

Trampas estratigráficas en ambientes glacimarininos

por Gustavo González
Bonorino
Servicio Geológico
Nacional

Introducción

Una tercera parte de las actuales plataformas continentales está sometida a un régimen glacial, y esta proporción fue mayor durante épocas glaciales. Aproximadamente un 10 % del tiempo Fanerozoico estuvo ocupado por glaciaciones (incluyendo épocas interglaciales). Por lo tanto, el volumen de depósitos de plataformas englazadas es claramente significativo. Un régimen glacial influye marcadamente sobre la sedimentación en una plataforma marina, ya sea ésta dominada por oleajes, tormentas o mareas. Lo hace de dos maneras principales: a) introduciendo detrito terrígeno grueso a la plataforma, y b) provocando fuertes fluctuaciones en el nivel relativo del mar. En este trabajo se argumenta que estas modificaciones pueden ser beneficiosas para la acumulación de hidrocarburos. La argumentación se hace en tres partes. Primero se reseñan de modo general el estilo de la sedimentación en una plataforma englazada. Luego se describen afloramientos del Grupo Te-

puel (Carbónico inferior - Pérmico inferior; Suero, 1948; Andreis y ot., 1987) en el Chubut noroccidental, para ejemplificar algunas de las propuestas generales. Y finalmente se discute la posible extrapolación de esas ideas a otras cuencas del Paleozoico superior en Argentina.

Plataformas Englazadas

El ambiente sublitoral, o de plataforma, se extiende entre el nivel de base de olas con marcalmo y el talud continental.

Los sedimentos sublitorales son predominantemente fango, que puede ser rico en materia orgánica merced a una alta productividad biológica y una alta tasa de sedimentación. Las arenas son abundantes sólo en la plataforma interna, adosada a la zona litoral, a donde llegan transportadas por corrientes barotrópicas y baroclínicas generadas durante tormentas. Esta arena es erosionada de la zona litoral. La mayor parte de la plataforma queda, pues, libre de arena. Con el tiempo, avances y retrocesos de la línea de costa

en respuesta a fluctuaciones eustáticas pueden superponer estos dos ambientes sedimentarios contrastes de modo tal que los cuerpos de arena queden encerrados por fango, dando trampas estratigráficas. Este escenario es válido para las plataformas continentales en general, con fluctuaciones del nivel del mar lentas. Veamos como se modifica en épocas de englazamiento.

La alternancia de épocas glaciales e interglaciales (o interestadiales) produce fuertes y rápidas variaciones en el nivel global del mar, lo que favorece la superposición de rocas generadoras y reservorio. En plataformas englazadas, a este efecto global, o glacio-eustasia, se agregan dos fenómenos particulares. Uno es la glacio-isostasia, es decir cambios relativos en el nivel del mar por carga y descarga de hielo sobre el sustrato. En una plataforma no englazada los ritmos de sedimentación y de subsidencia son —en una primera aproximación— constantes y el control principal son las fluctuaciones eustáticas. Esto no es válido en plataformas englazadas donde la glacio-isostasia induce fluctuaciones en el nivel relativo del mar de magnitud similar a las eustáticas y que actúan en sentido opuesto o concurrente, en función de la distancia al frente de hielo (e.g. Clague, 1982).

El otro fenómeno es la introducción de detrito terrígeno a la plataforma por el hielo. Grava y arena son transportadas en la base de glaciares y en témpanos desprendidos de la masa principal de hielo (Drewry, 1987). En fases de expansión del hielo, glaciares y témpanos transponen la

zona litoral y liberan su carga tanto sobre la plataforma interna como externa. Durante la máxima expansión glacial en el Pleistoceno, la plataforma antártica y la plataforma atlántica del Canadá, por ejemplo, fueron enteramente cubiertas por hielo. La fusión del hielo lleva a la acumulación de cuerpos de grava y arena sobre el fango de la plataforma, a distancias de la costa y en volúmenes que no pueden darse bajo un régimen de transporte por corrientes barotrópicas o mareas.

Tres tipos de depósitos glaci-marinos son comunes en plataformas englazadas. Uno es el till subglacial, depositado de la base de un glaciar apoyado sobre el fondo y que por lo tanto se acumula entre la línea de varadura ("grounding line") y el continente. Otro es el paratill compuesto (Anderson y ot., 1980) que se forma por la conjunción de balsaje de detrito grueso por hielo flotante y transporte de arcilla y limo por corrientes generadas por el viento o por la fusión de hielo. El paratill compuesto se acumula mar adentro de la línea de varadura. El till y el paratill compuesto típicamente son diamictitas de textura compacta y porosidad baja. Por último, los depósitos de abanicos proglaciales se forman a la salida de canales de desagüe dentro o bajo el glaciar y crecen a lo largo del frente de hielo. Los depósitos consisten de diamictitas, conglomerados y arenas en proporciones variables. La temperatura en el glaciar es un importante control en la sedimentación pues regula el caudal de agua de fusión. El desarrollo de abanicos proglaciales, por ejemplo, se ve favore-

cido por temperaturas moderadas, subpolares, que estimulan la licuefacción del hielo. El hielo frío de la Antártida no da abanicos proglaciales.

Durante interglaciales el hielo se retira sobre el continente y la sedimentación glaci-marina cesa o disminuye fuertemente y los depósitos glaci-marinos quedan aislados sobre el fondo. Si la profundidad es grande son cubiertos por fango. Si, en cambio, están por encima del nivel de base de olas con tormentas o al alcance de corrientes de mareas, son retrabajados. Este proceso se ha dado en la plataforma atlántica de Norteamérica durante el Holoceno, donde los depósitos glaci-marinos del Pleistoceno actúan como fuente de detrito. La arcilla y el limo son puestos en suspensión y la grava y la arena son retransportadas a mayor o menor distancia según el régimen hidráulico. Los depósitos resultantes se denominan "autóctonos" (Swift y ot., 1971) por haber sido alimentados de fuentes internas de la cuenca. Este proceso da mantos de arena moderadamente a bien seleccionada y niveles de grava relictica limpios de matriz. Eventualmente los depósitos autóctonos son cubiertos por fango de plataforma, si bien el cierre del ciclo puede ser complejo en función del balance total entre glacio-eustasia y glacio-isostasia.

El Grupo Tepuel: Englazamiento de una plataforma Pericratónica

El Grupo Tepuel (Carbónico inferior- Pérmico inferior; Fig. 1)

comprende sedimentos terrígenos marinos depositados contemporáneamente con la glaciación de Gondwana (Suero, 1948; Frankes y Crowell, 1969; López Gamundi y Limarino, 1984). Ha sido dividida en tres formaciones concordantes (Page y ot., 1984; Andreis y ot., 1987). La más antigua es Jaramillo (> 1000 m de espesor; base cubierta), dominada por areniscas depositadas en barras sublitorales a litorales. Sigue la Formación Pampa de Tepuel (2900 m de espesor), compuesta en un 60 % por fangolitas y limolitas y en un 40 % por conglomerados, diamictitas y areniscas, depositados en ambiente sublitoral. La formación más joven es Río Genoa (1000 m de espesor; discordante bajo Jurásico), dominada por areniscas de ambientes litorales a deltaicos (Cortiñas y Arbe, 1982).

Los sedimentos de la Formación Pampa de Tepuel se depositaron en una ancha plataforma periférica al continente de Gondwana. La plataforma se profundizaba suavemente hacia el oeste. El área de aporte de detrito terrígeno estuvo en la Patagonia central, entonces ocupada por una calota continental (González Bonorino, 1988). Los 1300 m inferiores de la Formación Pampa de Tepuel comprenden tres importantes intervalos dominados por conglomerados, diamictitas y areniscas que representan depósitos glacimarininos y autóctonos (Fig. 1b; González Bonorino, 1987). Cada uno de estos intervalos refleja la expansión de la calota sobre la plataforma. En el máximo glacial más antiguo los glaciares llegaron hasta Esquel. En los dos máximos glaciales más jóvenes

los glaciares no habrían superado la línea El Molle-Sierra de Tecka (Fig. 1); los témpanos, claro está, sí invadieron toda la plataforma. Estos intervalos de grano grueso están separados por intervalos de fangolitas, limilitas y areniscas finas que reflejan sedimentación en una plataforma dominada por

tormentas durante interglaciales (González Bonorino y ot., 1989). A continuación se describen las principales facies sedimentarias en esta sección de Pampa de Tepuel y se dan dimensiones aproximadas de los cuerpos glacimarininos y autóctonos.

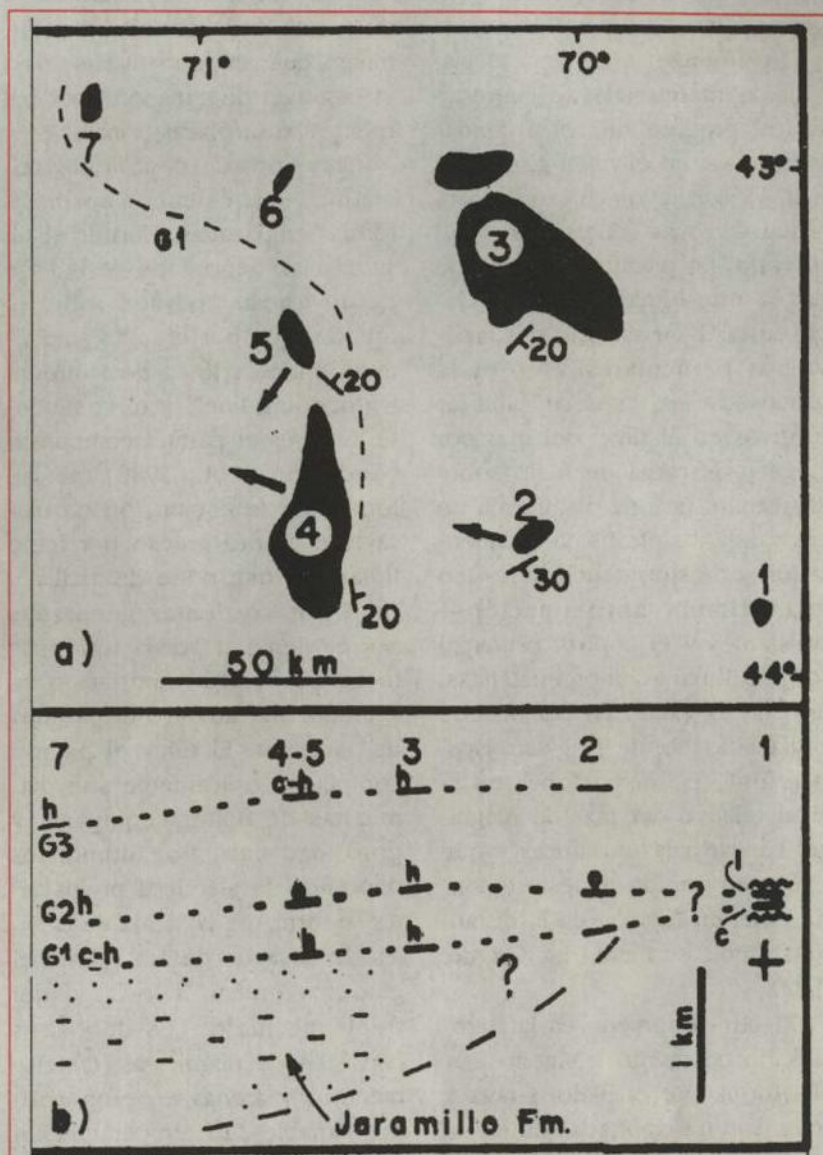


Fig. 1a: Afloramientos del Grupo Tepuel en negro. Las flechas dan el paleoflujo de conglomerados parciales. La línea cortada indica la posición de la línea de varadura del hielo para la época glacial.

Fig. 1b: Corte Estratigráfico generalizado ONO-ESE. La fm. Jaramillo se acuña hacia el continente. Trazos gruesos indican depósitos en las épocas glaciales G1, G2 y G3. G1 está en la base de la F. Pampa de Tepuel. El corte no incluye la F. Río Genoa.

Faces sedimentarias

Sedimentos de plataforma dominadas por tormentas.

Fangolitas negras, grises oscuras y verdes oliva, en partes con abundantes restos de crinoideos, briozoarios y bivalvos, son dominantes en intervalos interglaciales. Las fangolitas se acumularon por debajo del nivel de base de olas. Aguas más templadas favorecieron la colonización del fondo fangoso por organismos sésiles. En ciertos intervalos limolitas y delgados bancos de areniscas gradadas se intercalan en las fangolitas, y representan

la irrupción de corrientes generadas por tormentas en la plataforma interna. Areniscas finas pueden también formar bancos amalgamados intensamente bioturbados y con escasas estructuras de oleaje. Estas areniscas se acumularon en la plataforma interna o zona litoral muy baja ("lower shoreface"). Las relaciones entre estas facies son transicionales. Con variantes locales facies similares ocurren en otras plataformas dominadas por tormentas (e.g. de Raaf y ot., 1977; Wright y Walker, 1981).

Sedimento glacimarinos.

Grava y arena con proporciones por tormentas variables de limo

y arcilla dan tillitas subglaciales, paratillitas compuesta y depósitos de abanicos proglaciales. Las tillitas son diamictitas con una proporción de grava comúnmente superior al 20 % en una matriz de arena mediana y gruesa limo-arcillosa. Incluyen rodados exóticos (e.g. granito) de hasta 2 metros de diámetro, así como fragmentos de bancos arrancados del sustrato. Forman cuerpos delgados de espesor variable (1 a 10 m), con bases erosivas, y suelen mostrar fuerte deformación interna. Las tillitas ocurren aisladamente o en la base de secuencias glacimarinas complejas. En general, cuerpos individuales pueden seguirse por decenas o algunas

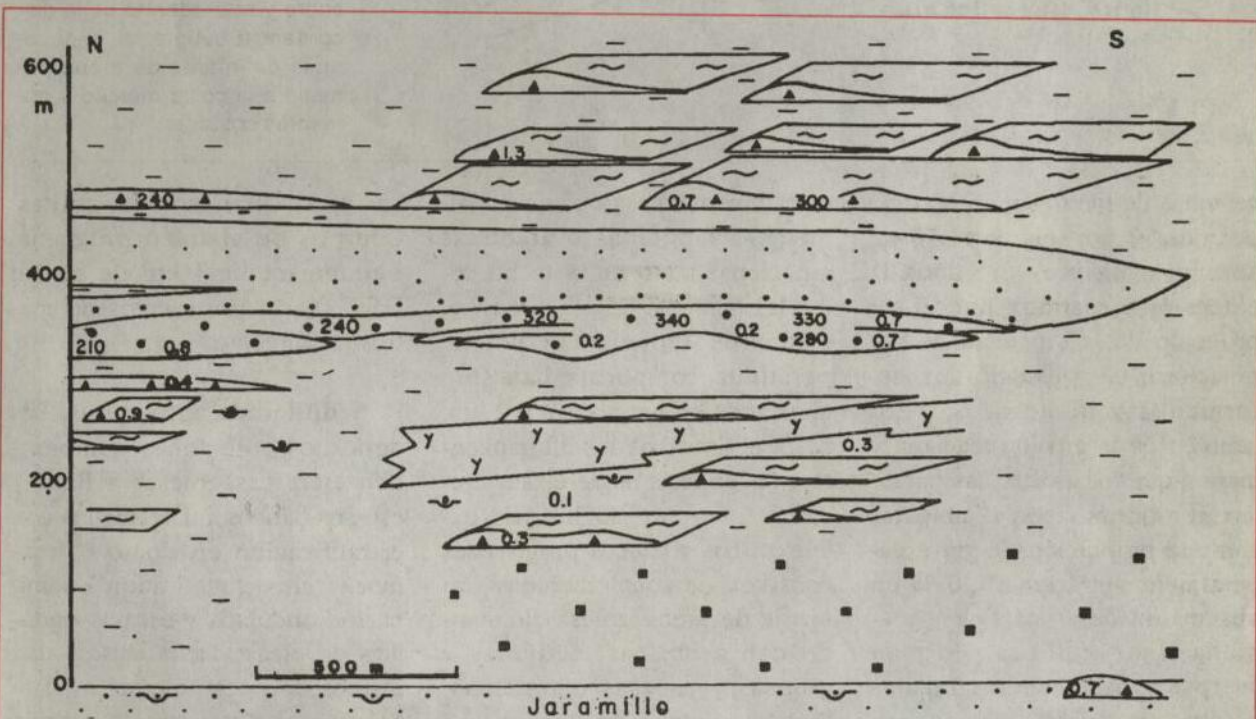
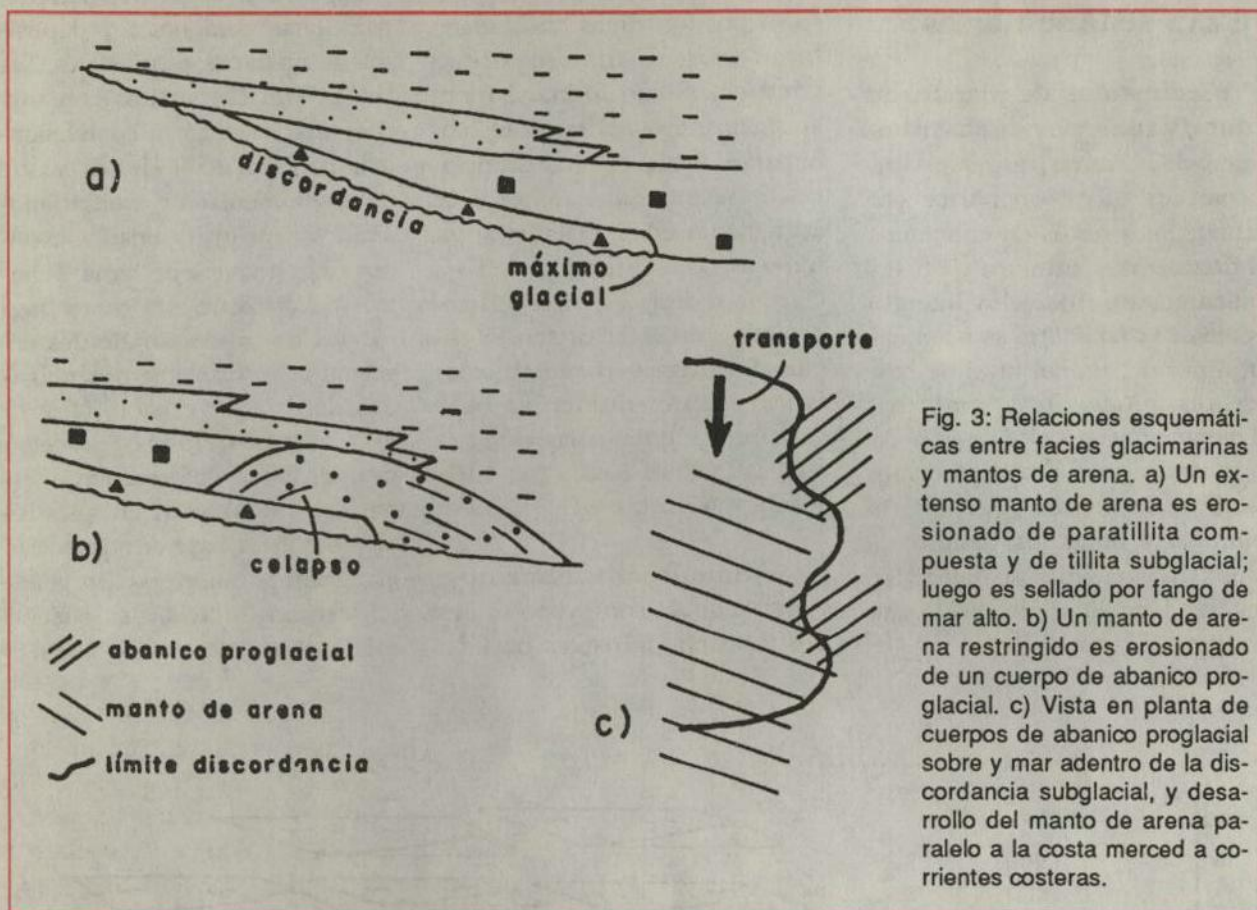


Fig. 2: Geometría de los cuerpos sedimentarios en la parte inferior de la F. Pampa de Tepuel, Sierra de Tepuel. Triángulos - tillita subglacial; cuadrados - paratillitas compuestas; puntos gruesos - abanicos proglaciales. Los cuerpos de arenisca autóctona emanan de los depósitos glacimarinos hacia el S y SE, en sentido de las corrientes marinas. Los números decimales dan el tamaño máximo de clasto; los números enteros dan dirección de paleoflujo (imbricación).



centenas de metros, y en un caso por unos 2 km (Fig. 2 a 470 m, aproximadamente). Sin duda la extensión registrada puede ser producto de la dificultad de correlacionar cuerpos delgados, deformados y numerosos, pero también de la erosión glaciaria y marina que los afectó. Las paratillas compuestas son diamictitas con una proporción de grava generalmente inferior al 10 % en una matriz de arena fina y mediana limo-arcillosa. Forman cuerpos groseramente tabulares de espesor variable (10 a 70 m). Carecen de deformación interna y se caracterizan por la textura homogénea. Estas diamictitas pueden apoyar sobre tillitas o estratos pre-glaciales (Fig. 3 a) y

comúnmente pasan transicionalmente a fangolitas o areniscas autóctonas tanto en el techo como lateralmente (Fig. 2, base Fm. Pampa de Tepuel). Cuerpos de paratillita compuesta han sido mapeados en áreas de 2 x 2 km, hasta el límite de los afloramientos. Su génesis sugiere, sin embargo, que son mucho más extensos. Los abanicos proglaciales consisten de conglomerados con matriz de arena gruesa alternando con areniscas medianas y gruesas y escasas diamictitas. Forman cuerpos plano-convexos de hasta 40 m de espesor con base neta o erosiva. La relación grava/arena disminuye hacia los bordes y hacia el techo de estos cuerpos y pasan gradualmente o

se interdigitan con fangolitas. Cuerpos de abanico proglacial pueden medir 3 km de ancho (Fig. 2) y varios cientos de metros radialmente.

Sedimentos autóctonos. Los depósitos autóctonos comprenden areniscas gruesas a finas y escasos bancos amalgamados con estratificación en domo ("hummocky cross-stratification"), laminación ondulada y escasas ondulitas de oleaje. Las areniscas dan mantos de pocos metros a 30 m de espesor. Lateralmente y hacia arriba pasan gradualmente o se interdigitan con fangolitas (Fig. 2, 370-450 m, aproximadamente). El tamaño de grano decrece y la selección mejora cuanto mayor es

la distancia de transporte y también al aumentar la profundidad de agua. En consecuencia estos cuerpos muestran areniscas muy finas y bien seleccionadas en sus techos y en sus márgenes distales.

Cuerpos glacimarininos y autóctonos como reservorios

La información de campo es complementada con inferencias basadas en los mecanismos y ambientes de sedimentación para reconstruir las dimensiones de estos cuerpos y sus relaciones con las fangolitas. Las tillitas han sido biseladas y localmente eliminadas por la erosión glaciaria y marina, de modo que sobre una misma superficie erosiva forman varios cuerpos groseramente lentiformes y aparentemente desconectados. Cada cuerpo tiene un pequeño volumen pero son numerosos en ciertos intervalos estratigráficos. Las paratillitas compuestas dan pocos cuerpos de gran volumen cada uno. Están rodeados por fangolita en base y techo y hacia mar adentro; hacia el continente podría llegar hasta la zona litoral si la cubierta de hielo los protege del oleaje. Con la instauración de un interglacial podrán ser cubiertos por fango o erosionados, según el balance local entre glacio-eustasia y glacio-isostasia. Los abanicos proglaciales forman cuerpos de volumen intermedio entre los anteriores, distribuidos en ristra a lo largo del frente del hielo. En el Grupo Tepuel, correlacionados del intervalo glacial intermedio sugieren un frente de abanicos proglaciales de más de 80 km de

largo, entre El Molle y la Sierra de Tecka. Cada cuerpo está limitado por fangolita en base y techo y mar adentro; al retirarse el hielo y cesar el aporte probablemente hayan quedado encerrados por fangolitas también hacia el continente.

La extensión areal de los cuerpos de areniscas autóctonas es mayor que la de los depósitos glacimarininos que los alimentaron. Se acuñan corriente abajo (que en general no es pendiente abajo) y pasan a fangolitas. La mayor parte de los mantos de areniscas autóctonas están aún físicamente conectados con los cuerpos glacimarininos de los que los originaron. En algunos casos, sin embargo, la arena ha emigrado hasta quedar desconectada de su fuente (Fig. 3 c).

Una grosera evaluación indica que los abanicos proglaciales son buenos candidatos a reservorios porque: a) tienen mayor porosidad primaria que las diamictitas típicas de otros depósitos glacimarininos; b) los cuerpos individuales tienen dimensiones moderadamente grandes; c) quedan encerrados en fangolitas; y d) pueden ser numerosos. La porosidad primaria de los cuerpos de areniscas autóctonas posiblemente varíe entre moderadamente alta cerca de la fuente, donde el tamaño de grano es mayor, y moderadamente baja en los bordes distales del cuerpo donde la arena es muy fina.

La glaciación de Gondwana en Argentina

El territorio argentino no quedó al margen de los efectos seve-

ros de la glaciación de Gondwana. Por el contrario, fue el repositorio de un importante volumen de hielo continental (González Bonorino, 1988). El continente Gondwana se acercó al polo durante el Paleozoico medio, quizás buscando estabilidad dinámica en un sistema rotacional. En el carbónico medio la Cuenca de Tepuel entró en latitudes polares y la Cuenca de Tarija distaba del polo como Río Gallegos actualmente. La posición polar, el régimen de corrientes marinas, la extensa superficie continental, entre otros factores contribuyeron a la acumulación de hielo. En Argentina el hielo ocupó áreas elevadas sobre los nesocratones y posiblemente contribuyó a labrar las pleniplanicies que afloran en las Sierras Pampeanas y en el Macizo Norpatagónico (Caminos y ot., 1988). Varios kilómetros de rocas del Precámbrico y Paleozoico fueron erosionados y sirvieron para rellenar la plataforma pericratónica al oeste y cuencas internas al este. Otras calotas crecieron en Sudáfrica y en el sudeste del Brasil y alcanzaron territorio argentino durante máximos glaciales. La región central y oriental de la Argentina fue parcialmente ocupada por extensos mares interiores que fueron invadidos por glaciares de proveniencia diversa (e.g. subsuelo de la Llanura Chaco-Paranaense y de la cuenca del Colorado).

La reconstrucción de procesos sedimentarios y de los efectos de la glacio-isostasia hechos por el Grupo Tepuel es cualitativamente aplicable a esos mares interiores. El autor está convencido de que la temática general

sedimentaria-estratigráfica, es decir la alternancia de épocas glaciales e interglaciales, el balance entre glacio-eustasia y glacio-isostasia, la interacción entre procesos glacimarineros y marinos, es similar en ambos casos. Cuantitativamente, claro está, el régimen de corrientes marinas y la respuesta glacio-isostática de una región intracratónica seguramente serán distintos que en la plataforma pericratónica y deberán determinarse con información local.

Desde un punto de vista petrolero las plataformas englazadas son interesantes porque en ellas una variedad de mecanismos ayuda en la construcción de cuerpos de grava y arena inmersos en fangos ricos en materia orgánica. La dificultad en localizar estas trampas sedimentario-estratigráficas se compensa parcialmente por: a) la presencia de discordancias, que pueden ser de envergadura regional, bajo las tillitas, b) los fuertes contrastes de facies, y c) su restricción estratigráfica a niveles de máximo glacial e inmediatamente por encima de ellos. El análisis sedimentológico debe definir tres controles primordiales: a) la posición de las líneas de varadura del hielo, b) la dirección dominante de transporte de la arena, y c) la posición del nivel de base de olas de tormenta, mar adentro del cual las diamictitas no serán re-trabajadas. Potencialmente esta información puede obtenerse en sísmica.

Bibliografía

Anderson, J. B., D. D. Kurtz,

E. W. Domack y K. M. Balshaw, 1980: Glacial and Glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. *J. Geol.*, 88: 399-414.

Andreis, R. R., S. Archangelsky, C. R. González, O. López Gamundi y N. Sabattini, 1987: Cuenca Tapuel-Genoa. En: El sistema Carbonífero en la República Argentina. Acad. Nac. Cs., Córdoba, 166-196.

Caminos, R., E. J. Llambias, C. W. Rapela y C. A. Parica, 1988: Late Pleozoic-Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb-Sr ages from northern Patagonia. *J. South American Earth Sci.*, 1: 137-145.

Clague, J., J. R. Harper, R. J. Hebda y D. E. Howes, 1982: Late Quaternary sea levels and crustal movement, coastal British Columbia, *Canadian J. Earth Sci.*, 19: 597-618.

Cortiñas, J. y H. A. Arbe, 1982: Facies y paleoambientes sedimentarios del Grupo Río Genoa, Pérmico inferior de la región de Nueva Lubecka, provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Argentina, Rev.*, 37: 300-312.

De Raaf, J. F. M., J. R. Boersma y A. Van Gelder, 1977: Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24: 451-483.

Drewry, D. J., 1987: Glacial geologic processes. E. Arnold Publ. Ltd., Baltimore, 355 pp.

Frakes, L. A. y J. A. Crowell, 1969: Late Paleozoic glaciation; I, South America. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 80: 1007-1041.

González Bonorino, G. 1987: Megaciclos sedimentarios en el

Grupo Tepuel (Paleozoico Superior), Chubut, Argentina. *X Congr. Geol. Argentino II*: 71-74.

González Bonorino, G., 1988: Sedimentología de la glaciación de Gondwana en el oeste de Argentina. 2a Reunión Argentina de Sedimentología, 265-269.

González Bonorino, G., G. Raffine, V. Vega y D. Guerin, 1989: Ambientes de plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel (Paleozoico Superior), en las Sierras de Tepuel y de Tecka, Chubut Noroccidental, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina, XLIII (2)*: 239-252.

López Gamundi, O. R. y C. O. L. Limarino, 1984: Facies de abanico submarino en el Grupo Tepuel (Paleozoico Superior, provincia del Chubut. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 39: 251-261.

Page, R. F. N., C. O. Limarino, O. López Gamundi, y S. Page, 1984: Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región del Molle, Prov. del Chubut. *IX Cong. Geol. Argentino.*, I: 619-632.

Suero, T., 1948: Descubrimiento de Paleozoico Superior en la zona extraandina de Chubut. *Bol. Inform. Petroleras*, 287: 31-48.

Swift, D. J. P., D. J. Stanley y J. R. Curran, 1971: Relict Sediment on continental shelves: a reconsideration. *J. Geol.*, 79:22-346.

Wright, M. E. y R. G. Walker, 1981: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta - Storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environment below fair-weather wave base. *Canadian J. Earth Sci.*, 18: 795-809.