

Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Sedimentologia del Conglomerado Mampituba, RS, Brasil

Renato Andreis, Gerardo Bossi

Pesquisas em Geociências, 10 (1): 45-54, Mai./Ago., 1978.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21773>

Publicado por

Instituto de Geociências



Portal de Periódicos UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - Mai./Ago., 1978.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

SINOPSE

É descrito em detalhe o denominado "conglomerado Mampituba", aflorante a 1,5 km ao Norte de Vila São João, na Rodovia BR-101.

O conglomerado está situado sobre diabásios da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu, e consiste em dois afloramentos com diferenças de idade e de petrofábrica; a sua composição é litica, formada essencialmente por fragmentos de diabásios.

O afloramento "A" (mais antigo) apresenta materiais mais grosseiros e petrofábrica isotrópica, enquanto o afloramento "B" caracteriza-se por materiais mais finos, apresentando notoria imbricação e petrofábrica monoclinica.

Os ruditos, considerados como depósitos marinhos, são reinterpretados como tendo sido depositados em áreas continentais por enxurradas (fluxo laminar) no afloramento "A", e parcialmente modificadas por processos fluviais normais (afloramento "B").

RESUMEN

Es descrito en detalle el denominado "conglomerado Mampituba", aflorante a 1,5 km al Norte de Vila São João, en la ruta Federal BR-101.

El conglomerado yace sobre diabasas de la Formación Serra Geral y areniscas de la Formación Botucatu, y consiste en dos afloramientos con diferencias en edad y fábrica; su composición es litica, constituida esencialmente por fragmentos de diabasas.

El afloramiento "A" (más antiguo) contiene materiales más gruesos y fábrica isotrópica, mientras que el "B" está caracterizado por materiales más finos, presentando notoria imbricación y fábrica monoclinica.

Professores do Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS

Trabalho recebido para publicação em 8/8/78.

(*) Reducidos afloramientos, de aspecto similar al de Mampituba, han sido detectados a unos 2,5 km al Oeste de Vila São João (punto negro fig. 1) y en el km 85 de la ruta BR-101, cerca de una caverna excavada en las areniscas de la Formación Botucatu.

(*) El reducido afloramiento asociado con las psefitas, fué considerado por Bigarella y Becker (1975) como un remanente meteorizado de las areniscas de la Formación Botucatu.

Las psefitas, consideradas como depósitos marinos, son reinterpretadas como depositadas en áreas continentales por remoción en masa (flujo laminar) en el afloramiento "A" y parcialmente modificadas por procesos fluviales normales (afloramiento "B").

ABSTRACT

A small psephytic outcrop, located 1,5 km North from Vila São João, on the Highway BR-101, known as the "Mampituba conglomerate" is described in detail.

The conglomerate lies on diabases of Serra Geral Formation and sandstones belonging to Botucatu Formation, and consist in two outcrops with differences in age and fabric; their composition is lithic, essentially made of diabase fragments.

Outcrop "A" (the older) presents coarse materials and an isotropic fabric, while the "B" contains a finer texture, showing marked imbrication and monoclinic fabric.

Considered as marine conglomerate, the psephytes are truly continental and were transported as local sheet floods (outcrop "A"), slightly modified by a somewhat normal fluvial process in outcrop "B".

INTRODUCCION

El presente trabajo tiene como objetivos esenciales los de describir y reinterpretar la génesis de los depósitos mencionados por Delaney (1963, 1965, 1966) y Bigarella y Becker (1975). Estos se hallan ubicados en la falda occidental de un cerro diabásico atravesado por la ruta BR-101, a unos 200 metros del río Mampituba, que separa los Estados de Rio Grande do Sul y de Santa Catalina (*).

Los depósitos en cuestión fueron interpretados, por los autores antes mencionados, como originados en ambiente marino (evidentemente litoral, aunque no lo mencionan específicamente) y vinculados con el ascenso del mar durante el interglacial Riss/Wurm (Bigarella y Becker, 1975). La inspección de la posición topográfica y estratigráfica de los afloramientos y, sobre todo, de algu-

nas características texturales megascópicas, sugiere otra posibilidad de interpretación paleoambiental para las psefitas.

Con este motivo se encara el estudio de las propiedades texturales más importantes de las psefitas. Al mismo tiempo, se intenta suministrar mayor información sobre los procesos de sedimentación en ambiente continental, ocurridos en el área durante el Cuaternario.

Parte de la información aquí presentada ha sido obtenida del relevamiento topográfico – geológico, en escala 1:1.000, efectuado con un teodolito autorreductor DAHLTA 020, tomando como referencia altimétrica para la confección del mapa topográfico, el nivel normal del río Mampituba. La figura 1 ha sido confeccionada con las aerofotografías SH 22-K-I Faja 199 – 51184/85 en escala aproximada 1:60.000; por su parte, en la figura 2 se muestra la topografía y geología del área relevada.

ESTRATIGRAFIA

De acuerdo con nuestras observaciones y, como ya lo mencionara Delaney (1965), el “conglomerado Mampituba” yace sobre diabasas (fueron considerados como basaltos) de la Formación Serra Geral (Cretácico) y psamitas de la Formación Botucatu (Jurásico-Cretácico), ambas reunidas en el Grupo São Bento. También existen en el área reducidos afloramientos de areniscas rojizas muy friables pertenecientes a la Formación Chui (*) y, probablemente al Miembro Taim (Pleistoceno superior) reconocido por Soliani Jr y Jost (1976) y Zeltzer (1976) en otras áreas del Estado de Rio Grande do Sul.

Finalmente, en el manto coluvial referido por Bigarella y Becker (1975) sobre el conglomerado de Mampituba, han sido reconocidos, además del suelo actual, por lo menos tres paleosuelos (véase cuadro I).

En resumen, la secuencia estratigráfica local está constituida por las siguientes unidades (cuadro I):

CUADRO I

SECUENCIA ESTRATIGRAFICA

SUELO ACTUAL	Castaño grisáceo, con pobre desarrollo del horizonte A, más oscuro. Su potencia varía de 0,30 a 0,60 m y contiene numerosos fragmentos de diabasas meteorizadas.
PALEOSUELOS I-III	Castaño rojizos (II y III) hasta rojizos (I); macizos o con débil disyunción columnar (II) y frecuentes canales producidos por raíces y vermes. Son suelos limo-arcillosos, cuyo espesor oscila entre 0,30 y 1,20 m; suelen contener clastos de diabasas meteorizadas dispersos o acumulados en la base (III).
CONGLOMERADO MAMPITUBA	Descrito en este trabajo
FORMACION CHUI	Areniscas medianas, rojizas (por pigmentación hematítica), con buena selección. Macizas y muy friables, pueden incluir algunos fragmentos de diabasas meteorizadas.
FORMACION SERRA GERAL	Diabasas verde oscuro, de textura homogénea. Presentan una cubierta de meteorización con notorio desarrollo de disyunción esferoidal, que alcanza a medir 3 m de potencia. Las tonalidades amarillo-castañas son comunes y, por erosión, son liberados fragmentos frescos rodeados por una cubierta de alteración y otros totalmente meteorizados. La masa ígnea está atravesada por diques de areniscas cuarzosas rosadas hasta moradas, de 0,5 a 2 cm de espesor y de extensión variable.
FORMACION BOTUCATU	Areniscas rosadas finas, litificadas, con buen desarrollo de estructuras cruzadas de genesis eólica (con potencia superior a los 2 m).

DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS

De las referencias bibliográficas y de acuerdo con la posición y extensión actual de los afloramientos (fig. 2), debe admitirse que, en realidad, existen dos asomos del conglomerado Mampituba en el área tipo: uno ubicado al Oeste de la BR-101, descrito y graficado por Delaney (1965, fig. 39) y otro al Este de la citada ruta, reconocido por Bigarella y Becker (1975, fig. 49A).

Como se verá más adelante, ambos afloramientos presentan caracteres texturales semejantes, aunque se hayan formado en tiempos diferentes. Por lo tanto, serán tratados por separado para su mejor comprensión y denominados "A" (occidental) y "B" (oriental), siguiendo un ordenamiento cronológico.

Se trata de psefitas no estratificadas gris rojizas, compuestas por clastos de diabasa parcial o totalmente alterados (98%) y de areniscas cuarzosas rosadas (2%). Su aspecto general recuerda el de típicos ortoconglomerados, debido a la buena redondez y elevada esfericidad de los clastos. Sin embargo, la matriz abundante de naturaleza limo-arcillosa permite descartar esta clasificación.

En ambos afloramientos, la pendiente de la superficie sobre la cual se apoyan los depósitos, es de ángulos muy bajos, pues oscila entre 2° y 10° (alcanza a 15° en el afloramiento "A"); en coincidencia con la inclinación de las pendientes, los depósitos psefíticos presentan una posición horizontal (A) o con escasa inclinación en la misma dirección (B).

Afloramientos A. — Resulta difícil reconocer la extensión y forma original del depósito, pero por las características del remanente parece haber sido lenticular: se acuña hacia el Oeste, contra los afloramientos de la Formación Botucatu y también, cabe suponer un acuñamiento en dirección a las diabasas.

Las psefitas yacen sobre una superficie de erosión irregular ubicada entre los 7 y 11,50 m s.n.m., y presentan un espesor máximo de 3 metros; cubren litologías diversas, correspondientes a las Formaciones Botucatu, Serra Geral y Chuí. El afloramiento contiene los mayores fenoclastos hallados, que alcanzan a medir 50 cm de diámetro mayor. La distribución de los clastos es, en apariencia, errática, aunque se advierte que en las porciones basales (hasta los 60 cm) existe una mayor contribución de materiales diabásicos finos, de 2 mm a 3 cm, completamente alterados y dispersos en la matriz limo-arcillosa. Además, y solo en los 10 cm basales, se han incorporado en la matriz de las psefitas materiales arenosos derivados de la erosión de las areniscas de la Formación Chuí.

Afloramiento B. — Este cuerpo psefítico, cuneiforme,

yace sobre una superficie irregular labrada en las diabasas; la cota máxima del depósito es de 7 metros, y su potencia varía entre 0,50 y 1,20 m.

A diferencia del afloramiento A, el B presenta algunos caracteres megascópicos diferenciales. En efecto, llama la atención que una parte del techo aparezca nivelado y que sobre esa superficie se suceda, en brusco contacto, una secuencia de depósitos coluviales de granulometría más fina. Asimismo, y aparte de cierta imbricación de los clastos, se advierte una gradual disminución de la granulometría de los materiales más gruesos hacia arriba, pues los tamaños mayores (entre 0,30 y 0,40 m) se disponen preferentemente en las porciones basales y los tamaños menores en las porciones medias (hasta 15 cm diámetro) o superiores (6 cm diámetro mayor). Es de señalar que esta gradación vertical no es muy notoria a causa de la distribución errática de los clastos mayores en distintos niveles del depósito.

SEDIMENTOLOGIA

METODOS DE TRABAJO

a) **De campo.** Con la finalidad de determinar la textura media de las psefitas se escogió un sector de 1 metro de ancho (en sentido horizontal) por el espesor del depósito, en cada afloramiento. Una vez practicada la limpieza, se midieron las dimensiones de los ejes A, B y C de todos los clastos que fueron extraídos del sector. Otra de las tareas consistió en medir el tamaño de los 10 clastos mayores en cada afloramiento.

El porcentaje de matriz, a su vez, fué determinado superponiendo una cuadrícula rectangular sobre la faja del afloramiento utilizado para determinar la textura media de los depósitos. La cuadrícula elegida consta de líneas verticales separadas cada 20 cm y puntos sobre éstas líneas con intervalos de 10 cm. De este modo, se pudo determinar cuantas intersecciones tocaban "clasto" y cuantas "matriz".

Finalmente, la orientación de los clastos fué determinada mediante la medición con brújula tipo Brunton, del azimut e inclinación del eje A de los clastos elongados o del plano AB de los fenoclastos tabulares o discoidales.

b) **De laboratorio.** Los análisis texturales consistieron, respectivamente, en determinaciones de tamaño, geomericidad y fábrica de los materiales psefíticos; como complemento, se examinaron forma y geomericidad de los materiales originales (diabasas y diques de areniscas asociados).

En lo que respecta al tamaño se halló la media aritmética de cada clasto mediante la fórmula $(A+B+C)/3$; posteriormente, estos datos fueron agrupados en grados de la escala Udden-Wentworth

(16-32 mm; 32-64 mm; 64-128 mm y 128-256 mm), calculándose la media correspondiente a cada uno de esos grados.

Los estudios de forma involucraron las siguientes determinaciones: platitud ($A+B/2C$, Wentworth, 1922) y esfericidad, calculada en base a la fórmula de Krumbein (1941) con las relaciones B/A y C/B a partir de las tablas de Catacosinos (1965), de donde fueron extraídos los tipos de geomericidad para cada clasto.

Con los datos de orientación se construyeron diagramas petrofábricos de frecuencia (fig. 3), determinando en ellos la dirección de flujo de los materiales.

RESULTADOS GENERALES OBTENIDOS DEL ANALISIS TEXTURAL DE LOS CLASTOS

El examen detallado de los fenoclastos reveló la existencia de cuatro tipos bien diferenciados, en orden de importancia: (1) fragmentos con fuerte escamación esferoidal con predominio de formas ecuanes, a veces con tendencia a la geomericidad oblada, laminar o prolada; carecen de planos o facetas; (2) fragmentos oblados o laminares, con sección AC rectangular, cuadrada o en cuña, limitados por 1, 2 o 3 planos de diaclasas y con escasa escamación esferoidal; (3) fragmentos laminares u oblados más pequeños que los del tipo anterior y limitados por superficies a veces curvas. Representan los restos de las cubiertas de escamación de los fenoclastos mayores, y (4) clastos oblados o laminares con sección AC rectangular o cuadrada y limitados por planos rectos bien definidos. Corresponden, los tres primeros, a los fragmentos de diabasas y, el último, a los diques de areniscas cuarzosas rosadas.

Tamaño. — En general, los valores medios varían entre 70 mm (afloramiento B) y 83,7 mm (A), y las modas de frecuencia se hallan en los grados 64-128 mm (A) y 32-64 mm (B) (cuadro II); sin embargo, según se advierte en el cuadro III, los tamaños medios se distribuyen verticalmente en tres niveles notoriamente diferentes en cada afloramiento.

Geomericidad. — En conjunto (cuadro II), predomina la geomericidad ecuanes (48% del total) sobre la oblada (38%), en tanto que las clases prolada (10%) y triaxial (4%) son menos frecuentes. Es de señalar que los clastos ecuanes son más abundantes en el afloramiento A, mientras que los oblados tienden a concentrarse en la parte inferior de ambos depósitos (ver cuadro III). Por otra parte, debe mencionarse que los clastos ecuanes son mayormente diabásicos (96%), así como los tabulares o prolados (100% en cada caso); solo en el caso de los clastos oblados, su participación es menor (68%), a causa de una mayor frecuencia de indi-

viduos de areniscas cuarzosas rosadas (ver cuadro II).

Esfericidad. — Los valores extremos pueden variar entre 0,46 y 0,97, mientras que las cifras promedio oscilan entre 0,52 y 0,79 (cuadro II). La esfericidad más alta está en las fracciones medias a gruesas (32-128 mm en A y 32-256 mm en B), en tanto que los valores más bajos pueden aparecer tanto en las fracciones más pequeñas (16-32 mm en A y B) o en las más grandes (128-256 mm en A). En general, la esfericidad promedio aumenta de la base al techo de ambos depósitos (cuadro II).

Si consideramos los cuatro tipos de clastos reconocidos, se advierte que los del tipo 1 presentan esfericidad mayor de 0,72; al parecer, los fragmentos de areniscas cuarzosas (tipo 4) nunca sobrepasan el valor de 0,60 (cuadro II).

Platitud. — Los valores promedio están comprendidos entre 2,11 (B) y 2,38 (A); como podrá observarse, las diferencias son muy escasas. La platitud más baja se ubica en la fracción 32-64 mm, mientras que los valores más altos corresponden a la fracción de 16-32 mm (en A y B, cuadro II).

Como en el caso de la esfericidad, también la platitud varía con los tipos de clastos reconocidos. Así, los de tipo 1 presentan platitud menor a 1,55, en tanto que los demás tienen valores mayores a 1,55; salvo en un caso (1,66), las areniscas cuarzosas tienen platitud mayor de 2,25 y alcanzan las cifras más altas con 7,08.

Redondez. — En general, su génesis obedece a procesos tales como escamación esferoidal (clastos de tipo 1, con buena redondez), la existencia de planos de diaclasas (clastos de tipo 2, con pobre redondeamiento), fragmentación de cubiertas de meteorización de los clastos de tipo 1 (clastos de tipo 3, subangulosos a subredondeados) o a la existencia de superficies de contacto de los diques arenosos con las diabasas (clastos de tipo 4, angulosos).

De acuerdo con el cuadro III, los clastos con mayor redondez se concentran en la fracción 64-128 mm, mientras que los clastos menos redondeados aparecen en la fracción menor, es decir, entre 16-32 mm. Esto no es de extrañar pues la mayoría de los clastos con notoria escamación esferoidal aparecen en las fracciones 32-64 mm y 64-128 mm, en tanto que los fragmentos de areniscas cuarzosas se concentran en la fracción menor (16-32 mm) y los de diabasa, de los tipos 2 y 3, en las fracciones medias y gruesas (principalmente 128-256 mm).

COMPARACION DE LOS RESULTADOS

Como puede verse en los cuadros II y III, las diferencias halladas en los valores promedio de los parámetros analizados no son significativas; quizás,

la propiedad que exhibe mayores modificaciones entre ambos depósitos sea la geométricidad de los clastos.

Observando las cifras promedio de planitud y esfericidad surge, con respecto al tamaño de los fragmentos, una estrecha relación, ya que a los valores más bajos de planitud corresponden los más elevados de esfericidad (cuadro II). En consecuencia y al contrario de lo que ocurre con los valores de esfericidad, los de planitud promedio disminuyen de la base al techo de los depósitos.

COMPARACION DE LAS PROPIEDADES TEXTURALES DE LOS CLASTOS Y DE LOS MATERIALES ORIGINALES.

El estudio de los materiales producidos por fragmentación y erosión actual de la cubierta de meteorización de las diabasas, en gran medida, fué facilitado por la existencia de frentes de cantera suficientemente amplios; esto ha permitido reconocer que existen notorias similitudes texturales con los clastos incluidos en las sedimentitas psefiticas.

Los fragmentos de diabasas y de los diques de areniscas asociadas, presentan tamaños y formas iguales con las identificadas en los depósitos psefiticos. Como consecuencia de ésta similitud y, como puede verse en el cuadro II, los valores promedio de las distintas propiedades texturales no difieren mayormente entre sí.

INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

De los resultados obtenidos del análisis textural de los fenoclastos de las psefitas y de su comparación con los materiales originales, puede concluirse que no existen variaciones en las propiedades estudiadas con la posición de los remanentes ni, como se mencionara precedentemente, en relación con la naturaleza de la roca madre.

Esta particularidad, permite inferir un cierto transporte de los materiales con agentes poco selectivos, por lo que las propiedades texturales tales como esfericidad, planitud y geométricidad, reflejan el comportamiento de los materiales frente a la erosión de la roca madre; a su vez, los procesos erosivos fueron controlados por la marcada escamación esferoidal o el diaclasamiento de las diabasas, dando como resultado detritos con características texturales semejantes en los depósitos.

Con respecto a la redondez, tampoco hay variaciones de importancia en las psefitas, lo que permite pensar que los materiales originales no han sufrido desgaste apreciable, probablemente debido a la naturaleza y distancia del transporte.

En cuanto al tamaño de los clastos, los promedios obtenidos a partir de la frecuencia numérica, no muestran cambios con la posición de los remanentes. La determinación de los tamaños máximos de fenoclastos permitió reconocer que el afloramiento A contiene individuos de mayor tamaño,

lo que indicaría que los agentes que actuaron en ese lugar poseían mayor competencia, quizás a causa de la mayor pendiente de la superficie sobre la cual se apoyan las psefitas.

MATRIZ DE LAS PSEFITAS

En ambos afloramientos, el porcentaje de matriz determinado fué del 44%. Por lo general, se trata de un agregado limo-arcilloso macizo proveniente de la desagregación de clastos de tipo 3. No presenta señales de haber sido introducida posteriormente a la depositación de los clastos mayores por procesos de coluviación, como lo sugiere Bigarella y Becker (1975). La naturaleza primaria de la matriz queda demostrada principalmente por el hecho que los fenoclastos más pequeños (de hasta 5 cm de diámetro mayor) aparecen dispersos en la matriz con unos pocos contactos tangenciales entre sí o con respecto a los clastos más grandes.

DIAGRAMAS PETROFABRICOS

De los diagramas (fig. 3), quedan evidenciadas las notorias diferencias en la distribución y en la orientación de los fenoclastos de las psefitas. En efecto, el diagrama del afloramiento A (A, fig. 3), dentro de su isotropía, muestra una débil tendencia a la distribución en abanico; por el contrario, el diagrama de B (B, fig. 3) presenta una neta distribución en abanico. Es necesario señalar además, que la inclinación de los máximos es mayor en B (40-75°) que en A (20-35°) y que esos máximos se disponen en sectores distintos: en A, entre 5° y 115° (azimut promedio 81°) y en B, entre 245° y 290° (azimut promedio 255°). La simetría monoclinica de los diagramas es más evidente en el correspondiente al afloramiento B.

Con respecto a la paleopendiente, en A, el rumbo de los planos AB o del eje mayor de los clastos coincide con el de la pendiente, aunque el buzamiento es opuesto; en cambio, en B predominan los clastos dispuestos transversalmente a la pendiente e inclinados a favor de la misma.

GENESIS DE LOS DEPOSITOS

De las observaciones realizadas en el área surgen esencialmente los siguientes aspectos: los depósitos están restringidos y adosados al cuerpo diabásico; las rocas de base sobre las que se asientan las sedimentitas presentan inclinaciones entre 2° y 15°, y se advierte carencia general de estratificación en las psefitas.

Ahora bien, si se consideran también la forma de los remanentes, la falta de selección de las psefitas y la abundancia de matriz fina, para explicar el transporte de los materiales deben ser invocados movimientos rápidos; cabe suponer en consecuencia que el transporte fué realizado por agentes ácuos de alta densidad (con exceso de carga), probablemente a modo de flujo laminar de corto al-

cance que cubrió pendientes poco inclinadas de las diabasas. Un fuerte indicador de flujo laminar de detritos es, si nos atenemos a las conclusiones de Fisher (1971) en su estudio de flujos de alta densidad, la estructura gradada inversa que aparece en el afloramiento A (véase descripción de ese afloramiento). Además, el diseño petrofábrico de A (fig. 3), dada la débil orientación de los clastos, parece confirmar la existencia de un transporte por remoción en masa.

Estas condiciones especiales de transporte quedan también evidenciadas por la propia heterogeneidad de las psefitas, cuyos materiales, en particular los fragmentos mayores, retuvieron las características heredadas de las rocas proveedoras (esto queda comprobado por la similitud de formas y de los valores comparativos de los parámetros texturales). Existe, eso sí, en relación con los clastos de diabasas, una participación más importante de individuos derivados de la fragmentación de clastos del tipo 1 (con escamación esférica).

De las consideraciones anteriores, puede deducirse que los materiales que constituyen los depósitos, fueron incorporados ya alterados y que, en consecuencia, en la época de su sedimentación, las eruptivas básicas aflorantes en el área (como en otras ubicadas más al Oeste) ya habían desarrollado un perfil de meteorización como producto de prolongadas transformaciones químicas en clima húmedo (véase Bigarella y Becker, 1975).

Otro aspecto textural cabe ser examinado. Es el del redondeamiento de los fenoclastos, considerado por Delaney (1965) y Bigarella y Becker (1975) como producto de transporte traccional en medio marino. Ante todo, el alto contenido de matriz primaria no es compatible con un transporte colectivo por tracción; por lo tanto, atendiendo a la propia génesis de las psefitas, puede deducirse que el redondeamiento es también un carácter heredado de las rocas proveedoras.

En lo referente a las condiciones paleoambientales sugeridas por lo autores antes mencionados, otros criterios adicionales permiten descartar la depositación de los materiales en zonas litorales. Entre ellos, el alto valor de inclinación de los fenoclastos (30-33° promedio), en relación con los que pueden ser medidos en depósitos litorales, los que varían de 2° a 15° (Pettijohn, 1975), y la falta de selección y bimodalidad evidente de las psefitas estudiadas (las gravas de playa son seleccionadas y unimodales, Pettijohn, 1975).

Ahora bien, los sutiles cambios en las propiedades texturales de los materiales, permiten inferir que las psefitas del afloramiento B han sido re-trabajadas en relación con el remanente más anti-

guo (A). La interpretación del diagrama petrofábrico de B (fig. 3) indicaría la existencia de un agente de transporte áqueo más fluido o bien una redistribución de los fragmentos, con posterioridad a su depositación por remoción en masa, por corrientes débiles a moderadas en cuerpos de agua de profundidad media.

Es de señalar que la dirección de imbricación de los clastos (fig. 3) en A hacia el Este y en B hacia el WSW, en parte contra la pendiente del cerro diabásico (triángulo negro, fig. 2), descarta la génesis marina (litoral) de los depósitos, pues estas orientaciones son perfectamente compatibles con la pendiente local (afloramiento "A") y la red de drenaje del río Mampituba (afloramiento "B"). Es posible que, anteriormente, el río Mampituba haya sido un curso más importante, con un nivel de aguas a unos 7 metros sobre el nivel actual. La cota de tal "paleorío" Mampituba es similar a aquella del piso de muchas cavernas excavadas por el mar en afloramientos de la Formación Botucatu y que se encuentran en el litoral riograndense y catarinense. Según la opinión de Bigarella y Becker (1975) tal cota del nivel del mar (y por ende, del "paleorío" Mampituba) habría ocurrido por ascenso del mar durante el Pleistoceno superior.

La información reunida sobre las psefitas permite concluir que las condiciones generales de depositación coinciden con aquellas señaladas por Bigarella y Andrade (1965) para el Cuaternario del Brasil. Según estos autores, la sedimentación se produjo "casi siempre como torrentes de barro" y, en nuestro caso, el resultado fue una diamictita de tipo cenoglomerádico (*) afloramiento A); modificaciones posteriores, representadas casi exclusivamente por una mayor orientación de los clastos, transformaron las facies cenoglomerádicas en otras que pueden ser consideradas, en términos muy amplios, como fases transicionales entre cenozoico y fanglomerados (afloramiento B). La movilización de los materiales clásticos, especialmente en A, debe haber ocurrido por imbricación repentina de agua bajo la acción de lluvias torrenciales.

Esta posibilidad, unida a las tonalidades rojizas de los depósitos (con respecto a la roca madre, que son amarillento castañas), y la ausencia de costuras ferruginosas, parecen indicar un clima cálido y húmedo con una estación seca. Estas condiciones climáticas coinciden con las aceptadas por Millot (1964) para explicar la rubefacción de depósitos clásticos que originalmente no eran rojos. Es probable que tales condiciones correspondan al clima semiárido señalado por Bigarella y Andrade (1965) para el Pleistoceno superior del Brasil.

(*) **Cenoglomerado** fue definido por Harrington (1945) y divulgado por Dunbar y Rodgers (1957); es aplicado a depósitos producidos por flujos rápidos de escombros rocosos, como flujos de tierra, torrentes de barro y lahars (Polanski, 1966).

EDAD DEL DEPOSITO.

De acuerdo con las observaciones efectuadas en los remanentes del conglomerado Mampituba (en particular del más antiguo A), puede deducirse que las psefitas tendrían una edad post-Chuí, o sea Pleistoceno Superior, pues yacen sobre e incluyen en la base materiales arenosos derivados de la erosión de las psamitas pertenecientes a esa formación.

Cabe señalar, además, que esta edad parece estar confirmada también, según fuera examinado en páginas precedentes, por la cota de los afloramientos y sus tonalidades rojizas. A éste respecto, los tonos rojizos de las psefitas así como de los depósitos coluviales sobrepuestos, permiten descartar la posibilidad de una edad más moderna. En efecto, las sedimentitas holocenas presentan comunmente colores amarillentos, castaños hasta grises (véase Soliani Jr y Jost, 1976 y Zeltzer, 1976).

DENOMINACION DEL DEPOSITO

Hasta el presente, depósitos psefíticos similares a los descritos en este trabajo, no han sido hallados o, por lo menos, no han sido considerados como correlacionables. En este sentido, las dificultades existentes para correlacionar el depósito de la BR-101 (e incluso del pequeño remanente ubicado a 2,5 km al Oeste, ver fig. 1), con otros depósitos psefíticos reconocidos en el sector cercano a Praia Grande, localizados a unos 30 km al NW. (ver Gomes, 1976), resultan evidentes por la discontinuidad de los mismos y la lejanía, a pesar de que su génesis es curiosamente similar (en gran parte se trata de depósitos producidos por remoción en masa).

Este hecho impide considerar, por el momento, al conglomerado Mampituba (que debería ser denominado cenoglomerado Mampituba, señalando de este modo las características texturales y genéticas), como una unidad formacional. Es probable que nuevos trabajos en el área de influencia del río Mampituba permitan reconocer la distribución areal de las psefitas.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento al grupo de alumnos de las disciplinas Geología del Cuaternario y Análisis de Cuencas Sedimentarias (cursos 1976) por su eficaz y decidida colaboración en las tareas de campo que posibilitaron la realización de este trabajo. Entre ellos merecen ser destacados Ana E. Piccoli, Fernando Pilatti, Sergio Thomaz, Issa Jabur, Edgardo Medeiros, Nelson A. Lisboa, Darcy Picada, María A. Rodríguez y Carlos Novatsky.

Asimismo queremos agradecer especialmente a

los Profesores Carlos A. Bortoluzzi y Hardy Jost el valioso intercambio de opiniones y las interesantes sugerencias aportadas.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G. O. de 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: International Studies on the Quaternary INQUA, Wright, H. E. & Frey, D.G., Ed., 565 p.
- & BECKER, R. D. Ed. 1975. International Symposium on the Quaternary, Topics for Discussion, p. 262.
- CATACOSINOS, P. A. 1965. Tables for the determination of sphericity and shape of rock particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 35 (2):354-65.
- DELANEY, P. J. V. 1963. Outline of the Geologic History of the Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *South American Coastal Studies*, Coastal Studies Series, Louisiana State Univ. Press, 7, 63 p.
- 1965. Fisiografía e Geología da Superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. *Publicação Especial Escola Geologia, UFRGS*, Porto Alegre, 6:1:105.
- 1966. Geology and Geomorphology of the Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil and northern Uruguay. *South American Coastal Studies*, Coastal Studies Series, Louisiana State Univ. Press, 15, 628 p.
- DUNBAR, C. O. & RODGERS, J. 1957. *Principles of Stratigraphy*. New York, John Wiley & Sons.
- FISHER, R. V. 1971. Features of coarse-grained, high concentrations fluids and their deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okl., 41 (4):916-27.
- GOMEZ, A. M. B. 1976. *Aspectos da evolução geomorfológica da escarpa oriental do Planalto Meridional durante o Quaternário*. 98 p. Tese (Livre-Docência) — Instituto Geociências UFRGS, Porto Alegre.
- HARRINGTON, H. J. 1945. Las corrientes de barro (mud flows) de "El Volcán"; Quebrada de Humahuaca, Jujuy. *Revista Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, 1 (2):
- KRUMBEIN, W. C. 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimenta-*

- ry *Petrology*, Tulsa, Okl., 11(2):64-72.
- MILLOT, G. 1964. *Géologie des Argiles*. París, Masson. 500 p.
- PETTIJOHN, F. J. — 1975. *Sedimentary Rocks*. 3 ed. New York, Harper & Sons., 628 p.
- POLANSKI, J. 1966. *Fujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Buenos Aires, 67 p.
- SOLIANI Jr. E. & JOST, H. 1976. *Projeto Litoral Norte*. Porto Alegre, Secretaria de Turismo RGS y SUDESUL, (inédito).
- WENTWORTH, Ch. 1922. A method of measuring and plotting the shapes of pebbles. *Bulletin United States Geological Survey*, Washington, 730c: 91-102.
- ZELTZER, F. 1976. *Geologia e Paleogeografia da Restinga da Laguna dos Patos*. Tese (Mestrado) — Instituto Geociências UFRGS, Porto Alegre.
- ZINGG, T. H. 1935 Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* Berna, 15: 39-140.

CUADRO II

PROPIEDADES TEXTURALES DE LAS PSEFITAS Y DE LA ROCA MADRE
CONGLOMERADO DE MAMPITUBA — AFLORAMIENTO A

TAMAÑO (en mm)	%	T.M.	PL	ESF	GEOMETRICIDAD			
					EC	OB	PR	TR
16 — 32	4,0	2,83	3,75	0,52	56%	32%	8%	4%
32 — 64	40,0	5,43	1,74	0,79				
64 — 128	48,0	7,57	1,80	0,74				
128 — 256	8,0	17,66	2,16	0,66				
Promedio		8,37	2,38	0,68				

CONGLOMERADO DE MAMPITUBA — AFLORAMIENTO B

TAMAÑO (en mm)	%	T.M.	PL	ESF	GEOMETRICIDAD			
					EC	OB	PR	TR
16 — 32	20,0	2,57	3,02	0,64	40%	44%	12%	4%
32 — 64	48,0	4,35	1,67	0,73				
64 — 128	20,0	7,82	1,94	0,75				
128 — 256	12,0	13,27	1,81	0,74				
Promedio		7,00	2,11	0,71				

DIABASA ALTERADA

TAMAÑO (en mm)	%	T.M.	PL.	ESF	GEOMETRICIDAD			
					EC	OB	PR	TR
16 - 32	12,0	2,49	3,25	0,54	48%	28%	20%	4%
32 - 64	36,0	4,75	1,92	0,73				
64 - 128	46,0	7,70	1,48	0,78				
128 - 256	6,0	14,16	3,13	0,55				
Promedio		7,27	2,44	0,65				

Abreviaturas. T.M.: Tamaño medio
 PL : Platitud (Tabularidad)
 ESF : Esfericidad
 EC : Formas ecuanes (isoaxiales)
 OB : Formas obladas (discoides)
 PR : Formas proladas (prismáticas)
 TR : Formas triaxiales (laminares)

CUADRO III

VARIACIONES VERTICALES DE TAMAÑO MEDIO DE LOS EJES DE CLASTOS (EN CM)
 Y DE LOS INDICES DE ZINGG (1935) EN LOS AFLORAMIENTOS DE LAS PSEFITAS

NIVEL	AFLORAMIENTO A			AFLORAMIENTO B		
	1 (base)	2	3 (techo)	1 (base)	2	3 (techo)
ESPESSOR	70 cm	55 cm	40 cm	35 cm	35 cm	70 cm
a	12,46	8,88	10,25	9,14	10,16	10,46
b	9,27	6,35	7,45	7,07	8,03	7,52
c	6,97	4,30	4,58	5,37	5,68	4,91
b/a	0,78	0,72	0,73	0,77	0,79	0,72
c/b	0,71	0,68	0,61	0,76	0,71	0,65

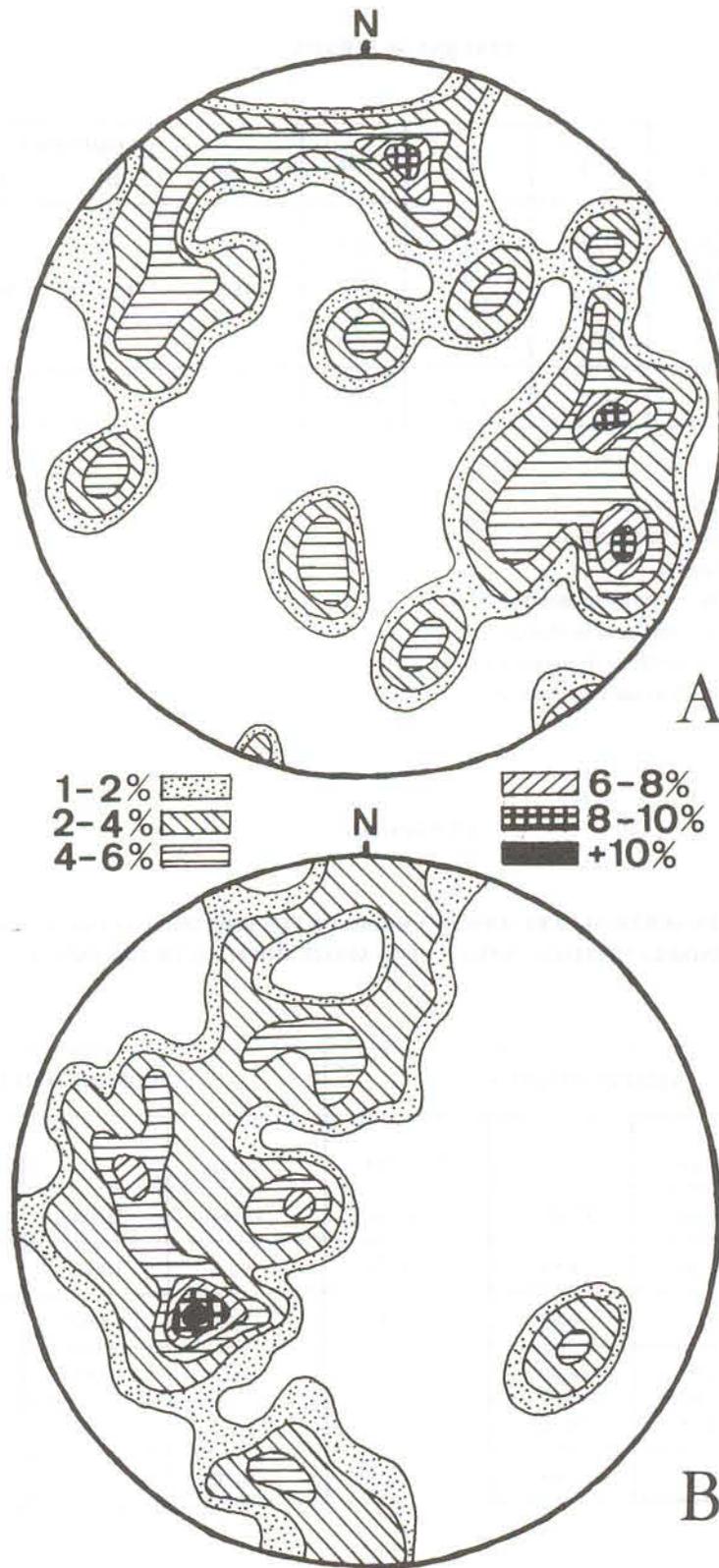


FIGURA 3 – DIAGRAMAS DE ORIENTACION DE FENOCLASTOS (*proyección en hemisferio inferior*)