

CUANTIFICACIÓN DE LAS EROSIONES TERCIARIA Y PLIO-CUATERNARIA EN LA PARTE SUR DE LA CUENCA ORIENTE

José David BURGOS ⁽¹⁾, Patrice BABY ^(1, 2*),
Frédéric CHRISTOPHOUL ⁽¹⁾,
Jean-Claude SOULA ⁽¹⁾, Philippe ROCHAT ⁽³⁾

Resumen

Los sistemas de cuencas de ante-país son zonas de tránsito donde los sedimentos provenientes de la erosión de las cadenas montañosas son primero acumulados, luego transferidos progresivamente hacia los océanos. La Cuenca Oriente que se sitúa sobre el borde oriental de los Andes ecuatorianos, constituye un buen ejemplo de cuenca de ante-país, donde los procesos de transferencia de sedimentos son relativamente rápidos. La evolución geodinámica de la Cuenca Oriente es bien conocida, sin embargo no existen análisis cuantitativos de los procesos de la erosión del Eoceno medio y del fin del Neógeno y Cuaternario. Este artículo presenta las primeras cuantificaciones de dichos procesos. Los cálculos son realizados a partir de indicadores térmicos y marcadores de enterramiento sedimentario tales como la reflectancia de vitrinita y trazas de fisión de apatitas. Ellos han permitido la calibración de modelizaciones simulando la subsidencia y erosión de la cuenca desde el Eoceno, a lo largo de un corte regional que pasa sobre su parte sur. En el Eoceno medio, la erosión (entre 0,6 mm/a - 1 mm/a) decrece hacia el este, y está ligada a un período con poca deformación y rebote isostático (descarga orogénica). Al final del Neógeno y en el Cuaternario, en el oeste de la Cuenca Oriente la erosión es intensa (0,8 mm/a), producto del emplazamiento y deformación de la Zona Subandina, mientras que en la parte central de la cuenca, la erosión es nula y por el contrario muestra subsidencia (zona de *foredeep*). Al este de la Cuenca, la erosión reciente es estimada en 0,16 mm/a y se explicaría por el levantamiento del *forebulge* del sistema de ante-país.

⁽¹⁾ LMTG, IRD/CNRS/UPS, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France (burgos@lmtg.obs-mip.fr, christop@lmtg.obs-mip.fr; jcsoula@lmtg.obs-mip.fr).

⁽²⁾ Convenio PETROPRODUCCIÓN-IRD, P. O. Box, 17 12 857, Quito, Ecuador. [° Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18-Perú (Patrice.Baby@ird.fr)].

⁽³⁾ TOTAL Colombie, BP730, 92007 Nanterre (philippe.rochat@hocol.com.co).

Palabras claves: Ecuador, cuenca de ante-país, termocronología, modelización, tectónica, sedimentación, erosión.

INTRODUCCIÓN Y PROBLEMÁTICA

Desde el fin del Mioceno, la Cuenca Oriente está sometida en gran parte a procesos de levantamiento y erosión. Igual tipo de procesos se ha registrado en el Eoceno medio como muestra el estudio de los sedimentos continentales de la Formación Tiyuyacu (Christophoul *et al.*, 2002).

En este estudio, trataremos de cuantificar por primera vez los espesores de sedimentos erosionados durante estos dos períodos, a partir de indicadores de paleotemperaturas como la reflectancia de vitrinita y las trazas de fisión de apatita que han registrado la historia de enterramiento sedimentario de la Cuenca Oriente. Los valores de sedimentos erosionados han sido reconstituidos modelizando la historia de subsidencia de la cuenca (programa *Genex*) calibrada a partir de los indicadores de paleotemperaturas. Los valores obtenidos serán discutidos y puestos en su contexto geodinámico.

1. METODOLOGÍA

1. 1. Indicadores de paleotemperaturas

Los indicadores térmicos de baja o semi-baja temperatura presentan características físicas o químicas que registran la historia térmica de la cuenca, y así el hundimiento y/o erosión de la misma (Shi *et al.*, 2000).

En este estudio, utilizamos la reflectancia de vitrinita (Ro) y el análisis de trazas de fisión de apatita (AFTA), que son consideradas como las herramientas más adecuadas para este tipo de trabajo.

La vitrinita es un gel (macerado) derivado de las plantas superiores ligníticas luego de su descomposición química y gelificación. Con el incremento de madurez de la vitrinita, su composición química, estructura y características ópticas sufren cambios. La reflectancia de vitrinita está ligada a la acción de la temperatura y del tiempo y es irreversible (Peters & Cassa, 1994; Shi *et al.*, 2000). Ésta registra la historia del enterramiento sedimentario.

Una traza de fisión de apatita (AFT) —la apatita es un mineral que se encuentra en la mayoría de depósitos arenosos— es la zona disturbada en la estructura del cristal de apatita, causada por la fisión generada por la descomposición radioactiva (Bray *et al.*, 1992; Shi *et al.*, 2000). Una traza fresca es una zona cilíndrica que termina por dos extremos cónicos. Cuando hay un aumento del enterramiento sedimentario y por ende de la temperatura, las trazas se adelgazan y se retraen, desapareciendo a partir de 110 °C. Este fenómeno es conocido como “*track annealing*”. Si la temperatura disminuye como consecuencia de una disminución de la profundidad de enterramiento (por ejemplo durante una erosión), nuevas trazas se forman durante el nuevo paso por la isoterma

110 °C. Cuando las trazas frescas se conservan, estas pueden ser datadas. Este es un método cuantitativo que permite estimar paleotemperaturas y espesores de sedimentos erosionados, así como las velocidades de erosión cuando la edad de la traza de fisión es inferior a la edad estratigráfica.

1. 2. Modelización Genex

Para realizar las modelizaciones de los indicadores de paleotemperaturas, se utilizó el programa *Genex Single Well* versión 2. 2. (IFP, BEICIP-FRANLAB, 1995) que es un programa de simulación matemática que permite modelizar la madurez de las rocas madres. Este programa reproduce la historia térmica, subsidencia y erosión de las cuencas sedimentarias. Luego de calibrar la termicidad, la modelización se hace por el método de ensayos y errores, entrando varias posibilidades de columnas sedimentarias, donde se hace variar los espesores de sedimentos erosionados.

1. 3. Datos

Los datos han sido obtenidos en gran parte dentro del convenio IRD-Petroproducción y corresponden principalmente a datos de roca madre: valores de reflectancia de vitrinita (Ro) y tipo de kerógeno. Estos datos provienen de pozos petroleros y afloramientos.

Las muestras para la reflectancia de vitrinita (tabla 1) provienen de la Formación Napo basal (cf. Barragán *et al.*, capítulo 1 de este volumen), que es la roca madre principal de la Cuenca Oriente (Tschopp, 1953; Rivadeneira, 1986; Jaillard, 1997; Bernal, 1998), y corresponde a lutitas y calizas marinas ricas en materia orgánica.

Una muestra para AFTA ha sido tomada en la Formación Misahuallí que aflora solamente en la Zona Subandina. Esta muestra proviene de Patuca (Cordillera de Cutucú). La Formación Misahuallí corresponde a una secuencia volcano-detritica formada por la puesta en sitio del arco volcánico del Jurásico superior (Romeuf *et al.*, 1995).

Para estimar las temperaturas del subsuelo y así caracterizar su estado térmico actual, hemos compilado valores de temperaturas de fondo de pozo (BHTs), a partir de los registros de más de 100 pozos de la Cuenca Oriente (Ver 4. 4.).

Pozo/ afloramiento	Formación	Profundidad (m)	Ro
Bobonaza-1	Napo	-4108	0.58
Bobonaza-1	Napo	-4187	0.58
Bobonaza-1	Napo	-4309	0.59
Amazonas-1	Napo	-2901	0.57
Amazonas-1	Napo	-2987	0.58
Amazonas-1	Napo	-3022	0.61
Shaime	Napo	afloramiento	0.59

Tabla 1 – Datos de reflectancia de vitrinita.

Datos de espesores, composiciones litoestratigráficas y porosidades de las diferentes formaciones sedimentarias estudiadas, fueron tomados de los estudios geológicos ligados a la exploración petrolera (Reportes Internos de Petroproducción).

2. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

Los datos disponibles no permiten estudiar la Cuenca Oriente en su totalidad por lo que este estudio será realizado en la parte sur de la cuenca donde los datos de pozos y afloramientos permiten efectuar un corte regional (*cf.* fig. 1a y fig. 1b).

En este corte, serán utilizados los datos de reflectancia de vitrinita de dos pozos de la cuenca de ante-país (Amazonas-1 y Bobonaza-1) y de un afloramiento de la Zona Subandina (Shaime). El único AFTA disponible (Patuca: flanco oeste de la Cordillera de Cutucú) da importantes indicaciones sobre la erosión. El pozo Bobonaza-1 se sitúa en la parte más profunda de la cuenca, que no parece haber sufrido erosión reciente. El mismo permitirá efectuar la calibración de los parámetros térmicos.

3. MODELIZACIONES Y CÁLCULOS DE EROSIÓN

3. 1. Calibración de la termicidad

El punto de partida en la reconstrucción de la historia térmica de una cuenca es el actual, donde se puede medir la termicidad. La medida más utilizada para estimar la termicidad de la corteza es el flujo de calor “*Heat Flow*” (cantidad de calor que atraviesa una superficie dada por unidad de tiempo). No obstante, los estudios de flujo de calor en cuencas sedimentarias son generalmente más difíciles y raros que sobre el basamento cristalino. En efecto, las rocas sedimentarias tienden a tener permeabilidades más altas y están más expuestas a perturbaciones hidrológicas (Lee & Deming, 1999). En el presente caso, no poseemos datos de termicidad de alta precisión. Los datos disponibles son las temperaturas de fondo de pozo (BHTs) tomados de los registros de pozos petroleros.

Para la calibración utilizamos el pozo Bobonaza-1, puesto que está situado en la zona actualmente más profunda de la Cuenca Oriente, y *a priori* la menos sometida a erosión.

La calibración del pozo Bobonaza-1, realizada con el programa Genex (IFP, BEICIP-FRANLAB, 1995), da por resultado un valor de flujo de calor en esta parte de la Cuenca Oriente de **20 mW/m²** a nivel del basamento (fig. 2). Este valor es normal en una cuenca de ante-país (*cf.* BEICIP-FRANLAB, 1995).

3. 2. El AFTA de Patuca

3. 2. 1. Modelización con AFTsolve

Las edades de las trazas de fisión de apatita y sus longitudes están fuertemente correlacionadas con la solubilidad de su grano de apatita “anfitrión” en muestras que han experimentado un tiempo de residencia significativo en temperaturas superiores a aproximadamente 70 °C (Burtner *et al.*, 1994).

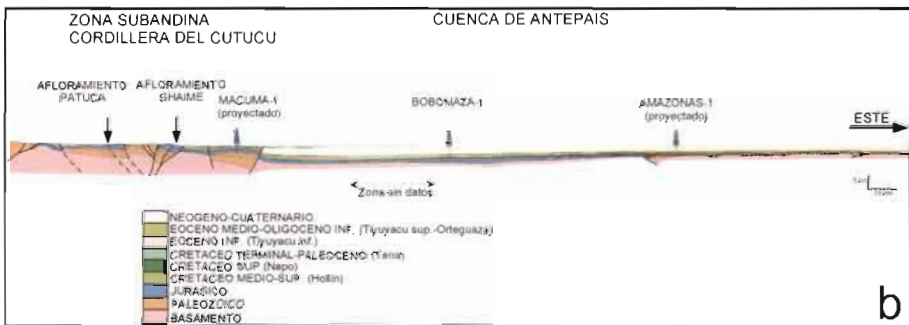
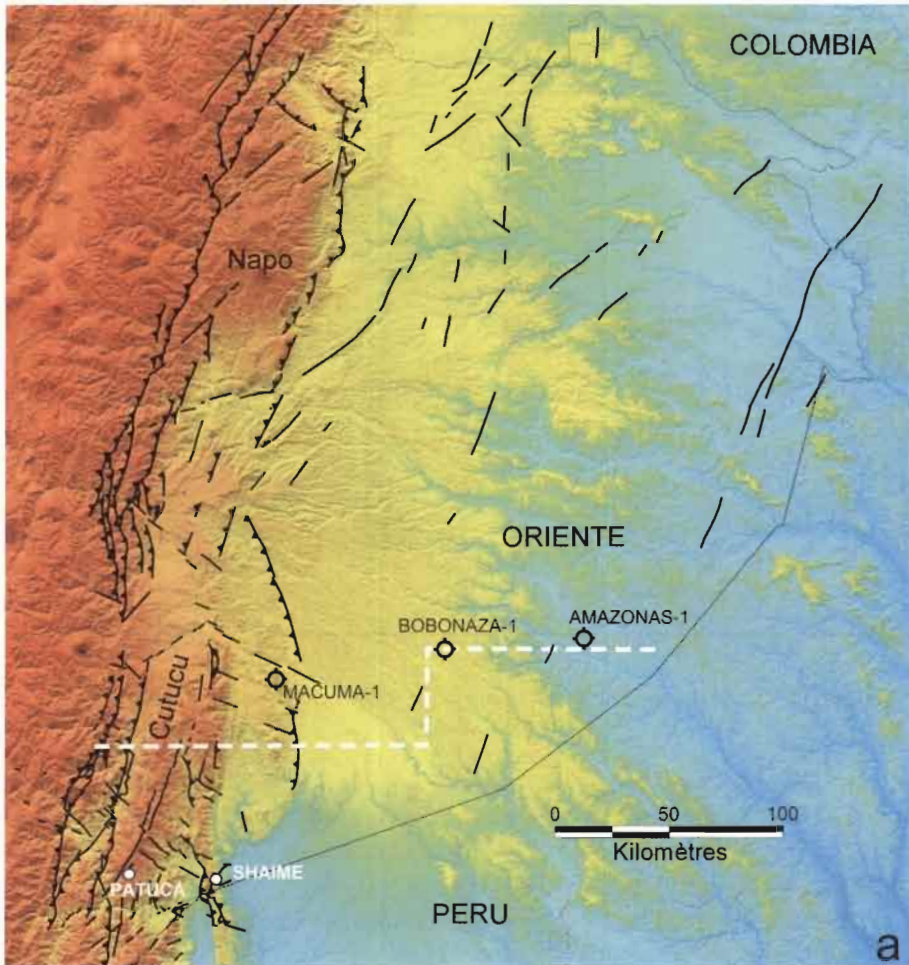


Figura 1a – Mapa morfo-estructural de la Cuenca Oriente y localización del corte regional, pozos y afloramientos estudiados.

Figura 1b – Sección regional este-oeste mostrando la ubicación de los diferentes pozos y afloramientos utilizados en el estudio.

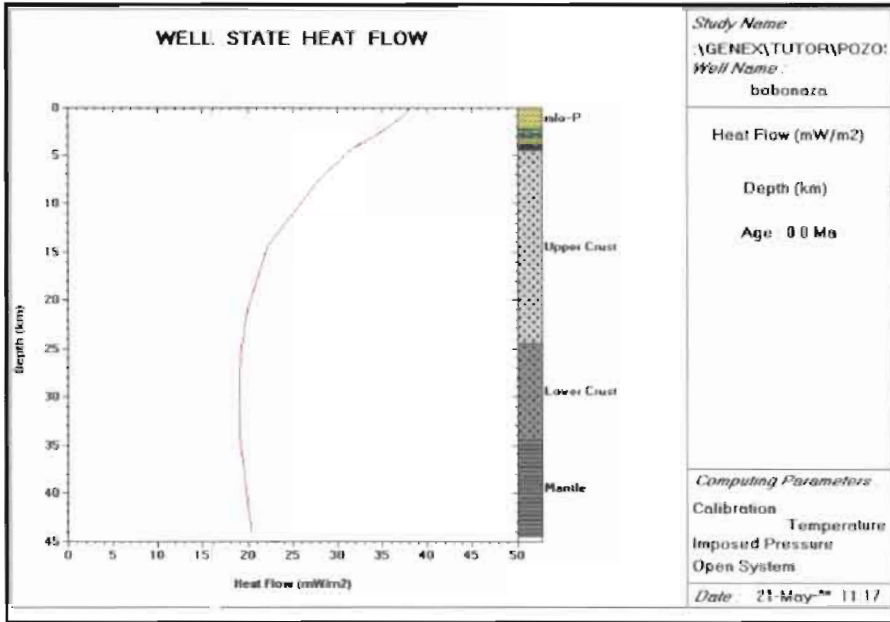


Figura 2 – Flujo de calor en la parte sur de la cuenca Oriente, calibrado en el pozo Bobonaza-1.

El parámetro utilizado para cuantificar la solubilidad es nombrado “*Dpar*” (Donelick Analytical, Inc. 2000). Este es el diámetro máximo de la traza de fisión de apatita paralelo al eje cristalográfico “C” en la intersección con la superficie pulida de la apatita.

Las trazas de fisión de los granos de apatita que presentan pequeños valores de *Dpar*, sufren generalmente un “*annealing*” rápido. Para un valor de *Dpar* de 1,50 μm (una apatita rica en fluorina), las trazas de fisión generalmente no resisten una temperatura superior a 100 °C. Para un valor de *Dpar* de 3,00 μm (una apatita rica en cloro), las trazas de fisión pueden resistir hasta más de 150 °C (Donelick , 2000).

En la muestra de la Formación Misahuallí de Patuca, aparecen dos poblaciones de trazas de fisión de apatita: una población dominante, con un “*annealing*” rápido con un *Dpar* de 1,67 μm, y una población con “*annealing*” lento para un *Dpar* de 3,03 μm. Hemos modelizado las dos poblaciones con el programa AFTsolve (Donelick Analytical, Inc. Versión 1. 2., 2000) considerando las limitantes geológicas como la temperatura actual de superficie y la evolución geodinámica supuesta de la cuenca. El modelo ha podido así ser afinado, jugando sobre estos parámetros.

Las trazas de fisión más jóvenes de *Dpar* = 1,67 μm son estimadas a $33,9 \pm 2,9$ Ma para una longitud de traza de $14,3 \pm 1,0$ μm. En esta población, la edad de la traza de fisión más anciana ha podido ser modelizada hasta hace 46 Ma (fig. 3). Esta edad representaría el inicio de un período de enfriamiento (*timing of cooling*) donde la muestra de Patuca remontó a la isoterma de 110 °C.

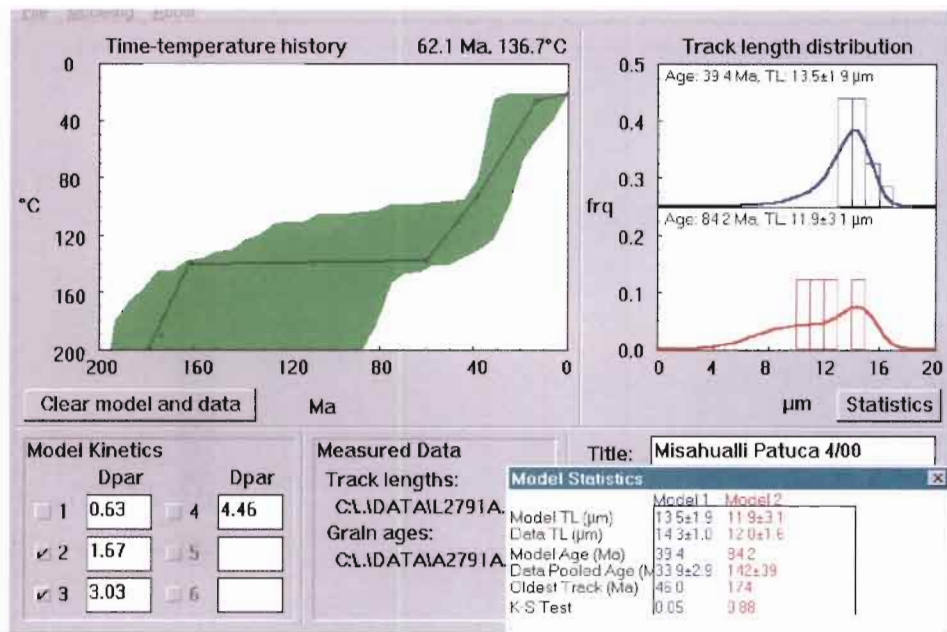


Figura 3 – Modelización en AFTsolve de las poblaciones de trazas de fisión en las apatitas de Patuca. La línea continua muestra el “camino” de evolución de la temperatura en función del tiempo.

La población de trazas de fisión de $D_{par} = 3,03 \mu\text{m}$, que solo puede ser anulada a partir de $150 \text{ }^\circ\text{C}$, da una edad de trazas de fisión más antigua ($174 \pm 48 \text{ Ma}$) para una longitud de traza de $12,0 \pm 1,6 \mu\text{m}$. Representa la edad estratigráfica de la Formación Misahuallí (muestra de Patuca), que ha sido estudiada en esta región por Romeuf *et al.* (1995).

3. 2. 2. Modelización GENEX

No hay evidencias de grandes variaciones del flujo de calor ligados a una variación del espesor (adelgazamiento) de la corteza en la parte sur de la Cuenca Oriente desde el Cretácico superior, puesto que la misma funciona desde esta época como una cuenca de ante-país (cf. Barragán *et al.*, capítulo 1 de este volumen). Además el arco magmático del Jurásico medio (Misahuallí) se emplazó sobre una corteza continental relativamente normal (Romeuf *et al.*, 1995).

Hemos considerado entonces para estas modelizaciones un flujo de calor constante de 20 mW/m^2 (cf. 4. 1.) en la parte inferior del basamento (corteza y parte superior del manto) y un espesor promedio del basamento de 45 km.

En el caso de Patuca, hemos reconstituido la columna sedimentaria erosionada a partir de 46 Ma, que corresponde a la edad de la remontada a la isoterma $110 \text{ }^\circ\text{C}$, como lo muestra la modelización del AFTA (cf. 4. 2. 1.). La isoterma $110 \text{ }^\circ\text{C}$ es así modelizada bajo una columna sedimentaria de $\sim 4,2 \text{ km}$ de espesor (fig. 4).

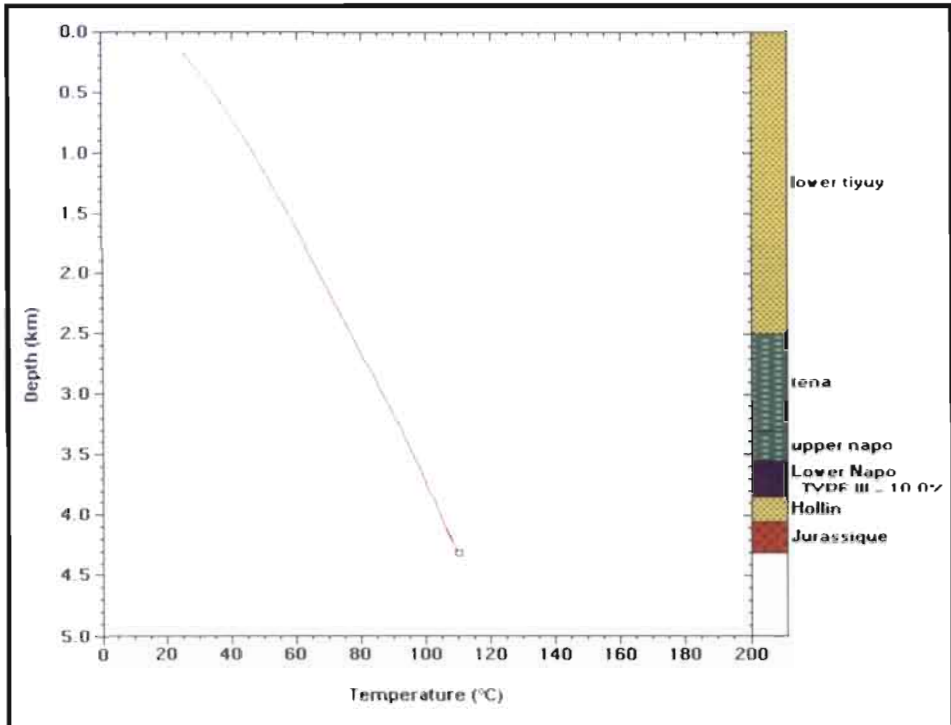


Figura 4 – Reconstitución (Genex) de la posible columna sedimentaria en Patuca antes del enfriamiento.

De acuerdo a los parámetros geológicos regionales, este espesor de sedimentos erosionados (tomando en cuenta la compactación) a partir de 46 Ma corresponderían a una columna sedimentaria con la probable composición en ese tiempo de 240 m de la Fm. Hollín, 270 m de la Fm. Napo inferior, 290 m de la Fm. Napo superior, 900 m de la Fm. Tena y 2 500 m de la Formación Tiyuyacu inferior (cf. figura 4, capítulo 1 de este volumen para la Estratigrafía de la Cuenca Oriente).

3. 3. Modelizaciones a partir de la vitrinita

3. 3. 1. El pozo Bobonaza-1

En el pozo Bobonaza-1, ya modelizado para la termicidad (fig. 2), los datos de reflectancia de vitrinita muestran una buena concordancia con las curvas obtenidas por la simulación *Genex* (fig. 5). Esta concordancia indica que los sedimentos correspondientes a la sección muestreada (Fm. Napo) están actualmente en su máxima profundidad y que entonces, no ha existido erosión reciente.

La columna sedimentaria del pozo Bobonaza-1 está compuesta por 138 m de la Fm. Hollín, 243 m de la Fm. Napo inferior, 133 m de la Fm. Napo superior, 341 m de

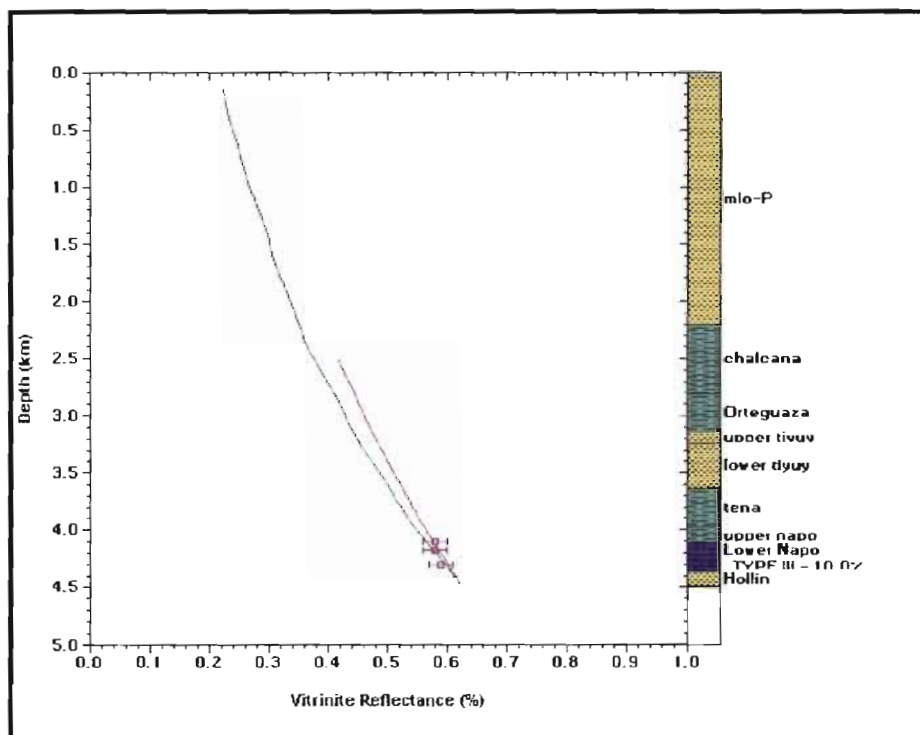


Figura 5 – Modelización Genex en base a la reflectancia de vitrinita, pozo Bobonaza-1.

la Fm. Tena, 396 m de la Fm. Tiyuyacu inferior, 91 m de la Formación Tiyuyacu superior, 334 m de la Fm. Orteguaza, 2 811 m de sedimentos oligoceno superior a actuales.

La erosión del Eoceno medio que tiene una extensión regional (Valdez, 1997; Baby *et al.*, 1998; Christophoul *et al.*, 2002), pero cuyo espesor de sedimentos erosionados es desconocido, puede ser deducida de esta modelización. En efecto, en nuestro modelo, hemos debido imponer aproximadamente una erosión de 600 m de la Formación Tiyuyacu inferior.

3. 3. 2. El pozo Amazonas-1

Entrando una erosión del Eoceno medio comparable a la del pozo Bobonaza-1, la simulación (fig. 6) muestra que la columna sedimentaria alcanza su profundidad máxima y su pico de temperatura durante el Mio -Plioceno, antes de ser erosionada 800 metros.

La ausencia de un conocimiento estratigráfico y bioestratigráfico preciso dentro de los sedimentos continentales neógenos de la cuenca de ante-país no permite conocer con exactitud el inicio del proceso de erosión. La columna sedimentaria actual del pozo

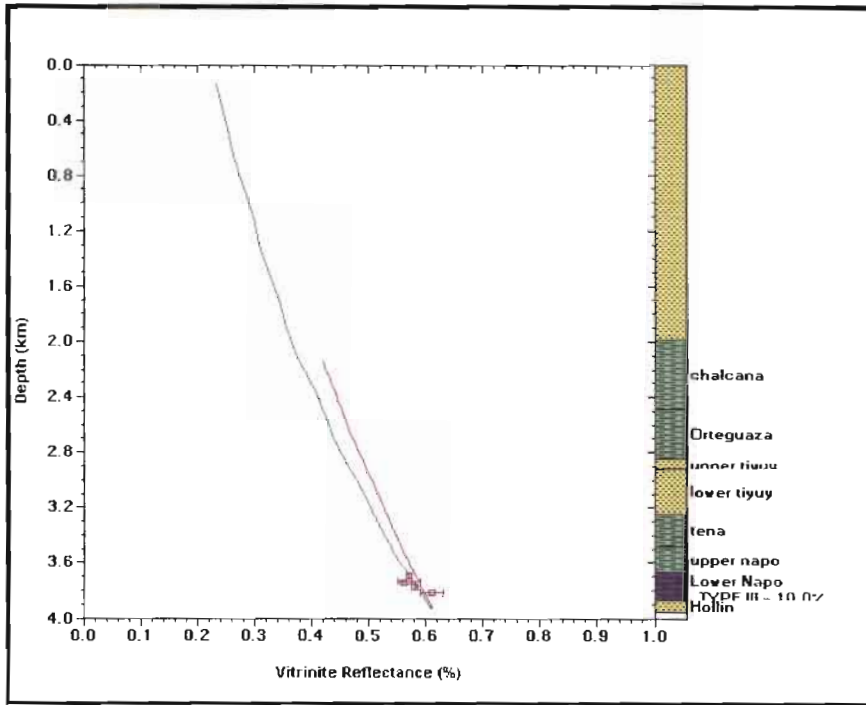


Figura 6 – Modelización Genex en base a la reflectancia de vitrinita, pozo Amazonas-1.

Amazonas-1 está compuesta de 81 m de la Fm. Hollín, 257 m de la Fm. Napo inferior, 127 m de la Fm. Napo Superior, 240 m de la Fm. Tena, 324 m de la Fm. Tiyuyacu inferior, 77 m de la Formación Tiyuyacu superior, 350 m de la Fm. Orteguaza, 1 696 m de sedimentos del Oligoceno superior al Mioceno superior.

3. 3. 3. *Shaime*

Para la muestra de Shaime (afloramiento), impusimos a esta modelización una erosión de 1000 m en el Eoceno medio, lo cual corresponde a un valor intermedio entre los resultados de Patuca y de Bobonaza-1.

El espesor de la columna sedimentaria erosionada y necesaria para obtener el valor de R_o de 0,59 para la muestra de la Formación Napo es de ~4000 m (fig. 7). Los espesores de las diferentes formaciones son tomados de los pozos cercanos como Bobonaza-1 y Macuma-1 (*cf.* ubicación fig. 1).

3. 4. Cálculo de la erosión a partir del gradiente geotermal de la Cuenca Oriente (caso del AFTA de Patuca)

Este método permite un acercamiento más global para evaluar la erosión. La estimación de la cantidad de sección removida por levantamiento y erosión puede ser

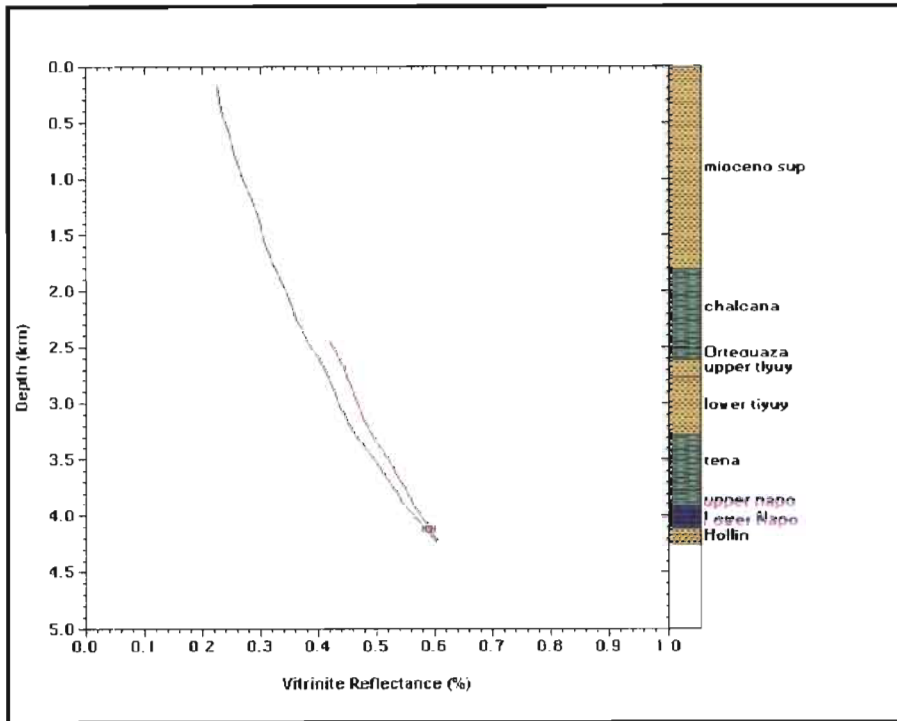


Figura 7 – Reconstrucción de la posible columna sedimentaria en Shaime antes de la erosión.

hecha considerando un mismo paleogradiente geotermal dentro de la sección preservada y la sección removida (Bray *et al.*, 1992; 1998).

Ciertas hipótesis deben ser planteadas: el paleogradiente geotermal en la sección preservada es lineal y puede ser extrapolado como una línea recta hacia la temperatura de la paleosuperficie (mismo gradiente); la temperatura de superficie se supone conocida durante la erosión (fig. 8).

La cantidad de sección removida (Z_n) está dada por la ecuación:

$$Z_n = (T_i - T_{sp}) / (dT/dz)_p \quad (1)$$

T_i : paleotemperatura en la superficie actual,

T_{sp} : temperatura de la paleosuperficie,

$(dT/dz)_p$: paleogradiente geotermal.

Para calcular el gradiente geotermal actual de la Cuenca Oriente, utilizamos las temperaturas de fondo de pozo, con las cuales hemos estimado un valor promedio del mismo al hacer una curva de regresión lineal de los valores de temperatura en función de la profundidad (fig. 9). El valor obtenido para el gradiente geotermal promedio es de **22 °C/km**. Cabe anotar que no hemos encontrado en publicaciones anteriores un acercamiento a la estimación del gradiente geotermal de la Cuenca Oriente, utilizando solamente el valor de gradiente geotermal teórico normal de 30 °C/km.

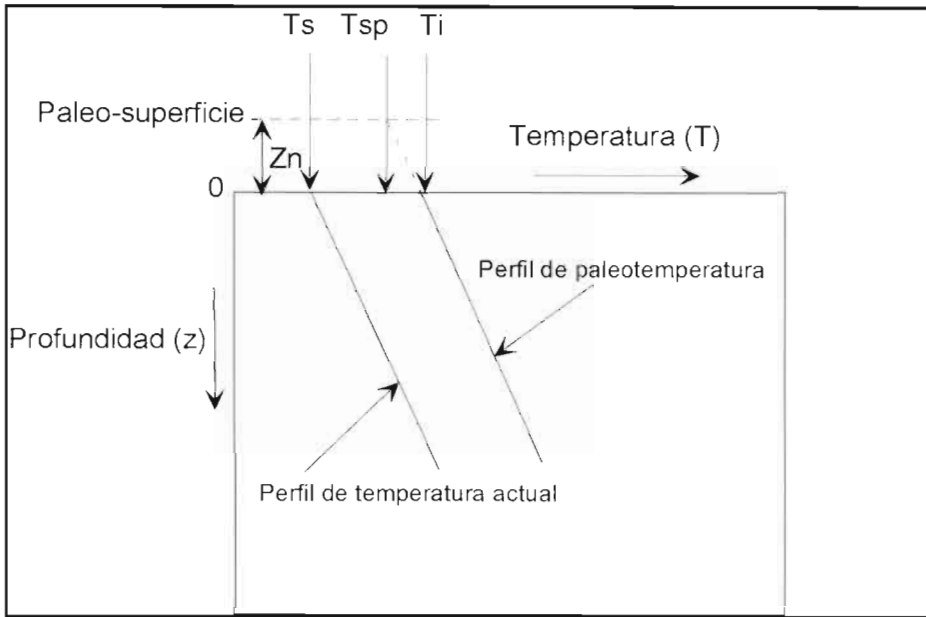


Figura 8 – Método de estimación de sedimentos erosionados a partir de datos de paleotemperaturas (Bray *et al.*, 1998), donde: T_i : paleotemperatura en la superficie actual; T_{sp} : temperatura de la paleosuperficie; $(dT/dz)_p$: paleogradiente geotermal.

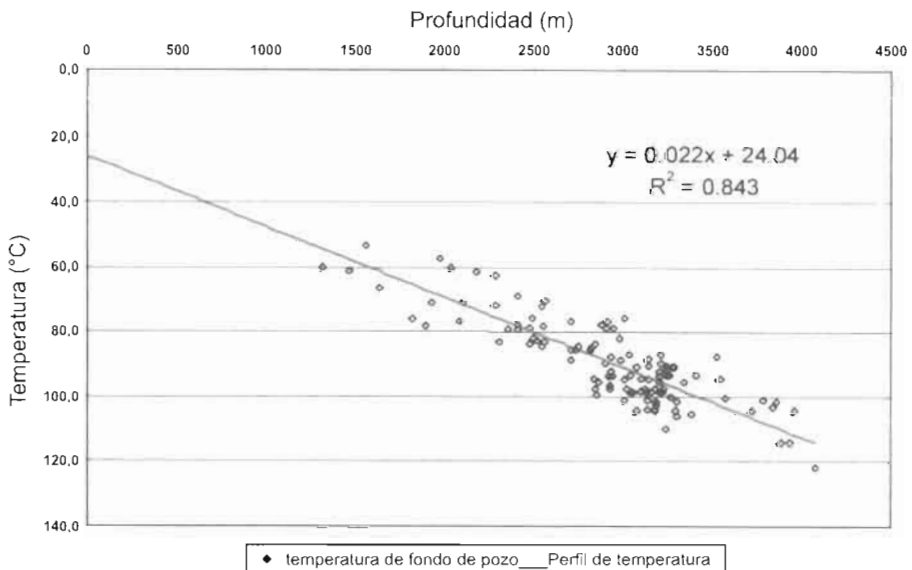


Figura 9 – Estimación del gradiente geotermal promedio en la Cuenca Oriente, en base a temperaturas de fondo de pozo.

En nuestro caso (AFTA de Patuca) no es posible tener un paleogradiante geotermal a partir de los datos disponibles. Visto el contexto geodinámico y geotérmico de la Cuenca Oriente (cf. 4. 1.; 4. 2. 2.), hemos utilizado un gradiente geotermal constante.

Así al reemplazar los valores en la fórmula (1) queda:

$$Z_n = (110 - 20)/22 \quad (1')$$

$$Z_n = 4,1 \text{ km}$$

Este resultado es comparable al obtenido con la modelización con GENEX, en base al flujo de calor.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en las modelizaciones son reportados sobre la figura 10, que permitirá comprender mejor la posición estructural y el contexto geodinámico.

4. 1. AFTA de Patuca

Los datos de AFTA indican que el enfriamiento corresponde a un evento de exhumación que comienza hacia ~ 46 Ma sobre el flanco oeste de la Cordillera de Cutucú. Este evento indica que el espesor máximo de sedimentos en esta parte de la cuenca fue alcanzado en el Eoceno inferior, durante la sedimentación de la Formación Tiyuyacu inferior. La modelización GENEX (fig. 4) muestra que harían falta aproximadamente 4 200 m de sedimentos para alcanzar 110 °C.

En este sitio, el valor estimado de sedimentos erosionados da una tasa de erosión de 90 m/Ma relativamente baja sobre los últimos 46 Ma. Pero este proceso de erosión se reparte siguiendo dos períodos principales, que son el Eoceno medio-Oligoceno temprano y el fin del Neógeno y Cuaternario (Spikings *et al.*, 2000; Christophoul *et al.*, 2002). Los datos de AFTA parecen mostrar que el enfriamiento de la muestra de Patuca se hace de manera continua, y entonces no ha habido un nuevo enterramiento entre los dos períodos de erosión.

La erosión del **Eoceno medio** que comienza hace 46 Ma es debida a un fenómeno de **orogenic unloading** (descarga orogénica), debido a un reajuste isostático, como lo muestran Christophoul *et al.* (2002) aplicando el concepto de Estratigrafía Recíproca (Cataneanu *et al.*, 1997) a la Cuenca Oriente. La erosión del fin **del Neógeno y del Cuaternario** es debida al emplazamiento y **deformación de la Zona Subandina**.

4. 2. Ro de Shaime

La presencia de sedimentos neógenos sobre el flanco oriental de la Serranía de Shaime muestra que hubo depositación entre los períodos de erosión del Eoceno medio y del fin del Neógeno. Los datos geodinámicos impuestos a la modelización GENEX son así diferentes a los de Patuca.

Si la erosión del Eoceno medio es de 1000 m —valor impuesto a nuestro modelo según el estudio regional—, la erosión debida al levantamiento de la Zona Subandina

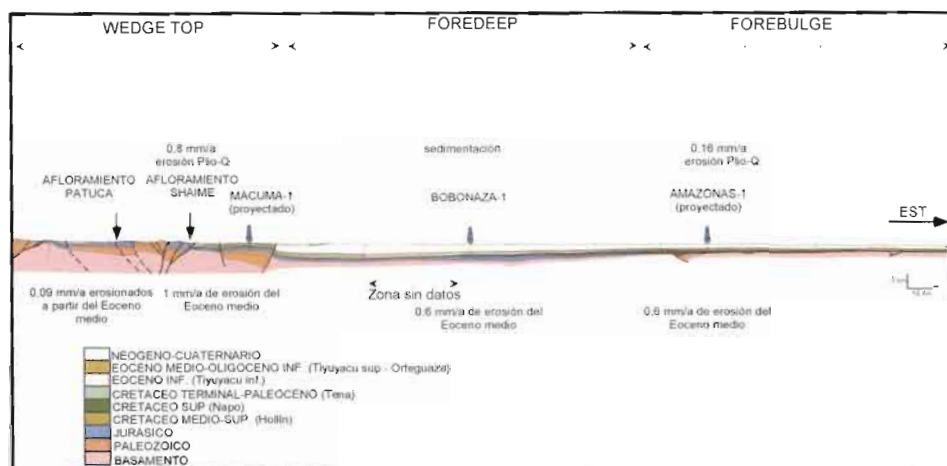


Figura 10 – Corte regional mostrando los valores de erosión calculados y las zonas del sistema

a partir del fin del Neógeno, calculada a partir del dato de R_o , es de aproximadamente 4 km (cf. fig. 7). Estimando que esta erosión comenzó hace 5 Ma, se obtiene una tasa de erosión por levantamiento de **0,8 mm/a** comparable a la calculada por Poulenard *et al.* (1999) en la Cordillera Oriental del sur del Ecuador para el mismo período. Así la Zona Subandina corresponde a la zona de *Wedge top* (DeCelles & Giles, 1996).

4. 3. R_o de Bobonaza-1

Al centro de nuestro corte regional, a la altura del pozo Bobonaza-1, la modelización de los datos de R_o (cf. fig. 5) muestra que no hay erosión al fin del Neógeno. La sedimentación ha sido continua luego de la discordancia regional del Eoceno medio (fig. 11). Esta parte de la cuenca de ante-país corresponde a la zona de *foredeep* (DeCelles & Giles, 1996), la más profunda y subsidente de la Cuenca Oriente, donde son acumuladas importantes cantidades de sedimentos. Hacia el sur, la Cuenca Marañón de la Amazonía peruana constituye la continuación de esta zona de *foredeep* (Roddaz *et al.*, en prensa), mientras que hacia el norte la Cuenca Oriente está sometida a un proceso de levantamiento y erosión, funcionando como una zona de *by-pass* (Baby *et al.*, 1999).

Este levantamiento de la parte norte de la Cuenca Oriente puede ser interpretado como la consecuencia de la subducción del *ridge* de Carnegie en posición de *flat-slab* (Gutscher *et al.*, 1999).

La tasa de erosión del Eoceno medio, calibrada sobre la R_o , es de 600 m/Ma (0,6 mm/a). Esta es menos importante que en la Zona Subandina, lo que confirmaría la hipótesis del proceso de *orogenic unloading* cuyos efectos deben decrecer hacia el este.

4. 4. Ro de Amazonas-1

A partir de los datos de madurez de la roca madre (Ro), la erosión reciente estimada en la parte este del corte regional es de **800 m**.

La tasa de erosión calculada (fig. 12), considerando que el levantamiento y la erosión comienzan hace 5 millones de años, es de **160 m/Ma (0,16 mm/a)**, y entonces considerablemente más débil que en la Zona Subandina. El levantamiento de la parte este (cerca del escudo) de la Cuenca Oriente, al nivel del pozo Amazonas-1, puede ser interpretado como la expresión de la parte proximal al *foredeep* de un *forebulge* (DeCelles & Giles, 1996), en curso de formación.

Hacia el sur, la continuación de este *forebulge* podría corresponder al Arco de Iquitos en la Amazonía peruana (Roddaz *et al.*, en prensa).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado dentro del masterado en Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente del primer autor, el mismo que fue auspiciado por el Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia mediante su Embajada en Ecuador, el IRD, INSU 99PNES9 (*Tectonique, érosion et sédimentation dans le bassin de l'Amazonie : du Mio-Pliocène à l'Actuel*).

Referencias citadas

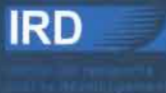
- BABY P., BERNAL C., CHRISTOPHOUL F. & VALDEZ A., 1998 – Modelo estructural y ciclos tectono-sedimentarios de la cuenca Oriente. Informe interno, Convenio Petroproducción-ORSTOM, 77 p.
- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGÁN R., 1999 – Style and timing of deformation in the Oriente of Ecuador. 4th ISAG, Göttingen, extended abstract volume: 68-72.
- BEICIP-FRANLAB, 1995 – Genex, Single Well. User's Guide.
- BERNAL C., 1998 – Modelo teórico de Generación y Migración de hidrocarburos de la Formación Napo en la Cuenca Oriental del Ecuador. Tesis de grado, Escuela Politécnica Nacional, Quito, 99 p.
- BRAY R., GREEN P. & DUDDY I., 1992 – Thermal history reconstruction using apatite fission track analysis and vitrinite reflectance: a case study from the UK East Midlands and Southern North Sea. Geological Society, London, special publications, 67: 3-25.
- BRAY R., DUDDY I. & GREEN P., 1998 – Multiple heating episodes in the Wessex Basin: implications for geological evolution and hydrocarbon generation. Geological Society, London, special publications, 133: 199-213.
- BURTNER, R.I., NIGRINI, A. & DONELICK, R.A., 1994 – Thermochronology of Lower cretaceous source rocks in Idaho-Wyoming thrust belt. AAPG Bulletin, 78 (10): 1613-1636.
- CATUNEANU O., MIALL A., O. & SWEET A., 1997 – Reciprocal architecture of Bearpaw T-R sequences, uppermost Cretaceous, Western Canada. Sedimentary Basin 45 (1): 75-94.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P. & DÁVILA C., 2002 – Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: The Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. Tectonophysics, 345 (1-4): 281-298.

- DECELLES P. & GILES K., 1996 – Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105-123.
- DONELICK R. A., 2000 – Misahuallí Patuca 4/00, Apatite-fission track data. Donelick analytical report Number 255.
- GUTSCHER M., MALAVIEILLE J., LALLEMAND S. & COLLOT J., 1999 – Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Sciences Letters*: 225-270.
- JAILLARD É., 1997 – Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Petroproducción-ORSTOM, Quito, 164 p.
- LEE Y. & DEMING D., 1999 – Heat flow and thermal history of the Anadarko Basin and the western Oklahoma Platform. *Tectonophysics*, 313: 399-410.
- PETERS K. & CASSA M., 1994 – Applied Source rock Geochemistry. *AAPG*, 6: 93-116.
- POULENARD J., TOULKERIDIS T. & PODWOJEWSKI P., 1999 – Rapid tectonic uplift as revealed by pedologic changes: The Oña massif, Southern part of central Ecuador. 4th ISAG, Göttingen: 597-599.
- RIVADENEIRA M., 1986 – Evaluación Geoquímica de Rocas Madres de la Cuenca Amazónica Ecuatoriana. Memorias del IV Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleo, Quito.
- RODDAZ M., BABY P., BRUSSET S. & HERMOZA W., en prensa – Foreland basin dynamics in Amazonia inferred from forebulge evolution: The case study of the Arch of Iquitos (Perú). *Tectonophysics*.
- ROMEUF N., SOLER P., JAILLARD É., AGUIRRE L., FÉRAUD G. & RUFFET G., 1995 – Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, n° 2.
- SHI X., WANG J. & LUO X., 2000 – Discussion on the abilities of thermal indicators in reconstructing thermal history of sedimentary basin. *Chinese journal of geophysics*, Vol. 43, n° 3.
- SPIKINGS R., SEWARD D., WINKLER W. & RUIZ G., 2000 – Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: tectonic insights for zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics* 19 (4): 649-668.
- TSCHOPP, H.J., 1953 – Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *A.A.P.G. bull.*, 37: 2303-2347.
- VALDEZ A., 1997 – Reinterpretación Sedimentológica Estratigráfica de la Formación Tiyuyacu y su relación con la Tectónica del Terciario inferior. Tesis de Grado, Universidad Central del Ecuador, Quito, 132 p.



LA CUENCA ORIENTE: GEOLOGÍA Y PETRÓLEO

Patrice Baby
Marco Rivadeneira
Roberto Barragán
(Editores científicos)



ÍNDICE

PRÓLOGO	9
<i>René Marocco</i>	
AGRADECIMIENTOS	11
INTRODUCCIÓN	13
<i>Patrice BABY, Marco RIVADENEIRA, Roberto BARRAGÁN</i>	
Capítulo 1: Estratigrafía, estructura y evolución geodinámica de la Cuenca Oriente	
EL PRE-APTENSE EN LA CUENCA ORIENTE ECUATORIANA	23
<i>Marlon DÍAZ, Patrice BABY, Marco RIVADENEIRA, Frédéric CHRISTOPHOUL</i>	
ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL CRETACIO DE LA CUENCA ORIENTE DEL ECUADOR	45
<i>Roberto BARRAGÁN, Frédéric CHRISTOPHOUL, Howard WHITE, Patrice BABY, Marco RIVADENEIRA, Félix RAMÍREZ, José RODAS</i>	
MAGMATISMO ALCALINO INTRA-PLACA EN LA CUENCA CRETÁCICA ORIENTE, ECUADOR: EVIDENCIAS GEOQUÍMICAS, GEOCRONOLÓGICAS Y TECTÓNICAS	69
<i>Roberto BARRAGÁN, Patrice BABY</i>	
DINÁMICA DE LA CUENCA DE ANTE-PAÍS ORIENTAL DESDE EL PALEÓGENO	93
<i>Frédéric CHRISTOPHOUL, José David BURGOS, Patrice BABY, Jean-Claude SOULA, Séverine BÈS DE BERC, Celso DÁVILA, Michel ROSERO, Marco RIVADENEIRA</i>	

CUANTIFICACIÓN DE LAS EROSIONES TERCIARIAS Y PLIO-CUATERNARIAS EN LA PARTE SUR DE LA CUENCA ORIENTE	115
<i>José David BURGOS, Patrice BABY, Frédéric CHRISTOPHOUL, Jean-Claude SOULA, Philippe ROCHAT</i>	
HIDROCLIMATOLOGÍA DEL ORIENTE E HIDROSEDIMENTOLOGÍA DE LA CUENCA DEL NAPO	131
<i>Alain LARAQUE, Jean Loup GUYOT, Rodrigo POMBOSA</i>	
LA SUPERFICIE MERA-UPANO: MARCADOR GEOMORFOLÓGICO DE LA INCISIÓN FLUVIATIL Y DEL LEVANTAMIENTO TECTÓNICO DE LA ZONA SUBANDINA	153
<i>Séverine BÈS DE BERG, Patrice BABY, Jaime ROSERO, Marc SOURIS, Jean-Claude SOULA, Frédéric CHRISTOPHOUL, Jorge VEGA</i>	
EL ENJAMBRE SÍSMICO DE MACAS (CORDILLERA DE CUTUCÚ)	169
<i>Denis LEGRAND, Patrice BABY, Francis BONDOUX, Catherine DORBATH, Séverine BÈS DE BERG, Marco RIVADENEIRA</i>	
EVOLUCIÓN MAGMÁTICA ACTUAL DE LA ZONA SUBANDINA: VOLCANES EL REVENTADOR Y SUMACO, MODELOS GEODINÁMICOS PRELIMINARES	183
<i>Roberto BARRAGÁN, Patrice BABY</i>	
Capítulo 2: Historia de la exploración y principales campos petroleros de la petroproducción	
BREVE RESEÑA HISTÓRICA DE LA EXPLOTACIÓN PETROLERA DE LA CUENCA ORIENTE	205
<i>Marco RIVADENEIRA</i>	
CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS GENERALES DE LOS PRINCIPALES CAMPOS PETROLEROS DE PETROPRODUCCIÓN	229
<i>Marco RIVADENEIRA, Patrice BABY</i>	