

## Deslizamientos submarinos a lo largo del margen convergente del Norte de Ecuador - Sur de Colombia. Posible control tectónico

Gueorgui Ratzov<sup>1</sup>, Marc Sosson<sup>1</sup>, Jean Yves Collot<sup>1</sup>, Sébastien Migeon<sup>1</sup>, François Michaud<sup>1</sup>, Eduardo Lopez<sup>1</sup>, Yves Le Gonidec<sup>1</sup>

<sup>1</sup>GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Villefranche sur mer, France

### Resumen.

El análisis morfométrico de deslizamientos submarinos en el talud continental del margen convergente del Norte de Ecuador - Sur de Colombia provee perspectivas al respecto de riesgos naturales, incluyendo la localización de movimientos en masa, tamaño de rupturas y control de la localización. Datos batimétricos y sísmicos adquiridos en el 2005 revelan tres distintos tipos de deslizamientos submarinos potencialmente tsunamigénicos: 1) El borde del margen erosivo está caracterizada por tres escarpes semi-circulares de 5-6 Km de ancho y hasta 1500 m de alto, localmente por un área de escarpes lineales de 35 Km de largo que resultan de la imbricación de rupturas sucesivas; 2) paredes de cañones que están afectadas por cinco escarpes de hasta 500 m de alto, 3) el frente de la deformación exhibe un área potencialmente desestabilizada de 50x20 Km caracterizada por una intensa fracturación. Todas estas formas están controladas por tectónica activa. La pendiente muy abrupta es un parámetro clave que facilita el inicio de ruptura en ésta para los dos primeros tipos, y está asociada con 1) subducción de montes submarinos, 2) subsidencia relacionada con una erosión basal de la placa superior, y 3) levantamiento a lo largo de estructuras tectónicas activas. Observando el tercer tipo, el área de desestabilización esta influenciada por una intensa fracturación en la vecindad de una falla en rama (splay fault).

### Abstract.

A morphometric analysis of submarine landslides on the continental slope of north Ecuador – south Colombia convergent margin provides insights into hazards, including mass movements locations, size of failures and location control. Bathymetric and seismic data acquired in 2005 revealed three distinctive types of locations with the occurrence of potentially tsunamogenic submarine landslides: 1) the erosive margin toe is characterized by three 5-6-Km wide and up to 1500 m high semi-circular scarps. The toe is also affected by a 35-Km long area of linear scarps resulting from the imbrication of successive failures, 2) canyon walls are affected by five up to 500 m high scarps, 3) the deformation front exhibits a 50x20 Km potentially destabilized area characterized by intensive fracturation. All these features are controlled by active tectonics. Slope oversteepening is a key parameter facilitating the onset of slope failure for the two first types, and is associated with 1) seamount subduction, 2) subsidence related to basal erosion of upper plate, and 3) uplift along active tectonic structures. Regarding the third type, the destabilisation area is influenced by the intensive fracturing at the vicinity of a splay fault.

### 1. Introducción

Las rupturas en la pendiente juegan un papel principal en el transporte y distribución de los sedimentos en los márgenes continentales, moldean el piso oceánico tanto en los fondos marinos profundos como en los ambientes costeros. Estos eventos de consumo de masas representan un peligro por ejemplo, para obras de ingeniería o explotación de hidrocarburos, o en cables submarinos. Las ciudades costeras están expuestas a riesgos de tsunamis si las pendientes submarinas son afectadas por colapsos de mediana a gran escala (mayores a 5 Km de ancho) (McAdoo y Watts, 2004; von Huene et al., 1989). Una

buena comprensión de los procesos asociados con las inestabilidades submarinas y sus factores de activación es fundamental para cuantificar el peligro y mitigar el riesgo. En la actualidad, la mayoría de los estudios han sido llevados a cabo a lo largo de los márgenes pasivos (Canals et al., 2004; Evans et al., 1996) e islas volcánicas (Masson, 1996; Masson et al., 2002). Los factores de activación de los deslizamientos submarinos incluyen una rápida acumulación de sedimentos, incremento de la pendiente, exceso de presión en los poros de los sedimentos, alto esfuerzo físico relacionado con carga producida por ondas, tectónica y terremotos (Hampton et al., 1996), variaciones eustáticas del nivel del mar, y disociación de hidratos de gas (Maslin et al., 1998).

Observando los márgenes activos, mecanismos similares fueron ya reportados, siendo la actividad tectónica de particular importancia en la activación de deslizamientos submarinos a escala mediana (von Huene et al., 2000) y gigante (Collot et al., 2001; Duperret et al., 1995). El margen convergente del Norte de Ecuador – Sur de Colombia ha sido explorado en el 2005 durante la campaña AMADEUS a bordo del B/I *L'Atalante* (Collot et al., 2005), proporcionando datos originales del piso oceánico.

El objetivo principal de este artículo es mapear las áreas del margen que soportan consumo de masas. Hemos concentrado nuestro estudio en las rupturas cuyos escarpes superiores son mas grandes que 5 Km, y que pueden posiblemente generar tsunamis catastróficos (McAdoo y Watts, 2004). El segundo objetivo es delimitar mejor cuales son los parámetros que están controlando la localización y activación de los deslizamientos submarinos de mediana y gran escala en el área de estudio.

Para realizar estos objetivos, se identifica los deslizamientos submarinos usando: 1) Batimetría de barrido multi-haz (150 m de resolución excepto a lo largo del cañón Patía/Mira en donde los datos fueron reprocesados para obtener una resolución de 60 m), 2) Datos sísmicos de seis canales de la campaña Amadeus (AMA profiles), y datos sísmicos de 24 canales proporcionados por la *Agencia Nacional de Hidrocarburos* (ANH profiles), y 3) núcleos de sedimentos de fondo marino recuperado por corazonador accionado por gravedad de 10 m.

## 2. Marco Geológico

El margen activo del Norte de Ecuador - Sur de Colombia (desde 0° a 3°30'N) está localizado a lo largo del margen de subducción de las placas de Nazca y Sudamérica (Fig. 1). La tasa de convergencia hacia el Este de la Placa de Nazca es 54 mm/año (Trenkamp et al., 2002). El margen es el escenario de una intensa sismicidad con la ocurrencia en la región de cuatro de los más grandes terremotos del siglo veinte ( $M_w > 7.7$ ) (Mendoza y Dewey, 1984). La parte Norte del margen (1°30'N a 3°30'N) está caracterizada por una cuña acrecionaria cuyo ancho disminuye hacia el Sur (Collot et al., 2006; Mountney y Westbrook, 1997). En contraste, la parte Sur del margen muestra una pendiente angosta (0° a 1°30'N) relacionada con la erosión tectónica (Collot et al., 2002). La placa superior consiste de

un basamento máfico Cretácico que es sobreyacido por una serie sedimentaria Cenozoica (Jaillard et al., 1997). Costa afuera de Colombia, el talud es cortado por los cañones submarinos de Esmeraldas y Mira/Patía (Collot et al., 2005) (Fig. 1). El cañón de Esmeraldas tiene forma de V en sección transversal, cortando abruptamente el frente de la deformación, lo que indica que la erosión es actualmente activa. Los cañones de Patía, Mira y sus tributarios se caracterizan por formas en Z en plano, mientras en corte tienen forma de U, indicando que son menos activos que el cañón de Esmeraldas, al menos durante el Holoceno (Collot et al., 2005). La falla Ancón (Fig. 1) es una falla con dirección noreste, que afecta la corteza cuya actividad a largo plazo puede reflejar la tectónica de la zona sísmogénica (Collot et al., 2005).

## 3. Resultados

### 3.1 Inestabilidades en la extremidad del margen

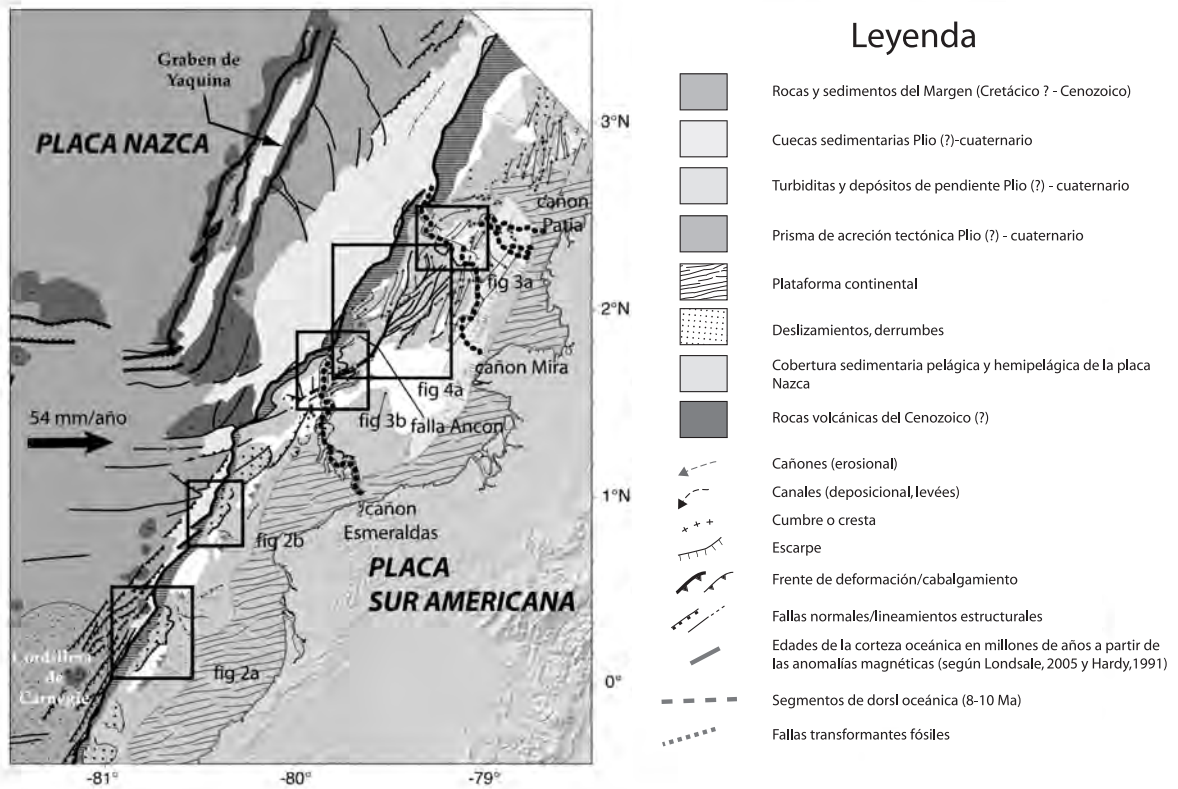
#### 3.1.1 Descripción

En la parte Sur del margen (0° a 1°30'N), el talud tiene 30 Km de ancho entre 200 y 3600 metros de profundidad. El ángulo promedio de la pendiente del talud es alrededor de 6-7°. Este estrecho talud está afectado por numerosos escarpes sub-circulares y lineales (Fig.1).

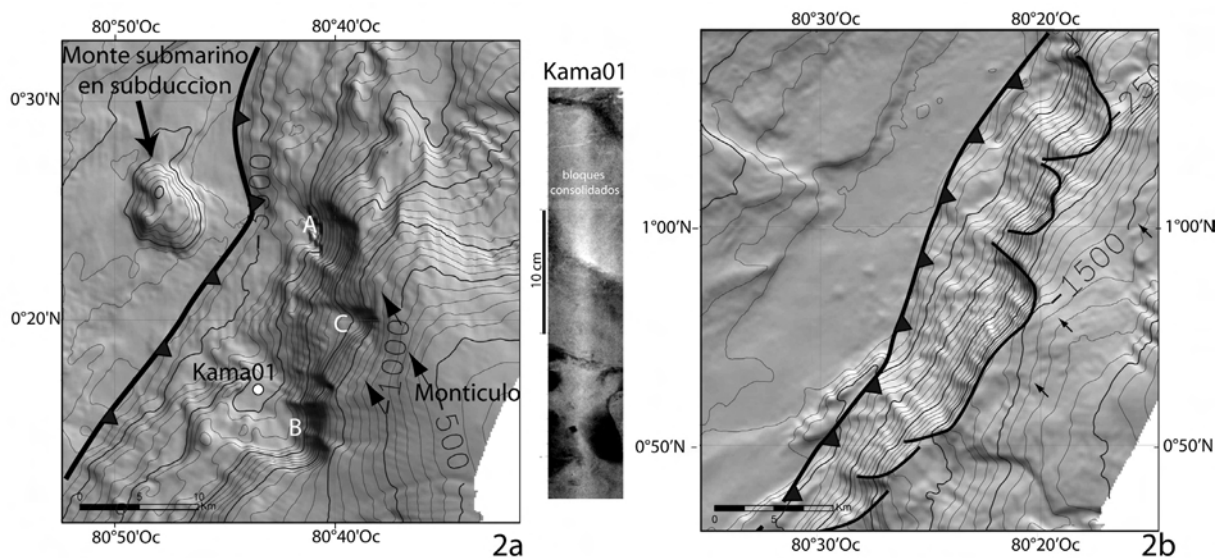
#### Escarpes Sub-Circulares

Cerca de los 0°20'N de latitud (Fig. 2a), tres escarpes semi-circulares de 5-6 Km de ancho, delinean el tope de un área desestabilizada cubriendo alrededor de 300 Km<sup>2</sup> y 22 Km de largo. Los escarpes A y B tienen alrededor de 1500 m de alto, con un ángulo de pendiente de 30°. El escarpe C está por encima de los 750 m de alto e inclinado 25° hacia el oeste.

Alineaciones arqueadas, exhibiendo una concavidad hacia la fosa dominan los escarpes (Fig. 2a). Ellas son interpretadas como marcas de movimiento de masa. Además, un montículo topográfico está presente pendiente arriba de los escarpes. El núcleo de sedimento del fondo marino KAMA01, recuperado en la base del escarpe B (Fig. 2a), consiste de bloques decimétricos de arcilla consolidada en una matriz lodosa. Estos sedimentos se han interpretado como el resultado de una acumulación controlada por flujos de escombros.



**Figura 1.** Mapa estructural del margen norte de Ecuador - sur de Colombia. La flecha negra corresponde al vector de convergencia de las placas Nazca-Sudamérica derivado del estudio de GPS de Trenkamp et al. (2002). Los rectángulos negros muestran la localización de las visualizaciones batimétricas de las áreas de desestabilización. Las líneas de puntos gruesos muestran los sistemas de cañones submarinos (modificado de Collot et al., 2006).



**Figura 2.** Mapas batimétricos de las rupturas en el borde extremo del margen. El intervalo de las curvas de nivel batimétricas es 100 m, el tamaño de la malla es de 150 m. Las flechas negras muestran alineaciones paralelas a los escarpes. (A) Área de escarpes circulares: los escarpes son nombrados como A, B, y C. Kama 01 es una imagen de rayos X del núcleo de sedimentos del fondo marino KAMA01, del cual se identificaron facies de flujo de escombros. (B) Área de escarpes lineales: las líneas en negrita muestran los escarpes. Los escarpes imbricados en la esquina SW dibujan una forma lineal general de los escarpes.

## Escarpes Lineales

Aproximadamente a  $0^{\circ}55'N$  de latitud, una sección del talud de 35 Km de largo está afectada por escarpes lineales de más de 2000 m de alto (Fig. 2b). Estos están caracterizados por un brusco cambio de pendiente, con un ángulo de buzamiento que se incrementa desde  $6$  a  $25^{\circ}$ . A partir del análisis del mapa batimétrico (Fig. 2b), hemos interpretado la forma lineal de los escarpes como el resultado de varios escarpes imbricados a pequeña escala que corresponden a sucesivos eventos de deslizamiento. Lineaciones paralelas a la dirección principal de los escarpes están también presentes en la parte superior del talud (Fig. 2b). Ellas pueden corresponder a fallas normales secundarias debido al colapso del margen o a posibles estructuras de movimiento de masas.

### 3.1.2 Control de las inestabilidades en el borde del Margen.

El origen de los escarpes sub-circulares está interpretado como el resultado de la subducción de los montes submarinos (Collot et al., 2005). Las formas en escotadura y la presencia de montículos batimétricos hacia la tierra al respecto de los escarpes son similares a aquellos descritos a lo largo del margen de Costa Rica y asociados sin ambigüedad con la subducción de montes submarinos (von Huene et al., 2000). Modelos de cajas de arena muestran, también morfologías similares en respuesta del fondo marino a la subducción de los montes submarinos (Domínguez et al., 1998). Ésta interpretación es soportada por la presencia de montes submarinos alineados en la placa de Nazca que están en procesos de subducción a pocos kilómetros en frente de los escarpes (Fig. 2a).

Los escarpes lineales están localizados en la base del margen erosivo (Collot et al., 2002). Sus formas no fueron probablemente creadas por la subducción de un monte submarino porque escotaduras o montículos topográficos no están presentes hacia atrás de los escarpes. La erosión tectónica es usualmente responsable de la subsidencia del margen, como fue documentado costa afuera de Japón (Lallemant et al., 1992), o Perú (Sosson et al., 1994). En tal contexto tectónico, la pendiente inferior es permanentemente incrementada y muestra rupturas (von Huene y Culotta, 1989). La pendiente excesiva del talud continental es probablemente el principal factor que conduce a la desestabilización de los depósitos de talud, mientras la sismicidad recurrente de alta magnitud es considerada para ser el principal activador de la ruptura de las masas de sedimentos.

## 3.2 Rupturas en las paredes de los cañones

### 3.2.1 Descripción

#### El sistema de cañones Patía/Mira

Tres principales deslizamientos (S1 a S3) (Fig.3a) están localizados cerca de la confluencia entre los dos cañones:

**S1:** Un escarpe sub-rectangular (8.5x5 Km visto en el mapa y 500 m de alto) es localizado en la curva brusca del cañón de Patía (Fig. 3a). Bloques hectométricos están localizados dentro del cañón de Patía, pendiente abajo del escarpe. Estos depósitos pueden ser considerados como una avalancha de bloques (S1) de acuerdo con la clasificación de Mulder and Cochonat (1996). La longitud de la morfología áspera del piso marino del eje del cañón por debajo del escarpe nos conduce a estimar una distancia de recorrido de 18 Km para la avalancha. Los bloques deslizados en el eje del cañón formaron una represa que bloqueó el suministro de sedimentos y causó un relleno del cañón (Fig. 3a-3c). Esta represa aún existe y tiene expresión, con una altura de 30 m por encima del piso del cañón.

**S2:** La línea sísmica ANH2800 muestra reflectores inclinados a lo largo de un plano de deslizamiento en la pared Este del cañón de Patía (Fig. 3a). Los reflectores están sin perturbación al menos en la parte cercana al plano de deslizamiento, pero llegan a ser perturbados y pierden coherencia a medida que se alejan. Esta estructura (S2) es por lo tanto interpretada como resultado de un deslizamiento rotacional (rotational slump) que evoluciona posiblemente como un flujo gravitacional (lodo?). Su distancia de recorrido es alrededor de 11 Km, pero debe ser más grande porque los depósitos en el eje del cañón deben haber sido erosionados por el evento posterior S1 que lo recubrió. El escarpe asociado con el deslizamiento (slump) S2 está enterrado por debajo del relleno del cañón (Fig. 3c).

**S3:** Un escarpe en forma de anfiteatro de 12 Km de ancho, y de 100 a 200 m de alto, está localizado en la confluencia de los cañones Mira y Patía (Fig. 3a). Datos de Sísmica de Reflexión (Fig. 3d) (ANH2600) muestran material débilmente deformado en el extremo del escarpe. Los reflectores no están inclinados, y la relación de Skempton  $h/l$  entre la profundidad  $h$  y la longitud  $l$  del deslizamiento (0,04) es más bajo que 0,15. Esto permite interpretar a S3 como un

deslizamiento traslacional (Mulder and Cochonat, 1996). La distancia recorrida por el deslizamiento no está claramente establecida, pero no excede más que algunas centenas de metros. El deslizamiento y el escarpe son enterrados bajo los depósitos de diques sedimentarios (levée) mas jóvenes que suaviza el relieve pre-existente (Fig. 3d).

### Cañón de Esmeraldas

La parte distal del Cañón de Esmeraldas es lineal y orientado oblicuamente al margen (Fig. 3b). Sus paredes tienen hasta 1000 m de alto. Dos escarpes de 10-12 Km de ancho están presentes a lo largo del borde derecho del Cañón (Fig. 3b). Ellos tienen 400 m de alto, con un ángulo de pendiente de 30°. La distancia recorrida del material deslizado no puede ser estimada.

### 3.2.2 Control de rupturas en las paredes del Cañón

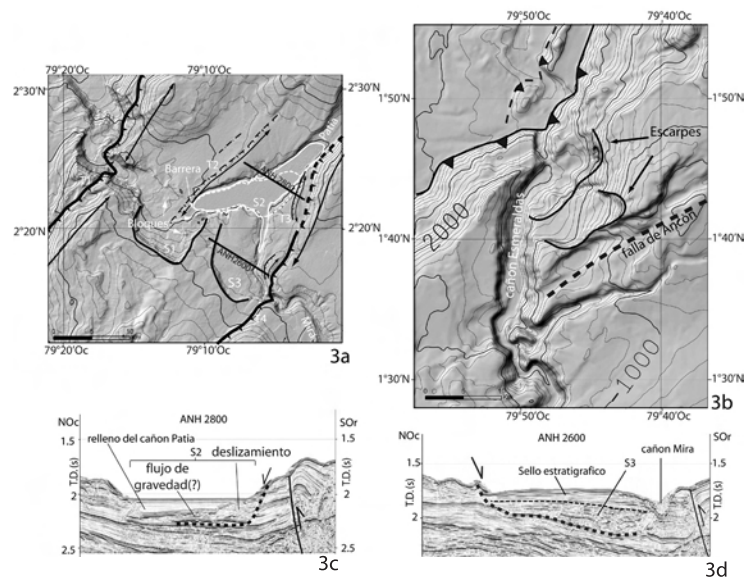
Las paredes del Cañón están desestabilizadas por el exceso local de la pendiente generada por una fuerte incisión axial. Sin embargo, los deslizamientos submarinos evidenciados en las paredes del Cañón ocurren en localizaciones específicas:

Los cañones Patía y Mira tienen ambos un complejo patrón de canal controlado por el crecimiento de cabalgamientos y pliegues activos

(Collot et al., 2005) mayormente paralelos al margen. Ellos se unen en una cuenca de pendiente localizada entre estas estructuras. Cuatro cabalgamientos (T1 a T4) (Fig. 3a) son responsables para el levantamiento de altos topográficos bordeando la cuenca. S2 ocurre directamente en frente de los cabalgamientos activos T3 y T4 donde el piso marino presenta localmente un exceso de pendiente. La Falla Ancón, interpretada como una falla en rama (Collot et al., 2004) corta perpendicularmente el eje del Cañón de Esmeraldas y forma un anticlinal (Fig. 3b). La ubicación de los escarpes de deslizamiento corresponde al flanco más inclinado del anticlinal activado por la falla en rama.

Estas series de escarpes están localizadas en frente o encima de las estructuras activas. Es por esto que hemos considerado que estas estructuras pueden jugar un papel en la localización de los deslizamientos ya que localmente incrementan la pendiente del piso marino.

Un escarpe sub-rectangular como S1 no es usual para una ruptura gravitacional. Sus paredes noroeste y sureste son paralelas a la dirección de los cabalgamientos activos (Fig. 3a). En consecuencia creemos que la dirección de estas paredes está tectónicamente controlada, principalmente por un patrón estructural que se desarrolló paralelamente a las estructuras tectónicas.



**Figura 3.** Mapa batimétrico de los escarpes de las paredes de los cañones. El intervalo de las curvas de nivel batimétricas es 100 m, el tamaño de la malla es de 60 m para la Fig. 3a, 150 m para la Fig. 3b. Las líneas negras gruesas muestran los escarpes. (A) Rupturas en las paredes de los cañones Patía y Mira. T1 y T4 son cabalgamientos activos. S1 hasta S3 son deslizamientos. La línea discontinua blanca muestra el límite enterrado de S2. La línea blanca gruesa muestra el relleno del Cañón Patía debido a la represa. (B) Rupturas en las paredes del Cañón de Esmeraldas. La línea discontinua gruesa muestra la localización de la Falla Ancón. (C) y (D) secciones sísmicas multi-canales ANH2800 y ANH2600 a través de la zona de confluencia de los cañones. Las secciones están localizadas en la Figura 3(a).

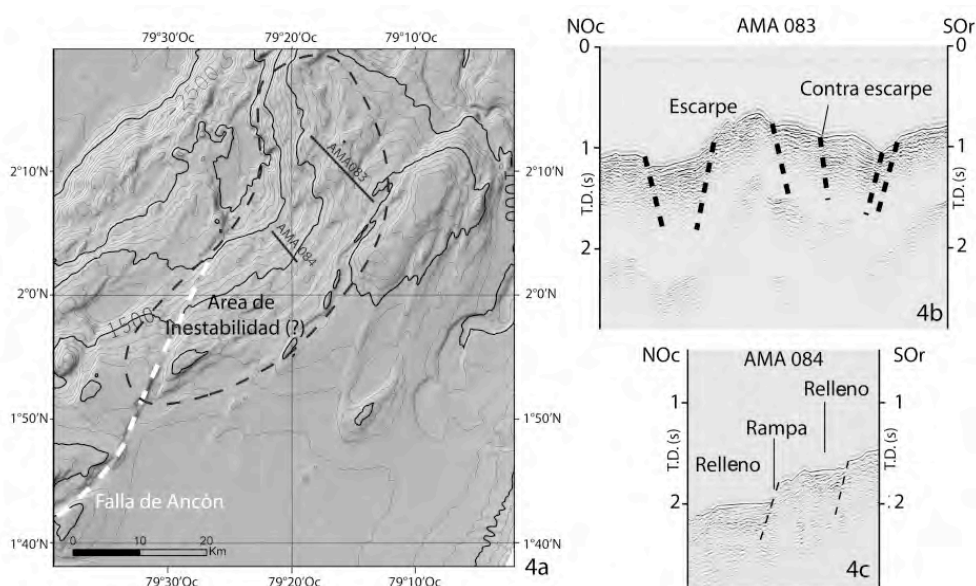
La pared Suroeste del escarpe es paralela al Cañón. Una fuerte erosión que está ocurriendo en la base del flanco cóncavo del codo del Cañón ha incrementado fuertemente el ángulo de la pendiente, y por lo tanto ha facilitado la ocurrencia de S1. En consecuencia, en esta área, la fuerte pendiente está también acentuada por la elevación tectónica.

### 3.3 Aspectos de la falla ancón

#### 3.3.1 Descripción

En la prolongación de la Falla Ancón (Collot et al., 2004), un área de 50x20 Km

localizada en el frente de la deformación está caracterizada por la presencia de cordilleras arqueadas hacia la pendiente (Fig. 4) que consiste de escarpes y contra escarpes orientados al Este y al Oeste. Los escarpes definen una morfología como de escalera bajando hacia el Oeste. Datos de Sísmica de Reflexión muestran que los escarpes están asociados a fallas normales sub-verticales afectando la cobertura sedimentaria (Fig. 4b-4c). Algunas de las superficies planas, corresponden a pequeñas cuencas sedimentarias, con relleno que muestran estructuras de abanicos (Fig. 4c). Además, el tamaño del área abarca toda la pendiente.



**Figure 4.** Mapas batimétricos y perfiles de sísmica de reflexión multi-canales a través de una posible área gigante de desestabilización. El intervalo de las curvas de nivel batimétricas es 100 m, el tamaño de la malla es de 150 m. La línea discontinua negra muestra el área de posible desestabilización. La línea discontinua blanca muestra la ubicación de la Falla Ancón.

#### 3.3.2 Control estructural

La red de fallas sugiere que el área puede ser una estructura de cola de caballo asociada a la Falla Ancón. Sin embargo, el área de estudio tiene características geomorfológicas cercanas a deformaciones gravitacionales de pendientes profundamente enraizadas (Deep-Seated Gravitational-Slope Deformation, DSGSD) como está documentado en tierra en los cinturones de montañas (Agliardi et al., 2001; Di Luzio et al., 2004). Estas características son: la presencia de escarpes y de contra escarpes, y de estructuras arqueadas mirando pendiente abajo. La fuerte inclinación de las fallas sugiere que ellas son estructuras profundamente

enraizadas, pero la pobre penetración sísmica previene una estimación de su extensión. La Falla Ancón es probablemente responsable del intenso fallamiento del área, permitiendo la deformación gravitacional en las fracturas asociadas a la falla.

### 1. Conclusiones

En el margen activo del Norte de Ecuador-Sur de Colombia, rupturas submarinas de escala media (5-10 Km) a grande (50 Km) han sido observadas 1) en la punta del pie del margen erosivo (escarpes lineales y sub-circulares), 2) a lo largo de las paredes de cañones (escarpes de escala media), 3) en la vecindad de la Falla Ancón (desestabilización del margen a gran escala).

*Parámetros de desestabilización:*

- En la punta del pie del margen, los parámetros evidenciados que controlan la localización de las inestabilidades de la pendiente y la fuerte pendiente del margen son tectónicamente controlados. El incremento de la pendiente está asociado a la subducción de los montes submarinos, y a la fuerte subsidencia del margen causado por la erosión basal de la placa superior.

- En las paredes de los cañones, la fuerte pendiente está asociada al levantamiento a lo largo de los cabalgamientos activos. La fuerte incisión del Cañón es un parámetro que puede también debilitar las paredes de éste y generar colapsos. Sin embargo, no es el único factor en las paredes del Cañón, ya que las rupturas están principalmente localizadas a lo largo de estructuras activas. Los dos parámetros son considerados de actuar juntos.

- En el antearco, el área de 50 Km de ancho que puede soportar una lenta deformación gravitacional profundamente enraizada está localizada en la prolongación de una falla cortical mayor afectada por una intensa fracturación. En este caso el patrón estructural controla la desestabilización del margen.

Los parámetros de activación no pueden ser establecidos ciertamente, pero el incremento de la pendiente del piso oceánico por la tectónica está facilitando la desestabilización. Sacudidas del terreno inducidas por terremotos son también sugeridas para la activación de las rupturas de los deslizamientos.

**Agradecimientos.** Agradecemos al Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD), a los programas franceses GDR-Marges y ECOS-NORD por los fondos provistos para esta investigación, y a la tripulación del B/I L'Atalante del IFREMER y GENAVIR por su soporte logístico durante la campaña AMADEUS. Agradecemos a la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) de Colombia por proveernos de los perfiles sísmicos. También agradecemos al Dr. Lies Loncke y Dr. Geoffroy Lamarche por su rápida y constructiva revisión. Esta es una contribución del GDR-Marges n°2175.

Este artículo fue publicado en « Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J.-Y., Migeon, S., Michaud, F., Lopez, E. and Gonidec, Y., 2007. Submarine Landslides Along The North Ecuador–South Colombia Convergent Margin: Possible Tectonic Control. In: V. Lykousis, D. Sakellariou and J. Locat (Editors), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer Netherlands, pp. 47-55. ». La traducción del inglés al español fue hecho con la permisión de Springer Science and Business Media.

**Referencias**

Agliardi, F., Crosta, G., y Zanchi, A., Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics, *Engineering Geology*, 59, 83-102, 2001.

Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J. L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Hafliadason, H., Imbo, Y., Laberg, J. S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D. G., Sultan, N., Trincardi, F., y Bryn, P., Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project, *Marine Geology*, 213, 9-72, 2004.

Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M. A., y Operto, S., Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismogenic zone, EOS Transactions, *American Geophysical Union*, 83, 189-190, 2002.

Collot, J.-Y., Legonidec, Y., Michaud, F., Marcaillou, B., Alvarado, A., Ratzov, G., Sosson, M., Lopez, E., Silva, P., y INOCAR, y.e.p.c.y.t.d., Mapas del margen continental del Norte de Ecuador y del Suroeste de Colombia: Batimetría, Relieve, Reflectividad Acústica e Interpretación Geológica, Publicación IOA-CVM-03-Post, 2006.

Collot, J.-Y., Migeon, S., Spence, G., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.-L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun, J.-F., Sosson, M., y Pazmiño, A., Seafloor margin map helps in understanding subduction earthquakes, EOS Transactions, *American Geophysical Union*, 86, 464-466, 2005.

Collot, J.-Y., Lewis, K., Lamarche, G., y Lallemand, S., The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106, 19271-19297, 2001.

Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M. A., y Spence, G. Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador–southwest Colombia margin, *J. Geophys. Res.*, 109, B11103, doi:10.1029/2004JB003060, 2004.

Di Luzio, E., Saroli, M., Esposito, C., Bianchi-Fasani, G., Cavinato, G. P., y Scarascia-Mugnozza, G., Influence of structural framework on mountain slope deformation in the Maiella anticline (Central Apennines, Italy), *Geomorphology*, 60, 417-432, 2004.

Dominguez, S., Lallemand, S., Malavieille, J., y von Huene, R., Upper plate deformation associated with seamount subduction, *Tectonophysics*, 293, 207-224, 1998.

Duperret, A., Bourgois, J., Lagabrielle, Y., y Suess, E. Slope instabilities at an active continental margin: large-scale polyphase submarine slides along the northern Peruvian margin, between 5 [degree sign]S and 6 [degree sign]S., *Marine Geology*, 122, 303-328, 1995.

Evans, D., King, E. L., Kenyon, N. H., Brett, C., y Wallis, D., Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway, *Marine Geology*, 130, 281-292, 1996.

Hampton, M. A., Lee, H. J., y Locat, J., Submarine Landslides, *Review of Geophysics*, 34, 33-59, 1996.

Jaillard, E., Benítez, S., y Mascle, G. H., Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-equatorienne en relation avec l'évolution géodynamique, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168, 403-412, 1997.

Lallemand, S. E., Schnurle, P. S., y Manoussis, S. Reconstruction of subduction zone paleogeometries and quantification of upper plate material caused by tectonic erosion, *Journal of Geophysical Research*, 97, 217-239, 1992.

- Maslin, M., Mikkelsen, N., Vilela, C., y Haq, B., Sea-level –and gas-hydrate–controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan, *Geology*, 26, 1107-1110, 1998.
- Masson, D. G., Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands, *Geology*, 24, 231-234, 1996.
- Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., Urgeles, R., Mitchell, N. C., Le Bas, T. P., y Canals, M., Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth-Science Reviews*, 57, 1-35, 2002.
- McAdoo, B. G., y Watts, P., Tsunami hazard from submarine landslides on the Oregon continental slope, *Marine Geology*, 203, 235-245, 2004.
- Mendoza, C., y Dewey, J. W., Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 577-593, 1984.
- Mountney, N. P., y Westbrook, G. K., Quantitative analysis of Miocene to recent forearc basin evolution along the Colombian margin, *Basin Research*, 9, 177-196, 1997.
- Mulder, T., y Cochonat, P., Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 43-57, 1996.
- Sosson, M., Bourgois, J., y Mercier de Lépinay, B., Seabeam and deep-sea submersible Nautilie surveys in the Chiclayo canyon off Peru (7°S): subsidence and subduction-erosion of an Andean-type convergent margin since Pliocene times, *Marine Geology*, 118, 237-256, 1994.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, H. P., Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157-171, 2002.