

UN EJEMPLO EXCEPCIONAL DE BRECHAMIENTO (SISMITA?) EN EL GRUPO CHUBUT, PATAGONIA

Edgardo NAVARRO¹ y Ricardo ASTINI²

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur - CIC. Email: enavarro@criba.edu.ar

² Laboratorio de Análisis de Cuencas, CICTERRA, CONICET-UNC. Email: raastini@gtwing.efn.uncor.edu

RESUMEN

Un brechamiento excepcional en unidades sedimentarias pelíticas del Grupo Chubut en la cercanía de la localidad de Telsen, provincia de Chubut, muestra que han sido afectadas por una etapa de telodiagénesis (diagénesis de exhumación). Presentan evidencias de deformación frágil relacionadas con mecanismos de sobrepresurización. Estos depósitos de edad aptiana, se disponen subhorizontales y constituyen asociaciones fluviales lateralmente extendidas. Un continuo de estructuras sedimentarias deformacionales se desarrollan enteramente sobre los depósitos pelíticos correspondientes a la asociación de facies de llanura de inundación. Cuatro intervalos fueron reconocidos de manera continua: 1) fracturado *in situ*, 2) brechado, 3) brechado fangosostenido y 4) homogeneizado. Conductos de escape potenciales de diversos tamaños, tienen desarrollo en el intervalo fangosostenido, que en ocasiones llegan a atravesar el intervalo superior homogéneo. El mecanismo de sobrepresurización, se habría visto favorecido por la presencia de cuerpos de areniscas conglomerádicas tobáceas confinantes (capa sello), que impidieron el escape de fluidos, permitiendo la licuefacción parcial a total y fluidización de la rocas sedimentarias de la llanura aluvial. Fallas normales reconocidas en el área, que afectan al Grupo Chubut, constituirían un elemento de juicio para establecer un origen sísmico a estas fábricas brechadas, cuya magnitud habría superado $M > 5$ de la escala Mercalli modificada. La característica reológica frágil del material a partir del cual se originaron, convierte a estas estructuras en un ejemplo natural excepcional de brechamiento a partir de un mecanismo de sobrepresurización fosilizado.

Palabras clave: *Sobrepresurización, deformación sedimentaria frágil, licuefacción, fluidización.*

ABSTRACT: *An exceptional example of brecciation (seismite?) in the Chubut Group, Patagonia.* Sedimentary units of the Chubut Group in the proximity of the Telsen locality, in Chubut province affected by a telodiagenesis stage, display evidence of brittle deformation related to over-pressurizing mechanisms. These sub-planar deposits of Aptian age, constitute laterally-extended fluvial facies associations. A gradation of deformational sedimentary structures occurs entirely in the pelitic deposits of the flood plain facies association. Four intervals were recognized showing a continuous transformation: 1) fractured, 2) brecciated, 3) mud-rich breccias and 4) fully sheared. Potential escape conduits of diverse sizes develop in the mud-rich breccias interval and sometimes these structures reach the fully sheared interval. The overlying tuffaceous conglomeradic sandstones, would have prevented the escape of fluids and clearly favored the overpressuring mechanism that generated partial to complete liquefaction and fluidization of the fine-grained sedimentary rocks of the alluvial plain facies. Recognized normal faults in the area, that affected the Chubut Group, can constitute an element of judgment in order to state a seismic origin for these brecciated facies whose magnitude might have exceeded $M > 5$ in modified Mercalli scale. Because of the brittle reologic characteristic of the material from which the deformational structures were originated, these structures constitute an exceptional natural example of brecciation from a fossilized mechanism of overpressuring.

Keywords: *Overpressure, brittle deformation, liquefaction, fluidization.*

INTRODUCCIÓN

Las estructuras de deformación de sedimentos vinculadas a variaciones en la presión de poros, han sido ampliamente reconocidas en el registro sedimentario de todos los tiempos geológicos, principalmente relacionadas con un comportamiento dúctil del sedimento (ej: Upadhyay 2003, Horváth *et al.* 2005, Moretti y Sabato 2007).

Estructuras y texturas asociadas a materiales frágiles son menos frecuentes (ej: Rossetti y Santos 2003, Chunga *et al.* 2007, Foix *et al.* 2008) y están particularmente expresadas como pequeños fallamientos. En todos los casos, se produce una pérdida de resistencia a los esfuerzos de cizalla en los cuerpos sedimentarios, que genera una disrupción *in situ* del soporte mutuo entre granos, de manera tal, que éstos

se separan y dispersan dentro del fluido poral (Obermeier 1998). Puede entonces un sólido alcanzar un comportamiento fluido, fenómeno conocido como licuefacción, de modo tal que ante un cambio de gradiente de presión, este material adquiere la capacidad de fluir (fluidización) y desarrollar distintos tipos de estructuras asociadas.

La licuefacción y la fluidización son los

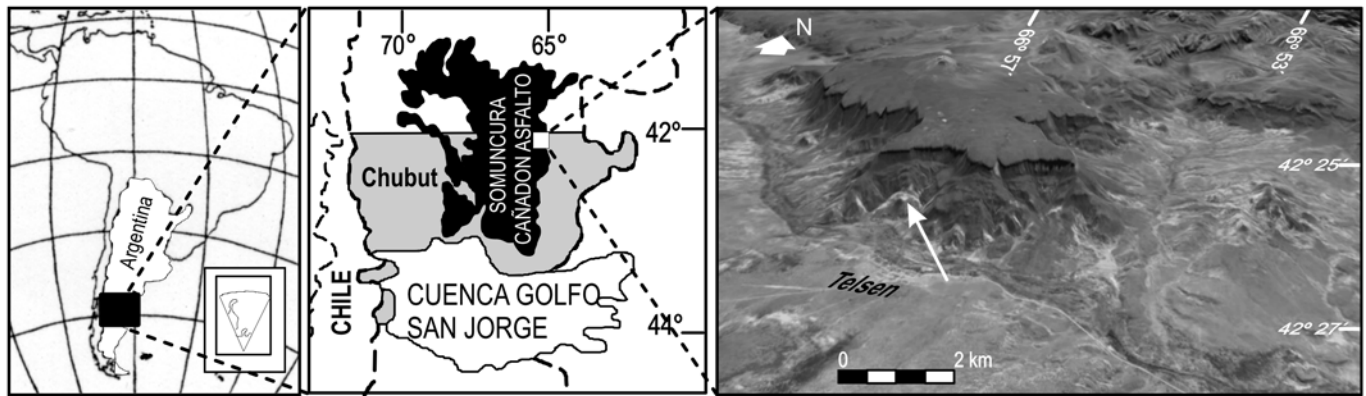


Figura 1: Mapa de ubicación de los afloramientos del Grupo Chubut que contienen el intervalo fracturado del sector estudiado, Cuenca de Somuncura Cañadón Asfalto.

dos procesos a partir de los cuales se produce la pérdida de resistencia al esfuerzo. La licuefacción es un proceso que se da a volumen constante, por el cual el empaquetamiento de los granos se quiebra y los mismos llegan a estar temporariamente suspendidos en el fluido del poro, sujetos a una fuerza de flotabilidad (*buoyancy*), quedando el empaquetamiento original destruido (Bezerra *et al.* 2005, Fernandes *et al.* 2007). Por su parte, la fluidización, no se da a volumen constante y necesita el ingreso de un fluido externo dentro del depósito, que se expanda a través del arreglo granulométrico y genere la ruptura (Ghiglione 2002). En ambos casos el empaquetamiento varía antes y después de la disrupción pero no necesariamente a geometrías de mejor acomodamiento u ordenamiento interno más estable (véase Allen 1985). Cualquiera de estos dos fenómenos se producen bajo condiciones de colapso granular y donde la sobrepresurización equilibra la capacidad de soporte de los materiales (presión litostática), lo que convierte a los mismos en fluidos viscosos. No obstante, existen condiciones críticas durante las cuales ante un fenómeno súbito de sobrepresurización, el depósito puede no transformarse por completo y mantener en parte su cohesión primaria (*fully sheared* versus *incompletely sheared*). Esto puede ocurrir bajo diferentes circunstancias, pero en general, se vincula con despresurización temprana o presurización incompleta (Middleton y Hampton 1976). La presión de fluido anómala necesaria

para desarrollar estos procesos, se ve en general favorecida tanto por una estructura abierta y no cementada (más susceptible al colapso), como por el grado de confinamiento del medio físico a partir de los estratos impermeables limitantes del paquete sedimentario, que actúan como barreras o sellos ante la pérdida de fluidos porales.

En el presente estudio se dan a conocer fenómenos de brechamiento y licuefacción excepcionales, que se desarrollan en diferentes partes de la sección estratigráfica. No obstante, su análisis detallado se desarrolló sobre un intervalo predominantemente pelítico del Grupo Chubut, en el área de Telsen, limitado en su parte superior por cuerpos mantiformes de conglomerados arenosos y de areniscas tobáceas. Esta última facies se habría comportado como barrera impermeable, capaz de contener el escape de fluidos y dando lugar a episodios de sobrepresurización, que favorecieron el desarrollo de estructuras deformacionales que incluyen todas las transformaciones como un continuo: fragmentación incipiente, brechamiento avanzado y licuefacción parcial.

MARCO GEOLÓGICO

Estructura

El área de estudio se encuentra en las inmediaciones de la localidad de Telsen, región sudoriental del macizo de Somún Curá, en el borde oriental de la cuenca Somun-Cura-Cañadón Asfalto. Esta últi-

ma, definida como una cuenca de origen intracratónico o en posición de retroarco, desarrollada a partir del Triásico Superior-Jurásico. La misma está ubicada en el sector central de la Patagonia septentrional (Fig. 1); sus límites están conformados por el macizo Nordpatagónico al norte, la dorsal Concepción ó Chubut al oeste y el alto Río Chico-Sierra Grande al este, elementos que la separan de las cuencas Neuquina, Colorado, Valdés-Rawson, Golfo de San Jorge y Ñirihau, respectivamente. El origen de la cuenca está asociado a la fragmentación de Gondwana durante el Jurásico-Cretácico Temprano, con un relleno de cuenca que representa las distintas etapas de evolución de una cuenca de *rift-post-rift* (Cortiñas 1996). En una etapa más reciente, la región fue afectada por esfuerzos compresivos de edad terciaria cuya mayor expresión parece coincidir con los movimientos andinos. De esta manera, superponiendo al estilo extensional previo, una compresión que habría generado en algunos casos, reactivación de las fallas con desplazamiento inverso u oblicuo (Figari *et al.* 1992, Figari y Courtade 1993). Fallas de rumbo NO y NE afectan al basamento sedimentario del área, constituido por las volcanitas jurásicas de la Formación Marifil (Ardolino y Franchi 1996) (Fig. 2). En tanto que una pluma de manto astenosférico por debajo de la litósfera patagónica, podría haber desarrollado los extensos eventos volcánicos máficos, ocurridos en Patagonia desde el Paleoceno (Kay *et al.* 2004).

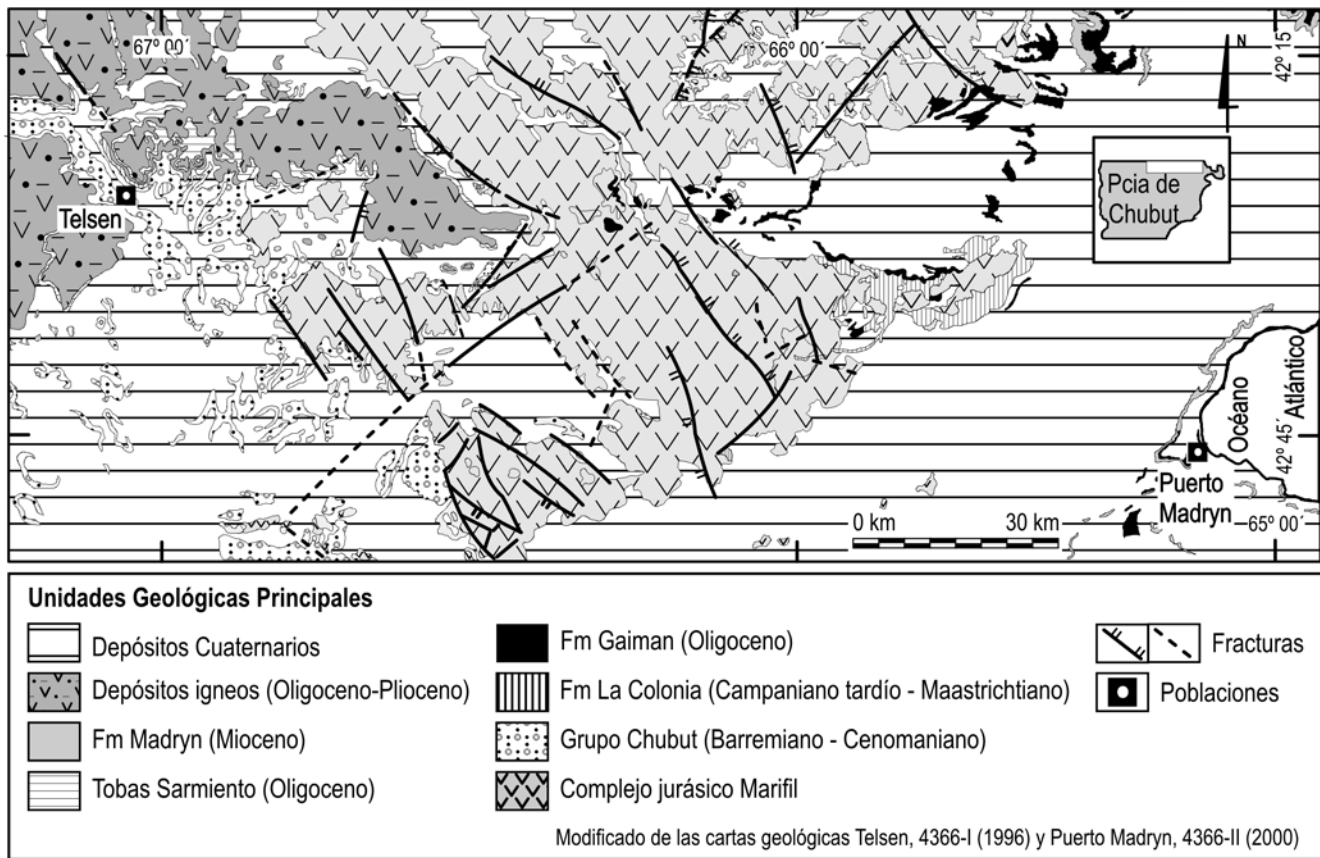


Figura 2: Mapa de unidades geológicas aflorantes en la región. Se destacan las dos expresiones ígneas con mayor extensión en el área, el complejo volcánico jurásico y los basaltos oligocenos-miocenos.

Estratigrafía

Las principales unidades sedimentarias aflorantes en el área de estudio corresponden al Grupo Chubut (Barremiano - Cenomaniano) (Codignotto *et al.* 1978) y Formación La Colonia (Campaniano - Maastrichtiano) (Ardolino y Franchi 1996). Los afloramientos del Grupo Chubut expuestos en las cercanías de Chacras de Telsen, fueron asignados al Miembro Cerro Barcino de la Formación Gorro Frigio (Nakayama *et al.* 1978) atribuidos por Chebli *et al.* (1975) a una edad próxima al Aptiano. Nañez y Malumian (2008), a 100 kilómetros al sur de la localidad de Telsen (Bajada Moreno), indicaron una edad maastrichtiana para la Formación La Colonia. Estos depósitos apoyan sobre un basamento constituido por complejos volcánicos predominantemente ácidos de la Formación Marifil, cuya edad en el sector está comprendida entre 178,7 Ma y 186,2 Ma (Alric *et al.* 1996). Sobre la columna sedimentaria des-

cripta apoyan basaltos mesetiformes oligocenos de la Formación Somuncura y miocenos de la Formación Quiñelaf, que conforman la terminación suroeste del *plateau* de Somún Cura (Fig. 2).

La columna sedimentaria aflorante en este sector (Fig. 3), abarca un espesor aproximado de 140 m con un tramo inferior representado por conjuntos de areniscas mantiformes, parcialmente conglomerádicas, que alcanzan varios metros de espesor y poseen colores blanquecinos a rosados. Estos cuerpos de significativa continuidad lateral, alternan con fangolitas rojizas sobre las que se disponen en contacto neto-erosivo. Hacia el tramo medio y superior resaltan algunos niveles tobáceos blanquecinos amarillentos que constituyen resaltes topográficos importantes. Los cuerpos areno-conglomerádicos poseen buena organización interna y estratificación cruzada en artesas de diferente escala. Los clastos, redondeados a subre-

dondeados proceden del complejo volcánico de la Formación Marifil infrayacente y acompañan intraclastos pelíticos, producto de incorporación por erosión local desde el sustrato. En los topes de estos intervalos arenosos son frecuentes las pistas y trazas fósiles de invertebrados. Los paquetes predominantemente pelíticos interpuestos poseen niveles tabulares con intenso moteado y bioturbación. Los moteados representarían procesos redox, ligados a la influencia de niveles freáticos durante etapas de diagénesis temprana. De acuerdo al análisis preliminar de facies se trataría de complejos de canales fluviales (fajas de canales) pertenecientes a sistemas entrelazados con buena continuidad lateral separados por mantos de material arcillolimo-arenoso moteados y bioturbados, que representan depósitos de llanuras de inundación, en proporciones 1:2-1:1. Por encima, suprayace la Formación La Colonia con una parte continental en tran-

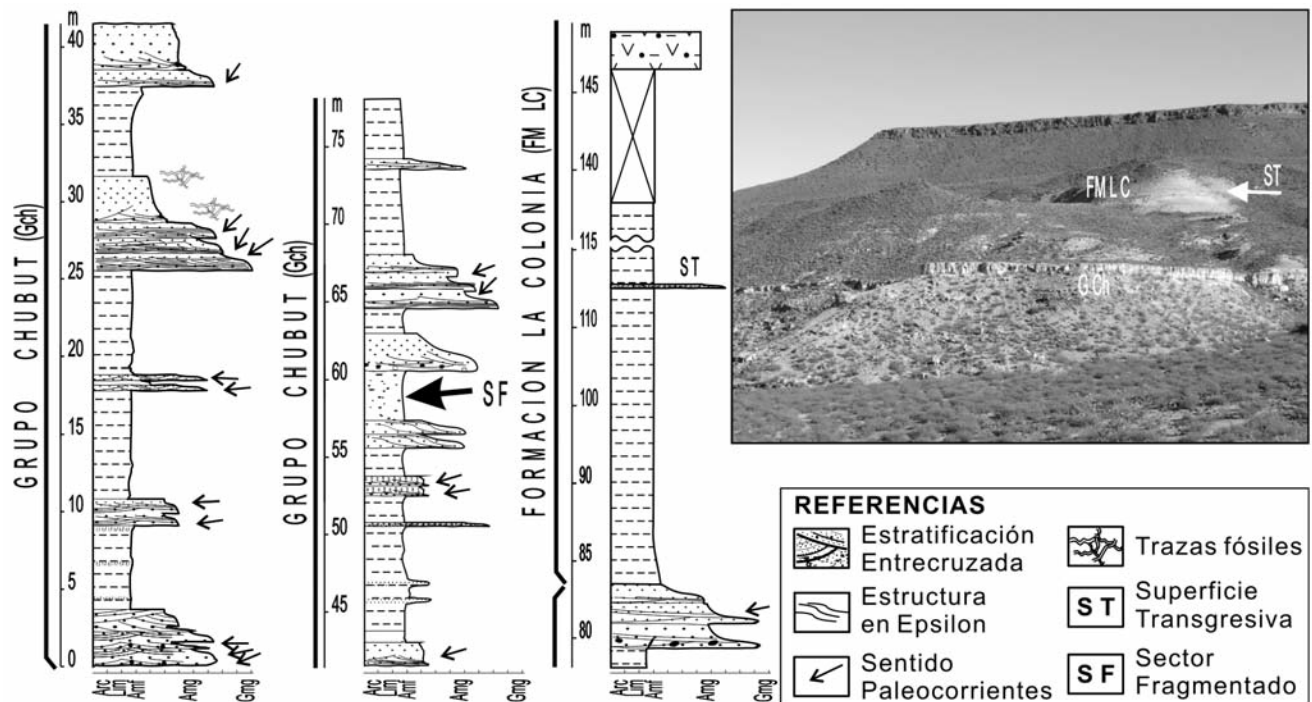


Figura 3: Perfil litoestratigráfico correspondiente a afloramientos ubicados al este del arroyo Telsen, en las proximidades de la localidad homónima. SF indica el sector de estudio contextualizado en el perfil.

sición con el Grupo Chubut y una marina desarrollada en contacto neto, a partir de un conglomerado que representa una superficie erosiva vinculada con la transgresión marina (*ravinement surface*) (Navarro *et al.* 2008). Esta unidad, se encuentra cubierta por basaltos de las Formaciones Somún Cura y Quiñelaf, de edad oligocena tardía y miocena temprana respectivamente (Ardolino y Franchi 1996), medianando en el área de Telsen, una discordancia erosiva que elimina hacia el noroeste el espesor de la Formación La Colonia (Navarro *et al.* 2008) (Fig. 3).

MICROESTRATIGRAFÍA DEL INTERVALO AFECTADO POR SOBREPRESURIZACIÓN

En el área de estudio, sobre la margen norte del arroyo Telsen y cercano al basurreo de dicha localidad, se reconocen fenómenos de fracturación intraformacionales de características excepcionales, afectando a las sedimentitas próximas al techo estratigráfico del Grupo Chubut. Se trata de un intervalo profusamente perturbado, entre 200 y 500 cm de espesor,

de la asociación de fangolitas rojas que aflora con una continuidad lateral superior al centenar de metros y está claramente controlado por los rasgos estratigráficos, desarrollándose en forma subparalela a la estratificación. El intervalo posee un límite superior neto contra un cuerpo mantiforme de conglomerados arenosos y areniscas tobáceas que se habría comportado como barrera impermeable durante los episodios de presurización. Dentro del horizonte, se reconocen verticalmente todas las transiciones entre la fragmentación incipiente y el brechamiento avanzado, el redondeamiento progresivo e *in situ* de los componentes fragmentarios y la absoluta homogeneización textural del depósito, que refleja diversos estadios de un continuo, que condujo finalmente a la licuefacción parcial.

El límite inferior es transicional, consiste en fangolitas finamente estratificadas, donde el material sedimentario no está disturbado y mantiene su estratofábrica primaria. Es posible reconocer entonces dentro del horizonte perturbado y desde la base hacia el techo cuatro intervalos con características texturales propias: fragmentado,

brechado, brechado fangosostenido y homogéneo, con gradaciones entre sí. Asimismo en forma aislada y hacia el contacto superior de la secuencia, suelen desarrollarse conductos de escape (Fig. 4).

Intervalo fragmentado *in situ*

El intervalo fragmentado se dispone de manera abrupta sobre fangolitas finamente estratificadas, moteadas y bioturbadas pertenecientes a una asociación de facies de llanuras de inundación. A partir de una superficie irregular un espesor que alcanza 110 cm de espesor se encuentra profusamente brechado (Fig. 4). El depósito se caracteriza por desarrollar fragmentos angulosos con geometrías equidimensionales a tabulares con promedio de tamaños entre 2 y 7 cm y tamaños máximos no superiores a 10 cm en la sección basal, de aproximadamente 90 cm de espesor. Excepcionalmente se registran algunos bloques tabulares con longitudes máximas de hasta 30 cm orientados en sentido paralelo a la estratificación y un ancho que alcanzan los 3-5 cm (Fig. 5a,b). Los fragmentos de la brecha poseen contactos puntuales entre sí y a veces lineales, estan-

do separados por conjuntos de fisuras rellenas, en una proporción promedio de 22% del volumen total de la roca de un material areno-limo-arcilloso homogeneizado y de color más claro. Los fragmentos angulosos preservan laminación interna o el moteado original del sustrato parental. Entre niveles decimétricos con brechamiento incipiente y tamaño promedio de bloques superior a 3-5 cm, se desarrollan niveles intensamente brechados, matriz soportados, con sistemas de fisuras anastomosadas e interconectados con algunos conductos verticales, rellenas por material fangoso (Fig. 6).

Intervalo brechado

El intervalo basal fragmentado grada sutilmente a un intervalo representado por brechas con clastos algo más redondeadas y una mayor proporción de finos intersticiales, cuyo espesor varía entre 50 y 70 cm. Consiste en una brecha con fábrica más abierta y contactos puntuales o texturas flotantes, donde los clastos individuales poseen mayor selección y menor angulosidad. Dominan las formas ahusadas o ligeramente lenticulares, con transiciones en los tamaños y un redondeamiento progresivo de los clastos. Las proporciones de fango se incrementan gradualmente hasta el 30 y 50% del total de la roca. Dentro de este intervalo superior los clastos más pequeños tienden a alinearse verticalmente alrededor de clastos de tamaño más grande (Fig. 5b,c).

Intervalo brechado fangosostenido

Este intervalo se presenta en forma transicional sobre el brechado. Se destaca por constituir una brecha fangosostenida con un espesor que varía entre 50 y 70 cm, con clastos subangulosos a subredondeados, predominantemente equidimensionales y homogéneamente distribuidos en la masa. Estos clastos alcanzan los 2,5 cm de diámetro y están formados por las mismas litologías que los intervalos inferiores. Las formas alargadas o elongadas dominan en la parte basal, con su eje mayor por lo común dispuesto en forma subparalela a la estratificación o subvertical. Hacia el techo de

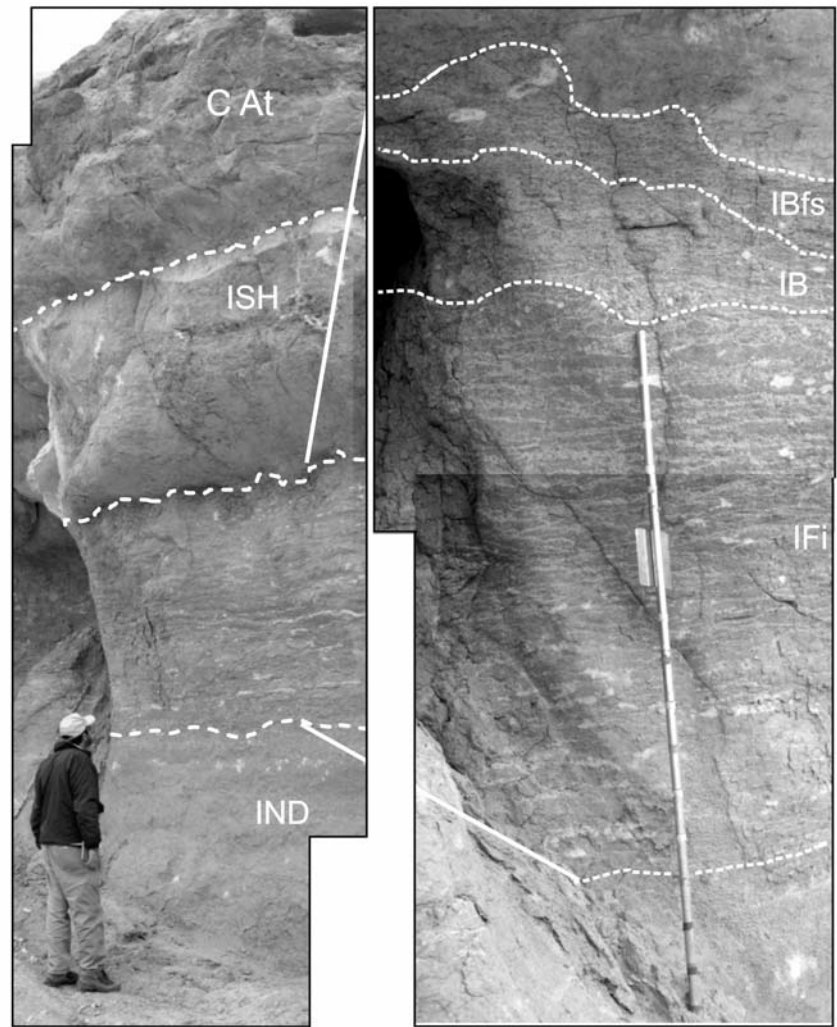


Figura 4: Microestratigrafía. Desarrollo vertical de estadios de un continuo, en el que se muestra las transiciones entre la fragmentación incipiente, brechamiento avanzado, redondeamiento progresivo e *in situ* de los fragmentos, y por último, homogeneización textural completa del depósito. CAAt: Conglomerado arenoso tobáceo, IND: Material indisturbado, IFi: Intervalo fragmentado *in situ*, IB: Intervalo brechado, IBfs: Intervalo brechado fango sostenido y ISH: Intervalo superior homogéneo.

este intervalo se observa una tendencia grano-decreciente, representada por una cola de gruesos en una matriz fina, que supera claramente el 50%. En este intervalo superior, donde es notable el incremento del material intersticial, la matriz fina envuelve a los clastos formando líneas de flujo dispuestas ortogonalmente a la estratificación, generando colas que se dirigen hacia el tope de la sucesión (Fig. 7).

Intervalo superior homogéneo

Forma parte del tramo superior de la microestratigrafía disrupta y, aunque con espesor variable alcanza 120 cm. Está constituido por un horizonte con límites gra-

duales con el infrayacente y compuesto de material detrítico fangoso, carente de fábrica interna. Sobreyace en forma transicional al intervalo brechado, en tanto que en la parte superior, el contacto con las facies gruesas impermeables es neto. Dentro de este intervalo, es posible reconocer en forma dispersa, relictos de fragmentos subredondeados de diversa granulometría (Figs. 4 y 9).

Conductos de escape

Conductos de escape potenciales se desarrollan generalmente como formas pequeñas que no superan los 15 cm de longitud, y se manifiestan por lo común en

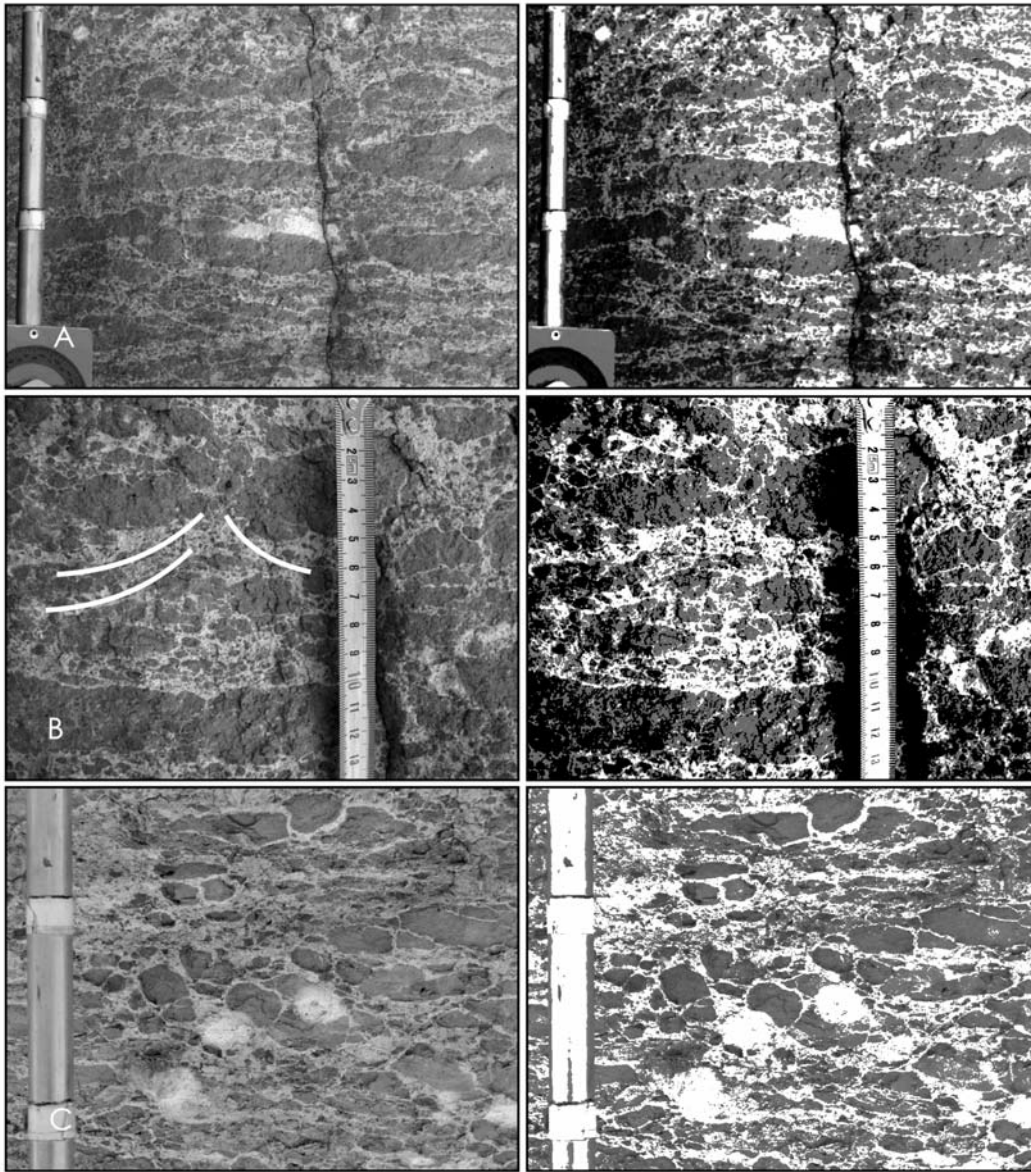


Figura 5: Desde la parte superior a inferior de la figura se observan los grados progresivos de perturbación y "redondeamiento *in situ*". a) Detalle de la fábrica interna heterogénea del intervalo fracturado. Se destacan "microintervalos" mejor texturados separando capas con incipiente fracturación. En la parte inferior de la figura se observa un patrón de fracturación oblicuo muy fino, posiblemente vinculado con el sentido de la despresurización. Hacia la parte superior, se observa un pasaje a un término con mayor proporción de matriz fina y mejor redondeamiento de las partículas involucradas, donde se transforma en un depósito homogeneizado (*fully sheared*); b) Alternancia de niveles semirígidos con otros relativamente homogeneizados a medida que avanza el proceso de brechamiento hidráulico. Se destaca en la foto una estructura de escape tipo embudo invertido, proyectada hacia arriba desde un nivel fracturado. Se observan los bloques más grandes fracturados de la capa competente y el conducto de escape parcialmente ocluido por granos subredondeados; c) Clastos con un redondeamiento significativo suspendidos en una matriz intersticial que alcanza un 40% del depósito.

el contacto entre el intervalo brechado y el intervalo superior homogéneo. Están constituidos por brechas cuyos clastos son mayoritariamente aplanados y subredondeados, con tamaños que no superan los 1,7 cm (Fig. 5b) y 3,5 cm (Fig. 8), respectivamente. No obstante, clastos cercanos al metro de longitud se encuentran presentes en forma excepcional. En todos los casos, y en particular para los clastos aplanados, su eje mayor tiende a alinearse verticalmente, de manera tal que desarrollan estructuras con forma de embudo invertido que alcanzan a protruir dentro del intervalo homogéneo. Estructuras de mayor tamaño, son observadas con un eje central

que alcanzan 250 cm de longitud, atravesando el intervalo superior homogéneo (Fig. 9). No fueron observados diques clásicos asociados.

INTERPRETACIÓN

El estudio de rasgos postdeposicionales en rocas sedimentarias ha recibido una atención creciente a través del tiempo, principalmente aquellos asociados a una diagénesis temprana, etapa en la que las unidades sedimentarias son susceptibles de deformarse plásticamente (Maltman 1994, Van Loon 2003, Collinson *et al.* 2006, Mörner 2005). Sin embargo, los ejemplos descrip-

tos en el registro fósil sobre fenómenos que condujeron a un autobrechamiento de materiales sedimentarios ya litificados y a su eventual fluidización son escasos (Montenat *et al.* 2007). De esta manera, el brechado *in situ* de la estratificación primaria aquí descrita, se habría desarrollado a partir de un comportamiento frágil de la deformación. Si bien este fenómeno de fracturación hidráulica es muy conocido en la industria extractiva del petróleo (Mohaghegh *et al.* 1999, Bungler y Detournay 2007) no constituye una expresión común en sucesiones fósiles y en este sentido, sería un ejemplo natural excepcional.

Mecanismos disparadores del brechamiento

El brechamiento descrito podría ser consecuencia de un proceso instantáneo de fracturación hidráulica natural. No existen muchos mecanismos alternativos que sean capaces de convertir roca en sedimento y llegar a licuarla. La sismicidad ha sido interpretada como la causa más probable de este último fenómeno (Obermeier 1996, Samaila *et al.* 2006, Moretti y Sabato 2007, Rodríguez-Lopez *et al.* 2007). Brechas intraformacionales similares a las descritas en este trabajo han sido relacionadas con eventos sísmicos de corta duración (Rossetti y Góes 2000). Asimismo, los rasgos aquí encontrados cumplen con algunos de los criterios de reconocimiento de paleosismitas propuestos por distintos autores (ej: Sims 1975, Obermeier 1996), entre los que se distinguen confinamiento a un horizonte estratigráfico y desarrollo en materiales potencialmente licuefactables. Otros criterios como la extensión areal no pudieron ser confirmados por la falta de exposición de los depósitos. Además, en nuestro conocimiento no habría ejemplos análogos de reproducción experimental en laboratorio. Considerando el conjunto de criterios, se interpreta que la sismicidad podría haber sido el disparador de la sobrepresurización, que condujo al desarrollo de la fracturación hidráulica y parcial homogeneización del intervalo estudiado (véase más adelante en este párrafo). A su vez, para que se produzca el brechamiento súbito, la carga de la columna de roca debe haber sido equilibrada por sobrepresurización extrema, posibilitando la propagación horizontal del brechamiento en un horizonte confinado (Eichhubl y Behl 1998, Wong *et al.* 2004). Los fragmentos así generados, son sostenidos por la propia presión de poros hasta que son expelidos hacia niveles superiores cuando encuentran vías de escape (Obermeier *et al.* 2005).

Durante un sismo, un conjunto de factores condicionan las texturas resultantes y los procesos de licuefacción. Entre los principales, se destacan el grado de consolidación del sustrato afectado y la posición del nivel piezométrico respecto de la superfi-

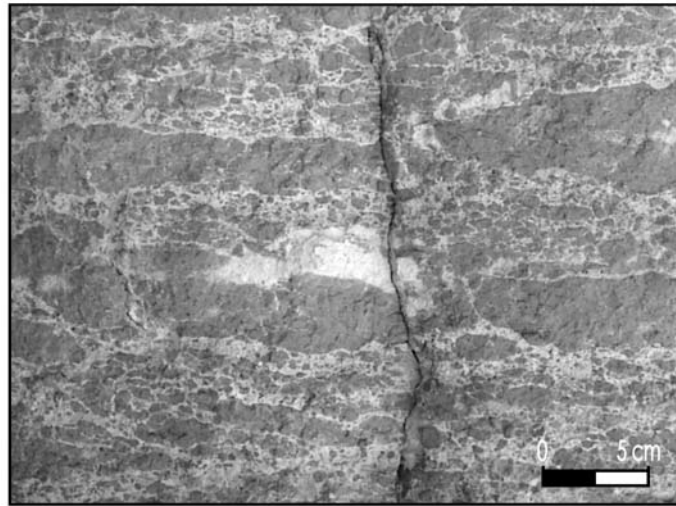


Figura 6: Niveles intensamente brechados, matriz soportados, con sistemas de fisuras anastomosadas e interconectados con algunos conductos verticales rellenos por material fangoso. Fragmentos con cambios progresivos en su tamaño.



Figura 7: Tramo superior de la microestratigrafía disrrupta. Transición gradual desde el intervalo brechado al Intervalo superior homogéneo (ISH) compuesto de material detrítico fangoso, carente de fábrica interna. Fragmentos subredondeados dispersos en la masa.

cie del terreno. La susceptibilidad de licuefacción decrece fuertemente con el incremento de su profundidad, dado que aumenta la carga litostática y, en consecuen-

cia, la resistencia al corte de los materiales (Obermeier 1996). Según este autor, el proceso de licuefacción ocurre particularmente unos pocos metros por debajo

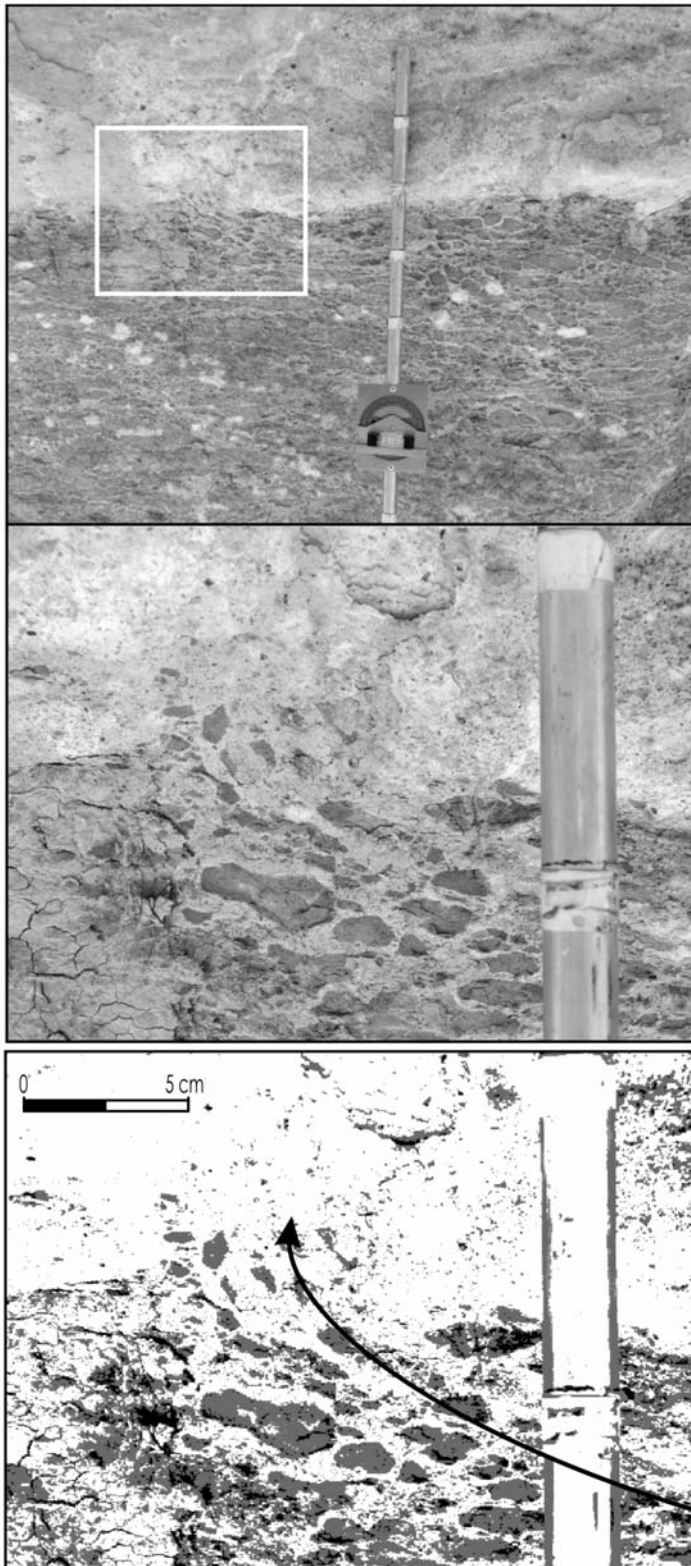


Figura 8: Contacto con el intervalo superior homogéneo. Desarrollo de conductos de escape de formas pequeñas. Los clastos tienden a alinearse en trayectorias verticales, con forma de embudo invertido, que alcanzan a protruir dentro del intervalo homogéneo.

de la superficie cuando el nivel piezométrico está cercano a ella. Considera como profundidad óptima entre 200 y 400 cm desde la superficie y propone que este pro-

ceso se puede desarrollar hasta aproximadamente 10 m de profundidad. Si bien este mecanismo explica el proceso de licuefacción-fluidización no explica

el brechamiento que evidencia un fuerte confinamiento de materiales previamente litificados y requiere de un sello impermeable para generar la sobrepresurización necesaria para la fracturación hidráulica del depósito. Por esta razón, se propone una condición más profunda para su formación y la existencia de una capa u horizonte que actúe como "sello", para posibilitar el confinamiento necesario para la generación de este brechamiento.

Orígenes alternativos

Diversos orígenes han sido propuestos para procesos de licuefacción-fluidización en ejemplos fósiles, aunque no estrictamente para brechamientos como el descrito. La actividad sísmica resulta el más conocido, dentro de marcos tectónicamente activos, y es la que más comúnmente desarrolla expresiones sedimentarias de este tipo (Upadhyay 2003, Gruszka y Van Loon 2007, Rodríguez-López *et al.* 2007, Singh y Jan 2007). Aunque, el fenómeno ha sido también interpretado en márgenes pasivos (Foix *et al.* 2008, Rossetti *et al.* 2010). En ambientes englazados otros mecanismos alternativos, independientes de los eventos sísmicos, han sido propuestos para generar profusa deformación y licuefacción (Murton 2001, Van Loon 2002, Hall y Els 2002, Fard y Van Loon 2004, Le Heron *et al.* 2005). Otra posibilidad es el impacto de grandes olas de tormenta o tsunamis (Williams 1996), las cuales son capaces de desarrollar un importante esfuerzo de corte sobre los sedimentos del fondo marino, aún cuando la profundidad alcance los 60-70m (Obermeier 1996). Un alto gradiente de terreno (Callot *et al.* 2008) que genere un movimiento en masa inducido por la gravedad (Ortner 2007) o la rápida sobrecarga de sedimentos en contextos deltaicos (Moretti y Sabato 2007), pueden constituir otras causas para generar estructuras deformacionales y de licuefacción.

Todas estas alternativas son en nuestro caso muy poco probables por tratarse de un ambiente continental alejado de la influencia de hielo. Como alternativa, puede incluso el impacto de un bólido (Simms

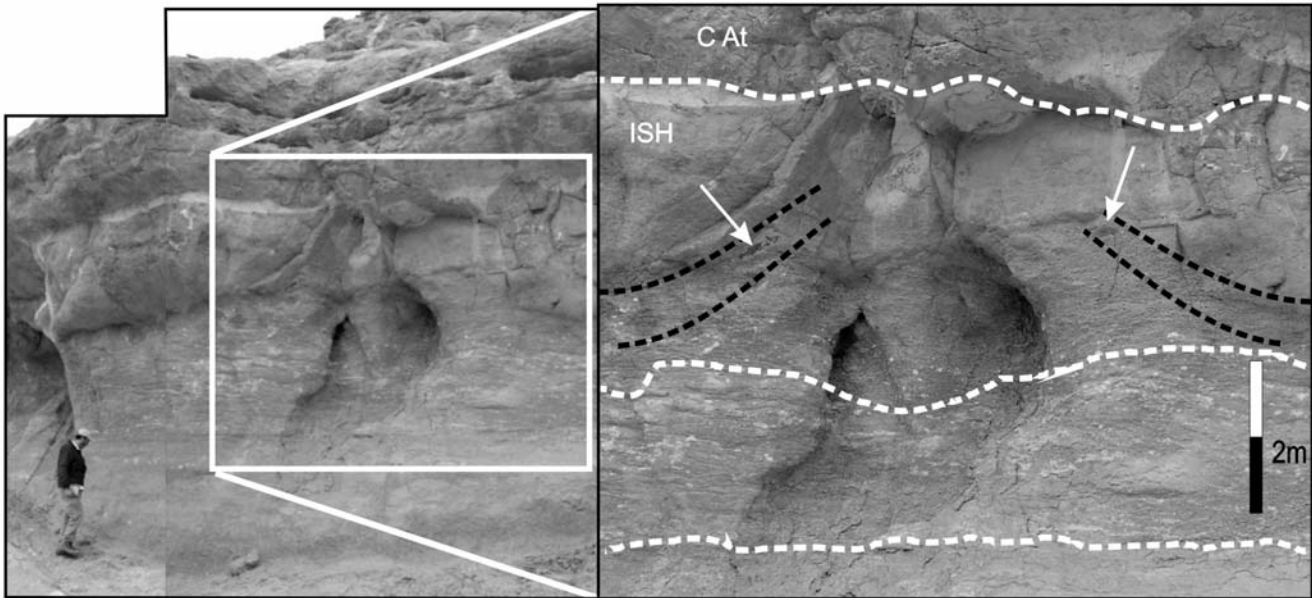


Figura 9: Intervalo superior homogeneizado (ISH) con estructuras de conductos de escape que se proyectan dentro del mismo. Se señala clastos de aproximadamente 0,90 m de longitud en la trayectoria del escape.

2003), constituir una posibilidad como agente disparador del efecto descrito. Asimismo, la notable continuidad lateral (decenas de kilómetros) de los cuerpos sedimentarios (Navarro *et al.* 2008) portadores de este intervalo perturbado, que se corresponden con asociaciones de facies de llanura de inundación, permite descartar la posibilidad de pendientes topográficas marcadas, como elemento generador de los procesos de licuefacción/fluidización.

DISCUSIÓN

La ausencia de estructuras de deformación dúctil vinculadas con este intervalo, sugiere que el desarrollo de toda esta secuencia habría tenido lugar según un comportamiento reológico predominantemente frágil. Considerando para las estructuras aquí descritas un origen asociado a la energía sísmica, un nivel piezométrico cercano a la superficie es necesario para que tenga lugar el desarrollo de estructuras deformacionales (Obermeier 1996), razón por la cual, este comportamiento reológico predominantemente frágil estaría particularmente asociado a una etapa de telodiagénesis (o diagénesis de exhumación) del Grupo Chubut. Al aumentar repentinamente la presión de poros, se habría alcanzado un umbral de

resistencia donde las fangolitas se habrían brechado (autobrechas) y parcialmente licuado. Este fenómeno de fracturación hidráulica, inducido por sobrepresurización, ocurre en medios saturados donde el incremento de la presión poral disminuye los esfuerzos normales efectivos, mientras que el esfuerzo de cizalla permanece constante. De esta manera, se produce un aumento de la fragilidad del depósito sedimentario, independientemente de su grado de consolidación y litificación, con lo cual se crean condiciones en las que el material tiene una menor resistencia de corte (Sellés Martínez 1996). El colapso que se genera por esta ruptura, se ve favorecido por un aumento de la presión hidrostática, ya que de esta forma disminuye o anula el esfuerzo de confinamiento efectivo, de manera tal que ante un evento disparador la ruptura se vuelva inevitable (Obermeier 1998). Aunque para este caso, dada la exhumación y erosión de la cubierta sedimentaria, esta situación no habría ocurrido. De la misma forma, puede ser favorecido por la expansión de eventuales gases atrapados en los poros de un nivel estratigráfico, hasta un punto crítico o umbral de resistencia, que facilitan una dilatación repentina y fluidización, independientemente del grado de cementación y empaquetamiento de la

estructura (Ghiglione 2002).

El comportamiento "quebradizo" puede ser inducido por sobrepresión, que al reducir los esfuerzos efectivos normales, produce un debilitamiento aparente del material, capaz no sólo de generar fracturación, sino también producir el arrastre de las partículas por el fluido en movimiento debido a un gradiente de presión, independiente de la magnitud absoluta de la misma (elutriación) (Sellés Martínez 1996). Particularmente, el pasaje de una onda vibratoria produce un pico transitorio en la presión de los fluidos preexistentes, que reduce drástica y rápidamente el esfuerzo efectivo.

La parcial licuefacción que se observa no sería producto de un vibrado clásico, como es el caso de la pérdida de estabilidad de un armazón textural relativamente abierto para adquirir una mayor estabilidad (Allen 1985). En este caso, las relaciones texturales y la secuencia observada permiten sugerir que el fango intersticial se habría generado a partir de licuefacción y desgranado por sobrepresurización y no a partir de colapso y fluidización de un material friable. Aunque parece algo sutil, debe considerarse como un elemento de juicio diagnóstico para diferenciar el estado original del material parental y con ello po-

der interpretar la génesis. La presencia de rasgos tales como redondeamientos progresivos en conductos o por niveles, no permiten sospechar que el fango haya sido introducido.

La ausencia de importantes vías de escape como conductos, refleja que el fenómeno de brechamiento y licuefacción estuvo restringido a un intervalo estratigráfico confinado. Este proceso se vio facilitado al quedar impedida la salida del fluido intersticial a través de conductos aliviadores, permitiendo de esta manera, una sostenida despresurización. Este estado de relativo confinamiento controlado por horizontes resistentes e impermeables, habría favorecido el desarrollo mantiforme del brechamiento (Eichhubl y Behl 1998). El mismo se habría propagado según planos de "foliación" subparalelos a la estratificación y en este caso especial, la estratigrafía permaneció *quasi* horizontal. Habría existido un gradiente horizontal de presión hasta alcanzar un umbral que venció la resistencia de corte, con una descompresión según un eje vertical. Así, con gradientes de presión mínimos, se habría inducido un flujo donde el movimiento confinado del fluido intersticial, condujo a un progresivo "redondeamiento" de los fragmentos que redujeron su tamaño (Fig. 5c). De esta manera, se habría producido la transformación progresiva del depósito sedimentario en una masa de sedimentos fluidificados (elutriación) sobrenadantes, asociados en este caso con el intervalo superior homogéneo.

Sólo se hallaron potenciales conductos de escape en forma localizada, razón por la cual estas fábricas y texturas de sobrepresurización se habrían desarrollado en forma especial, con una capa confinante que al menos en el sector de estudio, no llegó a ser hidráulicamente fracturada. Se puede interpretar que el brechamiento habría tenido lugar en forma casi instantánea, una vez que la sobrepresurización alcanzó el umbral. En tanto que una sobrepresurización sostenida, a partir de un horizonte que se comportó como barrera impermeable, condujo a una relativa homogeneización del depósito. Ésta es una génesis

secundaria para depósitos macizos, que debe ser considerada como una explicación alternativa para depósitos carentes de estratificación.

Para estructuras deformacionales vinculadas a una paleosismicidad, no obstante ser la escala de Mercalli modificada una medida cualitativa del daño causado por estos (Wood y Neumann 1931), su magnitud es por lo común empleada para vincularla con estas estructuras (Papathanassiou *et al.* 2005, Fox *et al.* 2008, Gruszka y van Loon 2007, Rodríguez-Pascua *et al.* 2000, González de Vallejo *et al.* 2005). Algunos autores consideran que una intensidad de grado 5 (MV), es la mínima necesaria para que tengan lugar rasgos de deformación en sedimentos (Rodríguez-Pascua *et al.* 2000, Moss y Howells 1996 y Rossetti, Santos 2003), en tanto que otros, sugieren que la misma debería ser superior al grado 6 (MVI) (Sims 1975, Obermeier 1996). Intensidades por debajo de estos valores, no serían suficiente para desencadenar este tipo de fenómenos (Rodríguez-Pascua *et al.* 2000, Obermeier 1996). En consecuencia, asumiendo que el conjunto de estructuras descritas fueron generadas a partir de un solo episodio sísmico, se sugiere que la magnitud habría superado el grado 5 ($M > 5$) según la escala Mercalli modificada. No obstante, vale remarcar que en nuestro caso la unidad afectada fue previamente litificada, razón por la cual ésta magnitud constituiría tan sólo un umbral mínimo.

Implicancias regionales

Estructuras deformacionales de naturaleza sinsedimentaria vinculadas a la actividad sísmica en márgenes pasivos fueron recientemente reconocidas en la cuenca de San Jorge (Foix *et al.* 2008), que limita hacia el sur con la de Somuncura-Cañadón Asfalto. Según estos autores representarían la actividad de paleosismos que habrían tenido lugar durante el Paleoceno.

En particular para el área de Telsen, y teniendo presente la evolución tectosedimentaria similar de la cuenca Somuncura-Cañadón Asfalto, estos episodios podrían haber tenido influencia en la región mediante la reactivación de alguna estructura

antigua (Figari *et al.* 1992, Figari y Courtade 1993, Cortiñas 1996). Particularmente, el reconocimiento en la zona de fallas normales que afectan los estratos del Grupo Chubut, son indicativas que una sismicidad activa pudo haber tenido lugar en la región, probablemente asociada a un intervalo de tiempo post-Aptiano - pre-Maastrichtiano, asumiendo una edad aptiana para el Grupo Chubut (Chebli *et al.* 1975) y una edad maastrichtiana para la Formación La Colonia (Náñez y Malumian 2008). No se descarta que la fuente de esta energía se vincule al desarrollo del plateau basáltico asociados a plumas de manto en Patagonia (Kay *et al.* 2004).

CONCLUSIONES

Rocas sedimentarias del Grupo Chubut en el sector este de la cuenca Somuncura-Cañadón Asfalto, correspondiente al Miembro Cerro Barcino de la Formación Gorro Frigio, vinculadas a facies de llanura de inundación, presentan rasgos asociados a procesos de licuefacción/fluidización. Estos fenómenos constituyen una evidencia de sobrepresurización por encima de valores críticos con respecto a las propiedades reológicas de las sedimentitas, asociados a un estadio de diagénesis tardío. En particular, tanto la magnitud del hiato existente entre la edad aptiana asignada a los estratos aflorantes del Grupo Chubut en el área de Chacras de Telsen (Chebli *et al.* 1975) y la edad campaniana - maastrichtiana (Ardolino y Franchi 1996) y maastrichtiana (Náñez y Malumian 2008) adjudicada a los sedimentos de la Formación La Colonia, como el patrón de desarrollo de los rasgos aquí observados, permiten vincular estos fenómenos a estratos afectados por una etapa de telodiagénesis o diagénesis de exhumación. Por esta razón, constituyen además un ejemplo excepcional de desarrollo natural de brechamiento, de características inusuales, a partir de un medio frágil.

Puede reconocerse una sucesión vertical continua que se extiende por aproximadamente 450 cm de espesor y que comprende de abajo hacia arriba cuatro intervalos

bien definidos: fragmentado in situ, brechado, brechado fango sostenido y superior homogéneo, con algunos potenciales conductos de escape. La capa suprayacente confinante de facies gruesas correspondientes a sistemas de canales entrelazados, no alcanzó el umbral de fracturación hidráulica, manifestado en parte, por la ausencia de canales de extrusión que permitiera el escape del fluido a través de las mismas.

El brechamiento existente, evidencia el confinamiento de materiales previamente litificados con una capa "sello" que facilitó la sobrepresurización necesaria para la fracturación hidráulica del depósito. Aunque este tipo de estructuras se asocian por lo común a un nivel piezométrico alto, se propone una condición más profunda para su formación.

Fallas normales que afectan en la región los estratos del Grupo Chubut, son indicios de una actividad sísmica que podría haber dado lugar a esta fábrica brechada. Movimientos sísmicos de magnitud superior a 5 ($M > 5$), habrían sido los disparadores de los procesos de licuefacción y fluidización. Vale destacar que en nuestro caso la unidad afectada fue previamente litificada, razón por la cual, éste constituiría un umbral mínimo, con una edad de generación que podría estar asociada a un intervalo post-Aptiano - pre-Maastrichtiano.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a J. Stinco y un revisor anónimo, cuyas observaciones mejoraron el presente trabajo. Muy especialmente se agradece a J. Sellés Martínez, sus valiosos comentarios enriquecieron sustancialmente la discusión del manuscrito original. Los trabajos de campo fueron parcialmente financiados por el proyecto PIP CONICET 02047.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J. 1985. Principles of Physical Sedimentology. Allen and Unwin, 272 p., London.
- Alric, V., Haller, M., Feraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M. 1996. Cronología 40Ar/Ar39 del volcanismo Jurásico de la Patagonia Extrandina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 243-250, Buenos Aires.
- Ardolino, A.L. y Franchi, M. 1996. Hoja Geológica 4366-I. Telsen. Provincia de Chubut. Subsecretaría de Minería de la Nación, Boletín 215, 110 p., Buenos Aires.
- Bezerra, F.H., da Fonseca, V., Vita-Finzi, C., Lima-Filho, F.P. y Saadi, A. 2005. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. *Engineering Geology* 76: 191-208.
- Bunger A.P. y Detournay, E. 2007. Early time solution for a penny-shaped hydraulic fracture. *Journal of Engineering Mechanics - ASCE* 133: 534-540.
- Callot, P., Odonne, F. y Sempere, T. 2008. Liquefaction and soft-sediment deformation in a limestone megabreccia: The Ayabacas giant collapse, Cretaceous, southern Peru. *Sedimentary Geology* 212: 49-69.
- Chebli, W., Nakayama, O., Sciotto, J. y Serraiotto, A. 1975. Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la Provincia homónima. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 375-392, Bahía Blanca.
- Chunga, K., Livio, F., Michetti, A. y Serva, L. 2007. Synsedimentary deformation of Pleistocene glaciolacustrine deposits in the Albese con Cassano Area (Southern Alps, Northern Italy), and possible implications for paleoseismicity. *Sedimentary Geology* 196: 59-80.
- Codignotto J., F. Nullo, J. Panza y Proserpio, C. 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, Provincia de Chubut, Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 471-480, Buenos Aires.
- Collinson, J., Mountney, N. y Thompson, D. 2006. Sedimentary structures. Terra Publishing, 292 p., Harpenden.
- Cortiñas, J. 1996. La Cuenca de Somuncura-Cañadón Asfalto: Sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. 8° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 147-163, Buenos Aires.
- Eichhubl, P. y Behl, R.J. 1998. Diagenesis, deformation, and fluid flow in the Miocene Monterey Formation of coastal California. En Eichhubl, P. (ed.) SEPM Pacific Section, Special Publication 83: 5-13.
- Fard, A.M. y Van Loon A.J. 2004. Deformation of an early Preboreal deposit at Nykvärn (SE Sweden) as a result of the bulldozing effect of a grounding iceberg. *Sedimentary Geology* 165: 355-369.
- Fernandes, L.A., Castro, A.B. y Basilici, G. 2007. Seismites in continental sand sea deposits of the Late Cretaceous Caiuá Desert, Bauru Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 199: 51-64.
- Figari, E. y Courtade, S. 1993. Evolución Tectosedimentaria de la Cuenca Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 66-77, Mendoza.
- Figari, E., Courtade, S. y Homocv, J. 1992. Estructura de la Cuenca de Cañadón Asfalto. YPF, Comisión Geológica No 2 (Inédito), 56 p., Buenos Aires.
- Foix, N., Paredes, J. y Giacosa R. 2008. Paleo-earthquakes in passive-margin settings, an example from the Paleocene of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 205: 67-78.
- Ghiglione, M.C. 2002. Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno inferior de la Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 103-118.
- González de Vallejo, L., Tsigé, M. y Cabrera, L. 2005. Paleoliquefaction features on Tenerife (Canary Islands) in Holocene sand deposits. *Engineering Geology* 76: 179-190.
- Gruszka, B. y Van Loon, A.J. 2007. Pleistocene glaciolacustrine breccias of seismic origin in an active graben (central Poland). *Sedimentary Geology* 186: 19-26.
- Hall, R.C.B. y Els. B.G. 2002. The origin and significance of load-induced deformation structures in soft-sediment and lava at the base of the Archaean Ventersdorp Supergroup, South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 35: 135-145.
- Horváth, Z., Michéli, E., Mindszenty, A. y Berényi-Uveges, J. 2005. Soft-sediment deformation structures in Late Miocene-Pleistocene sediments on the pediment of the Mátra Hills (Visonta, Atkár,Verseg): Cryoturbation, load structures or seismites?. *Tectonophysics* 410: 81-95.
- Kay, S., Gorrington, M. y Ramos, V. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S

- latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 556-568.
- Le Heron, D.P., Sutcliffe, O.E., Whittington, R.J. y Craig, J. 2005. The origins of glacially related soft-sediment deformation structures in Upper Ordovician glaciogenic rocks: implication for ice-sheet dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 218: 75-103.
- Maltman, A. 1994. *The geological deformation of sediments*. Chapman and Hall, 362 p., London.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. En: Stanley, D.J. y Swift, D.J.P. (eds) *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. John Wiley, p. 197-218, New York.
- Mohaghegh, S., Balanb, B., Platon, V. y Ameri, S. 1999. Hydraulic fracture design and optimization of gas storage wells. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 23: 161-171.
- Montenat, C., Barrier, B., Ott d'Estevou, P. y Hibsich, C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196: 5-30.
- Moretti, M. y Sabato, L. 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology* 196: 31-45.
- Mörner, N. 2005. An interpretation and catalogue of paleoseismicity in Sweden. *Tectonophysics* 408: 265-307.
- Moss, S.J. y Howells, C. 1996. An anomalously large liquefaction structure, Oligocene, Ombilin Basin, West Sumatra, Indonesia. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences* 14: 71-78.
- Murton, J. 2001. Thermokarst sediments and sedimentary structures, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada. *Global and Planetary Change* 28:175-192.
- Nakayama, C., Sciutto, J.C., Castrillo, E. y Fernandez, C. 1978. Contribución al conocimiento geológico del sector noreste de la provincia de Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 657-670, Buenos Aires.
- Náñez, C. y Malumíán, N. 2008. Paleobiogeografía y paleogeografía del Maastrichtense marino de la Patagonia, Tierra del Fuego y la Plataforma Continental Argentina, según sus foraminíferos bentónicos. *Revista Española de Paleontología* 23: 273-300.
- Navarro, E., Marcela Borel, C., Guler, V. y Astini, R. 2008. Anatomía y facies asociadas a una superficie transgresiva en un mar epicontinental patagónico, Formación La Colonia, Telsen, Chubut. 12° Reunion Argentina de Sedimentología, Actas: 126, Buenos Aires.
- Obermeier, S. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology* 44: 1-76.
- Obermeier, S. 1998. Seismic liquefaction features: examples from paleoseismic investigations in the continental United States. United States Geological Survey, Open File Report 98-488: <http://pubs.usgs.gov/of/1998/398-488/>.
- Obermeier, S., Olson, S. y Greend, R. 2005. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology* 76: 209-234.
- Ortner, H. 2007. Styles of soft-sediment deformation on top of a growing fold system in the Gosau Group at Muttekkopf, Northern calcareous Alps, Austria: Slumping versus tectonic deformation. *Sedimentary Geology* 196: 99-118.
- Papathanassiou, G., Pavlides, S., Christaras, B. y Pitolakis, K. 2005. Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the broader Aegean region. *Journal of Geodynamics* 40: 257-278.
- Rodríguez-Lopez, J., Meléndez, N., Soria, A. R., Liesa, C. y Van Loon, A. 2007. Lateral variability of ancient seismites related to differences in sedimentary facies (the synrift Escucha Formation, mid-Cretaceous, eastern Spain). *Sedimentary Geology* 201: 461-484.
- Rodríguez-Pascua, M., Calvo, J.P., De Vicente, G. y Gómez-Gras, D. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology* 135: 117-135.
- Rossetti, D. y Góes, A. 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codo Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology* 135: 137-156.
- Rossetti, D. y Santos Jr., E. 2003. Events of sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cameté Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology* 161: 107-130.
- Rossetti, D., Bezerra, H., Góes, M. y Neves, B. 2010. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology*. doi:10.1016/j.sedgeo.2010.02.005.
- Samaila, N.K., Abubakar M.B., Dike, E.C. y Obaje, N.G. 2006. Description of soft-sediment deformation structures in the Cretaceous Bima Sandstone from the Yola Arm, Upper Benue Trough, Northeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 44: 66-74.
- Sellés Martínez, J. 1996. Concretion morphology, classification and genesis. *Earth-Science Reviews* 41: 177-210.
- Sims, J.D. 1975. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science* 182: 161-163.
- Simms, M.J. 2003. Uniquely extensive seismites from the latest Triassic of the United Kingdom: Evidence for bolide impact? *Geology* 31: 557-560.
- Singh, S. y Jain, A. 2007. Liquefaction and fluidization of lacustrine deposits from Lahaul-Spiti and Ladakh Himalaya: Geological evidences of paleoseismicity along active fault zone. *Sedimentary Geology* 196: 47-57.
- Upadhyay, R. 2003. Earthquake-induced soft-sediment deformation in the lower Shyok river valley, northern Ladakh, India. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 413-421.
- Van Loon, A. 2003. How 'hard' are hard-rock deformations? *Earth-Science Reviews* 61: 181-188.
- Williams, G. 1996. Soft-sediment deformation structures from the Marinoan glacial succession, Adelaide foldbelt: implications for the palaeolatitude of late Neoproterozoic glaciations. *Sedimentary Geology* 106: 165-175.
- Wong, T., David, C. y Menedez, B. 2004. Mechanical Compaction. En Guéguen, Y. y Boutéca, M. (eds.) *Mechanics of fluid saturated rocks*. International Geophysics Series 89: 323-356.
- Wood, H.O. y Neumann, F. 1931. Modified Mercalli intensity scale of 1931. *Seismological Society of America* 21: 277-283.

Recibido: 22 de septiembre, 2009

Aceptado: 10 de agosto, 2010