

RADIOLARIOS DE UN TESTIGO CUATERNARIO DEL TALUD CONTINENTAL ARGENTINO

MARTA INES ALPERIN

Resumen

Se identificaron 64 taxa de radiolarios de un testigo de 470 centímetros de longitud obtenido por el B. O. El Austral en el talud continental argentino (40°04' lat. sur y 54°40' long. oeste).

Las especies encontradas son características de los complejos antártico y subantártico, existiendo un ligero predominio de especies antárticas.

Los sedimentos son probablemente de edad cuaternaria. A los 140 centímetros se determinó un máximo de la frecuencia relativa de *Theocalyptra davisiana* (Ehrenberg) que correspondería con los 18000 años AP. Este máximo indicaría condiciones más frías que las actuales para los 140 centímetros.

Abstract

Radiolaria of one core of 470 cm length obtained in the continental slope (40°04'S and 54°40'W) were analyzed.

Sixty four taxa were identified. The species belong to the subantarctic and the antarctic complex, although the more abundant ones belong to the latter.

The age is Quaternary from the micropaleontology evidence obtained. Based on the relative abundance of *Theocalyptra davisiana* (Ehrenberg) with a maximum at a depth of 140 cm it was determined an age 18000 year BP for that depth. This maximum would show colder conditions than present ones.

Introducción

Radiolaria es uno de los numerosos taxones constituyentes del plancton, posee un registro fósil muy amplio que posibilita su utilización como indicador estratigráfico y paleoecológico.

Los estudios sobre Polysistina en el Atlántico Sudoccidental son escasos. En el área comprendida entre 0° y 60° de latitud sur y 25° de longitud oeste y la costa sudamericana se ha registrado la presencia de solo unas 150 especies (Boltovskoy, 1980).

El objeto de este trabajo es contribuir al conocimiento de los radiolarios de la región, presentando los resultados de la asociación contenida en un testigo procedente del talud continental argentino (AU₄C₁₂) extraído a los 2990 metros de profundidad, a los 40°04' de latitud sur y 54°40' de longitud oeste.

Antecedentes

Las características hidrológicas del área fueron indicadas por Thompsen (1962) y Boltovskoy E. (1970 y 1982). Ellos ubican en la parte epipelágica una masa de agua que es producto de la mezcla de las aguas subantárticas de la corriente de Malvinas, con la subtropical de la corriente de Brasil, esta zona es llamada Zona de Convergencia Subtropical-Subantártica (c. f. Boltovskoy op. cit.). Sus límites oscilan estacionalmente; el límite norte varía entre 29° y 34° de latitud sur, en tanto el austral lo hace entre 47° y 48° de latitud sur.

Cortelezzi y Mouzo (1975) dieron a conocer las características sedimentológicas de 5 testigos obtenidos a lo largo de un perfil extendido desde Bahía Blanca hasta casi el pie del talud. Uno de ellos, el más profundo, constituye el material estudiado en este trabajo.

Por otra parte, Cusminsky (1985), realizó el estudio del Orden Foraminifera para el mismo testigo.

Litología

El testigo fue extraído del talud cuya superficie topográfica es rugosa e irregular, presentando un gradiente del orden de 1:50 (Cortelezzi y Mouzo, 1975).

El estudio sedimentológico del testigo fué realizado por los autores antes mencionados. Consiste en una sucesión limo arenosa de 470 centímetros, color gris oliva carente de estructuras. El material es típicamente hemipelágico; los componentes de la fracción gruesa son escasos y semejantes a los de plataforma, mientras que los de la fracción fina reflejan una dinámica menor de las aguas. Debido a la presencia de foraminíferos, los 21 centímetros superiores son de granulometría más gruesa que el resto de la secuencia.

Métodos

Las muestras se extrajeron cada 10 centímetros, disponiéndose en total de 41. Para su procesamiento se siguió la técnica desarrollada por Moore (1973). Se efectuó la identificación y recuento de aproximadamente 300 ejemplares por muestra. Para las determinaciones se adoptó la clasificación propuesta por Riedel (1971) con algunas modificaciones.

Sistemática

Subclase **RADIOLARIA** Müller, 1858
Superorden **POLYCISTINA** Ehrenberg, 1875
Familia **COLLOSPHAERIDAE**;
Müller, 1858, emend. Strelkov
y Reshetnjak, 1971.

Género **Collosphaera** Müller, 1855.

Collosphaera sp. (lámina 1, figuras 1,2)

Descripción: Teca esférica única, de pared muy delgada y lisa, con poros de tamaño, forma y distribución muy irregular, de 10 a 20 en el hemiecuador.

Dimensiones: El diámetro de la teca oscila entre 110 y 200 μ m.

Repositorio: IADO MPR_o N^o 1 (R 280,1 (17,6/106,4)); IADO MPR_o N^o 2 (R 250,2 (25,7/95,8)).

Género **Acrosphaera** Haeckel, 1881.

1862 **Acrosphaera spinosa** Haeckel, (lámina 1, figura 3).

1862 **Collosphaera spinosa** Haeckel: 536, (lámina 34, figuras 12, 13).

Distribución: Se trata de una especie tropi-

cal y subtropical de amplia distribución en los océanos. En el Atlántico sur su límite austral se ubica entre los 45° y 50° de lat. sur (Boltovskoy, 1980).

Observaciones: **Acrosphaera spinosa** es muy similar a los ejemplares descritos por Nigrini (1970) como **Polysolenia arktios**, cuya distribución está restringida al sector ártico.

Repositorio: IADO MPR_o N^o 48 (R 20,3 (9,2/97,3)).

Género **Siphonosphaera** Müller, 1858.

1905 **Siphonosphaera martensi** Brandt.

1905 **Siphonosphaera martensi** Brandt: 339, (lámina 9, figuras 9-12).

Distribución: Se trata de una especie tropical y subtropical (Boltovskoy, 1980).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 49 (R 170,4 (13,1/94,1)).

Familia **ACTINOMMIDAE** Haeckel 1862,
emend. Riedel, 1967.

Género **Actinomma** Haeckel 1860,
emend. Nigrini, 1967.

1887 **Actinomma antarcticum** Haeckel, (lámina 1, figuras 4a-b, lámina 4, figura 1).

1887 **Spongoplegma antarcticum** Haeckel: 90.

Distribución: Esta especie fue encontrada en sedimentos antárticos asignados al Plioceno-Pleistoceno (Chen, 1975; Keany, 1979); fue citada también en el plancton y sedimentos superficiales de la región antártica (Riedel, 1958; Nigrini, 1967; Boltovskoy, 1980).

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 3 (R 410,1 (19,4/103,2)); IADO MPR_o N^o 1.

Actinomma sp. 1 (lámina 1, figuras 5a-b, lámina 4, figura 2)

Descripción: Caparazón formado por dos tecas medulares y una cortical. La teca medular es muy pequeña y aproximadamente esférica; la segunda teca medular tiene el contorno subcircular, sus paredes están perforadas, los poros son pequeños, subredondeados, 7 en el hemiecuador. La teca cortical es de contorno poligonal, la pared es relativamente delgada, posee poros circulares, 14 en el hemiecuador; las barras entre poros presentan pequeñas espinillas nodales. Las tecas medulares se encuentran unidas entre si y a la teca cortical mediante numerosos rayos radiales, algunas de las cuales se proyectan a través de la teca cortical y forman numerosas espinas largas, trifacetadas.

Dimensiones: Diámetro de las tecas: 1^o: 22 μ m; 2^o: 45 μ m; 3^o: 130 μ m; longitud de las espinas 57 μ m.

Repositorio: IADO MPR₀ N^o 4 (R 280,3 (17,8/104,1)); IADO MPR_e N^o 2.

Actinomma sp. 2, (lámina 1, figuras 6, 7)

Descripción: Caparazón formado por tres tecas esféricas concéntricas. La teca medular y la teca cortical poseen paredes de poco espesor. La segunda teca medular se encuentra perforada por numerosos poros subcirculares pequeños, 6 en el hemiecuador, separados por barras delgadas. La teca cortical también posee poros subcirculares de tamaño variable, 6 en el hemiecuador; emergen de esta teca numerosas espinas trifacetadas grandes y largas, distribuidas sin ningún orden preferencial.

Dimensiones: Diámetro de las tecas 1^o: 14 um; 2^o: 24,5 um; 3^o: 94,5 um. Longitud de las espinas 52 um.

Observaciones: En algunos ejemplares se presentan expansiones laterales sobre las espinas. Estos procesos podrían llegar a constituir una cuarta teca, en proceso de formación.

Repositorio: IADO MPR₀ N^o 50 (R 20,1 (55/98,4)); IADO MPR₀ N^o 51 (R 20,1 (13,2/95,2)).

Género **Carposphaera** Haeckel, 1881.

Carposphaera sp. (lámina 1, figuras 8a-b)

Descripción: Caparazón formado por dos tecas esféricas concéntricas. Teca medular pequeña, de difícil observación, unida a la teca cortical por medio de algunos rayos radiales. Teca cortical de pared muy gruesa con poros subcirculares, presentes en número de 10 a 12 en el diámetro ecuatorial, bordeados por marcos hexagonales; las barras entre poros son anchas, poseen espinillas nodales que le confieren a la teca aspecto rugoso.

Dimensiones: Diámetro de las tecas 1^o: 49 um; 2^o: 45 um.

Repositorio: IADO MPR₀ N^o 5 (R 70,1 (16,9/106,2)).

Género **Cenosphaera** Ehrenberg, 1854.

1887 **Cenosphaera cristata** Haeckel, (lámina 1, figuras 9, 10; lámina 4, figura 3)

1887 **Cenosphaera cristata** Haeckel: 66.

Observaciones: *C. cristata* es similar a *Cenosphaera compacta*, a diferencia de esta última, *C. cristata* posee poros irregularmente distribuidos, siendo la superficie cortical muy rugosa.

Distribución: La especie fue hallada en la región antártica y subantártica (Boltovskoy, 1980; Keany, 1979; Petrushevskaya, 1975).

Rango estratigráfico: Mioceno-Reciente (Petrushevskaya, 1975).

Repositorio: IADO MPR₀ N^o 6 (R 160,1 (12,5/99,4)); IADO MPR₀ N^o 4 (R 310,1 (25,7/99,7)); IADO MPR_e N^o 3.

Género **Cromyechinus** Haeckel, 1882.

1889 **Cromyechinus antarctica** Dreyer, (lámina 1, figuras 11a-b; lámina 4, figura 4).

1889 **Prunopyle antarctica** Dreyer: 24, lámina 5, figura 75.

Observaciones: *Cromyechinus antarctica* tiene gran similitud con *Cromyechinus borealis*, pero a diferencia de esta posee menor número de espinas.

Distribución: Fue hallada en muestras de plancton y sedimentos recientes (Riedel, 1958; Petrushevskaya, 1967); en sedimentos antárticos del océano Pacífico nororiental (Kling, 1973) y en el sector antártico del océano Atlántico (Coco, 1982).

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Chen, 1975; Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR₀ N^o 8 (R 190,1 (10,7/115,8)); IADO MPR_e N^o 4.

Género **Drupptractus** Haeckel, 1887.

1912 **Drupptractus irregularis** Popofsky, (lámina 1, figura 12).

1912 **Drupptractus irregularis** Popofsky: 114 text. figs. 24-26.

Distribución: Fue hallada en sedimentos del océano Pacífico ecuatorial (Blueford, 1982).

Rango estratigráfico: Mioceno-Reciente (Blueford, 1982).

Repositorio: IADO MPR₀ N^o 52 (R 80,1 (16,4/104)).

Drupptractus sp. 1, (lámina 1, figura 13)

Descripción: Caparazón compuesto por dos tecas subsféricas, con dos espinas polares.

La teca medular es pequeña, esférica; las paredes son delgadas, posee poros circulares grandes, 5 a 6 en el hemiecuador, con marcos hexagonales levemente insinuados; en los puntos nodales existen espinillas gruesas y cortas. En los extremos opuestos de la teca se encuentran dos grandes espinas polares trifacetadas en su base y luego cilindrocónicas en el ápice. Ambas tecas se encuentran ligadas por medio de rayos radiales muy numerosos.

Dimensiones: Diámetro de tecas 1^o: 10 um; 2^o: 24 um.

Repositorio: IADO MPR₀ N^o 53 (R 20,2 (14,5/97,8)).

Dupptractus sp. 2 (lámina 1, figura 14)

Descripción: Caparazón con dos tecas subsféricas concéntricas y dos espinas polares prominentes.

Teca medular de contorno elipsoidal, de paredes delgadas con pequeños poros subpoligonales dispuestos a modo de panel de abejas, 6 a 7 en el hemiecuador. Esta teca se une a la teca cortical por medio de numerosos rayos radiales gruesos.

La teca cortical es elipsoidal, sus pare-

des son finas, tiene poros subcirculares, las barras entre poros son robustas; en los puntos nodales se hallan espinas gruesas y cortas, caracterizadas por ser de perfil transversal triangular y por ensancharse en el ápice. Estas espinas dan a la teca aspecto erizado muy característico.

Las espinas polares son largas, ambas de la misma longitud; son trifacetadas en la base y luego se tornan cónicas hacia el ápice.

Dimensiones: Diámetro de las tecas: 1ª: 42 um; 2ª: 112 um.

Observaciones: Por el aspecto de las espinas nodales podría intuirse que estaría en período de formación una tercera teca.

Repositorio: IADO MPR₀ N° 54 (R 50,2 (7,6/112)).

Género *Haliomma* Ehrenberg, 1838.

Haliomma sp., (lámina 1, figura 15)

Descripción: Caparazón constituido por dos tecas esféricas concéntricas. Una teca cortical de paredes muy gruesas, con 12 a 15 poros circulares en el hemiecuador rodeados por marcos pseudoexagonales muy conspicuos; con espinillas nodales. Presencia de espinas en número variable, cilíndricas, macizas que generalmente se presentan quebradas. Ambas tecas se encuentran unidas por medio de rayos radiales. La teca medular es de difícil observación debido al grosor de la teca cortical.

Dimensiones: Diámetro de las tecas 1ª: 45 um; 2ª: 136 um.

Observaciones: es muy parecida a *Carposphaera* sp. tanto en el diámetro de las tecas como en el aspecto general; la diferencia entre ambas es la presencia de espinas en *Haliomma* sp.

Repositorio: IADO MPR₀ N° 7 (R 190,1 (14,6/100,8)).

Género *Hexacantium* Haeckel, 1887.

1900 *Hexacantium* sp. aff *H. armatum* Cleve, (lámina 1, figuras 16a-b).

Descripción: Caparazón formado por tres tecas concéntricas esféricas. La teca medular muy pequeña, de paredes delgadas, con pocos poros grandes. La segunda teca medular tiene paredes delgadas con poros pseudoexagonales dispuestos a modo de panal de abejas, 5 en el hemiecuador.

Teca cortical de pared gruesa con poros circulares enmarcados por estructuras poligonales, los poros se encuentran hundidos en la pared, aproximadamente 12 en el hemiecuador. Presenta 6 espinas principales dispuestas en tres ejes; son trifacetadas, largas y grandes, de sección triangular. Existen también papilas nodales en los vértices de los marcos hexagonales.

Las tres tecas se encuentran unidas por

seis rayos radiales, que en la superficie de la teca cortical se transforma en las seis espinas principales.

Dimensiones: Diámetro de las tecas: 1ª: 10,5 um; 2ª: 28 um; 3ª: 150,5 um. Long. espina 59,5 um.

Observaciones: En los individuos de *Hexacantium armatum* Cleve, las relaciones de los radios de las tecas son ligeramente diferentes a la de los ejemplares aquí descritos. Según la descripción de dicho autor, la teca cortical de esta especie presenta espinillas filiformes nodales; en los ejemplares observados se encontraron papilas nodales.

Distribución: *H. armatum* fue hallada en los sedimentos del Atlántico Sudoccidental en el área subantártica, así como en el plancton de la zona de convergencia subtropical.

Repositorio: IADO MPR₀ N° 52 (R 20,1 (16/109,1)).

Género *Prunopyle* Dreyer, 1889.

1944 *Prunopyle titan* Campbell y Clark, (lámina 1, figura 17).

1944 *Prunopyle titan* Campbell y Clark: 20, lámina 3, figuras 1-3.

Distribución: Fue hallada en sedimentos antárticos asignados al Plioceno (Hays, 1965) al Eoceno superior-Plioceno (Petruševskaya, 1975) y al Plioceno (Chen, 1975).

Rango estratigráfico: Eoceno superior-Plioceno (Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR₀ N° 9 (R 190,1 (9,1/105,1)).

Género *Stigmosphaera* Haeckel, 1887.

Stigmosphaera sp. 1, (lámina 1, figuras 18a-b).

Descripción: Caparazón formado por dos tecas concéntricas. La teca externa es subsférica, de pared delgada con poros pequeños, subcirculares de distribución variable; las barras entre poros son anchas, 10 a 12 poros en el hemiecuador. La superficie de la teca presenta numerosas espinas cónicas. La teca medular es de forma irregular, se encuentra constituida por una malla delicada y poco densa. Ambas tecas se unen a través de finos rayos.

Dimensiones: Diámetro de las tecas: 1ª: 19,32 um; 2ª: 120 um.

Repositorio: IADO MPR₀ N° 10 (R 40,7 (23,7/103,3)).

Stigmosphaera sp. 2, (lámina 1, figuras 19a-b).

Descripción: Caparazón formado por dos tecas concéntricas. La teca externa, esférica, posee paredes muy delgadas con numerosos poros subpoligonales, 15 en el hemiecuador, las barras entre poros son delicadas. En los puntos nodales hay espinillas

agudas que en algunos casos se ramifican en el extremo distal. La teca medular es irregular, constituida por una malla delicada, densa; se une a la teca externa mediante finos rayos muy numerosos.

Dimensiones: Diámetro de las tecas: 1º: 37 um; 2º: 136,36 um.

Repositorio: IADO MPR_o N° 11 (R380,1 (25,8/103,1)).

Stigmatosphaera sp. 3, (lámina 1, figura 20).

Descripción: Caparazón formado por dos tecas concéntricas. Teca externa esférica, de pared delgada perforada; los poros son circulares a subcirculares, hallándose 13 en el diámetro ecuatorial, las barras entre poros son delgadas. Teca medular poliédrica, irregular, constituida por una malla poco densa. Ambas tecas se encuentran unidas por rayos radiales, algunos de los cuales atraviesan la teca cortical, y se proyectan como espinas principales.

Dimensiones: Diámetro de las tecas: 1º: 45 um; 2º: 94 um.

Repositorio: IADO MPR_o N° 12 (R 40,3 (20,2/101,4)).

Género *Stylatractus* Haeckel, 1887.

1887 *Stylatractus neptunus* Haeckel, lámina 4, figura 5.

1887 *Stylatractus neptunus* Haeckel: 328, lámina 18, figura 6.

Distribución: Fue encontrada en sedimentos actuales antárticos.

Rango estratigráfico: Mioceno-Reciente (Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR N° 13 (R 40,3 (22,5/103,7)); IADO MPR_e N° 5.

Género *Xiphatractus* Haeckel, 1887.

1908 *Xiphatractus brevispina* Carnevale, lámina 4, figura 6.

1908 *Xiphatractus brevispina* Carnevale: 20, lámina 3, figura 3.

Observaciones: Debido al grosor del caparazón externo, las características de las tecas medulares se observan con dificultad. Se han detectado, en algunos ejemplares otras espinas, muy breves, que acompañan a las espinas polares.

Rango estratigráfico: Mioceno (Coco, 1982).

Repositorio: IADO MPR N° 14 (R 40,3 (22,3/106,3)); IADO MPR_e N° 6.

Familia COCODISCIDAE Haeckel, 1860.

Género *Didymocyrtis* Haeckel, 1860.

Didymocyrtis sp. aff *D. prismaticus* Haeckel, (lámina 2, figura 1).

Descripción: Caparazón cortical elipsoidal. Teca medular esférica simple; en la región ecuatorial con una constricción muy poco marcada. Teca cortical de paredes muy

gruesas con dos brazos polares esponjados subcilíndricos.

Dimensiones: Long. 270 um; ancho máximo 141 um.

Observaciones: La especie descrita presenta semejanzas con *D. prismaticus*, pero se diferencia de ésta en los brazos polares que son más anchos y cortos.

Repositorio: IADO MPR_o (R 310,1 (24,3/100)).

Familia PHACODISCIDAE Haeckel, 1887.

Género *Heliodiscus* Haeckel, 1862.

1887 *Heliodiscus asteriscus* Haeckel, (lámina 2, figuras 2a-b)

1887 *Heliodiscus asteriscus* Haeckel: 445, lámina 33, figura 8.

Distribución: Especie cosmopolita, común en aguas tropicales, se extiende sin embargo hasta aguas subpolares.

Rango estratigráfico: Plioceno sup-Actualidad (Hays, 1965).

Repositorio: IADO MPR_o N° 55 (R 20,1 (8,8/97,7)).

Familia PORODISCIDAE Haeckel, 1881;

sensu Kozlova, en Petrushevskaya y Kozlova, 1972.

Género *Stylochlamyidium* Haeckel, 1881.

1887 *Stylochlamyidium asteriscus* Haeckel, (lámina 2, figura 3).

1887 *Stylochlamyidium asteriscus* Haeckel: 514, lámina 41, figura 10.

Observaciones: *S. asteriscus* Haeckel es muy similar a *S. venustum* (Bailey, 1856). El contorno de *S. venustum* es elipsoidal, de modo que alguno de los ejemplares observados podrían ser una forma transicional entre ambas especies.

Distribución: En el océano Atlántico se halla en el plancton de la zona de Convergencia Subtropical (Boltovskoy, 1980). Se trata de una especie criófila.

Repositorio: IADO MPR_o N° 56 (R 20,1 (14,6/6,99)).

Familia SPONGODISCIDAE Haeckel, 1862; emend Petrushevskaya y Kozlova, 1972.

Género *Amphirhopalum* Haeckel, 1887.

1887 *Amphirhopalum ypsilon* Haeckel, (lámina 2, figura 4).

1887 *Amphirhopalum ypsilon* Haeckel: 522.

Distribución: Esta especie ocupa aguas tropicales.

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente.

Repositorio: IADO MPR_o N° 16 (R 40,1 (22/102,3)).

Género *Dictyocoryne* Ehrenberg, 1860.

1861 *Dictyocoryne truncatum* Ehrenberg, (lámina 2, figuras 6 y 7).

1861 *Rhopalodictyum truncatum* Ehrenberg: 301.

Distribución: Especie cosmopolita (Benson, 1966).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 17 (R 470,3 (33,7/106)); IADO MPR_o N^o 18 (R 430,2 (27/98,5)).

Género *Hymeniastrum* Ehrenberg, 1847.

1887 *Hymeniastrum euclidis* Haeckel, (lámina 4, figura 11).

1887 *Hymeniastrum euclidis* Haeckel, 531, lámina 43, figura 13.

Distribución: Esta especie es cosmopolita.

Repositorio: IADO MPR_e N^o 7.

Género *Stylodictya* Ehrenberg, 1847, emend. Kozlova, 1972.

1860 *Stylodictya multispina* Haeckel, (lámina 2, figura 5).

1860 *Stylodictya multispina* Haeckel: 842.

Distribución: Se la halló en el Mar de Noruega (Bjorklund, 1976), en el océano Pacífico (Moore, 1974) y en el océano Atlántico sudoccidental (Boltovskoy, 1980).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 19 (R 280,2 (26,3/106,9)).

Género *Spongodiscus* Ehrenberg, 1845.

1854 *Spongodiscus resurgens* Ehrenberg, (lámina 2, figura 8; lámina 4, figura 8).

1854 *Spongodiscus resurgens* Ehrenberg: 246.

Distribución: Se trata de una especie cosmopolita.

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Petrushevskaya y Kozlova, 1972).

Repositorio: IADO MPR_e N^o 20 (R 40,1 (36/103,3)); IADO MPR_e N^o 8.

Spongodiscus sp., (lámina 2, figura 9).

Descripción: Teca esponjosa con cuatro brazos radiales. El centro del cuerpo se encuentra sobrelevado, la malla esponjosa es más densa en esta zona. Los cuatro brazos, de poco espesor, tienen formas distintas, se disponen de a pares; dos de ellos son más anchos, presentando un angostamiento en el extremo proximal.

Dimensiones: Diámetro total 363 um; diámetro del sector central: 100 um.

Repositorio: IADO MPR_o N^o 21 (R 450,3 (36,3/106,4)).

Género *Spongopyle* Dreyer, 1889.

1889 *Spongopyle osculosa* Dreyer, (lámina 2, figura 10).

1889 *Spongopyle osculosa* Dreyer: 42, lámina 6, figuras 99-100.

Observaciones: Algunos ejemplares se distinguen con claridad, pero otros son muy similares a *Spongotrochus glacialis* y es difícil establecer a cual de las dos espe-

cies pertenece.

Distribución: Se encuentra en el plancton de las regiones antártica y subantártica.

Rango estratigráfico: Mioceno-Actualidad (Chen, 1975).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 22 (R 40,1 (35,5/113,5)).

Género *Spongurus* Haeckel, 1862.

1958 *Spongurus pylomaticus* Riedel, (lámina 2, figura 13; lámina 4, figura 7).

1958 *Spongurus pylomaticus* Riedel: 226, lámina 1, figuras 10-11.

Observaciones: Existen algunos ejemplares de *Spongurus pylomaticus* Riedel muy similares a *Spongurus cylindrica* Haeckel, pero se diferencian de estos últimos por la presencia de piloma.

Distribución: Fue hallada en plancton y sedimentos actuales (Riedel, 1958; Petrushevskaya, 1967; Boltovskoy, 1980). Es, aparentemente, una especie cosmopolita.

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 23 (R 40,3 (20,2/101,4)); IADO MPR_e N^o 9.

Género *Spongotrochus* Haeckel, 1860.

1908 *Spongotrochus glacialis* Popofsky, (lámina 2, figuras 11, 12; láminas 4, figuras 9, 10).

1908 *Spongotrochus glacialis* Popofsky: 228-229, lámina 26, figuras 7-8.

Distribución: Esta especie fue hallada en el plancton y sedimentos superficiales de las regiones polares y subpolares (Boltovskoy y Riedel, 1980).

Rango estratigráfico: Chen (1975) y Coco (1982) la ubican en el Neógeno, con dudas en el Oligoceno, Popofsky (1908) la cita en el Mioceno medio, llegando hasta la actualidad.

Repositorio: IADO MPR_o N^o 24 (R 280,1 (26,3/106,9)); IADO MPR_o N^o 25 (R 40,1 (29,8/99,4)); IADO MPR_e N^o 10; IADO MPR_e N^o 11.

Familia LITHELIIDAE Haeckel, 1862.

Género *Larcopyle* Dreyer, 1889.

1889 *Larcopyle butschlii* Dreyer, (lámina 2, figura 14; lámina 4, figura 12).

1889 *Larcopyle butschlii* Dreyer: 124, lámina 10, figura 70.

Distribución: La especie fue hallada en el sector subantártico del océano Atlántico Sur (Boltovskoy, 1980), así como en sedimentos tropicales del océano Atlántico Occidental (Takahashi y Honjo, 1981).

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente.

Repositorio: IADO MPR_o N^o 26 (R 40,3 (22,8/103,1)); IADO MPR_e N^o 12.

Género *Lithelius* Haeckel, 1862.

- 1908 *Lithelius nautiloides* Popofsky, (lámina 2, figura 16; lámina 4, figura 13).
1908 *Lithelius nautiloides* Popofsky: 230-231, lámina 27, figuras 2-4.

Distribución: Se trata de una especie típica de aguas frías, posiblemente endémica de regiones antárticas y subantárticas.

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 27 (R 280,2,4/101,2); IADO MPR_e N^o 13.

Familia PYLONIIDAE Haeckel, 1882.

Género *Phorticium* Haeckel, 1882.

- 1900 *Phorticium clevei* Jorgensen, (lámina 2, figura 15; lámina 4, figura 14).
1900 *Phorticium clevei* Jorgensen: 64.

Distribución: Es una especie de aguas frías, confinada a la región antártica (Petrushevskaya, 1967).

Rango estratigráfico: Mioceno-Reciente (Petrushevskaya, 1975).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 28 (R 280,2,4,5/105,6); IADO MPR_e N^o 14.

Orden NASSELLARIA Ehrenberg, 1875.

Familia TRISSOCYCLIDAE Haeckel, 1862, emend. Goll, 1968.

Género *Desmospyris* Haeckel, 1882.

- 1965 *Desmospyris spongiosa* Hays, (lámina 2, figura 17; lámina 4, figura 18).
1965 *Desmospyris spongiosa* Hays: 173, lámina II, figura 1.

Distribución: Hays (1965) encontró representada esta especie en sedimentos antárticos asignados al Plioceno; Petrushevskaya (1975) los halló en sedimentos de la región antártica a los que asignó edad Mioceno-Plioceno.

Rango estratigráfico: Mioceno-Plioceno (Petrushevskaya, 1975).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 34 (R 380,1,20,2/103,4); IADO MPR_e N^o 23.

Género *Lophospyris* Haeckel 1881, emend. Goll, 1976.

- 1881 *Lophospyris pentagona quadriforis* Haeckel, (lámina 2, figuras 21, 22, 23a-b).
1887 *Semandrum quadrifore* Haeckel: 985, lámina 92, figura 5.

Observaciones: En la sección estudiada se han encontrado ejemplares con distinto grado de desarrollo ontogenético.

Distribución: *Lophospyris pentagona quadriforis* es abundante en sedimentos subárticos, subantárticos y antárticos, así también como en sedimentos subtropicales y ecuatoriales (Goll, 1976).

Repositorio: IADO MPR_o 57 (R 350,1,14,1/92,8); IADO MPR_o N^o 88 (R 140,3,19,9/88,6); IADO MPR_o N^o 59 (R 180,1,12,2/103,3).

Género *Triceraspyris* Haeckel

- 1907 *Triceraspyris antarctica* Haeckel, (lámina 2, figuras 19-20; lámina 4, figuras 15, 16, 17).
1907 *Phormospyris antarctica* Haeckel, 124, figura 9.

Distribución: Esta especie fue encontrada en muestras de plancton y en sedimentos de la región antártica en los sectores de los océanos Pacífico e Indico (Petrushevskaya, 1967). Boltovskoy (1980) la considera como una especie típica de aguas frías.

Rango estratigráfico: Mioceno-Reciente (Petrushevskaya, 1975).

Repositorio: IADO MPR_o (R 40,4,24/104,2); IADO MPR_o N^o 33 (R 250,2,25,7/95,8); IADO MPR_o N^o 20; IADO MPR_e N^o 21; IADO MPR_e N^o 22.

Triceraspyris sp., (lámina 2, figura 18).

Descripción: Teca en forma de corona, constituida por un gran céfalo con una constricción sagital bien marcada. Posee paredes muy gruesas atravesadas por poros subcirculares, pequeños, rodeados por estructuras poligonales. Presencia de tres plés basales cortos, levemente curvados, cilíndricos, que se bifurcan en la base.

Dimensiones: Ancho máximo: 40 μ m; longitud 60 μ m.

Observaciones: *Triceraspyris antarctica* (Haeckel) es una especie muy común en las muestras estudiadas; esta especie presenta numerosas variaciones morfológicas; existen algunos ejemplares de paredes delgadas poco silicificadas, con tórax más o menos desarrollados, y otros individuos con paredes gruesas y de aspecto robusto.

Triceraspyris coronatus (Weaver, 1974) es notablemente semejante a la especie aquí descrita, sin embargo el material estudiado es insuficiente para clasificarla como una u otra, presentando afinidad con ambas.

Repositorio: IADO MPR_o (R 170,3,10,3/97,6).

Familia PLAGONIIDAE Haeckel 1881, emend. Riedel 1967.

Género *Antarctissa* Petrushevskaya, 1967.

- 1844 *Antarctissa denticulata* Ehrenberg, (lámina 3, figura 1; lámina 4, figuras 19, 20).
1844 *Lithobotrys denticulata* Ehrenberg: 203.

Observaciones: Se diferenciaron tres variedades de *Antarctissa denticulata*: *A. denticulata* (Ehrenberg) var. *clausa* (Popofsky), *A. denticulata* (Ehrenberg) var. *faceata*

(Petrushevskaya) y *A. denticulata* (Ehrenberg) var. *cylindrica* Petrushevskaya (Petrushevskaya, 1967). Las diferencias entre cada una no fueron observadas con claridad en el material estudiado, por ello se agruparon bajo el nombre de *A. denticulata*.

Distribución: La especie fue hallada en sedimentos recientes de la región antártica por Riedel (1958) y Petrushevskaya (1967) en sedimentos antárticos asignados al Plioceno-Pleistoceno (Chen, 1975), en sedimentos asignados al Plioceno-Reciente (Keany, 1979) y en muestras de plancton (Boltovskoy, 1980).

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 29 (R 280,2 (29,5/103)); IADO MPR_e N^o 15; IADO MPR_e N^o 16.

1967 *Antarctissa strelkovi* Petrushevskaya (lámina 3, figura 2; lámina 5, figuras 1, 2, 3).

1967 *Antarctissa strelkovi* Petrushevskaya: 89, figuras 5, III-IV.

Distribución: Se la halló en el plancton y sedimentos de la región antártica (Petrushevskaya, 1967). Keany (1979) encontró ejemplares en sedimentos antárticos de edad pliocena.

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 30 (R 40,4 (22,3/105,5)); IADO MPR_e N^o 17; IADO MPR_e N^o 18.

Género *Mitrocalpis* Haeckel, 1882.

1908 *Mitrocalpis araneofera* Popofsky, (lámina 3, figura 3; lámina 5, figura 4).

1908 *Mitrocalpis araneofera* Popofsky: 273-274, lámina 30, figura 11.

Distribución: *M. araneofera* Popofsky se encontró en el sector antártico de los océanos Índico y Atlántico. Se han hallado formas similares en el océano Pacífico Norte. Su distribución puede ser bipolar (Riedel, 1958).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 31 (R 470,3 (32,3/104)); IADO MPR_e N^o 19.

Género *Lithomelissa* Ehrenberg, 1847.

Lithomelissa sp., (lámina 3, figuras 4, 5).

Descripción: Teca con céfalo y tórax. El céfalo es pequeño, subsférico de paredes relativamente gruesas, perforado; los poros son subredondeados, pequeños y numerosos; posee espinas agudas, desplazadas del ápice y otras ubicadas preferentemente sobre la región cervical. Constricción cervical muy conspicua. Tórax cilíndrico de paredes delgadas con poros de tamaño, forma y distribución irregular, desde subcirculares a elongadas, suele presentarse abierto.

Dimensiones: Longitud total 70-80 um; long. del céfalo 24-28 um; ancho máximo 16-56 um.

Observaciones: Los ejemplares aquí descritos, se encontraron en toda la columna; se observó también una gradación entre estos ejemplares y aquellos de *Antarctissa denticulata*.

Repositorio: IADO MPR_o N^o 61 (R 210,1 (13,1/93,8)); IADO MPR_o N^o 62 (R 210,1 (7/91,7)).

Familia THEOPERIDAE Haeckel, 1881, emend. Riedel, 1967b.

Género *Ceratocyrtis* Bütschlii, 1882.

Ceratocyrtis sp., (lámina 3, figura 6).

Descripción: Teca campanuliforme formada por céfalo y tórax. El céfalo, subgloboso, se halla incorporado al tórax; los poros son numerosos, de forma y distribución irregular. Las espinas del trípode basal se observan claramente, su prolongación da lugar a las espinas cefálicas y torácicas. El tórax es subcónico, las paredes llevan grandes poros de forma variable, irregularmente distribuidos; las barras entre poros son angostas y presentan espinillas.

Dimensiones: Ancho máximo 54 um; longitud 32 um.

Observaciones: En el material estudiado se han observado pequeñas variaciones morfológicas tales como presencia de costillas levemente insinuadas.

Repositorio: IADO MPR_o N^o 66 (R 170,4 (13,8/100,5)).

Género *Cornutella* Ehrenberg, 1839.

1856 *Cornutella profunda* Ehrenberg, (lámina 3, figura 7).

1856 *Cornutella clathra* β -*profunda* Ehrenberg: 241.

Distribución: Cosmopolita

Rango estratigráfico: Olig no-Reciente (Chen, 1975).

Repositorio: IADO MPR_o N^o 61 (R 120,3 (21,7/90,1)).

Género *Dictyophimus* Ehrenberg, 1847, emend. Nigrini, 1968.

1957 *Dictyophimus mawsoni* Riedel, (lámina 5, figura 5).

1957 *Dictyophimus mawsoni* Riedel: 234; lámina 3, figura 67.

Distribución: Especie bipolar, de aguas frías (Riedel, 1957).

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Chen, 1975).

Repositorio: IADO MPR_e N^o 24.

Género *Diplocyclas* Haeckel, 1882.

1972 *Diplocyclas* sp. A Petrushevskaya, (lámina

3, figura 8).

1972 *Diplocyclas* sp. A Petrushevskaya, Petrushevskaya y Kozlova: 541, lámina 33, figuras 14-16.

Observaciones: Esta especie es difícil de diferenciar de *Theocalyptra davisiana* y de *Theocalyptra bicornis*; se han encontrado individuos que podrían ser transición entre ambas.

Rango estratigráfico: Oligoceno (Petrushevskaya y Kozlova, 1972).

Repositorio: IADO MPR_o N° 65, R 460,2 (14,6/91,8).

Género *Eucyrtidium* Ehrenberg, 1847, emend. Nigrini, 1967.

1904 *Eucyrtidium calvertense* Martin, (lámina 3, figura 9; lámina 5, figura 6).

1904 *Eucyrtidium calvertense* Martin: 450, lámina 130, figura 5.

Distribución: Según Hays (1965) esta especie se extinguió en la región antártica a los 2 Ma, delimitando el Plioceno-Pleistoceno. Sin embargo se lo halla en el plancton del océano Pacífico y en el plancton de otras regiones a bajas latitudes.

Repositorio: IADO MPR_o N° 35 (R 70,2 (20,4/100)).

Género *Peripyramis* Haeckel, 1881, emend. Riedel, 1958.

1887 *Peripyramis circumtexta* Haeckel, (lámina 3, figura 10; lámina 5, figura 7).

1887 *Peripyramis circumtexta* Haeckel: 1162, lámina 54, figura 5.

Distribución: Cosmopolita.

Rango estratigráfico: Oligoceno?-Reciente.

Repositorio: IADO MPR_o N° 40 (R 390,1 (29,2/101,8)). IADO MPR_e N° 32.

Género *Plectopyramis* Haeckel, 1881.

1887 *Plectopyramis dodecomma* Haeckel, (lámina 3, figura 11).

1887 *Plectopyramis dodecomma* Haeckel: 1258, lámina 54, figura 6.

Observaciones: Se diferencia de *P. circumtexta* por la presencia de gran cuerno apical y de las espinas cefálicas menores.

Repositorio: IADO MPR_o N° 63 (R 30,3 (0,3/111,4)).

Género *Sethoconus* Haeckel, 1887.

1967 *Sethoconus* (?) *dogieli* Petrushevskaya, (lámina 3, figura 12; lámina 5, figura 12).

1967 *Sethoconus* (?) *dogieli* Petrushevskaya: 95, figuras 53, I-II.

Distribución: Fue hallada en el plancton del sector antártico de los océanos Pacífico e Indico.

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Chen, 1975).

Repositorio: IADO MPR_o N° 36 (R 450,2 (36,3/98,8)); IADO MPR_e N° 26.

1967 *Sethoconus* (?) *reschetnhakae* Petrushevskaya, (lámina 3, figura 13).

1967 *Sethoconus* (?) *reschetnhakae* Petrushevskaya: 94, figuras 53 III-IV.

Distribución: Fue encontrada en los sedimentos antárticos de los océanos Pacífico e Indico (Petrushevskaya, 1967) y Atlántico (Coco, 1981).

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Coco, 1981).

Repositorio: IADO MPR_o (R 310,1 (18/105,3)).

Género *Theocalyptra* Haeckel, 1881.

1908 *Theocalyptra bicornis* Popofsky, (lámina 3, figura 14; lámina 5, figuras 8, 9).

1908 *Pterocorys bicornis* Popofsky: 288; lámina 34, figura 708.

1958 *Theocalyptra bicornis* (Popofsky) Riedel: 240, lámina 4, figura 4.

Distribución: Se la encontró en los sedimentos actuales y en muestras de plancton del sector antártico (Popofsky, 1908; Riedel, 1958; Chen, 1975; Keany, 1979; Boltovskoy, 1980).

Rango estratigráfico: Mioceno medio-Reciente (Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR_o N° 38 (R 40,4 (23,8/103,1)). IADO MPR_e N° 27; IADO MPR_e N° 28.

1861 *Theocalyptra davisiana* Ehrenberg) var. *davisiana* Ehrenberg, (lámina 3, figura 15).

1861 *Cycladophora* (?) *davisiana* Ehrenberg: 297.

Observaciones: De las dos variedades conocidas de *Theocalyptra davisiana*, la forma típica fue la más abundante, se la halló a lo largo de todo el testigo.

Distribución: Fue encontrado en sedimentos anteriores (Keany, 1973) asignados al Plioceno y en sedimentos actuales de las regiones polares y subpolares.

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR_o N° 39 (R 280,2 (20,6/101,3)).

1967 *Theocalyptra davisiana* Ehrenberg var. *cornutoides* Petrushevskaya, (lámina 3, figura 16; lámina 5, figura 10, 11).

1967 *Cycladophora davisiana* Ehrenberg var. *cornutoides* Petrushevskaya: 126, figuras 70, I-II.

Observaciones: Esta especie fue hallada en forma conjunta con la anterior pero en menor cantidad.

Repositorio: IADO MPR_o 64 (R 20,3 (13,6/100)); IADO MPR_e N° 30; IADO MPR_e N° 31.

Familia PTEROCORYTIDAE Haeckel, 1881, emend. Riedel, 1967.

Género *Lomprocyclus* Haeckel, 1882.

1854 *Lomprocyclus aegles* Ehrenberg, (lámina 3, figura 17; lámina 5, figura 13).

1854 *Podocyrtis aegles* Ehrenberg: 358, lámina, BIV, figura 18.

Distribución: Se la ha hallado en sedimentos del océano Atlántico Nordoccidental y en la región antártica (Dumitrica, 1973; Petrushevskaya, 1975).

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Petrushevskaya, 1975).

Repositorio: IADO MPR_o N° 41 (R 70,2 (100,8/20,5)); IADO MPR_e N° 33.

1887 *Lamprocyclus maritalis-maritalis* Haeckel, (lámina 3, figura 18).

1887 *Lamprocyclus maritalis* Haeckel, lámina 390, figuras 13-14.

1967 *Lamprocyclus maritalis-maritalis* Haeckel, Nigrini: 74, lámina 7, figura 5.

Distribución: Cosmopolita en los mares modernos, no fue observada al sur del frente Polar Sur (Hays, 1965).

Repositorio: IADO MPR_o N° 67 (R 20,2 (18/92,8)).

Género *Pterocorys* Haeckel, 1882.

1887 *Pterocorys hirundo* Haeckel, (lámina 3, figura 19; lámina 5, figura 14).

1887 *Pterocorys hirundo* Haeckel: 1318, lámina 71, figura 4.

Distribución: Cosmopolita.

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Chen, 1975).

Repositorio: IADO MPR_o N° 42 (R 430,2 (32,8/99,7)); IADO MPR_e N° 34.

Familia AMPHIPYNDACIDAE Riedel, 1967.

Género *Amphipyndax*

Amphipyndax stocki (Campbell y Clark), (lámina 3, figura 20).

1968 *Amphipyndax stocki* (Campbell y Clark), Foreman: 76, lámina 8, figuras 12a-b.

Rango estratigráfico: Cretácico sup.-Paleoceno (Dumitrica, 1973).

Repositorio: IADO MPR_o N° 43 (R 70,2 (22,8/98,1)).

Familia ARTOSTROBIDAE Riedel, 1967, emend. Foreman, 1973.

Género *Artostrobium* Haeckel, 1887.

1844 *Artostrobium auritum-australis* Ehrenberg, (lámina 5, figura 18).

1844 *Lithocampe aurita* Ehrenberg: 84.

Distribución: La especie fue reconocida en la zona occidental del océano Pacífico

Asoc. Geol. Arg. Rev. XLI (3-4)

tropical (Riedel y Sanfilippo, 1971), en la zona occidental del océano Indico (Nigrini, 1980) y en sedimentos ubicados entre los 50°S y 55°O del océano Atlántico sudoccidental (Boltovskoy, 1980).

Repositorio: IADO MPR_e N° 35.

Género *Lithomitra* Butschli, 1822.

1862 *Lithomitra arachnea* Ehrenberg, (lámina 3, figura 21).

1862 *Eucyrtidium lineatum arachneus* Ehrenberg: 229.

Observaciones: Aspecto general muy semejante a *Lithomitra lineata* (Ehrenberg), pero se diferencia de esta por la presencia de estriación transversal.

Distribución: Polar y Subpolar.

Repositorio: IADO MPR_o N° 44 (R 450,2 (36,3/98,8)).

Género *Phormostichoartus* Campbell, 1951.

1863 *Phormostichoartus corbula* Harting, (lámina 3, figura 22; lámina 5, figura 19).

1863 *Lithocampe corbula* Harting: 12, lámina 1, figura 21.

Distribución: Se la encontró en sedimentos antárticos (Riedel, 1957) en sedimentos tropicales del océano Atlántico occidental (Takahashi y Honjo, 1981; Riedel y Sanfilippo, 1971; Nigrini, 1977).

Repositorio: IADO MPR_o N° 45 (R 310,5/103,6)); IADO MPR_e N° 36; IADO MPR_e N° 37.

Phormostichoartus sp., (lámina 5, figura 17).

Descripción: Teca de forma ahusada, con cuatro segmentos separados por constricciones levemente marcadas. Céfalo hemisférico con pequeños poros circulares irregularmente dispuestos y con un conspicuo tubo lateral de posición oblicua. Tórax trapezoidal, con tres o cuatro hileras de poros. Abdomen cilíndrico. Postabdomen levemente constricto en su extremo basal, terminando en un peristoma imperforado. Segmentos postoráxicos con 4 ó 6 hileras muy próximas entre sí, caracterizado por la presencia de costillas longitudinales, onduladas, discontinuas, levemente insinuadas.

Dimensiones: Longitud 193 um, ancho máximo 105 um.

Repositorio: IADO MPR_e N° 38.

Familia CANNOTRYDAE Haecker, 1861, emend. Riedel, 1967.

Género *Saccospyris* Haecker, 1907.

1907 *Saccospyris antarctica* Haecker, (lámina 3, figura 24; lámina 5, figuras 15, 16).

1907 *Saccospyris antarctica* Haecker: 124, (figuras 10a-b).

Distribución: Esta especie fue hallada

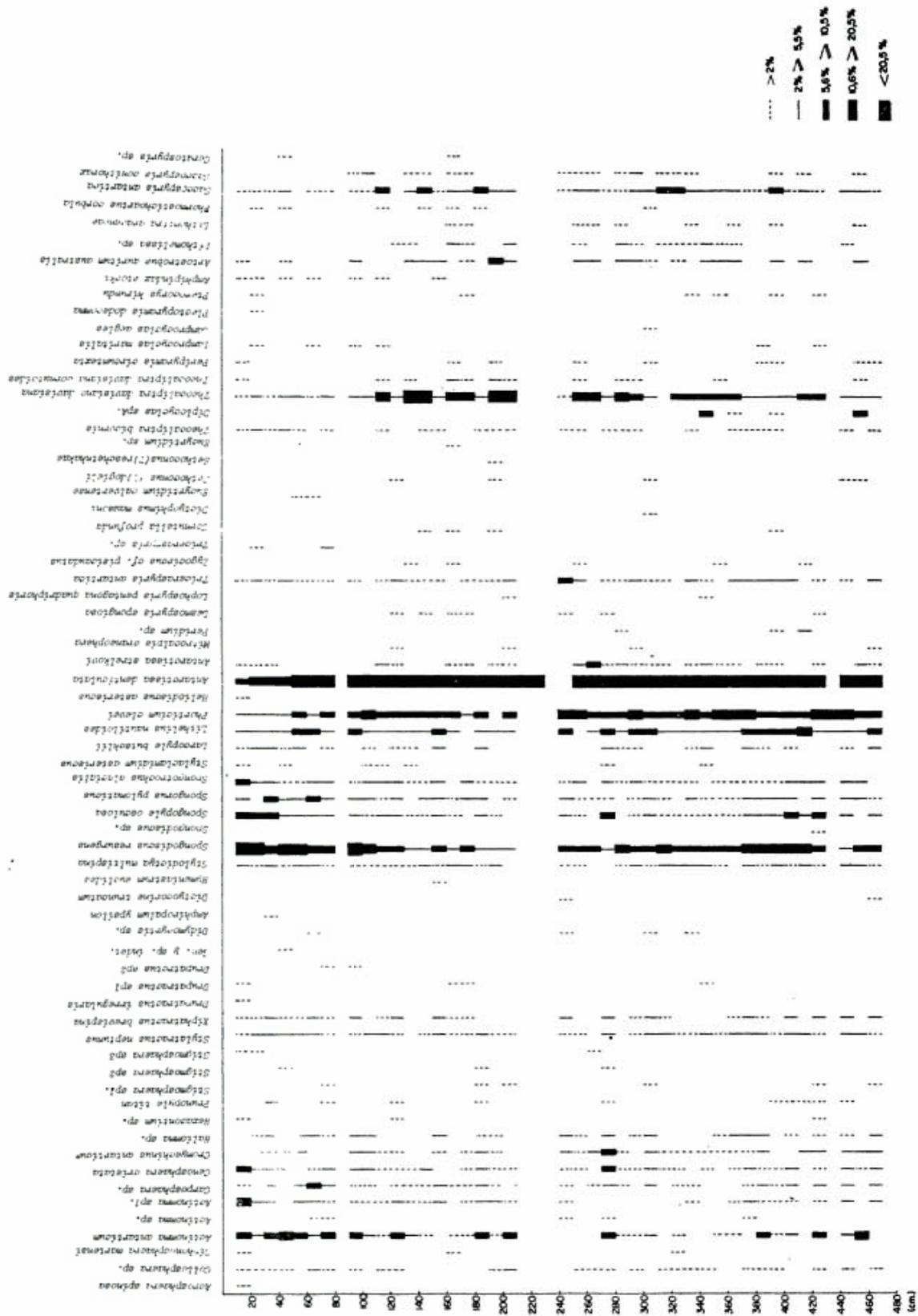


Figura 1: Distribución de las especies estudiadas.

por Riedel (1958) en sedimentos antárticos actuales. Como fósil, Keany (1979) la encontró en sedimentos antárticos que asignó al Plioceno.

Rango estratigráfico: Mioceno-Reciente (Keany, 1979).

Repositorio: IADO MPR N° 47 (R 430,2 (31,5/104,3)); IADO MPR_e N° 39; IADO MPR_e N° 40.

1965 *Saccospyris conithorax* Petrushevskaya, (lámina 5, figura 23).

1965 *Saccospyris conithorax* Petrushevskaya: 98, (Text. fig. 11).

Distribución: Probablemente sea bipolar (Boltovskoy, 1980). Se la halló en sedimentos del Pacífico Norte (Nigrini, 1970) y en sedimentos antárticos del océano Pacífico e Índico (Petrushevskaya, 1965).

Rango estratigráfico: Plioceno-Reciente (Petrushevskaya, 1975).

Repositorio: IADO MPR_o N° 68 (R 100,1 (11,1/110,4)).

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA FAUNA ENCONTRADA

Se identificaron 64 taxa, 46 fueron determinadas a nivel específico, 3 a nivel subespecífico y 16 a nivel genérico (figura 1).

Boltovskoy (1980) identificó para el océano Atlántico Sudoccidental cuatro complejos florifaunísticos. La fauna estudiada es una mezcla de integrantes típicos del complejo antártico y del subantártico. Dentro del primer grupo se hallan las especies endémicas *Cromyechinus antarcticus* (Dreyer), *Saccospyris antarctica* (Haeckel), *Saccospyris conithorax* Petrushevskaya y otras especies tales como *Actinomma antarcticum* (Haeckel), *Spongurus pylomatus* Riedel, *Triceraspyris antarctica* Haeckel, *Antarctissa denticulata* (Ehrenberg), *A. strikovi* Petrushevskaya, *Phorticium clevei* Jorgensen, *Larcopyle butschlii* Dreyer, etc. Constituyentes del complejo subantártico son las especies endémicas *Artostrobos auritus-australis* (Ehrenberg) y *Theocalyptra bicornis* Haeckel, se encontraron también *Lophospyris pentagona quadrifloris* (Haeckel), *Lamprocyclus maritimus* Haeckel y *Heliodiscus asteriscus* Haeckel.

Existe además un gran número de especies comunes a ambos complejos como *Spongopyle osculosa* Dreyer, *Spongotrochus glacialis* Popofsky y *Theocalyptra davisiana* (Ehrenberg).

Se han encontrado asimismo especies cosmopolitas como *Stylocamidium asteriscus* Haeckel, *Stylodictya multispina* Haeckel, *Cornutella profunda* Ehrenberg, *Dictyophimus hirundo* Haeckel, *Peripyramis circum-*

texta Haeckel y *Spongodiscus resurgens* Ehrenberg.

Las especies dominantes en la mayoría de las muestras son: *Antarctissa denticulata* (Ehrenberg), *Spongodiscus resurgens* Ehrenberg, *Phorticium clevei* Jorgensen, *Theocalyptra davisiana* (Ehrenberg) y *Actinomma antarcticum* (Haeckel), que indicarían un ligero predominio de especies antárticas. Los demás taxa están representados por ejemplos poco frecuentes.

EDAD Y PALEOECOLOGIA

El rango estratigráfico de las especies encontradas se extiende en la gran mayoría de los casos desde el Plioceno hasta la actualidad (figura 2). Sin embargo, muy probablemente se trata de una columna netamente cuaternaria. Esta aseveración está basada en parte en el hallazgo del foraminífero *Globorotalia truncatulinoides* f. *malvinensis* Boltovskoy (Cusminsky, 1985) a lo largo del testigo, lo cual, de acuerdo a Bertels (1984) indicaría una edad cuaternaria para el mismo.

Es de destacar el hallazgo de algunas especies características, hasta el momento, de otras edades geológicas, que aparecen esporádicamente en el material, tales como: *Prunopyle titan* Campbell y Clark que fue hallada en sedimentos antárticos asignados al Plioceno (Hays, 1965) y al Eoceno superior-Mioceno (Petrushevskaya, 1975); *Desmospyris spongiosa* Hays fue reconocida en sedimentos antárticos pertenecientes al Plioceno (Hays, 1965; Chen, 1975), al Mioceno-Plioceno (Petrushevskaya, 1975), y al Neógeno (Keany, 1979) y *Diplo-cyclas* sp. A Petrushevskaya restringida al Oligoceno (Petrushevskaya y Koslova, 1972). *Xiphtractus brevispina* (Carnevale) presente en toda la columna en forma continua ha sido asignada al Mioceno (Carnevale, 1908; Sanfilippo, 1978; Coco, 1982). Estudios posteriores que se lleven a cabo en la región permitirán justificar la presencia de estas especies; por el momento existen dos alternativas: podría tratarse de ejemplares retrabajados, o bien, su rango estratigráfico debería extenderse hasta niveles más modernos.

Hays et al. (1976), Hays, Imbrine y Shackleton (1976), trazaron en diversas regiones, curvas de abundancia relativa de *Theocalyptra davisiana* (Ehrenberg) que correlacionaron con las fluctuaciones del registro isotópico del $0^{18}/0^{16}$. Comprobaron, para testigos subantárticos, que el último pico de abundancia -el más reciente- es el mayor y coincide con el nivel de los 18.000 años AP. (Hays et al., 1976). Estudios recientes mostraron que la periodicidad

<i>Actinomma antarcticum</i>							
<i>Cromyechinus antarcticus</i>							
<i>Prunopyle titan</i>							
<i>Stylatractus neptunus</i>							
<i>Xiphatractus brevispina</i>							
<i>Amphirhopalum ypsilon</i>							
<i>Spongodiscus resurgens</i>							
<i>Spongopyle osculosa</i>							
<i>Spongorus pylomaticus</i>							
<i>Spongotrochus glacialis</i>							
<i>Larcopyle butschlii</i>							
<i>Lithelius nautiloidea</i>							
<i>Phorticium clevei</i>							
<i>Antarctissa denticulata</i>							
<i>Antarctissa strelkovi</i>							
<i>Triceraspyris antarctica</i>							
<i>Desmoaspyris spongiosa</i>							
<i>Dictyophimus mawsoni</i>							
<i>Eucyrtidium calvertense</i>							
<i>Sethoconus(?) dogielli</i>							
<i>Sethoconus(?) reschetnhakae</i>							
<i>Theocaliptra bicornis</i>							
<i>Theocaliptra davisiana</i>							
<i>Peripyramis circumtexta</i>							
<i>Lamprocyclas aegles</i>							
<i>Pterocorys hirundo</i>							
<i>Artostrobium auritum australis</i>							
<i>Phormostichoartus corbula</i>							
<i>Saccospyris antarctica</i>							
<i>Saccospyris conithorax</i>							
<i>Ceratocyrtis sp.</i>							
<i>Diplocyclas sp.A</i>							
<i>Plectopyramis dodecemma</i>							
<i>Cornutella profunda</i>							
ESPECIES							
PERIODOS							
	Holoceno	Pleistoceno	Plioceno	Mioceno	Oligoceno	Eoceno	Paleoceno

Figura 2: Cuadro de rangos estratigráficos de las especies estudiadas.

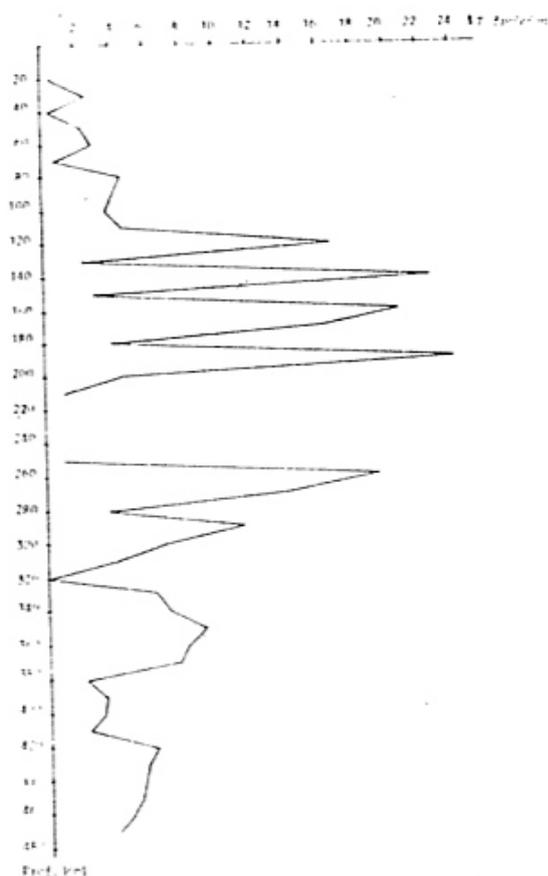


Figura 3: Variaciones de abundancia de *Theocalyptra davysiana* (Ehrenberg).

de esta especie ha sido casi sincrónica en ambos hemisferios (Morley y Hays, 1979).

La curva de abundancia relativa de *Theocalyptra davysiana* (Ehrenberg) obtenida para el testigo AU₄C₁₂, muestra una alternancia de máximos y mínimos (figura 3). Los máximos más conspicuos se presentan entre los 120 y 190 centímetros, registrándose el correspondiente a los 18.000 años AP aproximadamente en los 140 centímetros. Por debajo de los 190 cm y por encima de los 120 cm el número de ejemplares de esta especie disminuye rápidamente, observándose fluctuaciones de menor orden.

Lista de trabajos citados en el texto

- BENSON, R. N., 1966. Recent Radiolaria from the Gulf of California. Ph. D. Thesis diss., Univ. Minnesota, UA: 1-578, Minnesota.
 BERTELS, A., 1984. Foraminíferos planctónicos del Neógeno del Océano Atlántico Sudoccidental Austral. Revista Española de Micropaleontología, XVII, (2): 221-252, Madrid.
 BJORKLUND, D. R., 1976. Radiolaria from the Norwegian Sea. Leg. 38 of the Deep sea drilling project. Int Rep D.S.D.P., 38: 1101-1168, Washington.
 BLUEFORD, J., 1982. Miocene actinomid radiolaria

Estudios efectuados en sedimentos actuales indican las máximas frecuencias de *T. davysiana* en ambientes subpolares (Morley y Hays, 1979). Asimismo, fue hallada en masas de agua polares subsuperficiales y masas de agua profundas de la zona tropical (Petrushevskaya, 1971).

A partir de la curva de *T. davysiana* y teniendo en cuenta las características ecológicas de esta especie, podrían relacionarse las mayores frecuencias con condiciones más frías que las actuales para el lapso geológico considerado, hecho que coincide globalmente con lo expresado por Morley (1980) y Caulet (1982).

CONCLUSIONES

a) Los sedimentos del testigo AU₄C₁₂ extraído del talud continental se habrían depositado durante el Cuaternario.

b) Las especies integran los complejos antártico y subantártico con un leve predominio de los taxa pertenecientes a este último.

c) A los 140 centímetros se halló un máximo de abundancia de *Theocalyptra davysiana* (Ehrenberg) que correspondería a los 18.000 años AP., este indicaría condiciones más frías que las actuales para el nivel considerado.

AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Alwine Bertels por su constante apoyo en la labor emprendida y por la lectura crítica del manuscrito. Al Dr. Demetrio Boltovskoy por la bibliografía específica que puso a mi disposición y por sus útiles sugerencias. Al Servicio de Microscopía Electrónica de barrido del CONICET donde fueron obtenidas parte de las ilustraciones del material. Al Sr. Carlos Paz (IADO) por la confección de las gráficas.

from the equatorial Pacific. *Micropaleontology*, 28 (2): 189-213, New York.

BRANDT, K., 1905. Beitrage zur Kenntnis der Colliden (3). *Arch. Protistenk*, 6: 245-271, Berlin.

BOLTOVSKOY, D., 1980. Morfología esquelética, sistemática, distribución y sus condicionantes abióticos en Polycystina del Atlántico Sudoccidental. Tesis de doctorado, Univ. de Buenos Aires, Fac. Cs. Ex. y Nat.: 1-289, (inéd.), Buenos Aires.

_____, 1981. Radiolaria. en: Atlas del zooplancton marino: 261-316, Mar del Plata.

- _____, y W. R. RIEDEL, 1980. Polycystine Radiolaria from the South western Atlantic Ocean plancton. *Revista Española de Micropaleontología*, 12 (1): 99-146, Madrid.
- BOLTOVSKOY, E., 1970. Masas de agua (características, distribución, movimientos) en la superficie del Atlántico Sudoeste, según indicadores biológicos. *Foraminíferos. Serv. Hidrog. Naval*, H 643: 1-99, Buenos Aires.
- _____, 1982. Masas de agua en el Atlántico Sudoccidental. *Sep. Atlas de Zooplancton del Atlántico Sudoccidental Austral y métodos de trabajo con el zooplancton marino*. Edit. D. Boltovskoy: 227-237, Mar del Plata.
- CAMPBELL, A. S. y B. L. CLARK, 1944. Mioceno radiolarian faunas from southern California. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 51: 1-76, Colorado, Veneto.
- CARNEVALE, P., 1908. Radiolarie e Silicoflagellati di Bergonzano (Reggio Emilia). *Mem. R. Inst. Veneto Sci. Lett. Artl.*, 28 (3): 1-46.
- CAULET, J. P., 1982. Faunes de Radiolaires et fluctuations climatiques dans les sédiments d'océan Indien austral: une nouvelle biozonation. *Bull. Soc. Française* 1982, (7) 26 (3): 555-562, Paris.
- COCO, B., 1982. Radiolarios de un testigo antártico (Mioceno-Reciente). *Ameghiniana*, 3-4: 335-352, Buenos Aires.
- CORTELEZZI, C. R. y F. MOUZO, 1975. Estudio sedimentológico de testigos del Margen Continental Argentino sobre un perfil a los 40° de Latitud Sur. VI^o Congr. Arg. de Geol., (Bahía Blanca), Actas, 249-264, Buenos Aires.
- CUSMINSKY, G., 1985. Micropaleontología de las muestras marinas del IADO. Informe final del CONICET (inéd.), Buenos Aires.
- CHEN, P. H., 1975. Antarctic Radiolaria. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 28: 437-513, Washington.
- DREYER, F., 1889. Morphologische Radiolarienstudien. I. Die Pylombildungen in vergleichend-anatomischer und entwick lungsgeschichtlicher Beziehung bei Radiolarien und bei Protisten überhaupt, nebst System und Beschreibung neuer und der bis jetzt bekannten pylomatischen Spumellarien. *Jenaischen Zeitschr. Naturwiss.*, 23 (n.s. 16): 1-138, Berlin.
- DUMITRICA, P., 1973. Cretaceous and quaternary radiolaria in Deep Sea sediments from the northeast Atlantic Ocean and Mediterranean Sea. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 13: 829-900, Washington.
- EHRENBERG, C. G., 1844. Ueber 2 neue Lager von Gebirgsmassen aus Infusorien als Meeres-Absatz in Nord-Amerika und eine Vergleichung derselben mit den organischen Freidè-Gebilden in Europa und Africa. *Kg. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, Ber.*, Jahrg. 1844: 57-97, Berlin.
- _____, 1854. Die Systematische Charakteristik der neuen mikroskopischen Organismen des tiefen Atlantischen Oceans. *Kgl. Preuss. akad. Wiss. Berlin, Ber.*, Jahrg., 1854: 236-250, Berlin.
- _____, 1861. Ueber die Tiefgrund-Verhältnisse des Oceans am Eingange der Davisstrasse und bei Island. *Dgl. Preuss. Akad. Wiss.*, Berlin, Monatsber., Jahrg., 1861: 275-315, Berlin.
- FOREMANN, H., 1968. Upper Maestrichtian Radiolaria of California. *Paleontol. Assoc. London, Spec. Paper* 3, 1 *Init. Rep. D.S.D.P.* 1973 (10): 407-474, Washington.
- GOLL, R. M., 1976. Morphological intergradation between modern populations of *Lophospyris* and *Phormospyris* (Trissocyclidae Radiolaria). *Micropaleontology*, 22 (4): 379-418, New York.
- HAECKEL, E., 1860. Über neue, lebende Radiolarien des Mittelmeeres. *Monatsber. Kgl. Preuss. Akad. Wiss.*, (1860): 794-817, Berlin.
- _____, 1862. Die Radiolarien (Phizopoda, Radiolaria). Eine Monographie Reimer: 1-572, Berlin.
- _____, 1887. Report on the Radiolaria collected by H.M.S. "Challenger" during the years 1873-1876. *Rep. Sci. Res. Voy. H.M.S. "Challenger"*, Zool. 18: 1-1803, London.
- HAECKER, V., 1907. Antertumliche Sphaerellarien und Cyrtellarien aus grossen Meerestiefen. *Arch. Protistenk.*, 10: 114-126, Berlin.
- HAYS, J. D., 1965. Radiolaria and Late Tertiary and Quaternary history of Antarctic Seas. *Biol. Ant. Seas* II, *Ant. Res. Ser.* 5, American Geophys. Union: 125-184, New York.
- _____, J. A. LOZANO, N. J. SCHACKLETON y G. IRVING, 1976. Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18,000 B.P. Antarctic and western Indian Ocean, in: *Investigation of Late Quaternary Paleooceanography and Paleoclimatology*, R. M. Cline and J. D. Hays eds. *Geol. Soc. Am. Mem.* 145 (1976): 337-372, Colorado.
- _____, J. IMBRIE, N. J. SCHACKLETON, 1976. Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice age. *Science*, 194 (1976) 1121-1132, Washington.
- JORGENSEN, E., 1905. The protist plankton and the diatoms in bottom samples. *Bergens Mus. Skr.* 1905: 49-151, 195-225.
- KEANY, J., 1979. Early Pliocene radiolarian taxonomy and biostratigraphy in the Antarctic region. *Micropaleontology*, 25 (1): 50-74, New York.
- KLING, S. A., 1973. Radiolaria from the eastern North Pacific D.S.D.P. Leg. 18. In: *Kulm, L. D., von Heune, R. et al. Init. Rep. D.S.D.P.*, 28: 617-671, Washington.
- MARTIN, G. G., 1904. Radiolaria. *Maryland Geol. Surv.* (Mioceno). Maryland. John's Hopkins Univ. Press: 448-459, Maryland.
- MOORE, T. C., 1973. Method of randomly distributing grains from microscopic examination. *Journal of sedimentary Petrology*, 43 (3): 904-906, New York.
- _____, 1974. Taxonomy of Holocene-late Pleistocene-Radiolaria. A preliminary guide to the taxonomy of Modern Radiolaria as used in the study of samples from the Pacific Ocean. *CLIMAP Project*, New York.
- MORLEY, J. J., 1980. Analysis of the abundance variations of the subspecies of *Cycladophora davisiana*. *Marine Micropaleontology*, 5 (1980): 205-214, Amsterdam.
- _____, y J. D. HAYS, 1979. *Cycladophora davisiana* a stratigraphic tool for Pleistocene North Atlantic and interhemispheric correlation. *Earth and Planetary Science Letters*, 44 (1979): 383-389, Amsterdam.
- NIGRINI, C., 1967. Radiolaria in pelagic sediments from the Indian and Atlantic Oceans. *Bull. Srippl. Inst. Oceanogr.*, 2: 1-125, California.
- _____, 1970. Radiolarian assemblages in the North Pacific and their application to a study of Quaternary sediments in core V20-130. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 126: 139-183, Colorado.
- _____, 1977. Tropical Cenozoic Artostrobilidae (Radiolaria). *Micropaleontology*, 23 (3): 241-269, New York.
- PETRUSHEVSKAYA, M., 1967. Radiolarians of orders of Spumellaria and Nassellaria of the Antarctic regions. En *Andriyashev, A. P. y P. V. Ushakov* (Eds.) *Biological reports of the Soviet Antarctic Expedition (1955-1958)*, v 3. (Traducido del ruso por el Israel Program for scientific Translation) Published for the National Science Foundation Washington, D. C., p: 5-186, Washington.
- _____, 1975. Cenozoic radiolarians of the Antarctic, Leg. 29, D.S.D.P. En: *Kennett, J. P.; Hontz, R. E. et al. Init. Rep. D.S.D.P.*, 29: 541-675, Washington.
- _____, y G. E. KOZLOVA, 1972. Radiolaria. *Init. Rep. D.S.D.P.* 14: 495-648, Washington.
- POPOF, A., 1908. Die Radiolarien des Antarktis (mit Ausnahme der Tripulien). *Deutsch Südpol. Exped. 1901-1903. (Zool. 2) 3: 183-305*, Berlin.
- _____, 1912. Die Sphaerellarien des Warmwassergebietes. *Deutsch. Südpol. Exped. 1901-1903. 13 (Zool. 5), 2: 73-159*, Berlin.
- RIEDEL, W. R., 1958. Radiolaria in Antarctic sediments. *Rep. British Australian New Zealand Ant. Res. Exped. (B./N.Z.A.R.E.) B*, 6 (10): 217-255, London.
- _____, 1971. Systematic classification of Polycystine Radiolaria. *The Micropaleontology of Oceans*, B. M. Funnel y W. E. Riedel, eds. Cambridge Univ. Press., 649-661, London.
- _____, y SANFILIPPO, 1971. Cenozoic radiolaria from the Western tropical Pacific, Leg., 7. *Init. Rep. D.S.D.P.*, part. 2: 1529-1672, Washington.
- SANFILIPPO, A., J. P. CAULET y W. R. RIEDEL, 1978. Radiolaria from Mediterranean Sediments, D.S.D.P. Leg. 42A. *Init. Rep. D.S.D.P.* 42: 753-760, Washington.
- TAKAHASHI, K. y S. HONJO, 1981. Vertical Flux of Radiolaria: A taxon-quantitative sediment trap study

from the Western Tropical Atlantic. *Micropaleontology*,
27 (2): 140-190, New York.
THOMSEN, H., 1962. Masas de agua. Características

del Océano Atlántico. Parte Sudoeste. *Serv. Hidrog. Na-
val*, H632: 7-26, Buenos Aires.

Recibido: 14 de junio, 1985

Aceptado: 6 de junio, 1986

MARTA INES ALPERIN

CONICET

Instituto Argentino de Oceanografía
Av. Alem 53 (8000) Bahía Blanca.

CURSO: TEMAS DE GEOLOGIA

Dirigido a Profesores de Enseñanza Media

GEOLOGIA REGIONAL ARGENTINA

Ciudad Universitaria-Pabellon 2

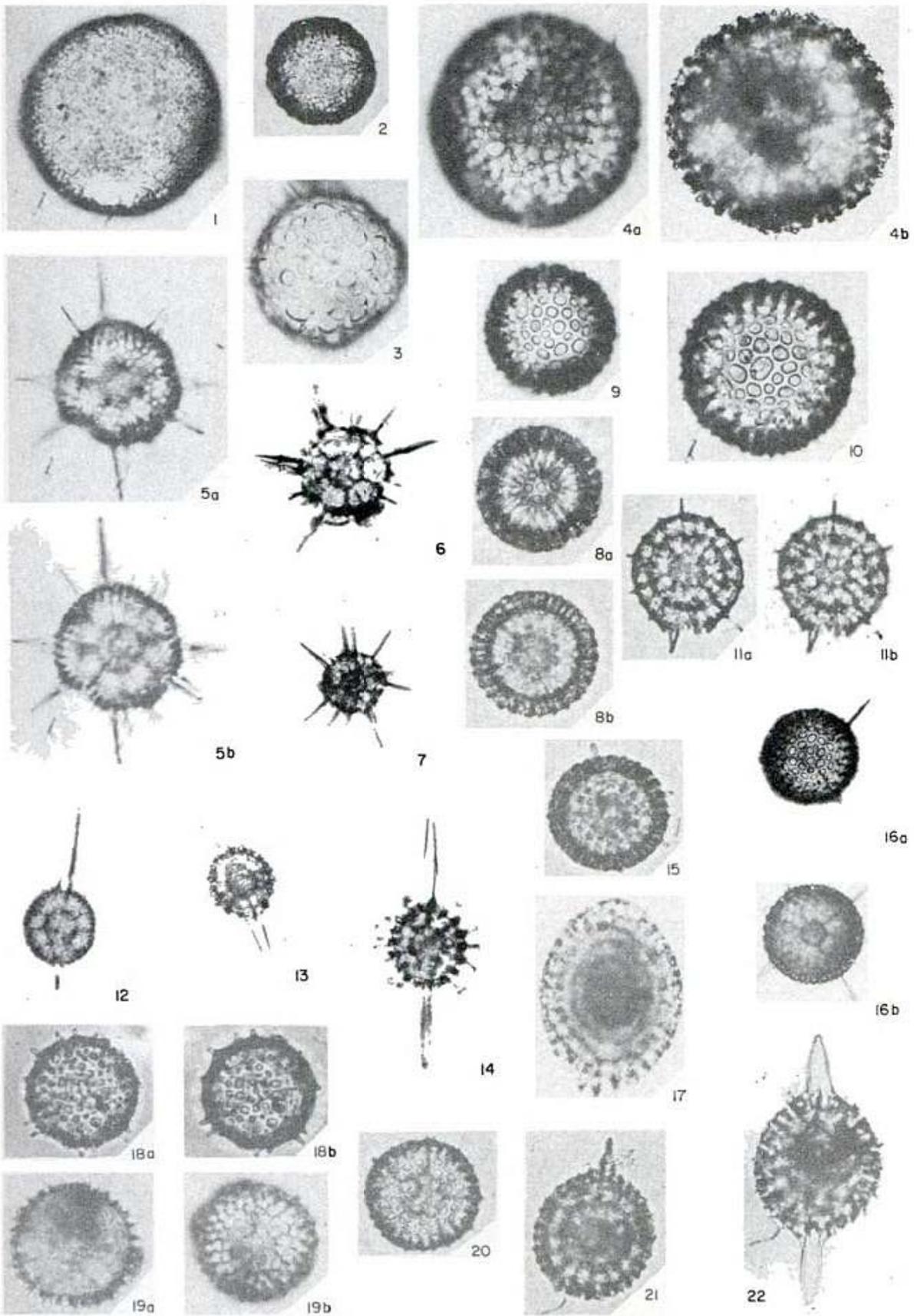
Aula Magna

12, 19 y 26 de setiembre

Director del Curso: Dr. Norberto Malumián

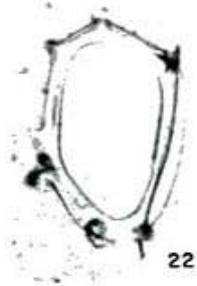
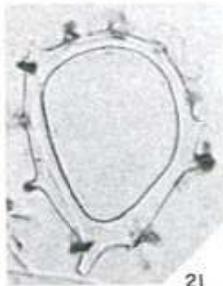
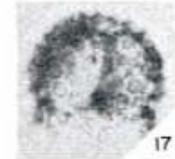
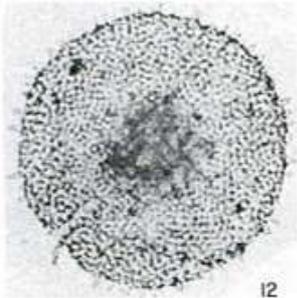
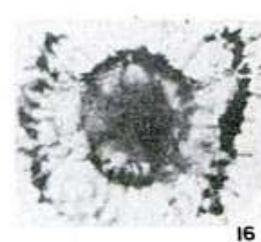
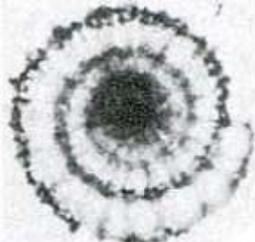
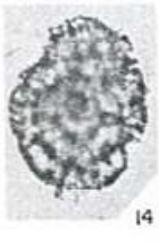
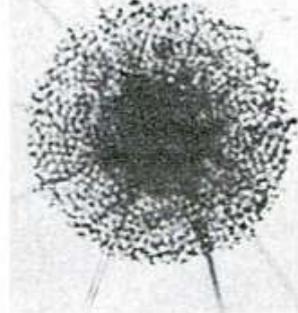
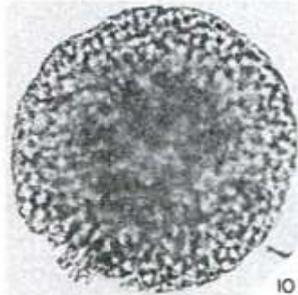
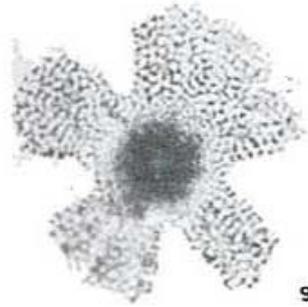
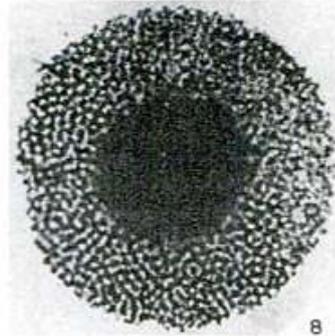
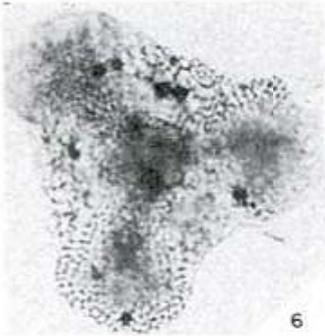
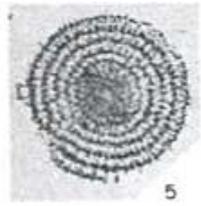
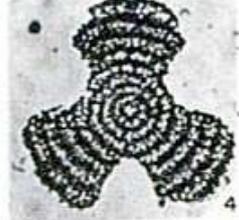
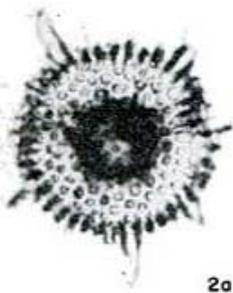
LAMINA I

- Figura 1: *Collosphaera* sp. (N 280) (x214)
Figura 2: *Collosphaera* sp. (N 250) (x214)
Figura 3: *Acrosphaera spinosa* (Haeckel) (N 20) (x95)
Figura 4a: *Actinomma antarcticum* (Haeckel) (N 410) (x101)
Figura 4b: *Actinomma antarcticum* (Haeckel) (N 410) (x101)
Figura 5a: *Actinomma* sp. 1 (N 280) (x214)
Figura 5b: *Actinomma* sp. 1 (N 280) (x214)
Figura 6: *Actinomma* sp. 2 (N 20) (x105)
Figura 7: *Actinomma* sp. 2 (N 20) (x138)
Figura 8a: *Carposphaera* sp. (N 70) (x214)
Figura 8b: *Carposphaera* sp. (N 70) (x214)
Figura 9: *Cenosphaera cristata* Haeckel (N 160) (x214)
Figura 10: *Cenosphaera cristata* Haeckel (N 160) (x214)
Figura 11a: *Cromyechinus antarctica* (Dreyer) (N 190) (x214)
Figura 11b: *Cromyechinus antarctica* (Dreyer) (N 190) (x214)
Figura 12: *Drupptractus irregularis* Popofsky (N 80) (x110)
Figura 13: *Drupptractus* sp. 1 (N 20) (x135)
Figura 14: *Drupptractus* sp. 2 (N 20) (x102)
Figura 15: *Haliomma* sp. (N 190) (x214)
Figura 16a: *Hexacontium* sp. aff. *H. armatum* (N 20) (x96)
Figura 16b: *Hexacontium* sp. aff. *H. armatum* (N 20) (x96)
Figura 17: *Prunopyle titan* Campbell y Clarck (N 190) (x214)
Figura 18a: *Stigmosphaera* sp. 1 (N 40) (x214)
Figura 18b: *Stigmosphaera* sp. 1 (N 40) (x214)
Figura 19a: *Stigmosphaera* sp. 2 (N 380) (x214)
Figura 19b: *Stigmosphaera* sp. 2 (N 380) (x214)
Figura 20: *Stigmosphaera* sp. 3 (N 40) (x214)
Figura 21: *Xiphatractus brevispina* Carnevale (N 40) (x214)
Figura 22: *Stylatractus neptunus* (N 20) (x214)



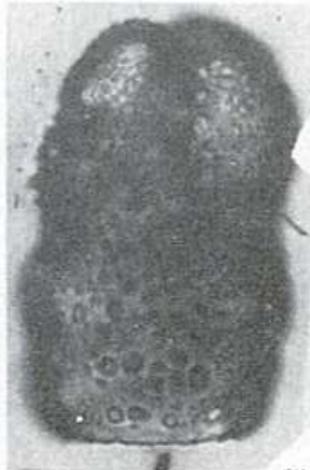
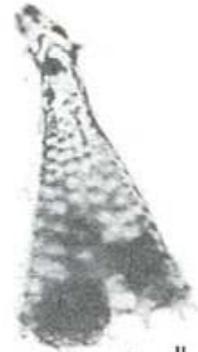
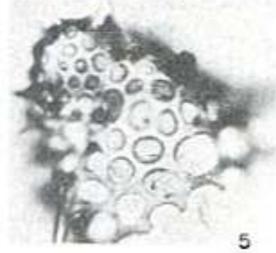
LAMINA II

- Figura 1: *Didymocyrtis* sp. aff. *D. prismaticus* (N 310) (x214)
Figura 2a: *Heliodiscus asteriscus* Haeckel (N 20) (x110)
Figura 2b: *Heliodiscus asteriscus* Haeckel (N 20) (x110)
Figura 3: *Stylochlamidium asteriscus* Haeckel (N 20) (x151)
Figura 4: *Amphirhopalum ypsilon* Haeckel (N 40) (x214)
Figura 5: *Stylodictia multispina* Haeckel (N 280) (x214)
Figura 6: *Dictyocoryne truncatum* (Ehrenberg) (N 470) (x214)
Figura 7: *Dictyocoryne truncatum* (Ehrenberg) (N 450) (x214)
Figura 8: *Spongodiscus resurgens* Ehrenberg (N 40) (x200)
Figura 9: *Spongodiscus* sp. (N 450) (x102)
Figura 10: *Spongopyle osculosa* Dreyer (N 40) (x181)
Figura 11: *Spongotrochus glacialis* Popofsky (N 280) (x154)
Figura 12: *Spongotrochus glacialis* Popofsky (N 40) (x154)
Figura 13: *Spongurus pylomaticus* Riedel (N 40) (x214)
Figura 14: *Larcopyle butschlii* Dreyer (N 40) (x214)
Figura 15: *Phorticium clevei* Jorgensen (N 280) (x214)
Figura 16: *Lithelius nautiloides* Popofsky (N 280) (x214)
Figura 17: *Desmospyris spongiosa* Hays (N 380)
Figura 18: *Triceraspyris* sp.
Figura 19: *Triceraspyris antarctica* Haecker (N 250) (x214)
Figura 20: *Triceraspyris antarctica* (N 40) (x214)
Figura 21: *Lophospyris pentagona quadriphoris* (Haeckel) (N 350) (x500)
Figura 22: *Lophospyris pentagona quadriphoris* (Haeckel) (N 140) (x500)
Figura 23a: *Lophospyris pentagona quadriphoris* (Haeckel) (N 180) (x142)
Figura 23b: *Lophospyris pentagona quadriphoris* (Haeckel) (N 180) (x142)



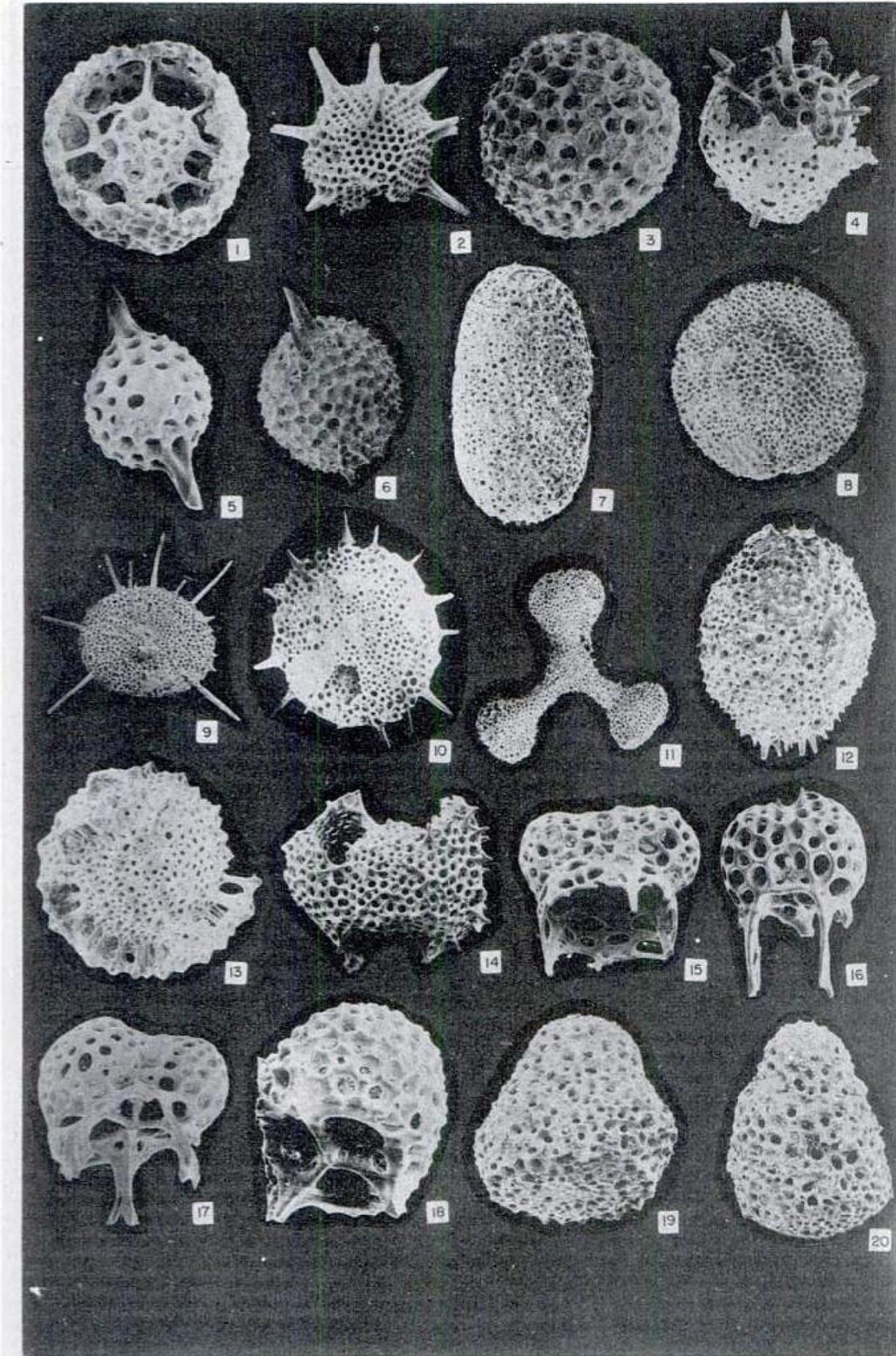
LAMINA III

- Figura 1: *Antarctissa denticulata* (Ehrenberg) (N 280) (x214)
Figura 2: *Antarctissa strelkovi* Petrushevskaya (N 40) (x214)
Figura 3: *Mitracalpis araneophera* Popofsky (N 470)
Figura 4: *Lithomelissa* sp. (N 210) (x457)
Figura 5: *Lithomelissa* sp. (N 210) (x457)
Figura 6: *Ceratocyrtis* sp. (N 170) (x226)
Figura 7: *Cornutella profunda* Ehrenberg (N 120) (x600)
Figura 8: *Diplocyclas* sp. A (460) (x382)
Figura 9: *Eucyrtidium calvertense* Martin (N 70) (x214)
Figura 10: *Peripyramis circumtexta* Haeckel (N 390) (x214)
Figura 11: *Plectopyramis dodecomma* Haeckel (N 20) (x214)
Figura 12: *Sethoconus* (?) *dogielii* Petrushevskaya (N 450) (x214)
Figura 13: *Sethoconus* (?) *reschetnhakae* Petrushevskaya (N 310) (x214)
Figura 14: *Theocalyptra bicornis* (Popofsky) (N 40) (x214)
Figura 15: *Theocalyptra davisiana* var. *davisiana* (Ehrenberg) (N 280) (x214)
Figura 16: *Theocalyptra davisiana* var. *cornutoides* Petrushevskaya (N 20) (x250)
Figura 17: *Lamprocyclas aegles* (Ehrenberg) (N 450) (x214)
Figura 18: *Lamprocyclas maritalis maritalis* Haeckel (N 20) (x276)
Figura 19: *Pterocorys hirundo* Haeckel (N 430)
Figura 20: *Amphipindax stocki* Campbell y Clarck (N 70) (x214)
Figura 21: *Lithomitra arachnea* (Ehrenberg) (N 450) (x447)
Figura 22: *Phormostichoartus corbula* (Harting) (N 310) (x337)
Figura 23: *Saccospyris conithorax* Petrushevskaya (N 100) (x359)
Figura 24: *Saccospyris antarctica* (Haecker) (N 430) (x1062)



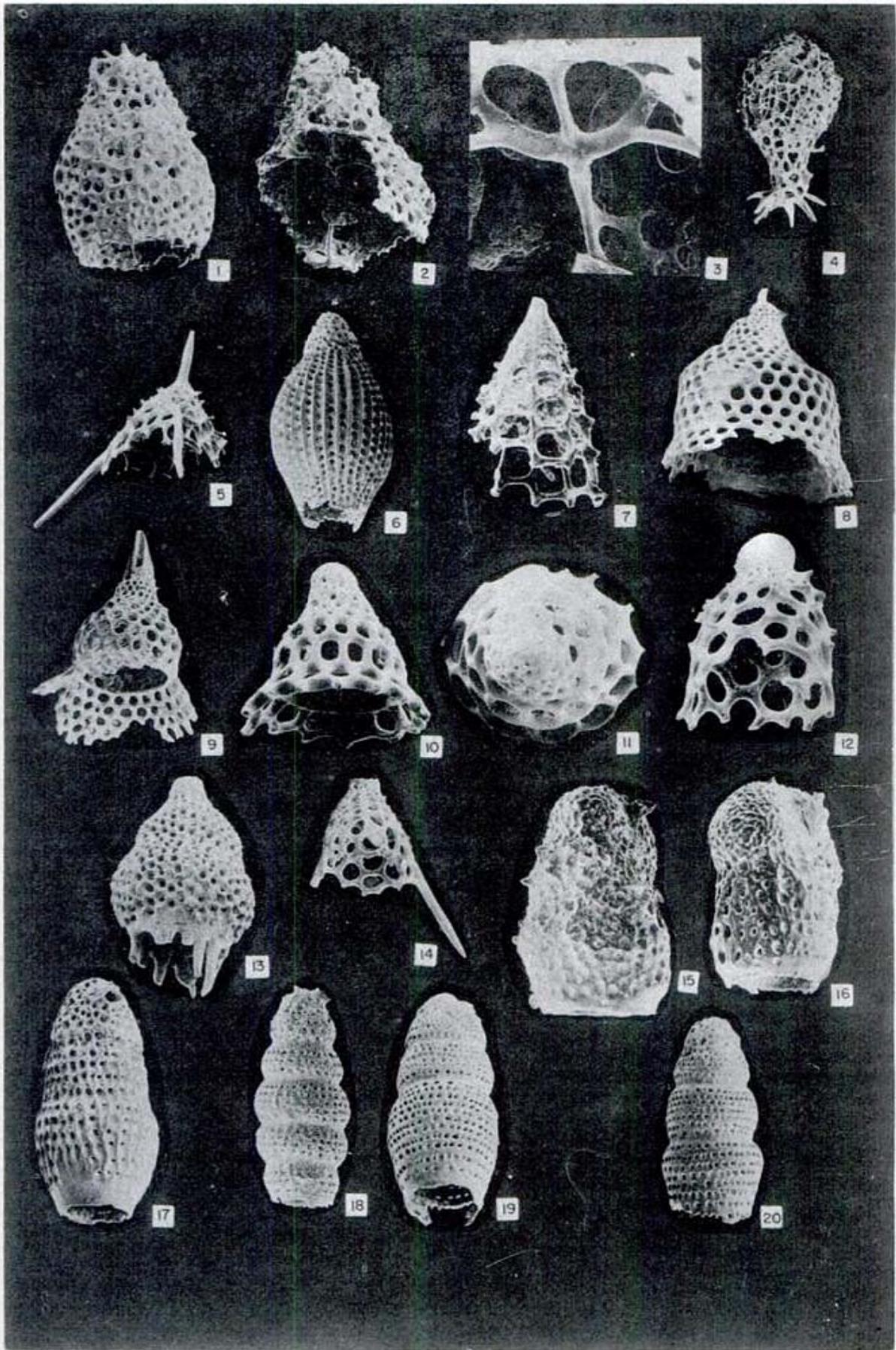
LAMINA IV

- Figura 1: *Actinomma antarcticum* (Haeckel) (N 40) (x252)
Figura 2: *Actinomma* sp. 1 (N 190) (x225)
Figura 3: *Cenosphaera cristata* Haeckel (N 280) (x294,5)
Figura 4: *Cromyechinus antarctica* (Dreyer) (N 160) (x299)
Figura 5: *Stylatractus neptunus* Haeckel (N 40) (x 189)
Figura 6: *Xiphatractus brevispina* Carnevale (N 450) (x210)
Figura 7: *Spongurus pylomaticus* Riedel (N 130) (x252,5)
Figura 8: *Spongodiscus resurgens* Ehrenberg (N 280) (x147)
Figura 9: *Spongotrochus glacialis* Popofsky (N 130) (x185)
Figura 10: *Spongotrochus glacialis* Popofsky (N 280) (x105)
Figura 11: *Hymeniastrum euclidis* Haeckel (N 160) (x126,2)
Figura 12: *Larcopyle butschlii* Dreyer (N 130) (x252)
Figura 13: *Lithelius nautiloides* Popofsky (N 40) (x273)
Figura 14: *Phorticium clevei* Jorgensen (N 250) (x210,3)
Figura 15: *Triceraspyris antarctica* Haecker (N 190) (x252)
Figura 16: *Triceraspyris antarctica* Haecker (N 450) (x210,3)
Figura 17: *Triceraspyris antarctica* Haecker (N 40) (x294)
Figura 18: *Desmospyris spongiosa* Hays (N 130) (x336,6)
Figura 19: *Antarctissa denticulata* Ehrenberg (N 130) (x336,6)
Figura 20: *Antarctissa denticulata* Ehrenberg (N 280) (x252)



LAMINA V

- Figura 1: *Antarctissa strelkovi* Petrushevskaya (N 280) (x252)
Figura 2: *Antarctissa strelkovi* Petrushevskaya (N 130) (x273,4)
Figura 3: *Antarctissa strelkovi* Petrushevskaya (N 130) (x840)
Figura 4: *Mitrocalpis araneofera* Popofsky (N 310) (x168,3)
Figura 5: *Dictyophimus mawsoni* Riedel (N 310) (x147,2)
Figura 6: *Eucyrtidium calvertense* Martin (N 250) (x210)
Figura 7: *Peripyramis circumtexta* Haeckel (N 70) (x252)
Figura 8: *Theocalyptra bicornis* (Popofsky) (N 410) (x252)
Figura 9: *Theocalyptra bicornis* (Popofsky) (N 40) (x139)
Figura 10: *Theocalyptra davisiana* var. *cornutoides* Petrushevskaya (N 130) (x378)
Figura 11: *Theocalyptra davisiana* var. *cornutoides* Petrushevskaya (N 190) (x336,6)
Figura 12: *Sethoconus* (?) *dogielii* Petrushevskaya (N 310) (x294)
Figura 13: *Lamprocyclus aegles* (Ehrenberg) (N 316) (x189,3)
Figura 14: *Pterocorys hirundo* Haeckel (N 190) (x210,3)
Figura 15: *Saccospyris antarctica* Haecker (N 130) (x294,5)
Figura 16: *Saccospyris antarctica* (Haecker) (N 130) (x378)
Figura 17: *Phormostichoartus* sp. (N 410) (x378)
Figura 18: *Artostrobium auritum-australis* (Ehrenberg) (N 310) (x294,5)
Figura 19: *Phormostichoartus corbula* (Harting) (N 190) (x378)
Figura 20: *Phormostichoartus corbula* (Harting) (N 310) (x378)



GEOLOGIA DE LOS "SEDIMENTOS PAMPEANOS" EN EL PARTIDO DE LA PLATA

JUAN CARLOS RIGGI, FRANCISCO FIDALGO, OMAR R. MARTINEZ Y NESTOR E. PORRO

Resumen

En los "Sedimentos Pampeanos" expuestos en excavaciones realizadas en el partido de La Plata, se identifican las unidades Formación Ensenada (edad mamífero ensenadense) y Formación Buenos Aires (edad mamífero lujanense), equivalentes respectivamente al "Ensenadense" y "Bonaerense", en el sentido de Frenguelli.

Esta división coincide aproximadamente con la determinada por métodos radiocarbónicos y paleomagnéticos. Las dataciones radiocarbónicas han proporcionado valores mayores a los 30.000 años A.P. para la primera unidad y menores de 16.000 años A.P. para la segunda.

Las particularidades destacables del conjunto sedimentario están dadas por la presencia de un elevado contenido de agregados arcillosos, horizontes K y otros elementos de origen pedogenético como cutanes, pedotúbulos, cavidades, estructuras poliédricas, carbonato de calcio pulverulento, etc.

Las tres subzonas mineralógicas identificadas, se correlacionan con las establecidas en los perfiles de la ciudad de Buenos Aires y alrededores.

Abstract

In the "Sedimentos Pampeanos" exposed in excavations made in La Plata city, the Ensenada Formation (ensenada mammal age) and Buenos Aires Formation (lujanense mammal age) are identified. These units are equivalent to Frenguelli's "Ensenadense" and "Bonaerense".

This stratigraphic division agrees with those one determined by radiocarbon and paleomagnetic methods. Radiocarbon datings gave the highest values of 30.000 years ^{14}C . B. P. for the first unit and less than 16.000 years ^{14}C . B.P. for the second one.

The outstanding characteristics of the sediments are given by the appearance of high contents of argillaceous aggregates, K-horizons and other elements of pedogenetic origin such as cutans, pedotubules, cavities, polyhedral structures, pulverulent calcium carbonate, etc.

The three identified mineralogic subzone are correlated with those recognized in the profiles of Buenos Aires city and surroundings.

Introducción

El presente trabajo constituye un aporte al conocimiento geológico del área del partido de La Plata, acerca de los aspectos sedimentológicos y estratigráficos vinculados con las unidades denominadas informalmente como miembros inferior y superior (Fidalgo y Martínez, 1983), equivalentes respectivamente al "Ensenadense" y "Bonaerense" del esquema de Frenguelli (1957). Estas entidades comprenden a los considerados "Sedimentos Pampeanos" en el sentido de Fidalgo et al. (1975) y Fidalgo (1983).

De acuerdo a los mencionados trabajos, el miembro inferior está principalmente

integrado por limos en parte con tosca de características muy variadas, con frecuencia en forma de "capas" de extensión destacada. Estos sedimentos son en general de color castaño amarillento a castaño rojizo, aunque ocasionalmente se observan lentes de 2 a 3 m de largo y 0,40 a 0,60 m de espesor, de coloración verde amarillento a gris verdoso. La base de la unidad normalmente no está expuesta y el techo pasa en transición al miembro superior o se encuentra separado mediante una discordancia erosiva, desarrollada sobre un horizonte K de un suelo decapitado (Tonni y Fidalgo,

1981; Fidalgo y Martínez, 1983). Estos horizontes presentan concentraciones carbonáticas compactas con un típico diseño en enrejado. Sobre la discordancia referida yacen diamictos integrados por clastos de tosca de diversas dimensiones (0,01 a 0,10 m) y fragmentos subangulosos pelíticos, englobados por material sedimentario de tipo "pampeano" (Fidalgo, 1983). La entidad contiene fósiles vertebrados de edad mamífero ensenadense (Pascual et al. 1965).

El miembro superior tiene una litología y coloración similares a las reconocidas en la unidad precedente, aunque con un menor grado de consolidación, encontrándose en él los característicos muñecos de tosca. Las formas de éstos son variadas (cilíndricas, discoidales, radicales, botrioidales, etc.), con dimensiones de hasta 0,30 m a lo largo del eje mayor. Por otra parte, el carbonato se encuentra en forma pulverulenta y diseminado en el sedimento, como asimismo constituyendo "diques" que se intersectan integrando un enrejado de menor consistencia y espesores a los registrados en el miembro inferior. En general, la potencia de la unidad no supera los 8 ó 10 m, aunque comunmente resulta menor de 3 ó 4 metros. A una profundidad entre 2 y 3 m se observa un paleosuelo denominado "Suelo sin nombre" (Fidalgo, 1983), con un espesor de 0,20 a 0,50 m, de color castaño oscuro, arcilloso (horizonte B) y algo erosionado, que correspondería al tipo pedalférrico. En este miembro han sido hallados fósiles vertebrados de edad mamífero lujanense (Pascual et al. 1965).

La magnitud de la excavación practicada sobre una superficie de una Ha², para la construcción del nuevo Teatro Argentino en la ciudad de La Plata, permitió realizar nuevas observaciones y el correspondiente muestreo en cuatro cortes paralelos a las calles 51, 53, 9 y 10, alcanzando en un reducido sector de la misma una profundidad máxima de 28 metros. Estas tareas fueron complementadas en otras 15 excavaciones más pequeñas, distribuidas en distintos lugares del radio urbano y suburbano, sobre cortes cuyas dimensiones variaban entre 10 y 40 m en sentido horizontal, y 12 m como profundidad máxima. Sin embargo, es de consignar que el presente estudio es en gran parte el resultado de observaciones de campo y gabinete, realizadas en los perfiles correspondientes a la excavación mencionada en primer término y en aquélla ubicada en las intersecciones de las calles 11 y 45, que excede los 10 m de profundidad.

Ambas excavaciones pertenecen a la denominada Zona Interior (Fidalgo y Martínez, 1983), caracterizada por su relieve poco marcado con suaves y escasas ondula-

ciones. La del Teatro Argentino se encuentra a una altura entre 17 y 18 m s.n.m., mientras que la situada en las calles 11 y 45, se halla entre 10 y 11 m s.n.m. La zona vinculada a estos dos lugares está surcada por el arroyo Regimiento, que cruza diagonalmente el égido urbano, después de nacer en la divisoria principal a casi 25 m s.n.m., teniendo tanto él como sus tributarios una marcada influencia en la morfología del área. Las paredes de los valles de sus tributarios son en general más pronunciados sobre la margen derecha, a partir de los tramos medio e inferior, con pendientes entre 0,57 y 0,92 por ciento. Por otra parte, desde la primera a la segunda excavación, la pendiente es de 0,9 a 1 %, coincidiendo con el eje de un valle tributario del arroyo mencionado.

Las tareas de gabinete comprendieron el estudio de más de un centenar de muestras. Se realizaron análisis mecánicos utilizando una serie de tamices y extracciones con pipeta. Con carácter experimental, un conjunto de muestras fue sometido al tratamiento con un vibrador ultrasónico, para establecer el grado de efectividad de la dispersión de agregados arcillosos. Se determinaron en grano suelto la composición mineralógica general y en particular de los livianos representativos, correspondientes a la fracción arena muy fina, con el propósito de estimar porcentualmente las variaciones verticales y valorar su posible utilidad en la correlación estratigráfica. Con similar finalidad se llevaron a cabo en las muestras de los perfiles análisis roentgenográficos de la fracción arcilla. También se determinó el contenido de restos fosilíferos correspondientes a vertebrados, analizando su significado bioestratigráfico. Finalmente, se efectuaron dataciones radiocarbónicas en los carbonatos de las toscas.

Características generales de los sedimentos

Los "Sedimentos Pampeanos" expuestos en las excavaciones, se presentan como un conjunto litológico de aspecto homogéneo, con estructura generalmente maciza y algunas intercalaciones poco marcadas por estratificación fina a laminada. En ciertos niveles se insinúan cuerpos de formas poliédricas, cuyas caras están irregularmente tapizadas por cutanes de coloración castaño oscuro a gris oscuro y negro azulado con brillo metálico. En otros niveles, se desarrollan cuerpos nodulares blanquecinos de tosca que adquieren formas muy variadas, principalmente equidimensionales, proladas, ramificadas, lenticulares, estratiformes, con diseño en enrejado (remanente de un horizonte K) y en menor proporción como elementos clásticos de diversos tamaños.

Entre los componentes litológicos predo-

minan limos arcillo-arenosos y arcillas limo-arenosas, con limos areno-arcillosos muy subordinados. Cuando estos sedimentos se encuentran desprovistos de humedad, el color dominante es el castaño claro (5YR 6/4), siendo escasamente frecuentes el rosado anaranjado grisáceo (5YR 7/2), gris amarillento (5Y 7/2) y el castaño moderado (5YR 4/4). Humedecidos, la coloración oscurece y en algunos casos se aprecia un cambio cromático. En estas condiciones los sedimentos de color castaño claro viran al castaño moderado y menos frecuentemente al castaño amarillento moderado (10YR 5/4); aquéllos de coloración gris amarillento pasan al castaño amarillento oscuro (10YR 4/2) o al gris oliva claro (5Y 5/2), mientras que los de color rosado anaranjado grisáceo lo hacen al castaño moderado.

Considerando que estos sedimentos están en gran parte constituidos por partículas clásticas finas, en la mayoría de los casos resulta impracticable determinar megascópicamente las proporciones de las distintas fracciones granométricas para poder esta-

blecer una apropiada nomenclatura de las variedades litológicas más representativas. Es de advertir que en estos sedimentos participan cantidades apreciables de agregados arcillosos de tamaño arena hasta limo, cuyo origen se desconoce (clástico, diagenético, etc.), aunque se considera posible que en gran parte pueden estar relacionados con procesos pedogénicos, puestos de manifiesto en estos depósitos por la existencia de cutanes, remanentes de suelos, etc. Teniendo en cuenta la abundancia de los agregados arcillosos, resulta evidente que las relaciones porcentuales entre las fracciones arena, limo y arcilla, pueden ser muy distintas si se las considera de origen clástico, diagenético o pedogénico. En consecuencia, se ha convenido que en la descripción de los perfiles figuren los tipos litológicos determinados por los análisis mecánicos, procediendo a su corrección porcentual adicionando el porcentaje de dichos agregados a la fracción arcillosa, como si ellos se encontraran en estado disperso.

Descripción de perfiles

Perfil Teatro Argentino

0,00 m Limo arcillo-arenoso a arcilla limo-arenosa, castaño claro a moderado (5YR 6/4 a 4/4), en partes gris amarillento (5Y 7/2), que contiene tosca de formas proladas con el eje mayor variable entre 0,10 y 0,15 m, y espesor entre 0,02 y 0,04 m; asimismo se observan formas ramificadas de dimensiones similares y otras aplanadas con tamaños entre 0,30 y 0,40 m de ancho por 0,005 a 0,01 m de espesor. Hacia el tercio superior del tramo suelen hallarse cuerpos lenticulares a redondeados que alcanzan de 0,01 a 0,02 m de diámetro, compactos en su parte central y pulverulentos hacia sus bordes, con partículas que pasan a difundirse en la masa del sedimento. En el tercio inferior el carbonato de calcio se presenta con diseño en enrejado de escaso desarrollo. Algunos niveles más arcillosos muestran cuerpos aproximadamente poliédricos recubiertos por cutanes laminares entre 0,003 y 0,004 m de tamaño y espesores menores a 0,001 m (M. 21, 10 y 18), que corresponden a remanentes de suelos texturales, separados de los sedimentos suprayacentes por una discordancia de erosión. En relación con la superficie topográfica actual, se encuentra un suelo marcadamente zonal del tipo Brunizem, de unos 2 m de espesor, con frecuencia parcialmente modificado por acción antrópica y sepultado por un relleno artificial.

discordancia de erosión

1,00 m Limo arcillo-arenoso (M. 14), castaño claro (5YR 6/4) algo más oscuro, que remata en un horizonte K, rosado anaranjado grisáceo (5YR 7/2), menos compacto que los inferiores, con un espesor de 0,30 m (M. 20).

discordancia de erosión

1,80 a 2,00 m Limo arcillo-arenoso (M. 15), castaño claro (5YR 6/4), con cuerpos aproximadamente poliédricos y cutanes entre 0,01 y 0,02 m de tamaño y espesores menores a 0,001 m, de color gris oscuro a negro con brillo metálico. Los 0,60 m superiores muestran remanentes de un horizonte K de un suelo decapitado, constituido por una arcilla limo arenosa, castaño claro (5YR 6/4), (M. 22).

discordancia de erosión ?

1,50 a 2,00 m Limo areno-arcilloso (M. 68), rosado anaranjado grisáceo (5YR 7/2), de aspecto pulverulento similar al de la muestra 6A, con clastos muy compactos equidimensionales de tosca en tamaños variables entre 0,10 y 0,20 m que excepcionalmente alcanzan dimensiones mayores. Este tramo contiene una lente más arenosa, bien estratificada hasta laminares de tamaño aproximado a los 0,60 m de largo por 0,20 m de espesor, con pequeñas cavidades tubiformes.

discordancia de erosión

1,50 a 2,00 m Limo arcillo-arenoso (M. 7), castaño claro (5YR 6/4) con desarrollo de formas aproximadamente poliédricas cuyas caras presentan cutanes de dimensiones muy variadas, con espesores menores de 0,002 m, gris oscuro a negro metalizado.

discordancia de erosión

1,80 a 2,00 m Limo arcillo-arenoso (M. 26), castaño claro (5YR 6/4). Los 0,40 m superiores representan un probable horizonte K, constituido también por un limo arcillo-arenoso de coloración similar, que presenta formas irregularmente poliédricas y venas carbonáticas blanquecinas, sin orientación definida (M. 23).

discordancia de erosión

1,20 a 1,40 m Limo arcillo-arenoso (M. 25), castaño claro (5YR 6/4) algo más oscuro, con desarrollo de cuerpos carbonáticos poliédricos de origen desconocido, en los 0,70 m inferiores, recubiertos por cutanes de color gris oscuro a negro. Hacia la parte superior se distinguen venas carbonáticas compactas, sin orientación, que forman un enrejado característico, de 0,50 a 0,60 m de espesor; el sedimento es asimismo un limo arcillo-arenoso de coloración similar (M. 24). Posiblemente podría corresponder a remanentes de un horizonte K, en el sentido de Maulny y Gile (1966), Jonni y Fidalgo (1982).

discordancia de erosión ?

0,70 m Limo areno-arcilloso (M. 6A), rosado anaranjado grisáceo (5YR 7/2), algo más claro, con clastos de tosca muy consistentes, equidimensionales, poliédricos y angulosos, de diámetros entre 0,15 y 0,30 metros.

discordancia de erosión

0,80 a 0,90 m Arcilla limo-arenosa (M. 5), castaño claro (5YR 6/4), con nódulos lenticulares de tosca contenidos en el tercio inferior del tramo, similares a los hallados en el limo infrayacente. También se observan formas aproximadamente poliédricas con pátinas color gris oscuro a negro, que alcanzan tamaños de 0,03 a 0,05 m y espesores menores a 0,002 metros.

1,50 a 1,80 m Limo arcillo-arenoso (M. 4), gris amarillento (5Y 7/2) con leve tinte rosado, presentando formas de finalidades poliédricas y concentración de "tajás" blanquecinas de tosca entre 0,05 y 0,10 m de longitud y 0,001 a 0,002 m de espesor, ubicadas en la parte inferior del tramo. Por encima del mismo, se observan nódulos lenticulares hasta esféricos de tosca, constituidos por núcleos macizos de tamaño variable entre 0,02 y 0,05 m de diámetro, pero que considerando sus contornos integrados por material carbonático pulverulento, alcanzan dimensiones de 0,10 a 0,15 metros.

En el corte correspondiente a la calle 51, aparecen escasos cutanes de hasta 0,01 m de tamaño y espesores menores a 0,001 m, gris oscuro a negro.

1,80 a 2,00 m Arcilla limo-arenosa (M. 3), castaño claro (5YR 6/4) algo más claro, con cutanes en lamíllas irregulares entre 0,005 y 0,01 m de tamaño y espesores menores a 0,0002 m, gris oscuro a negro metalizado. En la parte inferior se encuentran nódulos carbonáticos de formas angulosas, entre 0,01 y 0,03 m de tamaño, con su núcleo compacto y que hacia la periferia se torna pulverulento. La media y superior, en cambio, contienen muñecos de tosca, alargados, con una longitud de 0,04 a 0,05 m y entre 0,005 a 0,01 m de espesor. En distintas partes de todo el tramo se observan algunas venas carbonáticas y cutanes gris oscuro a negro, que son más abundantes hacia el sector inferior.

discordancia de erosión

3,00 m Arcilla limo-arenosa (M. 2), gris amarillento (5Y 7/2) con leve tinte castaño, finamente estratificada. En la parte basal presenta rodados alargados de tosca, de 0,05 a 0,1 m de longitud y ancho entre 0,02 y 0,03 metros.

discordancia de erosión

1,50 a 1,80 m Limo arcillo-arenoso (M. 1), castaño claro (5YR 6/4) algo más claro, del que surge agua permanentemente.

Perfil calles 11 y 45

1,20 m Suelo zonal actual, con parte de su horizonte A decapitado y modificado por acción antrópica.

0,75 a 1,00 m Arcilla limo-arenosa (M. 30), castaño moderado (5YR 4/4), con cutanes de color castaño oscuro metálico y muñecos de tosca entre 0,1 y 0,12 m de longitud y 0,05 m de espesor.

1,50 a 1,80 m Limo arcillo-arenoso (M. 34), castaño moderado (5YR 4/4), con cutanes de color gris oscuro a negro de tamaños entre 0,01 y 0,005 m, y espesores menores a 0,001 metro.

discordancia de erosión

0,40 a 0,50 m Limo arcillo-arenoso (M. 35), castaño claro (5YR 6/4), con desarrollo de formas cónicas a poliédricas, parcialmente tapizadas por cutanes de color castaño a gris oscuro, en dimensiones similares a las superiores.

1,00 a 1,20 m Limo arcillo-arenoso (M. 36), castaño claro (5YR 6/4), con cutanes escasos y de reducidos tamaños.

discordancia de erosión ?

0,40 m Arcilla limo-arenosa (M. 37), castaño claro (5YR 6/4), con estratificación ligeramente definida.

0,50 a 0,70 m. Arcilla limo-arenosa (M. 37A), rosado anaranjado grisáceo (5YR 7/2), con desarrollo de formas poliédricas poco marcadas y cutanes de color gris oscuro a negro metálico, que alcanzan tamaños entre 0,0005 y 0,01 m, y espesores inferiores a 0,001 metro.

0,25 a 0,35 m Arcilla limo-arenosa (M. 38), castaño claro (5YR 6/4), con guías carbonáticas de diámetros menores a 0,002 metros.

1,50 a 1,70 m Arcilla limo-arenosa (M. 39), castaño claro (5YR 6/4), en partes con desarrollo

de formas poliédricas y muy escasos cutanes de color gris oscuro a negro.

discordancia de erosión ?

0,40 m Limo arcillo-arenoso (M. 32), castaño claro (5YR 6/4), en partes con tinte verdoso; contiene cuerpos alargados de tosca en posición horizontal y subvertical, con cutanes de color gris oscuro y negro metálico, de tamaños entre 0,005 y 0,01 m, con espesores inferiores a 0,001 metro. Además se observa un horizonte K débilmente desarrollado.

discordancia de erosión

1,30 a 1,50 m Limo arenoso-arcilloso (M. 33), castaño claro (5YR 6/4), con tosca lenticular en el tercio inferior, que alcanza una extensión horizontal de 1,50 a 2,00 m por 0,20 a 0,50 m de espesor. Sólo la parte superior (0,03 m) presenta estratificación bien definida.

Además de las observaciones practicadas en los precedentes perfiles y en otras 15 excavaciones del área considerada, fueron realizados reconocimientos en excavaciones menos significativas, ubicadas en las calles 3, entre 41 y 50, y diagonal 119 entre 35 y 41 con extensiones de 1000 y 600 m, respectivamente, alcanzando profundidades entre 4 y 6 metros. Con excepción de la excavación mencionada en último término, en la que aparece una intercalación marina (Formación Pascua; Fidalgo et al. 1973) a una profundidad aproximada de 4,8 m y un espesor variable entre 0,20 y 0,50 m, constituida principalmente por valvas de moluscos con cemento carbonático, en los restantes casos las características de los "Sedimentos Pampeanos" son similares a las indicadas en el perfil de las calles 11 y 45, así como aquéllas de la parte superior del perfil del Teatro Argentino.

En todos los cortes se repiten tramos aparentemente más arcillosos, con cutanes oscuros ubicados en niveles bien definidos o transicionales, donde suelen encontrarse muñecos de tosca de diversas formas y menos frecuentemente como "diques" carbonáticos con aspecto de enrejado semejante a un horizonte K incipiente.

El suelo actual que remata en estos perfiles, si bien ha sido modificado por acción antrópica, muestra un horizonte B o sus remanentes que indican la existencia de un suelo zonal bien desarrollado con caracteres texturales típicos. En algunos puntos este suelo se ha desarrollado sobre un paleosuelo soterrado, donde los sucesivos procesos de edafización han modificado los materiales de cada uno de ellos.

Granometría

Con el propósito de establecer las características granométricas de los sedimentos correspondientes a los perfiles conside-

rados, fue adoptado el método de la pipeta, previo tratamiento con HCl, H₂O₂ y CO₂Li como dispersante; para la separación de la fracción arena se utilizó una serie de tamices de mallas 45, 60, 80, 120, 170 y 230 (A.S.T.M.). Las etapas del procedimiento resultan suficientemente conocidas como para justificar una detallada descripción.

Finalizadas las tareas del método indicado, teóricamente habrían de alcanzarse resultados que permitirían determinar la granometría de los sedimentos analizados. Sin embargo, en la práctica surgieron anomalías destacables. En un caso se manifestó por la inexactitud en el cálculo de los valores totales, alcanzando en unas muestras entre el 80 y 90 %, mientras que en otras entre el 90 y 100 % aproximadamente. Por otra parte, una vez concluido el tamizado se verificaba que el fondo de los tamices contenía material fino en cantidades variables entre 1 y 2 gramos, en algunos casos hasta 5, cantidad ésta excesiva si se consideran los 20 gramos de sedimento utilizado por muestra.

Estimando que dichas anomalías pudieran deberse a imprecisiones en el manipuleo de los distintos pasos del análisis mecánico, se convino repetir con mayores precauciones la totalidad de las operaciones realizadas. Los nuevos resultados sólo se aproximaron algo más a los valores absolutos, pero en el fondo de los tamices invariablemente se recogía una cantidad significativa de material fino. El origen de las anomalías, fue determinado por la observación microscópica del material correspondiente a los tamizados. En él se reconoció la existencia de arcilla adherida en películas recubriendo muchos clastos, relleno de las oquedades de los vitroclastos y en forma de agregados en porcentajes elevados que participan como elementos unitarios de distintos tamaños en las fracciones arena y limo. Consecuentemente, es razonable inferir que durante

Cuadro I

Muestra	Tratadas	Arena	Limo	Arcilla	No Tratadas	Arena	Limo	Arcilla
1	3	14-17	67-68	14-15	2	48-50	42-43	3-6
2	2	25-38	41-60	18-22	2	41-45	39-43	10-14
3	2	15-30	43-55	13-14	2	51-55	38-39	5-8
4	1	9,83	61,13	19,55				
5	3	14-15			4	44-48	35-47	6-12
6A	2	29-32	54-62	11-12				
6B	1	33,37	52,63	10,87				
7					3	58-63	29-34	6-7,5
10	1	11,80	72,36	15,74	3	3-6	43-53	32-43
14	3	20-24	64-70	12-16	6	39-46	30-44	9-16
15	2	31-31	57-58	10-10	6	45-52	34-39	9-14
16	2	10-10	63-63	26-26	4	7-12	38-49	31-41
20	2	21-26	46-62	12-13	4	43-58	32-42	8-12
21	1	7,07	66,98	16,87				
22	2	24-26	53-59	13-14	4	48-53	39-42	8-9,5
23	1	22,32	67,05	8,72	4	50-60	33-41	6-8
24	1	7,88	75,78	12,62	4	35-45	46-53	8,12
25	1	17,07	69,20	10,45				
26	1	18,68	64,01	7,70	4	32-36	54-57	6-9
30	1	12,63	58,68	11,07	4	23-37	46-51	10-23
31	1	22,43	49,13	9,72	4	52-57	36-42	3-9
32	1	32,87	55,17	10,07				
34	2	4-5	59-63	29-30	4	7-13	52-58	23-36
35	1	6,71	67,40	22,27	4	33-36	40-54	8-20
36	1	5,18	65,11	23,22	4	23-34	46-58	13-16
37					3	16-17	52-54	29-30
39					3	46-47	41-43	10-12

el tamizado se fueron desprendiendo parte de esas adherencias y de los agregados, pasando como partículas de diferentes tamaños por los respectivos tamices hasta alcanzar el fondo.

Teniendo en cuenta la incompleta dispersión alcanzada, que implica la presencia del mencionado material arcilloso, se repitió la totalidad de las operaciones utilizando un agitador de botella y un vibrador ultrasónico para intentar una mayor dispersión. Sometidas las muestras a la dispersión mediante agitación en botella durante 8 horas, posteriormente fueron tratadas en el vibrador, en unos casos durante 2 a 3 minutos y en otros hasta 6 minutos, ya sea para la misma suspensión como para suspensiones separadas de cada una de las muestras. Realizados los tamizados y cálculos correspondientes, se arribó a la conclusión de que las suspensiones agitadas en botella en el lapso indicado, acusaban menor dispersión que aquéllas sometidas durante 2 a 3 minutos con el vibrador, mientras que al cabo de 6 minutos de vibración, se mantenían dentro de valores constantes. De todas maneras, la observación microscópica indicó que un porcentaje elevado de agregados arcillosos no fue afectado por la acción dispersante.

Otra innovación del método consistió en tratar las muestras en estado natural, es decir sin el empleo del HCl y H₂O₂, modificando solamente el tiempo en el ultrasónico, empleándose lapsos de 5 y 10 minutos. Los resultados obtenidos fueron similares a los correspondientes del procedimiento anterior.

En el cuadro I figuran los valores de las fracciones arena, limo y arcilla, obtenidos hasta en tres partes de una misma muestra, pero sin tratamiento químico, registrándose sólo los valores extremos de cada fracción. En el mismo se aprecia claramente que las muestras sin tratamiento presentan menor dispersión que las tratadas.

Una de las evidencias derivadas del precedente análisis es que el material arcilloso representado principalmente por agregados, partículas adheridas y que rellenan las cavidades de los vitroclastos, opone considerable resistencia a la acción del dispersante empleado, como fuera comprobado por otros autores en los depósitos "pampeanos" del noreste del territorio bonaerense. Al respecto, es oportuno mencionar la opinión de González Bonorino (1965) quien reconoce que los análisis mecánicos de los sedimentos de la ciudad de Buenos Aires y alrededores, no representan la verdadera granometría debido a que parte de la matriz arcillosa

se divide en agregados resistentes a la dispersión; asimismo, consigna que en gran número de ellos es imposible establecer su origen, lo cual introduce un factor de imprecisión inevitable en las mediciones absolutas de los componentes del sedimento. En depósitos similares correspondientes a la zona comprendida entre Mar del Plata y Miramar, Teruggi et al. (1957), también observaron agregados arcillosos identificados como "grumos caolínicos"; al referirse a su presencia advierten que el porcentaje puede ser considerable, excediendo en algunos casos el 20 % del total de minerales.

Considerando la imposibilidad de establecer la procedencia del material arcilloso, especialmente representado por los agregados (González Bonorino, op. cit., le asigna como posibles los siguientes orígenes: clástico por transporte eólico a partir de arcillas de planicies aluviales; minerales arcilificados; solución y redistribución por diagénesis y/o pedogénesis), todo propósito de establecer la granometría original de los sedimentos y aún de calcular sus parámetros estadísticos, puede conducir a resultados e interpretaciones erróneas.

En consecuencia, los autores del presente trabajo han convenido en representar la granometría de los sedimentos estudiados, valorando solamente las fracciones arena, limo y arcilla, como si las partículas obtenidas por dispersión y tamizado, especialmente aquéllas compuestas por agregados arcillosos, se encontraran teóricamente en estado disperso. De esta forma al excluir toda interpretación genética, se pretende aproximar la relación porcentual entre dichas fracciones teniendo en cuenta principalmente la naturaleza composicional de las mismas.

Ajuste de la granometría

Partiendo de los análisis mecánicos realizados, se efectuó un control microscópico determinando los porcentajes de agregados arcillosos contenidos en cada una de las clases arenosas y del limo. En la siguiente operación, estos valores en peso fueron convertidos en por ciento, con relación al porcentaje de arena total obtenido por tamizado. Calculado el porcentaje de agregados en cada clase, la suma indicará el porcentaje total de agregados que debe sustraerse al porcentaje de arena determinado por análisis mecánico. Una vez establecida la cantidad real de arena, el porcentaje de agregados estimado bajo observación microscópica en el limo, se restó del correspondiente a esta fracción calculada en el análisis mecánico, para obtener un resultado algo más aproximado del contenido real de limo, debido a que el material limo y

arcilla que se encuentra asociado en una parte de los agregados de tamaño arena y limo, deben adicionarse a las fracciones limo y arcilla, en proporciones cuyo cálculo resulta imposible de establecer por este método. Además, convendría aclarar que en el cálculo no interviene la cantidad de arcilla adherida y la que rellena las cavidades de los vitroclastos, circunstancia que constituye otro factor de imprecisión. En el cuadro II se indican los valores porcentuales de agregados arcillosos y los ajustes estimados de arena, limo y arcilla.

Mineralogía

Fracción arena

En las distintas muestras estudiadas, esta fracción se halla compuesta por granos cuyo tamaño varía entre 0,062 y 0,420 mm, correspondiendo las mayores concentraciones a la clase arena muy fina. El material predominante está constituido por agregados arcillosos, anteriormente analizados, que han resistido los efectos de la dispersión acuosa. Solamente un pequeño porcentaje corresponde a minerales habitualmente registrados en una arena, como elementos de indudable origen clástico.

Con referencia a estos últimos, sus formas son principalmente subangulosas a subredondeadas, alcanzando contornos algo más redondeados en los individuos de dimensiones mayores a los 0,180 milímetros. Una película arcillosa que se distingue por su birrefringencia comparativamente más alta, suele recubrir algunos clastos.

Vitroclastos. Aparecen como trizas de muy diversos aspectos y generalmente con sus aristas ligeramente redondeadas. Hay formas carentes de irregularidades y planas hasta muy irregulares con abundantes cavidades esféricas o tubiformes paralelas, característica de la estructura fluidal. Predominan los individuos límpidos e incoloros; sólo algunos tienen coloración castaña a castaña amarillenta clara. Las trizas no muestran indicios evidentes de alteración; al respecto es de señalar que la anisotropía de agregado, principalmente observada en las trizas más irregulares, no es el resultado de su alteración, sino del material arcilloso preferentemente adherido en las cavidades mencionadas. Los índices de refracción medidos en distintos individuos y niveles, varían entre 1,493 y 1,503.

Cuarzo. Se distinguen dos variedades, correspondiendo la más abundante a los granos desprovistos de inclusiones y con extinción normal. Menos comunes resultan aquéllos que presentan inclusiones fluidas o sólidas y/o extinción ondulada. Por excepción se encuentran cuarzo y feldespato alcalino asociados en un mismo clasto.

Cuadro II

Perfil Teatro Argentino		% de agregados		% de Arena y Limo por análisis mecánico		Ajuste porcentual de:		Muestra		% de agregados		% de Arena y Limo por análisis mecánico		Ajuste porcentual de:		
Muestra	Total	Parcial	Total	Parcial	Arena	Limo	Arcilla	Arena	Limo	Arcilla	Total	Parcial	Arena	Limo	Arcilla	
16	27	9	27	11	2	45	53	3	26	14	15	55	1	43	56	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
10	14	4	14	12	2	68	30	2	38	5	38	41	5	36	59	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
21	33	6	33	7	1	40	59	1	3	2	68	68	14	66	20	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
Perfil Calles 11 y 45																
20	19	7	19	21	9	40	51	30	28	10	13	59	3	41	56	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
14	17	3	17	23	9	61	30	34	2	1	5	64	4	63	33	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
22	47	20	47	25	5	27	68	35	24	9	15	66	6	51	43	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
15	14	7	14	31	24	50	26	36	6	2	5	65	3	61	36	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
6B	4	1	4	34	33	50	17	37	41	12	18	65	6	42	52	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
23	9	1	9	22	14	66	20	37A	44	15	25	71	10	30	60	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
26	16	3	16	19	6	61	33	38	40	18	30	54	12	32	56	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
24	22	7	22	8	1	61	38	39	67	44	47	71	3	12	85	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
25	9	4	9	17	12	65	23	32	30	21	35	35	12	46	42	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
6A	5	1	5	30	29	56	15	31	3	2	22	55	20	48	32	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
5	33	7	33	14	7	40	53	14	49	1	49	49	20	48	32	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					
4	11	3	11	61	2	58	40	2	58	40	20	20	20	48	32	
				Arena:							Arena:					
				Limo:							Limo:					

Como ejemplo aclaratorio de cálculo, en la última muestra del cuadro II, al 22 % de arena de la segunda columna se le resta el 2 % de la primera. El resultado se indica en la tercer columna, con el valor de 20 % para la fracción arena.

Plagioclasas. Tienen generalmente forma tabular y estructura zonal, como asimismo hay granos carentes de idiomorfismo y zonalidad. Considerando las marcadas diferencias observadas entre los índices de refracción de distintas plagioclasas, con valores estimados bajos, medios y altos, es posible que en esta serie participen las variedades albita hasta labradorita. Las más sódicas son menos frecuentes y no muestran idiomorfismo y zonalidad, mientras que las más cálcicas predominan y se distinguen por su hábito cristalino y desarrollo zonal. No presentan indicios de alteración y las mencionadas en último término, en algunos casos muestran restos de pastas volcánicas adheridas.

Feldespatos alcalinos. Se los identifica por su forma tabular y aspecto turbio debido a una alteración arcillosa, variable entre incipiente y algo avanzada. Cuando la alteración es más profunda resulta problemático determinar el mineral original, pero teniendo en cuenta el hábito y tipo de alteración, puede vincularse a dicho grupo con un margen de seguridad aceptable si se considera además que las plagioclasas, similares en cuanto a formas cristalinas, están normalmente frescas. Son escasos los individuos desprovistos de alteración, entre los que figuran microclino, ortoclasa y muy escasa sanidina.

Litoclastos. Están constituidos principalmente por fragmentos de rocas volcánicas, que alcanzan el mayor grado de redondez en la asociación mineralógica. Son en gran parte opacos por alteración arcillosa o debido a la presencia de una mesostásis ferruginosa negra hasta rojiza por oxidación. Entre los menos afectados por alteración, predominan los de textura intersertal (microlitas de plagioclasa y base de óxido de hierro), hialopilitica, traquílica y microgranosa (cuarzo y feldespato alcalino).

Opacos. Comprenden granos subredondeados, irregulares subangulosos hasta pulverulentos, de magnetita, hematita, goethita y limonita.

La asociación precedente reúne los componentes más abundantes de esta fracción.

Anfiboles. Se encuentran representados por hornblenda en las variedades verde y castaño, como cristales prismáticos enteros o quebrados con extremos subredondeados; algunos mantienen adherida una porción de pasta vítrea. Asimismo hay individuos similares de oxihornblenda. No se observan evidencias de alteración.

Piroxenos. En este grupo participa un clinopiroxeno y dos variedades subordinadas de piroxeno rómbico. El primero corresponde a una augita tenuemente verdosa, en indi-

viduos prismáticos de contornos subredondeados. En el segundo se destaca el hiperseno por su mayor abundancia en relación a la enstatita; ambos son de hábito similar al precedente y no muestran signos de alteración, aunque es frecuente hallar algunos clastos con sus caras prismáticas cortas afectadas por disolución.

Micas. Resultan menos frecuentes que los minerales anteriores; se presentan como láminas redondeadas de moscovita y biotita castaña y verdosa clara.

Apatita. Es muy escasa; se la observa en granos pequeños y con extremos redondeados.

Zircón. Se presenta en proporciones muy escasas, en diminutos cristales idiomorfos.

Granate. Muy escaso; sus granos son muy irregulares, de color rosado pálido, algunos con superficies modificadas por corrosión.

Epidoto. Muy escaso a raro; granos pequeños, subredondeados y de color verde amarillento pálido.

Para una información acerca de la naturaleza y procedencia de la mineralogía de los "Sedimentos Pampeanos", se considera conveniente consultar los estudios de Teruggi et al. (1957) y de González Bonorino (1965), quienes aportan un amplio análisis sobre el tema.

Fracción limo

La mineralogía es similar a la indicada para la fracción arena, aunque se aprecian ciertas diferencias en cuanto a las cantidades relativas de los distintos componentes. Al respecto, es de señalar que el reducido tamaño de las partículas dificulta una precisa identificación de sus componentes, especialmente en aquellas de dimensiones inferiores, como para arribar a resultados porcentuales relativamente confiables. No obstante, considerando las manifiestas particularidades de algunos componentes, resulta factible establecer comparaciones generales con relación a las características registradas en la fracción arena. En la mayoría de las muestras se aprecia una marcada disminución de litoclastos y agregados arcillosos, aumentando por otra parte, el contenido de vitroclastos y de elementos biogénicos silíceos constituidos principalmente por células de gramíneas, espículas de esponjas y frústulos de diatomeas.

Fracción arcilla

El material arcilloso es abundante y participa en gran parte como matriz de los sedimentos. El análisis microscópico de la fracción arena y limo, separadas por

pipeta y tamices, permite identificar abundantes agregados de muy distintas dimensiones, pero predominantemente concentrados en la fracción arena, resistentes a la acción del dispersante. La mayoría de estos agregados están constituidos exclusivamente por arcilla, en unos casos con estructura fibrolaminar, semejante a la habitual en la serpentina, en otros presentan extinción en masa similar a la observada en un corte delgado de un único mineral, como así también unos pocos con extinción parecida al de una figura de interferencia biáxica. En menor porcentaje, se encuentran agregados compuestos por arcilla que aglutina partículas minerales de tamaño limo y restos biogénicos como frústulos de diatomeas, células de gramíneas y espículas de esponjas. Por otra parte, el material arcilloso suele presentarse alojado en las cavidades de los vitroclastos o como finas películas birrefringentes circunscribiendo algunos clastos.

La determinación de los minerales de arcilla fue realizada mediante un difractómetro Philips, utilizando radiación de $\text{CuK}\alpha$ ($\lambda = 1,54138 \text{ \AA}$) con 40 KV y 18 m A°, y una velocidad de registro de 2° (2 θ) por minuto, sobre muestras en estado normal, glicoladas (40°) y calcinadas (550°). Se emplearon muestras, en unos casos previamente tratadas con HCl y H₂O₂, en otros sin dicho tratamiento y sometidas a la dispersión en botella durante 8 horas y con el vibrador ultrasónico, con el propósito de establecer una comparación entre los resultados para una misma muestra. Al respecto cabe consignar que los distintos diagramas alcanzaron resultados similares.

Las muestras correspondientes a ambos perfiles, acusaron la existencia de estructuras con un grado muy deficiente de cristalinidad, predominando la illita sobre la montmorillonita, asociadas a vestigios de minerales interstratificados. En el perfil Teatro Argentino, esta relación se invierte en los niveles próximos a la muestra 16 y en la muestra 2, ubicadas a los 2 y 25 m de profundidad respectivamente, alcanzando en ésta un grado de cristalinidad entre regular y buena. La caolinita sólo ha sido registrada en un porcentaje muy bajo en la última muestra mencionada. En el perfil de las calles 11 y 45, esta inversión tiene lugar en las muestras 31 y 38, situadas respectivamente a los 5 y 7 m de profundidad, y cuyos diagramas denotan un grado de cristalinidad deficiente.

El predominio de la illita, acompañado por el de la plagioclasa sobre el cuarzo en la fracción arena, coincide con lo que González Bonorino (1965) definió como Zona I en el perfil de la ciudad de Buenos Aires y alrededores.

Zonas mineralógicas

Utilizando criterios mineralógicos, González Bonorino (op. cit.) dividió al "Pampeano" de la ciudad de Buenos Aires y alrededores, en dos zonas separadas por un límite al que denominó "límite de cuarzo-montmorillonita". La Zona I (superior), está caracterizada por la abundancia de plagioclasas e illita, mientras que la Zona II (inferior) por cuarzo y montmorillonita.

Los resultados alcanzados en el presente estudio, aplicando el método empleado por el autor referido, que consiste en establecer la relación porcentual y sus variaciones verticales de los minerales livianos más importantes (cuarzo, plagioclasas, feldespatos alcalinos y vitroclastos), permite reconocer parte de la Zona I, ya que no aparece definida la línea divisoria con la Zona II.

Coincidiendo con las características generales establecidas para la ciudad de Buenos Aires, en la figura 1 se observa que en la distribución vertical de las plagioclasas y el cuarzo, las primeras exceden en cantidad al segundo a lo largo de la mayor parte del perfil correspondiente al Teatro Argentino, con excepción de los 5 m superiores donde los porcentajes de ambos minerales se invierten en tres niveles (1, 2, 5 y 3,5 m de profundidad), con valores relativos de 16-63 %, 45-35 % y 26-45 %. Las plagioclasas varían entre el 16 y 66 %, mientras que el cuarzo entre 9 y 45 %; sólo en contados casos las plagioclasas disminuyen alcanzando cantidades similares a las del cuarzo. En el perfil de las calles 11 y 45 también se aprecia una inversión de valores hasta los 5 m de profundidad.

La frecuencia de los feldespatos alcalinos en el primer perfil, varía entre límites más cercanos, generalmente de 10 a 30 %, con excepción de un nivel ubicado a los 2 m de profundidad donde aumenta hasta el 31 %, y dos niveles definidos entre los 18 y 20 m en los cuales disminuye hasta el 6 y 7 por ciento. Estos feldespatos comprenden principalmente a plagioclasas ácidas y ortoclasa parcialmente alterada, minerales que por su predominio con relación al microclino, constituyen un elemento de juicio adicional para la individualización de la Zona I, según González Bonorino (op. cit.).

En cuanto a la distribución de vitroclastos en esta Zona del "Pampeano", se distinguen tres tramos que en función de las profundidades muestran marcadas diferencias porcentuales. El tramo superior se extiende aproximadamente hasta los 7 m de profundidad y el contenido vitroclástico varía entre 0 y 10 %; el tramo medio se define entre los 7 y 20 m de profundidad, con

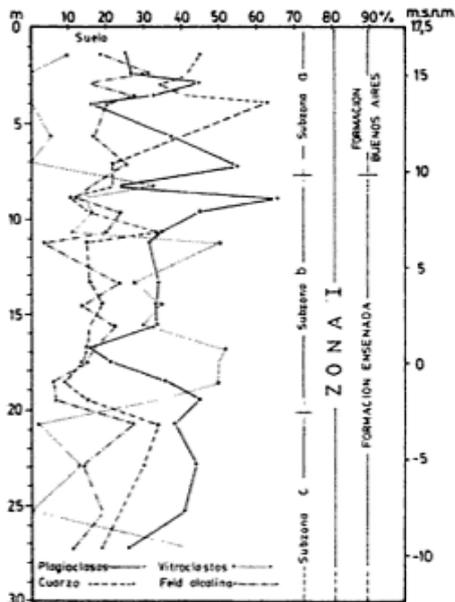


Figura 1: Variación mineralógica del perfil Teatro Argentino, fracción 0,062-0,090 milímetros.

valores entre 11 y 52 %; y el tramo inferior, expuesto parcialmente desde la última profundidad hasta los 28 m, donde es manifiesta la escasez de vitroclastos, con valores variables entre 0 y 15 %, especialmente ausentes en el tramo que corresponde a los depósitos limnicos de color gris amarillento (M. 2), con un nivel infrayacente que alcanza el 42 % de vitroclastos.

Los tramos mencionados podrían correlacionarse con las divisiones consideradas por el citado autor en la ciudad de Buenos Aires, donde distingue tres subzonas con las siguientes particularidades: Subzona a (superior), con vitroclastos relativamente escasos; Subzona b (media), con abundante participación de vitroclastos y Subzona c (inferior), con escasos vitroclastos, excepto algunos niveles aislados.

La figura 2, correspondiente al perfil de las calles 11 y 45, excavado hasta los 10 m de profundidad, también muestra la Subzona a, donde los primeros 5 m contienen vitroclastos por debajo del 8 %, aumentando entre los 9 y 10 m hasta alcanzar un valor elevado, algo mayor al 70 por ciento. Es muy probable que este último tramo corresponda a la parte más alta de la Subzona b, rica en material vitroclástico.

Sílice biogénica

En todas las muestras de las excavaciones estudiadas, se ha comprobado la presencia, generalmente escasa, de restos organizados de sílice amorfa, representados principalmente por elementos epiteliales de vegetales, acompañados por muy escasas espículas de esponjas y frústulos de diatomeas aún menos frecuentes.

Entre los mencionados en primer término predominan las células alargadas y los microsilicofitolitos de gramíneas, a los que se suman escasas células bulliformes de gramíneas, células largas de podostomáceas y raras cápsulas redondeadas en duplas hemisféricas de origen desconocido (ciperáceas ?, crisostomatáceas ?).

Como restos de esponjas se encuentran espículas monaxonas diactinales, de crecimiento en ambas direcciones, superficie lisa, con extremos iguales, predominando las formas redondeadas (strongylo) sobre las agudas (oxeas). Son más frecuentes los ejemplares quebrados, posiblemente a causa del transporte eólico. En casos raros se han observado microescleras del tipo micraster, recubiertas por tubérculos cónicos distribuidos irregularmente.

La población de diatomeas es muy limitada en cantidad y formas, con excepción de las registradas en la muestra 2 ubicada a 25 m de profundidad del perfil Teatro Argentino, integrada por los géneros *Melosira* sp., *Coscinodiscus* sp., *Actinotychus* sp. y muy escasos ejemplares de *Triceratium* sp.; el género *Navicula* sp. es una forma común a lo largo del perfil.

Cutanes

Con esta denominación se identifica al material que a modo de finas películas cubren pequeñas superficies de cuerpos poliédricos (paleosuelos), como asimismo de pedotúbulos y cavidades; su brillo es mate a ligeramente metálico y de color gris oscuro a negro o negro azulado.

Bajo observación microscópica, este material es rojizo translúcido a semiopaco y opaco, en partes rojo intenso a negro o dorado rojizo; se presenta en estado amorfo a ligeramente criptocristalino, con superficies lisas y brillantes, ocasionalmente con desarrollo colloforme. Es posible que se trate de goethita y limolita con estadios intermedios, asociados a óxidos e hidróxidos de manganeso.

Por otra parte, se observan cutanes en forma de delgadas cubiertas arcillosas, ópticamente orientadas, dispuestas alrededor de algunos clastos.

Tosca

Con esta denominación se describe en los sedimentos considerados, las diferentes formas en que manifiesta el carbonato de calcio.

Se presenta como muñecos, ya descritos por Ameghino, Doering, Frenguelli, etc., para otras localidades de la región pampeana. Su forma y tamaños son variados; cilín-

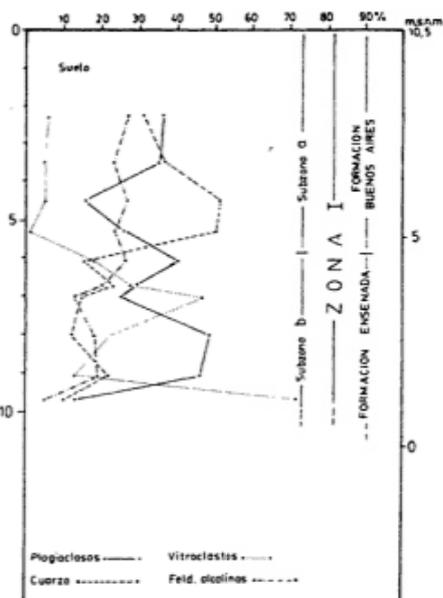


Figura 2. Variación mineralógica del perfil de las calles 11 y 45; fracción 0,062-0,090 milímetros.

dricas, simples o ramificadas, botrioidales, aproximadamente esféricas, discoidales, planares, etc., con dimensiones máximas que oscilan entre 0,08 y 0,15 m y mínimas entre 0,03 y 0,05 metros. El carbonato también se encuentra con aspecto pulverulento como partículas diseminadas en el sedimento. Asimismo, aparece representado por "diques" horizontales, verticales y subverticales, que en conjunto constituyen cuerpos reticulares o en enrejado de horizontes K típicos, remanentes de suelos decapitados.

En la parte inferior del perfil Teatro Argentino, los mencionados "diques" tienen un aspecto compacto, con un espesor 0,02 a 0,03 m y varias decenas de centímetros de longitud, que en conjunto alcanzan una potencia de 0,40 a 0,60 m incluyendo parte de los sedimentos que se encuentran separados en formas cúbicas hasta paralelepípedas. En cambio, la parte superior del mencionado perfil, muestra a dichos "diques" con un espesor de escasos milímetros, integrando un conjunto escasamente desarrollado. También se han identificado en otras partes del perfil, formas muy ténues de 0,002 a 0,003 m de diámetro y algunas decenas de milímetros de longitud, como si aparentemente fueran el relleno de oquedades radiciformes o simplemente "diques" muy pequeños compuestos por un material casi pulverulento.

Por otra parte, el carbonato se presenta en forma de lentes de 1 a 2 m de longitud y entre 0,2 y 0,4 m de espesor, que considerando la existencia de una estratificación (perfil calles 11 y 45), se supone que se han depositado en cuerpos de agua superfi-

ciales, a través de sucesivas etapas de evaporación.

En los sedimentos de aspecto eólico (M. 6A y 6B, del perfil Teatro Argentino), el carbonato adopta formas poliédricas equidimensionales, angulosas y aisladas, de alta consistencia y fractura subconcoide, en tamaños variables entre 0,10 y 0,15 m de diámetro, cuyo origen es hasta el presente desconocido.

Es de señalar que en ningún caso fue reconocida la presencia de tosca en forma de manto o "capa", como frecuentemente es referida en la bibliografía. Los autores suponen que dichas "capas" deben asignarse a horizontes K de suelos erodados, principalmente cuando la tosca se observa muy compacta y extendida, como acontece en la parte inferior del perfil indicado.

Paleomagnetismo

Los estudios realizados por Bobbio (1983) y Devincenzi (1983), en la excavación del Teatro Argentino permitieron fijar a una profundidad de 14 m, la separación entre depósitos correspondientes al Plioceno tardío - Pleistoceno temprano a medio, de sus similares suprayacentes del Pleistoceno medio a tardío.

Las unidades litoestratigráficas reconocidas en el presente trabajo, presentan un límite transicional ubicado entre los 8 y 10 m de profundidad y resultan equiparables al "Ensenadense" (Pleistoceno medio) y "Bonaerense" (Pleistoceno superior) de Frenguelli (1957), edades que han sido determinadas en base a sus faunas de mamíferos.

Considerando las determinaciones paleomagnéticas, se infiere que en general existe una correspondencia con los resultados logrados en este estudio.

Paleontología de vertebrados

En las excavaciones del Teatro Argentino, se hallaron restos de mamíferos, cuya determinación e interpretación estratigráfica estuvieron a cargo del Dr. E. Tonni.

El material coleccionado y las respectivas profundidades son las siguientes:

- 13,50 m *Sclerocalyptus* sp. y *Scelidotherium* sp.
- 20,00 m *Doedicurus* sp.
- 21,00 m *Scelidotherium* sp. y *Eutatus seguini*
- 23,00 m *Lama* sp.
- 23,50 m *Scelidotheriinae* gen. et sp. indet.
- 26,00 m *Comphotheriidae* indet.
- 27,00 m *Sclerocalyptus* sp.

Este material es muy fragmentario o

bien pertenece a ejemplares juveniles (*Scelidotheriinae* gen. et sp. indet.), por lo que no es posible formular hipótesis sistemáticas más ajustadas. En consecuencia, el valor bioestratigráfico que representan, es asimismo impreciso, dado que ninguno de los géneros mencionados es característico de algunas de las Edades reconocidas para el Pleistoceno s. l. de la Argentina.

Los géneros *Doedicurus* y *Scelidotherium* se encuentran representados por distintas especies desde la parte superior del Plioceno y el Pleistoceno temprano (Edad Uquiense) hasta el Pleistoceno tardío (Edad Lujanense). El género *Lama* se registra desde la Edad Uquiense hasta la actualidad. Sin embargo, *Eutatus seguini* restringe la antigüedad de los sedimentos portadores al Pleistoceno medio (Edad Ensenadense) y Pleistoceno tardío. Por otra parte, *Sclerocalyptus* está también representado por distintas especies en el Pleistoceno medio y tardío, aunque se conocen citas no confirmadas de su presencia en sedimentos referidos a la Edad Uquiense.

Concluyendo, el registro faunístico se limita como antigüedad máxima verificable a la Edad Ensenadense, por lo que los sedimentos portadores más antiguos podrían corresponder al Pleistoceno medio.

Dataciones absolutas

Estas tareas fueron realizadas por el licenciado A. Figini en el Laboratorio de Tritio y Radiocarbono -LATYR- de La Plata (Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata y CONICET). Las mediciones se efectuaron sobre el carbonato de calcio de la tosca, seleccionada en la excavación del Teatro Argentino, determinándose las edades radiocarbónicas correspondientes.

Un modelo interpretativo que explique la formación del carbonato de calcio en un suelo, considera la combinación química del carbonato, derivado principalmente del dióxido de carbono biogénico (aire del suelo), con calcio proveniente presumiblemente de la meteorización. Si con posterioridad a la precipitación del carbonato cesara completamente el intercambio de carbono con su medio ambiente, la concentración radiocarbónica del tramo con tosca, permitiría determinar la edad del depósito de carbonato de calcio. Desde el punto de vista radiocarbónico, existen procesos que pueden contaminar al carbonato de calcio. Ello involucraría, según el caso, un "envejecimiento" o un "rejuvenecimiento" en la "edad verdadera" de la precipitación del mismo (Figini et al., 1984).

Las muestras han sido seleccionadas en

una secuencia vertical, limpiándose previamente el perfil con la finalidad de obtener carbonatos protegidos de la acción atmosférica directa.

LP-95: Tramo de algunos centímetros de espesor, a unos 2,5 m de profundidad. Posee un 28 % de carbonato de calcio diseminado en un limo arcillo-arenoso.

LP-96: Tramo de algunos centímetros de espesor, a unos 5 m de profundidad. Posee 56 % de carbonato de calcio diseminado en un limo arcillo-arenoso.

LP-97: Corresponde a la muestra anterior, que se dividió en dos fracciones para su datación por ^{14}C .

LP-98: Tramo de algunos centímetros de espesor, a unos 8,5 m de profundidad; ubicado por debajo de una discordancia de erosión que corresponde a un horizonte K incipiente. Tiene 10 % de carbonato de calcio alojado en una arcilla limo-arenosa.

LP-99: Tramo de algunos centímetros de espesor, a unos 9,5 m de profundidad, ubicado por debajo de una discordancia de erosión, correspondiente a un remanente de un horizonte K incipiente. Posee 18 % de carbonato de calcio alojado en una arcilla limo-arenosa.

Interpretación de los datos

1. La secuencia cronológica de los carbonatos presenta, con excepción de la LP-99, que será considerada posteriormente, un orden acorde a su posición estratigráfica. Las edades de las muestras duplicadas LP-96 y LP-97, concuerdan estadísticamente, siendo su edad media ponderada de 14.960 ± 190 años A.P.
2. En la excavación del Teatro Argentino se ha observado un suelo relacionado con la superficie topográfica actual, con presencia de humedad en determinadas partes del tramo. Existiría así la posibilidad de que los sectores carbonáticos datados, estuviesen contaminados con carbonos "jóvenes" disueltos en las aguas meteóricas que se infiltran a lo largo del perfil. Por estos motivos, las edades radiocarbónicas informadas, serían más "jóvenes" que la edad verdadera de precipitación del carbonato.
3. El efecto de "rejuvenecimiento" en la edad radiocarbónica, por la contaminación señalada en el punto anterior, se incrementan con el aumento de la edad verdadera de precipitación del carbonato. Por ello, los carbonatos pedogénicos con edades radiocarbónicas mayores a

Identificación del LATYR	Tipo de muestra	Edad Radiocarbónica (en años A.P.)
LP-95	carbonato	13.160±230
LP-96	carbonato	15.300±260
LP-97	carbonato	14.570±280
LP-98	carbonato	37.000
LP-99a	carbonato	32.900±1.900
LP-99b	carbonato	32.600±2.200

Nota: La LP-99a y LP-99b, son mediciones repetidas de una misma muestra. La LP-96 y LP-97, son mediciones de muestras duplicadas. Las edades radiocarbónicas han sido calculadas de acuerdo a la convención internacional, con el tiempo medio (T 1/2) de 5568 años para el ^{14}C y como estándar contemporáneo de referencia el 95 % de la actividad del ácido oxálico NBS (SRM 4990 B). El año de referencia es 1950 (años A.P.). Los errores informados corresponden a una desviación estándar. No se incluyen correcciones por fraccionamiento isotópico ni por otro factor.

20.000 años A.P., deberían interpretarse con cierta precaución, debido a que la manifestación de la contaminación con carbonos "jóvenes" se acentúa con la edad verdadera de la muestra. En el caso de la muestra LP-99, su edad radiocarbónica podría ser "finita", debido sólo a una contaminación del orden de 1,7 % de "carbono moderno" (niveles actuales de actividad radiocarbónica). Según estas consideraciones, sería más correcto interpretar la edad obtenida para la muestra LP-99 como "mayor que 32.770 años A.P.", que es una media ponderada de las edades LP-99a y LP-99b.

De acuerdo con el informe precedente, para las muestras analizadas se infieren dos conjuntos de resultados:

- Los que proporcionan edades menores a 16.000 años A.P.
- Aquéllos que suministran edades mayores a 30.000 años A.P.

Si bien todas las muestras pueden estar afectadas por contaminación en un grado imposible de determinar, los valores se tornan más confusos y tienden a reflejar una mayor antigüedad a partir de los 8 a 8,5 m de profundidad, marcando una evidente diferencia entre los dos conjuntos.

Desde el punto de vista estratigráfico, los datos obtenidos se corresponden con el límite de las unidades litoestratigráficas reconocidas, es decir la Formación Ensenada y Formación Buenos Aires, ubicadas respectivamente por debajo y por encima de los 8 a 10 m de profundidad del perfil Teatro Argentino (véase más adelante).

Unidades estratigráficas

La diferenciación de unidades litoestratigráficas en los depósitos de la llanura bonaerense, conocidos en conjunto como "Sedimentos Pampeanos", resulta particularmente compleja cuando se pretende abarcar a todas aquellas acumulaciones comprendidas entre la Formación Chasicó (Mioceno superior o Plioceno inferior) y el "Bonaerense" (Pleistoceno superior). Ellas incluyen a todos los sedimentos de edad intermedia entre las mencionadas entidades, conocidas como "Montehermosense", "Irenense", "Chapadmalense", "Ensenadense", así como las consideradas en las barrancas desde Chapadmalal hasta Mar del Plata y las referidas a la región de Carhué (Formación Epecuén).

Entre los principales inconvenientes que surgen para la individualización de las unidades, es de mencionar la escasez de afloramientos regionales y el desarrollo del perfil del suelo actual, que puede incluir más de una unidad estratigráfica. Como exposiciones representativas, corresponde citar a los afloramientos de las barrancas al sur de Mar del Plata y en distintas localidades de la costa bonaerense, en los que es posible realizar observaciones detalladas, no así hacia el interior del continente donde los asomos resultan poco significativos para la identificación y el mapeo de las unidades. Estas dificultades se reiteran en las vecindades del río Paraná, como asimismo en las depresiones de Chasicó, en Epecuén-Laguna Alsina, etc. En cambio, en los centros urbanos, como consecuencia de las construcciones edilicias deben practicar-

se excavaciones, en algunos casos profundas, que exponen cortes apropiados para realizar observaciones geológicas. Vinculadas a éstas, es oportuno mencionar el extenso trabajo llevado a cabo por J. J. Nágera en la ciudad de Buenos Aires, que lamentablemente no se ha publicado. En La Plata, circunstancias similares han permitido encarar estudios orientados hacia la diferenciación estratigráfica del "Pampeano" y cuyos resultados se concretan en el presente trabajo, postergando para una próxima contribución el análisis de los depósitos correspondientes al "Post-Pampeano".

Las denominaciones "Ensenadense" y "Bonaerense", utilizadas en las investigaciones desde Ameghino, fueron asimismo difundidas por numerosos autores, entre los que se destaca Frenguelli, quien contribuyó al conocimiento de sus depósitos mediante descripciones detalladas.

La distribución regional de estas unidades es bien conocida en la Pampa Ondulada, sin embargo dichas entidades también han sido identificadas bajo otras denominaciones en distintos ambientes de la provincia de Buenos Aires, como en la Pampa Deprimida, zona pedemontana de la sierra de Tandil y en áreas próximas a la costa atlántica. En todos los casos, la ubicación temporal y particularmente los ensayos de correlación fueron realizados principalmente por su contenido faunístico, en especial de vertebrados.

Considerando las descripciones de sus depósitos, llevadas a cabo por Ameghino, (1889), Doering (1882; 1907), Frenguelli (1957) y otros, así como las observaciones efectuadas por uno de los autores (Fidalgo) en distintas localidades de la llanura bonaerense y las incluidas en el presente trabajo, se estima que existen suficientes elementos de juicio para diferenciar dos unidades formales en relación con los depósitos que comprenden al "Ensenadense" y "Bonaerense", aunque todavía subsisten dudas acerca de las asignaciones jerárquicas más apropiadas.

Fidalgo et al. (1975), definieron a los "Sedimentos Pampeanos", considerando que las divisiones estratigráficas identificadas como "Chasicense", "Montehermosense", "Irenense", "Chapadmalense", "Ensenadense", etc., han sido establecidas utilizando esencialmente su contenido faunístico y no las características de sus depósitos.

Los conocimientos alcanzados hasta el presente inducen a intentar su diferenciación considerando ciertas particularidades distintivas. Fidalgo y Martínez (1983) y Fidalgo (1983) diferenciaron informalmente un "miembro inferior" y un "miembro superior", correspondiendo respectivamente al

"Ensenadense" y "Bonaerense". Evaluando las diferencias establecidas, conjuntamente con otros caracteres identificados en el presente trabajo, se proponen las denominaciones de Formación Ensenada y Formación Buenos Aires, para ambos "miembros".

De acuerdo a la distribución mineralógica estudiada en el perfil Teatro Argentino, ambas Formaciones corresponderían a la Zona I (González Bonorino, 1965), caracterizada por la abundancia de illita-plagioclasa, que además por su contenido en vitroclastos se divide, en orden decreciente de edad, en las Subzonas c, b y a.

La Formación Ensenada, en el área de estudio, tiene un espesor no menor de 18 metros. Está constituida por limos arcillo-arenosos y arcillas limo-arenosas, castaño claro a moderado, con algunos niveles gris amarillento. Presenta un aspecto compacto, con tramos afectados por edafización que muestra al sedimento dividido en cuerpos de formas poliédricas a paralelepípedas. En algunos sectores hay nódulos casi esféricos a lenticulares de carbonato de calcio y también "diques" verticales, subverticales y horizontales, que constituyen enrejados de horizontes K parcialmente erodados. Las distintas formas de edafización asimismo

están representadas frecuentemente por cutanes de color negro a castaño oscuro y brillo metalizado, que tapizan las caras de los cuerpos mencionados. Otra particularidad destacable es la presencia de sedimentos edafizados superpuestos sin límites precisos, acompañados por elementos como cutanes, cuerpos poliédricos y carbonato de calcio pulverulento, localizados en un mismo tramo del depósito, que podrían corresponder a una o más etapas de desarrollo pedogénico.

En su desarrollo son frecuentes las zonas de edafización superpuestas, interrumpidas por la presencia de alguna capa de escaso espesor de sedimentos eólicos o acumulados en un medio áqueo (lacustre o fluvial). En los sedimentos considerados eólicos se encuentran cuerpos carbonáticos poliédricos muy angulosos y color blanco brillante, de origen desconocido. Asimismo es común la existencia de discontinuidades que representan discordancias de erosión, cuando separan sedimentos lacustres de los sedimentos infra y suprayacentes, en la parte superior de los horizontes K o en el piso y techo de sedimentos eólicos, como los referidos a las muestras 6A y 6B del perfil Teatro Argentino.

El contacto de esta unidad con la suprayacente resulta transicional, aunque en otros lugares podría ser de neta discordancia erosiva, sobre remanentes de horizontes K bien desarrollados.

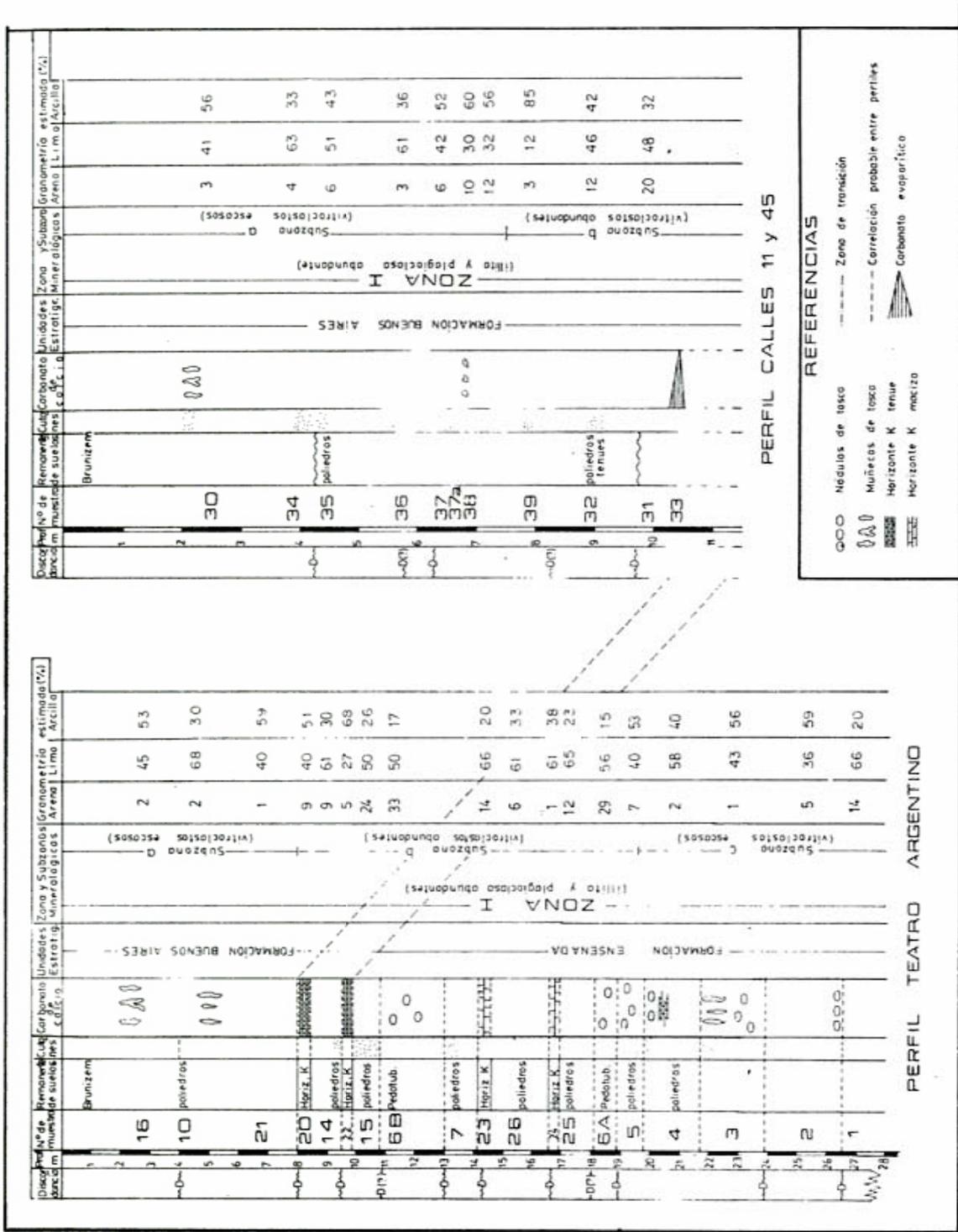


Figura 3

Es importante consignar que en el perfil mencionado, la parte superior de la entidad, entre los 7 y 20 m, corresponde a la Subzona b, caracterizada por la abundancia de vitroclastos entre los componentes mineralógicos livianos más representativos, mientras que la inferior, entre los 20 y 28 m, se identifica como la Subzona c, de bajo contenido piroclástico.

En cuanto al material fosilífero, sus depósitos son portadores de una fauna de vertebrados de edad mamífero ensenadense (Pleistoceno medio).

Las dataciones radiocarbónicas realizadas en las toscas registraron edades ^{14}C mayores a los 30.000 A.P.

La Formación Buenos Aires ocupa la parte superior del perfil Teatro Argentino y la totalidad de las acumulaciones expuestas en el de las calles 11 y 45. En exposiciones naturales tiene un espesor visible que varía entre 1 y 2 m como mínimo, aunque en excavaciones puede alcanzar un máximo entre 8 y 10 metros. Su litología y coloración son similares a las correspondientes de la Formación Ensenada, pero resulta típica la presencia de tosca en forma de muñecos (cilíndricos, simples y ramificados, botrioidales, discoidales, laminares, etc.), o con diseño lenticular, en parte algo estratificada (evaporítica), como así también con "diques" incipientes en enrejado. Tiene aspecto terroso, con sus componentes casi sueltos. En su desarrollo, si bien se distinguen tramos afectados por edafización, la mayor parte del perfil se caracteriza por la presencia de sedimentos considerados eólicos y muy subordinadamente de origen áqueo (fluvial o lacustre). En el tercio superior del perfil Teatro Argentino, se reconoce un suelo decapitado y soterrado, denominado informalmente "Suelo sin nombre" (Fidalgo, 1979), de distribución regional amplia.

En el techo se desarrolla el suelo actual, que corresponde a un Brunizem, con un horizonte B de 0,60 a 0,80 m de espesor que contiene abundantes muñecos de tosca, fácilmente reconocible en los préstamos de las rutas 36, 9 y 8, en la Pampa Ondulada.

Esta entidad corresponde a la Subzona a, identificada en cuanto a los minerales livianos más representativos, por la escasez o ausencia de vitroclastos.

Con relación al contenido de vertebrados fósiles, su fauna es de edad mamífero lujanense (Pleistoceno tardío).

Las dataciones radiocarbónicas registradas en las toscas suministraron edades menores a los 16.000 años A.P., si bien la contaminación pudo haber "rejuvenecido"

al material en forma destacada.

En la figura 3 se indican las características generales de las unidades consideradas.

Finalmente, al considerar la posibilidad de una diversificación nominal de la nomenclatura empleada, se considera apropiado utilizar las denominaciones tradicionalmente conocidas; además, ello facilita los ensayos de correlación y cumple con un reconocimiento a los primeros investigadores. Por otra parte, es de advertir que en el nuevo Código Estratigráfico de América del Norte, actualmente analizado por el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica, se incluyan unidades Pedoestratigráficas y Aloestratigráficas, que deberán ser examinadas previamente a su utilización en la "Llanura Pampeana"; dadas las particularidades que presenta el Cuaternario en esta región.

Conclusiones

1. Se denomina Formación Ensenada y Formación Buenos Aires, de edad mamífero ensenadense (Pleistoceno medio) y edad mamífero lujanense (Pleistoceno tardío), respectivamente, a las unidades identificadas en los perfiles del Teatro Argentino y de las calles 11 y 45. En el primero, el límite entre ambas entidades se encuentra entre los 8 y 10 m de profundidad, aproximadamente coincidente con el establecido por las dataciones radiocarbónicas, ubicado entre 8 y 8,5 m, separando dos tramos de sedimentos: el inferior con edades mayores de 30.000 años A.P. y el superior con edades menores de 16.000 años A.P. La totalidad de los sedimentos expuestos en el segundo perfil corresponden a la Formación Buenos Aires.
2. En los sedimentos expuestos en estos perfiles participa una importante cantidad de material arcilloso, resistente a la acción dispersante, que aparece adherido en forma de película alrededor de muchos clastos, alojado en las cavidades de los vitroclastos y como agregados arcillosos. Esta particularidad introduce un factor de error considerable en la determinación granométrica de dichos sedimentos. En consecuencia, resulta imposible obtener una representación gráfica correcta y por lo tanto, todo intento de precisar la granometría y de definir sus parámetros estadísticos conducirá ineludiblemente a interpretaciones equívocas.
3. La mineralogía de los sedimentos muestra variaciones cuantitativas verticales de utilidad en la identificación de distintas secciones del perfil geológico, corre-

lacionables con aquéllas de la ciudad de Buenos Aires y alrededores. En la Formación Ensenada el material vitroclástico es escaso en la sección inferior (Subzona c) y particularmente abundante en la superior (Subzona b), mientras que en la Formación Buenos Aires es escaso e incluso llega a faltar (Subzona a). Las subzonas referidas integran la Zona I, caracterizada por el predominio de illita y plagioclasa, en las fracciones arcilla y arena, respectivamente.

4. En distintos niveles de los perfiles se observan remanentes de horizontes K, correspondientes a paleosuelos decapitados y sepultados, indicando la existencia de discordancias de erosión. Principalmente los niveles más arcillosos muestran cutanes, pedotúbulos y pequeñas cavidades, que en conjunto pueden estar aislados o coincidir con los horizontes mencionados. Estos últimos resultan más frecuentes y destacados en la Formación Ensenada, mientras que en la Formación Buenos Aires, son esporádicos y de desarrollo incipiente, estando ubicados en su tercio inferior. Comparando ambas unidades, la Formación Ensenada incluye mayor cantidad de tramos sedimentarios modificados por pedogénesis. Por otra parte, en la entidad mencionada es destacable la presencia de sedimentos edafizados superpuestos y sin límites preci-

dos, como también la existencia de diversos caracteres asociados en niveles sedimentarios (cutanes, estructuras poliédricas, carbonato de calcio pulverulento, etc.), que pueden corresponder a más de un ciclo de desarrollo pedogénico.

5. Si bien estas unidades en la región pampeana pueden distinguirse en exposiciones apropiadas de algunas localidades, no resulta posible predecir, para otros lugares, la existencia de caracteres distintivos como para diferenciar a la Formación Ensenada del resto de las entidades más antiguas incluidas en los "Sedimentos Pampeanos". Esta situación plantearía la posibilidad de redefinir a esta unidad con una nueva denominación.

Agradecimientos

Los autores expresan su reconocimiento a los doctores E. Tonni (Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata - CIC) y A. J. Figini (LATYR - Facultad de Ciencias Naturales y Museo - CONICET) por las determinaciones paleontológicas y radiocarbónicas, respectivamente, quienes además aportaron sugerencias en algunos aspectos del trabajo, como así también al doctor F. Roellig (Dirección Nacional de Minería y Geología) por los análisis roentgenográficos de las arcillas.

Lista de trabajos citados en el texto

- AMEGHINO, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos de la República Argentina. Acad. Nac. Cs., Córdoba, Actas, VI, Córdoba.
- BOBBIO, M. L., 1983. Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos Ensenadenses aflorantes en la excavación realizada para la construcción del nuevo Teatro Argentino, ciudad de La Plata. Fac. Cs. Exact. y Nat., trabajo final de licenciatura, Buenos Aires.
- DEVINCENZI, S. M., 1983. Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos del Ensenadense-Bonaerense aflorantes en las excavaciones realizadas para la construcción del nuevo Teatro Argentino, ciudad de La Plata. Fac. Cs. Exact. y Nat., Univ. Nac. Buenos Aires, trabajo final de licenciatura, Buenos Aires.
- DOERING, A., 1882. Geología. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia). Ent. III: 299-530, Buenos Aires.
- _____, 1907. La formación pampeana de Córdoba. In R. Lehmann Nitsche (ed): *Nouvelles recherches sur la formation pampeenne et l'homme fossile de la République Argentina*. Rev. Mus. La Plata, 14: 172-190, La Plata.
- FIDALGO, F., 1979. Upper Pleistocene-Recent marine deposits in northwestern Buenos Aires province (Argentina). Int. Symp. Coastal Evol. in the Quaternary: 384-404, Sao Paulo.
- _____, 1983. Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca del Río Salado y en la Pampa Ondulada. Coloquio Intern. Hidrol. Grandes Llanuras, Com. Nac. Prog. Hidrol., II: 1043-1067, Olavarría.
- _____, F. O. DE FRANCESCO y R. PASCUAL, 1975. Geología superficial de la llanura Bonaerense (Argentina). VIº Congr. Geol. Arg., Relatorio, 103-138, Buenos Aires.
- _____, U. COLADO y F. O. DE FRANCESCO, 1973. Sobre intrusiones marinas en los Partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena, provincia de Buenos Aires. Vº Congr. Geol. Arg., III: 227-240, Buenos Aires.
- _____, y O. R. MARTINEZ, 1983. Algunas características geomorfológicas dentro del partido de La Plata, provincia de Buenos Aires. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (2): 263-279, Buenos Aires.
- FIGINI, A. J., R. A. HUARTE, J. E. CARBONARI, G. V. GOMEZ, A. C. ZUBIAGA, E. P. TONNI y F. FIDALGO, 1984. Primeros análisis radiocarbónicos en carbonatos de calcio pedogénicos en la provincia de Buenos Aires, Argentina. Simposio Internacional sobre cambios del nivel del mar y evolución costera en el Cuaternario tardío, Resúmenes: 36-42, Mar del Plata.
- FRENGUELLI, J., 1957. Neozoico. In Geografía de la República Argentina. GAEA II (3): 1-218, Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1955. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (1): 57-150, Buenos Aires.
- HAWLEY, J. W. y L. H. GILE, 1966. Landscape evolution

and soil genesis in the Rio Grande región, southern New Mexico. XI^o Am Field. Conf. Guide Book, Rocky Mt. Sect Friends of the Pleistocene: 1-71.

PASCUAL, R., E. J. ORTEGA HINOJOSA, D. GONDAR y E. P. TONNI, 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina con especial atención a aquéllas del territorio bonaerense. An. Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires, G: 165-193, La Plata.

TERUGGI, M. E., M. C. ETCHICHURY y J. R. REMIRO,

1957. Estudio sedimentológico de las barrancas de la zona de Mar del Plata-Miramar. Museo Arg. Cienc. Nat. "Bernardino Rivadavia", Rev. IV, 2, Geol: 167-250, Buenos Aires.

TONNI, E. P. y F. FIDALGO, 1982. Geología y Paleontología de los sedimentos del Pleistoceno en el área de Punta Hermengo (Miramar, provincia de Buenos Aires, República Argentina). Aspectos paleoclimáticos. Ameghiniana, XIX (1-2): 79-108, Buenos Aires.

Recibido: 11 de junio, 1985

Aceptado: 1 de setiembre, 1986

JUAN CARLOS RIGGI

CONICET

Av. Santa Fe 1548, p. 12, (1060) Buenos Aires

FRANCISCO FIDALGO

OMAR R. MARTINEZ

Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, CIC
Paseo del Bosque s/n, (1900) La Plata

NESTOR E. PORRO

Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata y Dirección Nacional de Minería y Geología.

SEDIMENTOLOGIA DE LA FORMACION TARIJA, CARBONIFERO DE LA SIERRA DE AGUARAGUE, PROVINCIA DE SALTA

OSCAR RAUL LOPEZ GAMUNDI

Resumen

Las rocas de la Formación Tarija (Carbonífero medio) afloran sobre el flanco oriental de la sierra de Aguaraque, en el noreste de la provincia de Salta. Esta unidad ha sido subdividida en tres litofacies: Litofacies 1: Diamictitas grises (fangolitas guijarrosas y guijosas) con dos variedades: a) macizas o groseramente estratificadas y b) con buen desarrollo de estratificación; y paraconglomerados intraformacionales. Litofacies 2: Areniscas medianas gris claras a blancas en cuerpos de geometría lenticular. Litofacies 3: Pelitas gris oscuras a negras laminadas.

Las diamictitas han tenido origen en flujos de gravedad en masa producidos sobre pendientes naturales leves. En función de las características de estratificación y tamaño de clasto máximo, se han distinguido dos tipos principales de flujos de gravedad como agentes de sedimentación y transporte para las diamictitas: a) flujos de detritos con una conducta reológica plástica y b) flujos de conducta fluido-viscosa (líquida), considerados como flujos de detritos diluidos.

Las areniscas de la litofacies 2 presentan canales, estructuras tractivas (ondulitas, estratificación entrecruzada y plana) y superficies basales erosivas que sugieren flujos turbulentos, vigorosos y poco concentrados. Las pelitas de la litofacies 3 representan transporte por suspensión y sedimentación por decantación en aguas tranquilas.

A lo largo de toda la secuencia se observan comúnmente casos de deformación sinsedimentaria. Las estructuras de deformación se agruparon en dos clases: 1) Aquellas originadas por movimiento vertical en donde ha intervenido sólo la sobrecarga diferencial (por ejemplo: hundimiento de bancos de arena en material más fino); calcos de carga y algunos casos de pseudonódulos; 2) Aquellas donde el movimiento lateral tuvo activa participación como en pliegues volcados por deslizamiento (*slump overfolds*) y otras estructuras asociadas a estas formas.

Estas estructuras de deformación se conectan con altas tasas de sedimentación, interestratificación de arenas y fangos y pendientes naturales. Estas últimas características se hallan frecuentemente asociadas con secuencias regresivas (progradantes) y en este caso particular, indirectamente conectadas con la glaciación del Gondwana, debido a la gran similitud de las fangolitas guijarrosas y guijosas (diamictitas) y areniscas con deformación sinsedimentaria de la Formación Tarija con la litofacies de tills de flujo y areniscas deformadas del Subgrupo Itararé (Paleozoico superior, cuenca de Paraná, Brasil). Sobre la base de estudios petrológicos en las areniscas y diamictitas de la unidad, se ha asignado para las áreas de aporte las características de bloques continentales anorogénicos; el arco de Michicola, compuesto por rocas de plataforma que descansan sobre un basamento ígneo-metamórfico podría haber sido el área de procedencia para las rocas de la Formación Tarija en la zona austral de la cuenca.

Abstract

The Tarija Formation (Middle Carboniferous) rocks outcrop on the eastern flank of the Sierra de Aguaraque, in the northeastern zone of Salta province. This unit has been subdivided in three lithofacies: Lithofacies 1: Gray diamictites (pebbly mudstones) in two types: a) massive or poorly bedded and b) with good development of bedding. Intraformational conglomerates, also present, have a minor participation. Lithofacies 2: Light gray, medium sandstones with lenticular geometry. Lithofacies 3: Dark gray to black laminated mudstones.

The diamictites were originated in gravity flows produced on gentle natural slopes. According to the bedding characteristics and maximum particles sizes two classes of gravity flows could be distinguished: a) debris flows with a plastic rheological behavior and b) dilute debris flows with a fluid-viscous (liquid)

rheological behavior.

Sandstones of the lithofacies 2 show channels, tractive structures (ripples, cross bedding and plane stratification) and basal erosive scours suggest turbulent, strong and low-concentrated flows as transport and sedimentation agents.

Mudstones of lithofacies 2 were laid down by settling in quiet waters. Soft-sediment deformation is common along the whole sequence. The deformational structures can be grouped in two classes: 1) Those caused by vertical movement, where only differential loading (e.g.: foundering) is involved: load casts and some cases of pseudonodules, and 2) those where lateral movement has an active participation, like in some slump overfolds, convolutional balls and associated structures. These deformational structures were connected with high rates of sediment supply, interstratification of sands and muds and initial slopes. These features are frequently related with regressive (prograding) sequences and, in this case, indirectly connected with Gondwana glaciation, due to the great similitude of the pebbly mudstones and contorted sandstones of Tarija Formation with the flow tills and deformed sandstones lithofacies of Itararé Subgroup (Late Paleozoic, Paraná basin, Brazil).

From the petrological studies on sandstones and diamictites, an anorogenic continental block provenance is assigned; the Michicola Arch, composed of platform rocks lying on a cratonic basement, is considered as the source area for the southern part of the basin.

Introducción

Este trabajo describe la sedimentología de la Formación Tarija (White, 1923 en Padula y Reyes, 1958) en el sector nordeste de la provincia de Salta (figura 1).

Varios han sido los autores que han estudiado esta unidad, conectados en su gran mayoría con la actividad petrolera (White, 1923; Padula y Reyes, 1958; Mingramm et al., 1979).

Dentro del marco de análisis de las diamictitas del Paleozoico superior los depósitos de la Formación Tarija han sido descritos por Frakes y Crowell (1969) y Frakes et al. (1969). Posteriormente, Helwig (1972) y Reyes (1972) han considerado dentro del Gondwana de Bolivia aspectos litológicos, paleoambientales y paleoclimáticos referentes a las sedimentitas de la Formación Tarija.

Recientemente, Fernández Garrasino (1978, 1979, 1980) describió las diamictitas de la Formación Tarija como así también un cuerpo arenoso ubicado en la parte basal de la unidad ("Areniscas del Palmar").

Por otro lado, Cortelezzi y Solís (1982) han aportado interesantes observaciones sobre afloramientos de la Formación Tarija en las cercanías de Orán, al sudoeste del área investigada en este trabajo. López Gamundi (1982) ha caracterizado composicionalmente las sedimentitas de la unidad.

Desde el punto de vista paleontológico y bioestratigráfico, Azcuy y Laffitte (1981) han llamado la atención sobre el fenómeno de redepositación de material palinológico en la secuencia neopaleozoica de la zona, concluyendo que su explicación podría estar en la determinación de un modelo de sedimentación adecuado.

Para este estudio se han analizado cuatro perfiles cercanos a la ciudad de Tartagal, sobre el faldeo oriental de la sierra de Aguarañe. Los perfiles estudiados corresponden a las quebradas de Zanja Honda, Tuyuntí, Iquira y Capiazuti (figura 1).

Se realizaron análisis granulométricos con el objeto de caracterizar las diferentes rocas de las litofacies definidas y de establecer parámetros texturales que ayudaran en la definición de las condiciones hidrodinámicas y de depositación.

Desde el punto de vista petrológico han sido estudiadas las rocas de esta unidad con el fin de delimitar aproximadamente las probables áreas de aporte.

La conjunción de todos estos estudios han posibilitado confeccionar un esquema paleoambiental.

Este estudio es una contribución al Proyecto N° 211 "Paleozoico superior de Sudamérica" (IUGS-UNESCO).

Geología regional, edad y estructura

En el territorio argentino la unidad estudiada aflora en las Sierras Subandinas, extendiéndose en subsuelo hacia el este en el Chaco salteño desde la localidad de Vespucio hasta el límite fronterizo con Bolivia. En este último país se encuentra más difundida y llegaría hacia el norte hasta el Alto Beni (Schlagintweit, 1939 en Padula y Reyes, 1958). El espesor medio de la unidad alcanza los 660 m, tanto en territorio argentino (Mingramm et al., 1976) como en el sur de Bolivia (White, 1923 en Padula y Reyes, 1958).

La Formación Tarija se ubica dentro de la cuenca del Norte Argentino y Bolivia (Amos, 1972) y forma, junto con las Forma-

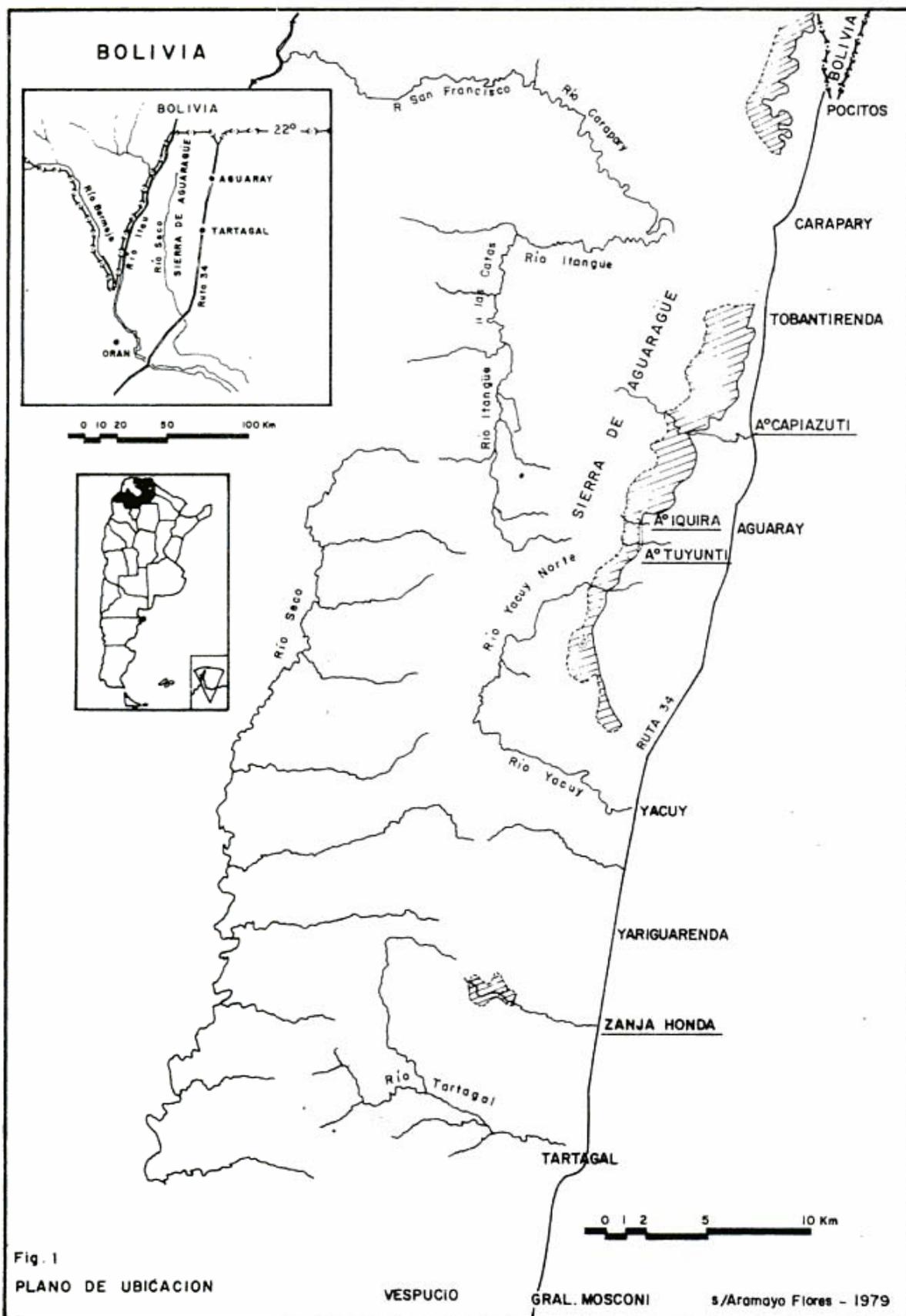


Figura 1: Mapa de ubicación de los perfiles estudiados (nombre de las quebradas correspondientes subrayado).

ciones Tupambi e Itacuamí, el Grupo Macharetí (Ahfeld y Branisa, 1960). Dentro del territorio boliviano aparecen otras unidades formacionales (Formaciones Chorro y Taiguatí) asignables a este Grupo y consideradas mayormente como variaciones faciales laterales de la Formación Tarija.

La Formación Tupambi infrayace a la Formación Tarija; a su vez la Formación Itacuamí (también conocida como "T-2") reemplaza lateralmente a la parte superior de la Formación Tupambi en algunos sectores de la cuenca (Reyes, 1972).

Sobre la Formación Tarija yace la Formación Las Peñas. Fernández Garrasino (1979) señala la posible presencia de niveles de paleometeorización en el techo de la Formación Tarija en su contacto con la Formación Las Peñas, los cuales indicarían una discontinuidad entre ambas unidades. Sobre la Formación Las Peñas descansa la Formación San Telmo; estas dos últimas unidades componen el Grupo Mandiyutí (Ahfeld y Branisa, 1960) y completan, junto con el Grupo Macharetí, la secuencia neopaleozoica de esta cuenca.

Diversos autores consideran que ambos Grupos, Macharetí (inferior) y Mandiyutí (superior), son de edad carbónica (Amos, 1972; Ayaviri, 1972; Reyes, 1972). Pothe de Baldi y Salas (en Fernández Garrasino, 1979), sobre la base de datos palinológicos, atribuyeron una edad entre devónica superior y carbónica alta para la Formación Tarija. Por otro lado Rocha-Campos et al. (1977) comunican el hallazgo de *Levipustula levis* en estratos de la Formación Taiguatí, la cual es equivalente a la parte superior de la Formación Tarija; este hallazgo asigna una edad carbónica media (westfaliana) para la unidad estudiada. Mingramm et al. (1979) consideran a las secuencias correspondientes a los Grupos Macharetí y Mandiyutí como de edad missisipiana superior a pennsylvaniana.

En la cuenca Chaco-Paranaense, Padula y Mingramm (1969a,b) han subdividido la secuencia neopaleozoica en tres Formaciones (Sachayoj, Charata y Chacabuco). Según estos mismos autores, estas tres unidades formacionales serían correlacionables con las Formaciones Tupambi, Tarija, Las Peñas y San Telmo. Asimismo, Russo et al. (1978) consideran a la Formación Ordoñez (estefaniana a pérmica inferior) como homóloga y sincrónica con las Formaciones San Telmo y Las Peñas y en gran parte con el Subgrupo Itararé de la cuenca de Paraná (Brasil).

Los afloramientos estudiados en este trabajo se ubican en una estructura anticlinal de eje aproximado norte-sur que constituye la sierra de Aguaragüe sobre el flanco oriental de la misma.

Análisis litofacial

En la figura 2 se ha graficado la columna estratigráfica de la Formación Tarija con la subdivisión en cinco tramos o secciones (I, II, III, IV y V) en función de la presencia de areniscas lentiformes intercaladas en la secuencia predominantemente diamictítica.

A su vez, en la misma figura se han marcado los intervalos estratigráficos que abarcan los perfiles estudiados (Aramayo Flores, *com. pers.*, 1983). En función de las litologías predominantes, estructuras sedimentarias primarias y geometría de los litosomas se han reconocido tres litofacies:

Litofacies 1: Abarca todas las variedades psefticas; las mismas son paraconglomerádicas y predominan los tipos diamictíticos. Comprende diamictitas (fangolitas guijarrosas o guijosas), divididas en dos subfacies: 1a; diamictitas (fangolitas guijarrosas) macizas a groseramente estratificadas de color gris medio a oscuro, y 1b, diamictitas (fangolitas guijosas) estratificadas en bancos delgados en general macizas o con gradación normal de colores similares a las pertenecientes a la subfacies 1a. En esta litofacies se incluyen dos tipos de conglomerados intraformacionales; los más abundantes son paraconglomerados con clastos mayores de areniscas dentro de una materia limo-arcillosa, los clastos presentan bordes difusos e irregulares (figura 3); el otro tipo lo constituyen paraconglomerados con clastos pelíticos, asociados con las variedades más arenosas de las diamictitas (figura 4).

Litofacies 2: Areniscas gris claras, medianas a finas, seleccionadas, con estratificación entrecruzada en artesa de escala mediana, ondulítica, escasos niveles de ondulitas y estratificación plana. Los cuerpos son lenticulares (cóncavo-planos y cóncavo-convexos) de escala mediana.

Litofacies 3: Compuesta por pelitas, mayormente arcilitas, gris oscuras a negras y laminadas.

Las primeras litofacies son las más extendidas a lo largo de la columna; las pelitas de la litofacies 3 aparecen preferentemente en la parte inferior de la unidad.

La secuencia de la quebrada del arroyo Iquira corresponde mayormente al tramo I (figura 2) y se destaca por la presencia mayoritaria de rocas diamictíticas gris oscuras (litofacies 1) tanto en variedades macizas con muy baja selección y clastos de hasta 25 cm (subfacies 1a) como en variedades areno-fangolíticas estratificadas en bancos de 20 cm de espesor medio y clastos de hasta 6 cm (subfacies 1b). Dentro de esta subfacies se han reconocido bancos de 8 cm de espesor con clastos dispersos

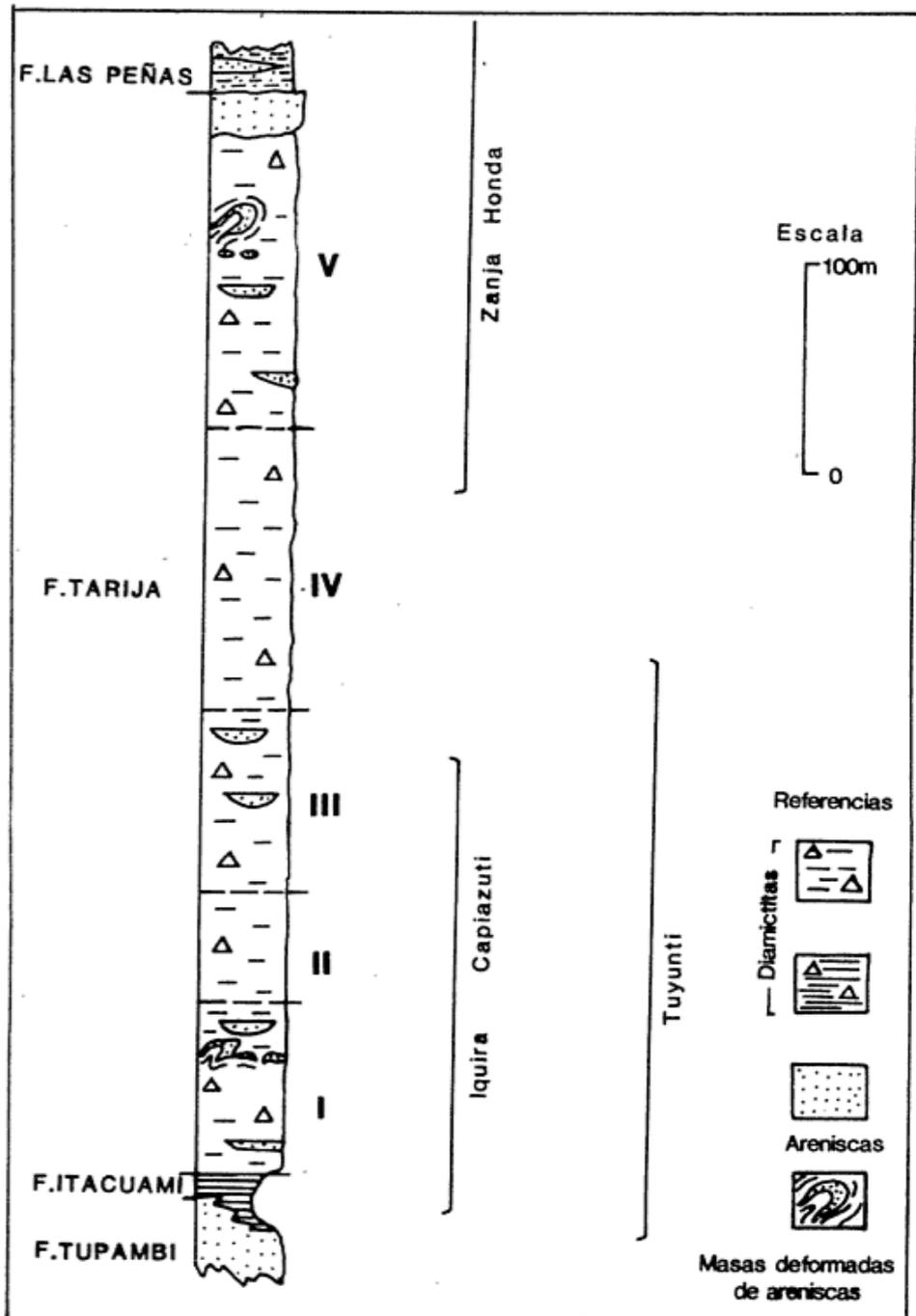


Figura 2: Perfil esquemático de la F. Tarija con las secciones o intervalos litoestratigráficos analizados.

de hasta 6 cm. Intercaladas con estos depósitos diamictíticos aparecen pelitas grises oscuras de la litofacies 3, agrupadas en bancos de 5 a 10 cm de espesor, internamente laminadas. Hacia la base, las diamictitas de la Formación Tarija se ponen en contacto paraconcordante sobre pelitas grises oscuras de la Formación Itacuamí. Estas diamictitas basales se presentan más arenosas, tornándose pelíticas hacia los tramos superiores. Las diamictitas se interdigitan con areniscas medianas con estratificación

entrecruzada de pequeña escala por migración de óndulas (litofacies 2).

El perfil del arroyo Tuyunti cubre las secciones I, II y III de la unidad estudiada (figura 2). Las diamictitas correspondientes a la subfacies la se presentan con características generales similares a las descriptas para el arroyo Iquira, aunque la estratificación es más gruesa y los niveles conglomerádicos lentiformes se hacen más frecuentes hacia los tramos superiores del perfil (sec-



Figura 3: Paraconglomerados intraformacionales con clastos de areniscas con bordes irregulares (litofacies 1).



Figura 4: Paraconglomerados intraformacionales con clastos de pelitas (litofacies 1).

ción III). La subfacies 1b está representada por fangolitas guijosas en bancos de 0,2 a 1 m de espesor, macizos y con contactos netos planos.

La secuencia del arroyo Capiazuti abarca los tramos II y III de la Formación Tarija y en ella predominan las diamictitas macizas con clastos dispersos de hasta 0,5 m (subfacies 1a). La densidad de clastos ma-

yores de 4 mm es de 2 a 3 por m². Los clastos mayores son predominantemente guijarros (16-64 mm) y en menor medida las fracciones guijón (64-255 mm) y guija (4-16 mm), representando el 70, 18 y 12 % respectivamente. Entre los clastos de las diamictitas se ha observado escasa cantidad de variedades estriadas con disposición de las estrías subparalela a paralela, según la clasificación de Wentworth (1936).

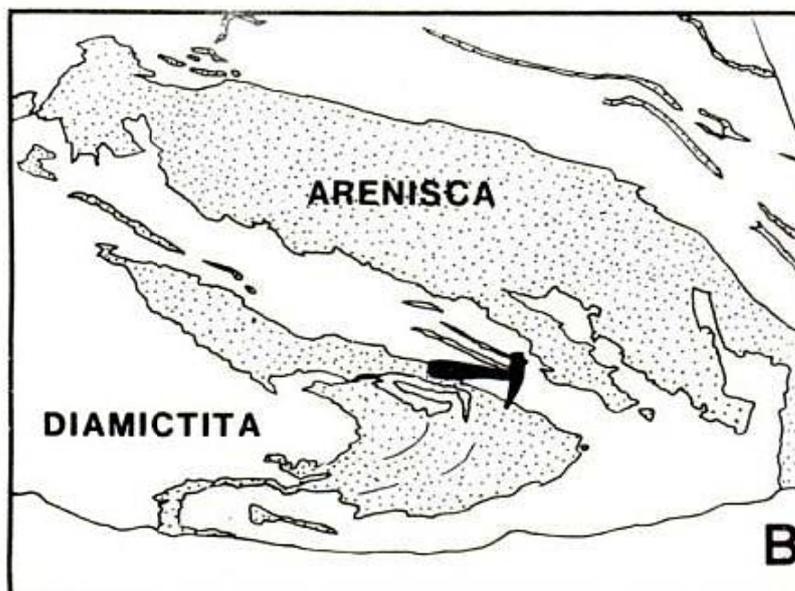


Figura 5: Deformación sinsedimentaria. Pliegues asimétricos volcados por deslizamiento de areniscas (litofacies 2) dentro de diamictitas (litofacies 1). Quebrada Zanja Honda.

El perfil de la quebrada de Zanja Honda comprende las secciones IV y V; en él se han reconocido las litofacies 1 y 2. La litofacies 1 está representada por diamictitas macizas, gris oscuras, con selección baja y con 8 a 10 clastos por m². Los clastos más comunes están entre los 1 y 2 cm y el tamaño máximo en 26 cm. En escasos sectores las diamictitas se encuentran estratificadas (subfacies 1b) en bancos de 30 a 40 cm de espesor, internamente macizos.

Entre las diamictitas se intercalan conglomerados intraformacionales con clastos de pelitas (figura 4), y en menor medida

con clastos de fangolitas guijarrosas de la litofacies 1. Las areniscas de la litofacies 2 son medianas, localmente gruesas, de color gris claro y forman paleocanales cóncavo-planos. Las lentes son de dimensiones reducidas (3-20 m de ancho, 1-4 m de espesor) y con contactos erosivos con las diamictitas. Frakes y Crowell (1969) señalaron la presencia de canales de 3 a 30 m de ancho y 1 a 5 m de espesor para esta sección de Zanja Honda. En algunos de estos cuerpos lentiformes se ha podido establecer la siguiente gradación de estructuras sedimentarias: un contacto basal erosivo, un sector inferior macizo, seguido por una zona de estratificación plana y hacia el tope

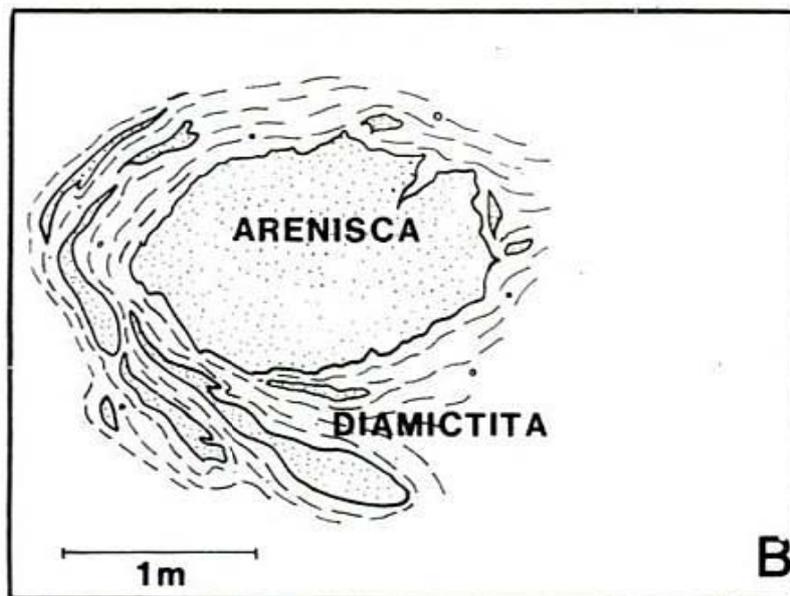


Figura 6: Deformación sinsedimentaria. A) Estructuras "pull-apart" y formación de pseudonódulos de areniscas (litofacies 2). Quebrada Zanja Honda. B) Zonas charnelares de pliegues con "boudinage" sedimentario en flancos, Quebrada Zanja Honda.

se observa un sector con estratificación entrecruzada de pequeña escala. Cortelezzi y Solís (1982) han descrito areniscas lenticulares, bien estratificadas y con moderada selección, intercaladas en las diamictitas de la unidad en la zona de Orán.

Deformación sinsedimentaria

Este fenómeno está restringido a ciertos tramos de la secuencia y está representado de mejor manera en el perfil de Zanja Honda. Allí, en muchos contactos basales de los cuerpos arenosos se ha verificado la presencia de pseudonódulos (Macar, 1949)

de areniscas dentro de las diamictitas, lo que demuestra deformación penecontemporánea con la sedimentación. Este fenómeno está acompañado por deformación por carga en el contacto inferior de las areniscas. Este tipo de deformación llega al límite de destruir la continuidad física de los cuerpos de manera que los pseudonódulos de areniscas aparecen aislados sin posibilidad de determinar el cuerpo arenoso parental, formando localmente paraconglomerados con clastos de areniscas con bordes difusos e irregulares (figura 3). Las dimensiones de estos clastos llega excepcionalmente a 2,5 m. En algunos casos se ha observado

deformación plástica dentro de los pseudo-nódulos (estratificación convoluta) y de sus contactos, los cuales se presentan difusos y curvados por desplazamiento lateral. Este tipo de estructuras presentan asimetría; algunas de estas masas de areniscas aparecen desprendidas de zonas charnelares de pliegues asimétricos volcados por deslizamiento (figura 5) o **slump overfolds**, como fueron denominados por Crowell (1957). Estas masas presentan una parte frontal redondeada y una parte posterior de contactos difusos a modo de estela o cola (**slump balls**, Ten Haaf, 1956). En los flancos de estos pliegues suelen observarse presencia de **pull-apart** (figura A) o fenómenos de **boudinage** sedimentario (figura B). Hills (1977) ha propuesto el término **separación** para las estructuras no tectónicas que se asemejan en su forma al **boudinage**; sin embargo el primer término no ha sido aceptado unánimemente. Por otra parte, el término **boudinage** sedimentario se halla frecuentemente en la literatura especializada y es por esa razón que es preferido en este trabajo.

Análisis granulométrico

Se han analizado nueve muestras, siete de ellas pertenecen a la litofacies 1 y los dos restantes a la litofacies 2 (cuadro I). Para estos análisis granulométricos se ha utilizado la técnica de cortes delgados, paralelos al plano de estratificación, con el fin de determinar los parámetros texturales (media y selección). Se usó para tal efecto oculares micrométricos (x25) y objetivos (x10), midiendo los diámetros mayores de los clastos (entre 250 y 350 mediciones por corte) desde 0,015 mm (6φ, limo mediano) a 2 mm (-1φ, límite arena-grava). La conversión de frecuencias numéricas a ponderales se realizó usando la técnica propuesta por Friedman (1958), separando por clases de 1/2φ. Para la estimación de los dos parámetros texturales principales se ha optado por la media y la desviación típica de Folk y Ward (1957). Estos dos parámetros poseen alta eficiencia estadística: 88 % para la media y 79 % para la desviación típica (Folk, 1966). Los valores de estos parámetros pueden consultarse en el cuadro I.

Tanto de los histogramas y curvas acumulativas (figuras 7, A y B) como de los valores de media y desviación típica (cuadro I) se desprende que el grado de selección de las rocas de la litofacies 2 es mucho mayor que el de la litofacies 1. Más aún, se puede considerar que, dada la ausencia de matriz en las rocas de la litofacies 2, las curvas acumulativas obtenidas (figura 7, B) corresponderían totalmente a análisis granulométricos por tamizado, ya que los

tamaños medidos en esas muestras abarcan la población total de las mismas; no es así para las diamictitas de la litofacies 1, debido a la limitación artificial en los tamaños medidos, ha dejado buena parte de la población de la muestra (fracciones menores a 6φ y mayores a -1φ) fuera de los cálculos, de manera que la selección calculada sería la mínima que en realidad posee la roca. Por lo anteriormente expuesto, es evidente que las diamictitas de la litofacies 1 están mucho más alejadas de las rocas de la litofacies 2 en lo que respecta a sus parámetros texturales; por ejemplo la media de las diamictitas estaría probablemente corrida hacia términos más gruesos debido a la presencia de clastos de hasta 0,5 m y su selección sería aún más baja.

La segregación de dos grupos con características texturales diferentes queda evidenciada en el gráfico de media vs. desviación típica (figura 7, C) donde el grupo de la litofacies 1 representa una media más fina (arena muy fina, 3-4 φ) y selección más baja que el grupo de la litofacies 2 con media en arena fina (2-3 φ) y selección moderadamente buena. La figura 8 muestra las diferentes características texturales para dos muestras representativas de cada una de las litofacies analizadas; la muestra Cap-1B (litofacies 1) posee un segmento de suspensión de mucho mayor desarrollo en comparación con el correspondiente al de saltación, mientras que la muestra ZH-22A (litofacies 2) presenta un 90 % del material en el tramo de saltación y el resto en el de suspensión. Ambos comportamientos demuestran claramente que la distribución granulométrica refleja las condiciones de transporte y depositación de los depósitos. Tomando en cuenta los cuatro tipos básicos definidos por Visher (1969) en su discriminación textural de las condiciones de transporte de los sedimentos, es inmediata la correspondencia entre el tipo, fluvial y la distribución de la muestra ZH-22A (litofacies 2) y entre el tipo no tractivo, suspensivo (*sensu lato*) y la distribución de la muestra Cap-18 (litofacies 1).

De todo lo anteriormente expresado se desprende que para la sedimentación de las diamictitas han actuado agentes de alta densidad y/o baja fluidez pero a su vez altamente competentes, dada la presencia de clastos de hasta 0,5 m. Las areniscas de la litofacies 2, por el contrario han sido depositadas por agentes más fluidos, turbulentos y tractivos, como lo sugiere no sólo su distribución granulométrica sino también sus estructuras sedimentarias primarias.

En algunas muestras se han realizado cortes delgados perpendiculares al plano

Muestra (litofacies)	ϕ_5	ϕ_{16}	ϕ_{50}	ϕ_{84}	ϕ_{95}	M_ϕ	T_ϕ
ZH P2 (2)	0,6	1,95	2,5	3,1	3,5	2,5	0,72
ZH 22A (2)	1,3	1,7	2,2	2,6	2,95	2,13	0,53
ZH 22B (1)	0,9	1,9	3,05	4,35	5,1	3,03	1,24
ZH 1 (1)	1,5	2,1	3,2	4,6	5,0	3,3	1,15
ZHA (1)	0,3	1,3	3,0	4,45	5,5	2,95	1,41
CAP 1A (1)	1,4	2,2	3,2	4,45	5,5	3,28	1,18
CAP 1B (1)	1,3	2,25	3,4	4,7	5,5	3,28	1,24
TUY 1 (1)	1,7	2,15	3,0	4,9	5,5	3,35	1,25
TUY 2 (1)	0,7	1,75	3,15	4,7	5,5	3,2	1,45

$$M_\phi = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

Media (Folk y Ward, 1957)

$$T_\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

Desviación standard
Inclusive Geometric Standard
Deviation (Folk y Ward, 1957)

Cuadro I: Parámetros Texturales

de estratificación. Es así como en una muestra correspondiente a la subfacies 1b (IQ-3A) se ha constatado gradación normal; en la misma se observa una roca con abundante matriz y la gradación aparece por disminución de los granos mayores dentro del material intersticial más fino (figura 9). Este tipo de gradación, de cola de gruesos (*coarse-tail grading*, Middleton, 1967) o tipo B (Pettijohn, 1957), se produce cuando una nube de sedimentos se deposita a partir de una suspensión no turbulenta (Middleton, 1967) con alta concentración de granos en suspensión (Allen, 1970).

Otras muestras además de presentar el mismo tipo de gradación, contienen nidos de material arenoso y escasos paraclastos pelíticos "asimilados" a la matriz con contactos difusos. En algunos casos se puede identificar pseudomatriz constituida por estos paraclastos sin contornos definidos.

Análisis petrológico

Las características composicionales de las rocas de la Formación Tarija y sus posibles áreas de aporte ya han sido estudiadas por el autor anteriormente (López Gamundi, 1982). En este trabajo se resaltan solamente algunas de las características composicionales principales. Tanto las areniscas de la litofacies 2 como las diversas variedades diamictíticas de la litofacies 1 poseen una mineralogía similar en la fracción estudiada (limo mediano a arena): predomina el cuarzo monocristalino (70-92 %) ocasionalmente con inclusiones de mos-

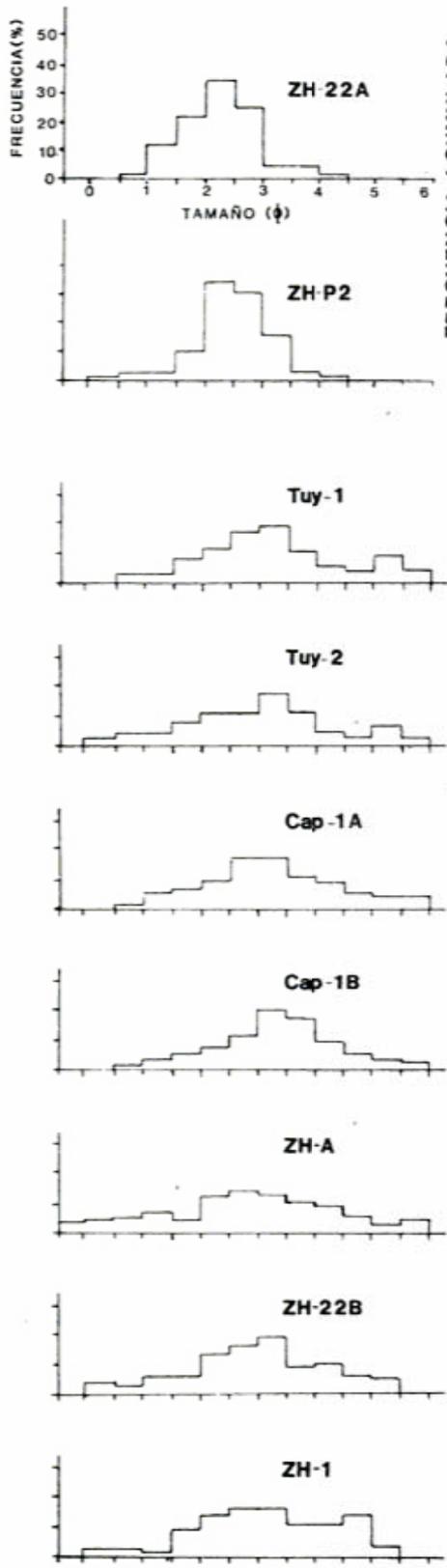
covita, las variedades con extinción normal predominan sobre las que poseen extinción ondulatoria; el cuarzo policristalino (4-14 %) está representado por variedades con extinción fragmentosa con indicios de deformación y por granos de chert. El feldespato (5-14 %) es predominantemente microclino y plagioclasa ácida (oligoclasa) subordinada. En las siete muestras con más de 10 % de feldespato la relación feldespato alcalino/plagioclasa varía entre 1 y 3,3 con un promedio de 2,4. Los fragmentos líticos (0-4,5 %) corresponden a granitos y cuarcitas. A su vez Cortelezzi y Solís (1982) indican una mineralogía de las areniscas representada por cuarzo (79 %) con inclusiones cristalinas y extinción ondulatoria a cataclástica; feldespato (10 %) con abundante ortoclasa y microclino; zircón y magnetita (0,5 %) y fragmentos líticos de vulcanitas porfíricas (0,5 %).

El contenido de matriz de las diamictitas varía entre 20 y 45 % mientras que las areniscas carecen de la misma. La matriz está compuesta por caolinita e illita principalmente, con proporciones menores de montmorillonita (López Gamundi, 1982).

La fracción psefítica de las diamictitas está constituida por granitos, vulcanitas porfíricas, cuarcitas y chert (Mingram et al., 1979; Cortelezzi y Solís, 1982; López Gamundi, 1982).

La relación entre la composición de las rocas y sus áreas de proveniencia ha sido ampliamente discutida por diversos autores (Folk, 1954, 1968; Blatt y Christie, 1963;

A HISTOGRAMAS



B CURVAS ACUMULATIVAS

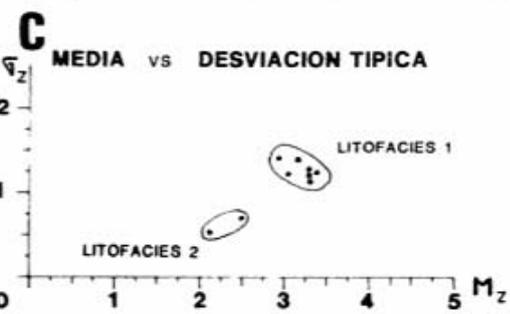
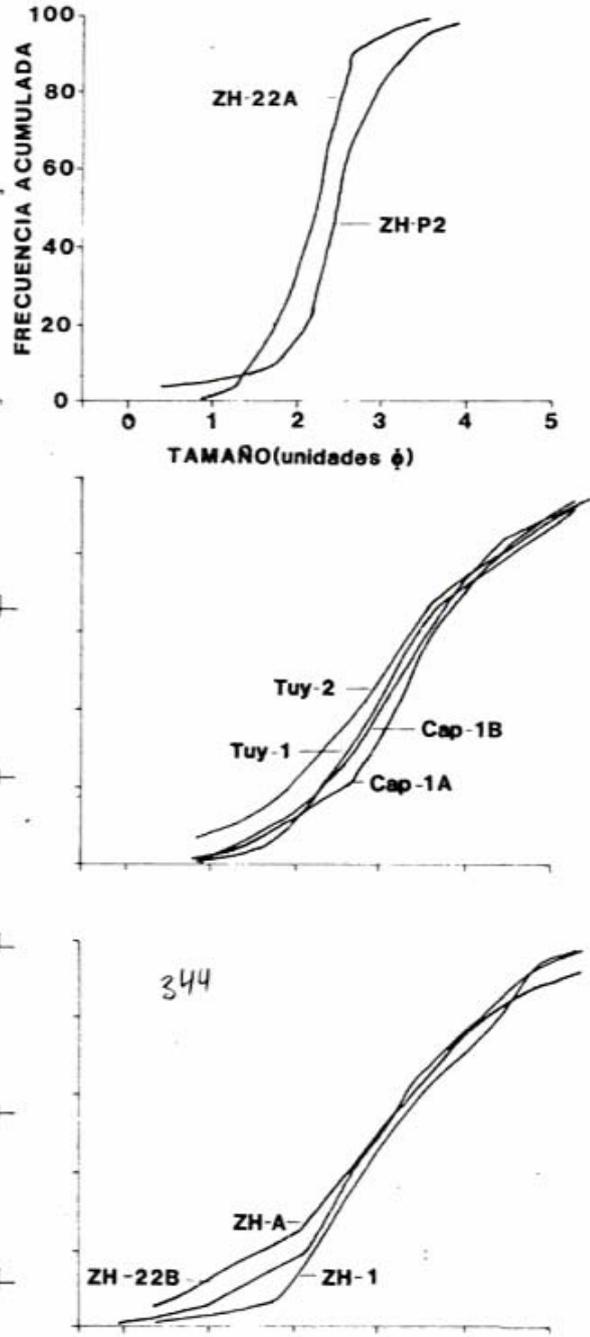


Figura 7: Características granulométricas de muestras de diamictitas (litofacies 1) y areniscas (litofacies 2) obtenidas a partir de técnicas propuestas por Friedman (1958). A: histogramas, B: curvas acumulativas, C: gráfico media vs desviación típica.

Blatt; 1963; Blatt et al., 1972; Dott, 1978) e inclusive ha sido considerada dentro del marco geotectónico (Dickinson y Rich, 1972; Crook, 1974; Graham et al., 1976; Dickinson y Suczek, 1979).

Dickinson y Suczek (1979) han propuesto tres áreas principales de proveniencia: a) bloques continentales, b) orógenos reciclados y c) arcos magmáticos (figura 10). Con esta metodología López Gamundi (1982) analizó las muestras de la Formación Tarija; la figura 10 reproduce los resultados obtenidos y de ellos se concluye que las rocas de la unidad tienen su origen en áreas de bloques continentales, en particular más probablemente derivadas de cratones interiores que de basamento elevado. Esta última diferenciación se basa en la subdivisión del campo de bloques continentales en dos sectores: el ubicado más próximo al vértice de cuarzo en el diagrama QFL corresponde a cratones interiores, mientras que el más cercano al vértice de feldespato es asignado por Dickinson y Suczek (1979) a rocas derivadas de basamento elevado.

Los análisis composicionales permiten además inferir una misma y única petrofacies para las rocas de ambas litofacies estudiadas, considerando como petrofacies al conjunto de rocas de similar petrología (Dickinson y Rich, 1972). Dado que las muestras analizadas cubren la totalidad de la secuencia de la Formación Tarija, se considera que el intervalo petrológico (entidad estratigráfica que abarca una misma petrofacies) mínimo abarcaría a esta unidad.

Modelo de sedimentación

a) Flujos gravitatorios subácueos y deformación sinsedimentaria.

El origen de los procesos de flujos gravitatorios en masa tiene su explicación en términos de mecánica de ruptura y de deslizamientos subácueos en pendientes naturales. El equilibrio de un complejo sedimentario con respecto a un deslizamiento por pendientes está expresado por una relación donde intervienen la resistencia a la ruptura por corte o deslizamiento (τ), el esfuerzo normal (S), la cohesión interna (τ_0) y la fricción intergranular, expresada como el ángulo de fricción interna (ϕ), de acuerdo con el criterio de ruptura de Coulomb de la siguiente manera:

$$\tau = \tau_0 + S \operatorname{tg} \phi \quad (1)$$

La ruptura o deslizamiento se produce cuando:

$$\tau > \tau_0 + S \operatorname{tg} \phi \quad (2)$$

En cualquier sistema de comportamiento sólido con presión de poro el esfuerzo normal total (S) será la suma del esfuerzo efectivo (σ) y la presión de poro (p) de tal manera que:

$$S = \sigma + p \quad (3)$$

Esta presión de poro (p) es de carácter hidrostático o sea que posee igual valor en las tres direcciones ortogonales de esfuerzo (Gretener, 1978).

La conclusión principal que puede inferirse de la ecuación (3) es que en los sistemas con presión de poro, el esfuerzo normal total (S) no es igual al esfuerzo efectivo (σ) que puede expresarse de la siguiente manera:

$$\sigma = S - p \quad (4)$$

Esta es la razón por la cual el esfuerzo efectivo (σ) reemplaza al esfuerzo total (S) en la figura 11 en la cual se muestra la disminución de los valores de esfuerzos efectivos principales debido al aumento en la presión de poro. Este aumento de la presión de poro ($\Delta p > 0$) disminuye el valor de esfuerzo efectivo y provoca un desplazamiento del círculo de Mohr hacia la izquierda, o sea, hacia la zona de inestabilidad (Hubert y Rubey, 1960; Gretener, 1978).

Por otro lado, la resistencia a la ruptura por corte es directamente proporcional a la cohesión interna (τ_0) y a la fricción intergranular (ϕ) del material, como así también un aumento en el valor del esfuerzo de corte puede producirse por crecimiento de la pendiente original o por aumento en el espesor (d) de la pila sedimentaria.

Todos estos factores influyen en el mecanismo que "dispara" un flujo de gravedad. Sin embargo, la cohesión interna (τ_0) y la fricción intergranular (ϕ) en general varían positivamente durante la consolidación de manera que los factores relacionados con variaciones del esfuerzo normal, como presiones de poro, toman particular importancia como causas para generar deslizamientos (ver figura 11).

Por otro lado, existe una relación entre el espesor crítico ($d_{\text{crít.}}$), el ángulo de reposo (α), el contraste de densidades entre el agua y sedimento ($\Delta \delta$) y el valor de resistencia al deslizamiento (τ):

$$\tau = d_{\text{crít.}} g \Delta \delta \operatorname{sen} \alpha \quad (5)$$

siendo g la constante de gravedad.

Si se equiparan (1) y (5):

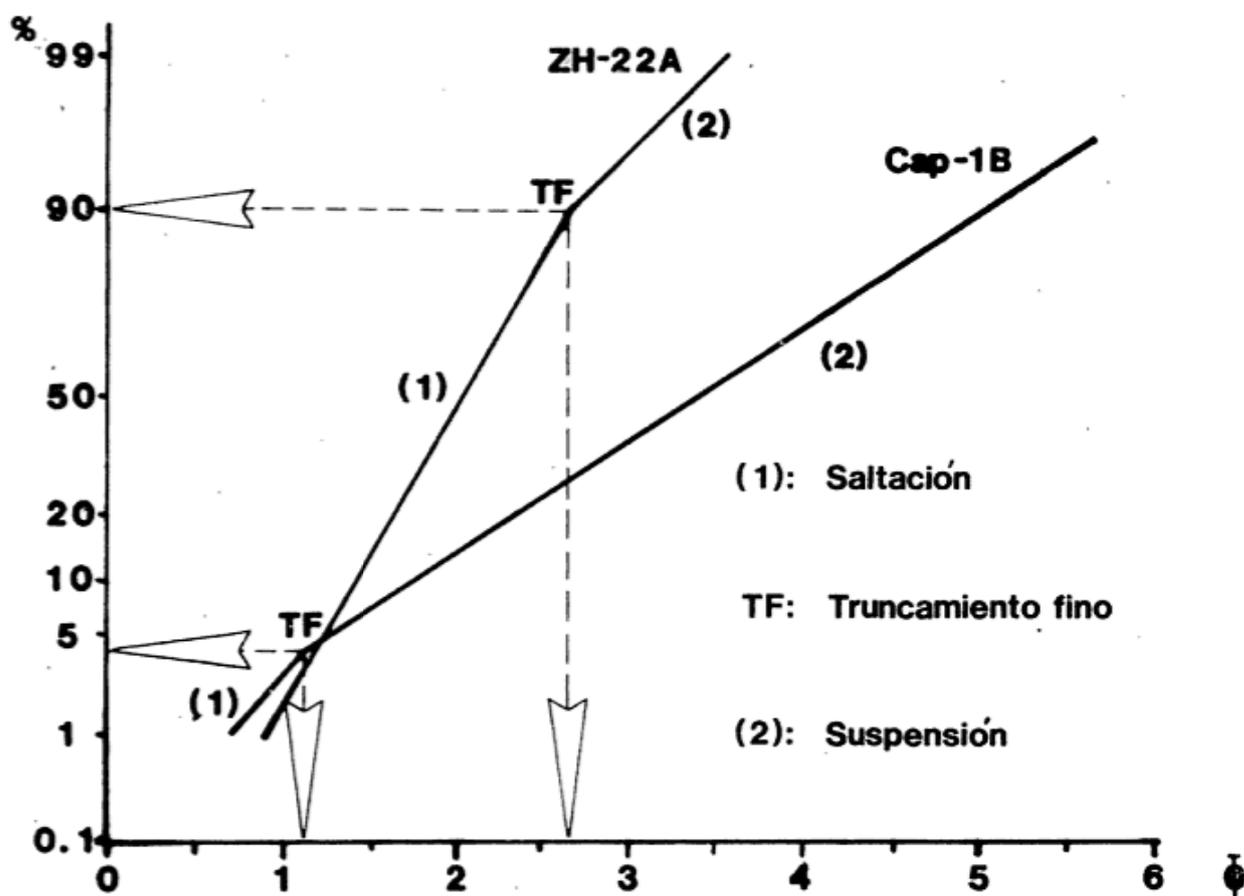


Figura 8: Diagrama de Visher (1969) de correlación entre características texturales y condiciones de transporte; ZH-22A: arenisca (litofacies 2), Cap-1B: diamictita (litofacies 1). Obsérvese el escaso desarrollo del segmento de suspensión para las areniscas de la litofacies 2 en contraposición al de la diamictita de la litofacies 1, como así también los diferentes valores para los truncamientos finos de suspensión-saltación.

$$\tau + S \operatorname{tg} \phi = d g \Delta \delta \operatorname{sen} \alpha$$

por lo tanto en ángulo crítico queda definido:

$$\operatorname{sen} \alpha_{\text{crít.}} = \frac{\tau_0 + (\sigma - p) \operatorname{tg} \phi}{d g \Delta \delta} \quad (6)$$

Si se asumen condiciones constantes de cohesión (τ_0) y de contraste de densidades ($\Delta \delta$) y que además la presión de poro (p) iguala al esfuerzo normal efectivo (σ), las condiciones de deslizamiento son

$$d_{\text{crít.}} \equiv \frac{1}{\operatorname{sen} \alpha} \quad (7)$$

$$\operatorname{sen} \alpha_{\text{crít.}} \equiv \frac{1}{d} \quad (8)$$

por lo tanto, en condiciones de invariabilidad de los demás factores, un aumento del espesor de la pila sedimentaria (d) disminuiría el valor de pendiente crítica ($\alpha_{\text{crít.}}$) para deslizamientos. Geológicamente, esta condición puede cumplirse con altas tasas de sedimentación. El espesor crítico ($d_{\text{crít.}}$) puede ser alcanzado si el incremento del esfuerzo o resistencia al esfuerzo de cizalla (τ) debido a altas tasas de sedimentación no puede ser compensado instantáneamente por un correspondiente aumento de la cohesión (τ_0) o de la fricción interna (ϕ) (Schwarz, 1982). De esta manera, queda claro que condiciones de presión de poros alta y pendientes naturales, posiblemente generadas por altas tasas de sedimentación que contribuyen a obtener los espesores críticos para deslizamientos, son factores importantes para generar flujos gravitatorios subácueos. En particular, los procesos de presiones de poro altas afectan mayormente a sedimentos cuyo espectro granulométrico varía entre limo y arena fina.

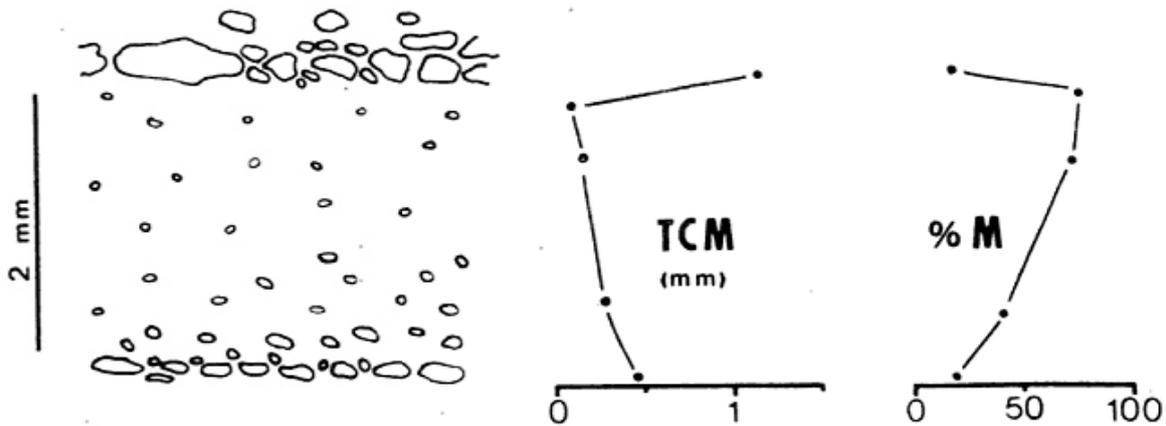


Figura 9: Gradación normal del tipo cola de gruesos (coarse tail grading). TCM: tamaño de clasto máximo; % M: porcentaje de matriz limo-arcillosa. Litofacies 1, subfacies 1b, Arroyo Iquira.

Una vez iniciado el deslizamiento, el comportamiento del material puede ser plástico o viscoso (líquido). En los pasos sucesivos de la deformación pueden diferenciarse diversos tramos. La curva esfuerzo-deformación para un material posee un tramo de deformación elástica; este tramo termina al llegar al límite de cesión (*yielding point*), momento a partir del cual el material adquiere una conducta plástica. El tramo de deformación plástica de este sólido termina cuando se sobrepasa el límite líquido, punto por encima del cual el material deja de comportarse como sólido y adquiere características físicas del líquido (Dott, 1963). Por lo tanto, cuando el límite de cesión del sedimento es superado, la estratificación original o cualquier otra estructura sedimentaria primaria es preservada pero se deforma plásticamente (Dott, 1963). El grado de deformación interna de estas estructuras es de tal magnitud que es posible incluirlas dentro de las estructuras deformacionales incoherentes en las cuales es frecuente que los bancos involucrados posean una apreciable deformación interna que llega a la desintegración parcial de los mismos (Rupke, 1978). A esta etapa de deformación corresponden las estructuras de pliegues asimétricos (figura 5). Sobre su origen, Dzulynski y Smith (1963) destacan que las crestas de las antiformalas aparecen volcadas corriente abajo adquiriendo la forma de pliegues recumbentes y dando lugar a las estructuras mencionadas. Schwarz (1982) denomina deslizamiento convoluto (*convolute slide*) al fenómeno de deformación plástica con plegamiento y flujo interno, señalando que el tramo caudal es sometido a esfuerzos tensionales con adelgazamiento de los bancos. Estas características aparecen en las estructuras encontradas, como también otras estructuras (*boudinage* sedimentario, *pull-apart*) que evidencian

los esfuerzos tensionales ubicados en las zonas caudales.

Si el material supera el límite líquido, el mismo se comporta como un flujo fluido-viscoso (*viscous fluid flow* de Dott, 1963) y la estratificación es destruída, formándose una corriente suspensiva. Con los depósitos derivados de esta corriente aparecen asociados conglomerados intraformacionales con clastos de areniscas de la litofacies 2, los cuales representan la destrucción del cuerpo parental. De esta manera, la conducta reológica de los flujos gravitatorios queda evidenciada por el tipo de estructuras de deformación asociadas.

b) Interpretación paleoambiental

Las diamictitas de la facies 1 poseen rasgos comunes que permiten inferir las condiciones generales de transporte y sedimentación. La abundante matriz limo-arcillosa y la pobre selección sugieren baja fluidez del medio de transporte, el cual correspondería a corrientes densas y/o viscosas y, a su vez, altamente competentes si se tiene en cuenta que el tamaño máximo de clasto cae dentro de la fracción bloque. Estas dos características, baja fluidez y alta competencia, se explican debido a que las suspensiones con altas concentraciones de limo-arcilla y consecuentemente con altas densidades poseen una elevada competencia (Hampton, 1975).

El carácter matriz-sostén de las diamictitas descarta condiciones tractivas para su transporte y sedimentación, sugiriendo preferentemente condiciones de flujo laminar y una depositación por emplazamiento en masa. La escasez de paraclastos pelíticos sugiere que los flujos tuvieron una turbulencia limitada. El mecanismo de soporte de las diamictitas estaría relacionado con la denominada fuerza o resistencia de ma-

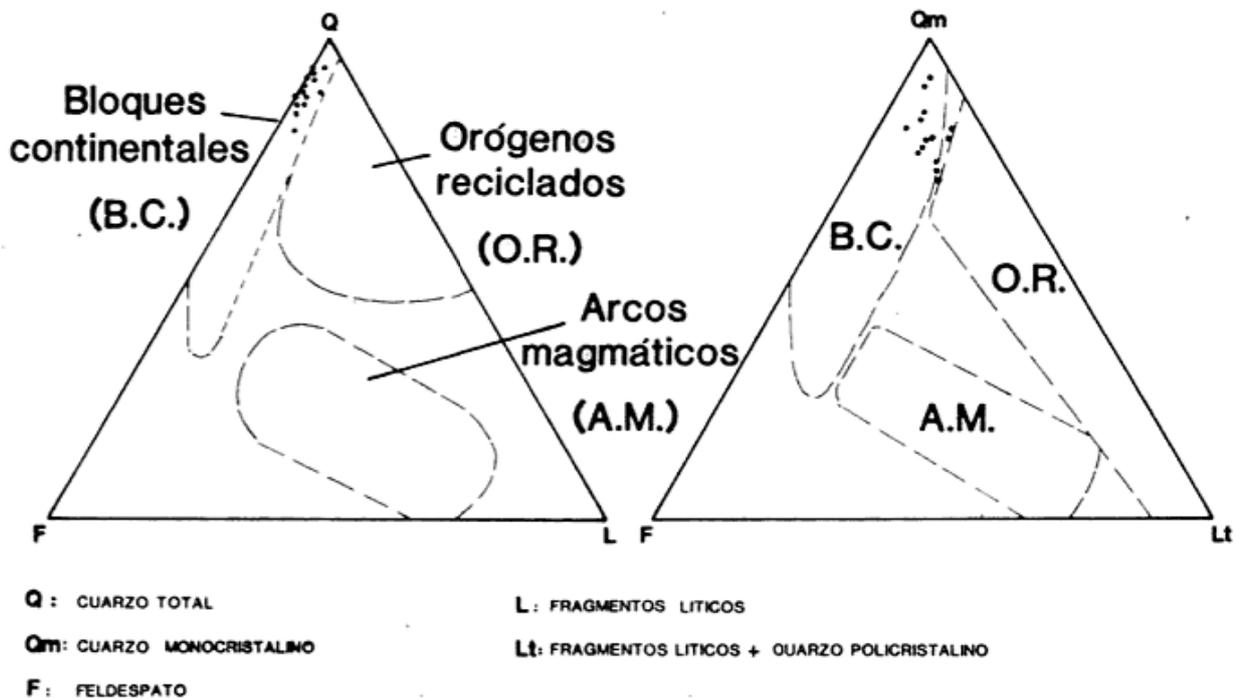


Figura 10: Areas de aporte de las rocas de la F. Tarija a partir del análisis composicional de la fracción arena (López Gamundi, 1982). Obsérvese que todas las muestras corresponden al área de proveniencia de bloques continentales según la metodología de Dickinson y Suczek (1979).

triz (matrix strength de Middleton y Hampton, 1973) y el comportamiento de los flujos que dieron origen a estos depósitos se acerca al tipo plástico de Lowe (1979). Estas características anteriores son comunes para muchas diamictitas gruesas macizas interpretadas como flujos de detritos cohesivos.

En particular, las diamictitas de la subfacies 1a (fangolitas gujarrosas) poseen tamaños de clasto máximo mayores (TCM = 50 cm) que para las diamictitas de la subfacies 1b (fangolitas guijosas), y se presentan en bancos macizos groseramente estratificados. En contraposición, la subfacies 1b se presenta en bancos entre 10 y 100 cm de espesor, internamente macizos o con gradación normal y TCM = 10 cm. Estas diferencias son importantes para diferenciar algunas características de ambos procesos formadores: la presencia de gradación normal del tipo cola de gruesos en las rocas de la subfacies 1b, en contraste con su ausencia y carácter macizo de las diamictitas de la subfacies 1a, sugiere que los flujos que depositaron las fangolitas guijosas se diluyeron por toma de agua lo suficiente como para producir tal estructura gradada. La presencia de clastos de dimensiones equiparables al espesor del banco y abundante matriz limo-arcillosa sugiere un agente de alta densidad y a su vez al-

tamente competente y con un volumen discreto de sedimentos, mostrando condiciones hidrodinámicas de baja relación capacidad/competencia. Por lo tanto se concluye que la mayoría de las fangolitas gujarrosas de la subfacies 1a representan flujos "congelados" al haber ganado cohesión tixotrópicamente antes de que una verdadera corriente más diluída hubiera podido formarse (Dott, 1963). En este sentido, puede concluirse que las rocas de la subfacies 1a representan flujos de detritos muy densos que transicionalmente pasaron a flujos de detritos diluídos con desarrollo de gradación normal. Este contraste de densidad de los flujos queda evidenciado texturalmente por la diferencia en los tamaños de clasto máximo entre ambas subfacies. La presencia reducida de conglomerados intraformacionales con clastos de pelitas asociados preferentemente con las diamictitas sugiere condiciones mínimas de turbulencia.

Las areniscas de la litofacies 2 representan condiciones hidrodinámicas de transporte y sedimentación correspondientes a flujos vigorosos y de alta fluidez que labraron paleocanales sobre las diamictitas. Algunos de estos paleocanales se labraron sobre material semiconsolidado a inconsolidado. El intenso deterioro de la estratificación por pérdida de cohesión ha sido señalado por Dott (1963) como un fenómeno rela-

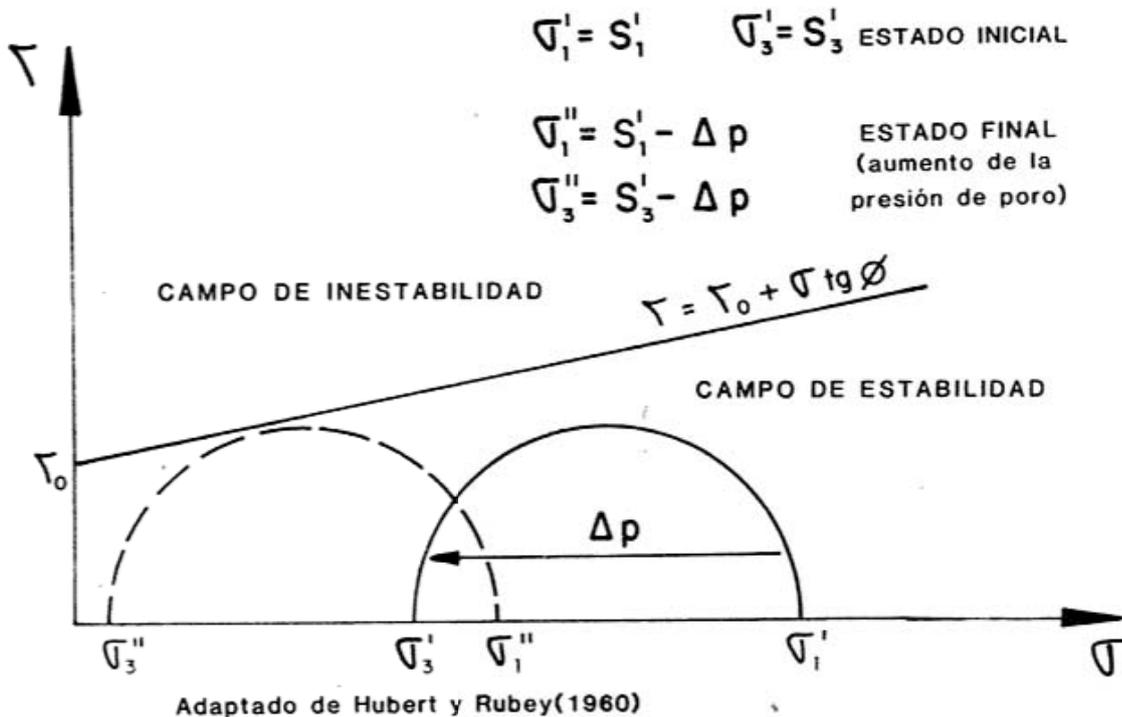


Figura 11: Efectos de la presión de poro en la mecánica de rotura por cizalla o deslizamiento. Un aumento en la presión de poro ($\Delta p > 0$) origina el desplazamiento del círculo de Mohr hacia la izquierda y por lo tanto favorece el deslizamiento (ver texto).

cionado con flujos gravitatorios en aguas someras. La asimetría marcada de algunas estructuras señala una componente horizontal de desplazamiento importante. Similares estructuras han sido citadas por Horowitz (1966) y Greensmith (1966) para depósitos deltaicos de talud. La pendiente inicial necesaria para la generación de estos procesos de sedimentación es mínima si los sedimentos están saturados en agua; en estas condiciones, el aumento de la presión de poro reduce la resistencia al deslizamiento, produciéndose el mismo con pendientes cercanas a 0° (Rupke, 1978). Coleman y Pryor (1980) indican que, con pendientes mayores a 1° , los depósitos finos de prodelta y pendiente deltaica se tornan inestables.

Las estructuras sedimentarias debidas exclusivamente a fenómenos de carga diferencial (calcos de carga y algunos casos de estratificación convoluta) quedan marginadas de la discusión paleoambiental por haberse originado por fenómenos de deformación por gravedad con desplazamientos verticales, perpendiculares al nivel de gravedad y por lo tanto no relacionados con deslizamientos por pendientes, los cuales generan desplazamientos transversales al nivel de gravedad (Schwarz, 1982). Ocasionalmente, condiciones de transporte por suspensión y sedimentación por decantación

en aguas tranquilas predominaron dando lugar a la presencia de las pelitas de la litofacies 3.

c) Esquema deposicional y estratigráfico

Los depósitos deltaicos son muy susceptibles a los procesos de transporte en masa debido a la presencia de pendientes críticas naturales, altas tasas de sedimentación e interstratificación de arenas y limos saturados en agua y subsiguiente sobrecarga (Coleman y Wright, 1974; Weimer, 1975). Klein et al. (1972) asocian diversas estructuras deformacionales con procesos de transporte por gravedad en zonas de frente deltaico y prodelta considerando como una causa importante para su generación al influjo o aporte súbito de arena y grava de los ríos que alimentan al complejo deltaico. Dott (1966), al caracterizar los depósitos deltaicos señala que los paleocanales arenosos, las estructuras por deformación gravitatoria, los conglomerados con paraclastos pelíticos y las estructuras de licuefacción son típicos de los mismos. Todas estas características han sido encontradas en los depósitos de la Formación Tarija. Las estructuras de deformación pueden ser atribuidas a inestabilidad de talud y sobrecarga de sedimentos fangosos empapados en agua. (Klein et al., 1972) los que provocarían flu-

jos en masa ubicados en la parte externa de la plataforma deltaica subácuea y sobre todo en la pendiente deltaica (Coleman y Wright, 1974).

La presencia de lentes arenosas con bases erosivas y una sucesión vertical de estructuras sedimentarias primarias que señalan una disminución en el vigor del flujo, pasando de estratificación plana en la base a ondulitas en el techo, han sido consideradas como producto de corrientes turbulentas y tractivas que fluyeron desde las bocas de canales distributarios hacia el frente deltaico (Elliot, 1978). Las características antes mencionadas son similares a las descritas para las intercalaciones arenosas lentiformes de la litofacies 2 y representan extensiones subácueas menores de canales distributarios. Los sedimentos arenosos de boca de canal y sus equivalentes retrabajados en la zona de frente deltaico están idealmente situados para ser deformados o removilizados por procesos gravitatorios (Galloway y Hobday, 1983).

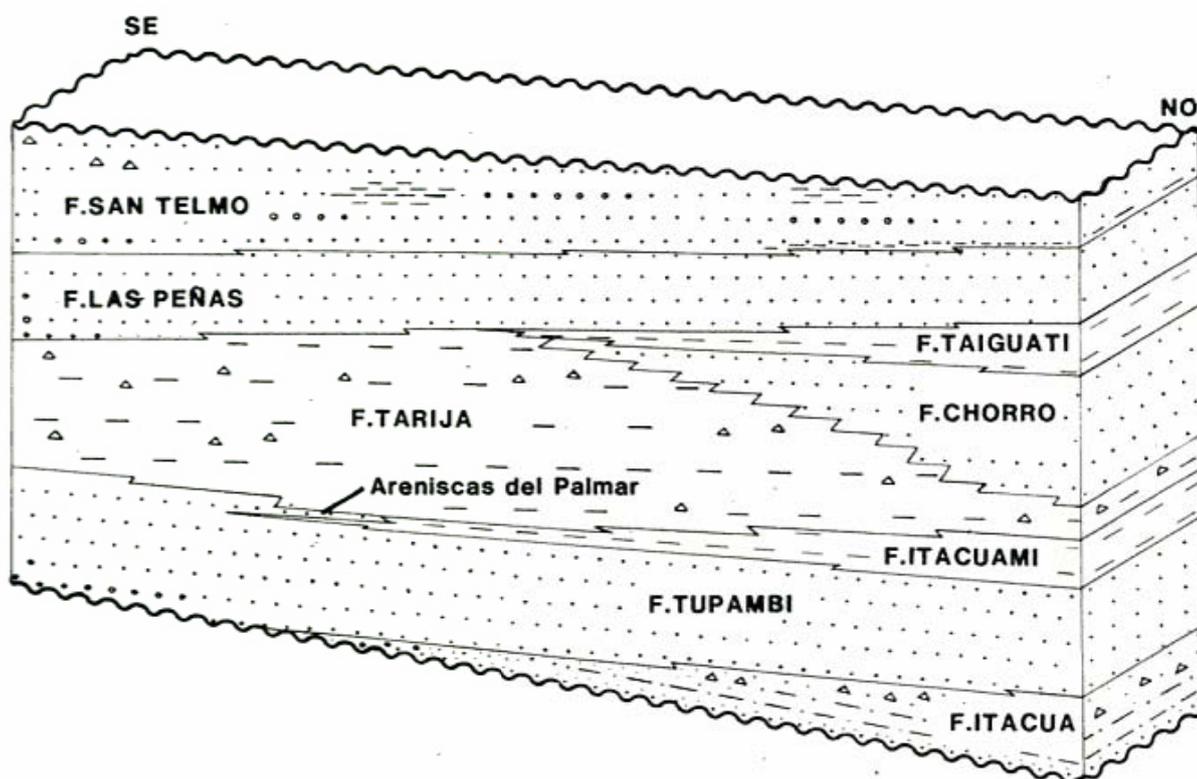
El esquema propuesto en este trabajo presupone altas tasas de sedimentación; en este caso particular procesos glaciarios habrían contribuido parcialmente con estas altas tasas. La anterior aseveración se apoya en la similitud de algunos depósitos de la Formación Tarija con las diamictitas y rocas asociadas del Subgrupo Itararé en la cuenca de Paraná (Brasil), en especial con aquellas asociaciones litológicas asignadas a la facies de till de flujo y areniscas deformadas y a la facies de till glaciario (Canuto y Rocha-Campos, 1981), enmarcadas, según varios autores brasileños, dentro de secuencias progradantes fluvio-deltaicas con abundante aporte glacial (Rocha-Campos, com. pers., 1981). Concurrentemente, Frakes y Crowell (1969), al analizar el perfil de la quebrada de Zanja Honda, se inclinan por considerar a las diamictitas como producto de flujos gravitatorios proximales depositados en aguas someras y sugieren, debido a la presencia de clastos estriados, un aporte de material glacial para estas rocas. Apoyando el anterior concepto, el mapa paleogeográfico y litofacial para el Carbónico de toda la cuenca presentado por Schlatter y Nederloff (1966) muestra que la litofacies de diamictitas cubre todo el borde oriental de la cuenca configurando un proceso generalizado que podría asimilarse al episodio glacial que se desarrolló en forma evidente hacia el este en la cuenca de Paraná.

Considerando en su totalidad a la secuencia neopaleozoica del sector austral de la cuenca se observa una clara evolución hacia la continentalización. Hacia el sur y sudeste de la zona estudiada en este trabajo, Fernández Garrasino (1978, 1979) se-

ñala la presencia de las llamadas "Areniscas del Palmar" ubicadas en la base de la Formación Tarija por encima de las pelitas de la Formación Itacuamí. Este cuerpo arenoso, interpretado por el mismo autor como un depósito costero, se adelgaza hacia el norte y noroeste y en la zona de estudio de este trabajo desaparece descansando las rocas de la Formación Tarija directamente sobre las pelitas de la Formación Itacuamí. La secuencia neopaleozoica prosigue con los depósitos de las Formaciones Las Peñas y San Telmo. Esta sucesión se asemejaría a un modelo constituido por depósitos asociados a zonas progradantes, en particular a deltas constructivos de probable dominio fluvial (Galloway, 1975). En este caso, la sección se halla caracterizada por secuencias de prodelta de la Formación Itacuamí (que representa la fase final de la transgresión iniciada con las Formaciones Itacua y Tupambi), seguidas por depósitos de pendiente deltaica con abundantes estructuras de deformación y presencia de paleocanales arenosos interpretados como canales distributarios distales; la sucesión prosigue con areniscas costeras (parte basal de la Formación Las Peñas), transicionales a depósitos arenosos con estratificación entrecruzada intercalados con pelitas rojizas (parte superior de la Formación Las Peñas, perfil de Carapary), interpretados como depósitos de dominio fluvial, ubicados posiblemente en la planicie deltaica subácuea y en menor medida subaérea. La Formación San Telmo culmina la secuencia regresiva con el predominio progresivo de un régimen continental de sedimentación. La Formación Tiguati, representada hacia el norte de la cuenca, es interpretada como producto de un episodio transgresivo menor que no afectó mayormente a las zonas marginales de la cuenca, más cercanas a las áreas de aporte, como en el caso estudiado aquí.

Este esquema evolutivo es confirmado por la disminución gradual de las formas palinológicas de habitat marino para los tramos superiores de la Formación Tarija (Salas en Fernández Garrasino, 1979), lo que evidencia la evolución final hacia ambientes costeros a continentales. La posible presencia de niveles de paleometeorización hacia el techo de la Formación Tarija puede interpretarse como debida a discontinuidades menores propias en régimen de sedimentación con progresivo predominio continental.

El conjunto de sedimentitas asignadas al Carbónico puede interpretarse en términos de una secuencia deposicional limitada por superficies de discordancia de magnitud regional (Sloss, 1963). Este conjunto descansa sobre rocas devónicas y a su vez infrayace a las formaciones Cangapi (Triásico) o Tacurú (Cretácico) en la zona meridional de la cuenca o a la Formación Copacabana



CICLO TRANSGRESIVO-REGRESIVO

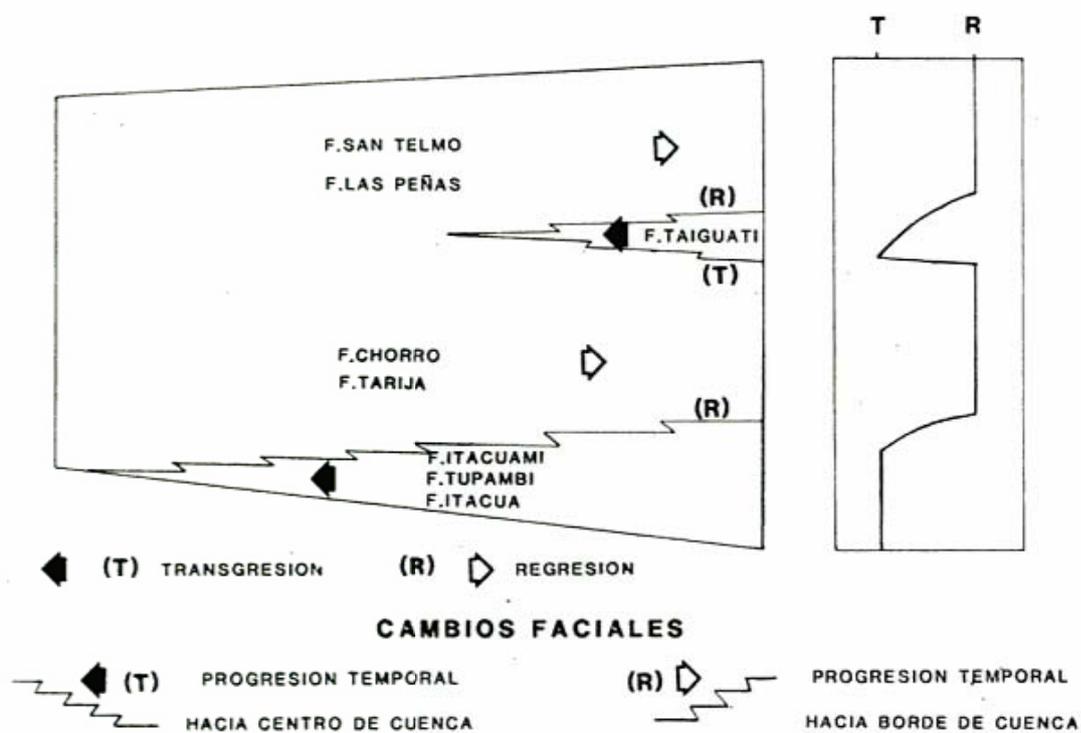


Figura 12: Esquema estratigráfico propuesto para la secuencia neopaleozoica en el sector austral de la cuenca y ciclo transgresivo-regresivo asociado.

(Pérmico) hacia el norte.

Internamente esta secuencia deposicional posee características asimilables a un ciclo transgresivo-regresivo quedando así definidas dos tendencias de cambios faciales: una caracterizada por una progresión temporal de estos cambios faciales hacia el borde de la cuenca (*up to margin pattern* de White, 1980) asociada a secuencias transgresivas; la otra definida por una progresión temporal de cambios faciales hacia el centro de la cuenca (*up to center pattern* de White, 1980) asociada a secuencias regresivas. El desplazamiento temporal de los cambios faciales está en función del ciclo transgresivo-regresivo y permite tener un panorama más completo de la secuencia carbónica (figura 12).

La figura 12 muestra además los depósitos integrados en términos del ciclo transgresivo-regresivo mayor y cambios faciales; en ella es posible diferenciar una secuencia asociada a la transgresión inicial representada desde el punto de vista litoestratigráfico por las Formaciones Itacua, Tupambi e Itacuami y caracterizada por cambios faciales diacrónicos que aparecen en estratos cada vez más jóvenes hacia el borde de la cuenca (progresión temporal hacia el borde de la cuenca). La tendencia regresiva se inicia con la Formación Tarija (estrictamente con las "Areniscas del Palmar") y presenta cambios faciales que aparecen en estratos cada vez más jóvenes cuando progresivamente nos acercamos hacia el centro de la cuenca (progresión temporal hacia el centro de la cuenca). La Formación Taiguati representa un evento transgresivo de menor importancia areal y temporal ya que en la zona austral de la cuenca no aparece, sin afectar mayormente en dicha zona el proceso regresivo iniciado con los depósitos de la Formación Tarija. Cabe aclarar finalmente que es posible que existan fluctuaciones menores dentro de la secuencia neopaleozoica; sin embargo el autor considera que este ciclo propuesto abarca los eventos transgresivos y regresivos mayores de este sector de la cuenca.

d) Procesos de sedimentación y retransporte

El modelo deposicional propuesto sugiere que los procesos de flujo en masa han sido los principales responsables en la sedimentación de las diamictitas de la Formación Tarija. El anterior origen para gran parte de las rocas de esta unidad sería consistente con los casos de material palinológico redepositado citados por Azcuy y Laffitte (1981). El hecho de que el mayor aporte de material redepositado coincida con los mayores porcentajes de elementos marinos (Azcuy y Laffitte, 1981) es coherente con

el modelo propuesto ya que los procesos de flujo en masa submarinos han sido los responsables de la redepositación actuando sobre sedimentos inconsolidados a semiconsolidados.

Sin embargo los mecanismos de retransporte y sedimentación antes mencionados no justifican procesos de retransporte retrógrados en el tiempo. Para ejemplificar lo anteriormente expresado conviene citar el caso de la asociación B₂ (Formación Itacuami), asignada por Azcuy y Laffitte (1981) al Carbónico medio (cuadros II y III de los mismos autores) y con presencia de elementos palinológicos (esporas y polen) ubicados, según los mismos autores, en el Carbónico superior (cuadro II, *ibídem*). Similar es el caso para la Formación Los Monos con una asociación palinológica de edad devónica superior y con esporas asignadas al Carbónico inferior. Contrariamente a lo expuesto por Azcuy y Laffitte (1981), este autor considera que las edades de las Formaciones estarían establecidas por la aparición de los palinomorfos de las asociaciones supuestamente más jóvenes y no por la abundancia relativa de diversas formas o asociaciones ya que en términos sedimentológicos puede concebirse un retransporte de material más antiguo y final resedimentación junto con material más joven pero no pueden invocarse similares criterios para cuando en una unidad litoestratigráfica datada por un asociación o formas de cierta edad se encuentran formas de edad más joven. Una solución posible para salvar este problema sería la ampliación y/o redefinición cronológica de estas asociaciones.

Posteriormente Azcuy et al. (1984), al analizar el límite Carbónico-Pérmico en la cuenca Tarija-Titicaca coinciden en afirmar que los palinomorfos "han brindado un material abundante y conflictivo como resultado de contener esporas y paleomicroplancton redepositado del Devónico y Carbónico inferior". En el mismo trabajo los autores no modifican sustancialmente el esquema bioestratigráfico propuesto por Azcuy y Laffitte (1981) y anteriormente discutido.

Áreas de aporte

El análisis petrológico realizado sugiere que las áreas de proveniencia para las sedimentitas de la Formación Tarija estarían representadas por bloques continentales de características predominantemente anorogénicas (López Gamundi, 1982, 1984). Esta conclusión está basada en el análisis composicional de las areniscas y diamictitas de la unidad (figura 10). El análisis permite inferir un área de proveniencia compuesta por rocas graníticas, metamorfitas, sedimentitas epiclásticas de plataforma y vulcanitas

porfíricas ácidas. Clastos de las composiciones anteriormente nombradas aparecen en la fracción psefítica de las diamictitas; además el predominio de feldespato alcalino (microclino) en la relación con respecto a plagioclasa confirma un aporte importante de rocas ígneas ácidas. La presencia de cuarzo cataclástico corresponde a rocas metamórficas; el cuarzo monocristalino es considerado mayormente reciclado y junto con los clastos de cuarcitas sugiere la presencia de sedimentitas de plataforma en las áreas de aporte.

Si además se considera que algunos litosomas, como los correspondientes a las "Areniscas del Palmar", se acuñan hacia el sudeste y que datos para ejes de canales arenosos de la Formación Tarija dan una dirección este-sudeste (Frakes y Crowell, 1969), se concluye que hacia el sudeste la cuenca presenta uno de sus bordes constituido por una zona elevada de características estables representada por la dorsal o alto de Michicola. Esta área estuvo constituida por sucesiones clásticas de plataforma del Paleozoico inferior y medio apoyadas sobre rocas del complejo ígneo-metamórfico asociado al escudo brasileño. La cuenca queda entonces definida como desarrollada sobre corteza continental con una plataforma cratónica extendida hacia el este y sudeste. El límite occidental de la cuenca está representado por el Arco Puneño de más compleja definición desde el punto de vista geotectónico; sin embargo puede concluirse que este elemento y el Alto de Michicola convergieron hacia el sur representando los límites australes de la cuenca carbónica, desarrollada principalmente en Bolivia.

Conclusiones

1) Las rocas diamictíticas (litofacies 1) de la Formación Tarija han sido depositadas por flujos gravitatorios en masa: en particular, por flujos de detritos para la subfacies 1a y flujos más diluídos para la subfacies 1b. Las areniscas de la litofacies 2 aparecen agrupadas en cuerpos lentiformes y han sido depositadas por corrientes vigorosas y fluidas. Las pelitas de la litofacies 3 representan condiciones de sedimentación tranquila por decantación. Esporádicamente aparecen intercalados en la secuencia niveles conglomerádicos intraformacionales producto de fenómenos de erosión y posterior redepositación.

2) Las estructuras deformacionales sin-sedimentarias representan deformación en estado plástico cuando el material saturado

en agua supera el límite de cesión; a partir de este punto de la curva esfuerzo-deformación las estructuras sedimentarias son preservadas pero se deforman plásticamente produciendo las diversas estructuras descritas. Si el flujo supera el límite líquido, el material se comporta como un flujo viscoso y se forma una corriente suspensiva densa. Estas estructuras de deformación (pliegues, estratificación convoluta, pseudonódulos, boudinage sedimentario) estarían relacionadas con zonas de altas tasas de sedimentación y con alternancia de limos y arenas empapados en agua. El aumento de la presión de poro disminuye el esfuerzo efectivo y la pendiente crítica mínima indispensables para iniciar los flujos que generaron estas estructuras.

3) La sucesión de las pelitas de Itacua-mi, fangolitas guijarrosas y areniscas lentiformes de la Formación Tarija y depósitos arenosos con estratificación entrecruzada y pelitas rojizas de la Formación Las Peñas y Formación San Telmo representan sucesivas etapas de un proceso progradante asociado a deltas constructivos.

Las altas tasas de sedimentación involu-cradas en estos sistemas deposicionales podrían estar conectadas en este caso con material asociado a la glaciación del Gondwana. En particular las diamictitas y areniscas lentiformes deformadas de la Formación Tarija se asemejan a la facies de till de flujo y areniscas deformadas del Subgrupo Itararé de la cuenca de Paraná (Brasil).

4) La composición de las rocas de la Formación Tarija demuestra que han sido derivadas de bloques continentales de características cratónicas; estas áreas estarían representadas por la dorsal de Michicola, ubicada al este y sudeste del área estudiada. Esta área elevada estuvo constituida por sucesiones epiclásticas de plataforma del Paleozoico inferior y medio depositadas sobre rocas del basamento ígneo-metamórfico mayormente de edad precámbrica.

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento a las autoridades de YPF por las facilidades prestadas durante el trabajo de campo y por autorizar hacer públicos los resultados del mismo; al Dr. A. Amos (Universidad de Buenos Aires) la lectura crítica del manuscrito y el interesante intercambio de ideas; al Dr. F. Aramayo Flores (YPF) por su ayuda durante las tareas de campaña y por sus aportes a la elaboración de este trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- AHFELD, F. y L. BRANISA, 1960. Geología de Bolivia. *Inst. Bol. de Petróleo, La Paz.*
- ALLEN, J. R. L., 1970. Physical processes of sedimentation. *Am. Elsevier, 1-248, Amsterdam.*
- AMOS, A. J., 1972. Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. *An. Acad. Brasil. Cienc., 44 (supl.): 21-36, Rio de Janeiro.*
- AYAVIRI, A., 1972. El sistema Carbónico en el sureste Boliviano. *An. Acad. Brasil. Cienc., 44 (supl.): 51-60, Rio de Janeiro.*
- AZCUY, C. y G. LAFFITTE, 1981. Palinología de la cuenca Noroeste Argentina: I. Características de las asociaciones carbónicas: problemas e interpretación. VIIIº Congr. Geol. Arg., (San Luis), Actas, IV: 823-838, Buenos Aires.
- AZCUY, C., G. LAFFITTE y L. RODRIGO, 1984. El límite Carbónico-Pérmico en la cuenca Tarija-Titicaca. IIIº Congr. Arg. Paleont. Bioest., Actas, 39-44, Corrientes.
- BLATT, H. y J. CHRISTIE, 1963. Undulatory extinction in quartz and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *Jour. Sed. Petrol., 33: 559-579.*
- _____, C. MIDDLETON y R. MURRAY, 1972. Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall, 1-634, New Jersey.
- CANUTO, J. y A. ROCHA-CAMPOS, 1981. Facies and sedimentary environments of Late Paleozoic diamictites and associated rocks in Southern Paraná and Northern Santa Catarina, Brazil. Proyecto Nº 42 "Paleozoico superior de Sudamérica y sus límites", boletín Nº 4 (UNESCO-CONICET).
- COLEMAN, J. y D. PRYOR, 1980. Deltaic sand bodies. AAPG Cont. Ed. Course Notes, 15, Tulsa.
- COLEMAN, J. y R. WRIGHT, 1974. Deformational processes in delta front deposits. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 24.*
- CORTELEZZI, C. y C. SOLIS, 1982. The supposed glacial sediments of the Lower Gondwana in the Aguas Blancas area (Orán, Province of Salta, Argentina). *Proc. INQUA Symposium on the Genesis and Lithology of Quaternary deposits, 297-300, Ed. H. H. Balkema.*
- CROOK, K., 1974. Lithogenesis and Geotectonics: the significance of compositional variations in flysch arenites (graywackes). En: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. Nº 19: 304-310.*
- CROWELL, J., 1957. Origin of pebbly mudstones. *Geol. Soc. Am. Bull., 68: 993-1010, Boulder.*
- DICKINSON, W. y E. RICH, 1972. Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley Sequence, Sacramento Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull., 83: 3007-3024, Boulder.*
- DICKINSON, W. y C. SUCZEK, 1979. Plate Tectonics and Sandstone Composition. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63 (12): 2164-2182, Tulsa.*
- DOTT, R. H. Jr., 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 47 (1): 104-128, Tulsa.*
- _____, 1966. Eocene deltaic sedimentation at Coos Bay, Oregon. *Jour. Geology, 74: 373-420, Chicago.*
- _____, 1978. Tectonics and sedimentation: a century later. *Earth-Science Rev., 14 (1): 1-34, Amsterdam.*
- _____, y J. HOWARD, 1963. Convolute lamination in non graded sequences. *Jour. Geology, 70: 114-120, Chicago.*
- DZULYNSKI, S., y A. SMITH, 1963. Convolute lamination, its origin, preservation and directional significance. *Jour. Sed. Petrol., 33 (3): 616-627.*
- ELLIOT, 1978. Deltas. En: H. Reading (ed.) *Sedimentary environments and facies, Elsevier: 97-124, Nueva York.*
- FERNANDEZ GARRASINO, C., 1978. Algunos rasgos sedimentarios y estratigráficos de las llamadas "Areniscas del Palmar" (Carbónico de la cuenca de Tarija, Chaco Salteño) y esquemas evolutivos paleoambientales del Grupo Machareti, Argentina (Resumen). *Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina, Acta Geol. Lilloana, t. 14 (supl.): 49-52, S. M. de Tucumán.*
- _____, 1979. Algunos rasgos estratigráficos y sedimentológicos de las llamadas "Areniscas del Palmar", Formación Tarija, Carbónico del Chaco Salteño. *Petrotecnica (1-2): 25-29, Buenos Aires.*
- _____, 1980. Late Paleozoic Tarija Formation, southern Bolivia and northern Argentina. En: M. Hambrey y W. Harland (editores) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record". Cambridge University Press.
- FOLK, R. L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Jour. Geology, 62: 344-359, Chicago.*
- _____, 1966. A review of grain size parameters. *Sedimentology, 6: 73-94.*
- _____, 1968. Petrology of sedimentary rocks. *Hemphill's Book Store, 2º ed., Austin, Texas.*
- _____, y W. WARD, 1957. Brazos River Bar, a study in the significance of grain-size parameters. *Jour. Sed. Petrol., 27 (1): 3-27.*
- FRAKES, L., A. J. AMOS y J. CROWELL, 1969. Origin and stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia. En: *Gondwana Stratigraphy. IUGS Symposium, UNESCO, 2: 821-843, París.*
- _____, y J. CROWELL, 1969. Late Paleozoic Glaciation: I. South America. *Geol. Soc. Am. Bull., 80: 1007-1042, Boulder.*
- FRIEDMAN, G., 1958. Determination of sieve distribution from thin section data for sedimentary petrological studies. *Jour. Geology, 66 (4): 394-416, Chicago.*
- GALLOWAY, W., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: M. Broussard (ed.) *Deltas. Houston Geol. Soc.: 87-98.*
- _____, y D. HADDAY, 1983. Terrigenous clastic depositional systems. Applications to Petroleum, Coal and Uranium. Springer Verlag, 1-423.
- GRAHAM, S., W. DICKINSON y R. INGERSOLL, 1976. Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior Basin. *Jour. Sed. Petrol., 46: 620-632.*
- GREENSMITH, J. T., 1966. Carboniferous deltaic sedimentation in eastern Scotland: a review and reappraisal. En: M. Shirley (ed.) *Deltas in their geologic framework. Houston Geological Society, 189-211, Houston.*
- GRETENER, P., 1978. Pore pressure: fundamentals, general ramifications and implications for structural geology. AAPG Cont. Ed. Course Note Ser. Nº 4, 1-87, Tulsa.
- HAMPTON, M. A., 1975. Competence of fine-grained debris flows. *Jour. Sed. Petrol., 45: 834-844.*
- HELWIG, J., 1972. Stratigraphy, Sedimentation, Paleogeography and Paleoclimates of Carboniferous ("Gondwana") and Permian of Bolivia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 56 (6): 1008-1020, Tulsa.*
- HILLS, E. S., 1977. Elementos de Geología Estructural. Editorial Ariel, 1-576, Barcelona.
- HOROWITZ, D. H., 1966. Evidence for deltaic origin of an upper Ordovician sequence in the central Appalachians. En: M. Shirley (ed.) *Deltas in their geologic framework. Houston Geological Society, 159-169, Houston.*
- HUBBERT, M. K. y W. RUBEY, 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull., 70 (2): 115-166, Boulder.*
- _____, y W. RUBEY, 1960. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. A reply. *Geol. Soc. Am. Bull., 71 (5): 611-628, Boulder.*
- KLEIN, G. de V., U. de MELO y J. C. DELLA FAVERA, 1972. Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous Deltas, Reconcavo Basin, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull., 83 (5): 1469-1492, Boulder.*
- LOPEZ GAMUNDI, O., 1982. Carácter cratónico de las sedimentitas de la Formación Tarija (Carbónico superior), Sierra de Aguaraque, Salta, República Argentina. *Asoc. Min. Pet. Sed. (AMPS) Rev., 13 (1-2): 17-23, Buenos Aires.*
- _____, 1984. Origen y sedimentología de las diamictitas del Paleozoico superior de Argentina (con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata). *Fac. Cs. Ex. y Nat. Univ. de Buenos Aires, (tesis doctoral), (inéd.), Buenos Aires.*
- LOWE, D. R., 1979. Sediment gravity flows; their classification and some problems of application to natural

- flows. En: L. J. Doyle y O. Pilkey Jr. (editores) *Geology of continental slopes*. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Pub. 27: 75-82.
- MACAR, P., 1949. Les pseudonodules du Faménten et leur origine. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 72: 47-74.
- MIDDLETON, G. V., 1967. Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment. *Can. Jour. Earth Sci.*, 4: 475-505.
- _____ y M. A. HAMPTON, 1973. Sediment gravity flows mechanisms of flow and deposition. En: G. V. Middleton y A. Bouma (editores) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Min. Pacific Section. Short Course, Anaheim.
- MINGRAMM, A., A. POZZO, A. RUSSO y L. CAZAU, 1979. Sierras Subandinas. II^o Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. de Ciencias, 1: 95-137, Córdoba.
- PADULA, E. y A. MINGRAMM, 1969a. Subsurface Carboniferous beds of the Chaco Mesopotamian region, Argentina, and their correlation with parts of the Paraná basin. En: *Gondwana Stratigraphy*. IUGS Symposium, UNESCO, 2: 1024-1040, Paris.
- _____, _____, 1969b. Permian subsurface beds of the Chaco Mesopotamian region and their relatives in Uruguay, Paraguay and Brazil. En: *Gondwana Stratigraphy*. IUGS Symposium, UNESCO, 2: 1041-1052, Paris.
- PETTIJOHN, F. J., 1957. *Sedimentary rocks*. Harper & Brothers, 2^o ed., 1-718, Nueva York.
- REYES, F., 1972. On the Carboniferous and Permian of Bolivia and Permian of Bolivia and Permian of Bolivia and Northwestern Argentina. *An. Acad. Brasil. Cienc.*, 44 (supl.): 261-278, Rio de Janeiro.
- ROCHA-CAMPOS, A., R. CARVALHO y A. J. AMOS, 1977. A carboniferous (Gondwana) fauna from Subandean Bolivia. *Rev. Brasil. de Geociencias*, 7: 287-303, Sao Paulo.
- RUPKE, N. A., 1978. Deep clastic seas. En: H. Reading (ed.) *Sedimentary environments and facies*. Elsevier, 372-415, Nueva York.
- RUSSO, A., S. ARCHANGELSKY y J. GAMERRO, 1978. Los depósitos suprapaleozoicos en el subsuelo de la Llanura Chaco Pampeana, Argentina. II^o Congr. Arg. de Paleont. y Bloest., 1^o Congr. Latin. Paleont., Actas, IV: 157-173, Buenos Aires.
- SCHLATTER, L., y M. NEDERLOF, 1966. Bosquejo geológico y paleogeografía de Bolivia. *Serv. Geol. de Bolivia*, Bol. N^o 8, Prensa del Banco Minero de Bolivia, La Paz.
- SCHWARZ, H. V., 1982. Subaqueous slope failures. Experiments and modern occurrences. *Contributions to Sedimentology*, N 11. E. Schweizerbart'sche. Verlagsbuchhandlung, 1-116, Stuttgart.
- SLOSS, L., 1963. Sequences in cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74: 93-114, Boulder.
- TEN HAAFF, E., 1956. Significance of convolute lamination. *Geol. en Mijnbouw*, 18: 188-194.
- VISHER, G. S., 1969. Grain size distribution and depositional processes. *Jour. Sed. Petrol.*, 39: 1074-1106, Tulsa.
- WEIMER, R. J., 1975. Deltaic and shallow marine sandstones; Sedimentation tectonics and petroleum. *AAPG Cont. Ed. Course Note N^o 2*, 1-167, Tulsa.
- WENTWORTH, C., 1936. An analysis of the shapes of glacial cobbles. *Jour. Sed. Petrol.*, 6: 85-108, Tulsa.
- WHITE, D., 1980. Assessing Oil and Gas Plays in Facies-Cycle Wedges. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64 (8): 1158-1178, Tulsa.
- WHITE, K., 1923. Detailed reconnaissance of the Cañado Range and the Tarija valley between the Pescado River and the mouth of the Itau River with supplementary data of the San Telmo Range, SE Bolivia and NW Argentina. *Inf. Standard Oil Co.*, Bolivia.

Recibido: 11 de abril, 1985

Aceptado: 16 de octubre, 1986

OSCAR RAUL LOPEZ GAMUNDI

CONICET

Depto. Cs. Geológicas, Fac. Cs. Exactas y Nat.

Universidad de Buenos Aires,

C. Universitaria, Pab. II, (1428) Núñez