

EL ISLOTE EL PALMAR, RESULTADO DE UNA EVOLUCIÓN A LARGO PLAZO DE LA DISTRIBUCIÓN DEL DRENAJE ENTRE LOS RÍOS DAULE Y BABAHOYO EN LA CUENCA DEL GUAYAS ?

Por: Dumont J.F. ⁽¹⁾, Santana E. ⁽²⁾, Soledispa B. ⁽²⁾ y King, A. ⁽²⁾

Resumen

La morfología y la sedimentación del Islote El Palmar son analizadas dentro del marco de la red de drenaje de la parte sur de la Cuenca del Guayas, río arriba de la confluencia de los ríos Daule y Babahoyo. La parte sur de la Cuenca del Guayas está caracterizada por la presencia de numerosos cursos abandonados, lo que sugiere una gran inestabilidad de su red de drenaje. Interfluvios mal definidos separan la red de drenaje del Río Daule con la del Río Babahoyo. En la zona de Vinces el drenaje está desviado hacia el este a lo largo de fallas o flexuras que afectan la superficie de la cuenca. Morfologías fluviales abandonadas a lo largo y al norte del estero Sabanilla (conectado al Río Daule) y otros en la parte central-oeste de la Cuenca del Guayas, sugieren una desembocadura antigua del río Vinces hacia el Río Daule.

La tendencia general de la evolución de la red de drenaje evidencia una migración hacia el este, lo que quita progresivamente tributarios del Río Daule a favor del Río Babahoyo.

El Islote El Palmar se formó sobre una base de barra longitudinal, pero su sedimentación evolucionó rápidamente en una planicie de marea. Su morfología bordeando el cauce del Río Babahoyo sugiere una formación por la debilidad del caudal del Río Daule y su represamiento por parte del río Babahoyo. Esta evolución actual es coherente con la evolución de la repartición del los tributarios de los ríos Daule y Babahoyo a más largo plazo. Este análisis sugiere que la presencia del Islote se enmarca en una evolución a largo plazo, probablemente acelerada por factores recientes (como la represa Daule-Peripa por ejemplo) y que entonces perdurará probablemente en el futuro, sin descartar recesos temporales posibles.

Abstract

We analyses the morphology and sedimentation of the El Palmar Islet considering the drainage network of the southern part of the Guayas Basin, upstream of the confluence of the Daule and Babahoyo rivers. The southern part of the Guayas Basin is characterized by the occurrence of numerous abandoned river segments, suggesting a great instability of the drainage network. The drainage divide between the Daule and Babahoyo rivers is not clearly defined. In the area of Vinces the drainage is deviated to the east along light structural elevations formed by a fault or fault associated flexures that bend the surface of the basin. Based on abandoned fluvial morphology along the small Sabanilla river (connected to the Daule River, as well as others in the central part of the Guayas Basin) we suggest that the Vinces River was previously a tributary of the Daule River.

The general tendency of the evolution of the drainage is an eastward migration, removing tributaries of the Daule River to redirect them toward the Babahoyo River.

The El Palmar Islet appeared initially as a longitudinal bar, but the recent evolution is that of a tidal flat sedimentation. The morphology of the islet on the side of the Babahoyo river suggests that the drainage of the Daule River is contained by the higher discharge of the Babahoyo River. This evolution is consistent with the distribution of the drainage of the two rivers observed at the scale of the upper Holocene. Our analysis suggests that the long term evolution of the El Palmar Islet has recent short term parameters such as the Daule-Peripa dam. This long term evolution suggests that the presence of the islet is probably well established, even if short term variation can result in a temporary decrease of the sedimentation.

Palabras claves: Islote El Palmar, Morfología fluvial, Cuenca del Guayas, Tectónica

⁽¹⁾ ESPOL, Guayaquil - Ecuador, e IRD, UMR Geosciences Azur

⁽²⁾ Instituto Oceanográfico de la Armada, INOCAR, Av. 25 de Julio Base Naval Sur, P.O. Box 5940 Guayaquil-Ecuador

Introducción

La aparición del islote El Palmar en la confluencia del Río Daule con el Río Babahoyo, ha originado preocupaciones al respecto de su posible permanencia o extensión. Esta situación ha generado varias propuestas a nivel ingenieril para el control o la eliminación del islote por dragado, o simplemente dejando a la naturaleza seguir su curso, esperando que el islote desaparezca después de algunos años como ya ocurrió en el pasado (Fotos aéreas de los años 1950-1960)

Los estudios de modelos y las observaciones de campo indican que la morfología de la confluencia entre dos ríos está principalmente controlada por la relación de sus caudales respectivos, y el ángulo de la convergencia (Best, 1988). Si se modifica la relación y/o aumenta el ángulo se genera sedimentación en la salida del río menor o del río que marca un ángulo grande al encontrar el otro. Según Best (1988) las aguas que proceden del río menor o del río con ángulo fuerte dan vueltas en la zona de confluencia en lugar de correr de manera continua, lo que genera la sedimentación de un banco de arena.

Trabajos recientes de geomorfología fluvial demostraron también la importancia de considerar la forma y la extensión de la red de drenaje en el análisis de la morfología y sedimentación en las confluencias fluviales (Benda *et al.*, 2004).

La aparición del Islote en la confluencia del Río Daule con el Río Babahoyo no está acompañada por un cambio del ángulo de la convergencia, el cual es bajo y no favorece en si mismo la sedimentación. Los datos de caudales de los dos ríos indican que no son iguales; en promedio el caudal del Río Babahoyo supera el del Río Daule en un orden de 60% en verano y 66% en invierno (CAAM 1996). En 1979 el flujo medio total del Río Guayas superó el del Río Daule en un orden de 30-80 % (Wallingford 1981), lo que sugiere variaciones altas de la relación de los caudales respectivos, que son favorables a la sedimentación en la zona de confluencia.

Siguiendo la metodología de Benda *et al.* (2004), este trabajo investigará los criterios de evolución de la red de drenaje determinados por los cursos abandonados, a fin de establecer posibles cambios a mediano y largo plazo de la relación de los caudales respectivos de los ríos Daule y Babahoyo.

Se analizó la forma de la red de drenaje de la parte sur de la Cuenca del Guayas, desde Quevedo al norte

hasta la confluencia de los ríos Daule y Babahoyo al sur. La idea de que la distribución del drenaje en la Cuenca del Guayas es variable y puede tener un efecto sobre la repartición de los caudales respectivos de los ríos Daule y Babahoyo, es basada en dos elementos, uno geológico y el otro histórico.

El elemento geológico corresponde a la continuación de la Cuenca del Guayas hacia el Golfo de Guayaquil al sur, que fue una estructura tectónica activa durante el Cuaternario (Baldock, 1982; Deniaud, 2000; Deniaud *et al.*, 1999; Dumont *et al.*, 2005b). Esta actividad se continuó en la época más reciente del Holoceno (Dumont *et al.*, 2005a), y se manifiesta mediante la abertura del canal El Morro desde el ultimo interglaciar, pues este canal está en la continuación del eje de subsidencia Guayaquil-Babahoyo de la Cuenca del Guayas. Las cuencas tectónicas aluviales presentan frecuentemente cambios fluviales direccionales que reflejan las deformaciones de la superficie y la variación de los ejes de subsidencia (Dumont, 1992; Schumm -, 2000). Estos cambios pueden hacer variar la posición de los interfluvios y la repartición de los caudales dentro de la cuenca.

Un elemento histórico interesante es la relación reportada por Wolf (1892) de un cambio importante ocurrido durante el siglo 19 en la cercanía de Vines. Una zanja llegó a desviar totalmente el curso del río mayor de la zona a lo largo de un tramo de ~ 40km, dando el curso actual del Río Vines.

Se realizará un análisis preliminar de este evento antiguo a la luz de nuevos datos de morfología fluvial. Estos elementos morfológicos serán analizados con los datos sedimentológicos del islote El Palmar, a fin de precisar el tipo de sedimentación encontrado en este lugar y su coherencia con los elementos morfológicos.

Marco Geológico y Geomorfológico

La morfología de la región costera del Ecuador está estrechamente relacionada con la estructura de un margen activo, en el cual la Cuenca del Guayas ocupa una posición ante-arco.

La convergencia de las placas Nazca y América del Sur empezó hace 70 millones de años (Benítez, 1995; Benítez *et al.*, 1993; Jaillard *et al.*, 1990), contemporáneamente con la abertura del Océano Atlántico. El levantamiento de las cordilleras andinas empezó hace 9-10 millones de años (Steinmann *et al.*, 1999), conjuntamente con la abertura del Golfo de Guayaquil (Dumont *et al.*, 2005b; Steinmann *et al.*,

La Cuenca del Guayas emergió durante el Plioceno, acompañada por la formación de la cordillera costera al final de la misma época (Baldock, 1982). Este relieve costero provocó una concentración del drenaje al pie de los Andes, y su evacuación a lo largo de las dos zonas estructurales, bordeando el relieve costero, el Golfo de Guayaquil al sur y los corredores de fallas de Esmeraldas y de la Bahía Ancón de Sardinas al norte (Hall and Wood, 1985) (Baldock, 1982; Dumont *et al.*, 2003).

Importantes conos detríticos instalados en las vertientes de la Cordillera Occidental y controlados por la zona estructural Pastaza-Esmeraldas (Hall and Wood, 1985) determinan una línea divisoria transversal del drenaje costero que corre entre Chone (Cordillera Costera) y Santo Domingo (llanura de la Cordillera Occidental). El cono aluvial de Santo Domingo constituye por sí mismo una línea divisoria del drenaje entre las cuencas de los ríos Daule-Babahoyo al sur, y Esmeraldas al norte. Ahora la cabeza del cono alimenta la cuenca Esmeraldas (Río Toachi), mientras que la superficie de la mitad sur del cono constituye las cabeceras del drenaje de la cuenca del Río Daule, de las cuales el Río Peripa es el más importante. Río abajo del Peripa, el Río Daule está mayormente alimentado por las pendientes orientales de la Cordillera Costera, y no recibe mayor aporte de la parte oriental de la Cuenca del Guayas, salvo el problemático Río Pula (ver más adelante).

La red de drenaje de la Cuenca del Guayas, muestra una dirección general hacia el suroeste en la parte norte, cambiando para correr hacia el sur y sureste en su parte sur (Fig. 1). Estas direcciones son controladas por fallas de direcciones aproximadamente NE-SO al norte, y NW-SE al sur (Fig. 1).

Algunas de estas fallas son identificadas por sus extensiones desde los bordes de la cuenca como las fallas Cascol, Río Vences y Ventana (Fig. 1) otras interpretadas a partir de las formas del drenaje en la cercanía de Vences y entre Vences y Quevedo más al norte (Fig. 2 y 3). Entre Guayaquil y Babahoyo, el Río Babahoyo sigue una depresión estructural marcada en el mapa geológico por una falla de desgarre que se extiende hacia Posorja al suroeste (Fig. 1) (CODIGEM, 1993; CODIGEM and BGS, 1993) (Baldock, 1982).

La continuidad de las terrazas marinas Cuaternarias está partida entre Posorja e isla Puná por el canal El Morro, ubicado en la extremidad suroeste de esta falla, indicando un movimiento posterior al último periodo interglaciario, es decir menos de ~125,000 años

(Dumont *et al.*, 2005b). La subsidencia marcada a lo largo de esta falla entre Guayaquil y Babahoyo determina la posición del Río Babahoyo y la convergencia de la red de drenaje hacia el Río Babahoyo (Winckell *et al.*, 1997).

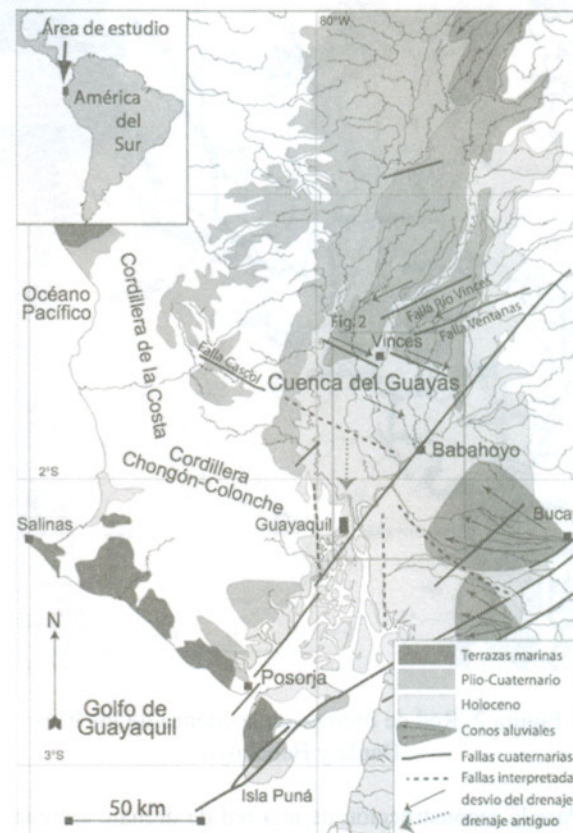


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio, y esquema del drenaje y de las estructuras cuaternarias mayores de la Cuenca de los ríos Daule y Babahoyo.

La parte central de la Cuenca del Guayas entre Palenque al norte y Guayaquil al sur, está caracterizada por una red de drenaje inestable, con cursos activos (Ríos Vences, Macul) junto a formas de drenaje abandonados, lagos, pantanos (Wolf, 1892) (IGM, 1990). Las cuencas de drenaje de los Ríos Babahoyo y Daule son respectivamente de 22.442 y 12.058 Km² (informe INOCAR, 2002).

Método de Estudio

El análisis de la red de drenaje de las cuencas aluviales incluye la identificación de los cursos abandonados y el análisis de sus características geométricas (sinuosidad de meandros, anchura de los cauces) para estimar y comparar sus paleo-caudales (Baker, 1978; Dumont, 1992; Dumont, 1996; Dury, 1970; Schumm *et al.*, 2000).

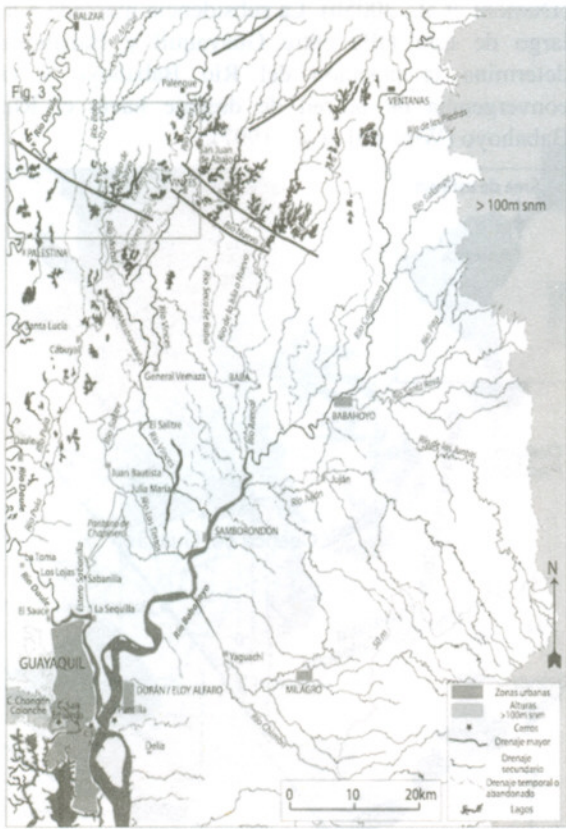


Figura 2. Red de drenaje de la cuenca de los Ríos Daule y Babahoyo.

Para la reconstrucción de una red de drenaje antigua es importante identificar las conexiones de los cursos abandonados con el drenaje activo río arriba y abajo de las huellas observadas. Las conexiones río abajo, son generalmente bien visibles porque son más favorables para que permanezca o aparezca de manera temporal un flujo reducido, dando cauces sub-adaptados es decir con formas más grandes que lo que permite el caudal (Dury, 1970). Al contrario, las conexiones río arriba son menos visibles porque son frecuentemente cauces completamente abandonados y secos, pero son más importantes porque corresponden al lugar donde se ubica el origen de la desviación del drenaje, ya sea por la sedimentación o la erosión (Bishop, 1995), o las deformaciones tectónicas (Dumont, 1991; Schumm and Winkley, 1994; Schumm *et al.*, 2000). Las morfologías relacionadas con la inestabilidad del drenaje incluyen también varios tipos de lagos, que fueron analizados en las cuencas subandinas por Dumont (1993, 1996). Una forma particular de lago corresponde a los "ría-lagos", ría siendo usado aquí en su sentido original de quebrada o valle hundido, pero aplicado a valles interiores en lugar de costeros (Dumont, 1993; Gourou, 1949; Sternberg, 1950). Los "ría-lagos" son formas dendriformes semejantes a los

lagos de represas, formados a la salida de un río menor hacia un río mayor en un área afectada por subsidencia regional, o a lo largo de un drenaje represado por una falla o un umbral tectónico.

El estudio del Islote el Palmar se realizó colectando tres tipos de datos: 1) observaciones multi-temporales de fotos aéreas 2) mediciones topográficas en el campo, y 3) el estudio sedimentológico de núcleos de sedimentos del islote. El estudio multi-temporal abarca el periodo 1961-2001, con datos más detallados de hidrografía del INOCAR (no publicados) y fotos aéreas del periodo 1982-2001. En mayo de 2002 se hicieron observaciones morfológicas y topográficas del Islote, y la recolección de 9 núcleos de sedimentos dentro del mismo, con longitudes entre 60 y 110 cm, tomados con tubos de PVC. Los núcleos de sedimentos fueron analizados para observación de las estructuras sedimentarias de manera macroscópicas, microscópicas y con radiografía X de una lámina de 1 cm de espesor cortada longitudinalmente (Fig. 7).

Resultados

Red de drenaje en la Cuenca del Guayas

Los ríos Daule y Babahoyo se unen en el sur de la Cuenca del Guayas con direcciones de procedencia respectivamente del noroeste y del nor-noreste. Pero a pesar de tener direcciones de procedencia diferente, no es posible definir una línea divisora de las redes de drenaje respectivas de los dos ríos, en particular en la parte baja donde la topografía es menos de 20m s.n.m. (sobre el nivel del mar).

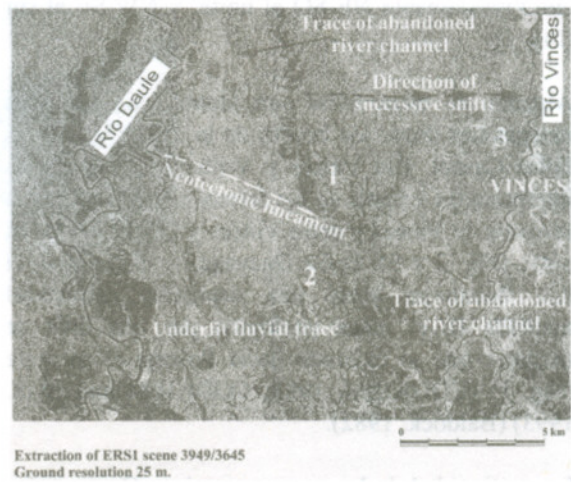


Figura 3. Imagen de radar del área localizada al oeste de Vinces. Las áreas húmedas están en negro. Observe las formas de rías-lagos terminando a lo largo de un alineamiento estructural. Tomado de un informe no publicado del IRD.

El Río Macul (localmente designado como Río Bobo o Pula) drena la zona intermedia entre los ríos Daule y Vinces, con desagües también hacia el Río Daule (mediante el Río Pula) y hacia el Río Babahoyo (mediante el Río Vinces) (IGM, 1990) (Fig. 2).

El Río Macul sigue un curso sub-paralelo al Río Daule, pero el interfluvio entre los dos es bajo, con cabeceras de tributario del Río Macul ubicadas muy cerca del Río Daule, lo que sugiere una situación potencial de captura (Bishop, 1995) del Río Daule hacia la parte central de la Cuenca.

Cuatro grandes clases de morfologías fluviales se observan en la planicie de la Cuenca del Guayas ubicada al sur de Palenque (Fig. 2):

1) los ríos activos, de los cuales el principal es el Río Vinces; 2) los ríos abandonados identificados por meandros amplios pero cauces estrechos y flujos episódicos; 3) los lagos y principalmente los ría-lagos como aparece en la figura 3; y 4) los pantanos y lagos temporales de tipo planicies de inundaciones, ubicados a lo largo de las fajas fluviales activas o abandonadas, y parcialmente indicados en la figura 2.

En las imágenes de radar la presencia del agua aparece en negro, lo que subraya la red de drenaje, los lagos y los pantanos. En la Figura 3 representando el oeste de Vinces se observan desde el oeste hacia el este: 1) el Río Daule con segmentos de curso bien cuadrados, lo que sugiere un control estructural; 2) un cauce fluvial fino con curvas amplias, característica de un curso probablemente sub-equilibrado; 3) un río con meandros cortos pero cauce anormalmente ancho, pasando río abajo a una ría-lago (Fig. 3, 1). Este corresponde al Río Bobo en la figura 2. Se observa en la figura 3 que el Río Bobo se une río abajo con dos ría-lagos, el Bajo de Nogoyo al oeste y el Estero Pijio al este (Fig. 2), toda la zona inundada termina bruscamente a lo largo de una línea de dirección oeste-noroeste; 4) un curso fluvial fino describiendo meandros amplios (Estero Pisco de la Fig. 2), forma característica de un curso fluvial abandonado. El estero Pisco se extiende río arriba hasta la cercanía del Río Vinces, en Palenque, río con el cual se conectaba antes de ser abandonado (Fig. 2); 5) el Río Vinces al este de la figura 3 (punto 3).

En el análisis de morfologías fluviales la presencia de ría-lagos indica formas de discontinuidad del drenaje por efectos relativos de la subsidencia (Dumont, 1993). Dos tipos de situaciones pueden formar ría-lagos en cuencas continentales:

1) una sedimentación fuerte a lo largo de un río mayor que represa las aguas menos o no cargadas de tributarios, o 2) la formación de un umbral

estructural, flexura o falla, represando el drenaje que se encuentra desviado a lo largo de este umbral estructural en dirección de la parte mas baja de la cuenca. Los ría-lagos observados en la figura 3 corresponden evidentemente a este segundo caso, la posición probable del umbral o falla siendo marcado en la figura 2. El mapa topográfico sugiere formas similares al este de Vinces, con un umbral doble controlando el Río Nuevo y la parte alta del Río Seco de Baba (Fig. 2).

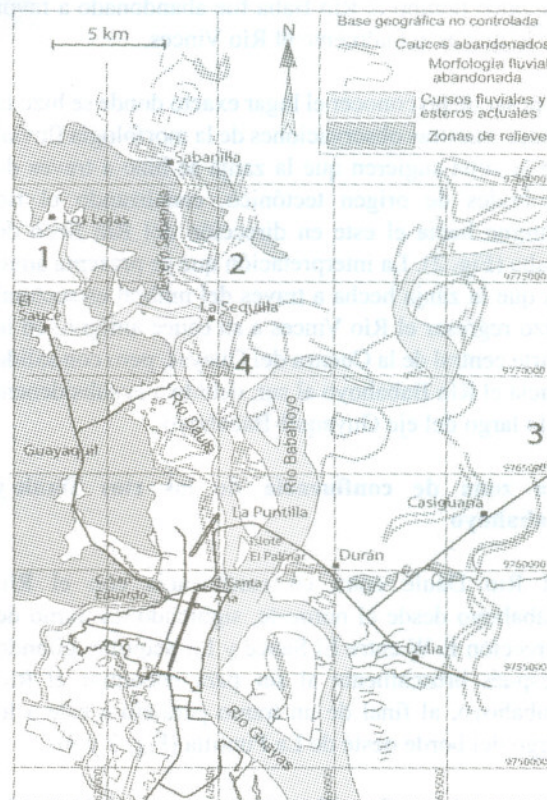


Figura 4. Morfologías fluviales observadas en las fotos áreas en la zona de confluencia de los ríos Daule y Guayas.

Numerosos cursos abandonados dibujando meandros amplios se observan al sur de Vinces, en ambos lados del curso actual del Río Vinces (Fig. 2). Esto significa claramente que esta parte central de la cuenca del Guayas ha sido lugar de varios cursos fluviales sucesivos, de los cuales es ahora difícil de describir la historia y las posiciones sucesivas con detalle.

Sin embargo, se identifica una orientación general N-S ocupando el área entre Salitral al oeste y 10km al noreste de Samborondón al este. Las figuras 2 y 3 indican una tendencia a la migración fluvial hacia el este, controlado por umbrales estructurales observados al este y al oeste de Vinces. El Estero Pisco (Fig. 2), antiguo curso del Río Vinces, sugiere una conexión antigua con el Río Pula, es decir una unión del Río Vinces con el Río Daule.

En su relación sobre el Río Vinces, Wolf (1892) indica que este río no existía en su posición actual antes del siglo 19. Desde un poco al norte de la ciudad actual de Vinces, este río seguía un curso más al este, siguiendo el cauce actual del Río Baba, ahora abandonado y nombrado por esto el Río Seco de Baba (Fig. 2). Según Wolf (1892), el cambio del Río Seco de Baba por el Río Vinces actual, resultó de la cavadura de una zanja en los barrancos del Río Baba con propósito de traer agua en una zona fuera del río. En poco tiempo el Río Baba fue abandonado a favor de lo que es actualmente el Río Vinces.

A pesar de no conocer el lugar exacto donde se hizo la zanja, nuestras observaciones de la morfología fluvial de la zona sugieren que la zanja se hizo a través de umbrales de origen tectónico, canalizando el río antiguo hacia el este en dirección del Río Seco de Baba (Fig. 2). La interpretación que se presenta aquí, es que la zanja hecha a través del umbral estructural hizo regresar el Río Vinces a su cauce antiguo, en la parte central de la Cuenca del Guayas, pero con salida hacia el Río Babahoyo al sur, debido a la subsidencia a lo largo del eje Guyaquil-Babahoyo.

La zona de confluencia de los ríos Daule y Babahoyo

El Río Daule entra en confluencia con el Río Babahoyo desde el noroeste, siguiendo un tramo de dirección E-W entre El Sauce y La Sequilla, girando después bruscamente al sur para encontrar el Río Babahoyo, al final de un tramo paralelo a este a lo largo del borde oeste de La Puntilla (Fig. 2 y 4).

Al norte de La Sequilla se observan morfologías de río abandonado a lo largo del Estero Sabanilla, en continuación del segmento final N-S del Río Daule (Fig. 4). La anchura del cauce y la sinuosidad de los meandros abandonados son comparables en tamaño a los del Río Daule actual, lo que significa que el río que formó estas huellas fluviales tenía un caudal cerca del Río Daule, según las relaciones morfológicas de Dury (1970).

Las conexiones río arriba del Estero Sabanilla son todavía inciertas, presentándose dos posibilidades: 1) una conexión hacia el N-NO con el Río Pula y Macul (Fig. 2), o, 2) una conexión hacia el N-NE con el Río Salitre y la faja fluvial del Río Vinces. Esta última hipótesis está considerada por Wolf (1892) en su análisis de los ríos de la Cuenca del Guayas. Consideramos también que es la hipótesis más consistente, en término de dirección, y también por la presencia de marcadores fluviales abandonados en la zona de El Salitre. Cualquiera sea la posibilidad de

conexión, primera o segunda, esto significa que el Río Vinces se conectaba antes con el Río Daule, y que en consecuencia el Río Babahoyo no se beneficiaba de este tributario.

La confluencia de los ríos Daule y Babahoyo se localiza actualmente río arriba del estrecho morfológico formado por los cerros del extremo oriental de la cordillera de Chongón-Colonche, entre el cerro Santa Ana al oeste y los cerros de Durán al este (Fig. 1 y 2).

En la zona de confluencia se observan numerosas formas fluviales abandonadas indicando que la posición de la confluencia ha variado entre su posición actual, ubicada más al sur, y posiciones anteriores ubicadas hasta 15 km más al norte (Fig. 4). Sin embargo, la zona más frecuente de ubicación de la confluencia se encuentra aparentemente al norte de La Puntilla, donde se observa la parte más estrecha entre los dos ríos antes de su confluencia más al sur. Cursos abandonados son observados también al oeste entre los cerros Santa Ana y San Eduardo, testigos probables de una comunicación fluvial pasada hacia el Estero Salado.

Otras huellas fluviales abandonadas se observan más al este en la zona de Delia, al sur de Durán (fig. 2 y 4), pero indican un cauce más estrecho que el cauce actual del Río Babahoyo, lo que se puede interpretar de diversas maneras, entre las cuales es actualmente difícil de opinar: brazos laterales secundarios del Babahoyo; cursos más antiguos que marcan una época con menos caudal por razones climáticas, como se observa en los ríos Amazónicos (Baker, 1978; Dumont and Fournier, 2000); o una época antigua con un Río Babahoyo más débil que el Río Daule, que pasaba más al oeste. Esto significa que a largo plazo la zona de confluencia de los ríos Daule y Babahoyo es compleja, y ha variado en un espacio más grande que su ubicación actual.

Evolución morfológica del Islote El Palmar

Durante la época del estudio en 2001-2002 el islote se presentó con una forma sub-triangular, con una punta aguda hacia el suroeste (Fig. 5), que le daba al islote la apariencia de ser una continuación de la Puntilla. Mientras que el islote ocupa el canal del Río Daule, el borde sureste del islote subraya la continuación de la ribera occidental del Río Babahoyo (Fig. 5). La forma general del islote sugiere una barra transversal al nivel de la desembocadura del Río Daule hacia el Río Babahoyo, manteniendo dos comunicaciones ubicadas en los extremos del islote. El cauce principal con la corriente más fuerte se encuentra entre el Cerro

Santa Ana y la punta sur del islote. El islote se desarrolló sobre una barra anterior, observada en la foto de 1982, y que aparece en fotos anteriores de 1966, lo que sugiere una barra con aparición episódica. En la foto de 1982 esta barra está ubicada un poco al este de la parte central del canal, con una forma alargada en la dirección N-S, paralela al cauce del Río Daule. Corresponde a una barra longitudinal, y es de un tipo característico en los estuarios y en los ríos (Perillo, 1995; Schumm, 1972; Schumm and Winkley, 1994).

La evolución del islote determinada con levantamientos batimétricos realizados por el Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR) en los años 1982, 1985, 1997, 1999, 2000 y 2001 (Fig. 6) muestra un cambio progresivo desde la barra longitudinal hasta la forma actual. El extremo norte del islote no cambió mucho, teniendo probablemente su posición definitiva desde 1985, pero se nota una extensión progresiva hacia el sur, al mismo tiempo que se amplía la anchura de la parte norte, llegando a la forma triangular actual.

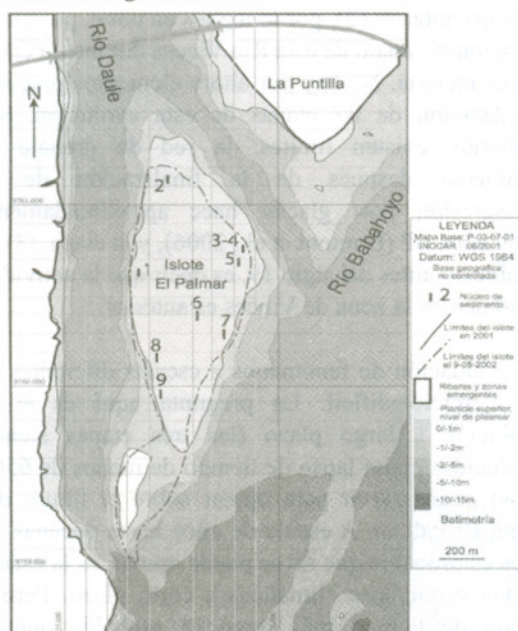


Figura 5. Morfología de la confluencia de los Ríos Daule y Babahoyo donde se forma el Islote El Palmar.

Estudios de núcleos de sedimentos

Los 9 núcleos obtenidos están distribuidos en las diferentes partes del Islote (Fig. 5). Todos son superficiales, de una longitud máxima de 110 cm, es decir que dan secciones de la parte alta o mediana de la zona de marea. Un núcleo tipo en la parte alta del islote está constituido desde el tope hacia la base por 0-20 cm de limo incluyendo láminas muy finas (inferior a 1 mm) de arena fina, 20-70 cm de láminas planas y finas de arena media a fina.

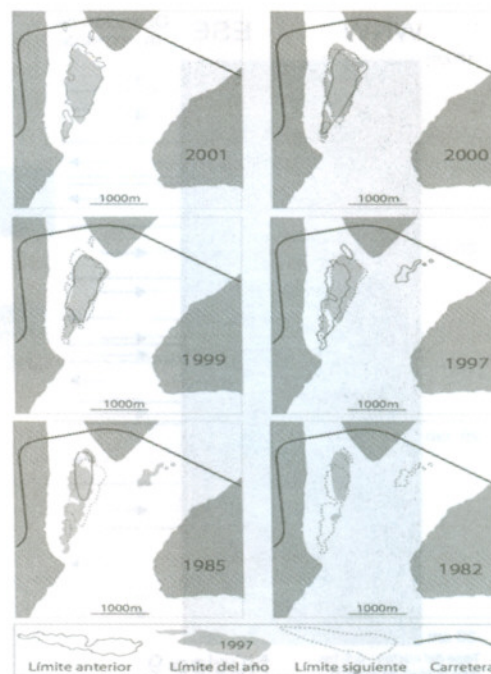


Figura 6. Análisis multi-temporal de la formación del Islote El Palmar.

Estas láminas aparecen frecuentemente en asociaciones triple, hechas de dos láminas finas de arena intercaladas con una lámina fina de limo. Es una sedimentación típica de las planicies de mareas (Weimer *et al.*, 1982).

En la parte inferior (70-110 cm) se observa sedimentación laminada de arena fina y de limo, pasando hacia abajo a una sedimentación de capas más potentes de limo, incluyendo lentes aislados de arena fina con estratificación oblicua tipo "wavey bedding" y "lenticular bedding", característica de las planicies de mareas (Reading and Colinson, 1996; Weimer *et al.*, 1982). Los núcleos 3, 4 y 5 (Fig. 5) están ubicados en el borde este del islote. Las estructuras sedimentarias observadas en los núcleos 4 y 5 son de tipo "ripple mark" fina, indicadores de corriente de baja energía.

El núcleo 3 presenta hacia arriba la transición a una sedimentación laminar indicando una poca profundidad ubicada en la zona intermareal alta. Los núcleos 7, 9 y 4, presentan facies lenticulares con estratificaciones oblicuas indicando direcciones opuestas de paleo-corriente (Fig. 7).

La orientación de los núcleos permite determinar direcciones de corrientes de procedencias alternamente del este o del oeste, lo que evidencia el efecto de la marea. En el núcleo 9 recogido cerca de la punta sur del islote se observaron las facies de marea de más alta energía.

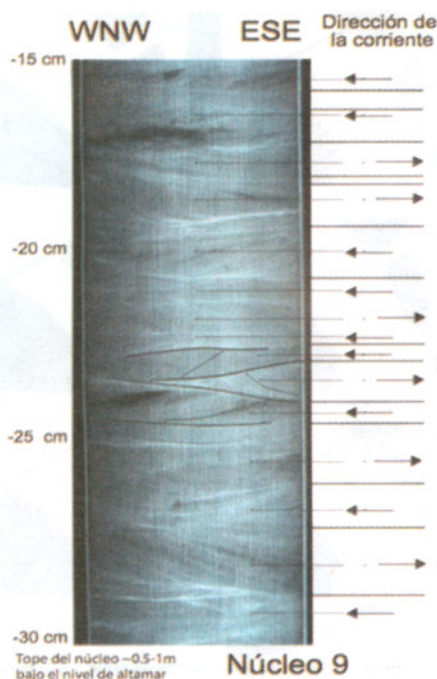


Figura 7. Corte sedimentológico de la parte superior del núcleo 9, observado con radioscopia X. Ver las capas de sedimentos con estratificación oblicuas indicando corrientes alternativamente de sectores WSW y ESE según la orientación inicial del núcleo.

Discusiones

Las morfologías fluviales observadas en la Cuenca del Guayas indican que la repartición del drenaje entre los ríos Daule y Babahoyo ha cambiado en el tiempo, y sigue probablemente inestable en sus posiciones actuales. Los cambios fluviales subrayan el efecto de la tectónica, en la forma local de umbrales estructurales formados por fallas, y a escala regional la subsidencia activa a lo largo del eje Babahoyo-Guayaquil. Migraciones fluviales generadas por la sedimentación y la acreción vertical dentro de la cuenca no parece tener un papel importante, o se encuentra de menor efecto que los cambios generados por la tectónica. Los ría-lagos de la región de Vinces son las evidencias más claras de deformaciones tectónicas que desvían la red actual, a veces en contra de las pendientes regionales. La historia contada por Wolf es característica de esta situación: si se corta de manera artificial el umbral tectónico que canaliza el río, se recupera el cauce antiguo como lo hizo el Río Vinces. El resultado que se aporta en este artículo, es que existe una tendencia regional a largo plazo de la transferencia de una parte del drenaje del Río Daule hacia el Río Babahoyo. Actualmente el Río Macul con su doble desagüe es emblemático de esta evolución. Su posición en la parte oeste de la Cuenca del Guayas, cerca del Río

Daule, y la tendencia observada de su migración hacia el este marca el carácter precario del interfluvio entre las dos partes de la cuenca.

Las observaciones de morfología fluvial sugieren 3 etapas en la evolución del drenaje de la cuenca: una etapa antigua (1) corresponde a un desagüe del Río Vinces hacia el Río Daule a través del Río Macul, y probablemente más tarde a través del área de El Salitre hacia el Estero Sabanilla. Una etapa siguiente (2) correspondería a un curso del Río Vinces hacia el sur, atravesando la parte este del área de El Salitre, y conectándose con el Río Babahoyo al sur de Samborondón. La etapa (3) es la red de drenaje antes del siglo 19, con la actividad del Río Vinces hacia el Río Seco de Baba. Esta etapa resulta claramente de la actividad de las fallas y umbrales de la zona de Vinces, y la formación de los ría-lagos aguas arriba de los umbrales. La orientación de estos umbrales así como la subsidencia del eje Guayaquil-Babahoyo favoreció la tendencia a la migración del drenaje hacia el este. La situación actual corresponde por el Río Vinces a un retroceso a la posición que el tenía en la etapa anterior (2), por lo menos en parte, porque la posición río abajo de este Río Vinces durante la etapa (2) es incierta. No hay por ahora elementos precisos de datación de las etapas de esta evolución. Sin embargo, existen límites: la red de drenaje se estableció después de la finalización de la transgresión post glaciaria hace aproximadamente 6500 años BP (Dumont *et al.*, 2006), y la etapa (3) se estableció antes del siglo 19, es decir que la actividad tectónica en la zona de Vinces es anterior.

La evaluación de fenómenos a escalas diferentes es un ejercicio difícil. La pregunta aquí es si la evolución a largo plazo (las tres etapas siendo producidas en un lapso de tiempo de menos de 6500 años) pueda servir para opinar sobre el futuro del islote El Palmar. A escala de años hasta decenas de años es probable que no se pueda opinar, es la escala de las variaciones climáticas a corto plazo. Pero a escala de tiempo más largo es probable que el desequilibrio entre los dos ríos, a favor del Río Babahoyo va a permanecer.

El análisis sedimentológico de los núcleos del islote da evidencia del efecto de la marea. Este efecto no es sorprendente pues el islote se encuentra en la zona del efecto de la marea, que llega hasta Samborondón en el Río Babahoyo y La Toma en el Río Daule. Sin embargo esta sedimentación de planicie de marea aparece más al norte de lo que se conoce, lo que se puede interpretar como una migración hacia el norte de la zona estuarina. La pérdida de caudal del Río Daule combinado con la tendencia a la subida del

nivel del mar, el cual puede ser más importante en los estuarios tectónicos que en las otras costas (Davis 1993) puede explicar la formación del Islote.

Lo que se observa ahora es un conjunto de elementos de corto y largo plazo, que indican una tendencia a la pérdida de caudal del Río Daule a favor del Río Babahoyo. Es difícil de decir cual es el más efectivo en la actualidad, pero el resultado parece obvio. No se consideraron en este estudio los efectos antrópicos, y dentro de ellos la represa Daule-Peripa. La construcción de una represa resulta generalmente en una reducción del caudal del río, y un estrechamiento de su cauce (Andrews, 1986; Eustis, 2006), lo que va en el mismo sentido para favorecer la formación de un islote en la confluencia con el Río Babahoyo. Al final del siglo 19 Teodoro Wolf consideraba a los ríos Daule y Babahoyo con casi igualdad de importancia, rechazando opinar si uno es tributario del otro. Al ver la confluencia actual sería difícil de opinar de la misma manera.

Conclusiones y Recomendaciones

El islote El Palmar corresponde a una planicie de marea desarrollado encima de una barra transversal, formado por la debilidad del caudal del Río Daule con respecto al Río Babahoyo. Se puede considerar esta situación como temporal. Sin embargo, la evolución a largo plazo de la red de drenaje de la Cuenca del Guayas indica una pérdida progresiva de caudal del Río Daule con respecto al Río Babahoyo. Las tendencias de esta evolución a largo plazo sugieren que el islote va probablemente a permanecer. Esta tendencia coincide también con el fenómeno global de subida del nivel del mar -con tendencia a mover la zona estuarina hacia el norte- y la tendencia tectónica de la zona a la subsidencia.

Se analizó aquí el contexto regional de la aparición del Islote El Palmar. Sin embargo, faltan datos de morfología cualitativa (análisis del drenaje, conexiones), cuantitativa (elevaciones precisas, pendientes y cambios de pendientes de los ríos, estimaciones de caudales por medidas morfológicas), y dataciones de los cursos abandonados de mayor importancia para precisar las etapas y lo que provocó estos cambios. Analizando este caso, parece que el drenaje río arriba del Islote está caracterizado por una alta inestabilidad por razones tectónicas en primer lugar, pero combinadas con las variaciones climáticas durante del Holoceno. Conocer mejor estos parámetros será una necesidad para apreciar los cambios potenciales, y mantener un desarrollo sostenible.

Referencias

- Andrews, E.D., 1986.** Downstream effects of Flaming Gorge Reservoir on the Green River, Colorado and Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 1012-1023.
- Baker, V.R., 1978.** Adjustment of fluvial system to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. In: D. Miall (Editor), *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geology, pp. 211-230.
- Baldock, J.W., 1982.** Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Esc. 1:1'000.000. Min. Rec. Nat. Energ., Quito, 10., Quito.
- Benda, L., Andras, K., Miller, D. and Bigelow, P., 2004.** Confluence effect in rivers: interaction of basin scale, network geometry, and disturbance regimes. *Water Resources Research*, 40(W05402): 15.
- Benítez, S., 1995.** Evolution géodynamique de la province côtière sud équatorienne au Crétacé supérieur Tertiaire. *Géologie Alpine*, 71: 208p.
- Benítez, S., Jaillard, E., Ordoñez, M., Jiménez, N.e. and Berrones, G., 1993.** Late Cretaceous to Eocene tectonic sedimentary evolution of southern coastal Ecuador. Geodynamics implications, Abstracts int. Symp. of Andean Geodyn., Oxford.
- Best, J.L., 1988.** Sediment transport and bed morphology at river channel confluence. *Sedimentology*, 35(3): 481-498.
- Bishop, P., 1995.** Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19(4): 449-473.
- CODIGEM, 1993.** Mapa tectono-metalogénico de la República del Ecuador, Quito.
- CODIGEM and BGS, 1993.** Mapa geológico de la República del Ecuador, escala 1/1 000 000°. British Geological Survey.
- Deniaud, Y., 2000.** Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Équatoriennes au cours du Néogène: Etude des bassins d'avant arc et bilan de masse. *Géologie Alpine*, Mémoire H.S.(32): 159.
- Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G. and Mascle, G., 1999.** Opening and

tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian Andes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Séries II A - Earth and Planetary Science*, 328(3): 181-187.

Dumont, J.F., 1991. Fluvial shifting in the Ucamara Depression, as related to neotectonics of the Andean foreland-Brazilian craton border. *Géodynamique*, 6(1): 9-20.

Dumont, J.F., 1992. Rasgos morfoestructurales de la llanura Amazónica del Perú: efecto de la neotectónica sobre los cambios fluviales y la delimitación de las provincias morfológicas. *Bulletin de l'Institut Français d'études Andines*, 21(3): 801-833.

Dumont, J.F., 1993. Lake pattern as related to neotectonics in subsiding basins: the example of the Ucamara Depression, Peru. *Tectonophysics*, 222: 69-78.

Dumont, J.F., 1996. Neotectonic of Subandes-Brazilian craton boundaries using geomorphological data: the Marañón and Beni Basins. *Tectonophysics*, 257: 137-151.

Dumont, J.F. and Fournier, M., 2000. Marquage paléoclimatique des morphologies fluviales dans les bassins tectoniques: cas du bassin subandin péruvien. In: M. Servant and S. Servant-Vildary (Editors), *Dynamique a long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. UNESCO, pp. 115-119.

Dumont, J.F., Santana, E. and Pedoja, K., 2003. Sea Cliff/Shore platform and estuaries: an overlook of the two main types of coastal morphology along the Ecuadorian active margin., IGCP 437: Coastal environmental change during sea level highstands: a global synthesis with implications for management of future coastal change, Otranto/Taranto-Puglia.

Dumont, J.F., Santana, E., Valdez, F., Tihay, J.P., Usselman, P., Ituralde, D. and Navarette, E., 2006. Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200-2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone; a case study for the effects of great subduction earthquakes. *Geomorphology*, 74: 100-123.

Dumont, J.F., Santana, E. and Vilema, W., 2005a. Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador). *Geomorphology*, 65: 223-239.

Dumont, J.F., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordonez, M., Cruz, M., Jimenez, N. and Zambrano, I., 2005b. Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puna and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). *Tectonophysics*, 399: 331-350.

Dury, G.H., 1970. General Theory of meandering valleys and underfit streams. In: G.H. Dury (Editor), *River and river terraces*. Mc Millan, London, pp. 264-275.

Eustis, B.N., 2006. Post-Dam effects on geomorphology of the Green River.

Gourou, P., 1949. Observacoes geograficas na Amazonia. *Rev. Brasil. Geogr.*

Hall, M.L. and Wood, C.A., 1985. Volcano-tectonic segmentation of the Northern Andes. *Geology*, 13: 203-207.

IGM, 1990. Babahoyo, Ecuador, Hoja NIV-SA 17-7, 1/250.000. In: E. I (Editor). Instituto Geográfico Militar, Quito.

Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G. and Mourier, T., 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during Early to Middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Geol. Soc. of London*, 147: 1009-1022.

Perillo, G.M.E. (Editor), 1995. Geomorphology and sedimentology of estuaries. *Development in Geomorphology*, 53. Eslsevier, 471 pp.

Reading, H.G. and Colinson, J.D., 1996. Clastic coasts. In: H.G. Reading (Editor), *Sedimentary environments: Process, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, pp. 154-231.

Schumm, S. (Editor), 1972. River Morphology. Benchmark papers in Geology. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, 429 pp.

Schumm, S. and Winkley, B.R. (Editors), 1994. The variability of large alluvial rivers. Am. Soc. Civil Engineers Press, NY.

Schumm, S.A., Dumont, J.F. and Holbrook, J.M., 2000. Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge University Press, Cambridge, 276 pp.

Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D. and Winkler, W., 1999. Neogene tectonic evolution and

exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics*, 307(3-4): 255-276.

Sternberg, H.O., 1950. Vales tectonicas na planicie amazonicas? *Revista Brasileira de Geografia*, 4(12): 511-534.

Weimer, R.J., Howard, J.D. and Lindsay, D.R., 1982. Tidal flats and associated tidal channels. In: P.A.S.a.D. Spearing (Editor), *Sandstone depositional environments*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp. 191-245.

Winckell, A., Zebrowski, C. and Sourdat, M., 1997. Las regiones y paisajes del Ecuador. Instituto Geografico Militar, Quito, 417 pp.

Wolf, T., 1892. Geografía y Geología del Ecuador. Tipografía de F. A. Brockhaus 1892, Leipzig, 671 pp.