness, sphericity and grain size. *J. Sedim. Petrol.*, **25**, 297-301.
- FOLK R.L., ANDREWS P.B. & LEWIS D.W. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *NZ J. Geol. Geophys.*, **13**, 937-968.
- FOUCAULT A. & RAOULT J.-F. (1995). Dictionnaire de Géologie. Masson Eds., 3e édition, 350 p., Paris.
- FREYMUELLER J., HAEUSSLER P., FLETCHER H. & LARSE C. (2000). How do terranes accrete? Earth Scope should study North America's actively accreting terrane. *E-Library, Geophysical Institute, University of Alaska*, 05 p., Fairbanks, AK.
- FRIEDMAN G.M. & SANDERS J.E. (1978). Principles of Sedimentology. John Wiley and Sons, 792 p., NY.
- GABRIELE P. (2002). Évolution tectono-métamorphique et signification géodynamique de la suture Raspas-Peltetec du Sud de l'Équateur. Thèse Univ. Lausanne, 223 p.
- GAIBOR J., HOLUCH P.A., WINKLER W. & TORO ALAVA J. (2005). The Santiago Formation: Source rock of the Napo Group in the Oriente Basin? *6th Int. Symp. Andean Geodynamics 11-14 IX 2005, Barcelona-Spain, Ext. Abst.*, 290-292.
- GALLOWAY W.E. (2002). Paleogeographic setting and depositional architecture of a sand-dominated shelf depositional system, Miocene Utsira Formation, North Sea Basin. *J. Sed. Res.*, **72**, 476-490.
- GANI M. (2004). From turbid to lucid: a straightforward approach to sediment gravity flows and their deposits. *Sedimentary Record Bull., SEMP Pub.*, **2**, 04-08.
- GARCIA-CASTELLANOS D. (2002). Interplay between lithospheric flexure and river transport in foreland basins. *Basin Research*, **14**, 89-104.
- GARDNER M.H., BORER J.M. & DECHESNE M. (2000). Cut, fill and spill: a new look of the overbank paradigm for sandy deep-water systems. *AAPG National Convention program, Salt Lake City, Utah, Ext. Abst.*.
- GARDNER M.H. & BORER J.M. (2000). Submarine channel architecture along a slope to basin profile, Brushy Canyon Formation, West Texas. In A.H. Bouma and C.G. Stone Eds., *Fine-grained turbidite systems, AAPG Mem.* **72 / SEMP Sp. Pub.**, **68**, 195-214.
- GARDNER M.H. & CARR M. (2001). Deep-water field seminar: Brushy Canyon Formation, West Texas, USA. Colorado School of Mines Eds., Texas and New Mexico states, USA, March 11-15, 2001. Field guide compiled by the Deep-Water Turbidites Team of the CSM, Golden.
- GARVER J.I., REINERS P.W., WALKER I.J., RAMAGE J.M. & PERRY S.E. (2005). Implications for Timing of Andean Uplift from Thermal Resetting of Radiation-Damaged Zircon in the Cordillera Huayhuash, Northern Peru. *J. Geol.*, **113**, 117-138.

- GARZANTI E., CAMCLINI S., MORETTI FOGGIA F. & TERELLA N. (2002). Unraveling magmatic and orogenic provenance in modern sand: the back-arc side of the Apennine thrust, Italy. *J. Sed. Res.*, **72**, 1-17.
- GARZANTI E., CRITELLI S. & INGERSOLL R.V. (1996). Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan). *Geol. Soc. America Bull.*, **108**, 631-642.
- GASTINEAU G. (2002). La formation Yunguilla en Équateur. ENS-Lyon, Rapport de stage de Licence, 21 p.
- GAYBOR J., HOCHULI P.A., WINKLER W. & TORO ALAVA J. (2007) Hydrocarbon source potential of the Santiago Formation, Oriente Basin, SE of Ecuador. Submitted to the *J. South Amer. Earth Sc.*
- GAZZI P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazioni con il Flysch di Monghidoro. *Mineral. Petrogr. Acta*, **12**, 69-97.
- GENISE J.F., MANGANO G.M., BUATOIS L.A., LAZA J.H. & VERDE M. (2000). Insect Trace Fossil Associations in Paleosols: the Coprinisphaera Ichnofacies. *Palaio*, **15**, 49-64.
- GEORGE R.P.JR., PINDELL J.L. & CHRISTANCHO J. (1997). Eocene paleostructure of Colombia and implications for history of generation and migration of hydrocarbons. *Sexto Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, 15-17 IX 1997, Cartagena de Indias, Colombia, Res. Ext.*, **1**, 133-140.
- GEORGIEFF S.M. & GONZÁLEZ BONORINO G. (2000). Facies y geometrías de los depósitos aluviales cuaternarios de la quebrada del Portezuelo, sierra de Mojotero. Salta, Argentina. *2nd Latin American Congress of Sedimentology and VIII Reunión Argentina de Sedimentología, 14-17 III 2000, Mar del Plata, Argentina, Ext. Abst.*, 80-81.
- GEYER O. (1974). Der Unterjura (Santiago-Formation). von Ekuador (The Lower Jurassic Santiago Formation of Ecuador). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **9**, 525-541.
- GLADSTONE C. & SPARKS R.S.J. (2002). The significance of grain-size breaks in turbidites and pyroclastic density current deposits. *J. Sedim. Petrol.*, **72**, 182-191.
- GOLDSTRAND P.M. (1994). Tectonic development of Upper Cretaceous to Eocene strata of southwestern Utah. *Geol. Soc. America Bull.*, **106**, 145-154.
- GOMEZ E., JORDAN T.E., ALLMENDINGER R.W., HEGARTY K., KELLEY S. & HEIZLER M. (2003). Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Geol. Soc. America Bull.*, **115**, 131-147.
- GOMEZ E. & MINCHALA J. (2003). Estudio estratigráfico de la Fm. Calentura. Implicaciones hidrocarbúferas, sector Pedro Carbo, Ecuador. Escuela Politécnica del Litoral (ESPOL). Engineer in geology dissertation, Guayaquil.
- GONCALVES F.T., MORA C., CORDOVA F., KAIRUZ E. & GIRALDO B. (2002). Petroleum generation and migration in the Putumayo basin, Colombia: Insights from an organic geochemistry and basin modeling study in the foothills. *Marine Petrol. Geol.*, **19**, 711-725.
- GOOSENS P.J. & ROSE W.I. (1973). Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic Cretaceous Complex, Ecuador. *Geol. Soc. America Bull.*, **84**, 1043-1052.
- GRADSTEIN F., OGG G., SMITH & al. (2004). A Geologic time scale 2004. Cambridge University Press, UK.
- GRAINDORGE D., CALAHORRANO A., CHARVIS PH., COLLOT J.Y. & BETHOUX N. (2004). Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geoph. Res. Lett.*, **31**, paper L04603, 5 p.
- GREGORY-WODZICKI K.M. (2000). Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geol. Soc. America Bull.*, **112**, 1091-1105.
- GROSSER J.R. (1989). Geotectonic evolution of the Western Cordillera of Colombia: New aspects from geochemical data on volcanic rocks. *J. South Amer. Earth Sci.*, **2**, 359-369.
- GUILLIER B., CHATELAIN J.L., JAILLARD E., YEPES H., POUPINET G. & FELS J.F. (2001). Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America). *Geoph. Res. Lett.*, **28**, 3749-3752.
- GUTSCHER M.A., MALAVIELLE J., LALLEMAND S. & COLLOT J.Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **168**, 255-270.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *Soc. Econ. Pal. Min. (SEPM) Sp. Pub.*, **42**, 94-101.
- HALL M. (1989). Mapa de peligros volcánicos del Volcán Quilotoa. E: 1 : 25000. IPGH and IGM, Quito.
- HALL M. & MOTHES P. (1994). Tefrostratigrafía holocénica de los volcanes principales del valle Interandino, Ecuador. In El Contexto Geológico del Espacio Físico Ecuatoriano: Neotectónica, Geodinámica, Volcanismo, Cuencas Sedimentarias, Riesgo Sísmico. *Rev. Estudios Geografía*, **6**, Corporación Editora Nacional & Colegio de Geógrafos del Ecuador ed., Quito, 47-69.
- HALL P.L. & CALLE J. (1982). Geochronological control of the main tectonic-magmatic events of Ecuador. *Earth Sci. Rev.*, **18**, 215-239.
- HANDSCHUMACHER D.W. (1976). Post-Eocene plate tectonics of eastern Pacific. In J.H. Sutton, M.H. Maghni and R. Moberly, eds., *The Geophysics of Pacific Ocean basins and its margin (Wallard volume)*. *Am. Geoph. Union Geophys. Monograph.*, **19**, 177-202.
- HANUS V., VANEK J. & SANDOVAL G. (1987). Zonas falladas sísmicamente activas y la distribución de las fuentes termales en el Ecuador. *Politécnica, monografía de Geología*, **5**, 7-24.
- HART B.S. & PLINT G. (1995). Gravelly shoreface and beachface deposits. In Plint A.G. ed. *Sedimentary facies analysis. A tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading*. *Int. Ass. Sedimentol. (IAS) Sp. Pub.*, **22**, 75-99.
- HART B.S. & PLINT G. (2003). Stratigraphy and sedimentology of shoreface and fluvial conglomerates: insights from the Cardium Formation in NW Alberta and adjacent British Columbia. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **51**, 437-464.
- HARTLEY A.J. (2005). What caused Andean uplift? 6th International Symposium on Andean Geodynamics *6th Int. Symp. Andean Geodynamics 11-14 IX 2005, Barcelona-Spain, Ext. Abst.*, 824-827, Barcelona.
- HASSAN M.A. (2005). Characteristics of gravel bars on ephemeral streams. *J. Sedim. Res.*, **75**, 29-42.
- HATTON L.A. & ESPEJO I.S. (1997). Detrital modes of Tertiary units in the Central Middle Magdalena basin, Colombia. *Sexto Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, 15-17 IX 1997, Cartagena de Indias, Colombia, Res. Ext.*, **1**, 150-162.
- HAUGHTON P. (2000). Evolving turbidites systems on a deforming basin floor, Tabernas, SE Spain. *Sedimentology*, **47**, 497-518.
- HAUGHTON P. (2001). Contained turbidites used to track a sea bed deformation and basin migration, Sorbas Basin, south-east Spain. *Basin Research*, **13**, 117-139.
- HÉBERT R. (1998). Guide de Pétrologie descriptive. Éd. Nathan, 159 p., Paris.
- HELLER P.L., ANGEVINE C.L., WINSLOW N.S. & PAOLA C. (1988). Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, **16**, 501-504.
- HEMMING S.R. & McLENNAN S.M. (2001). Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **184**, 489-503.
- HENDERSON W.G. (1979). Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *J. Geol. Soc. London*, **136**, 367-378.
- HENDERSON W.G. (1981). The Volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador. *Newsl. Stratigr.*, **9**, 169-175.
- HÉRAUD G. (1984). Les cônes de déjection: formes et sédiments. *Bull. Soc. Nat. Elf-Aquitaine*, **10**, 135-150.
- HERMOZA W., BRUSSET S., BABY P., GIL W., RODRÍGUEZ M., GUERRERO N. & BOLANOS M. (2005). The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *J. South Amer. Earth Sc.*, **19**, 21-34.
- HERNANDEZ R., RAMÍREZ V. & RÍVEY J.P. (2003). Evolución Geohistórica de las Cuencas del Norte de Colombia. *VIII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena de Indias-Colombia, 21-24 IX 2003*, **2**, 256-263.
- HERRON E.M. (1972). Sea floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 1671-1692.
- HIBY R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1404-1420.

- HIBSCH C.S., ALVARADO A.P., YEPES H. & PEREZ V.H. (1997). Holocene liquefaction and soft-sediment deformations in Quito (Ecuador): A paleoseismic history recorded in lacustrine sediments. *J. Geodynamics*, **24**, 259-280.
- HORTON B.K. & DeCELLES P.G. (2001). Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for the drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, **13**, 43-63.
- HORTON B.K., HAMPTON B.A., LAREAU B.N. & BAKDELLON E. (2002). Tertiary history of the Northern and Central Altiplano (Central Andes, Bolivia): A detrital record of plateau-margin tectonics. *J. Sedim. Res.*, **72**, 711-726.
- HOTTINGER L. (1997). Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation. *Bull. Soc. Géol. France*, **168**, 491-505.
- HOWARD J.L. (1992). Anevaluation of shape indices as paleoenvironmental indicators using quartzite and metavolcanic clasts in Upper Cretaceous to Paleogene beach, river and submarine fan conglomerates. *Sedimentology*, **39**, 471-486.
- HOWARD J.L. (2000). Provenance of quartzite clasts in the Eocene – Oligocene Sespe Formation: Paleogeographic implication for southern California and the ancestral Colorado River. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**, 1636-1649.
- HOY, MINISTERIO DE EDUCACION Y CULTURA & REDES AAMIGAS (2000). Mapa Físico de la República del Ecuador E : 1:1500000. Compilado por el Instituto Geográfico Militar, Impreso por Edimpres, Quito.
- HOY, MINISTERIO DE EDUCACION Y CULTURA & REDES AAMIGAS (2000). Mapa Político de la República del Ecuador E : 1:1500000. Compilado por el Instituto Geográfico Militar, Impreso por Edimpres, Quito.
- HUGHES S.H. (1999). The geochemical and mineralogical record of the impact of historical mining within estuarine sediments from the upper reaches of the Fal estuary, Cornwall, UK. In N. D. Smith and J. Rogers Eds, *Int. Ass. of Sedimentol. Sp. Pub.*, **28** 161-168.
- HUGHES R.A. & BERMUDEZ R. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00'–1°00' S. In Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica. Codigem–British Geological Survey Pub., **4**, 73 p. and appendices, Quito.
- HUGHES R.A., BERMUDEZ R. & ESPINEL G. (1998). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°–1° S, E: 1:200000. Codigem–Ministerio de Energía, y Mina–BGS Publ., Quito.
- HUGHES R.A. & PILATASIG L.F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, **345**, 29-48.
- HUNGERBHULER D., STEINMANN M., WINKLER W., SEWARD D., EGUEZ A., HELLER F. & FORD M. (1995). An integrated study of fill and deformation in the Andean intermontane basin of Nabón (Late Miocene), southern Ecuador. *Sedim. Geol.*, **96**, 257-279.
- HUNGERBHULER D., STEINMANN M., WINKLER W., SEWARD D., EGUEZ A., PETERSON D.E., HELG U. & HAMMER C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean Geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Rev.*, **57**, 75-124.
- HUNGERBHULER D. (1997). Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Ph.D. thesis ETH Zurich, No. 12371, 182 p., 1 map.
- HURST A. (1981). A scale dissolution for quartz and its implications for diagenetic processes in sandstones. *Sedimentology*, **28**, 451-459.
- HURST A. AND MORTON A.C. (2001). Genetic relationship in the mineral-chemical stratigraphy of turbidite sandstones. *J. Geol. Soc. London*, **158**, 401-404.
- HUTCHISON C.S., (1974). Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. John Wiley and Sons Eds., 527 p., NY.
- IIP (1968). Corte Estratigráfico, Sierra Occidental, Pilaló Este, Cuadro No. 122. Dirección General de Geología y Minas, unpublished report, Quito.
- INGERSOLL R.V., BULLARD T.F., FORD R.L., GROMM J.P., PICKLE J.D. & SARES S.W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sedim. Petrol.*, **54**, 103-116.
- INOUE A., MEUNIER A. & BEAUFORT D. (2004). Illite-smectite mixed-layer minerals in felsic volcanoclastic rocks from drill cores, Kakkonda, Japan. *Clay and Clay Minerals*, **52**, 66-84.
- ITO M. (2002). Tectonic control of facies architecture in falling-stage deposits in a forearc basin: Upper Miocene Senhata Formation, Boso Peninsula, Japan. *J. Sedim. Res.*, **72**, 491-499.
- ITO M., ISHIGAKI A., NISHIKAWA T., AND SAITO T., (2001). Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: Implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic. *Geology*, **29**, 87-89.
- IUGS (2004). The International Stratigraphical Chart. International Commission on Stratigraphy Eds., GTS Project 2004.
- IZA D. (2003). Geología y petrología de la serie detrítica del Cretáceo Superior–Terciario de la Cordillera Occidental del Ecuador entre Pujilí y Apagua, provincia del Cotopaxi. Tesis Ingeniero Geólogo, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, 115 p., 3 anexos, 2 mapas, Quito.
- IZA D., TORO ÁLAVA J. & JAILLARD E. (2003). Geología de la serie volcánica Tigua entre San Juan y Tigua, cordillera Occidental, Ecuador. *Revista Politécnica*, Escuela Politécnica Nacional Eds., **24**, **2**, 20-37, Quito.
- JAILLARD E. (1994). Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. In J.A. Salfity Eds, *Cretaceous tectonics in the Andes*, 101-167, Earth Evolution Sciences, Fried. Vieweg and Sons, Braunschweig / Wiesbaden.
- JAILLARD E. (2002). Rocas detríticas cretácicas – paleógenas de la Cordillera Occidental del Ecuador (0°–4°30'S). Estratigrafía, sedimentología, significado tectónico y geodinámico. *Convenio IRD–Petroproducción, Informe de Actividades y Resultados Parciales del Convenio*, 31 p., 6 anexos, Quito.
- JAILLARD E. (2003). Rocas detríticas cretácicas – paleógenas de la Cordillera Occidental del Ecuador (0°–4°30'S). Estratigrafía, sedimentología, significado tectónico y geodinámico. *Convenio IRD–Petroproducción, Informe de Actividades y Resultados*, 66 p., 6 anexos, Quito.
- JAILLARD E. (1996). Sedimentary Model for the Oriente Basin of Ecuador during Cretaceous times. *3th Int. Symp. Andean Geodynamics, 17-19 IX 1996, Saint-Malo-France, Ext. Abst.*, 395-398.
- JAILLARD E. con la colaboración de CARON M., DHONDT A., ORDONEZ M., LASCANO M., ANDRADE R., BENGSTON P., BULOT L., CAPETTA H., DAVILA C., DIAZ R., HUACHO J., HUAMAN C., JIMENEZ D., JIMENEZ N., MONTENEGRO J., NERAUDEAU D., RIVADENEIRA M., TORO ÁLAVA J., VILLAGOMEZ R. & ZAMBRANO I. (1997). Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. *ORSTOM–Petroproducción Eds., Informe Final*, 164 p., 113 Figs., Quito.
- JAILLARD E., BENITEZ S. & MASCLE G. (1997). Les déformations paléogènes de la zona d'avant arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France*, **168**, 403-412.
- JAILLARD E. & BENGSTON P. (2004). Paleontology and stratigraphy of South America. *J. South Amer. Earth Sc.*, **17**, 1-2.
- JAILLARD E., BENGSTON P. & DHONDT A. (2005). Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru : A refined stratigraphic framework. *J. South Amer. Earth Sc.*, **19**, 307-323.
- JAILLARD E., BENGSTON P., ORDONEZ M., VACA W., DHONDT A., SUÁREZ J. & TORO ÁLAVA J. (2007). Sedimentary record of Terminal Cretaceous accretions in Ecuador : the Yunguilla Group in the Cuenca area. *J. South Amer. Earth Sc.* in press.
- JAILLARD E., GUILLIER B., BONNARDOT M.A., HASSANI R., LAPIERRE H. & TORO ÁLAVA J. (2005). Orogenic buildup of the Ecuadorian Andes. *6th Int. Symp. Andean Geodynamics 11-14 IX 2005, Barcelona-Spain, Ext. Abst.*, 404-407, Barcelona.
- JAILLARD E., HERAIL G., MONFRET T. & WÖRNER G. (2002). Andean geodynamics: Main issues and contributions from the 4th ISAG. *Tectonophysics*, **345**, 1-15.
- JAILLARD E., HERAIL G., MONFRET T., DIAZ-MARTINEZ E., BAHY P., LAVENU A. & DUMONT J.F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomas Filho A., and Campos D.A. Eds *Tectonic evolution of South America*, 31th Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, 06-17 VIII 2000, 481-559.
- JAILLARD E. & JACAY J. (1989). Les "Couches Chicama" du Nord du Pérou: Colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au Tithonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 1459-1465.
- JAILLARD E., LAPIERRE H., ORDONEZ M., TORO J., AMORTEGUI A. & VAN MELLE J. (2007). Accreted oceanic terranes in Ecuador : southern edge of the Caribbean plate? *Geol. Soc. London Sp. Pub.* in press.

- JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGSTON P., DHONDT A., PHILIP J., BULOT L. & ROBERT E. (1998). Revisión estratigráfica del Cretáceo superior del Noroeste Peruano y Suroeste Ecuatoriano: datos preliminares y consecuencias tectónicas. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **88**, 111-115.
- JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGSTON P., DHONDT A. & BULOT L. (1999). Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. *J. South Amer. Earth Sc.*, **12**, 51-68.
- JAILLARD E., ORDONEZ M., SUAREZ J., TORO ÁLAVA J., IZA D. & LUGO W. (2004). Stratigraphy of the Late Cretaceous-Paleogene deposits of the Western Cordillera of Central Ecuador: Geodynamic implications. *J. South Amer. Earth Sc.*, **17**, 49-58.
- JAILLARD E., ORDONEZ M., JIMENEZ N., SUAREZ J. & TORO ÁLAVA J. (2002). Litho- and biostratigraphy of the Late Cretaceous - Paleogene units of the Western Cordillera of central Ecuador (0°30' S - 2° S). *3rd European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America (EMPSLA)*, Toulouse, France, 19-20 September 2002, ext. abst., 63-66.
- JAILLARD E., ORDONEZ M., BENITEZ S., BERRONES G., JIMENEZ N., MONTENEGRO G. & 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. Tankard, S.R. Suárez and H.J. Welsink Eds., *Petroleum Basins of South America*, AAPG Mem., **62**, 615-631.
- JAILLARD E., ORDONEZ M., BENGSTON P., BERRONES G., BONHOMME M., JIMENEZ N. & ZAMBRANO I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. *J. South Amer. Earth Sc.*, **9**, 131-140.
- JAILLARD E., SEMPERE T., SOLER P., CARLIER G. & MAROCCO R. (1995). The role of the Thetys in the evolution of the Northern Andes between Late Permian and Late Eocene times. In A. E. M. Nairn & al Ed., *The Thetys Ocean The Ocean Basins and Margins*, **8**, 463-492. Plenum Press, New York.
- JAILLARD E. & SOLER P. (1996). Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18° S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, **259**, 41-53.
- JAILLARD E., SOLER P., CARLIER G. & MOURIER T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and the central Andes during early to middle Mesozoic times: a Thetyan model. *J. Geol. Soc. London*, **147**, 1009-1022.
- JAIMES F. & DE FREITAS M. (2006). An Albian-Cenomanian unconformity in the Northern Andes: Evidence and tectonic significance. *J. South Amer. Earth Sc.*, **21**, 466-492.
- JARRARD R.D. (1986). Relation among subduction parameters. *Rev. Geophys.*, **24**, 217-284.
- JOHNSON H.D. & BALDWIN C.T. (1996). Shallow clastic seas. In Reading H. G. eds., *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Third Edition, 232-280. Oxford.
- JONES M.A., HELLER P.L., ROCA F., GARCÉS M. & CABRERA I. (2004). Time lag of syntectonic sedimentation across an alluvial basin: theory and example from the Ebro Basin, Spain. *Basin Research*, **16**, 467-488.
- JUTEAU T., MEGARD F., RAHARISON L. & WHITECHURCH H. (1977). Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien: nature pétrographique et position structurale. *Bull. Soc. Géol. France*, **105**, 1127-1132.
- KAMMER A. & SÁNCHEZ J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *J. South Amer. Earth Sc.*, **21**, 412-422.
- KELLER G., ADATTE TH., HOLLIS C., ORDONEZ M., ZAMBRANO I., JIMENEZ N., STINNESBECK W., ALEMÁN A. & HALE-ERLICH W. (1997). The Cretaceous/Tertiary boundary event in Ecuador: reduced biotic effects due to eastern boundary current setting. *Marine Micropal.*, **31**, 97-133.
- KELLOGG J.N. & BONINI W.E. (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics*, **1**, 251-276.
- KELLOGG J.N. & BONINI W.E. (1985). Reply to a comment of C. Schubert on "Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate" about the paper: Kellogg J.N., and Bonini W.E., (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics*, **3**, 251-276.
- KELLOGG J.N. & VEGA V. (1994). Tectonic development of Panamá, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, **295**, 75-90.
- KEHRER W. & KEHRER P. (1969). Die oberkretazische San-Juan-Formation der Westkordillere Ecuadors. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **133**, 1-22.
- KEHRER W. & VAN DER KAADEN G. (1979). Notes on the Geology of Ecuador with special reference to the Western Cordillera. *Geol. Jahrbuch*, **35**, 5-57.
- KENNERLEY J.B. (1973). Geology of the Loja Province, Southern Ecuador. *London Inst. Geol. Sc. Rep.*, **23**, 34 p.
- KENNERLEY J.B. (1980). Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geol. Min. Resources*, **55**, 1-16.
- KERR A.C., ASPDEN J.A., TARNEY J. & PLATASIG L.F. (2002). The nature and provenance of accreted terranes in Western Ecuador: Geochemical and tectonic constraints. *J. Geol. Soc. London*, **159**, 577-594.
- KERR A.C., TARNEY J., NIVIA A., MARRINER G. F. & SAUNDERS A.D. (1998). The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics*, **292**, 173-188.
- KERR P.F. (1977). *Optical Mineralogy*. McGraw Hill Book Co., 4 ed. 492 p., NY.
- KIMBROUGH D.L., ABBOTT P.L., GASTIL R. G., BOWEN G.J. & HAMNER P.J.W. (1997). Provenance investigations using magnetic susceptibility. *J. Sedim. Petrol.*, **67**, 879-883.
- KLEVERLAAN K. (1989). Neogene history of the Tabernas basin (SE Spain) and its Tortonian submarine fan development. *Geol. Mijnb.*, **6**, 421-432.
- KLEVERLAAN K. (1994). Architecture of sand rich fan from the Tabernas submarine fan complex, Southeast Spain. In: *GCS SEPM Foundation 15th Annual Research Conference. Submarine Fans and Turbidites Systems.*, 209-215.
- KLEVERLAAN K. & COSSY S.P.J. (1993). Permeability barriers within sand-rich submarine fans: Outcrop studies of the Tabernas basin, SE Spain. In B. Eschard and Doligez B. Eds., *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*, Editions Technip, Paris, 161-164.
- KLEVERLAAN K. & REEDER M. (2000). Deep-water fan systems. Reservoir architecture of analogues in the Tabernas basin, Spain. Kleverlaan filed guide for Keer-McGee Co., 97 p.
- KNELLER B. & BUCKEE C. (2002). The structure and fluid mechanics of turbidite currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, **47**, 62-94.
- KOWALEWSKI M. & RIMSTDT J.D. (2003). Average Lifetime and Age Spectra of Detrital Grains: Toward a Unifying Theory of Sedimentary Particles. *J. Geol.*, **111**, 427-439.
- KREISA R.D. & MOIOLA R.J. (1986). Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geol. Soc. America Bull.*, **97**, 381-387.
- KRUMBEIN W.C. & SLOSS L.L. (1963). *Stratigraphy and sedimentation*. W.H. Freeman and Co. Eds., 660 p., San Francisco.
- KWON Y.I. & BOGGS JR. S. (2002). Provenance interpretation of Tertiary sandstones from the Cheju Basin (NE East China Sea) : a comparison of conventional petrographic and scanning cathodoluminescence techniques. *Sedim. Geol.*, **152**, 29-43.
- LABOGEO (1991). Estudios de Núcleos, Pozo Auca-25 Petroamazonas. *Laboratorio de Geología Labogeo, Distrito Guayaquil, Subgerencia de Exploración y Desarrollo, Petroproducción, reporte técnico interno 230, CII, Guayaquil*.
- LACHOWICZ H. (1998). Granitoides del Ecuador. Escuela Politécnica Nacional Eds. Quito. *Revista Politécnica*, **21**, 23-48.
- LAMB S. & DAVIES P. (2003). Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, **425**, 792-797.
- LAMB S. & HOKE L. (1997). Origin of the high plateau of the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics*, **16**, 623-649.
- LAPIERRE H., BOSCH D., DUPUIS V., POLVE M., MAURY R. C., HERNANDEZ J., MONIE P., YEGUICHEYAN D., JAILLARD E., TARDY M., MERCIER DE LEPINAY B., MAMBERTI M., DESMET A., KELLER F. & SENEBIER F. (2000). Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *J. Geoph. Res.*, **105**, 8403-8421.
- LARAQUE A., GUYOT J.L. & POMBOSA R. (2004). Hidroclimatología del Oriente e hidrosedimentología de la cuenca del Napo. In Baby P., Rivadeneira M. and Barragán R. Eds., *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. Trav. Inst. Fr. Études Andines*, **144**, 131-152.

- LARGE E. & INGERSOLL R.V. (1997). Miocene and Pliocene sandstone petrofacies of the Northern Albuquerque Basin, New Mexico, and implications for evolution of the Rio Grande Rift. *J. Sedim. Res.*, **67**, 462-468.
- LAVENU A. (1994). La neotectónica. Ejemplos en el Ecuador. *Revista Estudios de Geografía*. Corporación Editora Nacional and Colegio de Geógrafos del Ecuador Eds., El Contexto Geológico del Espacio Físico Ecuatoriano: Neotectónica, Geodinámica, Volcanismo, Cuencas Sedimentarias, Riesgo Sísmico, **6**, 5-31, Quito.
- LAVENU A., NOBLET C., BONHOMME M., EGUEZ A., DUGAS F. & VIVIER G. (1992). New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanics rocks from the Ecuadorian Andes: implications for the relationships between sedimentation, volcanics and tectonics. *J. South Amer. Earth Sc.*, **5**, 309-320.
- LAVENU A., WINTER T. & DÁVILA F. (1995). A Pliocene–Quaternary compressional basin in the Inter-Andean Depression, Central Ecuador. *Geoph. J. Int.*, **121**, 279-300.
- LE PERA E., ARRIBAS J., CRITELLI S. & TORTOSA A. (2001). The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of silicoclastic sand from the Neto River (Calabria, Italy): implications for provenance studies. *Sedimentology*, **48**, 357-378.
- LE PERA E. & ARRIBAS J. (2004). Sand composition in an Iberian passive-margin fluvial course: the Tajo River. *Sedim. Geol.*, **171**, 261-281.
- LEBRAT M. (1985). Caractérisation géochimie du volcanisme ante-orogénique de l'Occident équatorien: implications géodynamiques. *Docs. Travaux CCGM*, **6**, 118 p., Montpellier.
- LEBRAT M. & MEGARD F. (1986). Geoquímica de las formaciones volcánicas pre-orogénicas de edad cretácea y/o terciaria del Ecuador. *Cultura. Revista del Banco Central del Ecuador. Actas del Coloquio Ecuador 1986, 07-12 VII 1986*, **8**, 173-189, Quito.
- LEBRAT M., MEGARD F., DUPUY C. & DOSTAL J. (1987). Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geol. Soc. America Bull.*, **99**, 569-578.
- LEBRAT M., MEGARD F., JUTEAU T. & CALLE J. (1985). Pre-orogenic assemblages and structure in the Western Cordillera of Ecuador between 1°40'S and 2°20'S. *Geol. Rdsch.*, **74**, 343-351.
- LECLAIR S.F. & ARNOTT W.C. (2005). Parallel lamination formed by high-density turbidity currents. *J. Sedim. Res.*, **75**, 1-5.
- LEEDER M. (1999). Sedimentology and sedimentary basins. From turbulence to tectonics. Blackwell Science Publishing Co., 592 p., London.
- LEGRAND D., BABY P., BONDoux F., DORBATH C., BES DE BERC S. & RIVADENEIRA M. (2004). El enjambre sísmico de Macas (Cordillera de Cutucú). In Baby P., Rivadeneira M. and Barragán R. Eds., *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. Travaux Institut Français Études Andines*, **144**, 169-182.
- LEITHOLD E.L. & BOURGOIS J. (1984). Characteristics of coarse-grained sequences deposited in nearshore, wave-dominated environments—examples from the Miocene of southwest Oregon. *J. Sedimentol.*, **31**, 749-775.
- LEYVA ORE J. & DAUDTT J. (2003). Tectonic Influence in Trap Generation during the Early Eocene, Talara Forearc Basin, NW Perú: A case study of the Mogollón Formation. *VIII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena de Indias-Colombia, 2-25 IX 2003*, 84-87.
- LITHERLAND M., ZAMORA A. & EGUEZ A. (1993). National Geological Map of the Republic of Ecuador. Scale: 1 : 10°. British Geological Survey, Nottingham and CODIGEM Eds., Quito.
- LITHERLAND M., ASPDEN J.A. & JAMILITA R.A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. *British Geol. Survey Overseas Memoir*, **11**, 147 p., 2 maps.
- LONSDALE P. (1978). The Ecuadorian subduction system. *AAPG Bull.*, **62**, 2454-2477.
- LONSDALE P. & KLITGORD K.D. (1978). Structures and tectonic history of the eastern Panama basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 981-999.
- LOPEZ R. & VERA R. (1990). Metodología para la Clasificación de la Cangahua. *Primeras Jornadas en Ciencia de la Tierra, 22-24 XI 1990, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Res.*, 32-33.
- LOOPE D.B. & DINGUS L. (1999). Mud-filled Ophiomorpha from Upper Cretaceous Continental Redbeds of Southern Mongolia: an Ichnologic Clue to the Origin of Detrital, Grain-coating Clays. *Palaios*, **14**, 451-458.
- LORI H. & ESPEJO I.S. (1997). Detrital modes of Tertiary units in the Central Middle Magdalena basin, Colombia. *Sexto Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, 15-17 IX 1997, Cartagena de Indias, Colombia, Res. Ext.*, **1**, 150-162.
- LOUGHMAN D.L. & HALLAM A. (1982). A facies analysis of the Pucará Group (Norian to Toarcian carbonates, organic-rich shales and phosphate) of Central and Northern Peru. *Sedim. Geol.*, **32**, 161-194.
- LOWE D.R. (1975). Water scape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157.
- LOZADA S. (1998). Geología del yacimiento de calizas Cuiquiloma-Huayraloma, provincia de Chimborazo. *Revista Politécnica, Quito, Escuela Politécnica Nacional Eds.*, **21**, 49-68.
- MACFACHERN J.A. (2000). Firmground Zoophycus in the Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta: A Distal Expression of the Glossefungites Ichnofacies. *Palaios*, **15**, 387-398.
- MACELLARI C.E. (1988). Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *J. South Amer. Earth Sc.*, **1**, 373-418.
- MACELLARI C.E., BARRIO C.A. & MANASSERO M.J. (1989). Upper Cretaceous to Paleogene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *J. South Amer. Earth Sc.*, **2**, 223-239.
- MACELLARI C.E. & DE VRIES T.J. (1987). Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America. *Pal. Pal. Pal.*, **59**, 279-292.
- MACHARE J., SEBRIER M., GUAMAN D. & MERCIER J.-L. (1986). Tectónica Cenozoica de la margen continental peruana. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **76**, 45-77.
- MADER D. & NEUBAUER F. (2004). Provenance of Paleozoic sandstones from the Carnic Alps (Austria): petrographic and geochemical indicators. *Int. J. Earth Sciences*, **93**, 263-281.
- MALONE P., FANTIN F.A., ROSELLO E.A. & MILLER M. (1999). Stratigraphic characterization of the Ancon Group from the seismic data (Santa Elena Peninsula, Ecuador). *4th Int. Symp. Andean Geodynamics (AISAG), Göttingen-Germany, 4-6 X 1999, Ext. Abst.*, 467-471.
- MAMBERTI M. (1995). Premier essai de caractérisation de l'environnement géodynamique des formations du Crétacé – Paléocène de l'Équateur par la pétrologie et géochimie des matériaux ignes. *Mém. Maitrise Géologie, Univ. Joseph Fourier, Grenoble*, 42 p., 20 figs.
- MAMBERTI M. (2001). Origine et évolution de deux plateaux océaniques Crétacés accretés dans l'Ouest d'Équateur (Amérique du Sud). Thèse Doctorat Sciences Terre, Univ. Lausanne, Suisse, et Univ. Joseph Fourier Grenoble, France.
- MAMBERTI M., LAPIERRE H., BOSCH D., JAILLARD É., ETHIEN R., HERNANDEZ J. & POLVE M. (2003). Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos*, **66**, 173-199.
- MAMBERTI M., BOSCH D., LAPIERRE H., HERNANDEZ J., JAILLARD É. & POLVE M. (1999). Petrology and geochemistry of Mg-rich basalts from Western Ecuador: Remnants of the late Cretaceous Caribbean plateau. *4th Int. Symp. Andean Geodynamics (AISAG), Göttingen-Germany, 4-6 X 1999, Ext. Abst.*, 832-835.
- MAMBERTI M., LAPIERRE H., BOSCH D., JAILLARD É., HERNANDEZ J. & POLVE M. (2004). The Early Cretaceous San Juan plutonic suite, Ecuador: a magma chamber in an oceanic plateau? *Can. J. Earth Sci.*, **41**, 1237-1258.
- MAMMERICKX J., HERRON E. & DORMAN L. (1980). Evidence for two fossil spreading ridges in the southeast Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **91**, 263-271.
- MARKSTEINER M. & ALEMÁN A. (1991). Coastal Ecuador technical evaluation agreement. *Amoco-Petroecuador Technical Convention, Internal Report*, **1**, 210 p., Guayaquil.
- MAROCO R. (1991). El Neógeno del Ecuador: estratigrafía y organización secuencial de la sedimentación marina y continental. *Sexto Congreso Ecuatoriano de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Geotecnia, 12-16 XI 1991, Guayaquil*, 8p., plus figs.
- MAROCO R. (1994). La Sedimentación Fluvial. Principales criterios de identificación de los ambientes fluviales en las series sedimentarias antiguas. *Convenio ORSTOM-Petroproducción, Curso de Capacitación*, 65p., 42 figs., Quito.
- MAROCO R. (1994). Las cuencas sedimentarias, un aporte al conocimiento de una cadena montañosa. *Revista Estudios de Geografía*, Corporación Editora Nacional and Colegio de Geógrafos del Ecuador Eds., El Contexto Geológico del Espacio Ecuatoriano: Neotectónica, Geodinámica, Volcanismo, Cuencas Sedimentarias, Riesgo Sísmico, **6**, 77-94, Quito.

- MAROCO R., MEDINA G., BABY P., TORO ÁLAVA J., ROSERO J. & GALÁRRAGA M. (1996). Informe sobre la estratigrafía del Terciario en la región de Bermejo, 1-22 de marzo de 1996. *Convenio ORSTOM Petroproducción, informe interno, Quito*.
- MAROCO R., LAVENU A. & BAUDINO R. (1995). Intermontane Late Paleogene–Neogene Basins of the Andes of Ecuador and Peru: Sedimentologic and tectonic characteristics. In A.J. Tankard, R. Suárez S., and H.J. Welsink, *Petroleum basins of South America, AAPG Mem.*, **62**, 597-613.
- MAROCO R., RIVADENEIRA M., MEDINA G. & VALDEZ A. (1996). Informe sobre la salida de campo en la región de Tena Puerto Misahuallí, Puerto Napo. *Convenio ORSTOM-Petro-producción, reporte interno, XII 1006*, 23 p., 8 figs., Quito.
- MAROCO R., RIVADENEIRA M., BABY P., VALDEZ A. & MEDINA G. (1997). La Formación Tiyuyacu, serie sinorogénica (Norte del Oriente ecuatoriano). *Sexto Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, 14-17 IX 1997, Cartagena de Indias, Colombia, Res. Ext.*, **I**, xx
- MAROCO R. & WINTER T. (1990). Aperçu de l'évolution géodynamique de l'Équateur. *ORSTOM, rapport interne non publié*, 48 p., 24 fig.
- MARRONI M., MENEGHINI F. & PANDOLFI L. (2004). From accretion to exhumation in a fossil accretionary wedge: a case history from Gottero unit (Northern Apennines, Italy). *Geodinamica Acta*, **17**, 41-53.
- MARSAGLIA K.M. & CAROZZI V.A. (1990). Depositional environment, sand provenance, and diagenesis of the Basal Salina Formation (lower Eocene), northwestern Peru. *J. South Amer. Earth Sc.*, **3**, 253-267.
- MARTINEZ J.A. (2006). Structural evolution of the Llanos Foothills, Eastern Cordillera, Colombia. *J. South Amer. Earth Sc.*, **21**, 510-520.
- MCCARTHY P.J. (2002). Micromorphology and development of interfluvial paleosols: A case study from the Cenomanian Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **50**, 158-177.
- MCCARTHY P.J., FACCINI U.F. & PLINT A.G. (1999). Evolution of an ancient coastal plain: paleosols, interfluvial and alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework, Cenomanian Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada. *Sedimentology*, **46**, 861-891.
- MCCLAY K. & BONORA M. (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bull.*, **85**, 233-260.
- MCCOURT W., ASPDEN J. & BROOK M. (1984). New geological and chronological data of the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretions. *J. Geol. Soc. London*, **141**, 831-845.
- MCCOURT W., HUGHES R.A. & PILATASIG L. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1°00'-2°00' S. *Codigem British Geological Survey Publs., Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Report*, **3**, 68 p. and annexes, Quito.
- MCCOURT W.J., DUQUE P., PILATASIG L. & VILLAGOMEZ R. (1998). Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 1°-2° S, 1/200.000. *Codigem-Min. Energ. Min.-BGS publs.*, Quito.
- MEGARD F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, **141**, 893-900.
- MEGARD F. (1987). Cordilleran Andes and marginal Andes: A review of Andean geology north of the Arica Elbow (18°S). *Geodyn. Ser.*, **18**, 71-95.
- MEGARD F. (1989). The evolution of the Pacific Ocean margin in South America North of Arica elbow (18°S). In Z. Ben Avraham Ed., *The evolution of the Pacific Ocean Margin, Oxford Monogr. Geol. Geophys.*, **8**, 208-230.
- MEGARD 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. Ét. Andines*, **16**, 39-54.
- MERCIER J.L., SEBRIER M., LAVENU A., CARRERA A., BELLIER O., DUMONT J.F. & MACHARE J. (1992). Changes in tectonic regime above a subduction zone of Andean type: The Andes of Peru and Bolivia during Pliocene–Pleistocene. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11945-11982.
- MEYER G.A. & WELLS S.G. (1997). Fire-related sedimentation events on alluvial fans, Yellowstone National Park, U.S.A. *J. Sedim. Petrol.*, **67**, 776-791.
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. (1973). Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. In G.V. Middleton and A.H. Bouma Eds., *Turbidites in deep-water sedimentation, SEPM short course, Los Angeles, Pacific Section*, 1-38.
- MILANI E. J. & THOMAZ FILHO A. (2000). Sedimentary basins of South America. In Cordani U. G., Milani E. J., Thomas Filho A., and Campos D.A. Eds., *Tectonic evolution of South America, 31th Int. Geol. Congress, Rio de Janeiro, 06-17 VIII 2000*, 389-449.
- MILTON N.J. & EMERY D. (1996). Outcrop and well data. In D. Emery and K.J. Myers Eds., *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science Eds., Oxford, 61-79.
- MINGARRO F. & ORDONEZ S. (1982). Petrología Exógena I. Editorial Rueda, 387 p., Madrid.
- MINSTER J.B. & JORDAN T.H. (1978). Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- MITROVICA J.X., BEAUMONT C. & JARVIS G.T. (1989). Tilting of continental interiors by dynamical effects of subduction. *Tectonics*, **8**, 1079-1094.
- MOBERLY R., SHEPHERD G.L. & COULBOURN W.T. (1982). Forearc and other basins, continental margin of northern and southern Peru and adjacent Ecuador and Chile. In: *Trench-Forearc Geology, Geol. Soc. London Spe. Pub.*, **10**, 171-189.
- MOJICA J., KAMMER A. & UJUETA G. (1996). El Jurásico del sector Noroccidental de Suramérica y Guía de la excursión al Valle Superior del Magdalena (Nov. 1-4/95). regiones de Patandé y Prado, departamento de Tolima, Colombia. *Geol. Colombiana*, **21**, 3-40.
- MOJICA J. & PRINZ-GRIM P. (2000). La fauna de amonitas del Triásico tardío en el Miembro Chicalá (= parte baja de la Formación Saldaña) en Payandé, Tolima, Colombia. *Geol. Colombiana*, **25**, 13-22, 6 Figs.
- MONZIER M., ROBIN C., HALL M., COTTON J., MOTHES P. & EISSEN J.P. (1997). Les adakites de l'Équateur: modèle préliminaire. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **324**, 545-552.
- MORA H., KELLOG G.N., FREYMUILLER J.T., DIXON T.H. & LEFFLER L. (1995). Tectonics of northwestern South America, CASA GPS measurements. *EOS*, April 25, T21A-3.
- MORAES M.A.S., BLASKOWSKI P.R., RODRIGUES E.B. & ARIENTE L.M. (2003). New architectural model for turbidite systems. *3rd Latin American Congress of Sedimentology, Belém, Brasil, 08-11 jun/2003, IAS Eds., Abst.*, 164-165.
- MORENO M. (1983). Estratigrafía detallada del Grupo Azúcar en los acantilados de Playas. *Tesis de grado Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería en Geología, Minas y Petróleos, Escuela Politécnica del Litoral, Guayaquil*, 182 p.
- MORENO J.M. (1990). Stratigraphy of the Lower Cretaceous Rosablanca and Cumbre Formations, Uta Sandstone and Murca Formation, West Flank, Eastern Cordillera, Colombia. *Geol. Colombiana*, **17**, 65-86.
- MORTON A.C. & HALLSWORTH C.R. (1999). Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedim. Geol.*, **124**, 3-29.
- MOUNT J. (1985). Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, **32**, 435-442.
- MOURIER T., BENGSTON P., BONHOMME M., BUGE E., CAPPETTA H., CROCHET J.Y., FEIST M., HIRSCH K., JAILLAUD E., LAUBACHER G., LEFRANC J.P., MOULLADE M., NOBLET C., PONDS D., REY J., SIGE B., TAMBAREAU Y. & TAQUET P. (1988). The Upper Cretaceous-Lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua basin, Northern Peru. *Newsl. Strat.*, **19**, 143-177.
- MOURIER T., LAJ C., MEGARD F., ROPERCH P., MITOUARD P. & FARFAN MEDRANO A. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **88**, 1-11.
- MOURIER T., MEGARD F., REYES RIVERA L. & PARDO AEGUEDAS A. (1988). L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-sud Équateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuim. *Bull. Soc. Géol. France*, **8-4**, 69-79.
- MULDER T. (1993). La vitesse du courant de turbidité de 1979 à Nice: apports de la modélisation. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **317**, 1449-1455.
- MULLER R., NYSTUEN J.P. & WRIGHT P. (2004). Pedogenic mud aggregates and paleosol development in ancient dryland river systems: criteria for interpreting alluvial mudrock origin and floodplain dynamics. *J. Sedim. Res.*, **74**, 527-537.
- MUTTI E. (1977). Depositional model of the turbiditic Hecho Group. *Sedimentology*, **24**, 107-131.
- MYRROW P.M., TICE L., ARCHULETA B., CLARK B., TAYLOR J.F. & RIPPERDAN R.L. (2004). Flat-pebble conglomerate: its multiple origins and relationship to metre-scale depositional cycles. *Sedimentology*, **51**, 973-996.
- NAESER C.W., CROCHET J.Y., JAILLAUD E., LAUBACHER G., MOURIER T. & SIGE B. (1991). Tertiary friction-track ages from the Bagua syncline (northern Peru): Stratigraphic and tectonic implications. *J. South Amer. Earth Sc.*, **4**, 61-71.

- NELSON C.H., KARABANOV E.B., COLMAN S. M. & ESCUTIA C. (1999). Tectonic and sediment supply control of deep rift lake turbidite systems: Lake Baikal, Russia. *Geology*, **27**, 163-166.
- NETTO R.G., BUATOIS L.A., MANGANO M.G. & BALISTIERI P. (2003). Understanding the behavior represented by Gyrolithes: a new ethological approach for a multiple-purpose burrow. *3rd Latin American Congress of Sedimentology, IAS, 08-11 VII 2003, Belém, Brasil, Ext. Abst.*, 177-178.
- NETTO R.G. & ROSSETTI D.F. (2003). Ichnofabrics and sea-level fluctuations: an example from the Miocene Pirabas / Barreiras Succession. *3rd Latin American Congress of Sedimentology, IAS, 08-11 VII 2003, Belém, Brasil, Ext. Abst.*, 178-179.
- NICHOLS G.J. (2005). *Sedimentology and stratigraphy*. Blackwell Publishing Co., 355 p., Oxford.
- NISHIWAKI N. (2000). Revision of Systematics in Sedimentary Petrology with Special Reference on Sandstone Composition in Tectonic Provinces. *News of Research Group on Sandstone Composition and Tectonics in East Asian Tectonic Belt*, 11p.
- NOBLE S.R., ASPDEN J.A. & JAMELITA R. (1997). Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geol. Soc. America Bull.*, **109**, 789-798.
- NOBLE D.C., MCKEE E.H. & MEGARD F. (1978). Eocene uplift unroofing of the coastal batholith near Lima, Central Peru. *J. Geol.*, **86**, 403-405.
- NOBLET C. & MAROCCO R. (1989). Lacustrine Megaturbidites in an Intermontane Strike-Slip Basin: the Miocene Cuenca Basin of South Ecuador. *International Symposium on Intermontane Basins: Geology and Resources, 30 I-02 II 1989, Chiang Mai, Thailand*, 282-293.
- NOBLET C., LAVENU A. & MAROCCO R. (1996). Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, **225**, 65-78.
- NORABUENA E., LEFFLER-GRIFFIN L., MAO A., DIXON T., STEIN S., SACKS I.S., OCCOLA L. & ELLIS M. (1998). Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Andes. *Science*, **279**, 358-362.
- ODIN G.S. (1994). Geological Time scale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**, 59-71.
- OLIVERO D. & GAILLARD C. (1996). Ichnologie du passage Cénomanién-Turonien. Exemple de la coupe de Vergons (Alpes de Haute-Provence, SE France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **322**, 1005-1012.
- ORDONEZ M., JIMENEZ N. & SUAREZ J. (2004). Análisis micropaleontológico de muestras de las formaciones: Jadán, Cumbe (?) y Saquisilí de la Cordillera Occidental del Ecuador. *Centro de Investigaciones Geológicas-Guayaquil (CIGG). Petroproducción, Informe Técnico*, 5 p.
- ORDONEZ M. & SUAREZ J. (2000a). Análisis micropaleontológico de muestras de la Cordillera Occidental para el IRD (Series : 99.P.02-99.P.08, 99.G.01-99.G.10). *Centro de Investigaciones Geológicas-Guayaquil (CIGG), Petroproducción*, 2 p.
- ORDONEZ M. & SUAREZ J. (2000b). Análisis micropaleontológico de muestras de la Cordillera Occidental para el IRD (Series: 99.G.11-99.G.50). *Centro de Investigaciones Geológicas - Guayaquil (CIGG), Petroproducción*, 3 p.
- ORDONEZ M., SUAREZ J. & JIMENEZ N. (2002). Análisis micropaleontológico de muestras de la Cordillera Occidental, afloramientos entre Santiago y Páramos de Navas. *Centro de Investigaciones Geológicas-Guayaquil (CIGG). Petroproducción*, 10 p.
- ORDONEZ M., SUAREZ J. & JIMENEZ N., con la colaboración de TOALA G., ANDRADE R., VELIZ F., PARRA M. & GONZALEZ P. (2003). Análisis micropaleontológico de 8 de 31 muestras de la cordillera Occidental. *Centro de Investigaciones Geológicas-Guayaquil (CIGG). Petroproducción, Guayaquil, Informe Técnico, No. 258-PPG-2004*, 13 p., 4 pl.
- ORDONEZ M., SUAREZ J. & JIMENEZ N. (2003a). Análisis micropaleontológico de muestras de la Cordillera Occidental. *Centro de Investigaciones Geológicas-Guayaquil (CIGG). Petroproducción*, 2 p.
- ORDONEZ M., SUAREZ J. & JIMENEZ N. (2003). Análisis micropaleontológico de muestras de la parte Norte y Austral de la Cordillera Occidental. *Centro de Investigaciones Geológicas-Guayaquil (CIGG). Petroproducción*, 6 p.
- ORDONEZ M., SUAREZ J. & JIMENEZ N. (2004). Análisis micropaleontológico de 31 muestras de la Cordillera Occidental. *Centro de Investigaciones Geológicas-Guayaquil (CIGG). Petroproducción*, 17 p., 4 fig., 2 tab.
- ORDONEZ M., SUAREZ J., JIMENEZ N. & MONTENEGRO G. (2001). Análisis micropaleontológico, geoquímico y petrográfico de 10 muestras de la carretera Patuca-Santiago, Proyecto Precretácico. *Centro de Investigaciones Geológicas-Guayaquil (CIGG), Informe Técnico, No. 10-PPG-2001, Petroproducción*, 15 p., 1 pl., Guayaquil.
- PAIK I.S. & KIM H.J. (1998). Subaerial lenticular cracks in Cretaceous Lacustrine deposits, Korea. *J. Sedim. Res.*, **68**, 80-87.
- PAINE M.D., ANAND R.R., ASPANDIAR M., FOTZPATRICK R.R. & VERRAL M.R. (2005). Quantitative heavy-mineral analysis of a Pliocene beach placer deposit in Southeastern Australia using the AutoGeoSEM. *J. Sedim. Res.*, **75**, 742-759.
- PAPIHITS D., COLLINS M. B., NASH L.A. & WALLBRIDGE S. (2002). Settling velocities and entrainment thresholds of biogenic sands (shell fragments) under unidirectional flow. *Sedimentology*, **49**, 211-225.
- PARDO-CASAS F. & MOLNAR P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, **6**, 233-248.
- PARRA M., MOSCARDINI L. & LORENTE M.A. (2003). Late Cretaceous Anoxia and Lateral Microfacies Changes in the Tres Esquinas Member, La Luna Formation, Western Venezuela. *Palaio*, **18**, 321-333.
- PECORA L., JAILLARD E., & LAPIERRE H. (1999). Accrétion paléogène et décrochement dextre d'un terrain océanique dans le Nord du Pérou. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **329**, 389-396.
- PEDOJA K., ORTLIEB L., DUMONT J.F., LAMOTHE A.M., GHALEB C.B., AUCLAIR M. & LABROUSSE B. (2006). Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geol.*, **228**, 73-91.
- PEMBERTON S.G., FREY R.W., RANGER M. & MAC EACHERN J.A. (1992). The conceptual framework of ichnology. In S.G. Pemberton Ed., *Application of ichnology to petroleum exploration-A core workshop. SEPIM Core Workshop*, 17, 1-32.
- PEMBERTON S.G. & MAC EACHERN J.A. (1995). The Sequence Stratigraphic Significance of Trace Fossils: Examples from the Cretaceous Foreland Basin of Alberta, Canada. In J.C. Van Wagoner and G. Bertram Eds., *Sequence stratigraphy of foreland basin deposits-outcrops and subsurface examples from the Cretaceous of North America. AAPG Mem.*, **64**, 429-475.
- PEMBERTON S.G., MAC EACHERN J.A. & FREY R.W. (1992). Trace fossils facies models: environmental and allostratigraphical significance. In Walker and James eds., *Facies Models: response to sea level change. Geol. Ass. Canada*, 47-72.
- PENNINGTON W.D. (1981). Subduction of the Eastern Panama basin and seismotectonics of the northwestern South America. *J. Geoph. Res.*, **86**, 10753-10770.
- PETFORD N. & ATHERTON M.P. (1992). Granitoid emplacement and deformation along a major crustal lineament: The Cordillera Blanca, Peru. *Tectonophysics*, **205**, 171-185.
- PEREZ M. (2004). Análisis convencionales en plugs de corona de las areniscas Basal Tena y M1 (8307'-8337'). *Centro de Investigaciones Geológicas-Quito (CIGQ). Petroproducción, Quito*.
- PETROVITCH R. (1981). Kinematics of dissolution of mechanic comminuted rock-forming oxides and silicates: I. Deformation and dissolution of quartz under laboratory conditions. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **45**, 1665-1674.
- PETTJOHN F.J., POTTER P.E. & SEEVER R. (1987). Sand and sandstone. Springer Verlag Eds., second edition, 553 p., New York.
- PEYBERNES B., SOUQUET P., VIL A J.M., YOUSSEF M.B., DURAND-DELGA M., KAMOUN E., DEVOLYÉ J.J., CHARRIERE A., GHANMI M., ZARBOUT M. & SAADI J. (1994). Les séries turbiditiques du Tortonien supérieur et du Crétacé basal (Formations Maiana, Hamada et Seroula) de la zone nord-atlasique à "Schistosité" (NE de la Tunisie). *C.R. Ac. Sc. Paris*, **319**, 1535-1543.
- PEYBERNES B., FONDECAYE-WALLEZ M.J., GOURINARD Y. & EICHENE P. (1997). Stratigraphie séquentielle comparée et "grade-datation" par les foraminifères planctoniques du Campano-Maastrichtien et du Paléocène de quelques sites d'Europe sud-occidentale et d'Afrique du Nord. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **324**, 839-846.
- PILGER R.H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *J. Geol. Soc London*, **141**, 793-802.

- PINDELL J.L., GEORGE R.P. JR., CHRISTANCHOS J. & HIGGS R. (1997). Clarification of the Late Cretaceous–Paleogene evolution of Colombia. *Sexto Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, 15-17 IX 1997, Cartagena de Indias, Colombia, Res. Ext.*, **1**, 129-132.
- PINDELL J.L. & TABBUTT K.D. (1995). Mesozoic–Paleozoic paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. In A.J. Tankard, R. Suárez S., and H.J. Welsink. *Petroleum basins of South America. AAPG Mem.*, **62**, 101-174.
- PLAZIAT J.C. & POISSON A.M. (1992). Mise en évidence de plusieurs séismes majeures dans le Stampien supérieur continental au Sud de Paris : enregistrements sédimentaires de la tectonique oligocène. *Bull. Soc. Géol. France*, **163**, 541-551.
- PLINT G., HART B.S. & DONALDSON W.S. (1993). Lithospheric flexure as a control on stratal geometry and facies distribution in Upper Cretaceous rocks of the Alberta foreland basin. *Basin Research*, **5**, 69-77.
- POREBSKI S. & STEEL R.J. (2003). Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deep water sands. *Earth Science Rev.*, **62**, 283–326.
- POSTMA G. (1990). Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In A. Collela and D.B. Prior Eds., *Coarse Grained Deltas. Int. Ass. Sedimentol., Sp. Pub.*, **10**, 13–27.
- POWERS M.C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sedim. Petrol.*, **23**, 117-119.
- PRATT W.T., FIGUEROA J.F. & FLORES B.G. (1998). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 3°-4° S. E: 1:200000. *Codigem-Ministerio de Energía, y Minas–BGS Publ.*, Quito.
- PRATT W.T., DUQUE P. & PONCE M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, **399**, 251-278.
- PRESTON J., HARTLEY A., MANGE-RAJETZKY M., HOLE M., MAY G., BUCK S. & VAUGHAN L. (2002). The provenance of the Triassic continental sandstones from Beryl Field, Northern North Sea: mineralogical, geochemical, and sedimentological constraints. *J. Sedim. Res.*, **72**, 18-29.
- PREVOT R., CHATELAIN J.L., GUILLIER B. & YEPES H. (1996). Tomographie des Andes équatoriennes: évidence d'une continuité des Andes centrales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**, 833-840.
- PRINCE C.M. (1999). Textural and diagenetic controls on sandstone permeability. *GCAGS 1999 Annual Meeting Proc.*, 1-18. Lafayette, LA.
- RADIC J.P. & JORDAN T.E. (2004). Late Cretaceous to Cenozoic evolution of the Girardot Basin, Upper Magdalena Valley, Colombian Andes. *3th Technical Convention of the Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo*, 10 p., Bogotá.
- RAMON J.C. (1996). Oil Geochemistry of the Putumayo Basin. *Ciencia, Tecnología y Futuro, Bogotá*, **1**, No. 2, 25-34.
- RAMOS V.A. & ALEMÁN A. (2000). Tectonic evolution of the Andes. In Cordani U. G., Milani E. J., Thomas Filho A., and Campos D.A. Eds., *Tectonic evolution of South America. 31th Int. Geol. Congress, Rio de Janeiro, 06-17 VIII 2000*, 635-680.
- RANDEL R. & LOZADA F. (1976). Hoja Geológica de Chimborazo, E: 1 : 100.000. Dirección General de Geología y Minas, Quito.
- RAYNAUD J.-F., BOUROULLEC J., HOMEWOOD P. & VILLANOVA M. (1993). Équateur, bassin de l'Orient: Étude palynologique d'un intervalle Crétacé supérieur sur 20 puits. Étude sédimentologique des grès M1. *ELF-Aquitaine Production, rapport inédit*, 98p., 19 pl.
- REA D.K. AND MALFAIT B.T. (1974). Geologic evolution of the Northern Nazca Plate. *J. Geol.*, **2**, 317-320.
- READING H.G. (1987). Fashions and models in sedimentology: a personal perspective. *Sedimentology*, **34**, 6-9.
- READING H.G. eds., (1996). *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Third Edition, 688 p., Oxford.
- READING H.G. & COLLINSON I.G. (1996). Clastic coasts. In H.G. Reading ed., *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, 154-231.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980). *Depositional Sedimentary Environments, With Reference to Terrigenous Clastics*. Springer-Verlag eds., Berlin, Second edition, 549 p.
- READING H.G. & JEVELL B.K. (2002). Controls on the sedimentary rocks. In H.G. Reading 1996 Eds., Blackwell Science Eds., Oxford, 3 ed, 688 p.
- REY J. (1997). Stratigraphic, terminologie française. *Bull. Elf Aquitaine prod., Mém.* **19**, 164 p.
- REYNAUD C., JAILLARD É., LAPIERRE H., MAMBERTI M. & MASCLE G.H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of Southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of Northwestern South America. *Tectonophysics*, **307**, 235-254.
- RICCI-LUCCHI F. (1975). Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy). *J. Sedim. Petrol.*, **45**, 3-43.
- RIDING J.B. (1989). A palynological investigation of a sample from the Maguazo division, Río Jadán, Ecuador. In *Third Annual Report of the Cordillera Real Geological Project, INEMIN–British Mission, unpublished Open File Report*, BGS, Keyworth, Nottingham, UK, and INEMIN, Quito.
- RIMINGTON N., CRAMP A. & MORTON A. (2000). Amazon Fan sands: implications for provenance. *Marine Petrol. Geol.*, **17**, 267-284.
- RIVADENEIRA M. & SANCHEZ H.F. (1991). Consideraciones geológicas del pre-Aptense en la Cuenca Oriente. *Sexto Congreso Ecuatoriano de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Geotecnia, 12-16 XI 1991, Guayaquil, Res. Ext.*, 40 p. + figs.
- RIVADENEIRA M., DÁVILA C. & TORO ÁLAVA J. (1995). La Arenisca M1. *Primer Congreso Internacional de Petróleo, Geología y Medio Ambiente y Exposición Tecnológica Afín, Escuela Politécnica Nacional Eds., Quito, 13-17 XII 1995, Res.*, 57-58.
- RIVADENEIRA M. & BABY P. con la colaboración de DÁVILA C. & CHRISTOPHOUL F. (1999). La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas y de los principales campos de Petroproducción. *Convenio ORSTOM–Petroproducción, Relaciones Institucionales de Petroecuador e IRD Eds.*, 88p., Quito.
- RIVADENEIRA M. (2004). Breve reseña histórica de la explotación petrolera de la cuenca Oriente. In: Baby P., Rivadeneira M. and Barragán R. Eds., *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, Trav. Inst. Fr. Études Andines*, **144**, 205-228.
- RIVADENEIRA M. & BABY P. (2004). Características geológicas generales de los principales campos petroleros de Petroproducción. In: Baby P., Rivadeneira M. and Barragán R. Eds., *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, Trav. Inst. Fr. Études Andines*, **144**, 229-295.
- ROBIN C., MONZIER M., HALL M. & EISSEN J.P. (1995). Le volcan Mojanda (Équateur), deux appareils contemporains aux dynamiques éruptives, développements et caractères différents. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **321**, 111-1118.
- ROBERT E., BULOT G. L., JAILLARD E. & PEYBERNES B. (2002). Proposition d'une nouvelle biozonation par ammonites de l'Albien du bassin andin (Pérou). *C. R. Acad. Sci. Paris Paleovol.*, **1**, 1-9.
- ROBERTSON RESEARCH (1985). Evaluación Geológica de cuatro pozos en la Cuenca Sur-Oriente (Amazonas-1, Balsaura-1, Huito-1 y Marañón-1), Ecuador. *Petroproducción, reporte inédito, ECUA-230*, Quito.
- ROBION Ph., BORDAS LE FLOCH N., ROTIRE F. & FRIZON DE LAMOTTE D. (2000). Fabrique magnétique et déformation dans les réservoirs gréseux: exemple de la Cordillère-Est colombienne. *18e Réunion Sciences de la Terre (RST 2000), Rés.*, 224.
- ROCHAT P. (2002). Structure et cinématique de l'Altiplano nord-Bolivien au sein des Andes Centrales. *Géologie Alpine, Mémoire H.S.*, **38**, 193 pp.
- ROCHAT P., HERAIL G., BABY P., MASCLE G. & ARANIBAR O. (1998). Analyse géométrique et modèle tectonosédimentaire de l'Altiplano Nord-Bolivien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **327**, 769-775.
- ROCHAT P., HERAIL 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*, **328**, 189-195.
- ROMERO J., CAUS E. & ROSELL J. (2002). A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). *Pal. Pal. Pal.*, **179**, 43-56.
- ROMEUF N., AGUIRRE L., SOLER P., FERAUD G., JAILLARD E. & RUFFET G. (1995). Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Rev. Geol. Chile*, **22**, 245-259.
- ROMEUF N., MUNCH P., SOLER P., JAILLARD E., PIK R. & AGUIRRE L. (1997). Mise en évidence de deux lignées magmatiques dans le volcanisme du Jurassique inférieur de la zone subandine équatorienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **324**, 361-368.

- ROPERCH P., MEGARD F., LAJ C., MOURJER T., CLUIRE T.M. & NOBLET C. (1987). Rotated Oceanic Blocks in Western Ecuador. *Geoph. Res. Lett.*, **14**, 558-561.
- ROSANJA G. & MORALES P. (1987). Compilación Paleogeográfica del Oriente Ecuatoriano. II Congreso Andino de la Industria del Petróleo and, Oro y Petróleo. Quito, 04 I 1987, 27-33.
- ROSI M., LANDI P., POLACCI M., DI MURO A. & ZANDOMENEGHI D. (2004). The role of conduit shear on ascent of the crystal-rich magma feeding the 800-year-B.P. Plinian eruption on Quilotoa Volcano (Ecuador). *Bull. Volcanology*, **66**, 307-321.
- ROSTOTSEVA Y.V. & SHAPIRO M.N. (1998). Provenance of the Paleocene-Eocene clastic rocks of the Komandorsky Islands. *Sedimentology*, **45**, 201-216.
- ROWE C.A., MUSTARD P.S., MAHONEY J.B. & KATNICK D.C. (2002). Orientated clastic dike swarms as indicators of paleoslope? An example from the Upper Cretaceous Nanaimo Group, Canada. *J. Sedim. Petrol.*, **72**, 192-200.
- RUIZ G.M.H. (2002). Exhumation of the northern Sub-Andean Zone of Ecuador and its source regions: a combined thermochronological and heavy mineral approach. Thèse ETH No. 14905. Zurich.
- RUIZ G.M.H., SEWARD D., WINKLER W. & SPIKINGS R. (2002). Detrital provenance and exhumation in the Ecuadorian Subandean zone: a key region leading to understanding the Andean geodynamics., *5th Int. Symp. Andean Geodynamics, 16-18 IX 2002 Toulouse-France, Ext.Abst.*, 565-568.
- RUIZ G.M.H., SEWARD D., WINKLER W. (2004). Detrital thermochronology a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. *Basin Research*, **16**, 413-430.
- RULL V. (1999). Palaeofloristic and Palaeovegetational across the Paleocene/Eocene boundary in northern South America. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **107**, 83-95.
- RYAN R.J., O'BEIRNE-RYAN A.M. & ZENTILLI M. (2005). Rounded cobbles that have not traveled far: incorporation of cobblestones from saprolites in the South Mountain area of southern Nova Scotia, Canada. *Sedimentology*, **52**, 1109-1121.
- SAJONA F.G. & MAURY R.C., (1998). Association of adakites with gold and copper mineralizations in the Philippines. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **326**, 27-34.
- SAJU B.K. (1964). Thin-section analysis of sandstones on weight-frequency basis. *Sedimentology*, **7**, 255-259.
- SALLARES V. & CHARCIS P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **214**, 545-559.
- SALLER A., BALL B., ROBERTSON S., MCPHERSON B., WENE C., NIMS R. & GOGAS J. (2001). Reservoir characteristics of Devonian cherts and their control on oil recovery: Dollarhide field, west Texas. *AAPG Bull.*, **85**, 35-50.
- SAMUEL O. & SALAJ J. (1968). Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava, 232 p.
- SANTOS M. (1986). Gallo Rumi: ambiente de depósito, consecuencias estructurales. *Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos, 20-26 X 1986, Quito*, **1**, 123-136.
- SANTOS M. & RAMIREZ F. (1986). La Formación Apagua: una nueva edad Eocénica en la Cordillera Occidental del Ecuador. *Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos, 20-26 X 1986, Quito*, **1**, 179-189.
- SANTOS M., RAMIREZ F., ALVARADO G. & SALGADO S. (1986). Las calizas del Eoceno Medio del Occidente Ecuatoriano *Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos, 20-26 X 1986, Quito*, **1**, 79-89.
- SAVAGE K. M., DE CESERO P. & POTTER P.E. (1998). Mineralogical maturity of modern sand along a high-energy tropical coast: Baixada de Jacarepaguá, Rio de Janeiro, Brasil. *J. South Amer. Earth Sc.*, **1**, 317-328.
- SAVOYE B., COCHONAT P., APPRIOVAL R., BAIN O., BALTZER A., BELLEC V. & ALI., (2000). Structure et évolution récente de l'éventail turbiditique du Zaïre: premiers resultants scientifiques des missions d'exploration Zaiango 1 and 2 (marge Congo-Angola). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **331**, 211-220.
- SCASSO R.A. & LIMARINO O. (1997). Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. Asoc. Argentina Sedimento. (AAS), Pub. Esp., #1, 259 p., Buenos Aires.
- SCASSO R.A. & KIESSLING W. (2001). Diagenesis of Upper Jurassic concretions from the Antarctic Peninsula. *J. Sedim. Res.*, **71**, 88-100.
- SCHIEBER J. (2003). Simple Gifts and Buried Treasures. Implications of Finding Bioturbation and Erosion Surfaces in Black Shales. *Sediment. Record*, **1**, 4-8.
- SCHNEIDER SANTOS J.O., HARTMANN L.A., GAUDETTE H.E., GROVES D.I., MCNAUGHTON N.J. & FLETCHER I.R. (2000). A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**, 453-488.
- SCHOLL D.W., VON HUENE R., VALLIER T.J. & HOWELL D.G. (1980). Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at undesthrusts ocean margins. *Geology*, **8**, 564-568.
- SCOTSE C.R. (Chairman) et al., (1998). Lithosphere Program: Palcomap Project. IUGG-IUGS, University of Texas, Arlington.
- SEBRIER M., LAVENU A., FORNARI M. & SOULAS J.P. (1988). Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, **3**, 85-106.
- SEILACHER A. (1967). Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **5**, 413-428.
- SEMPÈRE T., BUTLER R., RICHARDS D., MARSHALL L., SHARP W. & SWISHER C. (1997). Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-Lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 709-726.
- SEQUEIRA A.C., BORCHI L., DE SOUZA I. & DE ABREU C.J. (2002). Guia dos lenofósseis de Invertebrados do Brasil. Editora Interciencia, 260 p., Rio de Janeiro.
- SCHMITT J.G. & STEIDTMANN J.R. (1990). Interior ramp-supported uplifts: implication for sediments provenance in foreland basins. *Geol. Soc. America Bull.*, **102**, 494-501.
- SHANMUGAM G. (1992). Rhythms in deep sea, fine-grained turbidite and debris-flow sequences, Middle Ordovician, eastern Tennessee. In Dorrik A. Stow ed., *Reprint Series Int. Ass. Sedimento. (IAS)*, **3**, Blackwell Science Publishers, 473 p., 167-206 (rep. from *Sedimentology* 1980, **27**, 419-432).
- SHANMUGAM G., (1997). The Bouma sequence and the turbidite mind set. *Science Reviews*, **42**, 201-229.
- SHANMUGAM G., (2002). Ten turbidite myths. *Science Reviews*, **58**, 311-341.
- SHANMUGAM G., (2003). Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. *Marine Petrol. Geol.*, **20**, 471-491.
- SHANMUGAM G., BLOCH R.B., MITCHELL S.M., BEAMISH G.W.J., HODGKINSON R.J., STRAUME T., SYVERTSEN E. & SHIELDS K.F. (1995). Basin-floor fans in the North Sea: Sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies. *AAPG Bull.*, **79**, 477-512.
- SHANMUGAM G., MOIOLA R.J. & SALES J.K. (1988). Duplex-like structures in submarine fan channels, Ouachita Mountains, Arkansas. *Geology*, **16**, 229-232.
- SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. (1988). Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth Sc. Rev.*, **24**, pp. 383-428.
- SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. (1995). Reinterpretation of depositional processes in a clastic flysh sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. *AAPG Bull.*, **79**, 672-695.
- SHANMUGAM G., POFFEMBERGER M. & TORO ALAVA J. (2000). Tide-Dominated Estuarine Facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") Formations (Cretaceous), Sacha Field, Oriente Basin, Ecuador. *AAPG Bull.*, **84**, 652-682.
- SHEPHERD G.L. & MOBERLY R. (1981). Coastal structure and continental margin, northwest Peru and southwest Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **154**, 351-391.
- SHIMIZU H., KUNIMARU T., YONEDA S. & ADACHI M. (2001). Sources and Depositional Environments of Some Permian and Triassic Cherts: Significance of Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic and REE Abundance Data. *J. Geol.*, **109**, 105-125.
- SIGAL J. (1967). Reporte del Estudio estratigráfico del IFP. *IFP and Servicio Nacional de Geología y Minas Eds., internal report*, 130 p., Quito.
- SIGAL J. (1969). Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Équateur. *Rev. Española Micropal.*, **1**, 205-236.
- SINCLAIR H.D. & TOMASSO M. (2002). Depositional evolution of confined turbidite basins. *J. Sedim. Res.*, **72**, 451-456.
- SINGH P. & RAJAMANI V. (2001). Geochemistry of the floodplain sediments of the Kaveri River, Southern India. *J. Sedim. Res.*, **71**, 50-60.

- SINTON C.W., DUNCAN R.A., STOREY M., LEWIS J. & ESTRADA J.J. (1998). An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **155**, 221-235.
- SMITH G.J. & JACOBI R.D. (2001). Tectonic and eustatic signals in the sequence stratigraphy of the Upper Devonian Canadaway Group, New York State. *AAPG Bull.*, **85**, 325-357.
- SNEDDEN J.W. & JUMPER R.T. (1990). Shelf and Shoreface Reservoirs, Tom Walsh-Owen Field, Texas. In J.H. Barwis, J.G. McPerson, and R.J. Studlick Eds., *Sandstone Petroleum Reservoirs*. Springer-Verlag, 415-436.
- SOHN Y.K., RHEE C.W. & KIM B.C. (1999). Debris Flow and Hyperconcentrated Flood-Flow Deposits in an Alluvial Fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *J. Geol.*, **107**, 111-132.
- SOLER P. (1991). Contribution à l'étude du magmatisme associé aux marges actives. Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique du magmatisme crétacé à pliocène le long d'une transversale des Andes du Pérou central. Implications géodynamiques et métallogéniques. Thèse Sciences Univ. de Paris VI, 846 pp., Paris.
- SOLER P. & BONHOMME M. (1990). relations of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from late Cretaceous to Present. *Geol. Soc. America Mem.*, **241**, 173-191.
- SOMOZA R. (1998). Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during last 40 my: Implications for mountain building in the Central Andean region. *J. South Amer. Earth Sc.*, **11**, 211-215.
- SOURIS M. (2001). República del Ecuador: modelo numérico del relieve, escala 1:100000. Modèle numérique calculé à partir des cartes topographiques de l'IGM (1:50000, 1:100000). Quito.
- SPIKINGS R.A., WINKLER W., SEWARD W. & HANDLER R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **186**, 57-73.
- SPIKINGS R.A., WINKLER W., HUGHES R.A. & HANDLER R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and postaccretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, **399**, 195-220.
- STAUDER W. (1975). Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidence by focal mechanisms and by seismicity. *J. Geoph. Res.*, **80**, 1053-1064.
- STEINMANN G. (1929). *Geologie von Peru*. Karl Winter Ed., Heidelberg, 448 p.
- STEINMANN M. (1997). The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution. Ph.D. Thesis, ETH Zurich, No. 12297, 176 p.
- STEINMANN M., HUNGERBULER D., SEWARD D. & WINKLER W. (1999). Neogenetic tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics*, **307**, 255-276.
- STOW D.A.V. & JOHANSSON M. (2000). Deep-water massive sands: Nature, origin and hydrocarbon implications. *Mar. Petrol. Geol.*, **17**, 145-174.
- STURROCK S.J. (1996). Sequence stratigraphic tools: Biostratigraphy. In: Emery D., and Myers K.J. Eds., *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Eds., Oxford, 89-110.
- SUTTNER L.J., BASU A. & MACK G.H. (1981). Climate and the origin of quartzarenites. *J. Sedim. Petrol.*, **51**, 1235-1246.
- SWANSON D.C. (1993). The importance of fluvial processes and related Reservoir Deposits. *J. Petroleum Technology*, **45**, 368-377.
- TABOADA A., RIVERA L.A., FUENZALIDA A., CISTERNAS A., PHILIP H., BIJWAARD H., OLAYA J. & RIVERA C. (2000). Geodynamic of northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, **19**, 787-813.
- TAIPE E., JAILLARD E. & JACAY J. (2004). Estratigrafía y evolución sedimentológica de la serie del Cretáceo superior de la Península de Paita. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **97**, 07-27.
- TANG Z., PARNELL J. & LONGSTAFFE F.J. (1997). Diagenesis of analcime-bearing reservoir sandstones: the Upper Permian Pingdiquan Formation, Junggar Basin, Northwest China. *J. Sedim. Res.*, **67**, 486-498.
- TARNEY J. (1996). Plate tectonics: Thermal aspects of subduction zones. *E-Library*, Plate Tectonics Lecture 6: GL209, 7 p., USA.
- TAYLOR A., GOLDRING R. & GOWLAND S. (2003). Analysis and application of ichnofabrics. *Earth Sc. Rev.*, **60**, 227-259.
- TERRAZA R. (2003). Origen diagenético de cherts y porcelanitas en las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior (Grupo Olivi), al Sur de San Luis (Tolima), valle superior del Magdalena, Colombia. *Geol. Colombiana*, **28**, 79-94.
- TENEIRA W., TASSINARI U., CORANI G. & KAWASHITA K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**, 213-227.
- THALMANN H.E. (1943). Upper Cretaceous Limestones near San Juan, Province of Chimborazo (Western Andes). Ecuador. *Geol. Soc. America Bull.*, **55**, 1827-1828.
- THALMANN H.E. (1946). Microfauna of Upper Cretaceous and Paleocene of Western Ecuador. *AAPG Bull.*, **30**, 337-347.
- THOMAS G., LAVENU A. & BERRONES G. (1995). Évolution de la Subsidence dans le Nord du bassin de l'Orienté équatorien (Crétacé supérieur à Actuel). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **320**, 617-624.
- TIBALDI A. & FERRARA L. (1992). Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, **205**, 109-125.
- TOKUNAGA T. (2000). The role of turbidites on compaction and dewatering of underthrust sediments at the toe of the northern Barbados accretionary prism: new evidence from Logging While Drilling, ODP Leg 171 A. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **178**, 385-395.
- TORO ÁLAVA J. (1994). Geodinámica de la Cuenca Sedimentaria Progreso, Provincia del Guayas. Thèse d'Ingénieur Géologue, Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Mines et Pétroles, 428 p., 94 figs., 39 tables, 6 annexes, Quito.
- TORO ÁLAVA J. (1997). Stratigraphie Séquentielle de l'intervalle Albien supérieur-Turonien inférieur du Bassin Oriente d'Équateur. Mémoire DEA (Master M2), Univ. Joseph Fourier Grenoble, 45 p., plus fig.
- TORO ÁLAVA J. (2001). Breve reconocimiento geológico de la Cordillera de Cutucú. Estudio de los afloramientos de carretera desde Patuca hasta el km 36,8 vía Santiago-Puerto Morona. *Convenio de Cooperación Científica IRD-Petroproducción, reporte interno* (No. 108-CIG-2001, 161V2001). 20p., 02 mapas, 01 tablas, 10 figs., Quito.
- TORO ÁLAVA J. & JAILLARD E. (2003). The Rumi Cruz Formation, a clastic sedimentary response to an upper Eocene accretion in the Western Cordillera of Ecuador. *3rd Latin American Congress of Sedimentology, Belem, Brazil, Jun 08-11 2003, IAS Eds., Ext. Abs.*, 182.
- TORO ÁLAVA J. & JAILLARD E. (2005). Provenance of the Upper Cretaceous to Upper Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador: Tectonic and Geodynamic Implications. *Tectonophysics*, **399**, 279-292.
- TORO ÁLAVA J. & JAILLARD E. (2005). The Late Cretaceous-Eocene clastic deposits in Ecuador: Sedimentary response to accretionary events. *6th Int. Symp. Andean Geodynamics 11-14 IX 2005, Barcelona-Spain, Ext. Abst.*, 734-737.
- TORO ÁLAVA J. & MAROCCO R. (1994). Los Conglomerados El Morro: hacia su redefinición. *Revista Estudios de Geografía: El Contexto Geológico del Espacio Físico Ecuatoriano: Neotectónica, Geodinámica, Volcanismo, Cuencas Sedimentarias, Riesgo Sísmico*, **6**, 69-76, Quito.
- TORO ÁLAVA J. & MAROCCO R. (1995). El Complejo Olistostromático de Santa Elena. Un ensayo bibliográfico hacia su comprensión. *Primer Congreso Internacional de Petróleo, Geología y Medio Ambiente y Exposición Tecnológica Afín, Escuela Politécnica Nacional Eds.*, 13-17/XI/1995, Quito, Res. Ext., 62-63.
- TORO ÁLAVA J., JAILLARD E., BARRAGAN R., WHITE H., MONTENEGRO J. & MEDINA G. (2007). Lower Maastrichtian syntectonic sedimentation along the Subandean Zone and its relationship with an accretionary event of an oceanic terrane registered in the Cordillera Occidental of Ecuador. *Geologica Acta*. Submitted.
- TORO ÁLAVA J., LASCANO M., MEDINA G., ALVARADO G. & MORALES L. (1995). Caracterización textural de los sedimentos de la Arenisca Hollín en la Mina Sargento, provincia del Napo, por medio del tamizado mecánico. *Petroproducción, Lab. Geología, informe interno*, X, 43 p., Quito.
- TORO ÁLAVA J., JAILLARD E. & VACA W. (2005). Stratigraphic architecture of the Gallo Rumi Member, Saquisilí Fm.: The upper Paleocene complex cone in the Central Occidental Cordillera of Ecuador. *XII Congreso Latinoamericano de Geología, Quito, Ecuador, May 04-06 2005, Ext. Abs.*, 4 p.

- TSCHOFF H.J. (1948). Geologische Skizze von Ekuador. *Swiss Ass. Geol. Petrol. Engin. Bull.*, **15**, 14-45.
- TSCHOFF H.J. (1953). Oil Exploration in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bull.*, **37**, 2303-2347.
- TRENKAMP R., KELLOGG J.N., FREYMUELLER J.T. & MORA H.P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Amer. Earth Sc.*, **15**, 157-171.
- TROP J.M. & RIDWAY K.D. (1997). Petrofacies and provenance of a Late Cretaceous suture zone thrust-top basin, Bantwell Basin, central Alaska range. *J. Sedim. Res.*, **67**, 469-485.
- TUCKER M.E. (2001). Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of the sedimentary rocks. Blackwell Science Ltd publications, 3 ed., Oxford, 262 p.
- TUCKER M.E. (2003). Sedimentary Rocks in the Field. The geological field guide series. John Wiley and Sons eds., Chichester, 234 p.
- UDDEN J.A. (1898). Mechanical composition of wind deposits. *Geol. Soc. America Bull.*, **25**, 655-744.
- UNDERWOOD M.B., HOKE K.D., FISHER A.T., DAVIES E.E., GIAMBALVO E., ZUHLSDORFF L. & SPINELLI G.A. (2005). Provenance, stratigraphic architecture, and hydrogeologic influence on turbidites on the mid-ocean ridge flank of northwestern Cascadia Basin, Pacific Ocean. *J. Sedim. Res.*, **75**, 149-164.
- UNESCO (1981). Atlas Géologique du Monde, Feuille 4: Amérique du Sud, E: 1: 10 millions. Bureau de cartographie géologique internationale de Paris, Paris.
- VACA W. (2005). Sedimentología, petrología y tectónica de las secuencias cretácicas entre Ingapirca y Pindilig, provincia de Cañar. Escuela Politécnica Nacional, Tesis de Ingeniero Geólogo, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, 106 p., 5 anexos, 1 mapa, Quito.
- VACA W., JAILLARD E., TORO ALAVA J. & VERA R. (2005). Cartografía geológica y caracterización de la Fm. Yunguilla entre Ingapirca y Pindilig, zona meridional de la cordillera Occidental, provincia de Cañar. *XII Congreso Latinoamericano de Geología, Quito, Ecuador, May 04-06 2005, Ext. Abs.*, 4p.
- VAIL P.R., AUDEMART F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ G. (1990). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation: an overview. In: A. Seilacher and G. Eisner (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, 617-659, NY.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. JR. AND THOMPSON, S. III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: C. E. Payton Ed., *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. *AAPG Mem.*, **26**, 83-97.
- VALDEZ A.M. (1997). Reinterpretación sedimentológica estratigráfica de la Formación Tiyuyacu y su relación con la tectónica del Terciario Inferior. Tesis de Ingeniera Geóloga, Facultad de Ingeniería en Geología, Minas y Petróleo, Universidad Central del Ecuador, XI 1997, 137p., cortes, 31 Figuras, 3 Fotos, Mapas, Quito.
- VALLONI R. (1985). Reading provenance from modern marine sands. In G.G. Zuffa Eds., *Provenance of Arenites*. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Netherlands. NATO Advanced Study Institute, no. 148, 309-332.
- VAN THOURNOUT F. & QUEVEDO L. (1987). Allochthonous Terranes in Northwestern Ecuador. *Coloquio Ecuador 86*, 203-206. Banco Central del Ecuador eds., Quito
- VAN THOURNOUT F., HERTOGEN J. & QUEVEDO L. (1992). Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. *Tectonophysics*, **205**, 205-221).
- VASQUEZ M., ALTENBERGER U., ROMER R. L. & MORENO J.M. (2005). Extension-related magmatism during mid-Cretaceous times in the Eastern Cordillera, Colombia. *6th Int. Symp. Andean Geodynamics 11-14 IX 2005, Barcelona-Spain, Ext. Abst.*, 770-772.
- VASQUEZ M., CONCHA A.E., MORENO J.M. & PATARROYO P. (2000). Caracterización geoquímica y petrográfica de los Cuerpos Intrusivos Básicos, aflorantes en la región de Cáceres y Puerto Romero, departamento de Cundinamarca y Boyacá, Colombia. *Geol. Colomb.*, **25**, 185-198.
- VERA R. & GAVILANEZ E. (1985). Características Petrográficas de las Areniscas y Conglomerados de la Formación Tiyuyacu, Centro Oriente, Ecuador. *Revista Politécnica, Monografía de Geología #4*, **10**, 183-186, Quito.
- VERMEESCH P. (2004). How many grains are needed for a provenance study? *Earth Plan. Sc. Lett.*, **224**, 441-451.
- VERNET R. & XAVIER J.P. (1990). Using remote sensing data for hydrocarbon exploration in the Andean basins. *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **14**, 403-418.
- VEZZOLI G., GARZANTI E. & MONGUZZI S. (2004). Erosion in the Western Alps (Dora Baltea Basin): 1. Quantifying sediment provenance. *Sedim. Geol.*, **171**, 227-246.
- VIDAL P. (1994). Géochimie. Editions Dunod, 190p., Paris.
- VILLAGOMEZ R. & JAILLARD E. (1995). Estudio de la Fm. Hollín y la transgresión albiana en la subcuenca Napo del Oriente del Ecuador. *Primer Congreso Internacional de Petróleo, Geología y Medio Ambiente y Exposición Tecnológica Afín, Escuela Politécnica Nacional Eds.*, 13-17 XI 1995, Res. Ext., 4 p., Quito.
- VILLAMIL T. (1999). Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Pal. Pal. Pal.*, **153**, 239-275.
- VILLAROEL C., MACIA C. & BRIEVA J. (1997). Formación Venado, Nueva unidad litoestratigráfica del Ordovícico Colombiano. *Geol. Colomb.*, **22**, 41-79.
- VITTORI E., SYLOS S. & SERRAI I. (1991). Paleoseismology: review of the state-of-the-art. *Tectonophysics*, **193**, 9-32.
- VON EYNATTEN H. & GAUPP R. (1999). Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints for framework petrography, heavy mineral analysis and mineral Chemistry. *Sedim. Geol.*, **124**, 81-111.
- VON HUENE R. & SUSS E. (1988). Ocean drilling program Leg 112, Peru continental margin: part 1. Tectonic history. *Geology*, **16**, 934-938.
- WALKER R.G. (1987). Turbidites and associated coarse elastic deposits. In: R.G. Walker, ed., *Facies Models*, 2nd edition, Rep. Series, Toronto Geoscience Canada, 171-188.
- WALKER R.G. & JAMES N.P. Eds., (1992). *Facies Models: response to sea level change*. *Geol. Ass. Canada*, 2nd Ed., 1994, 454 p., Stittsville.
- WALASZCZYK I., ODIN G.S. & DHOND T.A.V. (2002). Inoceramids from the Upper Campanian and Lower Maastrichtian of the Tercis region (SW France). The Global Stratotype Section and Point for the Campanian-Maastrichtian boundary: taxonomy, biostratigraphy and correlation potential. *Acta Geol. Polonica*, **52**, 269-305.
- WALLRABE-ADAMS H.J. (1990). Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the Basic Igneous Complex. *Tectonophysics*, **185**, 163-182.
- WANDRES A.M., BRADSHAW J.D., WEAVER S., MAAS R., IRELAND T. & EBY N. (2004). Provenance analysis using conglomerate clast lithologies: a case study from the Pahau terrane of the New Zealand. *Sedim. Geol.*, **167**, 57-89.
- WEBER M.B.I., TARNEY J., KEMPTON P.D. & KENT R.W. (2002). Crustal make-up of the Northern Andes: evidence based on deep crustal xenolith suites, Mercaderes, SW Colombia. *Tectonophysics*, **345**, 49-82.
- WELDE G.J. & VON EYNATTEN H. (2004). Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedim. Geol.*, **171**, 1-11.
- WENTWORTH C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, **30**, 377-392.
- WESTERMANN G.E.G. & RICCARDI A.C. (1990). Jurassic Taxa Ranges and Correlation Charts for the Circumpacific. Ch. 3: South America and Antarctica Peninsula, Gebrüder Borntraeger, Berlin. *Newsl. Stratigraphy*, **21**, xx.
- WHITTAKER J.E. & HODGKINSON R.L. (1976). Report on the microfauna and flora of eight rock samples from the Western Andean Cordillera of Northern Ecuador. *British Museum of London, unpub. report*, London.
- WHITE T., FURLONG K. & ARTHUR M. (2002). Forebulge migration in the Cretaceous Western Interior basin of central United States. *Basin Research*, **14**, 43-54.
- WHITE H., SKOPEC R.A., RAMIREZ F., RODAS J.A. & BONILLA G. (1995). Reservoir Characterization of the Hollín and Napo Formations, Western Oriente Basin, Ecuador. In A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America*. *AAPG Mem.*, **62**, 573-596.
- WILSON A.M., BOLES J.R. & GARVEN G. (2000). Calcium mass transport and sandstone diagenesis during compaction-driven flow: Stevens Sandstone, San Joaquin basin, California. *Geol. Soc. America Bull.*, **112**, 845-856.
- WILKINSON I.P. (1997a). Foraminifera from a suite of samples from Ecuador. *BGS open-file, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS, techn. rep.*, WH96/85R, Nottingham UK.

- WILKINSON I.P. (1997b). Foraminifera from Angamarca Group. *BGS open-file, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS, technical report WH97/117R*, Nottingham UK.
- WILKINSON I.P. (1997c). Foraminifera from a suite of samples of Ecuador. *BGS open-file, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS, techn. rep., WH97/85R*, Nottingham UK.
- WILKINSON I.P. (1998a). Calcareous microfossils from the Cretaceous and Tertiary deposits in Ecuador. *BGS open-file, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS, techn. rep., WH98/45R*, Nottingham UK.
- WILKINSON I.P. (1998b). Foraminifera from a suite of Late Cretaceous to Paleogene samples of the Cordillera Occidental. *BGS open-file, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS, techn. rep., WH98/56R*, Nottingham UK.
- WILKINSON I.P. (1998c). Calcareous microfossils from a suite of samples of Western Cordillera, Ecuador. *BGS open-file, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS, techn. rep., WH98/163R*, Nottingham UK.
- WINKLER W., EGUEZ A., SEWARD D., FORD M., HELLER F., HUNGERBUHLER D. & STEINMANN M. (1993). A short lived compression related sediment fill in the intermountain basin of Nabón (la Miocene, Souther Ecuador). *2th Int. Symp. Andean Geodynamics, 21-23 IX 1993, Oxford, UK, Ext.Abst.*, 321-324.
- WINKLER W., STEINMANN M. & HUNGERBUHLER D. (1996). Commentaire à la Note: Un événement tectonique Néogène majeur dans les Andes du Sud de l'Equateur. Déformation synsédimentaire dans le bassin de Nabón. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **322**, 515-518.
- WINN R.D. JR (1978). Upper Mesozoic flysch of Tierra del Fuego and South Georgia Island: A sedimentological approach to lithospheric plate restoration. *Geol. Soc. America Bull.*, **89**, 533-547.
- WINTER T., AVOUAC J.P. & LAVENU A. (1993). Holocene kinematics of the Pallatanga strike-fault (central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geoph. J. Int.*, **115**, 905-920.
- WINTER T. (1990). Mécanismes des déformations récentes dans les Andes équatoriennes. Thèse Univ. Paris-Sud (Orsay). 205 p.
- WITT C., BOURGOIS J., MICHAUD F., ORDOÑEZ M., JIMÉNEZ N. & SOSSON M. (2005). Development of the Golfo de Guayaquil (Ecuador) as an effect of the North Andean Block tectonic escape since the lower Pleistocene. *6th Int. Symp. Andean Geodynamics 11-14 IX 2005, Barcelona-Spain, Ext.Abst.*, 804-808.
- WOODCOCK N.H. (1979). The use of slump structures as paleoslope orientation estimators. *Sedimento. Petrology*, **26**, 83-99.
- WORDEN R.H. & MORAD S. (2000). Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In R.H. Worden and S. Morad. Eds *Quartz cementation in oil field sandstones, Int. Ass. Sedimento. Spe. Pub.* **29**, Blackwell Science, Oxford, 1-20..
- WORTEL R. (1984). Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *J. Geol. Soc. London*, **141**, 783-791.
- WORTEL R. & CLOETINGH S. (1981). On the origin of the Cocos-Nazca spreading center. *Geology*, **141**, 783-791.
- WRIGHT V.P. & BURCHETTE T.P. (1996). Shallow water carbonate environments. In: H.G. Reading Eds., (1996). *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 3rd Ed., 325-392.
- YARDLEY B.W.D., MACKENZIE W.S. & GUILFORD C. (1995). Atlas des roches métamorphiques. Éditions Masson, Paris. 120 p.
- ZALEHA M.J. AND WIESEMANN S.A. (2005). Hyperconcentrated flows and gastroliths: Sedimentology of diamictites and wackes of the Upper Cloverly Formation, Lower Cretaceous, Wyoming, U.S.A. *J. Sedim. Res.*, **75**, 43-54.
- ZHANG K.J. (2000). Cretaceous Paleogeography of Tibet and adjacent areas (China): tectonic implications. *Cretaceous Research*, **21**, 23-33.
- ZHANG K.J., XIA B.D., WANG G.M., LI Y.T & YE H.F. (2004). Early Cretaceous stratigraphy, depositional environments, sandstone provenance, and tectonic setting of Central Tibet, eastern China. *Geol. Soc. America Bull.*, **116**, 1202-1222.
- ZHANG X. (2001). Comprehensive constraint on the tectono-sedimentary setting of Late Paleozoic turbidites of the Kamuste area, eastern Junggar, Xinjiang. *Science in China (Series D)*, **44**, 1065-1078.
- ZIMMERMANN U. & BAHLBURG H. (2003). Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, **50**, 1079-1104.
- ZUFFA G.G. (1985). Optical analysis of arenites: Influence of methodology on compositional results. In : G.G. Zuffa Eds., *Provenance of Arenites* : Dordrecht, Netherlands, D. Reidel, NATO Advanced Study Institute, **148**, 165-189.
- ZUFFA G.G., NORMARK W.R., SERRA F. & BRUNNER C.A. (2000). Turbidite Megabeds in an Oceanic Rift Valley Recording Jokulhlaups of Late Pleistocene Glacial Lakes of the Western United States. *J. Geol.*, **108**, 253-274.

Liste des figures, tableaux et annexes

Fig. 1-1- Carte physiographique simplifiée de l'Équateur et localisation des zones géographiques et des bassins sédimentaires.	13
Fig. 1-2- Limites structurales de la marge nord-occidentale de l'Amérique du Sud et localisation des grands bassins d'arrière-arc dans le bassin Amazonien Supérieur.	14
Fig. 1-3- Coupe schématique Est-Ouest à travers la cordillère Royale centrale d'Équateur et disposition structurale des unités lithotectoniques	17
Fig. 1-4- Charte chrono-stratigraphique schématique, et évolution sédimentaire et structurale du bassin Oriente.	18
Fig. 1-5- Reconstitutions géodynamiques de la marge des Andes du Nord et Centrales, du Jurassique supérieur à l'Éocène	22
Fig. 1-6- Convergence des plaques océaniques Farallón et Nazca avec la plaque Sud-américaine et évolution tectonique le long de la marge Sud-équatorienne et péruvienne.	23
Fig. 1-7- Convergence de la plaque Farallón/Nazca par rapport à la plaque Sud-américaine aux latitudes des segments équatorien et péruvien à partir de deux points formés au temps de l'anomalie magnétique A30-A31 (~ 68	28
Fig. 1-8- Cadre structural actuel des plaques tectoniques du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, et localisation approximative des principaux accidents.	29
Fig. 1-9- Projection sur des coupes E-O des séismes et ses mécanismes au foyer, et localisation approximative des surfaces de discontinuité de Wadati-Benioff et de Mohorovicic au niveau de la marge d'Équateur.	31
Fig. 2-1- Carte géologique simplifiée de l'Équateur et localisation de la zone d'étude dans la COE.	33
Fig. 2-2- Interprétations stratigraphiques antérieures des roches magmatiques et sédimentaires de la COE.	34
Fig. 2-3- Schéma structural et géologique de la COE et localisation des zones d'étude.	36
Fig 2-4- Diagramme eNd _i -(87Sr/86Sr) _i des ankaramites, picrites et basaltes des unités ou plateaux Guaranda, San Juan - Multitud et Piñón.	38
Fig. 2-5- Relations spatio-temporelles entre les picrites, ankaramites et magmas basaltiques du Plateau Guaranda, COE.	39
Fig. 2-6- Localisation des affleurements étudiés sur la route San Juan-Gallo Rumi - Guaranda.	41
Fig. 2-7- Localisation des affleurements étudiés sur la route des Páramos de Navas vers Santa Rosa de Totoras, coupe Sicalpa - Santiago.	42
Fig. 2-8- Localisation des affleurements étudiés le long des routes Pujili-Zumbagua-Pilaló, et Sigchos-Zumbagua-Angamarca.	43
Fig. 2-9- Radiolarites rouges dans la série ophiolitique du Mélange Pujili affleurant dans la Quebrada Pusuchisi Nord, nord-ouest de Saquisilí.	44
Fig. 2-10- Microphotographie d'une radiolarite (argilite rouge) légèrement laminée, à grands tests de radiolaires du Crétacé supérieur.	44
Fig. 2-11- Stratigraphie de la série océanique, marine et continentale affleurant dans la partie nord de la Quebrada Chinchil [74715-990110].	44
Fig 2-12- Microphotographies au microscope électronique (SEMP) des tests de palynomorphes Polysphaeridium sp. (Crétacé-Tertiaire), identifiés dans des Cherts Noirs finement laminés.	44
Fig 2-13- Carte géologique de la zone de Cuenca, Sud de l'Équateur.	46
Fig. 2-14- Carte géologique simplifiée de la zone entre le Volcan Chimborazo, Pallatanga, Sicalpa et Santiago.	47
Fig. 2-15- Affleurement de la partie inférieure de la Fm. Jadán.; successions progradantes à argilites et siltites gréseuses, finement laminées, et calcaires noduleux.	49
Fig. 2-16- Contact érosif entre les faciès fins de la Fm. Jadán et les faciès conglomératiques de la Fm. Quimas, Groupe Yunguilla.	49
Fig. 2-17- Sédimentation de la partie inférieure de la Fm. Jadán.	49
Fig. 2-18- Colonne lithologique, données structurales et interprétation sédimentologique de la Fm. Jadán Supérieure (?) du Groupe Yunguilla.	49
Fig. 2-19- Diagramme de densité des axes de plis mesurés dans les affleurements de la Fm. Jadán, zone de Cumbe, sud de Cuenca, S de l'Équateur	50
Fig. 2-20- Affleurements des sédiments du Groupe Yunguilla dans la zone de Riobamba-Guaranda.	51
Fig. 2-21- Colonne stratigraphique des sédiments clastiques tectonisés et diagenésés du Groupe Yunguilla, interprétés comme une succession de turbidites de faible densité (Tba, Tbc, Tbd, Tbd).	53
Fig. 2-22- Colonne lithologique, données structurales et interprétation sédimentologique du Groupe Yunguilla et de la Fm. Saquisilí.	53
Fig. 2-23- Fossiles diagnostiques des unités Radiolarites Rouges, Cherts Noirs et du Groupe Yunguilla, du Campanien-Maastrichtien de la COE.	55
Fig. 2-24- Microphotographies de microfossiles présents dans les sédiments argileux et calcaires du Groupe Yunguilla.	56
Fig. 2-25- Diagrammes des azimuts des couches mesurés dans les affleurements du Groupe Yunguilla, zone de San Juan-Huangupud, route San Juan-Guaranda, centre Sud de la COE, Équateur.	56
Fig. 2-26- Coupe sédimentologique du Calcaire San Juan dans la Carrière de Cuiquiloma, commune de Ganquis, 12 Km SSO du volcan Chimborazo.	58
Fig. 2-27- Microphotographies de microfossiles présents dans les calcarénites turbiditiques à bivalves brisés du Calcaire San Juan du Groupe Yunguilla.	59
Fig. 2-28- Affleurement du Calcaire San Juan dans la carrière de Cuiquiloma, route Gallo Rumi-Ganquis-Volcan Chimborazo.	59
Fig. 2-29- Affleurement de sédiments fins silicifiés de la Fm. Tabacay du Groupe Yunguilla.	59
Fig. 2-30- Fossiles diagnostiques des unités du Paléogène de la COE : Fm. Saquisilí (membres Saquisilí Inférieur, Gallo Rumi et Saquisilí Supérieur), et Calcaire Unacota.	63
Fig. 2-31- Coupe lithologique partielle, et interprétation sédimentologique et ichnologique de la série élastique de plate-forme du Membre inférieur (partie basale?) de la Fm. Saquisilí.	65
Fig. 2-32- Coupe de la série élastique de plate-forme du Membre Saquisilí Inférieur de la Fm. Saquisilí.	67
Fig. 2-33- Structures de compression (en duplex), de charge et d'érosion identifiées dans les sédiments turbiditiques du Membre Saquisilí Inférieur de la Fm. Saquisilí.	67
Fig. 2-34- Affleurement des conglomérats et grès du Membre Gallo Rumi au Cerro Amosayana (Km 15.5 de la route San Juan - Guaranda).	67
Fig. 2-36- Variation de la taille (diamètre D, Phi [mm], série logarithmique de base 10) moyenne des grains (sables et galets) mesurée à travers des coupes des sédiments clastiques du Membre Gallo Rumi de la Fm. Saquisilí, et interprétation séquentielle.	67
Fig. 2-36- Structures biogéniques (ichnofossiles) identifiées dans les sédiments fins et gréseux des Membres Gallo Rumi et Saquisilí Supérieur.	69
Fig. 2-37- Coupe lithologique et interprétations sédimentologique et paléo-environnementale de la coupe de 261 m d'épaisseur de sédiments clastiques, conglomératiques et gréseux, du Membre Gallo Rumi.	70
Fig. 2-38- Coupe lithologique, et interprétations sédimentologique et paléoenvironnementale de la coupe de 284 m d'épaisseur de sédiments clastiques, conglomératiques et gréseux, du Membre Gallo Rumi.	70
Fig. 2-39- Corrélation des séquences clastiques des coupes conglomératiques et gréseuses du Membre Gallo Rumi.	71
Fig. 2-40- Coupe lithologique, et interprétations sédimentologique et paléo-environnementale des sédiments clastiques, gréseux et conglomératiques, du Membre Gallo Rumi, intervalle 221-238 m de la coupe.	72
Fig. 2-41- Diagrammes en rose des paléocourants (galets imbriqués, chenaux et rides de levée) mesurés dans les banes de sédiments clastiques gréseux et conglomératiques du Membre Gallo Rumi. Les flèches indiquent les directions moyennes.	73
Fig. 2-42- Pourcentage en épaisseur des principaux environnements identifiés dans le Membre Gallo Rumi.	73
Fig. 2-43- Modèle conceptuel de développement des séquences de cône - delta appliqué au Membre Gallo Rumi de la Fm. Saquisilí.	74
Fig. 2-44- Coupe lithologique, ichnologique et sédimentologique de la série élastique fine du Membre Saquisilí Supérieur.	75
Fig. 2-45- Photographies d'affleurements des sédiments silteux du Membre Saquisilí Supérieur le long de la route San Juan-Gallo Rumi-Guaranda.	76
Fig. 2-46- Représentation sur canevas de Wulff des données structurales (plans de dykes clastiques) et des paléocourants (rides symétriques) mesurés dans les sédiments clastiques silteux et gréseux du Membre Saquisilí Supérieur.	76
Fig. 2-47- Microphotographies de microfossiles présents dans les calcaires subbrécifaux du Calcaire Unacota.	76

Fig. 2-48- Fossiles diagnostiques des unités du Paléogène de la COE : Unité Chilcas, Fm. Apagua, Conglomérats Chinchil et Fm. Rumi Cruz (membres Rumi Cruz Inférieur et Rumi Cruz Supérieur), Fm. Las Juntas, et Fm. Arrayanes.	76
Fig. 2-49- Grand affleurement qui montre la succession normale des unités stratigraphiques paléogènes de l'Unité Chilcas (à droite et en bas dans la photo), surmontée par la Fm. Apagua, laquelle est fois surmontée par la Fm. Rumi Cruz.	82
Fig. 2-50- Coupe lithologique, et interprétations sédimentologique, ichnologique et environnementale de la série clastique turbiditique fine de 180 m d'épaisseur de l'Unité Chilcas silicifiée.	84
Fig. 2-51- Coupe lithologique, et interprétations sédimentologique, ichnologique, et environnementale des sédiments clastiques fins et gréseux d'un intervalle de 48 m d'épaisseur (de 811 m d'épaisseur levés dans les unités Chilcas et Apagua) de la partie supérieure de l'Unité Chilcas.	85
Fig. 2-52- Coupe lithologique, et interprétation sédimentologique, ichnologique et paléoenvironnementale de la série clastique du contact érosif entre la Fm. Apagua Basale et le Membre Saquisilí Supérieur sous-jacent.	87
Fig. 2-53- Microphotographies des foraminifères benthiques, une diatomée et un échinoderme présents dans les silts gréseux et grès très fins silteux de la partie inférieure de la Fm. Apagua	87
Fig. 2-54- Coupe lithologique, et interprétations sédimentologique et paléoenvironnementale des sédiments clastiques fines, gréseux et conglomératiques de la partie supérieure de la série clastique de la Fm. Apagua.	89
Fig. 2-55- Diagrammes en rose des paléocourants de sédiments silteux de l'Unité Chilcas et gréseux et conglomératiques de la Fm. Apagua, Centre-Nord de la COE.	91
Fig. 2-56- Grand affleurement de la transition graduelle entre les formations Apagua et Rumi Cruz.	93
Fig. 2-57- Coupe lithologique de 230 m d'épaisseur, et interprétations sédimentologique et environnementale de la série clastique de transition (gréseux et conglomératique) entre la Fm. Apagua et la Fm. Rumi Cruz.	93
Fig. 2-58- Affleurement de la partie basse et moyenne de la Fm. Rumi Cruz Inférieur, bassin Rumi Cruz.	93
Fig. 2-59- Panoramique du grand affleurement de la Fm. Rumi Cruz Supérieur, bassin Rumi Cruz.	95
Fig. 2-60- Variation de la taille (diamètre, phi) moyenne des grains (sables) et galets (conglomérats) mesurés dans la coupe de 1670 m d'épaisseur total dans les sédiments clastiques de la Fm. Rumi Cruz.	97
Fig. 2-61- Microphotographies de palynomorphes des silts laminés de la série gréseuse et conglomératique des Conglomérats Chinchil.	99
Fig. 2-62- Microphotographies de Nummulites sabinensis (Cole, 1929), du Bartonien - Priabonien des sédiments fins gréseux calcarénitiques de la partie inférieure de la Fm. Rumi Cruz Supérieure.	100
Fig. 2-63- Séquence type progredante (colonne lithologique, interprétation ichnologique, sédimentologique et environnementale, de 20-50 m d'épaisseur) de la Fm. Rumi Cruz.	101
Fig. 2-64- Exemples de faciès et dépôts sédimentaires fréquents dans les grès et conglomérats de la Fm. Rumi Cruz.	102
Fig. 2-65- Bioturbations les plus fréquentes des faciès clastiques gréseux et conglomératiques de la Fm. Rumi Cruz.	102
Fig. 2-66- Coupe lithologique (22 m), et interprétation sédimentologique, ichnologique et paléoenvironnementale de la partie inférieure à moyenne de la Fm. Rumi Cruz Inférieure (cotes 376-398 m, épaisseur totale 1670 m).	103
Fig. 2-67- Coupe lithologique (22 m), et interprétation sédimentologique, ichnologique et paléoenvironnementale de la partie moyenne de la Fm. Rumi Cruz Inférieure (cotes 557-579 m).	104
Fig. 2-68- Diagrammes en rose des paléocourants et détermination des directions moyennes des dépôts conglomératiques et gréseux de la Fm. Rumi Cruz, Centre-Nord de la COE.	105
Fig. 2-69- Microfossiles des sédiments argileux, silteux et gréseux très fins de l'Unité Las Juntas.	108
Fig. 2-70- Coupe lithologique de 10 m d'épaisseur de la série clastique plissée et chevauchée de la Fm. Las Juntas.	109
Fig. 2-71- Caractérisation d'une turbidite de la Fm. Las Juntas.	109
Fig. 2-72- Diagramme en rose des axes de chenaux turbiditiques gréseux fins et très fins mesurés dans la coupe de la Fm. Las Juntas, et détermination de la direction moyenne des chenaux.	110
Fig. 2-73- Microphotographies de foraminifères présents dans les silts argileux turbiditiques de l'Unité Arrayanes.	112
Fig. 2-74- Coupe lithologique de la série clastique de l'Unité Arrayanes composée des faciès turbiditiques TBa, TBb et TBd.	112
Fig. 2-75- Coupe de série clastique de la Fm. Silante.	112
Fig. 2-76- Affleurements des sédiments clastiques fins de la Fm. Saraguro dans la zone centrale de la Cordillère Occidentale de l'Équateur.	113
Fig. 2-77- Analyse de la coupe de 67 m d'épaisseur de série clastique de la Fm. Saraguro.	115
Fig. 2-78- Diagramme en rose des axes de chenaux gréseux fins et très fins mesurés dans la coupe de 67 m d'épaisseur levée dans la Fm. Saraguro et détermination des directions moyennes des chenaux.	117
Fig. 2-79- Carte simplifiée de distribution des terrains océaniques accrétés dans le cadre géologique de l'Équateur.	120
Fig. 2-80- Charte chronostratigraphique des roches magmatiques et sédimentaires de la Cordillère Occidentale d'Équateur et corrélations entre les principales zones et bassins d'après cette étude.	121
Fig. 2-81- Évolution paléogéographique simplifiée de l'Équateur du Campanien moyen à l'Éocène supérieur en liaison avec les accrétions de terrains océaniques à la marge continentale.	123
Fig. 3-1- Charte de détermination du nombre minimal de grains à compter sur une lame mince ayant m fractions composantes.	127
Fig. 3-2- Diagramme triangulaire QFL (QmFLt) de classification des grès.	127
Fig. 3-3- Diagrammes triangulaires QFL de classification des grès et des wackes.	127
Fig. 3-4- Diagrammes triangulaires QFL (a) et QmFLt (b) montrant la composition modale de grès dérivés de différents terrains de provenance.	128
Fig. 3-5- Diagrammes triangulaires QpLvLs (a) et QmPK (b) caractérisant les sources tectoniques.	129
Fig. 3-6- Diagramme triangulaire LmLvLs+C de classification des terrains tectoniques sources.	129
Fig. 3-7- Composition lithologique modale moyenne des galets du Conglomérat El Morro, Éocène supérieur, Équateur.	134
Fig. 3-8- Tendances bidirectionnelle et bimodale des galets imbriqués des conglomérats de la Fm. Tiyuyacu supérieure de l'Éocène supérieur, carrière Azul, Zone Subandine Nord, Équateur.	134
Fig. 3-9- Distribution régionale des paléocourants mesurés dans les sédiments clastiques du Crétacé supérieur, bassins Celica-Lancones et Paita-Yunguilla, SO de l'Équateur et NO du Pérou.	135
Fig. 3-10- Box-plot montrant les points proches, éloignés et très éloignés d'une distribution statistique à variable discrète X.	137
Fig. 3-11- Granulométrie des sédiments clastiques de la Cordillère Occidentale, de la zone Subandine, des bassins Oriente et Celica d'Équateur.	141
Fig. 3-12- Boîtes à moustaches de la taille moyenne des grains mesurés sur lame mince dans les grès des unités stratigraphiques de la cordillère Occidentale, de la zone Subandine et du bassin Celica d'Équateur.	142
Fig. 3-13- Classification pétrographique et zones sources des sédiments gréseux du Campanien moyen-supérieur à Maastrichtien inférieur, de la COE méridionale et centrale.	143
Fig. 3-14- Abondances modales de grains minéraux et lithiques dans les sédiments clastiques de la Cordillère Occidentale, de la zone Subandine, du bassin Oriente et du bassin Celica.	144
Fig. 3-15- Classification de sédiments fins de la Fm. Yunguilla Indifférenciée.	147
Fig. 3-16- Classification des calcarénites des Calcaire San Juan et de la Fm. Yunguilla Indifférenciée.	147
Fig. 3-17- Corrélation entre la longueur L et la largeur I des coquilles de bivalves brisés des calcarénites fossilifères du Calcaire San Juan du Groupe Yunguilla (COE centrale d'Équateur).	148

Fig. 3-18- Classification pétrographique et zones sources des sédiments gréseux de la Fm. Basal Tena (Maastrichtien inférieur) (zone Subandine et bassin Oriente).	149
Fig. 3-19- A Microphotographies des wackes de la Fm. Basal Tena de la zone Subandine d'Équateur.	150
B Microphotographies des arénites de la Fm. Zapotillo du bassin Celica, SSO d'Équateur.	150
C Microphotographies des grès du Membre Saquisilí Inférieur de la COE centrale.	150
D Microphotographies des grès du Membre Gallo Rumi de la Fm. Saquisilí de la COE centrale.	150
E Microphotographies des grès de l'Unité Pangor (Paléocène) de la Fm. Saquisilí de la COE centrale.	150
Fig. 3-20- Disposition structurale des unités lithotectoniques composantes de la cordillère Royale d'Équateur (CRE).	153
Fig. 3-21- Classification pétrographique des zones sources des sédiments gréseux de la Fm. Zapotillo (Campanien moyen à supérieur) du bassin Celica-Lancones (SSO d'Équateur).	155
Fig. 3-22- Classification pétrographique des zones sources des sédiments gréseux de la Fm. Saquisilí Inférieur (Paléocène inférieur-moyen) du centre de la Cordillère Occidentale.	159
Fig. 3-23- Carte géologique simplifiée de l'Équateur : localisation des granitoïdes, sources potentielles des quartz, feldspaths et micas blancs des sédiments clastiques Crétacé supérieur-Paléogène de la COE.	161
Fig. 3-24- Classification pétrographique et zones sources des sédiments gréseux du Membre Gallo Rumi (Fm. Saquisilí, Paléocène supérieur) de la Cordillère Occidentale.	164
Fig. 3-25- Composition lithologique modale moyenne des galets des conglomérats du Membre Gallo Rumi (Paléocène supérieur) de la Fm. Saquisilí de la Cordillère Occidentale.	168
Fig. 3-26- Composition lithologique modale moyenne détaillée des galets volcaniques des conglomérats du Membre Gallo Rumi (Paléocène supérieur) de la Cordillère Occidentale.	168
Fig. 3-27- Classification pétrographique, provenance et évolution des conglomérats du Paléocène supérieur à l'Éocène supérieur d'Équateur.	169
Fig. 3-28- Classification pétrographique et zones sources des grès de l'Unité Pangor (Paléocène) de la Fm. Saquisilí, de la Cordillère Occidentale centrale.	171
Fig. 3-29- Classification et zones sources des grès de la Fm. Tiyuyacu inférieur (Paléocène supérieur-Éocène inférieur) du centre de la zone Subandine.	174
Fig. 3-30- Composition lithologique moyenne des galets de conglomérats de la partie inférieure de la Fm. Tiyuyacu inférieur (Paléocène sup.-Éocène inf.) de la Zone Subandine.	175
Fig. 3-31- Composition lithologique modale moyenne et paramètres texturaux des galets des conglomérats des parties basale et inférieure de la Fm. Tiyuyacu inférieure (Paléocène supérieur - Éocène inférieur) de la Zone Subandine.	177
Fig. 3-32- Carte structurale et morphologique du Sud de la Zone Côtière équatorienne et localisation des principales localités et champs pétroliers.	178
Fig. 3-33- Classification pétrographique et provenance des sédiments gréseux du Gp Azúcar (Paléocène supérieur) de la zone Côtière d'Équateur.	179
Fig. 3-34- Composition lithologique modale moyenne des galets des conglomérats du Gp Azúcar (Paléocène supérieur) de la Péninsule Santa Elena, Côte d'Équateur	180
Fig. 4-1- Coupe simplifiée à travers les Andes d'Équateur.	185
Fig. 4-2- Modèle montrant les conséquences des accrétions de terrains océaniques sur la tectonique et la sédimentation de la marge d'Équateur.	185
Fig. 4-3- Modèle stratigraphique synthétique du Groupe Yunguilla dans le bassin de Cuenca.	187
Fig. 4-4- Modèle stratigraphique synthétique de la Fm. Saquisilí dans le bassin de Saquisilí.	188
Fig. 4-5- Modèle stratigraphique synthétique des formations Apagua et Rumi Cruz du bassin Apagua-Rumi Cruz.	189
Fig. 4-6- Paléogéographie de l'Équateur continental montrant la tendance générale au retrait de la paléoligne de côte vers l'Ouest dans l'avant arc (Côte et cordillère Occidentale) et vers l'Est dans l'arrière arc (zone Subandine et bassin Oriente).	190
Fig. 4-7- Résumé des paléocourants mesurés dans les grès et conglomérats du Paléocène supérieur à l'Éocène supérieur dans la partie centrale de la Cordillère Occidentale.	190
Fig. 4-8- Evolution de la taille moyenne et maximale des grains quartzeux liée à l'augmentation de la paléopente (surrection) de la marge entre le Crétacé terminal et l'Éocène supérieur.	192
Fig. 4-9- Classification pétrographique et de provenance, montrant l'évolution des grès des unités stratigraphiques du Campanien moyen à l'Oligocène de la Cordillère Occidentale, de la Zone Subandine et la Côte équatorienne.	195
Fig. 4-10- Genèse des bassins sédimentaires en pull apart par accrétion transpressive des terrains océaniques à la marge continentale au Crétacé et Paléogène.	197
Fig. 4-11- Rapport : épaisseurs des sédiments grossiers / épaisseur des sédiments fins en pourcentage de la Fm. Tiyuyacu inférieure de la zone Subandine et du bassin Oriente, et localisation de la paléoligne de côte à l'Éocène inférieur.	198
Fig. 4-12- Modèle tectono-sédimentaire explicatif des processus d'accrétion successifs de terrains océaniques à la paléomarge équatorienne pendant le Campanien supérieur-Paléocène supérieur et de la formation de la paléo Cordillère Occidentale (COE).	199
Fig. 4-13- Modèle de surrection isostatique de la marge équatorienne et réaction élastique puis élasto-visqueuse de la lithosphère continentale pour chaque accrétion de terrain océanique.	200
Fig. 4-14- Modèle tectono-sédimentaire des dépôts clastiques de la cordillère Occidentale, et corrélations avec ceux de la zone Subandine.	201
Table 3-1- Classification des types des grains employés dans l'étude modale des grès.	129
Table 3-2- Modèles des paléocourants des principaux environnements sédimentaires en fonction des structures sédimentaires.	135
Table 3-3- Echantillons gréseux de la Cordillère Occidentale, la Zone Côtière, la Zone Subandine et le Bassin Oriente étudiés en lame mince par la méthode de Gazzi-Discinson.	139
Annexe 1- Coordonnées géographiques des localités citées dans le texte.	224
Annexe 2- Echantillons étudiés en lames minces.	225
Annexe 3- Données statistiques des diagrammes triangulaires de la provenance des grès de la cordillère Occidentale, de la Zone Côtière et de la Zone Subandine.	
Annexe 4- Données statistiques de l'abondance des galets des conglomérats des unités stratigraphiques de la COE, la ZSA et la ZCE d'Équateur, représentés sur des digrammes triangulaires.	

Annexe 1 : Coordonnées géographiques des localités citées dans le texte.

Localité	Altitude [m]	Coordonnées géographiques	Localité	Altitude [m]	Coordonnées géographiques
Agua Clara		[7320 - 9890]	El Corazón	1360	[7135-98748]
Alluriquin	750	[72340-996480]	El Descanso		[73605-9686450]
Aloag		[76920-994870]	El Parque (de Facundo Vela)	3000	[7176-98595]
Angamarca	3000	[7306-98769]	El Partidero (de Simiatug)	3690	[7234-98543]
Antonio Borrero		[73950-9693750]	El Tejar		[75645-99073]
Apagua Centro	4010	[73060-989320]	El Tingo (de Macuchi)	1310	[7164-98988]
Arrayanes		[71350-985130]	El Torneado	2200	[7150-986343]
Asunción		[71810-981620]	Facundo Vela	1800	[71565-98670]
Azogues		[73960-9697400]	Galápagos (San Francisco de)	1600	[72775-99553]
Biblicay		[74230-9695460]	Gallo Rumi		[73720-982175]
Caluma Viejo		[6947-98199]	Guamanpata		[7215-97692]
Carbonloma	3200	[78286-99247]	Ganquis		[73710-982650]
Cerro Amosayana	4043	[7382-98239]	Guangaje	3720	[73990-990485]
Cerro Arcos	3850	[72640-989778]	Guayacán (Vélez)		[70495-990380]
Cerro Cascafilo	4342	[73950-989170]	Guayama	3140	[73315-99094]
Casa Quemada	3890	[74240-989980]	Guayrapungu Chico	3880	[74280-990120]
Central Hidroeléct. Cementos Chimb.	3280	[7740-93246]	Herrería		[73225-982185]
Cerro Amina	4001	[74070-989680]	Huangupud		[73885-980570]
Cerro Cangahua	4164	[73990-981875]	Hacienda El Rosario		[7363-979883]
Cerro Cóndor Samana	3766	[72635-989190]	Ingapirca		[73010 - 97218]
Cerro Cóndor Matze	3970	[77270-98850]	La Cruz (de Sigchos)	3180	[7333-992325]
Cerro Cóndor Matzi	4341	[7352-98845]	La Maná		[7790-989640]
Cerro Cuiquiloma	3800	[7384-98278]	La Plata	1600	[72910-995660]
Cerros de Casca		[7391-98931]	La Unión del Toachi	1040	[7279 - 99651]
Cerro Dolumbug	4304	[73820-980915]	La Victoria	3000	[7550-99040]
Cerro Mashalingo Grande	3372	[7132-98517]	La Y d'Apagua	3980	[73105 - 98936]
Cerro Ñuñurco	4339	[74110-989065]	Laguna Celindrón	4080	[73840-980965]
Cerro Parcahurcu	2850	[7170-98154]	Las Juntas		[7273-98489]
Cerro Predicador	4259	[74562-989810]	Las Pampas (San Francisco de)	1400	[72810-995120]
Cerro Rumi Cruz Chico	4377	[7307-98880]	Leyche	2040	[7245-98958]
Cerro Sisimay	4245	[7379-98190]	Llangahua	3320	[74175-985795]
Cerro Sunihurcu	4377	[7325-98875]	Loma Achande	4091	[73110-989510]
Cerro Tiguán	3887	[73535-989350]	Loma Aspachaza		[74490-990470]
Cerro Tililag (Mojón)	4031	[7402-98178]	Loma Añatumi	3960	[72930-989200]
Cerro Tzigua (4 km NE Angamarca)		[7295-98810]	Loma Casca Filo	4240	[7394-98923]
Cerro Ventana	4342	[74465-989215]	Loma Eraconga (2 km S Pactapungu)		[7417-98932]
Cerro Verde Ugsha	4152	[7298 - 98848]	Loma Huamán Guachana		[7280 - 9892]
Cerro Yanashpa	4185	[74025-981070]	Loma Polvorén	4015	[73130-989420]
Cerro Unacota		[72650-989770]	Loma Quillarumi	3935	[7412 - 98973]
Collas	3430	[7539-989845]	Loma Quilotoa (4 km NE Angamarca)		[73215-98827]
Cumbe		[72200-965950]	Loma Tunasloma		[73525-9682250]
Chillanes		[7105 - 9786]	Loma Tushparumi	4000	[7313 - 98806]
Chimborazo	3520	[7448-98258]	Loma Verde Ugsha	4152	[7300-98852]
Chiriboga	1800	[74850-997520]	Loma Yanahatza	3960	[72825-989100]
Chugchilán	3180	[733160-991250]	Loma Zambranoloma		[73835-982230]
Cuenca		[7315-96795]	Los Arrayanes		[71350-985130]
Diablo Sacha		[7315-98192]	Macuchi		[71700-989750]

Annexe 2- Echantillons étudiés en lames minces.

Abbreviations: St : Unité stratigraphique (CI: Crétacé inférieure; BT: Basal Tena; Yu: Yungilla; SJ : San Juan; SaI: Saquisili Inférieur; GR: Gallo Rumi; Un : Unacota; Ap: Apagua; LJ: Las Juntas; Ar: Arrayanes; RC: Rumi Cruz et Chinchil; Pa: Pangor; Sar: Saraguro; Sil: Silante; A: Autres unités; grisé : roches volcaniques); Pet: analyse pétrographique microscopique; Gr : analyse granulométrique microscopique; Dig: analyse texturale (diamètre, longueur, largeur des clastes)

Ech. N°	St	Pet	Ch	Dig	Localisation	Description
00.G.1	SJ	X			Mine de Tiliag, km 6.35, route San Juan-Guaranda.	Calcaire (Ca) ou WS wackestone à coquilles de bivalves brisées, noire, bioturbée.
00.G.11	SJ	X	X	X	Pungul, km 20, route San Juan-Guaranda	Calcaire (Ca) ou grainstone (GS) ou calcaire turbidite (CTb) à coquilles de bivalves brisées; café foncé
00.G.11b	SJ	X	X	X	Pungul, km 20, route San Juan-Guaranda	Calcaire (Ca) ou PS-GS pack-grainstone à coquilles de bivalves brisées, à matrice calcaire recristallisée en microchert; crème
00.G.12	Yu	X			Pungul, km 20, route San Juan-Guaranda	Argilite (AR) silicifiée (chertifiée), noire, fossilifère
00.G.15	Yu	X			Pillopamba, km 23.05, route San Juan-Guaranda	MS mudstone ou calcilutite (Cl), noir, bien laminé (fossilifère).
00.G.16	Yu	X	X		Km 2.1, carrière, route Navas-Santiago	Litharénite à chert (et à olivine, pyroxène et chlorite)
00.G.17	Yu	X	X		Km 2.1, carrière, route Navas-Santiago	Silt grossier gréseux (La) graywackeux feldspathique fossilifère (à ammonites; <i>Pylloceras</i> (<i>Neophylloceras</i>) du Campanien sup. - Maastrichtien inf.)
00.G.18	Yu	X	X		Km 3.1, route Navas Reina-Santiago-Sta. Rosa	Wacke feldspathique chloritisé (tuffite cristalline)
00.G.19	Yu	X	X	X	Km 5.6 (EJ) / 5.45 (JTA), route Paramos Navas-Santiago	Argilite gréseuse (ARa) très fine à radiolaires et spicules d'échinoides; noire, faiblement laminée, silicifiée (chertifiée), peu bioturbée.
00.G.20	SJ	X		X	C. Culebrillas, carrière de calcaires, route secondaire C. Calderon	Calcaire (Ca) ou grainstone (GS) ou calcaire turbidite (CTb) à coquilles de bivalves brisées; café noir
00.G.21	Yu	X			C. Culebrillas, carrière de calcaires, route secondaire C. Calderon	MS WS ou calcilutite (Cl) noire, fossilifère.
00.G.22	SJ	X	X	X	C. Culebrillas, carrière de calcaires, route secondaire C. Calderon	Calcilutite (Cl) gréseuse ou PS wackestone à coquilles de bivalves brisées, noire
00.G.23	SJ	X	X	X	C. Culebrillas, carrière de calcaires, route secondaire C. Calderon	Calcaire (Ca) ou grainstone (GS) ou calcaire turbidite (CTb) à coquilles de bivalves brisées (et spicules d'échinoides); café foncé.
00.G.3	SJ	X	X	X	Km 7.1, route de la carrière de calcaires, route San Juan-Guaranda	Calcaire (Ca) ou grainstone (GS) à coquilles de bivalves brisées (et spicules d'échinoides); café foncé.
00.G.4	SJ	X	X	X	Km 7.1, route vers la carrière, route Navas-Santiago	Calcaire (Ca) ou GS grainstone ou calcaire turbidite (CTb) à coquilles de bivalves brisées; café noir; bioturbée (<i>Thal. isp.</i>)
00.G.5	Yu	X	X	X	Km 7.1 (0.05), route vers la carrière, route Navas-Santiago	Calcilutite (Cl) ou MS mudstone sparitique, noire, fossilifère à radiolaires et bivalves brisées.
00.G.6	SJ	X	X	X	Km 7.9, sommet de la carrière de C. Tiliag, route San Juan-Guaranda	Calcaire (Ca) ou grainstone (GS) micro conglomér., à coquilles d'huîtres, lamellicornes et bivalves brisées (et spicules d'échinoides); café-kaki
00.G.7	Ap	X			Km 17.75, route San Juan-Guaranda	Micro-ortho conglomérat extraformationnel et polymictique, lithoarénitique, à matrice des grès à quartz et chert
00.G.8	Ap	X	X	X	Km 17.75, route San Juan-Guaranda	Sublitharénite à quartz et minéraux noirs
00.G.9	Ap	X	X	X	Km 17.75, route San Juan-Guaranda	Sublitharénite à quartz
001011.1	SaI	X	X	X	Q. Pusuchisi	Argilite gréseuse (ARa) ou Wacke feldspathique à qtz, mica et minéraux noirs; café
001011.2	SaI	X	X	X	Q. Pusuchisi	Wacke feldspathique volcanoclastique à fsp allétrés et quartz (et mica blanche)
001011.3	SaI	X	X	X	Q. Pusuchisi	Wacke lithique à litharénite à quartz et chert
001011.4	CI	X			Q. Pusuchisi [7560, 005], 5 km Ouest de Saquisili	Radiolarite rouge (Af vf - Fa vf, à radiolaires: O50=84µm ²); faiblement laminée.
001011.5	Ap	X	X	X	Km 10.5, route Zumbagua-Apagua	Litharénite à quartz et chert
001012.13	Yu	X			Km 5.9, route S. Juan-Guaranda, vers la carrière San Juan	Calcilutite (calciturbidite argileuse) ou WS-PS à restes de bivalves brisés
001012.14a	Yu	X	X	X	Km 7, route S. Juan-Guaranda, en descendant vers la carrière SI, autre rive du r. Calera	WS-PS biosparitique (calcilutite Cl turbiditique TBB) à restes de bivalves brisés
001012.14b	SJ	X	X	X	Km 7, route San Juan-Guaranda, en descendant vers la carrière San Juan, autre rive du r. Calera	Calcaire (calciturbidite gréseuse) ou GS à restes de bivalves brisés
001012.16	SJ	X	X	X	Km 7.5, route S. Juan-Guaranda, en descendant vers la carrière San Juan, autre rive du r. Calera	GS (calcaire TBB bioclastique) à restes de bivalves brisés
001013.1	SaI	X	X	X	Km 14.6, route San Juan-Guaranda	Wacke lithique à quartz, argiles et chert

Annexe 2- Echantillons étudiés en lames minces (suite).

Abbreviations: St : Unité stratigraphique (CI: Crétacé infférencié; BT: Basal Tena; Yu: Yungilla; SJ : San Juan; SaI: Saquisili Inférieur; GR: Gallo Rumi; Un : Unacota; Ap: Apagua; LJ: Las Juntas; Ar: Arrayanes; RC: Rumi Cruz et Chinchil; Pa: Pangor; Sar: Saraguro; Sil: Silante; A: Autres unités; grisé : roches volcaniques); Pet: analyse pétrographique microscopique; Gr : analyse granulométrique microscopique; Dig: analyse texturale (diamètre, longueur, largeur des clastes)

Ech N°	Lit	Pet	Gr	Dig	Localisation	Description
001013.11	Yu	X		X	Km 19.6, route S. Juan-Guaranda	GS (calcarénite TBb bioclastique) à restes de spicules d'éponges et de bivalves brisés, fortement altéré à calcédoine; café pale.
001013.12	Yu				E Q. Pungul, km 19.85, route S. Juan-Guaranda.	Chert fin à moyen, calcare, à restes des spicules d'éponges (?); noir.
001013.16	Yu	X		X	C. Pungul, km 20, route San Juan-Guaranda.	Calcarénite bioclastique ou GS à restes de coquilles de bivalves brisées (calcuturbidite)
001013.17	Yu	X	X		Q. Pungul, km 20, route San Juan-Guaranda.	Litharénite à amphibols (31%), chondrite et chert fin
001013.18	Yu	X			C. Pungul, km 20, route San Juan-Guaranda.	WS noire à restes de coquilles de bivalves brisées et spicules d'éponges
001013.2	SaI	X	X		Km 15, route San Juan-Guaranda	Arénite feldspathique à quartz, chert et mica
001013.21	SaI	X	X		Km 22.42 (km 1), route San Juan-Guaranda	Wacke lithique à quartz et chert
001013.6a1	Ap	X			Km 17.75, route San Juan-Guaranda	Micro ortho conglomérat polymictique à quartz, chert et lithiques
001013.6a2	Ap	X	X		Km 17.75, route San Juan-Guaranda	Litharénite à quartz et chert
001013.6b	Ap	X	X		E Q. Taui, km 17.15, route S. Juan-Guaranda.	Sublitharénite à quartz et chert
001013.6c	Ap	X	X		Km 17.75, route San Juan-Guaranda	Wacke feldspathique à quartz, chert et minéraux noirs
001013.6d	Ap	X	X		Km 17.75, route San Juan-Guaranda	Wacke lithique à quartz, micas, chert et minéraux noirs
001013.6f	Ap	X	X		Km 17.75, route San Juan-Guaranda	Wacke lithique fine (=Fa) à quartz, chert fine et micas
001013.6g	Ap	X	X		Km 17.75, route San Juan-Guaranda	Wacke lithique à quartz, mica-argiles et chert
001013.8	SaI	X	X		Km 18.7, route San Juan-Guaranda	Wacke lithique à quartz et chert
001013.9	SaI	X	X		Km 18.7, route San Juan-Guaranda	Wacke lithique à quartz et chert
001015.1	Yu	X	X		Paramos de Guanguputi, Km 2.15, route vers le C. Calderón.	Wacke lithique fine (Aar) à chert, olivine (monticellite) et plagioclases
001015.10	SaI	X	X		Km 7.9, route Navas-Santiago	Litharénite feldspathique à quartz, chert et fsp
001015.11	SaI	X	X		Cerro Culebrillas	Wacke feldspathique à quartz, fsp. altérés et chert
001015.12	Yu	X			C. Culebrillas	Argilite calcare (Cl) ou WS Fangolite (Fa) à restes de spicules d'éponges
001015.14	Yu	X		X	C. Culebrillas	Calcarénite bioclastique ou GS à restes de coquilles de bivalves brisées (calcuturbidite TBa)
001015.2	Yu	X			Paramos de Guanguputi, Km 2.15, route vers le C. Calderón.	Lave trachytique vitreuse amigdaloidé, hyaloophtitique, hypidimorphe, hypercristalline, à matrice altérée à chlorite.
001015.3	Yu	X			Paramos de Guanguputi, Km 2.15, route vers le C. Calderón.	Trachyte quartzique chloritisé à cristaux hypidimorphes d'albite et oligoclase, à texture hyaloophtitique - vitrophitrique.
001015.5a	SaI	X	X		Km 5.8, route Navas-Santiago, 1.5 km SE de la L. Calderón	Wacke lithique à chert et quartz, à matrice de cherts et de boue; grise.
001015.5b	SaI	X	X		Km 5.8, route Navas-Santiago, 1.5 km SE de Calderón.	Fangolite (Fa) gréseuse ou wacke feldspathique argileuse à qtz, fsp. alt., et minéraux noirs; café
001015.6	Yu	X			Km 6.4, E.C. Dulumbug, route Navas - Santiago	Micro chert noir argileux (à radiolites et pellets?); laminé; peu bioturbé.
001015.8c	SaI	X	X		Km 6.9, route Navas-Santiago	Wacke lithique à quartz, chert et fsp altérés
001015.9	SaI	X	X		Km 7.1, route Navas-Santiago	Litharénite feldspathique à quartz, et chert (et fsp altérés)
001017.2	Yu	X	X		Km 5.2, route Navas-Santiago	Wacke feldspathique volcanoclastique à fsp altérés et quartz

Annexe 2- Echantillons étudiés en lames minces (suite).

Abbreviations: St : Unité stratigraphique (CI: Crétacé inférencié; BT: Basal Tena; Yu: Yungilla; SJ : San Juan; SaI: Saquisili Inférieur; GR: Gallo Rumi; Un : Unacota; Ap: Apagua; LJ: Las Juntas; Ar: Arrayanes; RC: Rumi Cruz et Chinchil; Pa: Pangor; Sar: Saraguro; Sil: Silante; A: Autres unités; grisé : roches volcaniques); Pet: analyse pétrographique microscopique; Gr : analyse granulométrique microscopique; Dig: analyse texturale (diamètre, longueur, largeur des clastes)

Ech N°	Lit	Pet	Gr	Dig	Localisation	Description
001017.3	Yu	X			C. Calderón, km 7.5, route Navas-Santiago	Chert noir pélagique à calcédonie, micro chert et quartz (à restes d'éponges et 2% des radiolaires)
001017.4	Ap	X	X		C. Culebrillas	Wacke lithique (=AR) à quartz, chert et argiles
001017.5	Yu	X			Km 8.1, route S. Juan-Guaranda	PF dacitique à grands cristaux de fsp (olig., andés.) et quartz, avec une matrice d'esquilles de fsp, calcédonie et palagonite (avec bivalves brisés, échinodermes, et al.); hypidiomorphe et vitro-felsophidique
001017.6	SaI	X	X		Km 15.1, route San Juan-Guaranda	Wacke lithique à quartz et chert
001019.8	BT	X	X		km 31, route Santiago-Morona (ZSA S. C. Cuiucú)	Wacke lithique micro-conglomératique calcare à quartz et fragments d'argiles et de calcaires, rouge
001020.8a	SaI	X	X		Km 45.41, route Cuenca-Molleuro-Pto. Inca (km 62)	Wacke lithique à quartz, chert et minéraux noirs
001020.8b	SaI	X	X		Km 45.5, route Cuenca-Molleuro-Pto. Inca (km 62)	Wacke lithique micromonomérique à quartz, chert et minéraux noirs
001020.8c	SaI	X	X		Km 43.5, rivière Platamal, route Cuenca-Molleuro-Pto. Inca (km 62)	Argilite gréseuse (ARA) ou wacke lithique argilo-gréseuse
001022.7	A	X	X		km 24,55 route Pindal-Paletillas	Feldsparénite à feldspaths altérés (82%); kaki foncé - verdâtre
001024.5	A	X	X		km 43,85 La Ceiba Chica-Mangahurcu-Cazaderos (près de Bolaspamba)	Litharénite quartz (67% dont 51% métamor) et fragments lithiques; kaki foncé
001025.2	A	X	X		km 2, route Bolaspamba vers l'E, r. Paletillas.	Feldsparénite à feldspaths altérés (62% de 77%); café - kaki foncé
001025.3	A	X	X		0.5 km E Mangahurcu, Loja	Litharénite à quartz (56%), chert (18%) et fragments lithiques (16%); kaki foncé.
01.G.10	GR	X	X		Km 9.9 (30.1) du début de la route Navas-Santiago	Micro-orthoconglomérat poly-mictique extraformationnel, à chert, grès quartzeux, et quartz
01.G.12	GR	X	X		Km 9.8 du début de la route C. Padre Rumi - Cruz del Ato, route Navas - Santiago	Lime gréseux à quartz (25% d'origine pyroclastique), café pale
01.G.13	SaI	X			Km 9.8, route Navas-Santiago	Arénite lithique à quartz, chert et mica
Ech N°	Lit	Pet	Gr	Dig	Localisation	Description
01.G.14	GR	X	X		Km 9.9, L. Padre Rumi - Cruz Ato, route Navas-Santiago	Litharénite (presque une wacke lithique) à quartz et chert
01.G.15	GR	X	X		Km 9.9, entre L. Padre Rumi et Cruz Ato, route Navas -Santiago	Micro-orthoconglomérat poly-mictique extraformationnel, à chert, grès quartzeux, et quartz.
01.G.16	GR	X	X		Km 11.4, entre Huayraloma et Cóndor Loma, route Navas-Santiago	Micro-orthoconglomérat poly-mictique extraformationnel, à chert, grès et quartz.
01.G.17	SaI	X	X		Km 11.4, L. Huayraloma - Cóndor Loma, routes Navas-Sta. Rosa	Sublitharénite à quartz et chert
01.G.18	SaI	X	X		1 km E Q. Quingorumi, km 4.25 du col de Shugorumi	Sublitharénite à quartz et chert
01.G.19	Yu	X			Km 7.9 du col (sommets C. Tiliag?), route San Juan-Guaranda	MS mudstone ou calcare argileux, peu (?) bioturbé (à restes de forams (2%); algues?, bivalves, échinoides et calcisphères).
01.G.20	Yu	X			Km 13 (13.65 du 2000) du col, route San Juan-Guaranda	PS (ou argilite-ARA) gréseux très fins à restes fossiles de forams planctoniques et échinodermes; chertifiée; café foncé - noir.
01.G.22	SJ	X			Km 6.9 de Pungul, route Pungul-Ganquis-Chimborazo.	Calcarénite (Ca) bioelastique (GS) à restes de coquilles de bivalves brisés; kaki; recristallisée; massive.
01.G.23	Yu	X			Km 6.9 des Pungul, route Pungul-Ganquis-Chimb., entrée de la carrière Cem. Chimborazo	Argilite (AR) silicifiée (chertifiée), peu fossilifère; café foncé; peu bioturbé.
01.G.24	Yu	X	X		Carrière, km 10.35, route Pungul-Ganquis-Chimb., 1 Km O de Huayraloma	GS ou calcarénite bioelastique (calci turbidite) à coquilles de bivalves brisés
01.G.25	GR	X	X		E du C. Yahuarcocha, route S Chimborazo, Riobamba-Guaranda	Litharénite à quartz (volcanique et métamorphique) et chert (avec des schists)
01.G.26	SaI	X	X		N.C. Tuli, route Ganquis-Chimborazo, S du Chimborazo	Litharénite à quartz et chert; massive
01.G.27	SaI	X	X		N.C. Tuli, route Ganquis-Chimborazo, S du Chimborazo	Litharénite à quartz et chert
01.G.28a	SaI	X	X		En face à L. Chalata, route Ganquis-Chimborazo	Litharénite à quartz et chert

Annexe 2- Echantillons étudiés en lames minces (suite).

Abbreviations: St : Unité stratigraphique (CI: Crétacé infférencié; BT: Basal Tena; Yu: Yungilla; SJ : San Juan; SaI: Saquisli Inférieur; GR: Gallo Rumi; Un : Unacota; Ap: Apagua; LJ: Las Juntas; Ar: Arrayanes; RC: Rumi Cruz et Chinchil; Pa: Pangor; Sar: Saraguro; Sil: Silante; A: Autres unités; grisé : roches volcaniques); Pet: analyse pétrographique microscopique; Gr : analyse granulométrique microscopique; Dig: analyse texturale (diamètre, longueur, largeur des clastes)

Ech N°	Lit	Pet	Gr	Dig	Localisation	Description
01.G.28b	SaI	X	X		En face à L. Chalala, route Ganquis-Chimborazo	Wacke lithique à chert et quartz; partiellement recristallisé en calcite
01.G.29	SaI	X	X		W.C. Tuli (Rucotoma), route carrière Ganquis-Chimb., route San Juan-Guaranda	Sublitharénite à quartz et chert
01.G.30	SaI	X	X		Km 9.5, route S Chimb., pont avant Chingua, route San Juan-Guaranda	Sublitharénite à quartz et chert
01.G.4	SaI	X	X		E.Q. Pungui, km 19.85; route S. Juan-Guaranda.	Litharénite à quartz, mica et chert
01.G.5	SJ	X			Mine, km 6.5 du pont, route San Juan-Guaranda.	Wacke stone (WS, biomicrite) ou CI argileux; café foncé; peu fossilifère; très peu bioturbé.
01.G.6	SJ	X			Mine près du sommet du C. Tifilag, route San Juan-Guaranda	Micro chert argileux, pélogique; café foncé
01.G.7	SJ	X			Mine, km 1.1 (8.1), sommet du C. Tifilag, route San Juan-Guaranda.	Calcarénite (Ca) bioclastique ou GS (Grain Stone) à restes de coquilles de bivalves brisés; kaki; recristallisée, massive.
01.G.8	SaI	X	X		Km 5.7 (33.7), route Navas-Santiago	Sublitharénite à quartz et chert
01.G.9	SaI	X	X		Km 7.1 (32.5), route Navas-Santiago	Sublitharénite (micro conglomératique) à quartz et chert
01.P.01	SJ	X		X	Km 4.9, route Pangor-Huayrapungu, W de Pallatanga	WS à quartz et chert et coquilles de bivalves brisés; laminé; ou wacke lithique sableux à quartz et chert, et à matrice calcare.
01.P.02	CI	X			Km 7.65 de la déviation, route Pangor-Huayrapungu	Chert (fin et moyen), vert, à matrice de smectite.
01.P.04	SaI	X			Km 8.5, des la déviation, route Pangor - Huayrapungu, O de Pallatanga.	Wacke lithique à quartz et chert (et laves vitreuses et ponce), à Mx calcare et boueuse
01.P.05	SaI	X	X		Km 8.6, de la déviation, route Pangor - Huayrapungu, O de Pallatanga.	Sublitharénite arkosique à micas et argiles (dont smectite)
01.P.07	SaI	X			Km 8.6, de la déviation, route Pangor - Huayrapungu, O de Pallatanga.	Tuf vitreux dévitié à micro chert et smectite; à structure de flamme (haute T°).
01.P.08	Pa	X	X		Km 1.4 du village, route La Florida, W de Pallatanga	Litharénite micro ortho conglomératique, gréseuse extraformationnelle et polymictique, à fragments de chert (macro et géants), grès (LU-ml) et quartz grossier.
01.P.12	Pa	X	X		Route de La Florida, pont r. Pangor, W de Pallatanga	Litharénite feldspathique à quartz (52% métamor., 19% volc.+ plut.) et chert; kaki foncé
01.P.13	Pa	X	X		Route de La Florida, pont r. Pangor, W de Pallatanga	Litharénite à quartz (47% métamor., 7% volc. + plut.); kaki
01.SQ.10	RC	X	X		Q. Chinchil [74715, 99011], route Pujili-Pilaló	Litharénite à chert et quartz
01.SQ.11	RC	X	X		Q. Chinchil [74715, 99011], route Pujili-Pilaló	Sublitharénite à quartz (volc. et mét.) et chert.
01.SQ.8	RC	X	X		Q. Chinchil [74715, 99011], route Pujili-Pilaló	Litharénite à chert (4 types) et quartz
01.SQ.9	RC	X	X		Q. Chinchil [74715, 99011], route Pujili-Pilaló	Litharénite à quartz et chert
010330.1	BT	X	X		km 28.2, Santiago-Morona (ZSA S. Cord. Cutucú)	Wacke lithique à quartz et fragments d'argiles ferrugineuses allongées, et matrice calcare; rougeâtre.
010330.2	BT	X	X		Km 22.6, route Santiago-Morona	Wacke lithique à quartz, fragments argileux ferrugineux et chert, à matrice de calcite cristalline secondaire
010330.6	BT	X	X		km 28.2, Santiago-Morona (ZSA S. Cord. Cutucú)	Wacke lithique calcare à quartz et fragments des argiles, cherts et calcaires; grise
011206.10	GR	X	X		Km 15.77, route San Juan-Guaranda, 250m E de Gallo Rumi	Sublitharénite à quartz (51% métamor., 23% volcanique+ plutonique); café
011207.10	Yu	X	X		Huangupud, km 3.55 route Navas - Santiago	Feldsarénite lithique à feldspaths altérés (dont plagioclases 40%), quartz (25%), chert (16%); café.
011210.10	Sar	X	X		Majadapamba, km 21.5 route Navas-Santiago.	Feldsarénite à feldspaths altérés (56%), quartz (28%) et chert (10%); rouge verdâtre.
011210.13	Sar	X	X		Majadapamba, km 21.5 route Navas-Santiago.	Feldsarénite lithique à feldspaths altérés (34%), chert (30%) et quartz (29%); rouge foncée.

Annexe 2- Echantillons étudiés en lames minces (suite).

Abbreviations: St : Unité stratigraphique (CI: Crétacé inférencié; BT: Basal Tena; Yu: Yungilla; SJ : San Juan; Sal: Saquisili Inférieur; GR: Gallo Rumi; Un : Unacota; Ap: Apagua; LJ: Las Juntas; Ar: Arrayanes; RC: Rumi Cruz et Chinchil; Pa: Pangor; Sar: Saraguro; Sil: Silante; A: Autres unités; grisé : roches volcaniques); Pet: analyse pétrographique microscopique; Gr : analyse granulométrique microscopique; Dig: analyse texturale (diamètre, longueur, largeur des clastes)

Ech N°	Lit	Pet	Gr	Dig	Localisation	Description
011212.10	Ap	X	X		Km 2.0, entre Corral Pungu et Queseras, route Apagua-Pilaló.	Sublitharénite à quartz (à Tr des débris organiques)
011212.11	Ap	X	X		Km 2.0, entre Corral Pungu et Queseras, route Apagua-Pilaló.	Sublitharénite à quartz (à Tr des débris organiques); kaki foncé.
011212.12	Ap	X	X		Km 2.0, entre Corral Pungu et Queseras, route Apagua-Pilaló.	Wacke lithique à quartz; bien laminé.
011212.13	Ap	X	X		Km 2.0, entre Corral Pungu et Queseras, route Apagua-Pilaló.	Sublitharénite à quartz (à Tr des débris organiques).
011212.13	Ap	X	X		Iza, 1 km S de Pilaló, route Apagua-Pilaló.	Sublitharénite à quartz (72%, à Tr des débris organiques)
011212.14	Ap	X	X		Km 2.8, entre Corral Pungu et Queseras, route Apagua-Pilaló.	Feldsarénite (à ortoclase et fsp allongés)
011212.15	Ap	X	X		Km 2.95, entre Corral Pungu et Queseras, route Apagua-Pilaló.	Wacke lithique à quartz chert et matrice boueuse
011212.16	Ap	X	X		Km 3.1, entre Corral Pungu et Queseras, route Apagua-Pilaló.	Sublitharénite à quartz (à fragments lithiques peu imbriqués)
011212.17	Ap	X	X		Km 3.1, entre Corral Pungu et Queseras, route Apagua-Pilaló.	Sublitharénite à quartz (à fragments lithiques imbriqués)
011212.4	RC	X	X		1 km E de L. Achande, km 6.6 route Zumbagua-Apagua, n2?	Litharénite à quartz, cherts et fragments lithiques
011212.4b	RC	X	X		Km 6.6, route Zumbagua-Apagua	Litharénite à quartz, chert et fragments lithiques
011212.6	Ap	X	X		Km 2.0, entre Corral Pungu et Queseras, route Apagua-Pilaló.	Sublitharénite à quartz (et débris organiques)
011212.9	Ap	X	X		Km 2.0, entre Corral Pungu et Queseras, route Apagua-Pilaló.	Sublitharénite à quartz (à Tr des débris organiques)
011213.12	Ap	X	X		Iza, 1 km S de Pilaló, route Apagua-Pilaló.	Sublitharénite à quartz (à Tr des débris organiques)
011213.3	Un	X		X	Km 5.4, route Apagua (km 0.0 = déviation vers Angam.) - Pilaló	WS fossilifère (ou calcite CI) à restes d'algues calcaires rouges (dont <i>Polystrata alba</i> du Cr.-Mocène) et petites nummulites
011213.4	Un	X		X	Yraesacha, km 5.4, route Apagua (km 0.0 = dév. vers Angam.) - Pilaló	GS ou calcirudite à orbitolimites (<i>Discocyclina</i> sp.) (et algues rouges); kaki pale
011214.6	Ap	X	X		Km 1.0 vers l'O de la déviation de la L. Punta, route Zumbagua-Apagua	Sublitharénite à quartz (moyen et grossier, grains peu imbriqués)
011214.8	Ap	X	X		Km 1.0 vers l'O de la déviation de la L. Punta, route Zumbagua-Apagua	Litharénite à quartz, chert et ponce (verre volcanique)
020504.12	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, n1	Litharénite à quartz et chert
020504.14	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, km 6.1 route Apagua-Angamarca, n1	Subfeldsarénite (subarkose) à quartz et fragments lithiques
020504.19	RC	X	X		Q. Millin Grande, km 5 route Apagua-Angamarca	Litharénite feldspathique à quartz et plagioclases (An0-50)
020504.5	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, n1	Litharénite feldspathique à quartz et plagioclases (An10-50)
020504.6	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, n1	Wacke lithique à quartz et fragments d'argilites
020505.3	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, km 6.1 route Apagua-Angamarca	Feldsarénite (presque un wacke) lithique à feldspaths altérés, quartz et fragments lithiques
020505.5	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, n2	Litharénite à quartz et fragments d'argilites
020506.3	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, n2 (séquence 2 de la série)	Wacke lithique à chlorite, quartz et fragments lithiques
020506.7	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, km 6.1 de la route Apagua-Angamarca	Wacke lithique à quartz et minéraux noirs
020512.2	Ap	X			La Cruz, km 5.2, route Sigchos - Las Pampas	Argilite (AR) silicifiée (à forams. et radiolaires, 2%)
020512.3	Ap	X			La Cruz, km 5.2, route Sigchos - Las Pampas	Argilite (AR) silicifiée (à foraminifères et radiolaires, 2%), kaki-grise
020605.1b	A				Km 2.5, route Perimetral vers La Prosperina	Arilloilite (AR) (à radiolaires, 3%, O50=64µm=VLI) peu bioturbée, café pale

Annexe 2- Echantillons étudiés en lames minces (suite).

Abbréviations: St : Unité stratigraphique (CI: Crétacé infifférencié; BT: Basal Tena; Yu: Yungilla; SJ : San Juan; SaI: Saquisili Inférieur; GR: Gallo Rumi; Un : Unacota; Ap: Apagua; LJ: Las Juntas; Ar: Arrayanes; RC: Rumi Cruz et Chinchil; Pa: Pangor; Sar: Saraguro; Sil: Silante; A: Autres unités; grisé : roches volcaniques); Pet: analyse pétrographique microscopique; Gr : analyse granulométrique microscopique; Dig: analyse texturale (diamètre, longueur, largeur des clastes)

Ech N°	Lit	Pet	Gr	Dig	Localisation	Description
020816.5	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, km 6.1 route Apagua-Angamarca	Litharénite feldspathique à quartz et plagioclases; et chert et fragments lithiques
020817.2	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, n4	Sublitharénite à quartz et chert
020817.4	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, n4	Litharénite à quartz, fragments d'argilites et chert
020817.6	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, km 6.5 route Apagua-Angamarca, n4	Wacke lithique à quartz et chert; laminée et stratifiée
020818.2	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, n4	Litharénite à quartz, minéraux noirs (hematite), fragments d'argilites et cherts
020818.6	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, n4	Wacke lithique à quartz, chert et minéraux noirs (hematite et limonite)
020818.9	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, km 6.1 route Apagua-Angamarca, n4	Wacke feldspathique à quartz et feldspaths altérés
020819.3	RC	X	X		C. Rumi Cruz Chico, près du sommet, n6	Sublitharénite à litharénite feldspathique
020828.4	Sar	X	X		km 22, route Apagua - Quindigua	Feldsarénite à feldspaths altérés (74%) et quartz (17%); rouge verdâtre
020828.5	RC	X	X		C. Ashpasistig, km 2.3 route Zumbagua-Apagua, n0	Wacke lithique à quartz et chert
030830.15	Sar	X	X		Q. Rucarumi, km 21.2 route Navas-Santiago	Feldsarénite à feldspaths altérés (66%) et quartz volcanique (22%); rouge foncé
030830.8	Sar	X	X		km 21,25 route route Navas - Totoras	Feldsarénite à feldspaths altérés (63%) et quartz (26%); vert foncé
030830.9	Sar	X	X		Km 21,25 route route Navas - Totoras	Feldsarénite à feldspaths altérés (57%), quartz (18%) et chert (16%); café verdâtre
030903.4	GR	X	X		C. Amosayana (en face de la Com. Pasohuazo, L. Zambranoloma)	Sublitharénite à quartz (53% métamor., 27 vole.+plut.); kaki foncé
030904.2	GR	X	X		C. Amosayana (en face de la Com. Pasohuazo, L. Zambranoloma)	Litharénite à quartz (44% métamor., 20% volc.+plut.); kaki
030904.3	GR	X	X		C. Amosayana (en face de la Com. Pasohuazo, L. Zambrianoloma)	Sublitharénite à quartz
030904.5	GR	X	X		C. Amosayana (en face de la Com. Pasohuazo, L. Zambrianoloma)	Sublitharénite à quartz (61% métamor., 39% volc.+plut.); kaki
030906.4	GR	X	X		km 15,5 route San Juan-Guaranda	Subfeldsarénite ou subarkose à quartz (61% métamor., 17% volc.+plut.); kaki foncé
030906.6	GR	X	X		~ 150 m E de la Com. Gallo Rumi, km 15.85 route San Juan-Guaranda	Sublitharénite à quartz (3 <= Ométamor.; Qvolc.+plut. <=4); kaki foncé
031104.10	BT	X	X		Km 2.6 route Pto. Napo-Sta. Clara	Wacke lithique à Mix calcaire (25%), fragm. lith. (18%), quartz (17%) et ciment calc. (31%); gris verdâtre, peu bioturbés (DB=1)
031104.3	BT	X	X		Km 0.8 route Pto. Napo-Sta. Clara	Wacke lithique à fragments des calcaires recristallisés (34%), quartz (36%) et matrice calcaire (14%); grise
031104.6	BT	X	X		Km 2.3 route Pto. Napo-Sta. Clara	Wacke lithique - feldspathique à quartz (43%), feldspaths altérés (14%) et ciment calcaire (17%); grise
031104.7	BT	X	X		Km 2.3 route Pto. Napo-Sta. Clara	Feldsarénite lithique à quartz (43%), felds. altérés (20%), fragments lithiques (13%) et ciment calcaire (17%); grise
031110.1	LJ	X	X		Km 17, route Zumb.-Chugchilán (km 4, route Ch.-Zumb.)	Feldsarénite lithique à felds. calciques (42% alls., labrad. 18%, bytown. 2%, and. 1%) et fragm. lith. volcaniques (24%); grise foncé
031110.2	LJ	X	X		Km 12.4, route Sigchos-Jatuncocha-Las Pampas	Feldsarénite à feldspaths calciques (79% altérés, labradorite 7%, bytownite 4%); gris brunâtre foncé
031110.5	LJ	X	X		Km 4, route Chugchilán-Zumbagua	Wacke feldspathique à felds. calciques (48% alls., labrad. 21%, bytown. 4%) et Mix calcaire micritique; grise brunâtre
031110.6	LJ	X	X		Km 4, route Chugchilán-Zumbagua	Feldsarénite à feldspaths calciques (89% dont 70% altérés, labradorite 16%, andésine 3%); gris brunâtre
031111.4	Sil	X	X		Km 29, route Aloag-Alluriquín.	Feldsarénite à feldspaths calciques (38%) et allérés (32%), à matrice des feldspath altérés et kaolinite (17%); vert rougeâtre

Annexe 2- Echantillons étudiés en lames minces (suite).

Abbreviations: St : Unité stratigraphique (CI: Crétacé inférencié; BT: Basal Tena; Yu: Yungilla; SJ : San Juan; SaI: Saquisili Inférieur; GR: Gallo Rumi; Un : Unacota; Ap: Apagua; LJ: Las Juntas; Ar: Arrayanes; RC: Rumi Cruz et Chinchil; Pa: Pangor; Sar: Saraguro; Sil: Silante; A: Autres unités; grisé : roches volcaniques); Pet: analyse pétrographique microscopique; Gr : analyse granulométrique microscopique; Dig: analyse texturale (diamètre, longueur, largeur des clastes)

Ech N°	Lit	Pet	Gr	Dig	Localisation	Description
03111.5	Sil	X	X		Km 29, route Aloag-Alhuriqin.	Feldsarinite à felds altérés (78%) et frais (5% labrad. An50-70) (et epidote, 6%); vert rougeâtre
03112.4	LJ	X	X		Km 0.3, route Las Pampas-r. Toachi	Feldsarinite à feldspaths altérés (46%) et quartz (45%); café pale
03112.7	LJ	X	X		Km 2.7, route Las Pampas-r. Toachi	Feldsarinite à feldspaths altérés (71%) et quartz (22%); café foncé - gris
03112.9	LJ	X	X		Km 2.7, route Las Pampas-r. Toachi	Feldsarinite à feldspaths altérés (89%); café pale - kaki
03113.3	Ar	X			Km 21.4, route Simiatug-Facundo Vela	Argilolite (AR) - argilolite gréseuse (ARA), arkosique, silicifiée ("chertifiée") (à forams, bentoniques); café rougeâtre
2.C.2	Yu	X	X		Q. Tabacay, N. d' Azogues, km 3,1	Feldsarinite à feldspaths altérés (59%) et quartz (28%)
2.C.21	JYu				Route S Cumbe (km 2,4-2,7)	Feldsarinite lithique à feldspaths altérés (53%), quartz (20%)
2.C.22	JYu	X	X		Km 2.8 route S Cumbe, 2 km S de l'entrée S	Litharénite feldsarinite à quartz (45%), chert (29%) et feldspaths altérés (12%); café verdâtre.
2.C.25	JYu	X	X		Km 3.8 route S Cumbe, 1 km S de l'entrée S	Feldsarinite lithique à feldspaths altérés (46%), chert (27%) et quartz (21%); café pale, peu bioturbée.
2.C.27	JYu	X	X		Km 1.6 route S Cumbe, 3.2 km S de l'entrée S	Litharénite chert (57%) et quartz (27%); café verdâtre
2.C.29	JYu	X	X		Km 1.8 route S Cumbe, 3 km de l'entrée S, grès arkosique	Litharénite feldspathique à quartz (39% metcos., 17% volc.), chert (19%) et fsp. altérés (12%); café pale; peu bioturbée.
2.P.18	Yu	X	X		Km 5, route Pangor - Huayrapungu	Litharénite à coquilles de bivalves brisées (34%), chert (32%) et quartz (24%); kaki foncé
2.P.3	Pa	X	X		Route École Cisneros, km 4,5 (près de Pangor)	Litharénite feldspathique à chert (39%), quartz (20%) et feldspaths altérés; café

Annexe 3

Données statistiques sur les galets des conglomérats de la COE, la SAZ et la ZCE d'Équateur.

COE: Cordillère Occidentale d'Équateur; ZCE: Zone Côtière Equatorienne; ZSA: Zone Subandine d'Équateur.

Ap, Fm. Apagua; Az, Fm. Azúcar; EM, Conglomérats El Morro; GR, Conglomérats Gallo Rumi; RC, Fm. Rumi Cruz; Tiy, Tiyuacu inférieur. Qchert, quartz polycristallin; Qm, quartz monocristallin; Qmét, quartz métamorphique (Lm); Rss ss, fragment de silt ou de grès (Ls); Lvole, fragment volcanique (Lv); Lplut, fragment plutonique.

	Gallo Rumi		Apagua		Rumi Cruz		El Morro		Azúcar		Tiyuacu Inf.	
Âges	Pal. sup.		Éoc. Inf. - moy.		Éoc. moy.-sup.		Éoc. sup.		Pal. sup.		Pal. sup - Éoc inf.	
Légende	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
				COE				ZCE			ZSA	
Qchert	1,6	2,5	66,2	72,5	65,7	73,0	71,0	77,2	0,0	0,0	2,3	2,4
Qm	46,5	74,0	22,2	24,3	16,6	18,4	10,0	10,9	38,0	43,2	84,8	89,1
Qmét (Rmét)	14,7	23,4	2,9	3,2	7,7	8,6	11,0	12,0	50,0	56,8	8,1	8,5
	62,8	100,0	91,3	100,0	90,0	100,0	92,0	100,0	88,0	100,0	95,2	100,0
Qchert	1,6	4,6	66,2	90,6	65,7	84,6	71,0	78,9	0,0	0,0	2,3	19,2
Rss ss	18,7	53,4	4,0	5,5	4,3	5,5	8,0	8,9	8,0	13,8	1,7	13,7
Qmét (Rmét)	14,7	42,0	2,9	4,0	7,7	9,9	11,0	12,2	50,0	86,2	8,1	67,1
	35,0	100,0	73,1	100,0	77,7	100,0	90,0	100,0	58,0	100,0	12,0	100,0
Qchert	1,6	7,9	66,2	93,2	65,7	92,0	71,0	100,0	0,0	0,0	2,3	70,0
Lvole (Rvole)	16,7	82,7	4,5	6,3	5,6	7,8	0,0	0,0	4,0	100,0	0,0	0,0
Lplut (Rplut)	1,9	9,4	0,3	0,4	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	30,0
	20,2	100,0	71,0	100,0	71,4	100,0	71,0	100,0	4,0	100,0	3,3	100,0
Qmét (Rmét)	14,7	29,3	2,9	25,4	7,7	43,8	11,0	57,9	50,0	80,6	8,1	83,0
Lvole (Rvole)	16,7	33,3	4,5	39,5	5,6	31,8	0,0	0,0	4,0	6,5	0,0	0,0
Rss ss	18,7	37,3	4,0	35,1	4,3	24,4	8,0	42,1	8,0	12,9	1,7	17,0
	50,1	100,0	11,4	100,0	17,6	100,0	19,0	100,0	62,0	100,0	9,7	100,0

							Données pour le logiciel Triplot			Sigma [%]		
GR	Ap	RC	EM	Az	Tiy			A	B	C		
							GR	2,5	74,0	23,4	100,0	
							Ap	72,5	24,3	3,2	100,0	
							RC	73,0	18,4	8,6	100,0	
							EM	77,2	10,9	12,0	100,0	
2,5	72,5	73,0	77,2	0,0	2,4	Qchert	A	Tiy Inf.	2,4	89,1	8,5	100,0
74,0	24,3	18,4	10,9	43,2	89,1	Qm	B	Az	0,0	43,2	56,8	100,0
23,4	3,2	8,6	12,0	56,8	8,5	Qmét (Rmét)	C	GR	4,6	53,4	42,0	100,0
								Ap	90,6	5,5	4,0	100,0
								RC	84,6	5,5	9,9	100,0
4,6	90,6	84,6	78,9	0,0	19,2	Qchert	A	EM	78,9	8,9	12,2	100,0
53,4	5,5	5,5	8,9	13,8	13,7	Rss ss	B	Tiy Inf.	19,2	13,7	67,1	100,0
42,0	4,0	9,9	12,2	86,2	67,1	Qmét (Rmét)	C	Az	0,0	13,8	86,2	100,0
								GR	7,9	82,7	9,4	100,0
								Ap	93,2	6,3	0,4	100,0
7,9	93,2	92,0	100,0	0,0	70,0	Qchert	A	RC	92,0	7,8	0,1	100,0
82,7	6,3	7,8	0,0	100,0	0,0	Lvole (Rvole)	B	EM	100,0	0,0	0,0	100,0

TABLE DE MATIÈRES

RÉSUMÉ	3
ABSTRACT	4
RESUMEN	6
INTRODUCTION	8
1- La problématique	8
1- 1- Le problème envisagé	8
1- 2- La problématique scientifique	8
2- Objectifs	8
3- Méthodologie	8
3- 1- La cartographie	9
3- 2- Les études de provenance, de texture et de paléocourants	9
3- 2- 1- Provenance des sédiments	9
3- 2- 2- Les études de texture et des paléocourants	9
3- 3- Sédimentologie, stratigraphie, faciès et modèles de dépôt, ichnologie	10
3- 3- 1- La sédimentologie	10
3- 3- 2- La stratigraphie	10
3- 3- 3- Les faciès et modèles de dépôt	10
3- 3- 4- L'ichnologie	11
3- 4- Les méthodes de datation	11
3- 4- 1- Macro et micro paléontologie, et paléobotanique	11
3- 4- 2- Datations radiométriques	11
4- Déroulement du projet	11
5- Présentation du plan	12
CHAPITRE I- CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET MORPHOTECTONIQUE	13
1- Situation géographique de la région étudiée	13
2- Les unités morphostructurales de l'Équateur continental	14
2-1- La Zone Côtière ou Côte	14
2-2- La Sierra ou Zone Andine	15
2-2-1- La Cordillère Occidentale	15
2-2-2- La Vallée Interandine	16
2-2-4- La Cordillère Royale	16
2-3- La Zone Subandine	17
2-4- Le bassin Amazonien ou Oriente	19
3- Évolution géologique et géodynamique de l'Équateur, Andes du Nord septentrionales	20
3-1- Évolution géologique et géodynamique pré-triasique de la marge de l'Équateur	20
3-2- Évolution géologique et géodynamique de la marge de l'Équateur du Trias à l'Actuel	21
3-3- Géodynamique des plaques Farallón et Nazca	27
3-3-1- Structure et cinématique du Crétacé supérieur à l'Oligocène	27
3-3-2- Structure et cinématique de l'Oligocène à l'Actuel	28
3-4- Le système de subduction équatorien	30
CHAPITRE II : STRATIGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE DES SÉRIES SÉDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR-OLIGOCÈNE DE LA COE	32
1- Introduction : Travaux antérieurs	32
1- 1- Données stratigraphiques antérieures	32
2- Méthodes d'étude	35
3- Zones d'étude et cadre structural général	35
4- Substratum magmatique de la COE : les plateaux océaniques Crétacé	35
4- 1- Introduction	35
4- 2- Le Terrain San Juan-Multitud	37
4- 3- Le Terrain Guaranda	37
4- 4- Le Terrain Macuchi	39
4- 5- La faille Chimbo-Sigchos-Toachi	40
5- Les séries du Crétacé supérieur	40
5- 1- Le Mélange Pujilí	40

5- 2- Les radiolarites, calcaires et cherts du Sénonien	41
5- 2- 1- Les Radiolarites rouges	41
5- 2- 2- Les Calcaires noirs	42
5- 2- 3- Les Cherts noirs	42
5- 3- Le Groupe Yunguilla	46
5- 3- 1- Nouvelle division stratigraphique proposé	46
5- 3- 2- Le Groupe Yunguilla dans la région de Cuenca	52
5- 3- 3- Le Groupe Yunguilla dans les zones de San Juan-Guaranda, et Sicalpa-Santiago	61
5- 3- 4- Le Groupe Yunguilla au sud-ouest de Quito	61
6- Les séries paléogènes	62
6- 1- La Formation Saquisilí	62
6- 1- 1- Travaux antérieurs	62
6- 1- 2- Nouvelle division stratigraphique proposée	63
6- 2- L'Unité Pangor	79
6- 3- Le Calcaire Unacota	79
6- 4- La nouvelle Unité Chilcas et la Fm Apagua	81
6- 4- 1- L'Unité Chilcas	82
6- 4- 2- La Fm- Apagua	86
6- 4- 3- La transition Apagua-Rumi Cruz	94
6- 5- La Formation Rumi Cruz et les Conglomérats Chinchil	94
6- 5- 1- Les Conglomérats Chinchil	94
6- 5- 2- La Fm Rumi Cruz	96
6- 6- Les sédiments associés au Terrain Macuchi	107
6- 6- 1- L'Unité Las Juntas	107
6- 6- 2- L'Unité Arrayanes	110
7- Les dépôts volcano-sédimentaires de l'Oligocène	111
7- 1- L'Unité Silante	111
7- 2- La Fm Saraguro	114
8- La couverture volcano-sédimentaire Néogène et Quaternaire	117
8- 1- La Série miocène	117
8-1-1- L'Unité Pisayambo	117
8-1-2- L'Unité Rumichaca	117
8-1-3- L'Unité Tarqui	117
8- 2- La Série pliocène et pléistocène	118
8-2-1- L'Unité Naranjal	118
8-2-2- L'Unité Tigua	118
8-2-3- Le Bassin Tigua	118
8-2-4- L'Unité Salapa	118
8- 3- La Série holocène	119
9- Modèle stratigraphique proposé	119
9-1- Introduction	119
9-2- Le substratum magmatique de la COE	119
9-3- La nouvelle stratigraphie de la COE et évolut paléogéographique	120
9-3-1- Le Campanien moyen à supérieur (Formations Jadán et Químas)	120
9-3-2- Le Maastrichtien inférieur (Fm bacay)	121
9-3-3- Le Paléocène (Fm Saquisilí inférieur et Mb Gallo Rumi)	122
9-3-4- L'Éocène inférieur (Mb Saquisilí supérieur et unité Chilcas)	122
9-3-5- L'Éocène moyen et supérieur (Fm Apagua et Rumi Cruz)	122
9-3-6- Le Néogène et le Quaternaire	124
9-4- Conclusions	124

CHAPITRE III : PROVENANCE DES SÉDIMENTS CLASTIQUES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR-PALÉOÈNE DE LA COE

	126
1- Introduction	126
2- Les méthodes d'étude	126
2- 1- L'échantillonnage des unités étudiées	126
2- 2- La pétrographie sédimentaire et la provenance	126

2- 2- 1- Introduction	126
2- 2- 2- Méthodes d'étude de la provenance	126
2- 3- La nature des grains : types et altérations	127
2- 3- 1- Introduction	127
2- 3- 2- Description systématique des macro échantillons	127
2- 3- 3- La pétrographie microscopique	127
2- 3- 4- La pétrographie macroscopique : les galets des conglomérats	133
2- 4- L'analyse des paléocourants	134
2- 4- 1- Introduction	134
2- 4- 2- Les mesures de paléocourants, leur correction et leur représentation	134
2- 4- 3- Signification paléoenvironnementale des paléocourants	135
2- 5- L'analyse texturale des grès	136
2- 5- 1- La granulométrie	136
2- 5- 2- L'analyse texturale	137
3- Pétrographie microscopique et macroscopique des unités sédimentaires : résultats et corrélation	138
3- 1- Introduction	138
3-2 L'intervalle Campanien supérieur–Maastrichtien inférieur	140
3- 2- 1- Les unités de la Cordillère Occidentale	144
3- 2- 2- Les unités de la Zone Subandine et du Bassin Oriente	148
3-2- 3- Les unités du Bassin Celica–Lancones	154
3-2- 4- Evolution paléogéographique et tectonique pendant l'intervalle Campanien sup–Maastrichtien inf.	156
3- 3- Le Paléocène	157
3- 3- 1- Les unités de la Cordillère Occidentale	157
3- 3- 2- Les unités de la Zone Subandine et du Bassin Oriente	173
3- 3- 3- Les unités du Bassin Progreso et de la Péninsule de Santa Elena	154
3-4 Evolution paléogéographique et tectonique pendant l'intervalle Maastrichtien sup–Éocène inf	181
CHAPITRE IV : SURRECTION DE LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE LIÉE AUX ACCRÉTIONS DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR–PALÉOGÈNE : CONCLUSIONS PRINCIPALES ET PERSPECTIVES	184
1- Introduction : Le contexte géodynamique général	184
2- L'hypothèse de travail	184
3- Les tests scientifiques pour démontrer l'hypothèse générale	186
3- 1- Diminution progressive de la paléo profondeur des dépôts	186
3- 2- Recul progressif de la paléo côte	188
3- 3- Augmentation progressive de la paléo pente de la marge	191
3- 4- Exhumation progressive des zones sources	193
4- Conséquences tectoniques	196
4-1- Formation des bassins en pull-apart	196
4-2- Le modèle d'avant-pays	197
4-3- Le modèle d'exhumation isostatique de la marge Andine	199
5- Conclusions	200
5-1- Le modèle d'évolution géodynamique : les séquences d'accrétion et sédimentation de la COE pendant le Crétacé–Éocène supérieur	200
5-2- Implications industrielles	203
5-3- Perspectives	203
REMERCIEMENTS	204
BIBLIOGRAPHIE	206
LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX	221
Annexe 1 : Coordonnées géographiques des localités citées dans le texte	224
Annexe 2 : Echantillons étudiés en lames minces	225
Annexe 3 : Données statistiques sur les galets des conglomérats (COE, ZSA, ZCE) d'quateur	232
TABLE DE MATIÈRES	233

Ouvrage imprimé par :
Service Commun INP Grenoble
VISUALISATION – REPROGRAPHIE

Domaine Universitaire
1025, rue de la Piscine
38 402 Saint Martin d'Hères
Tel : 04 76 82 50 09
Fax : 04 76 82 51 04
Mel : reprohmg@hmg.inpg.fr