

LAS CALIZAS DE LA FORMACION HUENTELAUQUEN: DEPOSITOS DE AGUAS TEMPLADAS A FRIAS EN EL CARBONIFERO SUPERIOR - PERMICO INFERIOR

SERGIO RIVANO G.

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.

PATRICIO SEPULVEDA H.

RESUMEN

La Formación Huentelauquén (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), sedimentaria, expuesta en la costa del Norte Chico (31°-32°S), se subdivide en dos miembros: Miembro La Higuera, inferior, pelito-arenoso, que refleja condiciones de depositación propias de abanico submarino de un sistema deltaico; y Miembro La Cantera, superior, calcáreo-arenoso, con evidencias de condiciones de depositación propias de un ambiente de plataforma carbonatada, con importantes influjos terrígenos. Los resultados del estudio de las microfácies y los análisis químicos de las rocas calcáreas de la Formación Huentelauquén, indican que éstos pertenecen a una asociación de tipo Foramol, acumulada en aguas templadas a frías.

ABSTRACT

The Upper Carboniferous-Lower Permian Huentelauquén Formation, crops out along the coast between latitudes 31°-32°S (Huentelauquén-Quebrada El Teniente). It is divided into two members: the lower, La Higuera Member, sandy-pelitic, which exhibits deltaic or submarine alluvial-fan features, and the upper, La Cantera Member, sandy-calcareous, deposited in a shallow-water platform, with sporadic input of terrigenous material. The microfacies and chemistry of the calcareous rocks indicate that these rocks belong to a Foramol association, deposited in cold to moderately warm climatic conditions.

INTRODUCCION

La Formación Huentelauquén, una secuencia sedimentaria, terrígena, calcárea, considerada una unidad clásica en la geología de Chile, ha sido estudiada desde fines del siglo pasado (Sundt, 1897, 1898), poniéndose énfasis en su edad y estratigrafía, y descuidando otros aspectos, de igual o mayor importancia, como son las condiciones y ambiente que ocurrieron durante su depositación. Los trabajos de Muñoz-Cristi (1942, 1973) y más recientemente Thiele y F. Hervé (1984) serían los únicos estudios que, hasta el momento, se habrían

preocupado del ambiente y condiciones de depositación; especialmente estos últimos, que ofrecen un esquema de ambiente depositacional para la Formación Huentelauquén, el que es compartido por los autores del presente artículo.

En este trabajo, se pretende estudiar, en base a algunos caracteres petrográficos, químicos y biofácies, las posibles condiciones de paleotemperaturas del medio, que existieron durante la depositación de la Formación Huentelauquén.

GEOLOGIA GENERAL

La geología del sector costero (Fig. 1), al norte de Los Vilos, comprende una franja de terrenos paleozoicos, metamórficos y sedimentarios, intruidos por plutonitas mesozoicas. En el actual estado

de estudio y con ocasión del levantamiento geológico de la Hoja Illapel 1:250.000 (Rivano y Sepúlveda, en prep.) estas unidades paleozoicas, clásicas en la literatura geológica chilena, se han revisado

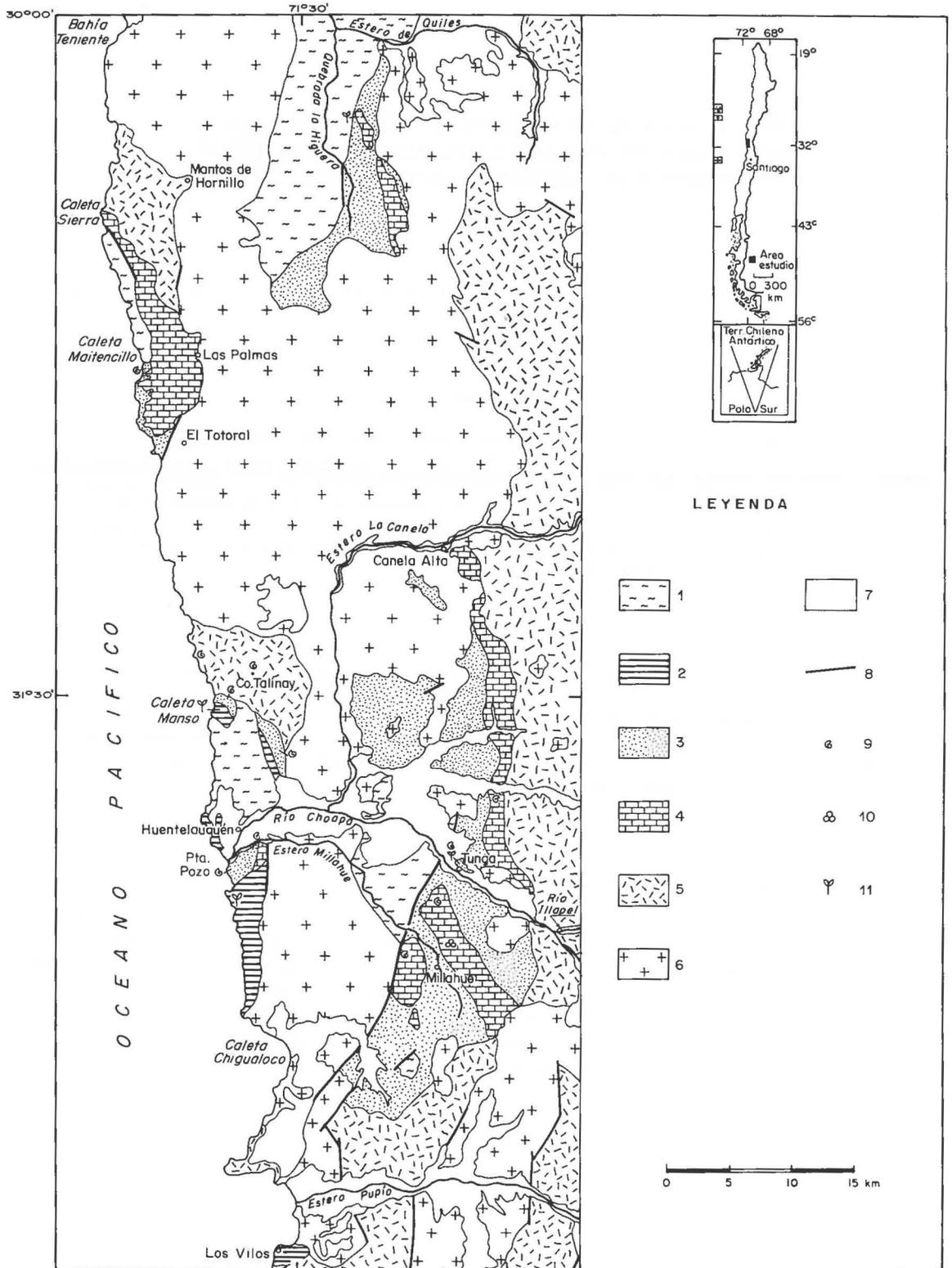


FIG. 1. Mapa geológico simplificado de la costa del Norte Chico entre los 31° a 32° Lat. S. Complejo Metamórfico del Choapa (Paleozoico inferior); 2. Formación Arrayán (Devónico-Carbonífero Inferior); 3. Formación Huentelauquén: Miembro La Higuera (Carbonífero Superior); 4. Formación Huentelauquén: Miembro La Cantera (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior). 5. Volcanitas y sedimentitas mesozoicas; 6. Plutonitas mesozoicas; 7. Terciario y Cuaternario; 8. Falla; 9. Localidad fosilífera; 10. Microfósiles; 11. Flora fósil. (Geología: año 1984).

y reagrupado en tres conjuntos mayores (Fig. 1): (1) **Complejo Metamórfico del Choapa** (Paleozoico inferior) anteriormente denominado: Pizarras Cristalinas de Mincha (Muñoz-Cristi, 1942); Formación Amolanas (Muñoz-Cristi, 1968); Metamorphikum (Maass y Roeschmann, 1971); Formación Punta Amolanas (Muñoz-Cristi, 1973); Unidad Metamórfica (Mundaca *et al.*, 1979); (2) **Formación Arrayán** (Devónico-Carbonífero Inferior), anteriormente conocida como: Estratos de Arrayán (Muñoz-Cristi, 1942); Estratos de Puerto Manso (Muñoz-Cristi, 1942); Estratos de Los Vilos (Muñoz-Cristi, 1950); Formación Arrayán (Cecioni, 1962);

Formación Puerto Manso (Muñoz-Cristi, 1968); Capas de Quilicura (Maass y Roeschmann, 1971); y (3) **Formación Huentelauquén** (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior) anteriormente denominada: Estratos de Huentelauquén (Muñoz-Cristi, 1942); Formación Totoral (Muñoz-Cristi, 1968); Formación Huentelauquén (Muñoz-Cristi, 1973); Capas de Quebrada Mal Paso (Mundaca *et al.*, 1979).

Dentro de este marco geológico general y siendo el objeto de este estudio la Formación Huentelauquén, será descrita en más detalle a continuación, sin hacer mayor cuestión de su edad.

FORMACION HUENTELAUQUEN

Las primeras noticias de rocas que se asignan a esta unidad, fueron comunicadas por Sundt (1897, 1898), quién encontró algunos fósiles en la localidad de La Cantera, ubicada al sur de las casas de la hacienda Huentelauquén, unos cientos de metros al oeste de la Carretera Panamericana. Fuenzalida (1940) reconoció, más tarde, afloramientos de esta unidad en el valle del Estero Millahue. Esta unidad fue originalmente designada por Muñoz-Cristi (1942) como Estratos de Huentelauquén y con posterioridad, por el mismo autor (1973), como Formación Huentelauquén, haciendo referencia a los afloramientos de areniscas y calizas expuestas en la localidad homónima. Este mismo autor, posteriormente, describió otros afloramientos dispersos en la costa, sin relación de continuidad con la Formación Huentelauquén, tales como la Formación Totoral (Muñoz-Cristi, 1968), que aflora a lo largo de la costa entre El Totoral y Caleta Sierra, y las capas de Quebrada Mal Paso, descritas por Mundaca *et al.* (1979) en el sector de Puerto Manso. Dado que estos afloramientos tienen una litología y contenido faunístico similar a la Formación Huentelauquén (*sensu* Muñoz-Cristi, 1942) son incluidos dentro de ella. También se incluyen dentro de la formación los extensos afloramientos orientales de lutitas y calizas fosilíferas, que afloran desde la latitud de caleta Chigualoco hasta Canela Alta y en el sector de Quebrada La Higuera (Rivano y Sepúlveda, 1983; Rivano y Sepúlveda, en prep.) (Fig. 1).

La Formación Huentelauquén, se encuentra discordante sobre la Formación Arrayán y/o sobre el Complejo Metamórfico del Choapa, tal como puede apreciarse en Punta Pozo, Caleta Manso y en la

quebrada La Higuera; por otra parte, ella subyace, discordantemente, a la Formación El Quereo (Triásico) en el valle del río Choapa, en el sector de Caleta Manso y, muy probablemente también, aunque no ha sido observada, en el sector costero entre El Totoral y Caleta Sierra.

La Formación Huentelauquén ha proporcionado abundantes fósiles de Productidos y otros Braquiópodos, en base a los cuales (Charrier, 1977; Minato y Tazawa, 1977) se le ha asignado una edad pérmica inferior a media. Sin embargo, el más reciente hallazgo de foraminíferos tales como *Eerlandinita* sp., *Eoschubertella*? sp. y *Monotaxinoides*? sp. (Rivano y Sepúlveda, 1983), permiten ampliar el rango de edad de la formación al Carbonífero-Pérmico Inferior.

Muñoz-Cristi (1942) ya había distinguido dos grandes unidades litológicamente diferentes dentro de la formación: una esencialmente pelito-arenosa (Capas de la Desembocadura y Capas de La Laguna) y la otra predominantemente calcáreo-arenosas (Capas de la Cantera, Calizas de Millahue). Los autores del presente trabajo han podido establecer que los niveles pelito-arenosos forman la parte inferior de la formación, mientras que los niveles calcáreos corresponden a la parte superior y sugieren su división en dos miembros:

Miembro La Higuera, inferior, constituido esencialmente por pelitas negras y areniscas, con algunas intercalaciones brechosas hacia la base y en la parte superior; se expone fuertemente plegado.

Miembro La Cantera, superior, compuesto esencialmente por calizas y areniscas calcáreas, con intercalaciones abundantes de conglomerados finos a gruesos, a veces, con predominio absoluto sobre las

calizas, tal como sucede, por ejemplo, entre Las Palmas y Caleta Sierra.

El Miembro La Higuera, así denominado por estar mejor representado en la quebrada homónima, está constituido por pelitas arenosas, de color gris-verdoso oscuro a negro, con intercalaciones de niveles de areniscas (los que, hacia la parte superior, se hacen más gruesos y pasan a predominar sobre las pelitas) y escasos niveles calcáreos, delgados, hacia la parte superior; y hacia la base (especialmente en Quebrada La Higuera), niveles de conglomerados de origen local. En el valle del río Choapa, en los alrededores de la localidad de Tunga o en Millahue, los espesores aparentes de este miembro, debido al intenso plegamiento, sobrepasan los 1.000 m, sin embargo, los autores estiman que, muy probablemente, el espesor real no sobrepasa algunos centenares de metros, posiblemente no más de 400 m.

Una de las características más marcadas del Miembro La Higuera es el aumento del tamaño de los granos clásticos y predominio de las arenitas sobre las pelitas hacia arriba en la secuencia, es decir, que se trata de una "coarsening-thickening up sequence" (Rivano y Sepúlveda, en prep.), lo que sugiere que esta parte de la Formación Huentelauquén correspondería a una sedimentación progradante, en ambiente de abanico submarino o delta (Thiele y Hervé, 1984; Sepúlveda, 1984; Rivano y Sepúlveda, en prep.). Los niveles calcáreos, intercalados, pueden interpretarse como depósitos removilizados (turbiditas de calcáreos), desde una plataforma carbonatada en un mar somero epicontinental, desarrollada en forma local cuando cesaba momentáneamente el influjo terrígeno.

El Miembro La Cantera, deriva su nombre de la localidad homónima, que corresponde a una antigua cantera que se abrió en las calizas de esta unidad, unos 250-300 m al oeste de la Carretera Panamericana y unos centenares de metros al suroeste

de las casas de la hacienda Huentelauquén, de donde se ha obtenido abundante fauna fósil. Sin embargo, el mejor desarrollo del miembro se encuentra a ambos lados del valle del río Choapa, desde las juntas con el río Illapel, prolongándose por el norte hasta el sector de Canela Alta. Este miembro sobreyace al Miembro La Higuera, truncándolo levemente en su techo, y está cubierto, a su vez, por la Formación El Quereo del Triásico (Rivano y Sepúlveda, en prep.), en neta discordancia angular. Está constituido esencialmente por calizas, conglomerados y areniscas; siendo escasas las intercalaciones de lutitas y/o calcilutitas. Los conglomerados y areniscas aparecen frecuentemente intercaladas en las calizas y, en algunos sectores, como en Huentelauquén (lomas de las casas de la hacienda) y Caleta Maintencillo-Las Palmas, constituyen el 90% del Miembro la Cantera.

El Miembro La Cantera corresponde al desarrollo de una plataforma carbonatada, que se veía invadida, más o menos periódicamente por importantes influjos de material terrígeno proveniente de zonas elevadas, cercanas, que llegaban incluso a enmascarar o ahogar completamente la sedimentación carbonatada, tectimoniando así, posiblemente, una tectónica de bloques activa en una franja positiva, de ubicación imprecisa por el momento, aunque supuestamente hacia el este.

En cuanto al entorno paleogeográfico, la Formación Huentelauquén se acumuló, probablemente, en las cercanías de un borde continental, en el cual primeramente se habría desarrollado un sistema deltaico o de abanico submarino del que la secuencia completa del Miembro La Higuera sería el testimonio, en tanto que el Miembro La Cantera, definiría una etapa posterior de plataforma calcárea, dominada por aportes terrígenos muy locales pero potentes, testimoniando así una tectónica importante hacia el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior.

LAS CALIZAS DE LA FORMACION HUENTELAUQUEN

Los niveles calcáreos intercalados en el Miembro La Higuera se ubican en la parte alta de la secuencia y corresponden a pseudoesparitas* arenosas, fosilíferas, con clastos tamaño arena media, redondeados a subredondeados, de cuarzo y más es-

casamente plagioclasa; se observan escasos gránulos de circón. En estos niveles calcáreos es frecuente el hallazgo de fósiles del tipo Productidos y Crinóideos, además de restos vegetales, los que también abundan en las pelitas. Originalmente, previo a la

* La clasificación de rocas carbonatadas aquí usada está basada en Folk (1962), modificado por Cuitiño y Rivano (en prep.).

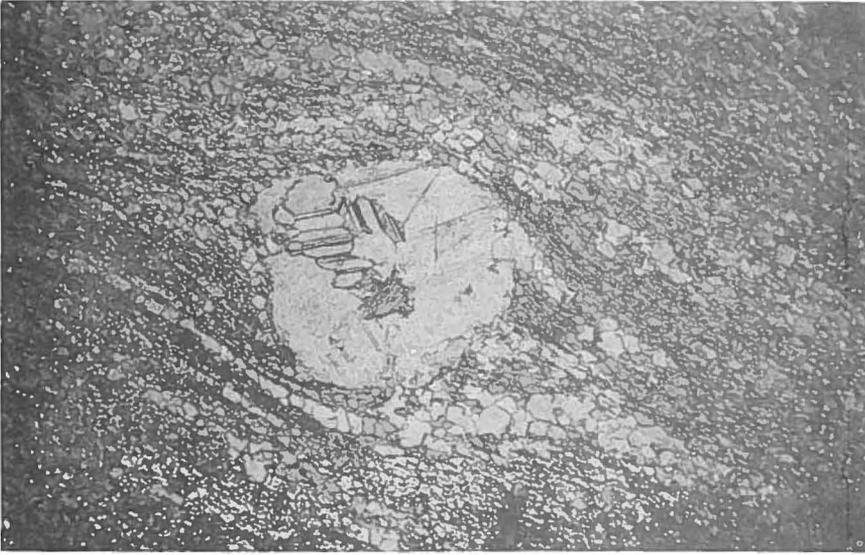


Foto 1. Ejemplo de textura por recrystalización debida a deformación tectónica post-diagenética. La plaqueta de equinodermo, recrystalizada, muestra a ambos lados claras "sombras de presión". Nícoles paralelos (x 10). Muestra 537-R.

recrystalización, estos niveles calcáreos correspondían a micritas arenosas, fosilíferas.

Las calizas del Miembro la Cantera, de colores grises a negros, generalmente recrystalizadas, corresponden a pseudoesparitas y pseudoesparruditas, biopseudoesparruditas y a biomicroesparruditas. Además, se observan en las zonas de contacto con intrusivos jurásicos o cretácicos, mármoles y skarns. Estas calizas poseen bioclastos de: Braquiópodos (*Punctata*), plaquetas y espinas de Crinoídeos, fragmentos de Briozoos, más raramente espículas de Espongiarios calcáreos y más escasamente aún, Foraminíferos (Rivano y Sepúlveda, 1983).

Los aloquímicos citados aparecen en una matriz neomórfica, microsparítica a pseudoesparítica, resultante de una fuerte recrystalización, que afectó los ortoquímicos originales. Esta recrystalización, mayoritariamente de origen tectónico (Foto 1) y en otros casos, producto del metamorfismo de contacto (Foto 2), no logra enmascarar completamente la recrystalización diagenética (Foto 3).

Las calizas poseen un porcentaje variable desde 0 a 30% de terrígenos (principalmente cuarzo y plagioclasa), en granos tamaño arena media a gruesa, y arcilla ferruginosa la que, por efecto de la recrystalización, ha sido segregada en bandas.

Foto 2. Ejemplo de textura producida por recrystalización debida a metamorfismo de contacto. Nótese el mosaico cristaloblástico relativamente uniforme y el aspecto "limpio" de los cristaloblastos. Nícoles paralelos (x 25). Muestra 751-R.

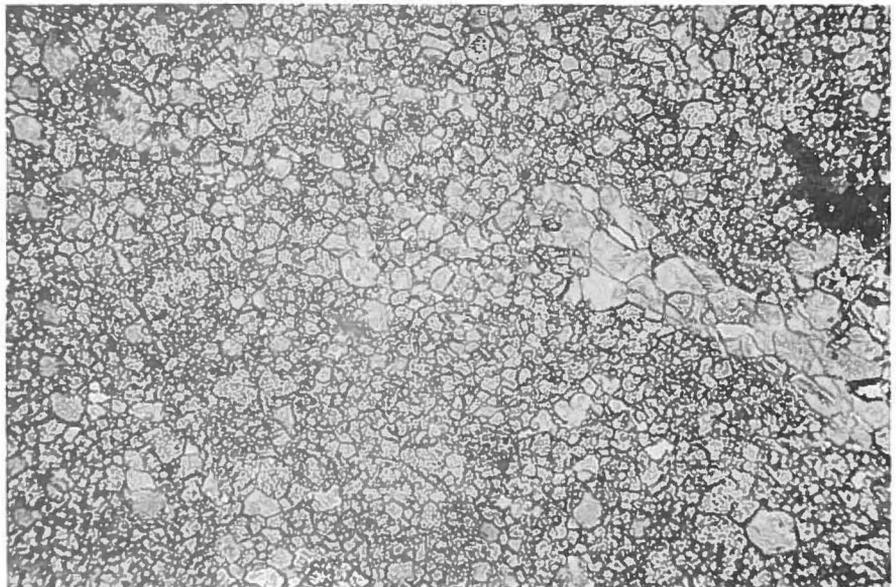
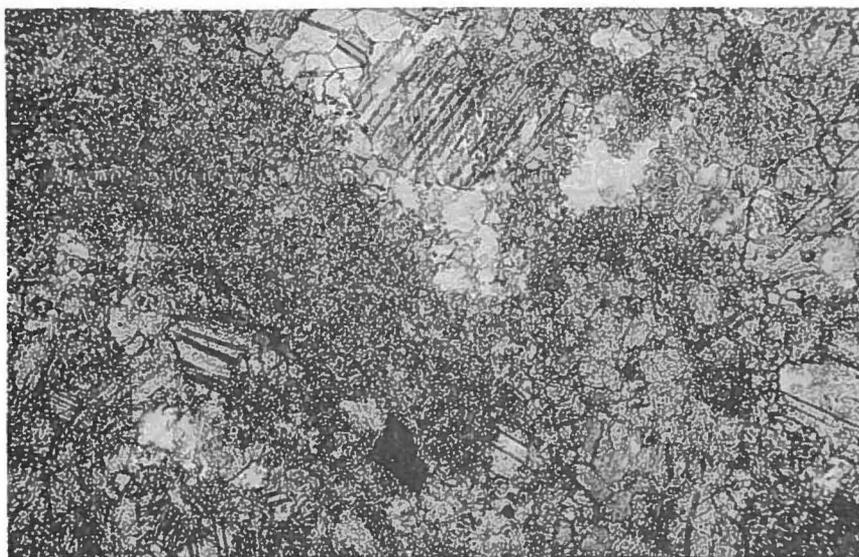


Foto 3. Típica textura de neomorfismo: "parches" reducidos de matriz micrítica (grano más fino), que pasan gradualmente, por aumento del tamaño del grano, a "plazas" de calcita gruesa secundaria (pseudosparita). Nícoles paralelos (x 25). Muestra 543-R.



Las relaciones texturales entre los aloquímicos y entre ellos y la matriz recrystalizada, así como el evidente neomorfismo agradacional de los cristales

de calcita (Foto 3), sugieren que la matriz original de estas rocas era micrita, la que habría llegado a porcentajes entre 10 y 40%.

MICROFACIES Y DIAGENESIS

El estudio petrográfico detallado de los niveles calcáreos muestra que se trata, en general, de biomicroesparritas, por una parte, y pseudoesparritas, y/o pseudoesparritas, por otra. En estas últimas, es evidente que la textura observable fue adquirida con posterioridad a la diagénesis, más precisamente durante etapas de deformación posteriores, como así lo demuestra el bandeamiento tectónico que presentan al microscopio, caracterizado por "sombras de presión" a ambos lados de los bioclastos mayores (Foto 1).

Sobreimpuesta a la recrystalización tectónica se ha sumado, en un sentido regional, un efecto de recrystalización termal (Foto 2); así se observa, en efecto, que las microfacies más recrystalizadas se ubican, casi siempre, cerca de o en contacto inmediato con intrusivos y/o filones ocoíticos, mesozoicos; mientras, que en las biomicroesparritas y biomicroesparritas la conservación parcial o total de estructuras tan finas como los Foraminíferos, (Foto 4) sugieren que la recrystalización diagénica no fue tan intensa, a pesar de las espectacularidad de algunas de sus texturas (Foto 3).

Los niveles más recrystalizados tectónicamente, siempre presentan una asociación monotemática de placas de Crinoídeos "flotando" en una matriz

microesparítica con orientación tectónica. Los niveles con menor recrystalización tectónica aparentemente corresponden a las microfacies con abundancia de bioclastos de Productidos (no orientados), Briozoos, espículas y Foraminíferos, a veces, placas de Crinoídeos, también, además de una cantidad variable de terrígenos tales como cuarzo y feldespatos (hasta 30%), todo asociado a una matriz claramente micrítica en su origen. Esto sugiere que la composición y fábrica original de estas microfacies podrían dar cuenta, en parte, de la respuesta al neomorfismo tectónico-termal, siendo los niveles que originalmente eran biomicroesparritas-crinoidales, y posiblemente los más puros, los más recrystalizados y que aparecen actualmente como pseudoesparritas y pseudoesparritas.

Desde el punto de vista diagénico, las microfacies menos recrystalizadas (biomicroesparritas), excepto porque muestran a veces reemplazos parciales de texturas originales de los bioclastos y el paso de micrita a microesparita, no presentan fenómenos diagénicos de importancia, que pudieran ser responsables de un intercambio químico mayor con pérdida inusual de iones Mg^{2+} .

Todo lo anterior, permite justificar que los argumentos más adelante desarrollados, tienen un

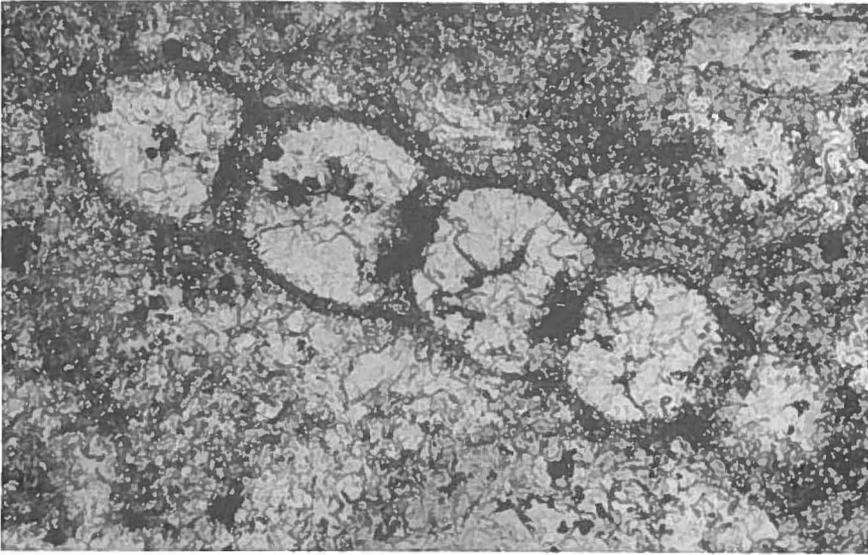


Foto 4. Ejemplo de conservación de estructuras primarias, sedimentarias, en las calizas de Huentelauquén: Foraminífero bentónico *Earlandinita* sp. Nícoles paralelos (x 50). Muestra 543-R.

cierto grado de validez, toda vez que las fábricas y texturas neoformadas, que actualmente muestran las calizas de Huentelauquén, no dificultan mayor-

mente la interpretación ambiental y condiciones de depositación.

PALEOTEMPERATURA

Los aloquímicos presentes en las calizas de la Formación Huentelauquén consisten, exclusivamente, en bioclastos que corresponden mayoritariamente a fragmentos de Bivalvos, Braquiópodos, Crinoídeos, Briozoos, espículas de esponjas y Foraminíferos (Rivano y Sepúlveda, 1983), además de escasos fragmentos de Gastropodos, en ese orden de abundancia. Igualmente, la macrofauna recolectada en los niveles calcáreos de la Formación Huentelauquén no difiere mayormente de los bioclastos observados en cortes transparentes (Minato y Tazawa, 1977; Covacevich, 1985).

Específicamente, algas calcáreas verde-azules y formas tales como corales hermatípicos no fueron encontradas, a pesar de que se buscaron metódicamente. Además, otros aloquímicos tales como ooides (microoncolitas y/o oolitas) y pelloides no fueron vistos.

Lees y Buller (1972) han reconocido dos asociaciones de aloquímicos bioclásticos; una llamada "Foramol", típica de calizas de aguas templadas a frías, que incluye restos de Foraminíferos bentónicos, Moluscos, Bryozoos, y algas rojas como constituyentes dominantes y cantidades menores de Equinodermos, Ostrácodos, espículas de esponjas y tubos de gusanos en menor cantidad. La otra

asociación llamada "Clorozoan" consiste en algas calcáreas verde-azules y corales hermatípicos, en presencia significativa, además de otros organismos de la asociación anterior, los que disminuyen en importancia frente a las algas y corales; ésta es la familiar asociación de aguas cálidas. Lees (1975) consideró estas dos asociaciones relacionadas, principalmente, a la temperatura y salinidad del agua.

La asociación faunística de las calizas de Huentelauquén, pertenecería, entonces, al tipo "Foramol" es decir a una asociación característica de aguas templadas a frías. Aún cuando Lees (*op. cit.*) muestra que la salinidad juega un rol importante al lado de la temperatura, estableciendo que bajo ciertas condiciones la salinidad determina el control de la distribución de los dos tipos de asociaciones faunísticas, es posible estimar como válida la asignación de la Formación Huentelauquén a aguas templadas a frías de latitudes medias a altas, considerando que en términos actuales, asociaciones del tipo Foramol ocupan posiciones de latitudes medias a altas, tanto hacia el norte como hacia el sur de la línea Ecuatorial, latitudes que son característicamente el predominio de aguas templadas a frías. El mismo Lees (*op. cit.*) demuestra que las asociaciones de aloquímicos no esqueleta-

bles tales como oolitas, pellets, y agregados (grapes) son típicos de zonas entre los 30° al norte y al sur del Ecuador, es decir, aguas cálidas a tropicales, mientras que su ausencia indica lo contrario, aún más Lees (1975), reconoce que la sola presencia o ausencia de asociaciones de aloquímicos actuales "aparece como satisfactoriamente explicada por la temperatura del agua". Agrega que la asociación Foramol y ausencia de aloquímicos no esqueletables se produce en áreas en donde la mínima es siempre inferior a 15° y en donde la temperatura media anual no sobrepasa los 18°C, lo cual, en un sentido general, sería logrado en latitudes más altas que 30° sur o norte.

Posiblemente es riesgoso aventurar conclusiones basadas en comparaciones con organismos que evolucionan y que han podido cambiar en sus hábitos y condiciones de vida; sin embargo, parece más difícil que las condiciones físico-químicas conducentes al desarrollo o no de aloquímicos tales como ooides y pellets, hayan podido cambiar, por lo que los autores creen, es válido extrapolar las condiciones de desarrollo actual de una asociación Foramol sin aloquímicos no esqueletables hacia el Paleozoico.

Otro aspecto del problema es el que la dolomita y aragonita estén ausentes en todas las muestras, además de aloquímicos que tengan constitución aragonítica, todo lo cual habla de una ausencia de condiciones favorables (ambiente de aguas cálidas y supersaturadas de CaCO_3) al desarrollo de estos minerales, es decir, nuevamente las evidencias nos llevan a pensar en condiciones de aguas templadas a frías.

Las evidencias químicas se presentan en la tabla (1), en efecto, en el total de análisis efectuados en calizas de la Formación Huentelauquén se puede apreciar que, tanto la dolomita, que podría encontrarse enmascarada en la micrita o en la pseudosparita, así como muy probablemente la calcita magnesiana, están ausentes, ya que los valores promedios del contenido del ión Mg^{2+} en las calizas de Huentelauquén, aun en aquéllas que han sufrido menos recristalización, es bastante bajo (entre 1,50 y 0,03% en peso, mayoritariamente por debajo de 0,3). Es sabido que la mayoría de las calizas antiguas sólo contienen calcita y/o dolomita, explicándose esto porque la aragonita y la calcita magnesiana se transforman a calcita por un proceso de disolución y precipitación, ampliamente con-

TABLA 1. ANALISIS QUIMICOS DE LAS CALIZAS DE HUENTELAUQUEN

| Muestra | CaO | CO ₂ | Mg ²⁺ | % en peso | | | Litología |
|---------|-------|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------------------|--------------------------------------|
| | | | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | CaCO ₃ | |
| 531 - R | 53,32 | 42,07 | 0,24 | 2,17 | 0,13 | 95,17 | Biopseudosparita a biomicrosparita |
| 532 - R | 53,70 | 42,34 | 0,27 | 2,28 | 0,09 | 95,85 | Pseudosparrudita |
| 533 - R | 51,04 | 40,34 | 0,27 | 6,97 | 0,26 | 91,10 | Biopseudosparrudita |
| 534 - R | 51,40 | 41,58 | 0,44 | 6,27 | 0,32 | 91,75 | Biopseudosparrudita |
| 535 - R | 54,68 | 44,33 | 0,27 | 0,28 | 0,04 | 97,60 | Pseudosparrudita |
| 536 - R | 52,52 | 42,29 | 0,92 | 1,73 | 0,88 | 93,74 | Biomicrosparrudita |
| 537 - R | 51,29 | 41,15 | 0,25 | 4,83 | 0,21 | 91,55 | Pseudosparita |
| 546 - R | 41,70 | 33,85 | 0,16 | 19,8 | 0,30 | 74,43 | Biointramicrudita terrígena |
| 547 - R | 40,09 | 31,38 | 0,21 | | | 71,56 | Biomicrosparrudita |
| 602 - R | 37,79 | 29,24 | 0,32 | | | 67,45 | Biopseudosparrudita |
| 603 - R | 40,33 | 31,83 | 0,20 | | | 71,99 | Microsparrudita fosilífera terrígena |
| 607 - R | 48,18 | 24,82 | 0,03 | | | 56,44* | Pseudosparita silicificada |
| 608 - R | 46,93 | 37,09 | 0,08 | 10,20 | 0,13 | 83,77 | Pseudosparita |
| 612 - R | 48,39 | 36,82 | 0,28 | 10,80 | 0,28 | 86,37 | Biopseudosparrudita |
| 750 - R | 43,80 | 36,51 | 0,27 | 17,80 | 0,40 | 78,18 | Pseudosparita |
| 751 - R | 50,47 | 41,78 | 0,19 | 5,14 | 0,21 | 90,09 | Mármol |
| 752 - R | 25,61 | 20,30 | 0,33 | 33,2 | 2,64 | 45,71 | Skarn calcáreo |
| 763 - R | 51,84 | 45,06 | 1,50 | 0,83 | 0,21 | 92,53 | Biopseudosparrudita |

* Todos los valores de CaO₃ calculados en base a CaO excepto (*) que fue calculado en base a CO₂ por haber un exceso de CaO.

trolado por la influencia de aguas meteóricas. Sin embargo, la mineralogía original puede ser reconocida ampliamente por el estudio de las fábricas dia-genéticas originales. Aún cuando, en el caso que nos preocupa, esto no resulta fácil, algunas muestras conservan bastante de su textura original como para permitirnos asegurar que tanto la dolomita como el aragonito, al menos como constituyentes apreciables al microscopio óptico, estaban ausentes originalmente en las calizas de la Formación Huentelauquén, ya que no se vieron las clásicas formas rómbicas de cristales de dolomita, así como tampoco los cristales fibrosos y los delgados rombos alargados según el eje, típicos de la aragonita y de la calcita magnesiana, respectivamente.

Condiciones de paleotemperatura de aguas su-

perficiales tan bajas como 3°C, han sido establecidas por RAO (1981) para el Pérmico Inferior (Formación Berriedales) de Tasmania (Australia), el que es litológicamente similar a la Formación Huentelauquén.

Dentro de las limitantes que imponen la escasez y el insuficiente detalle, por el momento, del trabajo hecho por los autores, es posible tan sólo asegurar que existen evidencias bastantes favorables como para sugerir que, durante la deposición de los sedimentos que constituyen la Formación Huentelauquén, existieron condiciones de **paleotemperaturas superficiales de aguas Templadas a frías** (media anual, inferior a 18°C), que se dan actualmente a latitudes más altas que los 30°

CONCLUSIONES

La Formación Huentelauquén del Norte Chico, tal como se define aquí, ilustra en forma notablemente sencilla y clara las posibilidades de aplicación del estudio de las rocas carbonatadas a la determinación de ambientes y condiciones de deposición de unidades sedimentarias antiguas, aún de aquéllas que, como es el caso, presentan un grado de recristalización que *a priori* impediría un mayor detalle.

En un aspecto más concreto, en lo que se refiere a las condiciones de deposición de la Formación Huentelauquén, se destaca que:

- Los modelos de deposición de plataformas carbonatadas someras en aguas tropicales, no representan, un enfoque adecuado para la interpretación de las microfacies de la Formación Huentelauquén.
- En comparación con la Formación Huentelauquén, otras formaciones calcáreas del Paleozoico superior que existen en Chile, especialmente en el norte del país, deberían ser examinadas desde la perspectiva de la petrología de rocas carbonatadas modernas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores no pueden dejar pasar esta oportunidad para agradecer sinceramente las observaciones y sugerencias, siempre acertadas, hechas al manuscrito original por nuestros colegas y amigos Constantino Mpodozis, John Davidson y Luis Ignacio Silva. Del mismo modo, deseamos recono-

cer y agradecer la buena disposición y colaboración de nuestra secretaria, Srta. Jacqueline Bermejo.

Este trabajo, es una contribución al Proyecto PICG 211 "Paleozoico Superior de Sudamérica".

REFERENCIAS

- BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E.; RÖSLER, O. 1980.** Licófitas paleozóicas de Chile. Bol. I. G. Instituto de Geociencias, USP., Vol. 11. No. 31-189, p. 43-49.
- CECIONI, G. 1962.** La Formación Arrayán, devónica, en la Provincia de Coquimbo. Univ. Chile, Bol., No. 34, p. 40-47.
- CECIONI, G. 1974.** Flysch devónico y orogénesis bretónica en Chile. Univ. Chile, Depto. Geol., Publ., No. 42, p. 21-29.
- CHARRIER, R. 1977.** Geology of the region of Huentelauquén, Coquimbo Province, Chile. In Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile. First Rep. (Ishikawa, T.; Aguirre, L.; eds.) Jap. Soc. for the Prom. of Sci., p. 81-94. Tokyo.

- COVACEVICH, V. 1985.** Estudio paleontológico de muestras provenientes de la Hoja Illapel-Morro Morado, 31°-32° Lat. S (IV Región). Informe Paleontológico interno No. 38. Serv. Nac. Geol. Miner. (inédito), 24 p. Santiago.
- CUITINO, L.; RIVANO, S. (en prep.).** Normas para la clasificación de rocas sedimentarias. Serv. Nac. Geol. Miner., Misc.
- FUENZALIDA, H. 1940.** Algunos afloramientos paleozoicos de la desembocadura del Choapa. Museo Nac. Hist. Nat., (Chile), Bol., p. 37-68.
- GODOY, E. 1979.** Metabasitas del Basamento Metamórfico: Nuevos datos geoquímicos. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 3, p. E133-E148. Arica.
- LEES, A. 1975.** Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, Vol., 19, p. 159-198.
- LEES, A.; BULLER, A. T. 1972.** Modern temperature-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, Vol. 13, p. M67-M73.
- MAASS, R. 1970.** Die "Tillite" vom Río Choapa: einzige Zeugen der permokarbonen Eiszeit in Chile. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Vol. 121, p. 187-195.
- MAASS, R.; ROESCHMANN, C. 1971.** Über die präandine Entwicklung am Beispiel der südlichen Provinz Coquimbo. *Münst. Forsch. Geol. Paläont.*, No. 20/21, p. 101-148.
- MILLER, H. 1970.** Vergleichende Studien an prämesozoischen Gesteinen Chiles unter besonderer Berücksichtigung ihrer Kleintektonik. *Geotektonische Forsch.*, No. 36, 64 p.
- MINATO, M.; TAZAWA, J. 1977.** Fossils of the Huentelauquén Formation at the locality F, Coquimbo Province, Chile. *In* Comparative studies in the geology of the Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile. First Rep. (Ishikawa, T.; Aguirre, L.; eds.) Jap. Soc. for the Prom. of Sci., p. 95-117. Tokyo.
- MUNDACA, P.; PADILLA, H.; CHARRIER, R. 1979.** Geología del área comprendida entre Quebrada Angostura, Cerro Talinai y Punta Claditas, Provincia de Choapa, IV Región, Chile. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. A121-A161. Arica.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1942.** Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa, especialmente en la Provincia de Coquimbo. *In* Congr. Panam. Ing. Minas y Geol., An., Vol. 2, p. 285-318. Santiago.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1968.** Evolución geológica del territorio chileno (Incorporación del Prof. Sr. Jorge Muñoz-Cristi como académico de número). *Acad. Ciencias (Chile)*, Bol., Vol. 1, No. 1, p. 18-26.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1973.** Geología de Chile. Pre-Paleozoico, Paleozoico y Mesozoico. Edit. Andrés Bello, 209 p. Santiago.
- RAO, C. P. 1981.** Criteria for recognition of cold-water carbonate sedimentation: Berriadale Limestone (Lower Permian), Tasmania, Australia. *J. Sed. Petrol.*, Vol. 51, No. 2, p. 491-506.
- RIVANO, S.; SEPULVEDA, P. 1983.** Hallazgo de foraminíferos del Carbonífero Superior en la Formación huentelauquén. *Rev. Geol. Chile*, No. 19-20, p. 25-35.
- RIVANO, S.; SEPULVEDA, P. (en prep.).** Hoja Illapel, Región de Coquimbo, Chile. Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile.
- SUNDT, L. 1897.** Una formación calcárea y fosilífera cerca de la desembocadura del río Choapa. *Soc. Nac. Miner. (Chile)*, Bol., Vol. 9, No. 4, p. 139-141.
- SUNDT, L. 1898.** ¿Existen en Chile terrenos pertenecientes a la época carbonífera? *Soc. Nac. Miner. (Chile)*, Bol., Vol. 10, No. 19, p. 212-214.
- THIELE, R.; HERVE, F. 1984.** Sedimentación y tectónica de antearco en los terrenos preandinos del Norte Chico de Chile. *Rev. Geol. Chile*, No. 22, p. 61-75.

Trabajo recibido: 01-04-85; aceptado: 12-08-85