

El karst submarino de mega depresiones circulares de la Cordillera de Carnegie (Ecuador): posible origen por disolución submarina.

François Michaud¹, Nelson Pazmiño², Jean-Yves Collot¹

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

²Instituto Oceanográfico de la Armada, INOCAR, Guayaquil, Ecuador

Resumen.

Dentro del tema de discusión actual sobre el clima, grandes esfuerzos se han realizado para evaluar el rol del océano en el intercambio global de CO₂. Esto requiere un sólido conocimiento de los complejos procesos implicados en el sistema de los carbonatos marinos, tal como lo contemplan los balances para la producción y la disolución de carbonatos marinos bajo diferentes regímenes oceánicos. Los datos de batimetría multihaz registrados sobre los flancos de la Cordillera de Carnegie (Ecuador) durante la campaña SALIERI (del B/I SONNE), muestran, entre los 1500 y 2700 m de profundidad, zonas esparcidas de campos de depresiones circulares cerradas de más de 300 m de profundidad y de 2 a 3 Km de diámetro. Estas estructuras circulares espectaculares afectan la cobertura sedimentaria calcárea (creta) de cerca de 500 m de espesor que recubre los flancos de la Cordillera. La puesta en evidencia de los campos de depresiones circulares sobre una vasta escala permite interrogarse sobre su origen y su edad. Dentro de las diferentes hipótesis (vesículas o pockmarks gigantes, recubrimiento sedimentario de la morfología del basamento volcánico,...) el modelo más aceptable es aquel de una disolución submarina controlada y modulada por los factores propios de la Cordillera, favoreciendo el desarrollo de campos de depresiones circulares en los carbonatos.

Abstract.

In the focus of the ongoing climate discussion, large efforts have been to evaluate the role of the ocean in the global exchange of CO₂. This requires a solid knowledge of the complex processes involved in the marine carbonate system, as does developing budgets for marine carbonate production and dissolution under different oceanic regimes. During the SALIERI cruise (2001) offshore Ecuador, multibeam bathymetry was collected (R/V SONNE). The most conspicuous features discovered on the Carnegie Ridge are fields of sub-circular steep-sided, closed depressions distributed along the ridge northern and southern flanks at depths of 1500 to 2700 m. These circular depressions are 1-4 km wide and typically 100-300 m deep. The depressions were carved into the ridge sedimentary blanket which is wholly carbonated (more than 500 m of nanofossil chalk ooze and chalk) and dated from upper Miocene to upper Pleistocene. From conventional bathymetry, the circular depressions were previously mistaken with canyons and gullies and the hypothesis of their erosional origin in relation to either a past emergence of the ridge or bottom currents was initially proposed. Several alternative hypothesis can be proposed. A pockmark origin due to gas release seems unreasonable in view of the dimension of the depressions, the depositional environment and the homogeneity of the sediment. The circular depression do not seem to be related to the volcanic basement topography but we cannot exclude a structural control by the faults of the Carnegie Ridge basement. Underwater carbonate dissolution is an alternative hypothesis for the origin of the closed depression.

1. Introducción

Si los campos de depresiones circulares son relativamente clásicos en tierra, el modelo cárstico presenta buenos ejemplos de estos con sus campos de dolinas, siendo diferente bajo el mar. Los campos conocidos de depresiones circulares submarinas están localizados sobre las plataformas y los márgenes continentales. Bajo una débil capa de agua, sobre las plataformas carbonatadas, las dolinas que ahora están sumergidas son bien conocidas bajo el término de «huecos azules» (blue holes) (Backshall et al., 1979).

Bajo capas de agua más importantes, las depresiones circulares han sido atribuidas a la circulación de agua procedente del continente vecino como por ejemplo en Florida (Land et al., 1995); los campos de depresiones circulares o “pockmarks” son atribuidos a la acción de la circulación y de expulsiones de fluidos (Paull et al., 2002). Al pie de los márgenes continentales, la sobrecarga sedimentaria sobre un nivel “móvil” puede originar la formación de centros de deposición de forma circular: este es el caso al pie de los deltas profundos del Mississippi (Diegel et al., 1995) o del Níger (Davies, 2003).

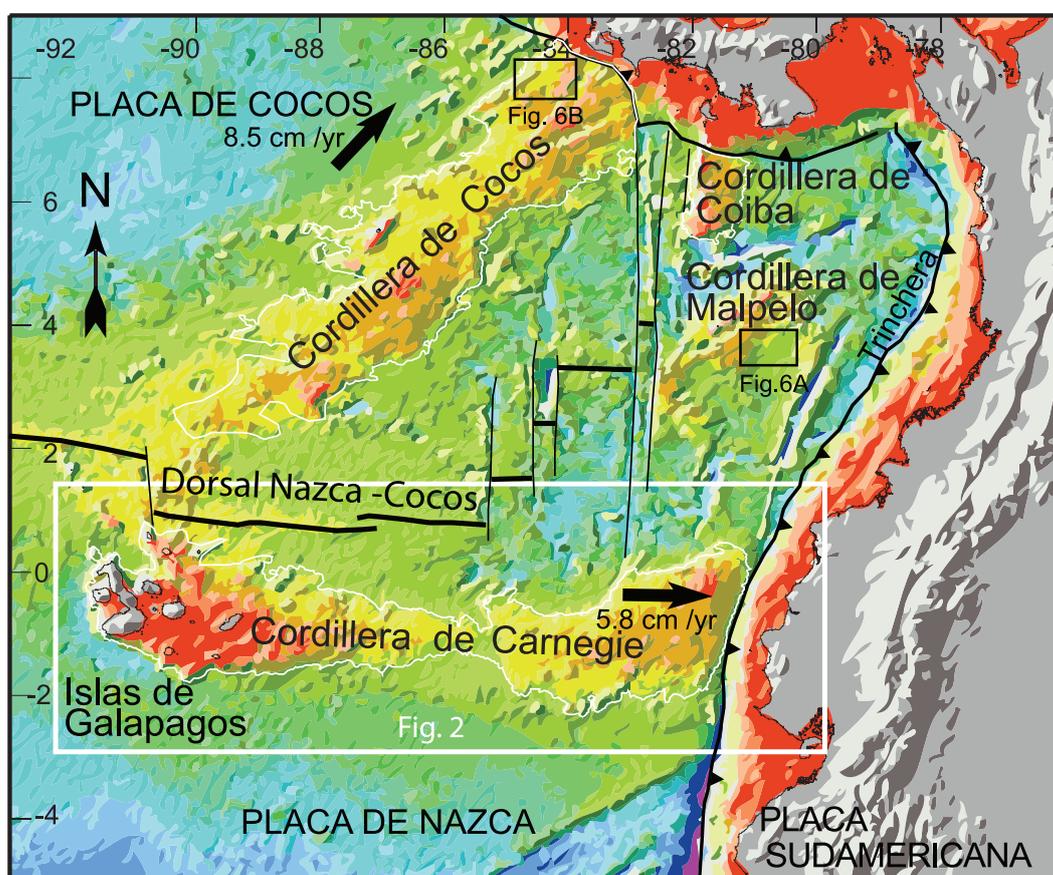


Figura 1. Marco geodinámico de la Cordillera de Carnegie. Las flechas negras indican los movimientos relativos de las placas de Nazca y Cocos en relación a la placa Sudamericana considerada como fija. Las líneas blancas corresponden a la isóbata 2300 m.

Localizados en dominio oceánico, lejos de toda influencia continental importante las cordilleras de Carnegie, Cocos, y Malpelo están situados en un contexto geodinámico muy diferente a las situaciones anteriormente descritas. Las Cordilleras de Carnegie, Cocos y Malpelo (Fig.1) son plataformas oceánicas que resultan de la interacción desde el Mioceno hasta la actualidad entre el Punto Caliente de Galápagos y

la dorsal Nazca-Cocos (Hey, 1977; Lonsdale, 1978; Sallares y Charvis, 2003). Sobre los flancos de estas cordilleras, la cobertura sedimentaria carbonatada (Van Andel et al., 1973; Lonsdale y Malfait; 1976; Heezen y Rawson, 1977), presenta campos de depresiones enigmáticas. La geometría de estas depresiones permite interrogarse sobre la existencia de un relieve cárstico y sobre su origen.

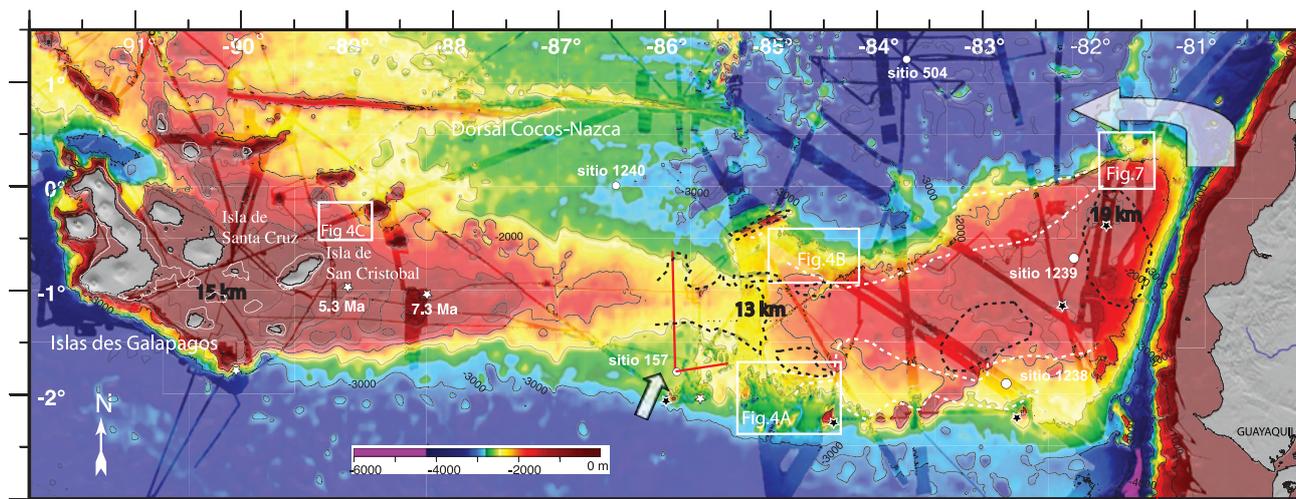


Figura 2. La Cordillera de Carnegie (datos de batimetría de la NGDC (colores pálidos) + multihaz (colores vivos). Estrellas blancas (Christie, 1992) o estrellas negras (Werner y Hoerle, 2003) = dragas de cantos rodados de rocas volcánicas expuestas al aire libre y/o de rocas sedimentarias de poca profundidad; en líneas blancas punteadas: límite de las zonas donde los campos de depresiones circulares son observados; en líneas negras punteadas: límite de las zonas sin sedimentos. La isobata -120m es trazada en blanco alrededor de las islas Galápagos. Valores en kilómetros = espesores corticales según Sallares y Charvis (2003). Las líneas rojas corresponden a los perfiles sísmicos de la figura 5 (Pazmiño, 2004). Las flechas blancas indican la dirección de las corrientes de fondo reconocidas en el sector (según Pazmiño, 2005). Círculos blancos = sitios perforados (figura modificada según Michaud et al., 2005).

2. Descripción de los campos de depresiones circulares submarinas.

2.1 La zona de descubrimiento: la Cordillera de Carnegie

La Cordillera de Carnegie se extiende desde las Islas Galápagos hasta la fosa de subducción sudamericana a la latitud del Ecuador (Fig. 2), en la zona de alta productividad ecuatorial. Está compuesta de dos ramales separados por un bajo topográfico (2300 m de profundidad). El ramal occidental soporta las Islas Galápagos. El ramal oriental culmina a menos de 700 metros de profundidad en la proximidad de la fosa de subducción. Esta bordeado en su flanco Sur por una serie de montes submarinos con cima plana.

La cobertura sedimentaria de la Cordillera de Carnegie ha sido perforada en su flanco Sur, en el Sitio 157 del Trayecto DSDP 16 (Van Andel et al., 1973) y más recientemente en el 2002 en su parte oriental en los Sitios 1238 y 1239 (Fig. 2) del Trayecto 202 (Leg 202 Preliminary report, 2003). Las partes tope de la Cordillera no presentan sedimentos detectables en sísmica vertical (Collot et al., 2001; Pazmiño, 2004). La cobertura de los flancos comprende principalmente carbonatos de edad Miocena superior a Pleistoceno superior (Fig. 3): 86 m de alternancia de creta y de « cherts » recubierto por 345m de creta en el Sitio 157 del Trayecto DSDP 16; 470m y 512m en los Sitios 1238 y 1239 respectivamente de sedimentos pelágicos conteniendo de 70% a 80% en promedio de carbonatos (67 m de alternancia de creta y de « cherts » y 403m de creta en el Sitio 1238).

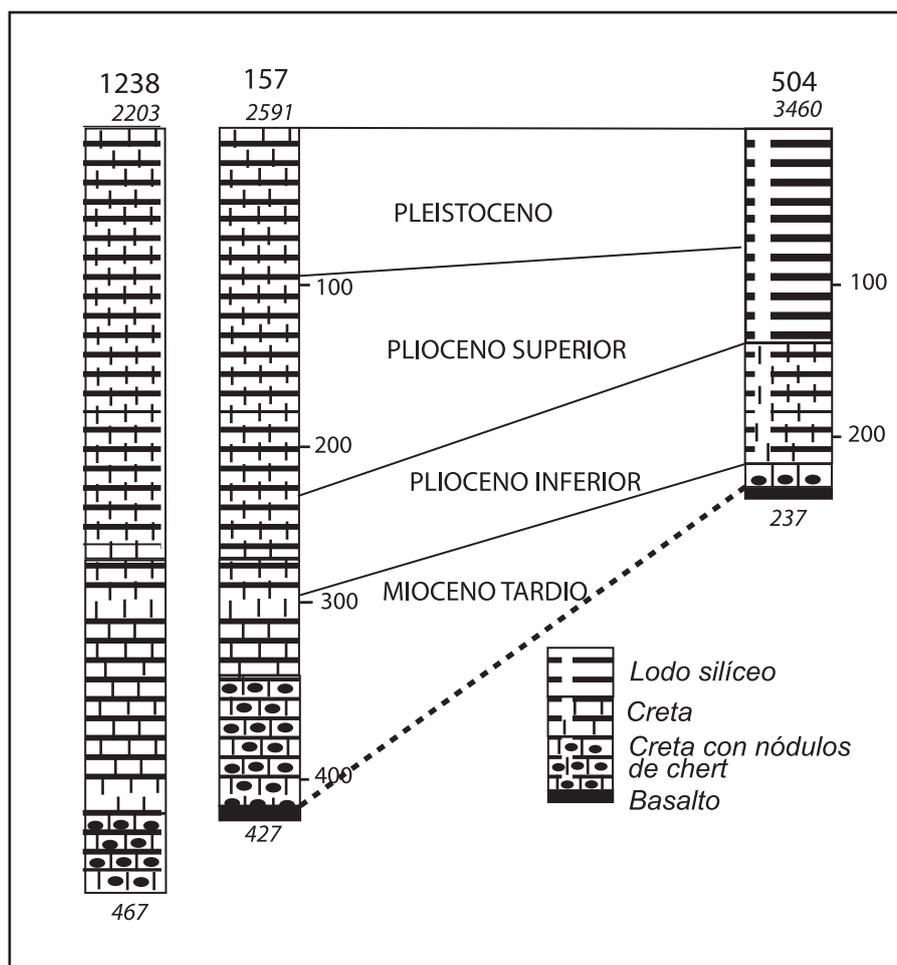


Figura 3. Litología y estratigrafía de los Sitios 157 (DSDP 16) y 1238 (ODP 202) sobre la Cordillera de Carnegie, y 84 (DSDP 69) (según Heath y Van Andel, 1973, modificado) localización del Sitio 157 sobre la Figura 2. La sucesión litológica en el Sitio 1238 (ODP 202, localización Figura 2) sobre el flanco sur de la Cordillera de Carnegie es similar a aquella del Sitio 157 (en la base 86 m de alternancia de cretas/cherts en el Sitio 157 para un espesor total de 437m; 67m en el Sitio 1238 para un espesor total de 470 m). El sitio 504 en la Cuenca de Panamá muestra que cuando la profundidad aumenta la sedimentación es menos carbonatada.

2.2 Descripción de los campos de depresiones circulares

Los datos de batimetría Multihaz recolectados sobre la Cordillera de Carnegie durante la campaña SALIERI muestran zonas esparcidas de depresiones circulares cerradas, de 2 a 3 Km de diámetro, con profundidades de algunas centenas de metros (350 m para las más profundas), y que están distribuidas sobre los flancos de la Cordillera de Carnegie entre los 1500 y 2700 m de profundidad (Fig. 4). Estas estructuras circulares con paredes abruptas son excavadas en la cobertura sedimentaria carbonatada que recubre los flancos de la Cordillera.

Un análisis morfológico (medidas del diámetro y de la cavidad de las depresiones en relación con la profundidad) realizada con los datos multihaz disponibles, muestra que las depresiones más profundas están situadas bajo la columna de agua que es la más importante. Por el contrario no parece existir una relación entre el diámetro de la depresión y su localización (Chabert et al., 2002; Michaud et al.; 2005). Datos multihaz recolectados al Nor-Este de la isla de San Cristóbal (Fig. 1) muestran campos de depresiones circulares de una profundidad que va hasta los 200m (Fig. 4C). La mayor parte de los autores (Van Andel et al., 1973) han mencionado cañones o valles, ante la ausencia de datos multihaz que no han permitido cartografiar en el detalle tales estructuras

circulares (Fig. 5). Finalmente, muy localmente, Lonsdale y Malfait (1976) y Lonsdale (1977) señalan depresiones cerradas que son atribuidas a figuras de disolución submarina favorecidas por corrientes de fondo.

Campos de depresiones son también señalados sobre los flancos de las cordilleras de

Malpelo (Lonsdale y Fornari, 1980) y Cocos (Heezen y Rawson, 1977), (Fig. 6). Por último, mucho más al oeste (entre 140°W y 110°W de longitud), depresiones aisladas son mencionadas a lo largo de la línea ecuatorial (Moore et al., 2007; Bekins et al., 2007), en donde los sedimentos carbonatados son los más densos (>300 m) y subraya la zona de alta productividad (Fig. 7).

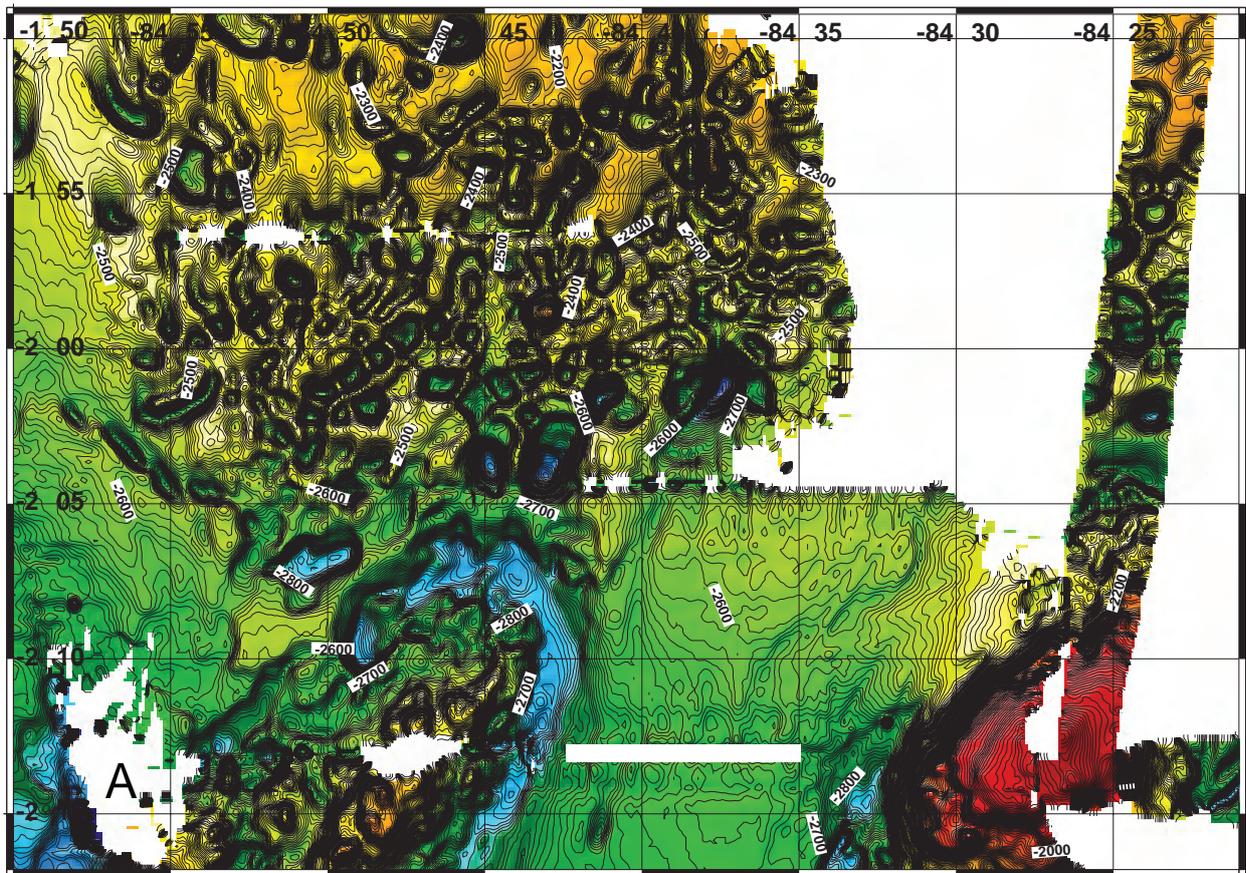


Figura 4(A). Batimetría (Campañías Salieri y Paganini 3 del B/I Sonne) mostrando un campo de depresiones circulares sobre el flanco Sur de la Cordillera de Carnegie (curvas de nivel cada 10 m) (Localización Figura 2).

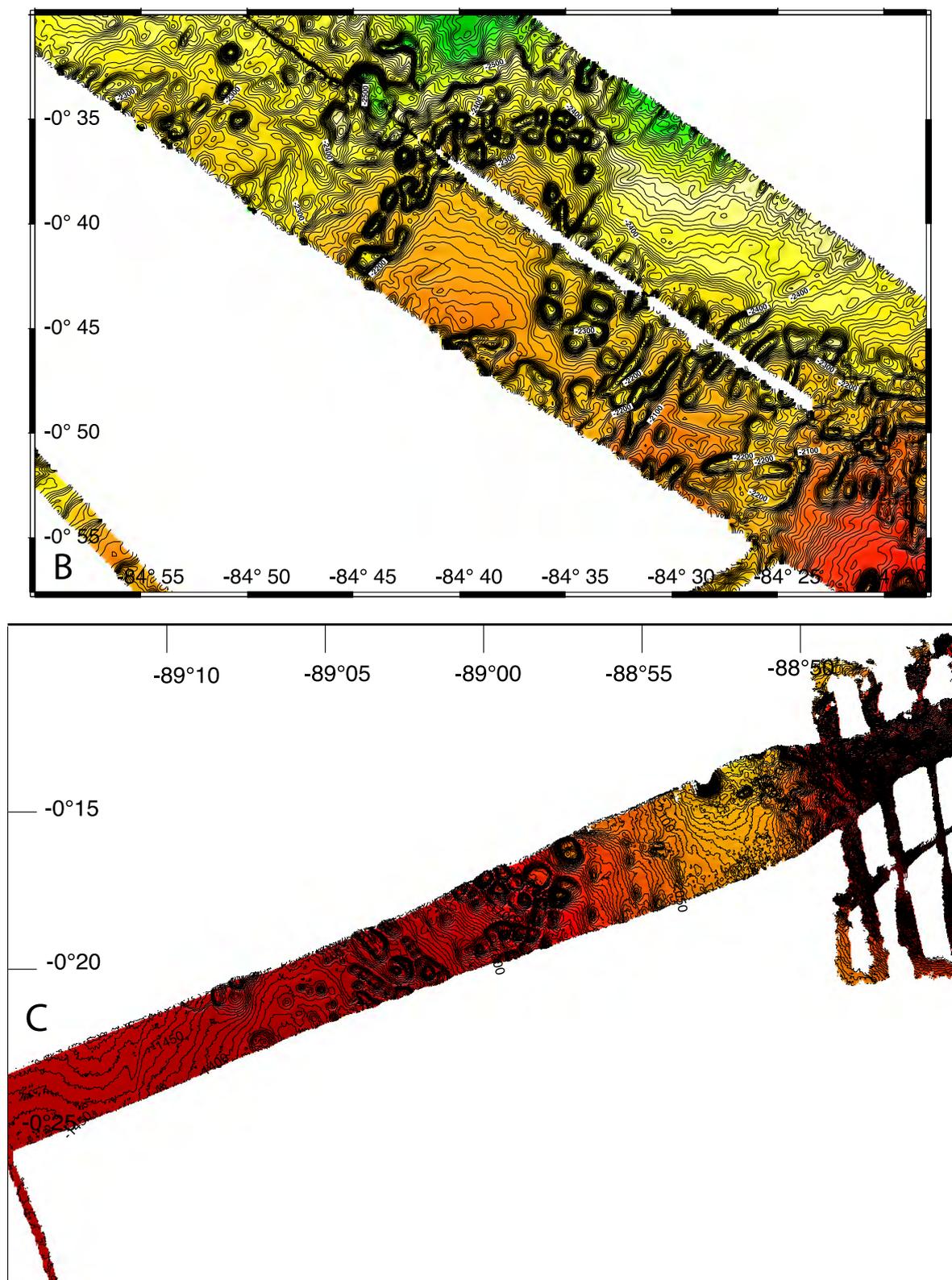


Figura 4(B). Batimetría (Campaña Salieri, B/I SONNE) mostrando las depresiones circulares sobre el flanco Norte de la Cordillera de Carnegie. Las depresiones se escalonan entre profundidades que van de 2400 m a 2100 m (curvas de nivel cada 10 metros) (ver localización de la zona sobre la Figura 2). **(C)** Depresiones circulares (algunas de 200 m de profundidad y de 2 Km de diámetro) al Nor-Este de la Isla de San Cristóbal (ver localización Figura 2) (datos disponibles en NGDC-NOAA). En este sector el zócalo volcánico que soporta las depresiones no es más viejo que 5 Ma según Christies et al. (1992).

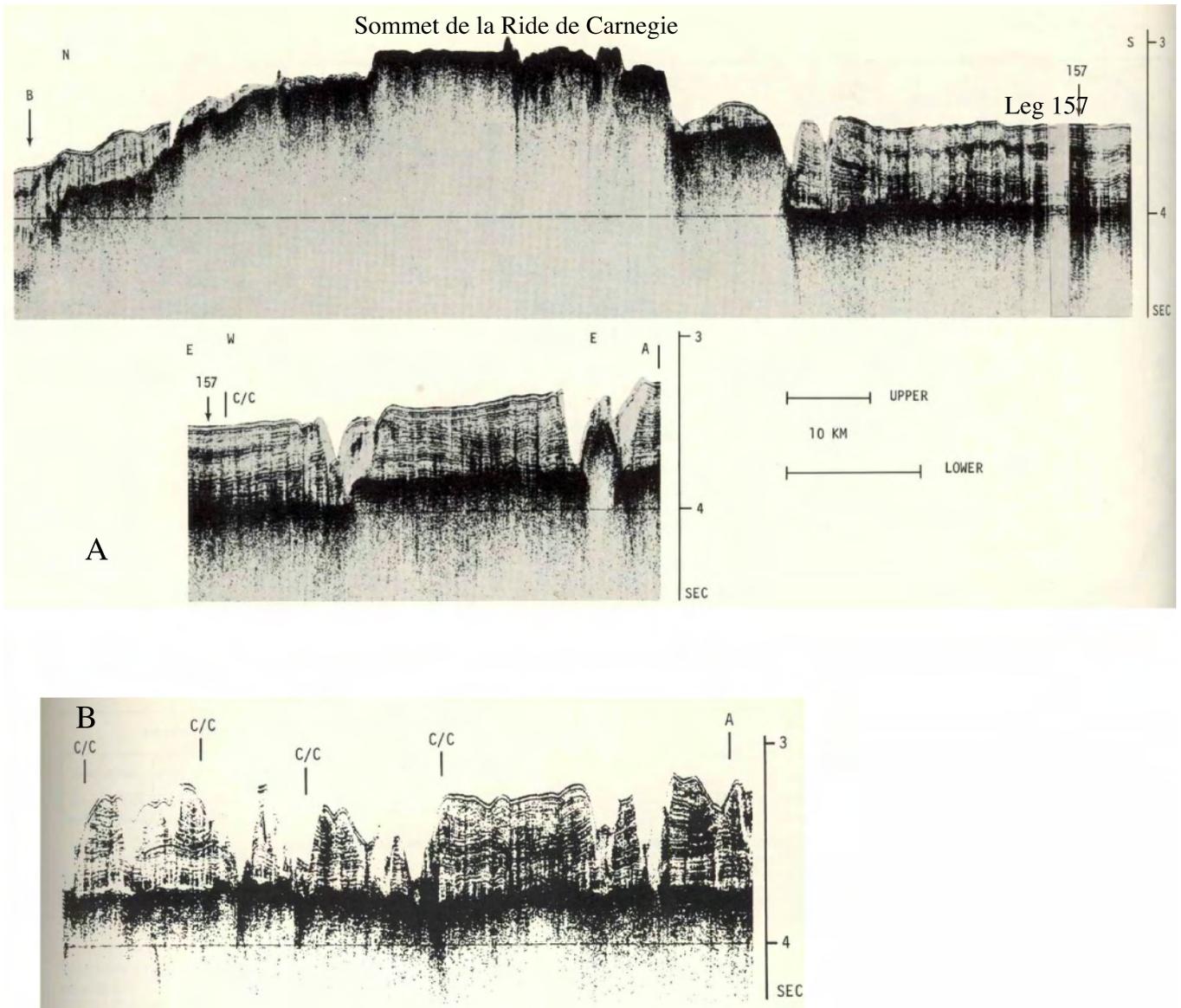


Figura 5. Perfiles sísmicos realizados a través de la Cordillera de Carnegie durante el Trayecto DSDP 16 (Van Andel et al, 1973). Localización de los perfiles sobre la Figura 2. **(A)** Perfil cortando la Cordillera de Carnegie y mostrando la ausencia de sedimentos sobre la parte más alta de la Cordillera. **(B)** Perfiles de reconocimiento del Sitio 157 cortando un campo de depresiones excavadas en la columna sedimentaria que fueron interpretadas como cañones. La forma en V de los cortes muestra que los perfiles cortan las depresiones de forma oblicua y no permiten dar una imagen del fondo de éstas.

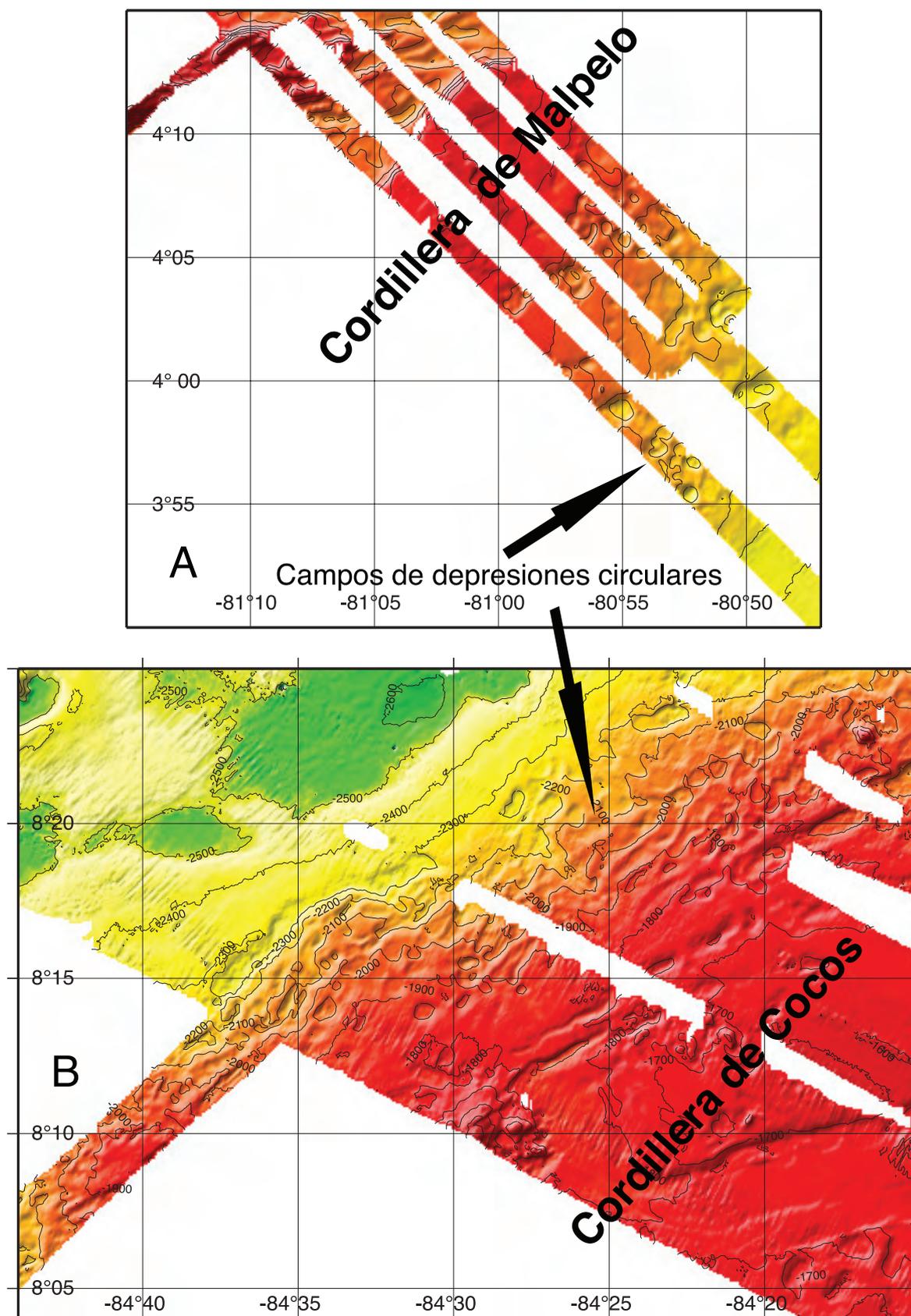


Figura 6. Acercamientos de la batimetría del flanco Sur de la Cordillera de Malpelo (A) y del flanco Norte de la Cordillera de Cocos (B) (localización sobre la Figura 1). Las cordilleras de Cocos y de Malpelo como la Cordillera de Carnegie presentan campos de depresiones circulares (datos de Geomar). Curvas de nivel cada 10 m.

La puesta en evidencia de campos de depresiones circulares ampliamente repartidos sobre los flancos de la Cordillera de Carnegie (y su presencia sobre la cordilleras de Cocos y de

Malpelo) y más generalmente por debajo de la zona de alta productividad ecuatorial (Fig. 7) sugiere que se trata de un fenómeno regional mayor y permite interrogarse sobre su origen.

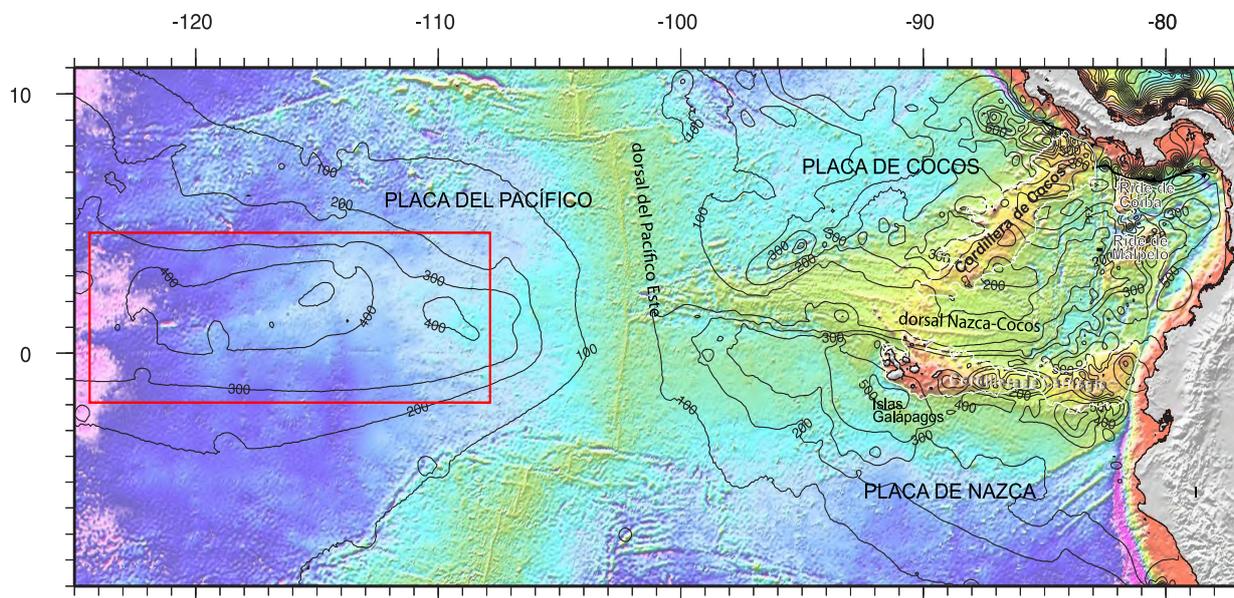


Figura 7. Carta batimétrica (Sandwell y Smith) y superposición de las isopacas de los espesores de sedimentos oceánicos. Cuadro rojo = zona en donde Bekins et al. (2007); y Moore et al. (2007) señalan depresiones circulares dentro de los sedimentos carbonatados de la zona de alta productividad ecuatorial. Los flancos de la Cordillera de Carnegie soportan también espesores importantes de sedimentos.

3. Origen de las depresiones circulares

3.1 ¿Puede tratarse de un paleo-karst aéreo?

La fuerte semejanza entre las depresiones circulares y ciertas morfologías de erosión cárstica, como los campos de dolinas, es un argumento fuerte en favor de la hipótesis de un origen sub-aéreo. Argumentos directos e indirectos en favor de una erosión aérea de la Cordillera de Carnegie han sido a menudo propuestos: a) La ausencia de una cobertura sedimentaria en la cima de la Cordillera (Van Andel et al., 1973.) (Fig.2). b) La presencia de rocas volcánicas con índices de origen aéreo (cantos rodados, textura, lavas vesiculares y débil contenido en sulfuro) recogidas por dragado (Christie et al., 1992; Werner y Hoernle, 2003) (pero también, sedimentos, conglomerados y carbonatos de plataforma, que testimonian condiciones de depósito bajo una capa de agua somera). Estas rocas han sido siempre dragadas sobre los bordes de monte submarinos (seamounts) » situados sobre los flancos de la Cordillera de Carnegie

(Fig. 2). c) Los terrenos más viejos emergidos de las islas Galápagos tienen 3 Ma (Hickman y Lipps, 1985; Rassman, 1997). Este lapso de tiempo no sería suficiente para explicar la evolución de ciertos grupos biológicos, en particular la presencia en las islas de iguanas marinas y terrestres originadas por el mismo ancestro común (Bowman et al., 1983). Esto sugiere que islas han existido anteriormente hace tres millones de años antes de ser erosionadas, y de hundirse bajo el nivel del mar (Christie et al., 1992; Werner et al., 1999, 2003).

Sin embargo, parece difícil de mantener la hipótesis de un origen aéreo por varias razones: a) Tal hipótesis implicaría que los carbonatos de la Cordillera de Carnegie hayan emergido después de su depósito, y que la Cordillera se hundió a más de 2500 m. Las perforaciones y los perfiles sísmicos realizados sobre la Cordillera de Carnegie no muestran una discontinuidad mayor que puede corresponder a un episodio de erosión aérea de los carbonatos; b) Las depresiones circulares están ampliamente repartidas sobre los flancos de la Cordillera (a menudo a varias

centenas de metros más profundo que la cima de los «montes submarinos» muestreados por dragado) lo que implica, si se considera que estas se formaron en un medio aéreo, la obligación de considerar una emersión a la escala de toda la Cordillera y seguido por una fuerte subsidencia; c) La ausencia de sedimentos sobre ciertos sectores del tope de la Cordillera (Fig. 2) sería debido al transporte sedimentario asociado al barrido por las fuertes corrientes de fondo (Kienast et al., 2007) y no a la erosión sub-aérea; d) La evolución de la tasa de subsidencia térmica de las cordilleras volcánicas es comparable a aquella de una corteza oceánica normal (Detrick et al., 1977; Thiede, 1977). En 10 Ma, una corteza oceánica normal se hunde 1200 m (Parsons and Sclater, 1977). Si se aplica esta tasa de subsidencia a la parte central de la Cordillera de Carnegie (umbral topográfico de una profundidad mínima de 2300 m y de una edad de 12 Ma), se obtiene una subsidencia del orden de 1500 m máximo. Esto sugiere que el umbral topográfico de la Cordillera de Carnegie al momento en que se formó tenía una profundidad de 800 m bajo el nivel del mar (semejante a la plataforma actual, con profundidad alrededor de los 500 m que soporta las islas Galápagos). Esta estimación rápida sugiere que el umbral de la Cordillera de Carnegie no ha podido emerger en su conjunto en el pasado sino solamente al nivel de paleo-islas soportadas por la Cordillera como parecen indicar las observaciones en la cima de los «montes submarinos» (Christies et al., 1992; Werner et al., 1999, 2003). Finalmente si las morfologías soportadas por las cordilleras de Cocos, Malpelo y Carnegie tienen el mismo origen que aquellas descritas por Bekins et al. (2007) sobre el piso oceánico pacífico (entre 110°W y 140°W, Fig. 7) esto excluye todo proceso sub-aéreo.

3.2 Puede tratarse de una karstificación bajo una débil capa de agua en la proximidad de zonas emergidas?

El proceso de formación de karsts bajo débiles profundidades de agua cerca de las tierras emergidas por el efecto de circulaciones de agua de origen terrestre ha sido descrito en el margen de Florida (Land et al., 1995; Land y Paull, 2000). La karstificación estaría entonces ligada a la mezcla de agua de mar con flúidos sub-aéreos circulando dentro del substrato basáltico desde las paleo-islas de la Cordillera de Carnegie. Sin embargo 1) las depresiones de la Cordillera de Carnegie tienen en promedio un tamaño superior de un factor de 10 en

relación con aquellas que son reportadas a lo largo de Florida; 2) las cordilleras de Cocos y de Malpelo (Fig. 6) que son desconectadas del punto caliente (y entonces de las islas asociadas) desde varios millones de años (Fig. 1) soportan por lo tanto campos de depresiones bien formados; 3) la superficie actual de las islas Galápagos es poco extensa (8000 km² aproximadamente) y la pluviométrica es muy débil (50mm/año sobre las costas y del orden de 700 mm/año sobre las cimas) fuera de los periodos El Niño (Colivaux, 1984; Jackson, 1994); no parece entonces que las condiciones climáticas actuales sean compatibles con tal proceso de formación; 4) en período glaciario, la superficie emergida es ligeramente más importante debido a las variaciones eustáticas del nivel del mar (Fig. 2) pero la pluviosidad no sería más elevada, y eventualmente más débil (Bradley and Jones, 1992); 5) las partes emergidas, que están presentes al nivel del punto caliente (posición actual de las islas Galápagos), no permanecen más que un cierto tiempo antes de ser llevadas por la subsidencia bajo el nivel del mar. Esto implica imaginar circulaciones de flúidos más y más largas, sobre centenas de kilómetros, y de hecho un proceso menos y menos eficiente a medida que nos alargamos hacia el Este de las islas Galápagos. No es lo que está indicado por los datos de batimetría disponibles que no muestran una evolución clara de la morfología de las depresiones del Oeste al Este (Michaud et al., 2005).

3.3 ¿Puede tratarse de un resultado de la acción de corrientes?

Sobre el flanco Norte de la Cordillera de Carnegie al nivel del umbral topográfico de la misma, Lonsdale y Malfait (1976) señalan la presencia de campos de dunas métricas que indican corrientes de fondo de dirección SE-NW. Los datos de batimetría multi-canal de la campaña SALIERI muestran localmente depresiones disimétricas contorneando una cima aislada. Ellas podrían corresponder a figuras de corrientes de dirección N-S, más o menos perpendicular a la Cordillera. Estas figuras de corrientes tienen dimensiones y formas que son más importantes que las depresiones circulares. Además, la repartición de las depresiones sobre el conjunto de los flancos de la Cordillera de Carnegie (y su presencia sobre las Cordilleras de Cocos y Malpelo) encaja mal para suponer como las corrientes han podido formar depresiones tan próximas las unas de las otras; cómo explicar la forma circular y simétrica de las depresiones?

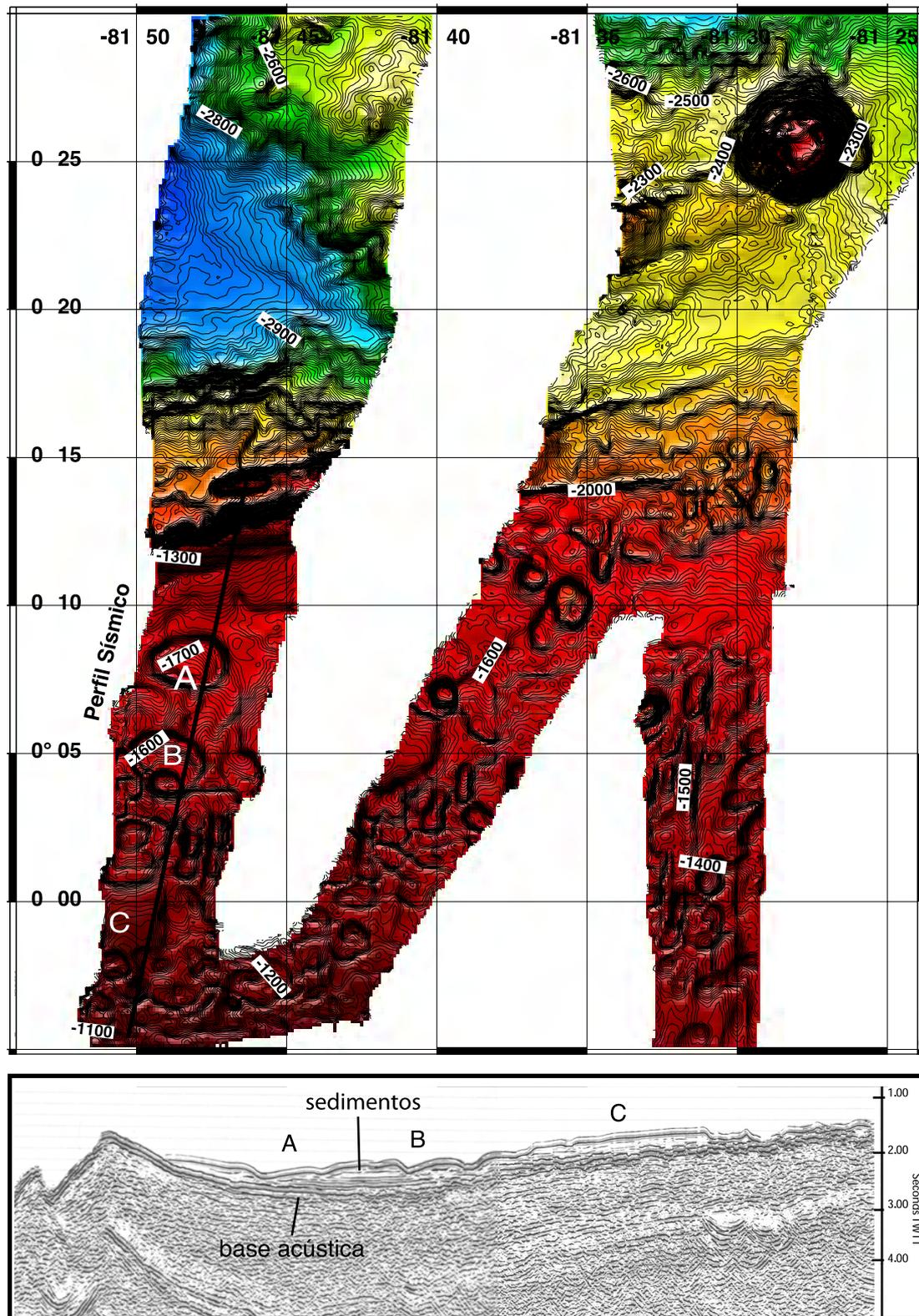


Figura 8. (1) Carta batimétrica, campaña SALIERI; curvas de nivel cada 10 m; la zona está localizada sobre la Figura 2. (2) Perfil sísmico de la campaña SISTEUR, (Michaud et al., 2005). La topografía del zócalo volcánico no parece controlar la localización de las depresiones. Las depresiones no se superponen a las irregularidades dentro del «zócalo» volcánico.

3.4 ¿Puede tratarse de estructuras de basamento volcánico envueltas por los sedimentos?

Las morfo-estructuras de las placas oceánicas envueltas por los sedimentos permanecen identificables varias decenas de millones de años después de su formación. Se puede por lo tanto esperar a que la morfología del basamento volcánico de la Cordillera de Carnegie juega un rol, porque las estructuras circulares son muy corrientes en formas volcánicas. No obstante los sectores de la cordillera desprovistos de sedimentos que han sido cartografiados por multihaz no revelan estructuras circulares que hubieran podido ser envueltas después por los sedimentos. Al fin un perfil sísmico realizado durante la campaña SISTEUR muestra que las depresiones no parecen estar asociadas con paleotopografías del basamento volcánico (Fig. 8). Sin embargo Mayer (1981) propuso que la compactación diferencial de los sedimentos a lo largo de los relieves del basamento volcánico (tipo «seamont») puede generar huecos. La repartición de las depresiones a lo largo de los flancos de la Cordillera de Carnegie no confirma este mecanismo de formación de las depresiones.

3.5 ¿Puede tratarse de figuras de disolución submarina?

En una primera aproximación, una disolución submarina de carbonatos implica que la Cordillera de Carnegie habría pasado (una o quizás varias veces) por debajo de la profundidad de compensación de los carbonatos (CCD). Importantes fluctuaciones de la CCD han sido puestos en evidencia en la Cuenca de Panamá en relación con la reorganización de la circulación de las aguas oceánicas profundas atribuidas al cierre del Istmo de Panamá (Lyle et al., 1995 ; Lyle, 2003), el cual intervendría solo en el Plioceno superior (Kameo y Sateo, 2000 ; Haug et al., 2001) (una argumentación de la precipitación de los carbonatos del lado del Caribe, y una disolución importante de los carbonatos del lado del Pacífico (Haug y Tiedemann, 1998; Haug et al., 2001; Farrell et al., 1995b; Cannariato et Ravallo, 1997)). La proporción de carbonatos cae drásticamente hacia 2 Ma en la Cuenca de Panamá (sitio DSDP 504; Beiersdorf y Natland, 1983) (Fig. 8A) y sobre la Cordillera de Carnegie (Trayecto 16, Sitio 157; Trayecto 202 Sitios 1238/1239). Por último, desde aproximadamente 800 000 años, episodios de fuerte disolución de carbonatos a la escala del Pacífico,

(Farrell y Prell, 1989; 1991; Broecker y Clark, 2003) están asociados a los períodos interglaciares.

Sin embargo, las depresiones están situadas entre los 2700 m y 1500 m de profundidad muy encima de la CCD actual (4000 m según Weber et Pisias, 1999). Además las subidas de la CCD están mas bien asociadas a una disolución homogénea en la superficie de los carbonatos (Carter et al., 2000; Hodell et al., 2001; Kimoto et al., 2003; Bertrand et al., 2002) y no a la formación de relieves kársticos. Parece por lo tanto bastante difícil que una disolución asociada a una subida de la CCD permita obtenerlas morfologías observadas en la Cordillera de Carnegie. Una primera hipótesis considera la acción de las aguas corrosivas, el origen de la “agresividad” de las aguas profundas puede estar asociado a una modificación de la producción en superficie de materia orgánica y a su transferencia hacia el fondo (Volbers et al., 2002; Bertrand et al., 2002), fenómeno que afecta particularmente las zonas de alta productividad (Milliman, et al., 1999). Por lo que es posible de considerar circulaciones de aguas « corrosivas » dentro de los carbonatos con la ayuda de heterogeneidades de la columna sedimentaria o de fracturas (Michaud et al., 2005). Una segunda hipótesis sería considerar la circulación de fluidos provenientes de las series subyacentes. Las dimensiones de las estructuras circulares observadas son sin comparación con los pockmarks reconocidos dentro de los carbonatos (Uchupi et al., 1996; Bizaro, 1998; Gemmer et al., 2002). Mientras tanto cráteres reconocidos en el mar del Norte y cuyas dimensiones (diámetro = 4 Km, profundidad = 200 m) están próximos a las depresiones observadas sobre la Cordillera de Carnegie han sido interpretadas como pockmarks gigantes (Cole et al., 2000). Además las depresiones aisladas, situadas al oeste de la Cordillera de Carnegie han sido atribuidas a salidas de fluidos circulando en la corteza oceánica (Bekins et al., 2007).

4. Modelos de disolución submarina

Entre las diferentes hipótesis mencionadas, el modelo más aceptable es aquel de una disolución submarina, pero controlada y modulada por factores propios a la cordillera que van a favorecer el desarrollo de campos de depresiones circulares dentro de los carbonatos.

Un primer modelo de síntesis (disolución por arriba; Fig. 9A) podría ser el siguiente: una modificación de la producción en superficie de la materia orgánica y su transferencia rápida hacia el

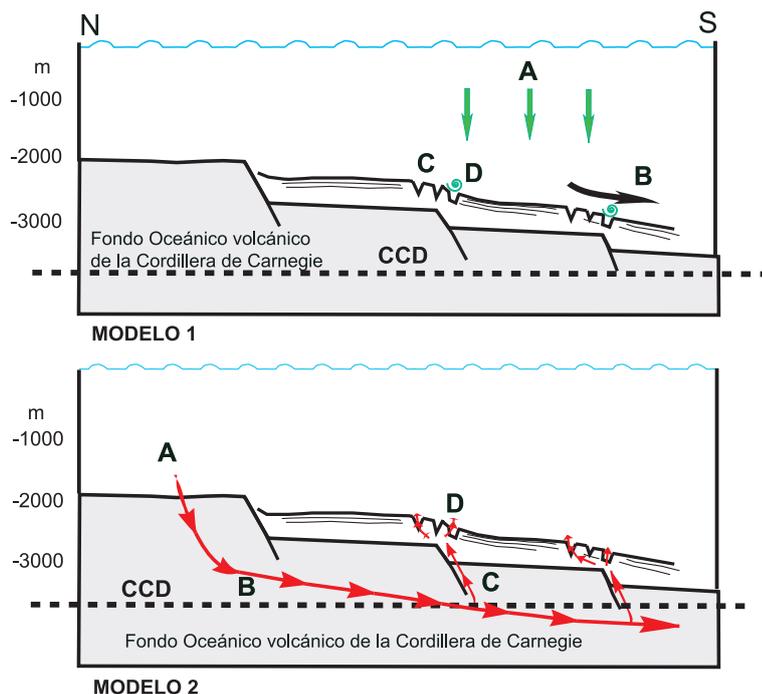


Figura 9. Modelos propuestos para la formación de campos de depresiones circulares de la Cordillera de Carnegie. (CCD = profundidad de compensación de los carbonatos que se sitúan alrededor de 4000 m según Weber et Pisias, 1999). **Modelo 1** (A) La transferencia rápida, proveniente de la zona de alta productividad ecuatorial de materia orgánica provoca la acidificación de las aguas profundas; (B) Ligero deslizamiento de la cobertura sedimentaria (C) Formación de una morfología en «sierra» encima de los accidentes del zócalo; (D) que hace posible la circulación del agua corrosiva dentro de los carbonatos y la excavación de las depresiones. **Modelo 2** (A) Infiltración de agua de mar al nivel de las zonas desprovistas de sedimentos (cima de la Cordillera de Carnegie por ejemplo). (B) El agua de mar circulando en la corteza oceánica se recalienta y se descarga en carbonatos. (C) El agua sub-saturada en carbonato es drenada por los accidentes del zócalo oceánico. (D) El agua sale disolviendo los carbonatos y favoreciendo la formación de depresiones (adaptadas según Bekins et al., 2007).

fondo es el origen de la presencia de aguas corrosivas sub-saturadas en carbonatos, fenómeno que afecta particularmente las zonas de alta productividad. Un muy ligero «movimiento» en masa de los sedimentos genera fracturas por arriba de fallas (o de relieve) que cortan el zócalo volcánico de la Cordillera de Carnegie (control estructural de la repartición de campos de depresiones circulares). Estas fracturas van a permitir la circulación de aguas corrosivas dentro de la columna sedimentaria favoreciendo la disolución y la formación de campos de depresiones circulares.

Otro modelo de síntesis (disolución por abajo; Fig. 9B) podría inspirarse del modelo desarrollado por Bekins et al. (2007) y aplicado a la Cordillera de Carnegie: agua de mar sobresaturada en carbonato se infiltra al nivel de zonas del fondo oceánico desprovistas de sedimentos (por ejemplo la cima de la Cordillera de Carnegie). Durante la circulación la temperatura del agua aumenta, y los carbonatos

contenidos se precipitan. Las aguas sub-saturadas en carbonato resurgen en tal caso con la ayuda de fallas que cortan el zócalo volcánico, provocando disoluciones dentro de la columna sedimentaria y la formación de los campos de depresiones circulares (según Bekins et al., 2007, modificado).

Para separar los dos modelos, un punto importante sería de tener una buena idea del origen y de la naturaleza del «relleno» de las depresiones. En efecto las depresiones sobre la Cordillera de Carnegie no son excavadas hasta el zócalo oceánico. En el modelo 1 (disolución por arriba) ya se trata, de la base de la columna sedimentaria rica en «chert» que es menos afectada por la disolución, ya de un relleno posterior a la disolución, ya los dos (Fig. 10). En el modelo 2 (disolución por abajo) se puede imaginar bloques originados por la caída in situ de la parte superior de la columna sedimentaria. Las imágenes sísmicas disponibles no permiten diferenciar actualmente entre los dos modelos.

6. Implicación de la existencia de procesos submarinos de disolución masiva de carbonatos sobre la Cordillera de Carnegie

Los balances producción/disolución de carbonatos dentro de los océanos y la fijación asociada del CO₂ originan preguntas fundamentales al respecto de su influencia sobre los cambios climáticos (IPCC, 2001). Durante los tiempos geológicos, está establecido que la formación de calizas ha permitido purificar la atmósfera en CO₂ y por lo tanto de moderar el efecto invernadero (IPCC, 2001; Berner, 1993, 1997). A escalas de tiempo más cortas, existen acoplamientos entre evolución del clima y evolución de pozos de carbono, los que corresponden a los sedimentos carbonatados (Milliman, 1993; Archet, 2003; Anderson y Archet 2002; Feely et al., 2004). Los campos de depresiones son repartidos sobre la Cordillera de Carnegie entre las isóbatas -2700m y -1500m, lo que delimita aproximadamente una superficie que estimamos en aproximadamente 225.000 Km².

Suponiendo que la zona de repartición de figuras kársticas es delimitada por las mismas isóbatas sobre la Cordillera de Cocos, simétrica a la Cordillera de Carnegie, la superficie total del karst submarino sería de 225.000 x 2 = 450.000 Km² a la cual hay que añadir la superficie del karst de la Cordillera de Malpelo (estimado en aproximadamente 50.000 Km²). En total la superficie del karst submarino sería de 500.000 Km² (= dos veces la superficie del Ecuador). Aproximadamente el 15% de las tierras emergidas (149.400.000 Km²) son de karsts (Salomón, 2001) es decir 22.410.000 Km². La superficie del karst submarino de las cordilleras de Cocos, Carnegie y Malpelo representa por lo tanto más del 2% de la superficie total de los karsts emergidos lo que está lejos de ser despreciable a la escala del planeta.

Si se considera que 100 m de carbonatos han sido disueltos sobre el conjunto de esta superficie (esto es muy aproximativo pero da un orden de magnitud; ciertas depresiones cortan los carbonatos hasta cerca de 350m), aquello da un volumen de 50.000 Km³ de carbonatos disueltos sobre el conjuntodel karst. Las perforaciones que atravesaron la cobertura sedimentaria de la Cordillera de Carnegie (Leg 202, Preliminary report, 2003) indican una densidad media de 1.5 g/cm³ (bulk density) y un porcentaje de 80 % de carbonatos (% de peso). Tendríamos por lo tanto por Km³: $1.5 \times 10^{-6} \times 10^{15} \times 80\% = 1.2 \cdot 10^9$ toneladas = 1.2 Gt de carbonatos por Km³.

La cantidad total de carbonatos disueltos será entonces de $50.000 \text{ Km}^3 \times 1.2 \text{ Gt/Km}^3 = 60.000 \text{ Gt}$. Como $\text{CaCO}_3 = 40 + 12 + 3 \cdot 16 = 100 \text{ g/mol}$, la cantidad de C en Gt retrocedida al océano será de 7200 Gt, lo que representa más del 20% de la cantidad total de C almacenado en los océanos (37.000 GtC, IPCC, 2001), 3800 veces la cantidad anual de carbonato retrocedido al océano por la actividad humana (1.9 GtC por año, IPCC, 2001) y 36.000 veces la cantidad de C fijada por año en los sedimentos carbonatados (0.2 GtC por año, IPCC, 2001).

Si el fenómeno se hace sobre los millones de años, esto lo relativiza mucho; lo que no es el caso sino por el contrario se hace sobre algunas decenas de miles de años.

Referencias

- Anderson, D., y Archet, D., Glacial-interglacial stability of Ocean PH inferred from foraminifer dissolution rates, *Nature*, 416, 70-73, 2002.
- Archet, D., Treatise on Geochemistry, Elsevier, Vol. 6, 275-291, 2003.
- Beierdorf, H., y Natland, J. H., Sedimentary and diagenetic processes in the central Panama since the Late Miocene: the lithology and composition of the sediments from Deep Sea Drilling Project sites 504 and 505. Initial Reports of the DSDP, National Science Foundation, DSDP, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 69, 343-393, 1983.
- Bekins, B. A., Spivack, A. J., Davis, E. E., y Mayer, L. A., Dissolution of biogenic ooze over basement edifices in the equatorial Pacific with implications for hydrothermal ventilation of oceanic crust, *Geology*, 34(8), 679-682, 2007.
- Berner, R. A., Paleozoic atmospheric CO₂: Importance of solar Radiation and Plant Evolution, *Science*, 261, 68-70, 1993.
- Berner, R. A., The rise of plants and their effect on weathering and atmospheric CO₂. *Science*, 276, 544-546, 1997.
- Bertrand, P., Gireaudau, J., Malaize, B., Martinez, P., Gallinari, M., Pedersen, T. F., Pierre, C., y Venec-Peyré, M. Th., Occurrence of an exceptional carbonate dissolution episode during early glacial isotope stage 6 in the Southeastern Atlantic, *Marine Geology*, 180, 235-248, 2002.
- Backshall, D. G., Barnett, J., Davies, P. J., Duncan, D. C., Harvey, N., Hopley, D., Isdale, P. J., Jennings, J. N., y Moss, R., Drowned dolines the blue holes of the Pompey Reefs, Greats Barrier, Reef. *J. Aust. Geol. Geophys.*, 4, 99-109, 1979.
- Bizarro, P., Subcircular features and autotracting artefacts in 3D seismic interpretation : a case study from the Central North Sea, *Petroleum Geoscience*, 4, 173-179, 1998.
- Bowman, R. I., Berson, M., y Leviton, A. E., Patterns of evolution in Galápagos organisms, San Francisco, Pacific Division, California Academy of Science, 236 pp., 1983.
- Bradley, R., y Jones, P., Climate Since A. D., 1500, Routledge, New York, 679 pp., 1992.

- Broecker W. S., y Clark, E., A dramatic Atlantic dissolution event at the onset of the last glaciation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(11), 1065, doi:10.1029/2001GC000185, 2001.
- Broecker, W. S., y Clark, E., CaCO₃ dissolution in deep sea : Paced by insolation cycles, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (7), 1059, doi:10.1029/2002GC000450, 2003.
- Carter, L., Neil, H. L., y McCave, I. N., Glacial to interglacial changes in non-carbonate and carbonate accumulation in the SW Pacific Ocean, New Zealand, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 162, 333-356, 2000.
- Cannariato, K. G., y Ravelo, A. C., Pliocene–Pleistocene evolution of the eastern Pacific surface water circulation and thermocline depth, *Paleoceanography*, 12, 805-820, 1997.
- Chabert, A., Traitement et analyse de données sur la ride de Carnegie (Equateur) : caractérisation d'un champs de dépressions circulaires fermées, *Mémoire de Maîtrise, Géoscience Azur*, 40 pp., 2002.
- Christie, D. M., Duncan R. A., McBirney A. R., Richards, M. A., White, W. M., Harpp, K. S., y Fox, C. G., Drowned islands downstream from the Galápagos hotspot imply extended speciation times, *Nature*, 355, 246-248, 1992.
- Cole, D., Stewart, S. A., y Cartwright, J., Giant irregular pockmark in the Palaeogene of the Outer Moray Firth Basin, UK North Sea, *Marine and Petroleum Geology*, 17, 563-557, 2000.
- Colinvaux, P. A., The Galapagos climate: present and past, in *Key Environments: Galapagos*, edited by C. Perry, 15-41, Pergamon Press, Oxford, 1984,
- Collot, J.-Y., Charvis, P., Bethoux, N., y al., La campagne SISTEUR, sismique réflexion et sismique réfraction sur la marge d'Equateur et de Colombie, 250pp. Rapport Géosciences Azur, 2001.
- Cruise Report SONNE, 144-3 PAGANINI-3, Panama Basin and Galápagos “ Plume ” New Investigations of the intraplate Magmatism, 177 pp., 2000.
- Davies, R. J., Kilometer-scale fluidization structures formed during early burial of deep-water slope channel on the Niger Delta, *Geology*, 31(11), 949-952, 2003.
- Davies, R. J., Rana, J., Cartwright, J. A., Giant hummocks in deep-water marine sediments: evidence for large density inversion during burial, *Geology*, 27, 907-910, 1999.
- Detrick, R. S., Sclater, J. G., y Thiede, J., The subsidence of aseismic ridges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 185-196, 1977.
- Diegel, F. A., Karlo, D. C., Schuster, R. C., Shoup, R. C., y Tauvers, P. R., Cenozoic structural evolution and tectonostratigraphic framework of the northern gulf coast continental margin, in *Salt tectonics : a global perspective*, Jackson, D.G., Roberts, D.G., y Snelson, S., Eds, *AAPG memoir*, 65, 109-151, 1995.
- De la Torre, G., y Macnab, R., Carnegie Ridge : A natural prolongation of the Galapagos Platform, 2005, *Eos Trans, AGU*, fall meeting supplement, 86 (52), Abstract., 2005.
- Farrell, J. W., y Prell, W., Climatic change and CaCO₃ preservation : an 800,000 year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean, *Paleoceanography*, 4(4), 447-466, 1989.
- Farrell, J. W., y Prell, W., Pacific CaCO₃ preservation and ¹⁸O since 4 Ma : paleoceanic and paleoclimatic implications, *Paleoceanography*, 6(4), 485-498, 1991.
- Farrell, J. W., Raffi, I., Janecek, T. C., Murray, D. W., Levitan, M., Dadey, K. A., Emeis, K.-C., Lyle, M., Flores, J.-A., y Hovan, S., Late Neogene sedimentation patterns in the eastern equatorial Pacific, *Proc. ODP, Sci. Results*, Pisias, N. G., Mayer, L. A., Janecek, T. R., Palmer-Julson, A., y Van Andel, T. H. (Eds.), Ocean Drilling Program, College Station, TX, 138, 717-756, 1995.
- Feely, R. A., Sabine, C. L., Lee, K., Berelson, W., Kleypas, J., Fabry, V. J., y Millero F. J., Impact of Anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ System in the Oceans, *Science*, 305, 362-366, 2004.
- GEOMAR Report 101, SALIERI Cruise: South American Lithospheric Transects Across Volcanic Ridges, Guayaquil-Guayaquil, Aug-21/Sep-17, 2001.
- Gemmer, L. Huuse, M., Clausen, O., y Nielsen, S. B., Mid-Paleocene paleogeography of the eastern North Sea Basin : integrating geological evidence and 3D geodynamic modelling, *Basin Research*, 14, 329-346, 2002.
- Godard, A. *et al.*, Processes and measurement of erosion. In *Time span for karst development on quaternary coral limestones : Santo Island, Vanuatu.*, Ed PARIS, CNRS, ISBN 2222040043, 369-386, 1987.
- Heath, G., y Van Andel, T. H., Geological Results of Leg 16: the Central Equatorial Pacific West of the East Pacific Rise, doi:10.2973/dsdp.proc.16.137, 1973.
- Harpp, K. S., Fornari, D. J., Geist, D. J., y Kurtz, M. D., Genova submarine Ridge: A manifestation of plume ridge interaction in northern Galápagos Islands, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9), 8511, doi: 10.1029/2003GC000531, 2003.
- Haug, G. H., Tiedemann, R., Zahn, R., y Ravelo, C., Role of Panama uplift on the oceanic freshwater balance, *Geology*, 29(3), 207-210, 2001.
- Haug, G. H., y Tiedemann, R., Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation, *Nature*, 393, 673–676, 1998.
- Hey, R. N., Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1404-1420, 1977.
- Heezen, B. C., y Rawson, M., Visual observations of contemporary current erosion and tectonic deformation on the Cocos Ridge crest, *Marine Geology*, 23(1-2), 173-196, 1977.
- Hickman, C. S., y Lipps, J. H., Geologic youth of Galapagos islands confirmed by marine stratigraphy and palaeontology, *Science*, 277, 1578-1580, 1985.
- Hodell, D. A., Charles, C. D., y Sierro, F. J., Late Pleistocene evolution of the ocean's carbonate system, *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 109-124, 2001.
- IPCC, The scientific basis ; Contribution of Working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, UK, 944 pp., 2001.
- Jackson, M., Galapagos : a natural History, University of Calgary press, 315 pp., 1994.
- Kameo, K., y Sato, T., Biogeography of Neogene calcareous nannofossils in the Caribbean and the eastern equatorial Pacific floral response to the emergence of the Isthmus of Panama, *Marine Micropaleontology*, 39(1-4), 201-218, 2000.
- Kaufmann, G., y Braun, J., Karst aquifer evolution in fractured rocks, *Water Resources Research*, 35(11), 3223–3238, 1999.

- Kienast, S. S., Kienast, M., Mix, A. C., Calvert, S. E., y François, R., Thorium-230 normalized particule flux and sediment focusing in the Panama Basin region during the last 30,000 years, *Paleoceanography*, 22, PA2213, doi: 10.1029/2006PA001357, 2007.
- Kimoto, K., Takaoka, H., Oda, M., Ikehara, M., Matsuoka, H., Okada, M., Oba, T., y Taira, A., *Marine Micropaleontology*, 47, 227-251, 2003.
- Land, L. A., Paull, C. K., y Hobson, B., Genesis of submarine sinkhole without subaerial exposure: Straights of Florida, *Geology*, 23, 949-951, 1995.
- Land, L. A., y Paull, C. K., Submarine kart belt rimming the continental slope in the straits of Florida, *Geo-Marine Letters*, 20, 123-132, 2000.
- Lonsdale, P., Abyssal circulation of the Southeastern Pacific and some Geological implications, *Journal of Geophysical Research*, 81(6), 1163-1176, 1976.
- Lonsdale, P., Inflow of bottom water to the Panama Basin, *Deep Sea Research*, 24, 1065-1094, 1977.
- Lonsdale, P., y Klitgord, K. D., Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 981-999, 1978.
- Lonsdale, P., Ecuadorian subduction system, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 62(12), 2454-2477, 1978.
- Lonsdale, P., y Fornari, D., Submarine geology of Malpelo Ridge, Panama Basin, *Marine Geology*, 36, 65-83, 1980.
- Leg 202 summary, Mix, A. C., Tiedeman, R., y Blum P. Eds Shipboard Scientific Party., *Proc. ODP*, Init. Repts., 202, 1-145: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA, 2003.
- Lyle, M., Dadey, K. A., y Farrell, W., The late Miocene (11-8 Ma) Eastern Pacific carbonate crash : evidence for reorganization of deep-water circulation by the closure of the Panama gateway, Piasas, N.G., Mayer L.A. et al., Eds, Proceedings of the Ocean Drilling Program, 138, Scientific results, 821-838, 1995.
- Lyle, M., Neogene carbonate burial in Pacific Ocean, *Paleoceanography*, 18(3), doi:10.1029/2002PA000777, 2003.
- Mayer, L., Erosional troughs in deep-sea carbonates and their relationship to basement structure, *Marine Geology*, 39, 59-80, 1981.
- Michaud, F., Collot J.-Y., Gutscher, M. A., Charvis, P., Flüeh, E., y Santana, E., Large Fields of sub-circular depressions of the Carnegie ridge flanks discovered during the French-German Salieri Cruise (R/V SONNE, 22-08/16-09 2001), EGS NICE, 2002.
- Michaud, F., Chabert, A., Collot, J.-Y., Sallarès, V., Flueh, E. R., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M. A., y Bialas, G., Fields of multi-kilometers scale sub-circular depressions in the Carnegie ridge sedimentary blanket : effect of underwater carbonate dissolution, *Marine Geology*, 216, 205-219, 2005.
- Milliman, J. D., Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of an on-steady state. *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 927-957, 1993.
- Milliamn, J. D., Troy, P. J., Balch, W. M., Adams, A. K., Li, Y. H., y Mackenzie, F. T., Biologically mediated dissolution of calcium carbonate above the chemical lysocline, *Deep-Sea Research*, 1(46), 1653-1669, 1999.
- Moore, T. C., Mitchell, N. C., Lyle, M., Backman, J., y Palike, H., Hydrothermal pits in the biogenic sediments of the equatorial Pacific Ocean, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, Q03015, 2007.
- Paull, C., Ussler, W., Masher, N., Greene, H. G., Rehder, G., Lorenson, T., y Lee, H., Pockmarks off Big Sur, California, *Marine Geology*, 181, 323-335, 2002.
- Parsons, B., Sclater, J. G., An analysis of the variations of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *J. Geophys. Res.*, 82, 803-827, 1977.
- Pazmino, A. N., Sediment distribution and depositional process on the Carnegie Ridge, Master Texas University, 136, 2004.
- Rassmann, K., Evolutionary Age of the Galápagos Iguanas Predates the Age of the Present Galápagos Islands, *Molecular Phylogenetics and Evolution*, 7(2), 158-172, 1997.
- Sallarès, V., y Charvis, P., Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galápagos Volcanic Province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 214, 545-559, 2003.
- Stanford, W. E., y Konikow, L. F., Porosity development in coastal carbonate aquifers, *Geology*, 17, 249-252, 1989.
- Thiede, J., Subsidence of aseismic ridges: Evidence from sediments on Rio Grande Rise (Southwest Atlantic Ocean), *AAPG Bulletin*, 61(6), 929-940, 1977.
- Uchupi, E., Swift, S. A., y Ross, D. A., Gas venting and late Quaternary sedimentation in the Persian (Arabian) Gulf, *Marine Geology*, 129, 237-269, 1996.
- Van Andel, T. H., et al., DSDP 16, Site 157, Initial Reports of the DSDP, National Science Foundation, DSDP, 16, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 53-150, 1973.
- Van Andel, T. H., et al., Tectonics of the Panama Basin, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82(6), 1489-1508, 1971.
- Van Andel, T. H., y Heath, G. R., Tectonics and sedimentation in the Panama basin : Geologic results of Leg 16, *Initial Reports of the DSDP*, National Science Foundation, DSDP, 16, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 899-913, 1973.
- Vlobers, A. N. A., y Henrich, R., Present water mass calcium carbonate corrosiveness in the eastern Atlantic inferred from ultrastructural breakdown of Globigerina bulloides in surfec sediments, *Marine Geology*, 186, 471-486, 2002.
- Weber, M. E., y Piasas, N. G., Spatial and temporal distribution of biogenic carbonate and opal in deep-sea sediments from the eastern equatorial Pacific: implications for ocean history since 1.3 Ma, *Earth and Planetary Science Letters*, 174(1-2), 59-73, 1999.
- Wener, R., Hoernle, K., Van Den Bogard, P., Ranero, C., Von Huene, R., y Korich, D., Drowned 14-m.y.-old archipelago off the coast of Costa Rica : Implications for tectonic and evolutionary models, *Geology*, 27(6), 499-502, 1999.
- Werner, R., y Hoernle, K., New volcanological and volatile data strong support for the continuous existence of Galápagos Islands over the past 17 million years, *Int. J. Earth Sci.*, 92, 904-911, 2003.
- Werner, R., Hoernle, K., Barckhausen, U., y Hauff, F., Geodynamic evolution of the Galápagos hot spot system (Central East Pacific) over the past 20 m.y., Constrains from morphology geochemistry, and magnetics anomalies, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(12), 1108, doi:10.1029/2003GC000576, 2003.