

## HALLAZGO DE FORAMINIFEROS MIOCENICOS CERCA DE PUERTO ALDEA, BAHIA DE TONGOY, PROVINCIA DE COQUIMBO, CHILE

RUBEN MARTINEZ-PARDO

Depto. de Geología. U. de Chile. Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

### RESUMEN

Se da a conocer la ocurrencia de foraminíferos miocénicos en la localidad de "El Rincón", ubicada en el extremo sur-oeste de la Bahía de Tongoy, 1 km al sur de Puerto Aldea. Dichos depósitos han sido sistemáticamente atribuidos al Plioceno hasta la fecha y vinculados con el Piso de Coquimbo (= "Formación Coquimbo"), según la Escala Cronoestratigráfica local utilizada en el país.

Se ilustra las principales especies reconocidas y se discute el significado biocronoestratigráfico, biocronológico, paleoecológico, paleogeográfico y paleotectónico del hallazgo en referencia.

### ABSTRACT

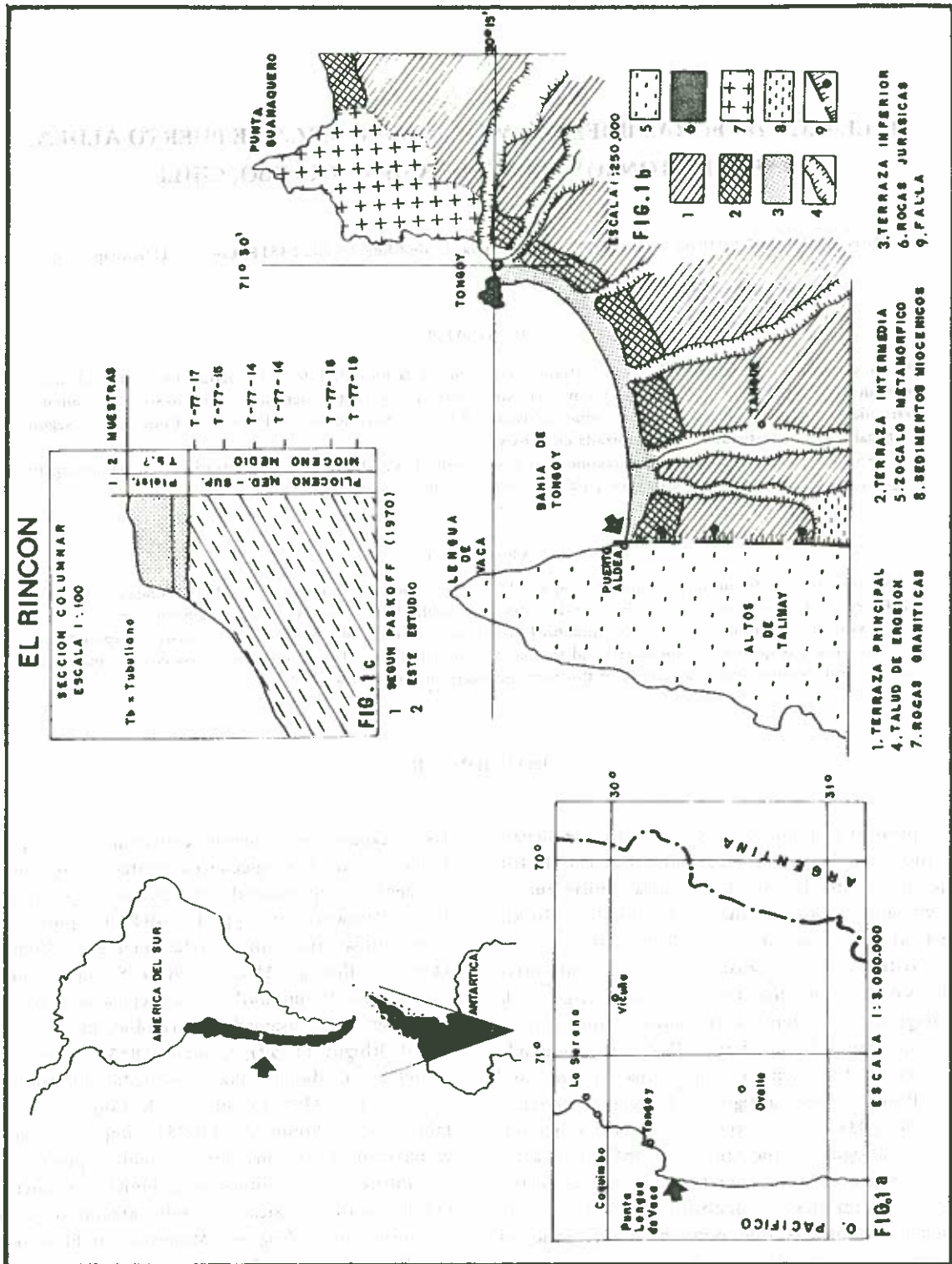
A Middle Miocene foram-taphocenosis found at "El Rincón" locality, southwestern side of Tongoy Bay, close to Puerto Aldea, is presented. The bearing deposits were formerly considered to be of Pliocene age, and correlated with the Coquimbo Stage (= "Coquimbo Formation") in terms of the Chilean Chronostratigraphic Scale.

The principal species are illustrated and the biochronostratigraphic, biochronologic, paleoecologic, paleogeographic and paleotectonic importance of this new age interpretation is discussed.

### INTRODUCCION

La primera referencia a los depósitos pre-pleistocénicos de Tongoy corresponde a Darwin (1846), quien los vincula con la secuencia similar que individualiza como "Formación Coquimbo", 40 km más al norte (op. cit., p. 128-129). Dicha secuencia sedimentaria, al igual que la reconocida cerca de Navidad, en Chile Central, y a lo largo de la Patagonia, en Argentina, fue interpretada en aquella oportunidad por Darwin (loc. cit.), siguiendo las ideas de la época, como una "formación" (= Piso) de los "antiguos" Terrenos Terciarios (Lyell, 1833). Su referencia a "formaciones terciarias antiguas", que tanto ha confundido a los autores posteriores es, en realidad, sólo comparativa e indica que los depósitos en cuestión contienen... "conchas que pertenecen a especies al parecer... extinguidas... (y forman el yacente de

las)... capas más recientes, con conchas que pertenecen a muchas especies existentes... (que constituyen) la superficie de las terrazas de Coquimbo"... (Darwin, 1951, pp. 402-404). Un punto de vista similar fue admitido también por Philippi (1887) e Ihering (1897 y 1907). Siempre como "formación Coquimbo", la secuencia sedimentaria anterior fue asignada, en cambio, al Mioceno por d'Orbigny (1852), Conrad (1855) y Remond (1869), y al Mioceno-Plioceno medio por Jordan (fide Willis, 1929). Como Piso de Coquimbo -establecido por Steinmann (1895) e impropriamente convertido en "Formación Coquimbo" por diversos autores, sin modificar su delimitación biocronoestratigráfica básica-, ha sido atribuido, a su vez, primero al Neógeno (Mioceno y/o Plioceno) por Steinmann (1895) y Moericke y Steinmann



Ubicación del área y depósitos estudiados. (Adaptado de Herm y otros).

FIG. 1

(1896); luego al Plioceno por Brüggén (1934 y 1950) y, finalmente, al Plioceno medio y superior por Paskoff (1964), Herm y otros, (1966), Herm (1969). Esta última datación, vigente en la actualidad, ha sido cuestionada en fecha reciente por el autor (Martínez, 1976 y 1978), quien ha postulado que el Piso de Coquimbo podría ser miocénico y sincrónico con el Piso de Navidad (Brüggén, 1934).

La finalidad del presente estudio es dar a conocer parte de la información micropaleontológica

obtenida por el autor, que demuestra que el Piso de Coquimbo (= "Formación Coquimbo"), en la zona de la Bahía de Tongoy, al menos, corresponde al Mioceno medio. Se anticipan, igualmente, algunas ideas globales sobre el significado de esta comprobación.

Este trabajo forma parte del Proyecto de Investigación E-541-791, financiado por el Servicio de Desarrollo Científico, Artístico y de Cooperación Internacional de la Universidad de Chile, a cargo del autor.

## PROCEDENCIA DEL MATERIAL

La localidad de El Rincón, donde se ubican los depósitos estudiados, está situada en el extremo sur-occidental de la Bahía de Tongoy, 1 km al sur de Puerto Aldea (71°37' long. W; 30°17' lat. S)

(Fig. 1). El área aparece indicada en la carta preliminar 1:250.000, Ovalle 3071, del Instituto Geográfico Militar de Chile, edición 1953.

## MARCO GEOLOGICO

Según los antecedentes actuales, resumidos por Paskoff (1970), la zona costera al sur de la Bahía de Tongoy es una fosa tectónica, delimitada en su borde occidental por el basamento metamórfico (pilar tectónico de los Altos de Talinay y Punta Lengua de Vaca) y hacia el E y SE por emplazamientos granitoides del "batolito costero" (Macizo Guanaquero y Cordón Colorado, en nuestro caso). Dicha fosa afecta, en forma específica, el relieve jurásico de la zona, esencialmente volcánico y en manifiesto estado de madurez. Su desarrollo, al igual que la falla que la pone en contacto con el basamento por el oeste, habría ocurrido al término del Plioceno o comienzos del Pleistoceno (Tongoyano), manteniendo su inestabilidad relativa hasta la época actual. Una segunda fase importante en su desarrollo habría ocurrido en el Pleistoceno inferior (término del Sereniano I), momento en que se levanta el macizo costero de Talinay y se cierra el primer gran ciclo marino post-pliocénico en el área y en la mayor parte del país.

La cubierta sedimentaria de la cuenca de Tongoy, con una potencia máxima estimada de 700 m según geofísica, es en la actualidad, una planicie fluvio-marina próxima a los 20 km de ancho, suavemente inclinada hacia el mar y provista de dos entallamientos menores en su extremo distal. Esto último, a diferencia de lo que ocurre en la Bahía de Coquimbo, permite reconocer únicamente tres terrazas marinas dentro del área: una superior, la

principal, con un ancho de 15-18 km y una altura en descenso gradual entre 200 y 80 m; una intermedia, con un ancho de 2-3 km y una altura entre 40 y 15 m, y la inferior, de 5-7 m de altura, distante no más de 500 m de la orilla del mar.

Los depósitos estudiados en esta oportunidad corresponden al relleno de la terraza intermedia y se ubican al pie del escarpe de la falla de Puerto Aldea, al costado derecho de la quebrada existente en la localidad de El Rincón, 1 km al sur de dicho puerto. Se trata del pequeño afloramiento de 4 m de potencia y 50 m de largo previamente estudiado por Paskoff (1970, p. 262, fig. 121) cuyas características generales se indican en la Fig. 1B. Aunque no ha sido expresamente señalado en la figura aludida, las limolitas inferiores son ligeramente arcillosas en la base, masivas y de color amarillento-verdoso. Hacia el techo se hacen más arenosas y culminan con un horizonte de 1,5 m de potencia con abundantes *Turritella*, el cual está truncado por la discordancia. La muestra T-77-15 marca la base de este horizonte.

Los sedimentos sub-horizontales de la parte superior, corresponden en la base a una coquina arenosa; el techo, a depósitos típicamente de playa.

Como es obvio, lo más llamativo de este afloramiento es la disposición de las capas limosas inferiores, inclinadas 30° al NW y claramente opuestas al eventual ascenso del Macizo de Talinay, pro-

ducido con posterioridad a ellas, según la información actual. Según Paskoff (1970, p. 262), que confiesa su total desconcierto frente al problema, ello podría deberse a un ligero descenso ulterior del bloque costero, previo, en todo caso, al Pleistoceno medio (Herraduriano I). De acuerdo con nuestros antecedentes, tal como será discutido más adelante, la deformación señalada correspondería

a la fase diastrófica Atica = Kechwa = Pontiana (Martínez 1971 y 1978). Las capas horizontales superiores, asignadas por Paskoff (1970) al Pleistoceno medio (Herraduriano I) y al Pleistoceno reciente (Veguense), son atribuidas en cambio, tentativamente, al Tubuliano (Plio-Pleistoceno posterior a 3 m.a.), (Martínez, 1976).

#### BIOESTRATIGRAFIA

La foraminífero-tafocenosis, recuperada de las limolitas de la base del perfil de El Rincón, está integrada fundamentalmente por formas bentónicas (90%), en precarias condiciones de preservación y claramente deformadas por compresión. Según la evidencia disponible, el principal agente de deterioro habría sido la abrasión partícula-partícula, no la disolución. El hecho de que las formas mayores sean siempre las más afectadas, favorece esta interpretación.

Las especies predominantes en la tafo-sínesis total son dos, ambas bentónicas:

<i>Virgulinitella pertusa</i> (Reuss)	50%
<i>Florilus grateloupi</i> (D'Orbigny)	10%

La fracción restante está constituida por especies diversas, cuya frecuencia individual es siempre inferior al 5%, pertenecientes también a las Superfamilias Rotalidea (30%) y Buliminidea (6%).

Llama la atención, en el material estudiado, la falta absoluta de formas aglutinadas de las Superfamilias Astrohizidea y Lituolidea.

Las formas planctónicas presentes (inferiores al 10% en número, cifra incluida en el total de 30% asignado a la Superfamilia Rotalidea), son en su mayoría ocasionales y pequeñas, hecho este último que parece haber facilitado, en algunos casos, su preservación. Las especies más significativas reconocidas en esta oportunidad son las siguientes:

<i>Globigerinoides sicanus</i> De Stefani
<i>Orbulina suturalis</i> (Bronnimann)
<i>Praeorbulina transitoria</i> (Blow)

Dado que no se encontró foraminíferos en los depósitos subhorizontales superiores y tampoco discoasterídeos, el manejo de dichas unidades es fundamentalmente tentativo e indirecto.

#### BIOCRONOESTRATIGRAFIA Y BIOCRONOLOGIA

El género *Virgulinitella*, admitido tradicionalmente como mio-pliocénico y reconocido en Europa, Norteamérica, Africa, Medio Oriente y Asia, debe ser extendido, en la actualidad, hasta el Reciente (Todd y Bronnimann, 1957; Loeblich y Tappan, 1964; Bermudez, 1966). Un hecho curioso al respecto es que las formas extantes, a diferencia de las pre-actuales, son siempre pequeñas, traslúcidas y muy frágiles, indicando que es poco probable que lleguen a fosilizar (Seibold, 1975; Grindell y Collen, 1976).

Las formas extintas, mucho más robustas y de mayor tamaño que las actuales, parecen representar una sola especie: *Virgulinitella pertusa* (Reuss), 1860 = *V. gunteri* Cushman, 1929 = *V. miocenica* Cushman y Ponton, 1932 = *Bulimina andreae* MacFadyen, 1931 y son típicamente miocénicas. Esta especie, dada como *V. pertusa*, es conocida

en Alemania (Reuss, 1860; Bettenstaedt y otros, 1962), en Egipto (MacFadyen, 1931) en Holanda (Tendam y Reinhold, 1942), en California, en sub-superficie, frente a la Bahía de San Diego (Uchio, 1960), y en el Golfo de Suez (Souaya, 1965 y 1966). como *V. gunteri*, en Florida, EE.UU., Formación Choctawhatchee (Cushman, 1929 a y b). Como *V. miocenica*, en Florida y Maryland, EE.UU., Formación Shoal (Cushman y Ponton, 1931). Como *B. andreae*, en Italia (Ruscilli, 1952).

Las escasas referencias pliocénicas de esta especie, cuando no son discutibles como tales (Cushman, 1937), están basadas en el antiguo concepto de Plioceno mantenido hasta Kulp (1961), el cual incluía todo el Mioceno superior actual y parte importante del Mioceno medio (casi todo el Serravalliano), con una duración de 13 m.a. (Ber-



ggren, 1971; Berggren y Van Couvering, 1974). Es probable, en consecuencia, que la mayoría de dichas referencias sean también miocénicas. La falta de hallazgos pleistocénicos sugiere que las especies correspondientes, a semejanza de lo que ocurre con las actuales, tuvieron un caparazón muy frágil, que no llegó a fosilizar. Esta situación, por cierto, también podría haberse dado en el Plioceno.

El biorango específico de *V. pertusa*, según los antecedentes conocidos en Florida, EE.UU. y en el Golfo de Suez, áreas en las cuales hay control cronoestratigráfico adicional mediante foraminíferos planctónicos, correspondería al Mioceno medio y parte inferior del Mioceno superior.

En Florida, las zonas de Arca y Yoldia de la antigua Formación Choctawhatchee de Cushman y Ponton (1932) que son las que llevan *V. pertusa* son interpretadas, en la actualidad, como las facies iniciales del Piso Choctawhatchee (Puri, 1953), e individualizadas como dos formaciones independientes: la Formación Yellow River, atribuida al Mioceno medio, zona N14, y la Formación Red Bay, asignada al Mioceno superior, zona N17 (Akers, 1972). Las formas de *V. pertusa* descritas inicialmente por Cushman y Ponton (1931) como *V. miocenica*, pertenecen a la Formación Yellow River y son, por tanto, del Mioceno medio; las descritas por Cushman (1929) como *V. gunteri* corresponderían, en cambio, a la parte inferior de la Formación Red Bay lo cual no está aún claramente establecido (Akers, 1972) de modo que podrían ser asignadas, tentativamente, a la parte inferior del Mioceno superior. (Figura 2).

En el Golfo de Suez, *V. pertusa* corresponde a la zona de *Orbulina suturalis* de la Serie Yesífera Principal (Souaya, 1966). Esta zona está caracterizada por la ocurrencia simultánea de *Globorotalia peripheronda* (dada como *G. fohsi barisanensis*), cuyo biorango se extiende desde la parte superior de la zona foraminífero-pláncica N5 hasta el techo de la zona N11; de *Praeorbulina glomerosa* (dada como *Porticulasphaera glomerosa*), cuyo rango estratigráfico total incluye la parte media superior de la zona N8 y la base de la zona N9; de *Praeorbulina transitoria* (dada como *Porticulasphaera transitoria*), cuyo biorango abarca igualmente la parte media superior de la zona N8 y la base de la zona N9, y de formas ocasionales de *Globigerinoides* cf. *sicanus* (dado como *G. cf. bisphericus*) cuyo biorango incluye toda la zona N8 y la parte inferior de la zona N9. Los bioran-

gos señalados son según Blow (1969), e indican que los depósitos del Golfo de Suez, asignados por Souaya (1966) al Tortoniano, corresponden, en realidad, a la parte basal del Mioceno medio, específicamente al Langhiano inferior (Van Couvering y Berggren, 1977).

*Florilus grateloupi* es una especie conocida desde el Mioceno al Reciente (Cushman, 1939; Bermudez y Fuenmayor, 1966). Descrito inicialmente en el Mioceno de Dax, en Francia, ha sido señalado también en el Mioceno de Cuba, Santo Domingo, Panamá, Venezuela y en la costa atlántica de EE.UU., en Maryland y Florida. En esta última localidad, en Florida, ocurre justamente con *V. pertusa*, en la Formación Choctawhatchee (Cushman y Ponton, 1932). Durante el Plioceno y Pleistoceno, abunda de preferencia en los depósitos costaneros de la región Caribe-Antillana.

En el caso de las limolitas de El Rincón que nos interesa en esta oportunidad, la presencia adicional junto con *V. pertusa* y *F. grateloupi* de foraminíferos planctónicos índices como son *Globigerinoides sicanus*, *Orbulina suturalis* y *Praeorbulina transitoria* -especie esta última que es intermedia entre *G. sicanus* y *P. transitoria* s.s. en nuestro material- indica que las sedimentitas señaladas, tal como ocurre en el Golfo de Suez, son estratigráficamente muy próximas al bio-cronoplaneo foraminífero pláncico N8/N9, perteneciente a la base del Mioceno medio, y corresponde asignarlas, por tanto, al Langhiano inferior (Berggren y Van Couvering, 1974; Ryan y otros, 1974). Este bio-cronoplaneo es calibrado en 15 m.a. en la actualidad (Van Couvering y Berggren, 1977).

La ocurrencia de depósitos miocénicos con *Virgulinea* en la Bahía de San Diego, en California, obtenidos mediante testigos, a 24 m de profundidad y bajo una delgada cubierta de material reciente, repite en cierto modo la situación establecida en Tongoy. Según Uchio (1960, pp. 9-11), se trata de limolitas con abundantes diatomeas, radiolarios y foraminíferos, entre los cuales figuran dos especies de *Virgulinea*, una de ellas referida a *V. pertusa*, correlacionables con la Formación Monterrey. Lo significativo de este hallazgo es que las limolitas de la parte superior de la Formación Monterrey, además de llevar diatomeas y nódulos fosfáticos, son asignadas al Mioceno medio en la actualidad (Addicott y otros, 1978; Poore y McDougall, 1978).

Según los antecedentes micropaleontológicos dados a conocer en esta oportunidad, puede con-



clirse, por tanto, que las limolitas de la parte inferior del perfil de El Rincón, en el extremo suroccidental de la Bahía de Tongoy, no son del Plioceno medio y superior, como se admite en la actualidad (Herm y otros, 1966; Herm y Paskoff, 1966; Paskoff, 1970), sino de la base del Mioceno medio, específicamente del Langhiano inferior. En términos cronogeológicos ello indica que los depósitos en referencia son próximos al bio-cronoplano N8/N9, calibrado en 15 m.a. en la actualidad (Van Couvering y Berggren, 1977), cifra que marca, al mismo tiempo, la edad máxima probable de inicio

de la transgresión que los origina. Dada la similitud y continuidad de dichos depósitos con los de la "secuencia sedimentaria de Tongoy" y los de la Formación Coquimbo (= Piso de Coquimbo), de los cuales constituiría la base expuesta, es probable, igualmente, que la datación de ambas unidades, asignadas al Plioceno medio y superior sobre bases "macropaleontológicas" (Herm y otros, 1966; Herm, 1969), necesite ser corregida y represente también al Mioceno medio, al menos con anterioridad al quiebre sedimentario intermedio (Herm, 1969, p. 146).

#### PALEOECOLOGIA Y PALEOBATIMETRIA

Especies actuales del género *Virgulinea*, aún no determinadas con exactitud en términos taxonómicos, han sido reconocidas en diversos lugares del mundo en los últimos años, de preferencia en el hemisferio sur. Las localidades y las condiciones ecológicas imperantes en ellas son las siguientes: Venezuela, Golfos de Paria, Cariaco y de Santa Fe, entre 4 y 35 m de profundidad, con temperaturas de fondo próximas a 27°C y salinidad de 32 a 35 partes por mil (Todd y Bronnimann, 1957; Bermudez y Seiglie, 1963; Sellier de Civrieux y Bermudez, 1973); India meridional, lagunas costeras y plataforma abierta frente a Cochín, a menos de 35 m de profundidad (Seibold, 1975); Nueva Zelandia, Bahía de Wellington, en fangos limosos entre 16 y 31 m de profundidad, con temperaturas de fondo entre 11 y 18°C y salinidad de 33,5 a 34,5 partes por mil (Grindell y Collen, 1976); Africa occidental, Bahía de Levrier, a 7 m de profundidad (Lutze, *vide* Seibold, 1975), y en Perú, a 6 m de profundidad cerca de la Isla San Lorenzo, frente a El Callao, y a 12 m de profundidad frente a Pucusan, al sur de Lima (Gutiérrez, *vide* Todd y Bronnimann, 1957) con temperaturas promedio entre 17 y 22°C para las aguas superficiales (Beltran y Rospide y Vera, 1955).

Según los antecedentes señalados, las especies actuales del género *Virgulinea* estarían restringidas, por tanto, a la zona infralitoral, entre 4 y 35 m de profundidad y serían propias de aguas cálidas o temperado cálidas por sobre 10°C, claramente mixoeuhalinas, con límites de salinidad entre 32 y 35 partes por mil.

*Florilus grateloupi*, el segundo taxon de importancia en la foraminífero-tafofauna estudiada, es una especie característica de aguas cálidas, sobre

26°C en superficie y 14°C en el fondo, que predomina en las zonas marginales protegidas de la plataforma interna (golfos, bahías), entre 5 y 35 m de profundidad, de preferencia en facies limosas y a menudo en conexión con depósitos estuariales o de lagunas costeras, con salinidad variable entre 32 y 35 partes por mil (Bermudez y Fuenmayor, 1966; Vedantam y Subba Rao, 1970; Seiglie, 1971; Sellier de Civrieux y Bermudez, 1973; Boltovskoy, 1976; Radford, 1976a y b).

La ocurrencia de formas recientes de *F. grateloupi* en Chile, entre las latitudes 30-40°S, con temperaturas entre 9 y 19°C y a profundidades de 66 a 240 m (Boltovskoy y Theyer, 1970) podría ser discutible según los resultados anteriores. El hecho de que Boltovskoy (1976) no haya revalidado posteriormente su presencia en el área, hace aún más aleatorio su registro.

De acuerdo con lo señalado independientemente por el género *Virgulinea* y *F. grateloupi*, las limolitas inferiores del perfil de El Rincón habrían sido depositadas en un ambiente infralitoral, protegido, de aguas cálidas, con temperaturas próximas a 26°C en superficie y 14°C en el fondo y ligeramente mixoeuhalino, hecho que sugiere probables condiciones estuariales hacia el sur. Estas últimas habrían sido originadas por el sistema hidrográfico que desembocaba en aquel entonces en la Bahía de Tongoy, considerado post-miocénico y antecesor del actual Río Limarí por Paskoff (1970, p. 245). Según nuestros antecedentes, como veremos luego, el sistema hidrográfico anterior sería pre-miocénico medio.

El hallazgo en testigos del Golfo de Bengala, en la costa oriental de la India, entre Pentakota y el Estuario del Río Godavari, de sedimentitas

pre-recientes que contienen abundantes oolitos, restos de corales, moluscos, briozoos y foraminíferos planctónicos y bentónicos, entre los cuales *F. grateloupi* representa del 2 al 5% de los foraminíferos bentónicos totales (Vedantam y Subba Rao, 1970), confirma la interpretación ofrecida.

El hecho adicional de que las limolitas de El Rincón correspondan exactamente al óptimo climático del Cenozoico, producido a comienzos del Mioceno medio (Douglas y Savin, 1971; Moore,

1972), lapso en el cual las aguas oceánicas alcanzaron temperaturas aproximadamente 10°C más altas que en la actualidad, respalda estos resultados. La evidencia paleoclimática de conjunto, obtenida en esta oportunidad, permite reconocer, igualmente, que la depositación de las sedimentitas en referencia fue anterior a la presencia de aguas frías, condicionada por la corriente de Humboldt, fijada en 3 m.a. por el autor (Martínez, 1976).

### CORRELACIONES Y PALEOGEOGRAFIA

La comprobación de que las limolitas de El Rincón son de la base del Mioceno medio y próximas a 15 m.a., indica claramente que ellas son sincrónicas con las limolitas de Punta Perro en la Provincia de San Antonio, en Chile Central (Martínez y Valenzuela, 1979), pertenecientes al Miembro Inferior (I) de la Formación Navidad (enmend. Etchart, 1973). Esta situación se repite, igualmente, con la parte inferior del Piso de Navidad (Brüggen, 1934), en la zona del Golfo de Arauco (Martínez, 1971). Más hacia el sur, la biocrono-correlación anterior incluiría la base de la Formación Cholchol (García, 1968), en la región de Temuco, y la base de la Formación Santo Domingo en la región de Valdivia (Martínez y Pino, 1979).

Hacia el norte, a lo largo del margen pacífico americano, las limolitas de El Rincón serían sincrónicas con la parte inferior de las limolitas de Caleta Herradura en la Península de Mejillones, Provincia de Antofagasta (Martínez, 1978); con el supuesto Oligoceno "indiferenciado" del Desierto de Sechura en el Norte del Perú (Weiss, 1955) y, posiblemente, con el Miembro Sandholt de la Formación Monterrey, en la costa meridional de Ca-

lifornia, EE.UU. (Addicott y otros, 1978). Una característica común de la mayoría de estos depósitos, en particular los ubicados al norte de Tongoy, es la presencia de diatomitas y nódulos fosfatados en ellos.

En términos paleogeográficos, las biocrono-correlaciones postuladas significan vincular la génesis de los depósitos estudiados y del Piso de Coquimbo, con el establecimiento de la Cuenca Retro-andina de Navidad (Aubouin y otros, 1973) y extenderla hasta la región de Antofagasta a lo menos, homologándola con la transgresión marina de carácter regional que afecta la mayor parte del margen pacífico oriental a partir del Mioceno medio (Martínez, 1978). La transgresión indicada sería coincidente, a su vez, con el inicio del ciclo volcánico circumpacífico reconocido por McBirney (1976) y con la depositación, en la zona de la precordillera, de la parte inferior de la Formación Riolítica (Brüggen, 1918 y 1950). El máximo desarrollo de esta última, ocurrido entre 10 y 4 m.a. (Corvalán y otros, 1967), sería, en cambio, posterior al Piso de Coquimbo y a la transgresión marina que lo origina.

### PALEOTECTONICA

La comprobación de que los depósitos de la "secuencia de Tongoy" corresponden al Mioceno medio y son sincrónicos con el Piso de Coquimbo (= "Formación Coquimbo") plantea varios cambios fundamentales con respecto a las ideas paleotectónicas de la región, que es oportuno bosquejar aquí.

1. El más importante, sin lugar a dudas, es que la fase diastrófica Atica = Kechwa = "Pontia-

na", manejada con tanta liberalidad en la literatura geológica nacional y calibrada en 9,75 ± 0,25 m.a. por el autor (Martínez, 1978), es posterior al Piso de Coquimbo, como lo demuestra la discordancia angular del perfil de El Rincón, y como fue reconocido con anterioridad también en la zona de Antofagasta (Martínez, loc. cit.).

2. Dicha fase tectónica es posterior, igualmente,



a la superficie madura ofrecida por el país y gran parte de los Andes Meridionales al término del Mioceno medio, la cual, deformada y solevantada por ella, es la base del relieve actual (Aubouin y otros, 1973).

3. El hiatus intercalado entre el Piso de Coquimbo y la transgresión marina plio-pleistocénica, del orden de 7-8 m.a., individualizado como Hiatus Muñoz Cristi por el autor (Martínez, 1976

y 1978) es ocupado, en la zona de la precordillera, por la parte media de la Formación Rio-lítica. Consecuentemente, la parte norte del país fue área positiva durante dicho lapso.

4. El "quiebre térmico brutal" reconocido por Herm y otros (1966), entre el Piso de Coquimbo, con fauna cálida, y el Pleistoceno (Cuaternario), con fauna de agua fría, es simplemente la expresión paleontológica del hiatus indicado.

### CONCLUSIONES

1. Los depósitos pre-pleistocénicos del perfil de El Rincón, en Tongoy, no son del Plioceno medio y superior como se ha señalado hasta la fecha, sino de la base del Mioceno medio, próximos al bio-cronohorizonte foraminífero-pláctico N8/N9, calibrado en 15 m.a., y del Langhiano inferior.
2. Dichos depósitos son de aguas cálidas próximas a 26°C, definen un ambiente infralitoral protegido y están afectados por la fase diastrófica Atica = Kechwa = "Pontiana".
3. La correlación de estos depósitos con la "secuencia de Tongoy" y con el Piso de Coquimbo (= "Formación Coquimbo"), arealmente contiguos y paleontológicamente similares, indica que estas dos últimas unidades son tam-

bién, en parte importante, del Mioceno medio. Como tales, son sincrónicas con la base de la Formación Navidad en la Provincia de San Antonio y con la parte inferior del Piso de Navidad en Arauco.

4. El hiatus entre el Piso de Coquimbo y la transgresión plio-pleistocénica es del orden de 7-8 m.a. y durante él gran parte del país fue área positiva.
5. La "cronología larga" exigida por Paskoff (1970, p. 361), para explicar adecuadamente la evolución morfológica de la región semi-árida del país, retrazando el establecimiento del relieve básico al Plioceno, no es aún suficiente. La nueva información disponible exige llevarla ahora hasta el Mioceno medio.

### LISTA FAUNISTICA DE REFERENCIA

#### FORAMINIFEROS PLANCTONICOS:

*Globigerinoides sicanus* De Stefani, 1952. Su alcune manifestazioni di idrocarburi in provincia di Palermo e descrizione di foraminiferi nuovi. *Plinia* (Palermo, Sicily), vol. 3 (1950-1951), Nota 4, p. 9. (Figura tipo: Cushman y Stainforth, 1945, pl. 13, fig. 6). (= *G. bisphericus* Todd. *En*: Todd y otros, 1954, p. 681, pl. 1, figs. 1-4).

*Orbulina suturalis* Bronnimann, 1951 (part). The genus *Orbulina* d'Orbigny in the Oligo-Miocene of Trinidad, B.W.I. Cushman Found. Foram. Research Contr., Vol. 2, p. 135, text-fig. 2, Nos. 1-2, 5-8, 10; text-fig. 3, Nos. 3-8, 11, 13-16, 18, 20-22; text-fig. 4, Nos. 2-4, 7-12, 15-16, 19-22.

*Praeorbulina transitoria* (Blow) = *Porticulusphaera transitoria* Blow, 1956. Origin and evolution of the foraminiferal genus *Orbulina*. *Micro-paleontology*, Vol. 2, N°1, p. 65, text-fig. 2, Nos. 12-15.

#### FORAMINIFEROS BENTONICOS:

*Florilus grateloupi* (d'Orbigny) = *Nonionina grateloupi* d'Orbigny, 1939. *Foraminiferes. En*: De La Sagra, *Hist. Phys. Pol. Nat. Cuba*, p. 46, pl. 6, figs. 6-7.

*Virgulinema pertusa* (Reuss) = *Virgulina pertusa* Reuss, 1860. Beiträge zur Kenntniss der tertiären foraminiferen-Fauna. K. Akad. Wien, *Math. Naturw. Cl., Sitzber., Wien*, Vol. 42, p. 362, pl. 2, fig. 16 (= *Virgulinema gunteri* (Cushman) = *Virgulina floridana* Cushman, 1929. An american *Virgulina* related to *V. pertusa* Reuss. *Contrib. Cushman Lab. Foram. Research*, Vol. 5, pt. 3, p. 54, pl. 9, figs. 7-10 (not *V. floridana* Cushman, 1920). (= *Virgulinema miocenica* (Cushman y Ponton) = *Virgulina miocenica* Cushman y Ponton, 1931. A New *Virgulina* from the Miocene of Florida. *Contrib. Cushman Lab. Foram. Research*, Vol. 7, pt. 2-3, p. 32, pl. 4, figs. 14-16).

## REFERENCIAS

- ADDICOTT, W.O. y otros. 1978. Neogene Biostratigraphy of the Indian Creek-Shell Creek area, Northern La Panza Range, California. *In*: Neogene Biostratigraphy of selected areas in the California Coast Ranges. U.S.G.S. Open-File Report 78-446, p. 49-81.
- AKERS, W.H. 1972. Planktonic foraminifera and biostratigraphy of some Neogene formations, Northern Florida and Atlantic coastal plain. *Tulane studies in geology and paleontology*, Vol. 9, Nos. 1-4, p. 2-140.
- AUBOUIN, J. y otros. 1973. Esquisse paleogéographique et structurale des Andes Méridionales. *Rev. de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, Vol. 15, Fasc. 1-2, p. 11-72.
- BELTRAN Y ROZPIDE, R.; VERA, V. 1958. Geografía Universal Ilustrada. Ediciones Ave, Dip. 296. Barcelona, Tomo II, 389 p.
- BERGGREN, W.A. 1971. Tertiary boundaries and correlations. *In*: Funnell, B.M.; Riedel, W.R. eds. *The Micropaleontology of Oceans*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 693-809.
- BERGGREN, W.; VAN COUVERING, J. 1974. The late Neogene: Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, Vol. 16, Nos 1-2, p. 1-216.
- BERMUDEZ, P.J. 1966. Consideraciones sobre los sedimentos del Mioceno Medio al Reciente de las costas central y oriental de Venezuela, Primera parte. *Bol. Geol., Minist. Min. e Hidr., Dir. Geol.* Vol. 7, Nº14, p. 33-411.
- BERMUDEZ, P.J.; FUENMAYOR, A.N. 1966. Consideraciones sobre sedimentos del Mioceno Medio al Reciente de las costas central y oriental de Venezuela. Segunda parte, los foraminíferos bentónicos. *Bol. Geol., Minist. Min. e Hidr., Geol.*, Vol. 7, Nº14, p. 413-611.
- BERMUDEZ, P.J.; SEIGLIE, G.A. 1963. Estudio sistemático de los foraminíferos del Golfo de Cariaco. *Instit. Oceanog., Univ. de Oriente, Bol.*, Vol. 2, p. 1-267.
- BETTENSTAEDT, F. y otros. 1962. Tertiär Norddeutschlands. *In*: Leitfossilien der Mikropaläontologie. Borntraeger, Berlin, p. 339-357.
- BLOW, W.H. 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In*: Bronniman, P.; Renz, H.H. eds., *Proceedings of the 1st Int. Conf. on Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967. Leiden: E.J. Brill, Vol. 1 p. 199-421.
- BOLTOVSKOY, E. 1976. Distribution of recent foraminifera of the South American Region. *In*: Hedley, R.H.; Adams, C.G. eds., *Foraminifera*. Academic Press, p. 171-236.
- BOLTOVSKOY, E.; THEYES, F. 1970. Foraminíferos recientes de Chile Central. *Revista del Mus. Argentino Cienc. Nat. "Bernardino Rivadavia"* e *Inst. Nac. Invest. Cienc. Nat.*, Tomo II, Nº9, p. 347.
- BRUGGEN, J. 1918. Informe sobre el agua subterránea en la región de Pica (Tarapacá). Santiago, *Bol. Soc. Nac. Min.*, Vol. 29, Nº236, p. 305-335 y Nº237, p. 372-407.
- BRUGGEN, J. 1934. *Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles*. Herausgeb. Math. Nat. K. d. Wiss., Tubingen, p. 1-362.
- BRUGGEN, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. *Inst. Geog. Milit.*, Santiago.
- CONRAD, T. 1855. Remarks on the fossil shells from Chile, collected by Lieut. Gilliss, With descriptions of the species. *In*: Gilliss, J., the U.S. Naval Astronomical Expedition to the Southern Hemisphere during the years 1849 to 1852. Vol. 2, Washington.
- CORVALAN, J. y otros. 1967. Upper Tertiary volcanic rocks of Chile and the Uplift of the Andes. *Comité Chileno del Manto Superior, Progress Report*, Nº1, p. 1-5 (inédito).
- CUSHMAN, J.A. 1929a. An American *Virgulina* related to *V. pertusa* Reuss. *Contrib. Cushman Lab. Foramin. Research*, Vol. 5, part. 3, p. 53-54.
- CUSHMAN, J.A. 1929b. *Virgulina gunteri* Cushman. A correction of name. *Contrib. Cushman Lab. Foramin. Research*, Vol. 5, part. 4, p. 1-105.
- CUSHMAN, J.A. 1937. A monograph of the foraminiferal subfamily *Virgulinae*. Cushman Lab. Foramin. Research, Spec. Publ. Nº9, p. 1-228.
- CUSHMAN, J.A. 1939. Monograph of the foraminiferal family *Nonionodae*. United States Depart. of the Interior, Geological Survey, Professional Paper 191, p. 1-100.
- CUSHMAN, J.A.; PONTON, G.M. 1931. A new *Virgulina* from the Miocene of Florida. *Contrib. Cushman Lab. Foramin. Research*, Vol. 7, part. 2 and 3, p. 32-33.
- CUSHMAN, J.A.; PONTON, G.M. 1932. The foraminifera of the Upper, Middle, and part of the Lower Miocene of Florida. *Florida Geol. Survey, Bull.* 9, p. 1-147.
- DARWIN, C. 1846. Geological observations on South America, Smith E. & Cia., London, p. 1-279 (= Part III of *The geology of the voyage of the Beagle*).
- DARWIN, C. 1951. *Viaje de un naturalista alrededor del mundo*. Edit. El Ateneo, Buenos Aires, Argentina, p. 1-591.
- D'ORBIGNY, A. 1852. *Podrome de Paléontologie Stratigraphique universelle des Animaux mollusques et rayonnés*. Vol. 3, Masson, Paris.

- DOUGLAS, R.; SAVIN, S. 1971. Isotopic analyses of planktonic foraminifera from the Cenozoic of the northwest Pacific, Leg 6. In: Fisher, A. y otros, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 6, Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office, p. 1123-1127.
- ETCHART, H. 1973. Geología del Area de San Enrique-Bucalemu, Provincia de Santiago. Memoria de Título, Depto. de Geología, Universidad de Chile.
- GARCIA, F. 1968. Estratigrafía del Terciario de Chile Central. Cecioni, G. ed., Symp. Terciario de Chile, Zona Central, Andrés Bello, Santiago, p. 25-58.
- GRINDELL, D.S.; COLLEN, J.D. 1976. *Virgulinea fragilis* n. sp. (Foraminiferida) from Wellington Harbour, New Zealand. Rev. Española de Micropal., Vol. 8, Nº2, p. 273-278.
- HERM, D. 1969. Marines Pliozän und Pleistozän in Nord-und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. Zitteliana, Vol. 2, p. 1-159.
- HERM, D.; PASKOFF, R. 1966. Note préliminaire sur le Tertiaire Supérieur du Chili Centre-Nord. Bull. Soc. Geol. Franc., (7), VIII, p. 760-765.
- HERM, D.; PASKOFF, R.; STIEFEL, J. 1966. Premières Observations sur les alentours de la baie de Tongoy (Chili). Bull. Soc. Géol. France, (7), VII, p. 21-24.
- IHERING, H. 1897. Os molluscos dos terrenos terciarios de Patagonia. Rev. Mus. Paulista, Vol. 2, p. 217-382.
- IHERING, H. 1907. Les Mollusques fossiles du Tertiaire et du Crétacé Supérieur de l'Argentine. An. Mus. Nac. Buenos Aires (Ser.3), T. 7, p. 1-611.
- JORDAN, E. 1929. Report on fossils from Coquimbo. In: Willis, B., 1929. Earthquake conditions in Chile. Carnegie Institution of Washington, Pub. 382, p. 117-119.
- KULP, J. 1961. Geologic time scale. Science, Vol. 133, Nº3459, p. 1105-1114.
- LOEBLICH, A.R.; TAPPAN, H. 1964. Sarcodina chiefly "Thecamoebians" and foraminiferida. Treatise on Invertebrate Paleontology, Moore, R.C. ed., part C. Protista 2, Vol. 2, p. 734.
- LYELL, C. 1833. Principles of Geology (1st Edn.), Vol. 3, p. 1-398, John Murray, London.
- MACFADYEN, W.A. 1931. Miocene foraminifera from the clysmic area of Egypt and Sinai. Cairo, Egypt. Geol. Survey, p. 1-149.
- MARTINEZ, R. 1971. Relaciones cronoestratigráficas a lo largo del territorio chileno durante el Cenozoico. Asoc. Geol. de Chile, Stgo., Nº3, p. 35-40.
- MARTINEZ, R. 1976. Hallazgo de *Spaheriodinella dehisens* (Parker & Jones) en el Plioceno de Arauco: su significado para la reinterpretación del Neógeno Superior en Chile. I Congr. Geol. Chileno, Agosto, 1976, p. C125-C141.
- MARTINEZ, R. 1978. Hallazgo del Mioceno marino en la Península de Mejillones, Antofagasta, Chile. II Congr. Argentino Paleont. y I Congr. Latinoamericano Paleont., Buenos Aires, 1978. (En prensa).
- MARTINEZ, R.; PINO, M. 1979. Edad, paleoecología y sedimentología del Mioceno marino de la Cuesta Santo Domingo, Provincia de Valdivia, X Región. II Congr. Geol. Chileno, T. 3, p. H103-H124.
- MARTINEZ, R.; VALENZUELA, M. 1979. Discostráridos de la Formación Navidad (enmend. Etchart), en Punta Ferro, Provincia de San Antonio, Chile. II Congr. Geol. Chileno, T. 3, p. H77-H101.
- MARTINEZ, R.; ZUÑIGA, P. 1976. Edad y paleoecología de la Formación Cholchol, Provincia de Cautín, Chile. I Congr. Geol. Chileno, p. C107-C123.
- MCBIRNEY, A.R. 1976. Some geologic constraints on models for magma generation in orogenic environments. Canadian Mineral., Vol. 14, p. 245-254.
- MOERICKE, W.; STEIMANN, G. 1896. Die Tertiärbildungen des nördlichen Chile und ihre Fauna. N. Jahrb. Min. Geol. Pal., Beil. Bd. 10, p. 533-612, Taf. 11-13.
- MOORE, T. Jr. 1972. DSDP: Successes, failures, proposals. Geotimes, Vol. 17, Nº7, p. 27-31.
- PASKOFF, R. 1964. Remarque sur des niveaux marins et fluviaux autour de la baie de Coquimbo (Chili). Bull. Ass. Geogr. Français, Nº320-321, p. 1-18.
- PASKOFF, R. 1970. Recherches Géomorphologiques dans le Chile semi-aride. Bordeaux Biscaye Frères, France, p. 1-385.
- PHILLIPPI, R.A. 1887. Die tertiären un quartären Versteinerungen Chiles. 226 p., 58 Taf., Leipzig (Broekhaus). Trad. Esp.: Los fósiles Terciarios y Cuaternarios de Chile. Santiago.
- POORE, R.Z.; MCDUGALL, K. 1978. Calcareous microfossil biostratigraphy and paleoecology of the type section of the Luisian Stage of California. Stanford Univ. Publ. Geol. Sc., Vol. 14, p. 42-44.
- PURI, H.S. 1953. Contribution to the study of the Miocene of the Florida Panhandle. Florida Geol. Survey, Bull. 36, p. 1-345.
- RADFORD, S.S. 1976a. Recent foraminifera from Tobago Island, West Indies. Rev. Española de Micropal., Vol. 8, Nº2, p. 193-218.
- RADFORD, S.S. 1976b. Depth distribution of recent foraminifera in Selected Bays, Tobago Island, West Indies. Rev. Española de Micropal., Vol. 8, Nº2, p. 219-238.
- REMOND DE CORBINEAU, A. 1869. Apuntes sobre los terrenos terciarios i cuaternarios de Caldera i Coquimbo. An. Univ. Chile, 1868, II, p. 407-419.
- REUSS, A.E. 1860. Beiträge zur Kenntniss der tertiären foraminiferen-Fauna. K. Akad. Wien, Math. Naturw. Cl. Sitzber., Wien, Osterreich, Vol. 42, Heft 24, p. 362.

- RUSCELLI, M.A. 1952. I foraminiferi del deposito Toroniano di Marentino (Torino). *Rev. Ital. Pal. Stratig.*, Vol. 58, N°2, p. 39-58.
- RYAN, W.B.F. y otros. 1974. A paleomagnetic assignment of Neogene Stage Boudaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans in order to investigate the response of the world Ocean to the Mediterranean "salinity crisis". *Riv. Ital. Paleont.*, Vol. 80, N°4, p. 631-688.
- SEIBOLD, J. 1975. Benthonic foraminifera from the coast and lagoon of Cochin (South Indian). *Rev. Española de Micropal.*, Vol. 7, N°2, p. 175-213.
- SEIGLIE, G.A. 1971. Distribution of foraminifers in the Cabo Rojo platform and their Paleocological significance. *Rev. Española de Micropal.*, Vol. 3, N°1, p. 5-33.
- SELLIER DE CIVRIEUX, J.M.; BERMUDEZ, P.J. 1973. Ecología y distribución de foraminíferos bentónicos del golfo de Santa Fe (Venezuela). *Rev. Española de Micropal.*, Vol. 5 N°1, p. 33-80.
- STEINMANN, G. 1895. Das Auftreten und Alter der Quiriquina-Schichten. *N. Jahrb. Min. Geol. Pal.*, Beil.-Bd, 10, p. 64-94.
- SOUAYA, F.J. 1965. Miocene foraminifera of the Gulf of Suez region, U.A.R. Part 1: Systematics (Astrohizoidea-Buliminoidea). *Micropaleontology*, Vol. 11, N°3, p. 301-334.
- SOUAYA, F.J. 1966a. Miocene foraminifera of the Gulf of Suez region, U.A.R. Part 2: Systematics (Rotalioidea). *Micropaleontology*, Vol. 12, N°1, p. 43-64, pls. 1-4.
- SOUAYA, F.J. 1966b. Miocene foraminifera of the Gulf of Suez region, U.A.R. Part 3: Biostratigraphy. *Micropaleontology*, Vol. 12, N°2, p. 183-202.
- TENDAM, A.; REINHOLD, T. 1942. Die stratigraphische Gliederung des niederländischen Oligo-Miozäns nach Foraminiferen (mit Ausnahme von Süd-Limburg). *Medel. Geol. Sticht.*, Ser. C-V, N°2 p. 1-106.
- TODD, R.; BRONNIMANN, P. 1957. Recent foraminifera and thecamoebina from the Eastern Gulf of Paria. *Cushman Found. Foram. Research, Spec. Publ.* N°3, pl. 8, fig. 7.
- UCHIO, T. 1960. Ecology of living benthonic foraminifera from the San Diego, California, Area. *Cushman Found. Foram. Research, Sp. Pub.* N°5, p. 5-70.
- VAN COUVERING, J.A.; BERGGREN, W.A. 1977. The biostratigraphical basis of Neogene time scale. *In: Biostratigraphy* Stroudsburg, Penna; Dawden, Hutchinson & Ross, Inc., p. 283-306.
- VEDANTAM, D.; SUBBA RAO, M. 1970. Recent foraminifera from Pentakota, east coast of India. *Micropaleontology*, Vol. 16, N°3, p. 325-344.
- WEISS, L. 1955. Planktonic index foraminifera of northwestern Peru. *Micropaleontology*, Vol. 1 N°4, p. 301-313.

NOTA DEL EDITOR. El presente trabajo fue expuesto en las sesiones del II Congreso Geológico Chileno realizado en la ciudad de Arica, Chile, entre los días 6 y 10 de Agosto de 1979. La autorización para su publicación en la *Revista Geológica de Chile*, fue otorgada a solicitud del Editor.

**LAMINA 1**

Limolitas de "El Rincón"  
Pro. Aldea, Tongoy.  
(Muestra T-18-77)

- 1,2,10,11. *Virgulina pertusa* (Reuss)  
1. Vista apertural (X 100)  
2. Vista posterior (el mismo ejemplar)  
10,11. Ejemplares adicionales (X 100)
- 3,4. *Globigerinoides sicanus* De Stefani  
3. Vista umbilical (X 180)  
4. Vista espiral (en el mismo ejemplar)
- 5,6,7. *Praeorbulina transitoria* (Blow)  
5. Vista umbilical (X 90)  
6. Vista lateral (el mismo ejemplar)  
7. Vista espiral (el mismo ejemplar)
- 8,9. *Orbulina suturalis* Bronnimann  
8. Vista espiral (X 160)  
9. Vista lateral (el mismo ejemplar)



Limolitas El Rincon  
Pto. Aldea, Tongoy

LAMINA I



1



2



5



6



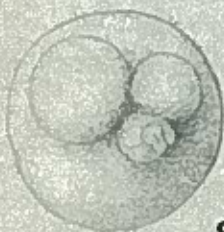
3



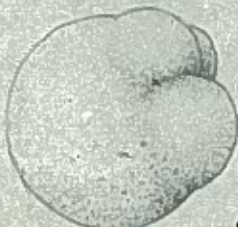
4



7



8



9



10



11