

DINÁMICA DE LA CUENCA DE ANTE-PAÍS ORIENTE DESDE EL PALEÓGENO

*Frédéric CHRISTOPHOUL⁽¹⁾, José David BURGOS^(1, 2),
Patrice BABY^(1, 2*), Jean-Claude SOULA⁽¹⁾,
Séverine BÈS DE BERC^(1, 2 **), Celso DÁVILA⁽²⁾,
Michel ROSERO^(2, 3), Marco RIVADENEIRA⁽²⁾*

Resumen

Desde fines del Cretácico Superior, la Cuenca Oriente se ubica en posición de retro-cuenca de antepaís relacionada con el crecimiento de una protocordillera de los Andes. El tema de este artículo es mostrar la evolución de esa cuenca de antepaís en términos de relaciones tectónica-sedimentación a lo largo del Paleógeno y del Neógeno. En base al análisis de facies sedimentarias, datos de subsuelo y mapas isópacos, varios son los indicios que muestran una deformación tectónica sinsedimentaria, como son:

- a escala local, numerosas discordancias progresivas en el Paleógeno;
- a escala regional, ciclos de “loading/unloading” durante el Paleógeno y el Neógeno.

Todos esos procesos tectónicos tienen una firma particular en la sedimentación contemporánea de la cuenca de antepaís. Cada modo de respuesta sedimentaria está ilustrado. Un modelo de evolución geodinámica es propuesto.

Palabras claves: *Ecuador, Cuenca Oriente, relaciones tectónica-sedimentación, Paleógeno, Neógeno.*

⁽¹⁾LMTG, IRD/CNRS/UPS, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France (christop@lmtg.obs-mip.fr, jcsoula@lmtg.obs-mip.fr, burgos@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)]. [** Dirección actual: BRGM-SGR/GUA, Morne Houëlmont, Route de l’Observatoire, 97 113 Gourbeyre, Guadeloupe, France (S.BesdeBerc@brgm.fr)].

⁽³⁾Oxy-Ecuador, Quito, Ecuador.

INTRODUCCIÓN

Las cuencas de antepaís han sido siempre zonas favorables para el estudio de los eventos orogénicos a través de su relleno sedimentario (Burbank, 1996; DeCelles & Giles, 1996; Sinclair, 1997). En forma clásica, los ciclos “loading-unloading” tienen una firma sedimentaria típica, tanto en términos de geometría de los cuerpos sedimentarios como de sucesión de las superficies de erosión. Dichos fenómenos generan secuencias de depósitos de orden 2 según Vail *et al.* (1991). Los sedimentos paleógenos y neógenos de la Cuenca Oriente (fig. 1) tienen grabado la evolución de la misma durante dicho periodo. La evolución tectóno-sedimentaria de la Cuenca Oriente se caracteriza por una tasa de acortamiento débil (menos de 10 %; Baby *et al.*, 1999a), y parece muy diferente a la de las otras cuencas subandinas (en Perú, Bolivia o Colombia), donde la tasa de acortamiento al nivel del prisma orogénico es mucho más importante. Sin embargo, desde el fin del Cretácico superior, la Cuenca Oriente (fig. 1) se ubica en posición de retro-cuenca de antepaís de los Andes ecuatorianos (Barragán *et al.*, capítulo 1 de este libro). Así, en los depósitos terciarios de la cuenca, hemos podido interpretar la firma sedimentaria de la evolución de los Andes ecuatorianos. Por medio del análisis sedimentario, de mapas isópacos y de datos de subsuelo, en este artículo, tratamos de mostrar las modalidades de la respuesta sedimentaria a los fenómenos tectónicos que afectaron la cordillera y la cuenca de antepaís. Proponemos además un modelo de evolución geodinámica.

1. ESTRATIGRAFÍA

1. 1. Paleógeno

El Paleógeno de la Cuenca Oriente (fig. 2) está constituido por cuatro formaciones: Tena, Tiyuyacu, Orteguzaza y Chalcana. Aunque empieza en el Paleógeno, la Fm. Chalcana será descrita en el párrafo sobre el Neógeno, para agrupar las formaciones según una lógica tectóno-sedimentaria y no solo cronoestratigráfica. La Formación Tena, que empieza en el Cretácico superior, está interpretada como parte del ciclo cretácico (Barragán *et al.*, capítulo 1 de este libro).

La Formación Tiyuyacu (Tschopp, 1953; Baldock, 1982; Almeida, 1992; Marocco *et al.*, 1996; Zambrano *et al.*, 1996; Valdez Pardo, 1997; Christophoul *et al.*, 2002a) tiene una edad eocénica (fig. 2). Ha sido dividida en dos miembros en base a criterios sedimentológicos y tectónicos (Marocco *et al.*, 1996; Baby *et al.*, 1999a; 1999c). El miembro inferior (Tiyuyacu inferior) tiene una edad eocénica inferior. La base de la Formación Tiyuyacu corresponde a una superficie de erosión, identificada en afloramientos y en sísmica (Baby *et al.*, 1999a; 1999c). El miembro superior tiene una edad eocénica medio a superior. Una datación radiométrica ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) de un nivel de toba ubicado cerca de la base del Mb. Tiyuyacu superior (Campo Bermejo, norte del levantamiento Napo) dio una edad de 46 +/- 0,4 Ma, que corresponde al Eoceno medio (Christophoul *et al.*, 2002; Gradstein *et al.*, 2004).

La Formación Orteguzaza (fig. 2) de edad oligocénica inferior (Zambrano *et al.*, 1996) está constituida por depósitos marinos, y se desarrolla hacia el este de la cuenca. En la zona subandina, los depósitos equivalentes son continentales y pertenecen a la

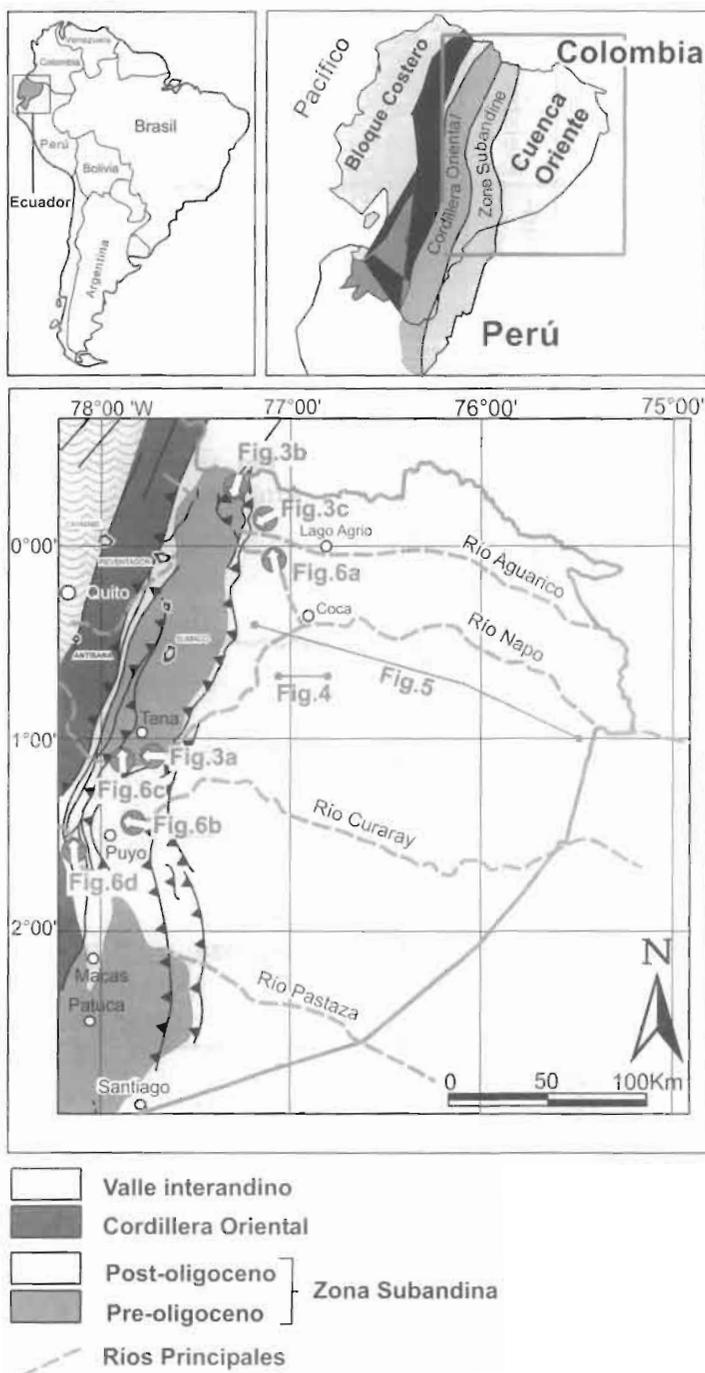


Fig. 1 – Mapa de ubicación y mapa geológico simplificado de la Cuenca Oriente (modificado de Baby *et al.*, 1999).

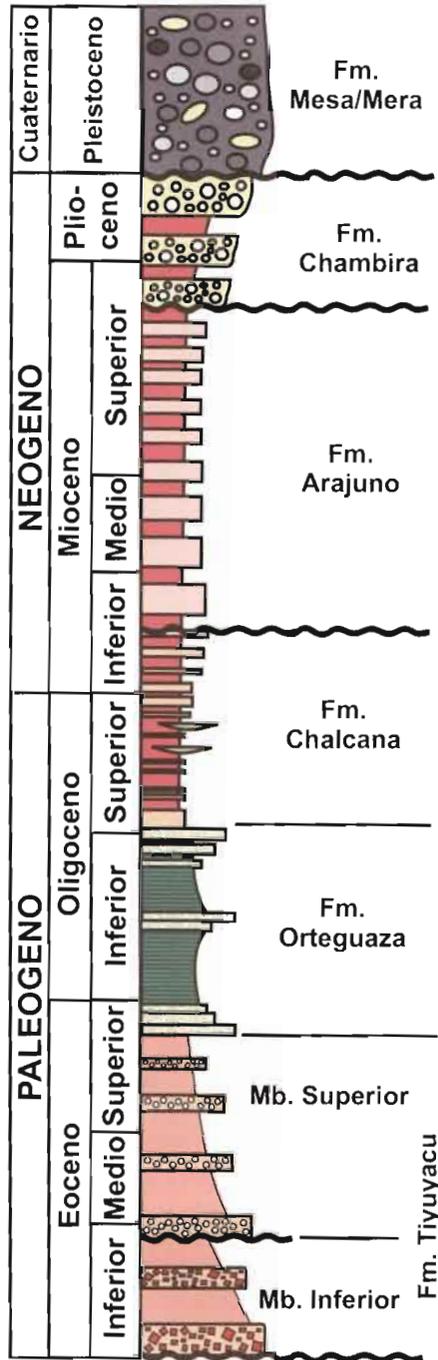


Fig. 2 – Columna estratigráfica sintética del Paleogeno y Neógeno de la Cuenca Oriente (modificado de Baby *et al.*, 1999; Christophoul, 1999; Bès de Berc, 2003).

Formación Chalcana; sin embargo, al norte en las márgenes del río Aguarico, al sur del campo Bermejo, se encuentran sedimentos marinos. La Formación Chalcana por lo tanto empieza en el Oligoceno inferior, donde corresponde al equivalente continental de la Fm. Ortegua, y alcanza el Mioceno (Zambrano *et al.*, 1996).

1. 2. Neógeno

La estratigrafía del Neógeno de la Cuenca Oriente es bien conocida desde el punto de vista litoestratigráfico, aunque existen pocos datos bioestratigráficos (*i.e.* Tschopp, 1953; Baldock, 1982). Cuatro formaciones (fig. 2) están descritas en este rango de tiempo :

- La Formación Chalcana, de edad oligocénica superior a miocénica (Tschopp, 1953; Baldock, 1982; Baby *et al.*, 1999a);
- La Formación Arajuno, de edad miocénica superior (Tschopp, 1953; Baldock, 1982 ; Baby *et al.*, 1999a; Rosero, 1999);
- La Formación Chambira, de edad miocénica superior a pliocénica;
- La Formación Mera, de edad pleistocénica (Bès de Berc, 2003).

Todas esas formaciones se depositaron en un depocentro único. Sus tasas de sedimentación máximas en el centro de la Cuenca Oriente, computadas según el método de “backstripping” (Einsele, 1992) son:

- Fm. Chalcana: 86 m.Ma⁻¹;
- Fm. Arajuno: 162 m.Ma⁻¹;
- Fm. Chambira: 336 m.Ma⁻¹.

Todas esas formaciones están constituidas por depósitos fluviales, excepto la Fm. Curaray en la cual se encuentran depósitos marinos.

2. SEDIMENTOLOGÍA

2. 1. Metodología

Se ha utilizado la metodología de Miall (1977; 1985; 1996) para analizar los depósitos de las diferentes formaciones fluviales. Este método empieza por la identificación de litofacies (caracterizadas por su granulometría promedio y sus estructuras sedimentarias) en afloramientos claves. La tabla 1 presenta los códigos que corresponden a las litofacies identificadas. Después, se han definido las asociaciones de litofacies típicas de “elementos arquitectónicos” (tabla 2; Miall, 1985), que corresponden a cuerpos sedimentarios característicos del lecho fluvial (relleno de canal, barra de migración, llanura de inundación). Finalmente, esos elementos arquitectónicos son combinados para definir el “estilo fluvial” de la formación estudiada y han sido comparados con los modelos clásicos de facies (*i.e.* Miall, 1977; 1996; Bentham *et al.*, 1993; Bridge, 2003).

Las direcciones de paleocorrientes han sido determinadas por medio de imbricaciones de clastos, direcciones de progradación de barras o por medio de la estratificación cruzada en artesas, siguiendo los métodos de Potter & Pettijohn (1963),

Codigo	Facies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gmm	Conglomerado macizo con mayor proporción de matriz	Granocreciente o granodecreciente. No existente a débil	flujo torrencial viscoso, muy potente
Gmg	Conglomerado macizo con mayor proporción de matriz	Granocreciente o grano decreciente	flujo torrencial viscoso, menos potente
Gci	Conglomerado con clastos juntos	Granocreciente	flujo de escombros
Gcm	Conglomerado macizo con clastos juntos	Ninguna	flujo torrencial con carga de fondo importante, caudal turbulento.
Gh	Conglomerado con mayor proporción de matriz vagamente estratificado	Estratificación horizontal, imbricaciones de clastos	Barras longitudinales, resedimentación del fondo
Gt	Conglomerado estratificado	Estratificación cruzada en artesas	Elemento de relleno de canal, base de barra de acreción lateral
Gp	Conglomerado estratificado	Estratificación cruzada plana	Barra de gravas
St	Arenisca fina a gruesa o conglomeratica	Artesas aisladas cruzada o en estratificación	Dunas 3D
Sp	Arenisca fina a gruesa o conglomeratica	Estratificación plana en láminas aisladas o en estratificación cruzada	Dunas transversales 2D
Sr	Arenisca fina a gruesa	ripples	Ripples de corriente
Sh	Arenisca fina a gruesa o conglomeratica	Estratificación o laminación horizontal	Flujo no canalizado
Sl	Arenisca fina a gruesa o conglomeratica	Estratificación cruzada de bajo ángulo	Relleno de cavamiento del fondo, dunas arrastradas, antidunas
Ss	Arenisca fina a gruesa o conglomeratica	Cavamiento del fondo poco profundo	Relleno de cavamiento del fondo, dunas arrastradas, antidunas
Sm	Arenisca fina a gruesa	Macizo o laminación débil	Corrientes gravitacionales
Fl	Areniscas, limolitas o arcillolitas	Laminación delgada o pequeñas ripples	Depósitos de crecida o de baja de crecida, relleno de canal abandonado
Fm	Limolitas, arcillolitas	Masivas, grietas de desecación	Depósitos de crecida en la llanura de inundación o relleno de canal abandonado
Fr	Limolitas, arcillolitas	Macizo, trazas de raíces, bioturbación	Zona con vegetación de la llanura de inundación o suelo poco maduro
C	Carbón, arcillas bituminosas	Flora fósil, laminación horizontal	Depósitos de pantano con vegetación
P	Paleosuelos, concreciones carbonatadas, niveles de óxidos de hierro.	Trazas de pedogénesis: nódulos, cortezas	Suelo maduro con precipitaciones químicas

Tabla 1 – Nomenclatura de las litofacies encontradas en las formaciones fluviales de la Cuenca Oriente (modificado de Miall, 1977; 1996).

Elemento arquitectural	Símbolo	Asociación de facies	Geometría y sucesión
Canales (Channels)	CH	Todos tipos de facies	Base erosiva, concavidad hacia el tope, tope plano cuando no está erosionado, morfología y tamaño variable. Se encuentra adentro superficies de 3er orden con concavidad hacia el tope.
Canal de "Crevasse" (Crevasse Channel)	CR	Sr, Fl	Base cóncava, relleno con alternancias de Sr y Fl
Barra de gravas (Gravel Bar)	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes o cuerpos tabulares, interestratificada con elementos SB.
Barra arenosa (Sandy Bedforms)	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lenticular, tabular o prismático, elemento de relleno de canal o de delta de "Crevasse".
Barra de Acreción Longitudinal (Macroform)	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lenticular con base planar o cóncava y tope convexo contiene superficies convexas hacia el tope de 3er orden. Superficie superior de 4to orden.
Barra de Acreción Lateral (Lateral Accretion Macroform)	LA	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss, (Gm), Gt, Gp	Cuerpo prismático, sigmoidal, con superficies cóncavas o convexas de 3er orden.
Canal de confluencia (Hollow scour)	HO	Gh, Gt, St, Sl	Base cóncava hacia el tope, relleno asimétrico.
Flujos gravitacionales (Sediment gravity flows)	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Base cóncava hacia el tope, clásicamente asociada con elementos GB
Cuerpos arenosos laminados (Laminated Sand Sheets)	LS	Sh, Sl, (Sp, Sr)	Cuerpo arenoso con gran extensión lateral de espesor decimétrica a métrica.
Depósitos de crecida en (Flooding - Overbank fines)	FF	Fm, Fl	Cuerpos isópacos con gran extensión lateral, la llanura de inundación a veces asociados con elementos SB o rellenos de canales abandonados (CH(FF))
Levéés (Levees)	LV	Fl	Cuerpos prismáticos con base irregular o plana y tope convexo hacia el tope, espesor superior a 10 metros y de más de 1 km de ancho.

Tabla 2 – Nomenclatura de los elementos arquitectónicos encontrados en las formaciones fluviales de la Cuenca Oriente (modificado de Miall, 1985; 1996).

aplicados en el marco del método de los elementos arquitectónicos de Miall (1985; 1996).

2. 2. Sedimentología de las formaciones paleógenas

2. 2. 1. Fm. Tiyuyacu

Afloramientos de la Formación Tiyuyacu se encuentran principalmente en el hundimiento sur del Levantamiento Napo, pero también en el norte de la zona subandina, en el campo petrolero Bermejo, y al sur en la Cordillera de Shaime (este de la Cordillera de Cutucú). Su base corresponde a una superficie de erosión regional (Baby *et al.*, 1999a; 1999c; Christophoul *et al.*, 2002) identificada tanto en afloramientos como en sísmica. La base del Miembro superior es también una superficie de erosión a tal punto que en ciertos lugares de la cuenca (cordillera de Shaime), el miembro inferior está completamente erosionado, por lo que el Miembro Tiyuyacu superior sobreyace directamente a la Fm. Tena.

Miembro inferior

El Miembro inferior de la Fm. Tiyuyacu aflora escasamente en la cuenca. Está expuesto en la quebrada Tiyuyacu, en las márgenes del río Misahuallí, cerca a su desembocadura en el río Napo, y en la carretera Tena-Puyo, a pocos kilómetros de Puerto Napo en dirección al Puyo.

El Miembro Tiyuyacu inferior está constituido principalmente de conglomerados y en menor proporción de areniscas gruesas y de lutitas (fig. 3a). Los conglomerados contienen un 90 % de cherts rojizos y angulosos y 10% de cuarzos lechosos y rocas metamórficas. Dichos depósitos están organizados en rellenos de canales complejos (elemento CH; Miall, 1996, ver tabla 2). Dentro de esos elementos CH se encuentran facies tipo Gt y Gp (Miall, 1996, ver tabla 1) que pueden ser interpretados como barras de gravas (GB, tabla 2). Hacia arriba, se encuentran cuerpos arenosos mostrando facies Sl y Sm (tabla 1) organizados en elementos DA (tabla 2). El tope de los canales está conformado por areniscas finas y a veces por lutitas en facies Fl y P (tabla 1) revelando elementos arquitectónicos tipo FF (tabla 2). Esos rellenos de canales se repiten mostrando una evolución grano decreciente.

En secciones sísmicas, el Miembro Tiyuyacu inferior presenta discordancias progresivas (fig. 4), que registran una deformación en la cuenca durante su depositación. Este tipo de discordancias progresivas se encuentra al nivel de cada gran estructura de la cuenca. Esas variaciones de espesor localizadas en pequeñas estructuras generan una repartición de los depósitos del miembro Tiyuyacu Inferior bastante particular (ver sección siguiente).

Miembro superior

El Miembro Tiyuyacu superior aflora igualmente en la zona subandina. La mejor sección conocida se encuentra en el norte, en el campo petrolero Bermejo (fig. 3b). La sección está formada en su mayoría por conglomerados y en menor proporción por

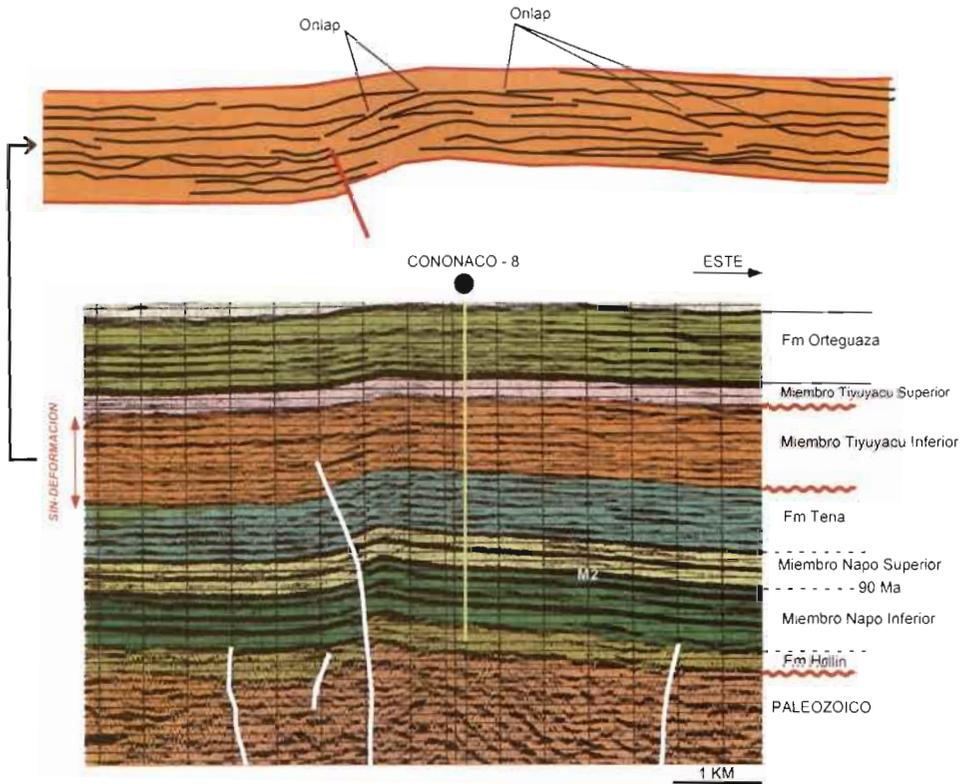


Fig. 4 – Sección sísmica mostrando una discordancia progresiva en el miembro inferior de la Formación Tiyuyacu, ubicación en la figura 1.

areniscas y lutitas. Las litofacies identificadas en el Miembro Tiyuyacu superior son parecidas a las del Miembro Tiyuyacu inferior. La sección se presenta como una repetición de un motivo elemental en lo cual se encuentran, de la base al tope, las litofacies Gp, Gt (tabla 1, Miall, 1996) St, Sr, y al tope, Fl, P y Fr. Esa última asociación sola se encuentra al tope de la sección y no ha sido preservada en la base. Junto con los datos de paleocorrientes, las asociaciones pueden ser agrupadas en elementos arquitectónicos del tipo DA (o LA para algunas en las que se presentan direcciones de paleocorrientes más dispersas) y GB. Las asociaciones Fl, P y Fr pueden ser agrupadas en elementos FF (tabla 2; Miall, 1996). Esa repetición puede ser interpretada como resultando del apilamiento de canales fluviales. Esos canales parecen ser simétricos. La presencia de una gran proporción de elementos DA, con una granulometría fuerte, y la baja preservación de las facies de llanura de inundación (FF) nos permiten interpretar un tipo de ríos entrenzados de baja sinuosidad con transporte de clastos únicamente por carga de fondo, sin flujos de lodo. Es importante notar que la naturaleza de los clastos encontrados en el Mb. Tiyuyacu superior cambia drásticamente respecto a la del Miembro Tiyuyacu inferior : los clastos son en un 90 % de cuarzo lechoso.

2. 2. 2. Fm. Ortegua

Solamente es conocido un afloramiento de la Formación Ortegua, descrito por Marocco *et al.* (1996), Valdez Pardo (1997) y Christophoul *et al.* (2002), e ilustrado por la figura 3c. Este afloramiento se ubica al este del frente subandino, a orillas del río Aguarico, cerca de la población de Cascales, junto al “Puente del Suizo”. Ahí, se encuentra una columna continua de las formaciones Tiyuyacu, Ortegua y Chalcana (ver párrafo siguiente).

La sección es de aproximadamente 40 metros de altura y se compone de lutitas, en parte arenosas, verdosas, endurecidas, intercaladas con bancos de areniscas medias a gruesas y areniscas conglomeráticas al tope de la sección. La base de la sección está representada por areniscas gruesas glauconíticas sin estructuras sedimentarias, sobre las cuales se desarrollan unos 10 metros de lutitas compactadas, a veces arenosas, sobreyacidas por unos 5 metros de intercalaciones de lutitas verdes con capas de areniscas. Las primeras areniscas son glauconíticas, y hacia el tope se identifican “ripplemarks” y “megaripples” 3D. Sobre esta sección, se encuentran 5 metros de lutitas verdes a veces bioturbadas. Luego empieza un apilamiento granocreciente con disminución progresiva del espesor de las intercalaciones de lutitas mostrando un cambio progresivo de ambientes de depositación (“landward stepping”; Van Wagoner *et al.*, 1990). Las estructuras sedimentarias encontradas en esta parte, de la base al tope son: “flaser” y “wavy bedding” y “trough cross bedding”, lechos de areniscas gruesas en la base y de conglomerados al tope. Las intercalaciones de lutitas muestran una intensa bioturbación y moldes de bivalvos. En términos de ambientes de depositación, la Fm. Ortegua muestra una mezcla de ambientes partiendo de una plataforma abierta (lutitas y lutitas bioturbadas), pasando por zonas bajo influencia de mareas (caracterizada por “flaser” y “wavy bedding”) hasta una llanura aluvial (canales conglomeráticos al tope).

La sección descrita puede ser dividida en dos ciclos transgresivos / regresivos (fig. 5). Ambos ciclos pueden ser evidenciados en los perfiles de pozos. La figura 5 muestra que el intervalo regresivo, al fin del primer ciclo, es menos evidente hacia el este, mostrando un cambio de facies menos marcado que en el oeste de la cuenca. En la parte central, este intervalo regresivo es bien marcado dando la repuesta eléctrica clásica de la Fm. Ortegua en doble campana. Hacia el oeste, este intervalo desaparece mostrando que el cambio de facies debido a la regresión no es tan importante como en la parte central de la cuenca. La desaparición de este intervalo progradante se debe probablemente al hecho de que, en esta área (al nivel del subandino actual), estaba dominado por ambientes continentales.

2. 3. Sedimentología de los depósitos fluviales neógenos

2. 3. 1. Fm. Chalcana

La Fm. Chalcana aflora principalmente en los flancos y en el periclinal sur del Levantamiento Napo. Los mejores afloramientos conocidos se ubican cerca de Cascales, en la orilla del río Aguarico (fig. 6a), y en la carretera Tena Puyo, a pocos kilómetros del puente sobre el río Napo, en dirección al Puyo.

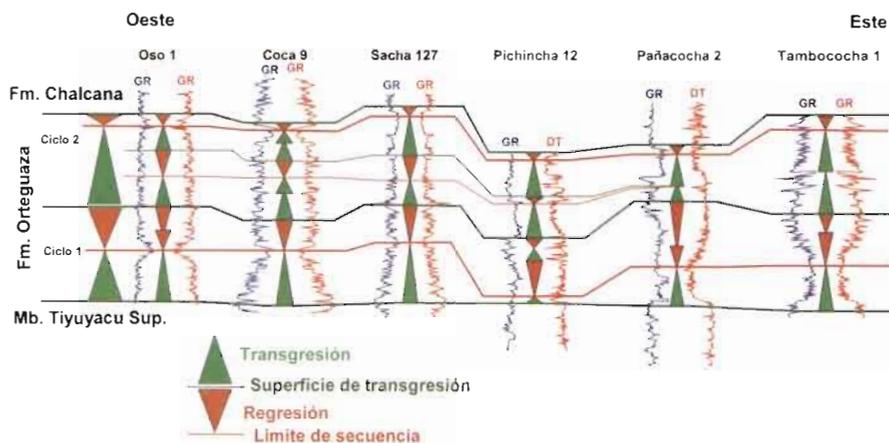


Fig. 5 – Correlación oeste-este de pozos para la Formación Orteguaza a través de la Cuenca Oriente, ubicación en la figura 1.

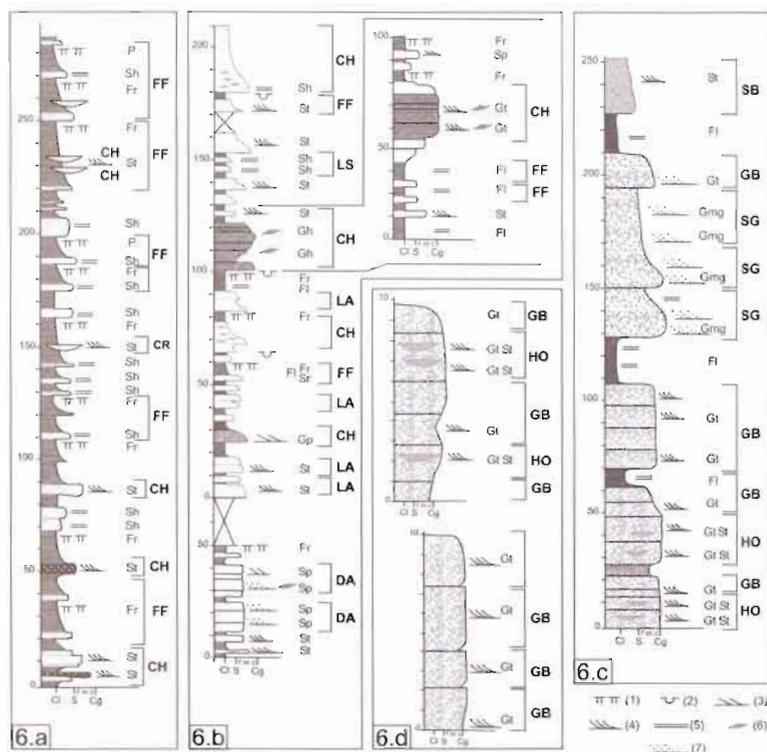


Fig. 6 – Columnas sedimentológicas de las formaciones neógenas de la Cuenca Oriente: 6a – Formación Chalcana (sección del “Puente del Suizo”, Cascales); 6b – Formación Arajuño (sección de la carretera Puerto Napo-Santa Rosa y del río Arajuño); 6c – Formación Chambira (sección del río Uchuculín, sinclinal de Tálag, oeste de Tena); 6d – Formación Mera (columnas de la depresión de Santa Inés y de Mera). Ubicación de las columnas en la figura 1.

La mayor parte de los sedimentos encontrados a lo largo de la sección del río Aguarico son depósitos finos (arcillolitas, limolitas) intercalados con finos lentes de areniscas finas a medias. Pocas estructuras sedimentarias pudieron ser identificadas. Las litofacies identificadas (tabla 1) son de tipo Fr, Fsm y P en los sedimentos finos, y Sh-St en las areniscas. Litofacies St fueron encontradas en los lentes de areniscas, las mismas que pueden interpretarse como canales de “crevasse” (elemento de tipo CR, en tabla 2). La asociación de facies Fr, Fsm y P en las arcillolitas y las limolitas es clásicamente interpretada como característica de ambientes de llanura de inundación. Ese tipo de asociación de elementos arquitectónicos con un importante desarrollo de la llanura de inundación con depósitos de “crevasse splay” puede ser interpretado como un tipo de río meandriforme de baja sinuosidad con carga sedimentaria fina (“sandy meandering”; Miall, 1996), o como ríos anastomosados comparables a los ríos de la llanura amazónica actual. La ausencia de depósitos correspondientes a los canales principales indica que la sección está ubicada en una zona interdistributaria.

El estudio de las paleocorrientes (fig. 7a) indica dos direcciones principales: una NO-SE y la otra N-S. Estos datos pueden ser interpretados como resultado de un drenaje perpendicular a la Protocordillera andina desembocando en un tributario paralelo a la misma cordillera.

2. 3. 2. *Fm. Arajuno*

La Fm. Arajuno aflora principalmente a orillas del río Napo y del río Arajuno. Se han encontrado también buenos afloramientos en la carretera Puyo-Tena y Puerto Napo-Sta. Rosa.

Esta formación (fig. 6b) está constituida principalmente por areniscas finas a gruesas, conglomerados intercalados con limolitas y arcillolitas rojizas. En las areniscas, se han encontrado litofacies (tabla 1) de tipo St y Sh. En los conglomerados solo se han encontrado facies correspondientes a procesos de transporte de sedimentos por tracción (Gh, Gp, Gs, Gt). En las limolitas y las arcillolitas, se identificaron facies Fl, Fsm y P. Estas litofacies pueden ser agrupadas en elementos arquitectónicos de tipo LA (tabla 2), DA o FF. Esa coexistencia de elementos LA y DA demuestra que el estilo fluvial de la Fm. Arajuno correspondía a un sistema de tipo divagante de baja sinuosidad con carga sedimentaria gruesa, donde se han encontrado conglomerados “Gravel wandering”, y a meandros con carga arenosa de baja sinuosidad “Sandy Meandering” donde la granulometría es más baja.

El estudio de las paleocorrientes (fig. 7b) muestra dos direcciones principales de drenaje: ONO-ESE o cerca de O-E y N-S, igual a lo encontrado en la Fm. Chalcana. Se puede notar que posiblemente el eje del drenaje longitudinal se desplazó hacia el este.

2. 3. 3. *Fm. Chambira*

La Fm. Chambira aflora esencialmente en la Depresión Pastaza, a lo largo del río Napo, y en el sinclinal de Talag al oeste de Tena. La mayor parte de la formación (fig. 6c) está formada de conglomerados con una mayoría de clastos de cuarzo lechoso con matriz arcillo-arenosa cuarzosa. En la parte basal, se encontraron litofacies tipo Gt

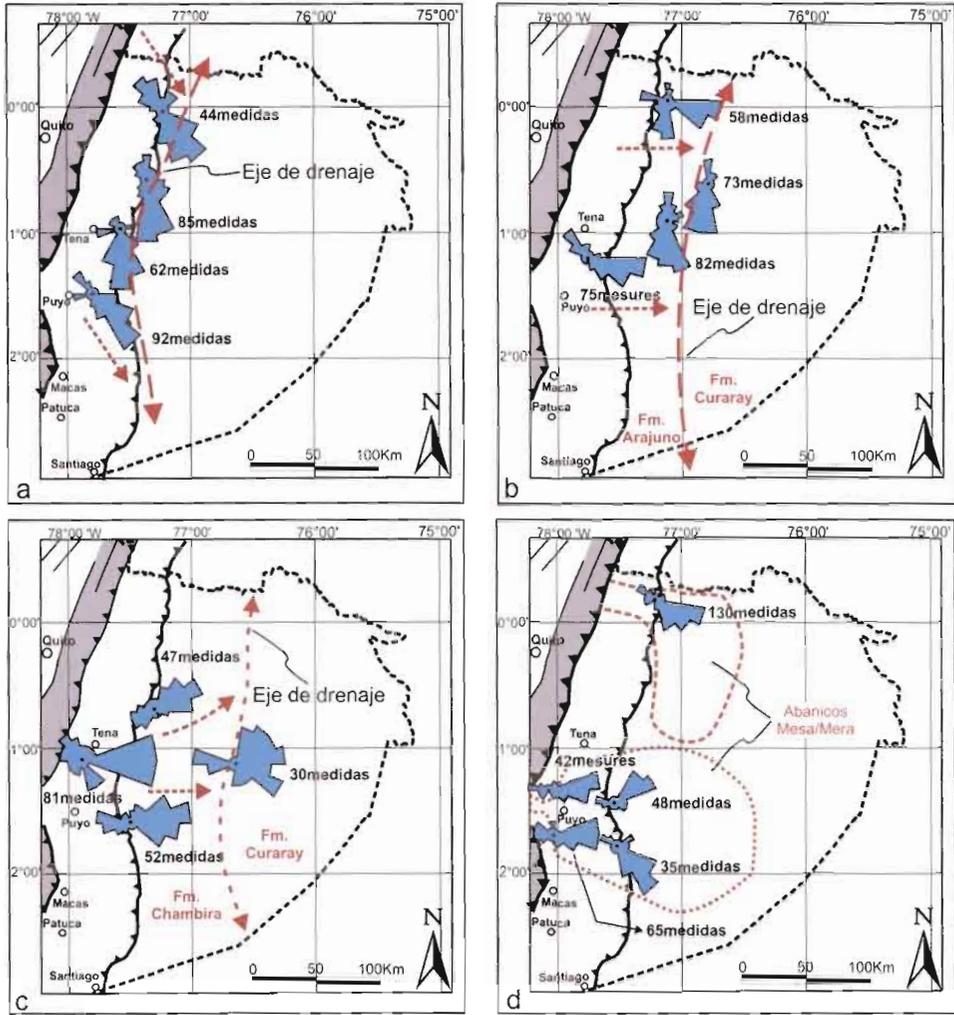


Fig. 7 – Mapa de paleocorrientes de las formaciones neógenas de la Cuenca Oriente:
 7a - Formación Chalcana; 7b - Formación Arajuno; 7c - Formación Chambira;
 7d - Formación Mera.

y Gms. En la parte superior, se ven conglomerados pasando progresivamente a depósitos más finos (areniscas y limolitas) con litofacies Gt, Gh, St, Sr y Fr en menor proporción (tabla 1). Los elementos arquitectónicos correspondientes son de tipo SG, GB (barra de gravas), HO y SB (barra emigrante de arena). Este conjunto de elementos arquitectónicos indica un tipo de río potente con episodios de flujos de lodo (caracterizados por los elementos SG). El conjunto SG/GB es clásico de los ríos entrelazados (Miall, 1996; Bridge, 2003). La presencia de flujos gravitacionales (SG) indica una pendiente bastante fuerte del lecho, como se puede encontrar en ríos de piedemonte, cerca de la zona apical de un abanico aluvial (“Fanhead entrenchment”, Schumm, 1993).

Las paleocorrientes (fig. 7c) tienen una dirección principal que va de NO-SE a E-W, indicando un drenaje transversal. Parece que el drenaje longitudinal identificado en la Fm. Chalcana y Arajuno desaparece en la Fm. Chambira.

2. 3. 4. Fm. Curaray

La Formación Curaray está descrita como el equivalente hacia el este de las formaciones Arajuno y Chambira (Tschopp, 1953; Baldock, 1982; Baby *et al.*, 1999a). Puede además ser considerada como el equivalente en la Cuenca Oriente de la Formación Pebas conocida en la Cuenca Marañón (Roddaz *et al.*, en prensa). Esta formación se compone de areniscas con estructuras de marea. Se encontró también una fauna marina (Bristow & Hoffstetter, 1977) caracterizada por tortugas marinas y cocodrilos. Esta fauna y las estructuras sedimentarias permiten interpretar la Fm. Curaray como resultado de ambientes costeros (¿estuarios?). No se pudo evidenciar una dirección de paleocorrientes nítida en estos depósitos.

2. 3. 5. Fm. Mera

La Formación Mera aflora principalmente en los márgenes del Río Pastaza donde constituye las paredes de sus terrazas aluviales holocenas. Constituye un abanico de piedemonte cuyo ápex se ubica a algunos kilómetros aguas arriba de Shell. El abanico actual del Pastaza (ver Bès de Berc *et al.*, capítulo 1 de este libro) se sobrepone en parte al abanico de la Fm. Mera. Los mejores afloramientos conocidos de la Fm Mera se ubican en la depresión de Santa Inés (Bès de Berc *et al.*, capítulo 1 de este libro) y al nivel de Shell y Mera.

La formación está conformada por depósitos gruesos (fig. 6d), esencialmente constituidos de material volcánico (clastos y matriz arenosa a conglomerática) y en menor proporción de clastos de granito o de rocas metamórficas. Esos componentes constituyen a veces lentes donde representan la mayoría de los clastos.

La granulometría de los depósitos es fuerte y sus elementos alcanzan a veces más de 1 metro de diámetro. Las litofacies encontradas son de tipo Gp, Gt, Gmm et Gmt y también Sp y Sh, dispuestas en lentes en los conglomerados. Estas facies pueden ser agrupadas en elementos arquitectónicos de tipo GB (Gp y Gt), SG (Gmm, Gmt) y SB (Sp, Sh). Esa asociación de barras de gravas (GB) y de flujos de bloques (con poco lodo en ese caso) es típica de ríos entrenzados con doble régimen hidráulico ubicados en la cabecera del abanico aluvial, donde se producen frecuentes “debris flow”. En ese caso, los elementos SB preservados pueden ser interpretados como dunas de arenas depositadas durante el descenso del agua luego de una crecida. Ese estilo fluvial es muy parecido al drenaje observado actualmente en el río Pastaza.

Los datos de paleocorrientes indican una corriente principal O-E separándose en corrientes SW-NE y NW-SE hacia el este (fig. 7d).

3. REPARTICIÓN ESPACIAL DE LOS SEDIMENTOS

Para este párrafo, hemos realizado mapas isópacos en base a un banco de datos de más de 220 pozos exploratorios de la cuenca. Según la formación estudiada, el

número de pozos utilizado para interpolar los mapas isópacos varían entre 70 y 220. El algoritmo de interpolación utilizado es de "curvatura mínima".

3. 1. Paleógeno

Los isópacos del Miembro Tiyuyacu inferior muestran un espesor que varía de 20 a 450m (fig. 8a). Dos áreas de poco espesor aparecen en la zona subandina (controladas por afloramientos) y en la zona oriental de la cuenca. Entre esas dos zonas, se observa un eje deposicional de orientación N-10° Este. En este eje, se ven dos depocentros, uno en la parte norte, y otro al sur del corredor Sacha-Shushufindi. Un último depocentro se ubica en la parte centro sur de la cuenca. Es importante acotar que aparte de esos depocentros de importancia regional, se encuentran una multitud de depocentros locales de tamaño kilométrico.

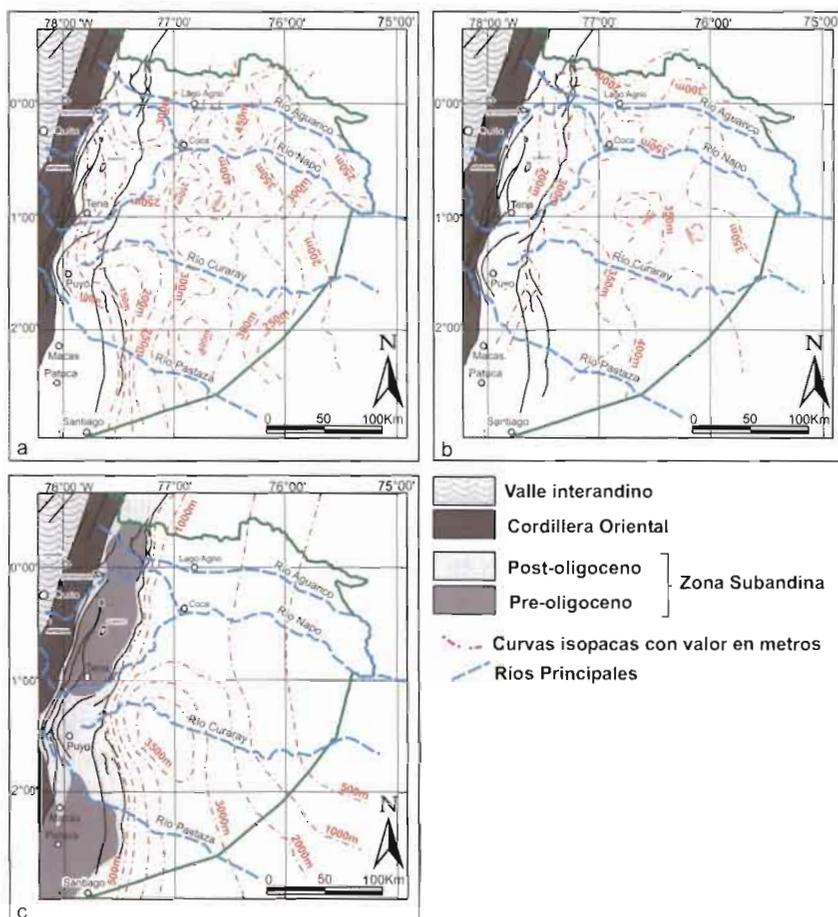


Fig. 8 – Mapas isópacos de las formaciones paleógenas y neógenas de la Cuenca Oriente: 8a – Formación Tiyuyacu (Mb. Inferior); 8b – Formación Tiyuyacu (Mb. Superior) y Fm. Ortuquaza; 8c – Formaciones neógenas.

Los isópacos del conjunto Miembro Tiyuyacu superior/Orteguaza (fig. 8b) (que no parecen separadas por superficies de erosión) muestran un espesor que varía entre 200 y 440 m, con contrastes débiles de espesor, observándose esencialmente 2 depocentros: uno, complejo, en el norte de la cuenca; y el otro en el suroeste, junto a la frontera con Perú.

3. 2. Neógeno

Los depósitos neógenos de la Cuenca Oriente presentan un eje depositacional alineado en dirección N10°-N20° (fig. 8c), siguiendo la morfología actual de la cordillera. El depocentro se ubica en la Depresión Pastaza. En las secciones sísmicas, las relaciones estratigráficas demuestran que la Formación Arajuno/Curaray sobreyace a la Formación Chalcana en onlap en la parte este de la cuenca, sellando las estructuras de Tiputini (Rosero, 1999).

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

4. 1. Paleógeno

Muchos autores (Fauchet & Savoyat, 1973; Aspden & Litherland, 1992; Baby *et al.*, 1999a; Christophoul *et al.*, 1999) han propuesto que la cuenca de antepaís oriental inició su desarrollo con la progresiva emersión de la protocordillera entre la zona de forearc y la Cuenca Oriente.

Un estudio reciente de Spikings *et al.* (2000) presenta resultados de trazas de fisión de apatita y de zircón. Esos datos corresponden a tres cortes a través de la Cordillera Real. Los resultados muestran que hubo dos períodos de exhumación rápida, durante el Eoceno y el Neógeno. El período de exhumación durante el Eoceno puede ser considerado como la firma de un evento tectónico en la cordillera. Se puede correlacionar esta intensa exhumación con la acreción del bloque Piñon en la Costa (Van Thournout *et al.*, 1992; Jaillard *et al.*, 1997; Pecora *et al.*, 1997). Se puede suponer que esa exhumación acompañó a un levantamiento (posiblemente mediante corrimientos), que produjo un ascenso de la cordillera y, una flexura de la placa suramericana bajo el peso de la misma. En la Cuenca Oriente, se hace evidente la elevación de las fuentes de sedimentos y la flexura por el inicio de la sedimentación fluvial y su acumulación (consecuencia de la subsidencia) en el piedemonte (Miembro Tiyuyacu inferior). Ese fenómeno correspondería a un período de "tectonic loading". Más al este en la cuenca, este evento tectónico en la cordillera se manifiesta por una inversión de las estructuras pre-cretácicas, iniciando discordancias progresivas locales (Baby *et al.*, 1999a; 1999c; Christophoul, 1999).

Durante el Eoceno Medio y Superior, la exhumación continúa fuertemente en la Cordillera. En la Cuenca Oriente, se observa un importante cambio sedimentológico, así:

- se forma una superficie erosiva regional (base del Miembro Tiyuyacu superior);
- aumenta la madurez de los sedimentos (el porcentaje de clastos cuarzosos se incrementa, y los clastos son más redondos, mostrando un transporte más largo);

- en la parte proximal de la cuenca (Zona Subandina actual), el miembro Tiyuyacu inferior se encuentra erosionado (totalmente en ciertas partes);
- las discordancias progresivas identificadas en el miembro Tiyuyacu inferior desaparecen.

Estas constataciones muestran un cambio geodinámico importante. La exhumación en la cordillera, junto con la erosión del Miembro Tiyuyacu inferior, demuestra que durante el Eoceno Medio y Superior, hubo levantamiento y erosión (siendo alimentado con más sedimentos el miembro Tiyuyacu superior) de la cordillera, sin subsidencia relacionada en la cuenca de antepaís (erosión del Miembro Tiyuyacu inferior). Así se puede pensar que ese levantamiento sin subsidencia corresponde a un período de “erosional unloading”. Esa calma tectónica se confirma con la terminación de la inversión de las estructuras pre-cretácicas en la cuenca. En términos de paleomorfología, la madurez sedimentaria indica un aumento del transporte, que puede ser relacionado a una erosión regresiva que alarga los tributarios principales. Esto está confirmado por la ocurrencia en la matriz de los conglomerados del miembro Tiyuyacu superior, de arcillas azules conocidas en la Cordillera Occidental (Valdez Pardo, 1997), y con el cambio de fuente sedimentaria entre los miembros Tiyuyacu inferior y superior sugerido por Ruiz (2002).

Al fin del Eoceno o principios del Oligoceno, la exhumación en la cordillera se reduce (Spikings *et al.*, 2000). En la cuenca de antepaís, se observa una reducción de la tasa de sedimentación y la aparición de depósitos marinos (Fm. Orteguaza). Los resultados de Delfaud *et al.* (1999) indican, en base al análisis de minerales arcillosos, que la cordillera estaba bajo los 1000 m de altura. Esta detención de la exhumación, junto con este dato de la cordillera con una altura promedio baja, indica que el proceso de “erosional unloading” siguió durante el Eoceno medio, superior y durante el Oligoceno. La reducción de altura indica una tasa de surrección/erosión < 1 , lo que significa que la cordillera pasó progresivamente de un estado de evolución de topografía de “Steady state”, durante el Eoceno inferior (Mb. Tiyuyacu inferior), a “Post Steady State” del Eoceno medio hasta el Oligoceno (Mb. Tiyuyacu superior y Fm. Orteguaza).

4. 2. Neógeno

El estudio sedimentológico de los depósitos fluviales neógenos de la Cuenca Oriente demuestra que el sistema fluvial evolucionó, desde una llanura aluvial (Fm. Chalcana), hasta un sistema de abanicos aluviales de piedemonte (Fm. Chambira y Mera). Al mismo tiempo, el drenaje cambió desde un drenaje esencialmente longitudinal, a un drenaje transversal. Este tipo de evolución demuestra que la Cuenca Oriente pasó de una cuenca de antepaís sub-alimentada a sobre-alimentada (*sensu* Jordan, 1996).

Además, el aumento progresivo de la granulometría promedio de los depósitos se puede correlacionar con el aumento de la potencia de los ríos y, asimismo, con el aumento general de su pendiente, como se ha demostrado en otras cuencas, por ejemplo en la cuenca de antepaís de los Alpes, *i.e.* Homewood *et al.* (1986). Esta observación empata con los resultados de otros trabajos como los de Delfaud *et al.* (1999), que demuestran, en base a análisis de minerales arcillosos, que la cordillera era bastante baja

(inferior a los 1000 metros de altura) al fin del Oligoceno y, que esa altura no dejó de subir durante todo el Neógeno. Por otra parte, los estudios de surrección de la Cordillera Real, deducidos de trazas de fisión de apatita y zircón por Spikings *et al.* (2000), muestran que hubo dos episodios con fuerte tasa de exhumación en el Mioceno inferior y superior. Esto permite suponer que por lo menos la relación surrección/erosión era positiva (relieve en “pre-steady state”).

Una evolución de ese tipo, en términos de potencia de ríos, ha sido también reconocida en la cuenca subandina de Bolivia (Horton & DeCelles, 2000). Pero, al contrario de las cuencas subandinas de Bolivia, Perú (Gil Rodríguez, 2001; Gil Rodríguez *et al.*, 2001) y Colombia (Cooper *et al.*, 1995), que formaron varios depocentros, fueron progresivamente integrados al prisma orogénico mientras los corrimientos progresaban hacia el este. En Ecuador, la depositación de los sedimentos se hizo en un solo depocentro, con tasa de sedimentación promedia hasta el Pleistoceno superior (Bès de Berc, 2003). La surrección actual de la Cuenca Oriente, puesta en evidencia por la fuerte incisión de las formaciones pre-holocénicas (Bès de Berc, 2003), por parte de los ríos actuales, parece aumentar, haciendo pasar la cuenca de una zona de depocentro, a una zona de erosión, aunque las otras cuencas subandinas siguen acumulando sedimentos (Baby *et al.*, 1999b).

La evolución de la red de drenaje, y la progradación hacia el este de los sucesivos abanicos aluviales revelada por este estudio, muestran que esos abanicos resultan de su propia expansión en el borde de la cuenca de antepaís, y que no son dirigidos por la migración hacia la cuenca de los corrimientos o un aumento de la tasa de acortamiento, como es admitido clásicamente.

Eso supone que esa evolución resulta de otros procesos como el “erosional unloading” (ver párrafo precedente) u otro proceso de escala cortical.

Referencias citadas

- ALMEIDA T. B., 1992 – Estudio regional de la Formación Tiyuyacu. *Tesis de grado, Universidad Central del Ecuador*, 125 p.
- ASPDEN & J. A. & LITHERLAND M., 1992 – The geology and Mesozoic history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205: 187-204.
- BABY P., BERNAL C., CHRISTOPHOUL F., ROSERO J., GALARRAGA M., VALDEZ A., MAROCCO R. & RIVADENEIRA M., 1999a – Deformación y ciclos tectono-sedimentarios en la Cuenca Oriente, versión 1.0. Convenio ORSTOM-Petroproducción, Quito, Ecuador, 75 p.
- BABY P., GUYOT J. L., DENIAUD Y., ZUBIETA D., CHRISTOPHOUL F., RIVADENEIRA M. & JARA F., 1999b – The high Amazonian Basin: tectonic control and mass balance. *In: Manaus'99 - Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale Basins*, Manaus, Brazil.
- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGÁN R., 1999c – Style and timing of deformation in the Oriente of Ecuador. *In: 4th International Symposium of Andean Geodynamics, Vol. 1* (Ed. by Orstom), ORSTOM, Göttinge: 68-72.
- BALDOCK J. W., 1982 – Boletín de Explicación del Mapa Geológico del Ecuador. DGGM. Quito, Ecuador.

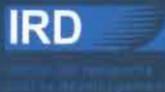
- BENTHAM P.A., TALLING P.J. & BURBANK D.W., 1993 – Braided streams and floodplains in a rapidly aggrading basin: the Escanilla Group, Spanish Pyrenees. *In: Best J.L., Bristow C.S. (eds) Braided rivers, Geological Society Special Publication 75*: 177-194.
- BÈS DE BERC S., 2003 – Tectonique de chevauchement, surrection et incision fluviale (exemple de la zone subandine équatorienne, haut bassin amazonien). Phd, Université Paul Sabatier.
- BRIDGE J. S., 2003 – Rivers and Floodplains, forms, processes and sedimentary record. Blackwell Science Ltd., London, 491 p.
- BRISTOW C.R. & HOFFSTETTER R., 1977 – Lexique stratigraphique international: Ecuador. *C.N.R.S., Vol. 5, Amérique Latine, Fasc. 5, Équateur, 2 édition, Paris, 412 p.*
- BURBANK D. W., 1996 – Causes of the recent Himalayan uplift deduced from deposited pattern in the Ganges Basin. *Nature*, 357: 680-682.
- CHRISTOPHOUL F., 1999 – Discrimination des influences eustatiques et tectoniques dans les bassins liés à des chaînes de convergences : exemples du bassin Subandin d'Équateur. Phd, Université Paul Sabatier.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P. & DÁVILA C., 2002a – Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, 345: 281-298.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P., SOULA J.-C., ROSERO M. & BURGOS J. D., 2002b – Les ensembles fluviaux néogènes du bassin subandin d'Équateur et implications dynamiques. *Compte Rendus Géosciences*, 334: 1029-1037.
- COOPER E., *et al.*, 1995 – Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and the Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79: 1421-1443.
- DECELLES P. G. & GILES K. A., 1996 – Foreland Basin Systems. *Basin Research*, 8: 105-123.
- EINSELE G., 1992 – Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget. Springer-Verlag, Berlin, 592 p.
- DELFAUD J., SABRIER M., LAVENU A. & MAROCCOR., 1999 – Reconstitution des étapes de la surrection des Andes d'Équateur à partir de l'interprétation de minéraux argileux contenus dans les bassins intramontagneux (Miocènes à Actuel). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170 (1): 13-24.
- FAUCHET B. & SAVOYAT E., 1973 – Esquisse Géologique des Andes de l'Équateur. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XV(1-2): 115-142.
- GIL RODRÍGUEZ W., 2001 – Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16°S. *Sociedad Geológica del Perú, Publicación especial #4, Lima, Perú, 146 p.*
- GIL RODRÍGUEZ W., BABY P. & BALLARD J. F., 2001 – Structure et contrôle paléogéographique de la Zone Subandine Péruvienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences IIa*, 333: 741-748.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G & 38 otros colaboradores, 2004 – A Geological Timescale 2004, Cambridge University Press.
- HOMEWOOD P., ALLEN P. A. & WILLIAMS G. D., 1986 – Dynamics of the Molasse basin of western Switzerland. *In: Foreland Basins, IAS Special Publication Vol. 8* (Ed. by P. A. Allen and P. Homewood): 199-217.
- HORTON B. K. & DECELLES P. G., 2000 – Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the Central Andes, Southern Bolivia: implications for drainage network evolution of fold-thrust belts. *Basin Research*, 13: 43-63.
- JAILLARD É., MASCLES G. & BENITEZ S., 1997 – Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168: 403-412.
- JORDAN T. E., 1995 – Retroarc foreland and related basins. *In: Tectonics of sedimentary basins* (Ed. by C. J. Busby and R. V. Ingersoll), Blackwell Science, London: 331-362.

- MAROCCO R., VALDEZ PARDO A. & RIVADENEIRA M., 1996 – Sedimentología de las formaciones de edad eocena y oligocena de la Cuenca Oriente, Convenio ORSTOM-Petroproducción, Quito, Ecuador, 35 p.
- MIALL A. D., 1977 – A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review*, 13: 1-62.
- MIALL A. D., 1985 – Element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22: 261-308.
- MIALL A. D., 1996 – The Geology of fluvial deposits, sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Blackwell Science, London, 582 p.
- PECORA L., JAILLARD É. & LAPIERRE H., 1999 – Paleogene accretion and dextral displacement of an oceanic terrane in northern Peru. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Ila*, 329 (6): 389-396.
- POTTER P. E. & PETTIJOHN F. J., 1963 – Paleocurrents and basin analysis. Springer Verlag, Berlin, London, New York, 326 p.
- RODDAZ M., BABY P., BRUSSET S., HERMOZA W. & DARROZES J.M., in press – Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: the case study of the arch of Iquitos (Peru), *Tectonophysics* (ISAG Special publicatio).
- ROSETO M., 1999 – Análisis tectónico-sedimentaria y interpretación geodinámica de las secuencias Oligocenas y Neógenas de la Cuenca Oriente Ecuatoriana. Tesis de grado, Universidad Central del Ecuador, 104 p.
- RUIZ G., 2002 – Exhumation of the northern Sub-Andean Zone of Ecuador and its source regions: a combined thermochronological and heavy minerals approach. Phd, Swiss Federal Institute of Technology Zurich.
- SINCLAIR H. D., 1997 – Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral basins: an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 109 (3): 324-346.
- SCHUMM S. A., MOSLEY M. P. & WEAVER W.E., 1987 – *Experimental Fluvial Geomorphology*, Wiley Interscience, New Yourk. 411 p.
- 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 tracks analysis. *Tectonics*, 198 (4): 649-668.
- TSCHOPP H. J., 1953 – Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 37: 2303-2347.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PÉREZ-CRUZ C., 1991 – The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (eds) "Cycles and Events in Stratigraphy", Springer-Verlag: 617-659.
- VALDEZ PARDO 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.
- VAN THOURNOUT F., HERTOGEN J. & QUEVEDO L., 1992 – Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. *Tectonophysics*, 205: 205-221.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANIAN -V.D., 1990 – Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *AAPG Methods Exploration Series*, 7.
- ZAMBRANO I., ORDOÑEZ M. & JIMÉNEZ N., 1996 – Microplaeontología de 63 muestras de afloramientos de la Cuenca Oriental Ecuatoriana, Labogeo, Petroproducción, distrito de Guayaquil, Guayaquil, Ecuador, 45 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 BERC, 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 BERC, 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>	