

ESTRATIGRAFIA Y AMBIENTES DE DEPOSITACION DURANTE EL CRETACICO INFERIOR, SENO ULTIMA ESPERANZA A SENO OBSTRUCCION, REGION DE MAGALLANES, CHILE.

(STRATIGRAPHY AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS DURING THE LOWER CRETACEOUS, ULTIMA ESPERANZA TO OBSTRUCCISN SOUNDS, MAGALLANES, CHILE)

XIMENA PRIETO V. •

RESUMEN

En el área de estudio se exponen esquistos micáceos polideformados del Basamento Metamórfico, generados por acreción de depósitos clásticos de antearco al margen suroccidental del Gondwana, en el Paleozoico Superior a Triásico. En discordancia sobre el Basamento, se disponen brechas sedimentarias de la Formación Poca Esperanza (Pre-Jurásico Superior) depositadas en abanicos aluviales subacuáticos, activos durante la etapa de extensión cortical de un evento de *rift* Jurásico.

Concordantemente sobre la unidad anterior, se encuentran rocas extrusivas ácidas de la Formación Tobífera (Jurásico Superior) generadas durante el evento de rift mencionado y depositadas en conjunto con rocas sedimentarias en una cuenca marina. En contemporaneidad tardía, esta unidad fue intruída por cuerpos hipabisales basicos, probablemente asociados al magmatismo toleítico de la Cuenca de rocas verdes.

La Formación Erezcano (Titoniano-Berriasiano a Aptiano-Albiano) infrayace en transición a la Formación Punta Barrosa y suprayace en igual relación a la Formación Tobífera. El miembro inferior de esta unidad está compuesto por pelitas y areniscas depositadas en una plataforma a la que accedían flujos turbidíticos distales, durante una etapa de alzamiento del nivel base. El miembro superior está constituido por limolitas bioturbadas depositadas en una plataforma somerizada por la caída del nivel base.

Las areniscas y pelitas de la Formación Punta Barrosa (Albiano Superior a Cenomaniano) representan la parte media de abanicos submarinos, depositados por turbiditas progradantes desde el norte y transportadas longitudinalmente al eje de una cuenca elongada, cerrada hacia la zona sur del área de estudio. En este borde de cuenca, se desarrolló un volcanismo básico (Formación Barros Arana, edad máxima Albiano), cuyos productos se depositaron en ambiente subaéreo a marino somero, engranando en parte del miembro superior de la Formación Erezcano

• Area de Geociencias, Instituto de la Patagonia. Universidad de Magallanes. Casilla 113-D. Punta Arenas

y con la Formación Punta Barrosa.

Palabras claves: Ambientes de depositación, Estratigrafía, Cretácico Inferior, Región de Magallanes.

SUMMARY

Metamorphic Basement polydeformed micaceous schists, genetically linked to the accretion of forearc clastic deposits to the southwestern margin of Gondwana during Upper Paleozoic to Triassic are exposed in the study area. On top of the basement, sedimentary breccias from Poca Esperanza Formation (Pre Upper Jurassic) were deposited in subaquatic alluvial fans active during the crustal extension stage of a Jurassic rifting event. Tobífera Formation (Upper Jurassic) extrusive acid rocks from the rifting event lie on top the unit formerly described, this rocks were deposited together with sedimentary rocks in a marine basin. In later coeval time, this unit was intruded by basic hypabissal bodies probably linked to the toleitic magmatism of the Green Rocks Basin.

The Erezcano Formation (Tithonian-Berriasian to Aptian-Albian) underlies in transition the Punta Barrosa Formation and overlays in the same kind of relationship the Tobífera Formation. The lower member of this unit is made up of pelites and sandstones deposited within a platform which was reached by distal turbiditic flows during the rising period of the base level. The upper member is made up of bioturbated silstones deposited in a shallower platform due to base level fall.

Sandstones and pelites from Punta Barrosa Formation (Upper Albian to Cenomanian) are found in the middle part of submarine fans deposited by prograding turbidites from the north and transported along the axis of an elongated basin with closure towards the southern end of the study area. At this basin edge, basic volcanism was developed (Barros Arana Formation, Albian maximum age) its products were deposited in a sub aerial to shallow marine environment interfingering with part of the upper member of Erezcano Formation and with Punta Barrosa Formation.

Key words: Depositional environments, Stratigraphy, Lower Cretaceous, Magallanes Region.

INTRODUCCION

Los estudios geológicos en la PreCORDI-llera de la Región de Magallanes, comenzaron a ser efectuados en la década de 1950, por la Empresa Nacional del Petróleo. Posteriormente, geólogos del Instituto de Investigaciones Geológicas, Lamont Doherty Geological Observatory y ENAP, entre otros, han propuesto nuevos modelos evolutivos para la región. No obstante, en el área comprendida entre Seno Última Esperanza y Seno Obstrucción (Fig.1), se ha realizado un reducido número de estudios, todos ellos de carácter estratigráfico, que han permitido tener un conocimiento parcial de esta área.

En este contexto, los objetivos de este trabajo fueron definir la estratigrafía del área de estudio con énfasis en el intervalo Jurásico Superior a Cretácico Inferior, determinar ambientes de depositación para las unidades reconocidas y proponer una evolución paleogeográfica.

MATERIAL Y METODO

Entre los meses de Enero a Abril de 1985, se efectuaron tres campañas de terreno, en conjunto con geólogos de ENAP. La información obtenida se complementó con estudios fotogeológicos, revisión bibliográfica, descripción de cortes transparentes, diseño de columnas estratigráficas y confección de un mapa geológico a escala 1:100.000. La macrofauna fósil recolectada en estas campañas fue determinada por V. Covacevich (1985).

Finalmente se analizaron las condiciones de sedimentación de las unidades y se elaboró un modelo de evolución paleogeográfica para la cuenca.

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Durante el Pérmico-Triásico Inferior se desarrolló un arco magmático en el margen suroccidental del paleocontinente de Gondwa-

na (Gust et al., 1985). Hacia el sur de este arco se habría depositado una gran extensión de sedimentos de antearco en el Carbonífero-Pérmico, los que en conjunto con corteza oceánica, fueron acrecionados a Gondwana durante el Paleozoico-Triásico, en el marco de una tectónica de placas de margen convergente con bajo ángulo de subducción (Uliana et al., 1986; Forsythe y Mpodozis, 1983; Mpodozis y Ramos, 1989). Durante este evento también se incorporaron bloques exóticos al prisma, como el de Madre de Dios (Mpodozis, 1983).

En el intervalo Triásico-Jurásico Inferior se desarrollaron grabenes y hemigrabenos generados por extensión cortical, de orientación general noroeste, en donde se acumularon rocas sedimentarias y volcánicas (Uliana et al., 1986).

En el Jurásico Medio a Superior, el alzamiento diapírico del manto generó extensión cortical y volcanismo ácido durante una etapa de rift, la que culminó con la partición del paleocontinente en el Cretácico Inferior. En el área oriental del rift, el volcanismo ácido se depositó en ambiente subaéreo y su actividad habría disminuido en el Oxfordiano a Kimmeridgiano (Bruhn et al., 1978). En cambio, en el margen occidental, la depositación del volcanismo ácido habría ocurrido en una cuenca marina profunda a somera, durante el Jurásico Superior (Fuenzalida y Covacevich, 1988; Bruhn et al., 1978; Hanson y Wilson, 1991).

En el Jurásico Superior y en contemporaneidad tardía con el evento volcánico ácido (Stern et al., 1991b; Fuenzalida y Covacevich, 1988) en el margen occidental de la zona de rift se habría desarrollado la Cuenca de Rocas Verdes, tradicionalmente interpretada como una cuenca marginal o cuenca tipo aulacógeno (Harambour y Soffia, 1988) con expresión de piso oceánico toleítico, que se habría abierto de sur a norte formando una cuña entre los 49: L.S. y los 56: L.S. (Stern y Elthon, 1978).

El volcanismo ácido habría cesado en el Kimmeridgiano Superior y el magmatismo toleítico habría culminado durante el Oxfordiano en Islas Georgias del Sur y Oxfordiano-Titoniano en Cordillera Sarmiento (Fuenzalida y Covacevich, 1988; Stern et al. 1991b). No obstante, Harambour y Soffia (1988) sugieren que la etapa de rift culminó en el Jurásico-Cretácico, coincidiendo con el inicio de la expansión de la Cuenca de Rocas Verdes, en cuyos bordes se

establecieron condiciones de margen pasivo en subsidencia termal, que persistieron hasta el Aptiano.

Diversos autores han sugerido que durante el Jurásico Medio a Superior, contemporáneamente al evento volcánico ácido se estableció en el margen occidental del continente, un arco magmático calcoalcalino asociado a subducción (Bruhn et al., 1978), sin embargo, Hanson y Wilson (1991) han señalado que no existe evidencia directa de este arco, exceptuando algunos afloramientos de andesitas en Cordillera Darwin.

El arco magmático se habría desarrollado como un arco de isla separado del margen continental por la Cuenca de Rocas Verdes y habría sido la fuente de aporte de turbiditas y flysh volcanoclásticos calcoalcalinos hacia la cuenca en extensión durante el Cretácico Inferior (Hanson y Wilson, 1991; Bruhn y Dalziel, 1976). En este intervalo, en el margen nororiental de esta cuenca (Torres del Paine) se depositaron facies de plataforma progradante hacia el oeste (Harambour y Soffia, 1988) con aportes de turbiditas (Formación Erezcano) desde el norte depositadas en un talud inclinado al oeste (Cortis, 1964b; Wilson, 1991) las que engranan hacia el sur (Seno Skyring-Isla Tierra del Fuego) con facies plataformales someras (Harambour et al., 1989; Castelli et al., 1992).

El comienzo del alzamiento del borde oriental de la Cuenca de Rocas Verdes se produjo en el Aptiano-Albiano y el apilamiento tectónico resultante generó una cuenca de antepaís hacia el este, que recibió aportes desde la zona alzada cuando ésta comenzó a erosionarse al alcanzar condiciones subaéreas (Harambour y Soffia, 1988). Durante el Albiano-Campaniano la cuenca de antepaís se habría profundizado desde los 500 m a los 1000 m o 2000 m (Natland et al., 1974) y en ella se depositaron turbiditas en un abanico submarino (Winn y Dott, 1976) con aportes de sedimentos volcánicos intermedios desde el norte (Cortés, 1964b; Wilson, 1991).

ESTRATIGRAFIA DEL AREA DE ESTUDIO

De base a techo se reconocen las siguientes unidades estratigráficas:

BASAMENTO METAMORFICO
PALEOZOICO SUPERIOR A TRIASICO

Distribución y relaciones estratigráficas: Esta unidad se expone puntualmente en Seno Poca Esperanza y en la costa oeste del Canal Santa María, infrayaciendo en discordancia de erosión y angular a las formaciones Poca Esperanza y Tobífera.

Descripción: Está constituida por esquistos grises con abundantes vetillas de cuarzo, que exhiben tres eventos deformativos. La asociación cuarzo + feldespato + mica blanca + biotita, permite definirlos como esquistos de mica blanca, cuyo protolito pelítico se metamorfizó en condiciones de la Facies de bajo grado de Esquistos Verdes (definida por Turner, 1981).

Edad: Por su posición estratigráfica y características litológicas, el Basamento se correlaciona con los afloramientos de rocas metamórficas reconocidos en Península Staines, Seno Otway y Cordillera Darwin, entre otros. En esta última localidad se ha obtenido una edad Rb/Sr de 236 ± 1.9 MA, que representaría la edad mínima de deformación (Hervi *et al.*, 1979).

Ambiente: El Basamento Metamórfico corresponde a una de las exposiciones más orientales del prisma de acreción adicionado al borde continental del Gondwana, entre el Paleozoico Superior y el Mesozoico Inferior. Este prisma incorporó depósitos clásticos de antearco, corteza oceánica y rocas carbonatadas depositadas en montes submarinos, al margen sur-occidental de un arco magmático Paleozoico, en respuesta a una subducción de bajo ángulo (Forsythe y Mpodozis, 1983).

FORMACION POCA ESPERANZA PRE-JURASICO SUPERIOR

Distribución y relaciones estratigráficas: Se propone denominar Formación Poca Esperanza a la unidad reconocida por Céspedes (1966) en el seno homónimo, sobreyaciendo al Basamento Metamórfico en discordancia de erosión y angular e infrayaciendo concordante (y al parecer engranando parcialmente) a la Formación Tobífera.

Esta unidad presenta su mejor exposición en Seno Poca Esperanza y también se exhibe puntualmente en Seno Obstrucción y Canal Santa María.

Descripción: La Formación Poca Esperanza presenta una geometría lenticular con una potencia de hasta 200m y está constituida de brechas sedimentarias, areniscas y pelitas, dispuestas en un arreglo no secuencial de facies.

En el sector occidental la formación está compuesta por la Facies de brechas sedimentarias, que presenta intercalada hacia el techo la Facies de brechas finas alternadas con areniscas y/o pelitas. En el sector oriental, facies de la Formación Tobífera se disponen entre la Facies de brechas sedimentarias y la Facies de areniscas alternadas con pelitas.

Facies de brechas sedimentarias: Esta constituida por brechas con intercalaciones de areniscas y pelitas. Las brechas son macizas, de color gris, lenticulares, de hasta 2m de espesor y de base erosiva y techo neto o gradacional. Secundariamente exhiben gradación normal o inversa, imbricación de clastos y marcas de fondo. Las paleocorrientes indican un sentido de flujo hacia el este y dirección NO-SE.

Los clastos de las brechas son menores a 100 cm, angulosos, de mala selección y dispuestos en un arreglo matriz a clasto soporante. Están compuestos de esquistos mica-ceos, cuarzo metamórfico, metareniscas y en menor proporción, pelitas, areniscas y rocas volcánicas ácidas. Hacia el techo de la facies aumenta el cuarzo metamórfico y aparecen clastos volcánicos ácidos.

Las areniscas grises son medias a gruesas, lenticulares, de hasta 0.3 m de potencia y de base y techo gradacional o neto. Suelen desarrollar estratificación cruzada y ondulitas. Las paleocorrientes sugieren dirección N-S.

Subordinadamente se encuentran limolitas gris medio, lenticulares de hasta 0.5 m, de base neta o gradacional y techo neto.

Facies de brechas finas alternadas con areniscas y/o pelitas: Está compuesta de brechas finas, areniscas micáceas y limolitas micáceas oscuras, que se disponen en capas lenticulares a tabulares de hasta 0.5 m, en arreglo granodecreciente y de base erosiva y techo neto con pelitas.

Facies de areniscas alternadas con pelitas: Corresponde a turbiditas con desarrollo de las divisiones a, b, c y de de Bouma. Subordinadamente se presentan intercalaciones lenticu-

lares de brechas sedimentarias finas. Las paleocorrientes indican direcciones de flujo N-S y E-O.

Edad y Correlaciones: Las relaciones estratigráficas de esta formación y la aparición de clastos volcánicos ácidos hacia el techo, sugieren una contemporaneidad relativa con la Formación Tobifera, de edad Jurásico Superior. De acuerdo a esta relación, se asigna a la Formación Poca Esperanza una edad Pre Jurásico Superior.

La unidad ha sido correlacionada con las rocas basales de Formación Tobifera, en las localidades de Península Staines, Península Brunswick y Seno Almirantazgo (Cortés, 1964a; Allen, 1982; Moraga, 1988; Johnson, 1990).

Ambiente de depositación: La Facies de brechas sedimentarias habría sido depositada en la zona proximal de un abanico aluvial subacuático (?), cercano a la fuente de aporte y la Facies de brechas finas alternadas con areniscas y/o pelitas representa depósitos de crevasse splay de deltas o llanuras de inundación.

En cambio, la Facies de areniscas alternadas con pelitas representa depósitos de abanicos turbidíticos o áreas de crevasse splay de canales alimentadores de abanicos aluviales subacuáticos. Las medidas de paleocorrientes indican un sentido de transporte de las turbiditas NNW-SSE y de las brechas NW-SE, E-W y NE-SW.

Conclusiones: La edad de esta formación y su depositación en contemporaneidad tardía con la Formación Tobifera, sugieren que la Formación Poca Esperanza se depositó durante la etapa extensional del evento de rift Jurásico. En este contexto la Formación Poca Esperanza representa depósitos de abanicos aluviales asociados a una tectónica extensional activa. La distribución vertical no secuencial de las facies, evidenciaría la existencia de pulsos de reactivación tectónica que controlarían la caída episódica del nivel base de sedimentación.

FORMACION TOBIFERA
STEWART ET AL., 1971
OXFORDIANO A KIMMERIDGIANO SUPERIOR

Distribución y relaciones estratigráficas: Esta unidad infrayace concordante y transicionalmente a la Formación Erezcano y suprayace concordantemente a la Formación Poca Espe-

ranza.

Descripción: Expone un espesor variable entre 400 y 1.200 m; compuesto por una alternancia irregular de facies volcánicas ácidas, facies pelíticas y rocas ígneas básicas. Estas últimas intruyen a las otras facies, sin llegar a afectar a la Formación Erezcano, lo que sugiere una contemporaneidad relativamente tardía entre el magmatismo básico y ácido.

La facies ácida está constituida por brechas, tobas de lapilli y ceniza, riolitas y, en menor proporción, areniscas y grauwacas epivolcánicas ácidas, que se presentan en bancos macizos de 0.2 a 3 m de potencia. Las secuencias pelíticas están compuestas por limolitas gris medio oscuro de hasta 0.3 m de espesor, con ocasionales intercalaciones de areniscas finas gris medio y laminaciones volcanoclásticas ácidas. En canal Morla Vicuña se recolectaron fósiles de Belemnites.

Las rocas ígneas básicas se disponen en filones mantos y diques de diabasa de dinopiroxeno, los cuales desarrollan ocasionalmente estructuras columnares y otras semejantes a almohadillas.

La zona de transición entre las formaciones Tobifera y Erezcano corresponde a una alternancia de pelitas oscuras con capas volcanoclasticas y/o epivolcánicas ácidas. En esta zona se han reconocido tobas con lapilli acronario?, grauwackas, tobas con pómez, esquirlas y radiolarios, turbiditas y volcarénitas finas a gruesas.

Edad y Correlaciones: Esta unidad se correlaciona con las exposiciones de rocas volcánicas ácidas que afloran en la Patagonia entre los 44° a los 55° L.S. y desde la Cordillera a la Plataforma Falkland. Unidades correlacionables a la Formación Tobifera presentan edades Jurásico Medio a Superior en las localidades argentinas de Río Genua y Sierra de Cerro Negro (Suárez, 1978; Allen, 1982). Sin embargo, en la cordillera patagónica chilena se ha determinado un rango de edad Kimmeridgiano Medio a Superior para esta unidad (Fuenzalida y Covacevich, 1988). En el área de estudio, la fauna fósil recolectada (*Belemnites brari*) es de edad Oxfordiano a Kimmeridgiano Medio (Covacevich, 1985).

Estos antecedentes sugieren una edad Oxfordiano a Kimmeridgiano Superior para la Formación Tobifera en el área de estudio.

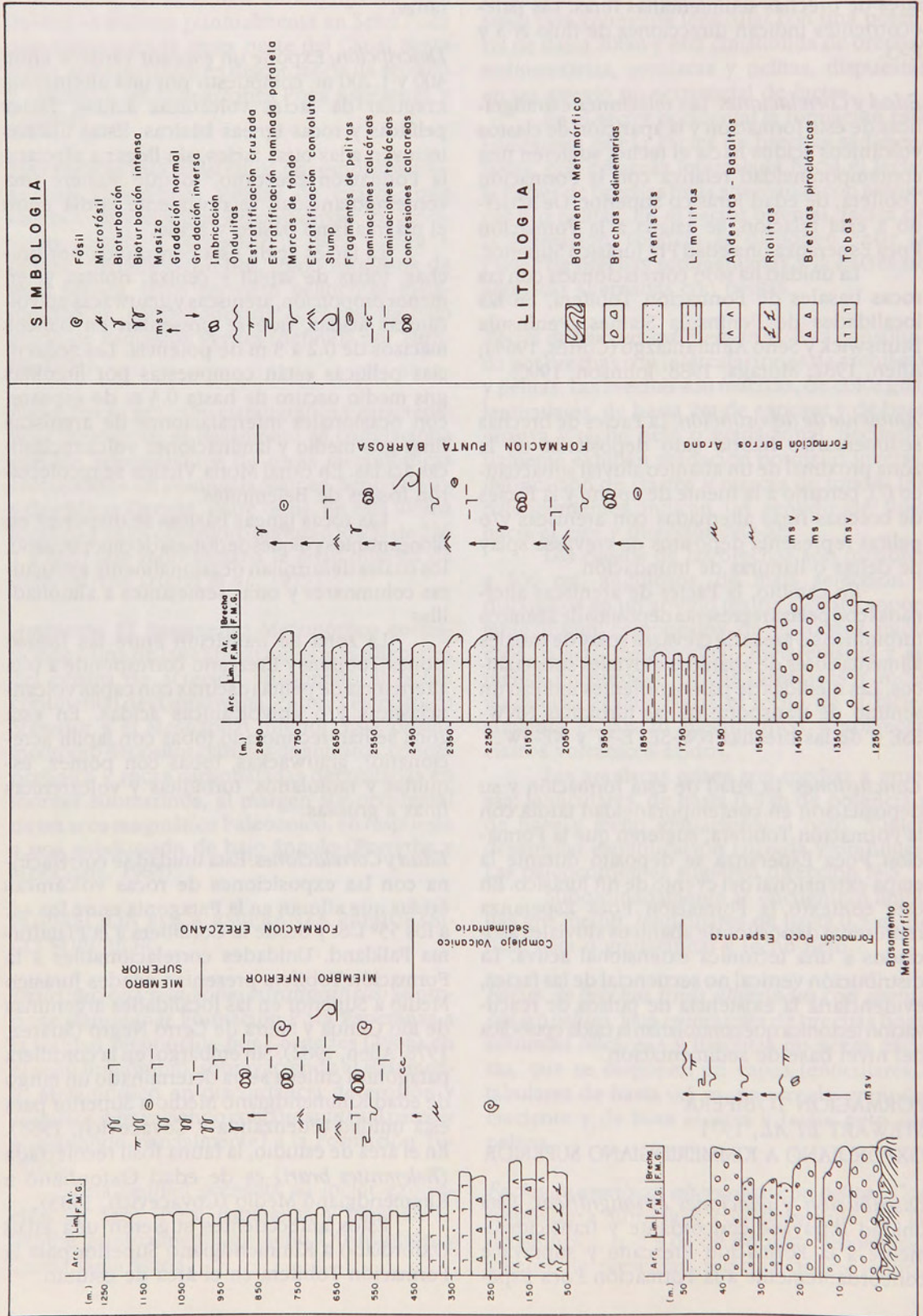


Fig. 2.- Columna estratigráfica esquemática de las unidades expuestas en el área de estudio.

Ambiente de depositación: Las facies ácidas fueron generadas por un volcanismo ácido efusivo, que depositó sus productos en una cuenca marina conjuntamente con facies pelíticas. Las rocas básicas corresponden a cuerpos hipabisales, algunos de los cuales presentan el desarrollo de estructuras en almohadillas, debido a que intruyeron a depósitos húmedos.

Las relaciones de contacto entre las rocas intrusivas básicas y las otras facies, indica la contemporaneidad tardía del magmatismo básico respecto al ácido. Esta relación y la proximidad del área de estudio con el Complejo Ofiolítico Sarmiento, sugiere que los intrusivos pueden estar asociados a este magmatismo toleítico.

El ambiente de sedimentación de la zona de transición entre las formaciones Tobífera y Erezcano correspondió a un mar pelágico con aportes de volcanoclásticos (Punta Sutherland), en el resto del área la sedimentación ocurrió en una cuenca marina a la que accedían detritos epivolcánicos (Seno Worseley, Fiordo Resi, Seno Poca Esperanza y Lago Azul).

FORMACION EREZCANO CECIONI, 1951 TITONIANO-BERRIASIANO A APTIANO-ALBIANO

La Formación Erezcano se expone completa y con sus dos miembros en el seno homónimo, lo que confirma la localidad típica y la denominación propuesta por Cecioni (1951).

Esta unidad infrayace en transición a la Formación Punta Barrosa y sobreyace en igual relación a la Formación Tobífera.

Descripción: Está compuesta por dos miembros que se presentan en relación de transición.

Miembro Inferior: Expone 600 a 700m compuestos por una fina alternancia de pelitas oscuras, areniscas y laminaciones blancas. En esta unidad se reconocen la Facies de pelitas con intercalaciones de areniscas y la Facies de pelitas alternadas con areniscas.

Facies de pelitas alternadas con areniscas: Consiste en una alternancia irregular y heterolítica de lutitas oscuras (15 a 1 cm), pelitas gris claro a oscuro (20 a 2cm), areniscas finas a gruesas gris claro a medio, ocasionalmente calcáreas (20 a 2 cm) y laminaciones de color blanco volcanoclásticas o epivolcánicas (0.5 a 20 cm),

dispuestas en turbiditas del tipo Tbde y Tcde.

Facies de pelitas con intercalaciones de areniscas: Es similar a la facies anterior, sin embargo, no se reconocieron estructuras que sugieran un origen turbidítico. En la base de esta facies, se exponen algunas laminaciones calcáreas microesparíticas o esparíticas y ocasionalmente micrita.

Miembro Superior: Presenta 200 a 300 m de espesor constituido por la Facies de limolitas bioturbadas y subordinadamente por la Facies de pelitas alternadas con areniscas.

Facies de limolitas bioturbadas: Las limolitas son de color gris claro a verde, macizas, tabulares, de hasta 1.5 m de espesor, con espaciadas intercalaciones de laminaciones blancas de hasta 2 cm. La intensa bioturbación no permite discriminar trazas, sin embargo, se reconocieron trazas de *Planolites*, *Skolithos* y puntualmente *Zoophycus*.

Facies de pelitas alternadas con areniscas: Consiste en una fina alternancia de lutitas oscuras (5 a 20 cm), limolitas oscuras a claras y areniscas finas de color gris medio a claro (1 a 20 cm), las que ocasionalmente desarrollan estratificación cruzada.

Contenido fosilífero: Los fósiles recolectados corresponden a *Belemnitidae* indet., *Inoceramus* sp, *Gryphaeidae* indet., *Ammonoidea* indet. (*Phyllopacchyceras* sp?), *Neocomitinae* indet. y trazas de *Zoophycus* (Covacevich, 1985). Además se reconocieron trazas de *Planolites* y *Skolithos*.

Edad y Correlaciones: En base a macrofauna fósil, Cecioni (1951) determinó una edad Hauteriviano-Albiano para la Formación Erezcano en Seno Última Esperanza. En Puesto Zapata, Cañón (1964) reconoció fósiles de edad Titoniano a Hauteriviano en el miembro inferior de esta formación y fósiles de edad Aptiano-Albiano en el miembro superior. Posteriormente, Covacevich (1984) reestudió los fósiles recolectados en Puesto Zapata (Cañón, 1964) y en Chorrillo Bellota (Cortés, 1962), determinando una edad Berriasiano a Barremiano-Aptiano? para el miembro inferior de la Formación Erezcano.

Los fósiles del área estudiada identificados por Covacevich (1985), sugieren una edad máxima Titoniano a Berriasiano para el miembro inferior de la Formación Erezcano.

De acuerdo a estos antecedentes, se propone una edad Titoniano-Berriasiano a Barremiano para el miembro inferior y Aptiano-Albiano para el miembro superior de la Formación Erezcano, en el área de estudio.

La Formación Erezcano ha sido correlacionada por diversos autores con la Formación Zapata (Torres del Paine), las Pizarras de Cabo Froward (Estrecho de Magallanes), Formación Río Jackson y la base de la Formación La Paciencia (Seno Almirantazgo).

Ambiente de depositación:

Miembro Inferior: El régimen de sedimentación permanente de la cuenca esta representado por la decantación de carbonatos y sedimentos finos en suspensión, en una cuenca de baja energía y de circulación restringida, que probablemente correspondió a una plataforma en lenta subsidencia, a la que accedían facies distales de abanicos turbidíticos asociados a frentes deltaicos.

Las frecuentes intercalaciones de laminaciones blancas de origen epivolcánico o volcanoclástico ácido pueden provenir de la erosión de depósitos volcánicos ácidos durante la lenta inundación o transgresión de los márgenes de la cuenca, o bien, de actividad volcánica ácida contemporánea.

El desarrollo sostenido de sólo dos facies en este miembro, expresa el establecimiento de un episodio acresionario y de equilibrio entre la subsidencia y el aporte de sedimentos, en condiciones de lenta inundación asociado a un estado de elevación del nivel base de la cuenca.

Miembro Superior: Fue depositado en un ambiente de plataforma probablemente más litoral (prodelta) que las facies del miembro inferior y reflejaría una somerización de la cuenca por caída del nivel base.

Conclusiones: El miembro inferior de la Formación Erezcano fue depositado en un ambiente de plataforma con aportes de turbiditas probablemente provenientes desde un frente deltaico. Durante el Titoniano-Barremiano se produjo una elevación del nivel base y la cuenca

recibió detritos provenientes de la erosión de los márgenes y probablemente también los productos distales de un volcanismo ácido contemporáneo. En el Aptiano-Albiano la sedimentación del miembro superior se desarrolló en una plataforma más somera, producto de la caída del nivel base.

FORMACION BARROS ARANA

Edad máximo ALBIANO

Se propone denominar Formación Barros Arana, a la secuencia constituida por rocas volcánicas básicas a intermedias y rocas sedimentarias volcanoclásticas de igual composición, que afloran en las cumbres de Península Barros Arana.

Las relaciones de contacto de la formación no fueron observadas durante este estudio, sin embargo, se infiere a partir de su edad y de las observaciones de Soffia (1988), que esta unidad engrana con el miembro superior de la Formación Erezcano y con parte de la Formación Punta Barrosa.

Descripción: Presenta un espesor estimado de 600 m y en ella se definen dos miembros:

Miembro Inferior: En la base se exponen lavas o intrusivos hipabisales de basaltos a andesitas basálticas de piroxeno. Sobre la secuencia anterior se disponen brechas macizas de colores verde, rojo y gris, de hasta 30 m de potencia.

Los clastos de las brechas son angulosos y están compuestos de basaltos a andesitas basálticas y localmente por núcleos de anfíbolos y piroxenos. La matriz es escasa y puntualmente está constituida por fragmentos de cristales y líticos de igual composición que los clastos.

Miembro Superior: Corresponde a una alternancia de psamitas y pelitas dispuestas en un arreglo grano y estrato decreciente. Las psamitas corresponden a areniscas y grauwackas gruesas a finas, de colores verde a gris medio, de hasta 0.5 m de potencia y de base neta y techo neto o gradacional a pelitas.

Las pelitas corresponden a lutitas y limolitas, gris oscuro a verde y de 5 a 20 cm de espesor.

Petrográficamente las grauwackas están constituidas por líticos angulosos, cristales de plagioclasa y hornblenda de formas propias y

bioclastos de foraminíferos bentónicos.

Edad y Correlaciones: En un clasto de piroxeno y anfíbola extraído en el miembro inferior, se obtuvo una edad K/Ar de 10413 MA (Albiano).

En base a esta edad y a las observaciones de Soffia (1988), se sugiere que esta formación engrana lateralmente con parte del miembro superior de la Formación Erezcano (Aptiano-Albiano) y con parte de la Formación Punta Barrosa (Albiano Superior-Cenomaniano).

Ambiente de depositación: Las brechas del miembro inferior se depositaron contemporáneamente a un volcanismo básico a intermedio y se habrían generado por autobrechización de lavas en ambiente subaéreo, debido a lo cual se presentan localmente oxidadas, sus clastos no exhiben bordes de enfriamiento ni formas almohadilladas y la matriz suele ser reducida y de igual composición que los clastos.

Las características texturales y composicionales de las psammitas del miembro superior indican que la sedimentación se produjo en un ambiente marino al cual accedían fragmentos volcanoclásticos transportados rápidamente, de modo que no se produjo una maduración textural ni mineralógica de los detritos. Lo anterior sugiere la existencia de un volcanismo básico a intermedio contemporáneo a la sedimentación y un mecanismo explosivo de fragmentación del magma (volcanismo dentro de una cuenca marina somera).

La relación estrato y grano decreciente observada en la formación, indica una disminución de la actividad volcánica explosiva asociada a un decrecimiento del poder del flujo transportante.

Conclusiones: En este contexto, la Formación Barros Arana se habría depositado a partir de un volcanismo básico en un ambiente subaéreo que evolucionó a marino somero, asociado a la disminución de la actividad volcánica desarrollada puntualmente en una cuenca somera de trasarco.

FORMACION PUNTA BARROSA
CECIONI, 1951
ALBIANO SUPERIOR A CENOMANIANO

La Formación Punta Barrosa sobreyace en concordancia a la Formación Erezcano y se

infiere que infrayace transicionalmente a la Formación Cerro Toro.

Descripción: La secuencia esta constituida por 1000 m de areniscas gruesas a muy finas, de color gris medio y espesores de hasta 3 m. Estas se alternan con lutitas y limolitas gris medio oscuro de hasta 1 m de espesor y ocasionalmente se presentan intercaladas capas blancas de 4 cm de espesor. La secuencia está formada por paquetes de 50 a 30 m de potencia en donde predominan las psamitas o las pelitas.

Las características sedimentológicas permiten definir la presencia de los niveles a, b, c y d de Bouma, los que se disponen en turbiditas del tipo Tabde, Tbcde, Tcde, Tacde y Tade.

Del estudio petrográfico de las areniscas se concluye que los clastos provienen de la erosión de un arco volcánico de caracter intermedio, no disectado, que evolucionó a transicional.

Edad y Correlaciones: Cecioni (1951) asignó a esta formación una edad Albiano debido a sus relaciones estratigráficas. Posteriormente, Cañón (1964) determinó una edad Albiano Superior a Cenomaniano, en base a microfósiles recolectados en el sector de Torres del Paine.

Diversos autores han sugerido que esta unidad tiende a acuñarse, en el sector de Torres del Paine a Ultima Esperanza, de norte a sur y hacia el este (Cortés, 1964b; Katz, 1960), por tal razón, no ha sido correlacionada con otras formaciones de la región (Cañón y Ernst, 1975).

Ambiente de depositación: Las características de esta unidad indican que los sedimentos fueron transportados por flujos de turbidez y depositados en una cuenca marina. Los detritos provienen de la erosión de un arco volcánico intermedio no disectado, que evolucionó hacia uno disectado y fueron aportados a la cuenca desde el norte.

Conclusiones: En Torres del Paine, Cortés (1964b) determinó el origen turbidítico de esta unidad y sugirió que su depositación habría ocurrido en el flanco occidental de la cuenca, recibiendo aportes de sedimentos desde el norte. Posteriormente, Wilson (1991) señaló que la unidad fue depositada a partir de flujos turbidíticos progradantes, confinados a una cuenca delgada y elongada de dirección norte-sur, con

aporte de sedimentos desde el norte, provenientes de la erosión de un arco volcánico calcoalcalino, de composición intermedia.

Los antecedentes aportados en este trabajo son consistentes con lo expresado por otros autores, por lo cual se sugiere que esta formación representa la Facies de Areniscas Gradadas, dentro del modelo de Transporte Longitudinal de turbiditas de Hsu *et al.* (1980). Esta facies fue depositada a partir de corrientes paralelas al eje de una cuenca elongada de dirección nortesur, asociadamente a la caída del nivel base (Prieto, 1986), progradando sobre facies plataformales de la Formación Erezcano y recibiendo aportes de la erosión de un arco intermedio ubicado al norte y/o oeste del área de estudio.

EVOLUCION DEL AREA DE ESTUDIO

El Basamento Metamórfico se formó por acreción al margen suroccidental de Gondwana (Paleozoico-Triásico), de una gran extensión de depósitos sedimentarios de antearco en conjunto con corteza oceánica y bloques exóticos, en el marco de una tectónica de placas de margen convergente (Forsythe y Mpodozis, 1983; Uliana *et al.*, 1986; Mpodozis y Ramos, 1989).

En el Triásico-Jurásico Inferior, se desarrollaron grabenes y hemigrabenes por extensión, de orientación general noroeste, donde se acumularon rocas sedimentarias y volcánicas (Uliana *et al.*, 1986), sin embargo, no han sido reconocidas rocas de esta edad en el área de estudio.

La evolución del extremo austral del continente de Gondwana durante el Jurásico Medio a Superior, se caracterizó por un evento de rift que generó extensión cortical y volcanismo ácido a partir de fusión parcial de la corteza. Asociados al fallamiento normal, se depositaron abanicos aluviales subacuáticos (Formación Poca Esperanza, Pre Jurásico Superior).

En la zona oriental del rift, el volcanismo ácido fue predominantemente subaéreo (Serie Tobífera) y su actividad habría disminuido en el Oxfordiano a Kimmeridgiano (Bruhn *et al.*, 1978), mientras que en el margen occidental y en particular en el área de estudio, el volcanismo ácido fue depositado en una cuenca marina somera a profunda (Formación To-

bífera), durante el Jurásico Superior.

En contemporaneidad tardía con el evento ácido, durante el Jurásico Superior y hasta el Titoniano-Oxfordiano (Cordillera Sarmiento; Fuenzalida y Covacevich, 1988; Stern *et al.*, 1991b), se desarrolló dentro de la cuenca de sedimentación una cuenca marginal o cuenca tipo aulacógeno (Harambour y Soffia, 1988) dispuesta de norte a sur (49° a 56° L.S.) en forma de cuña, con expresión de piso oceánico (Stern y Elthon, 1979). Este magmatismo toleítico habría intruído, antes del Titoniano, a la Formación Tobífera desarrollando rocas ígneas hipabisales.

Diversos autores han sugerido que contemporáneamente al evento volcánico ácido, durante el Jurásico Medio a Superior, se habría establecido en el margen occidental del continente un arco magmático calcoalcalino asociado a subducción (Bruhn *et al.*, 1978). Sin embargo, no existen evidencias directas de la existencia de este arco (Hanson y Wilson, 1991) y todo parece indicar que durante el evento de rift no existían las condiciones tectónicas para el desarrollo de un margen convergente en el borde occidental del continente.

A partir del Titoniano, una vez finalizado el rift y el magmatismo toleítico en Precordillera, comenzó un episodio de subsidencia termal que controló la evolución subsecuente de la cuenca. Entre Seno Almirantazgo y el área de estudio, se habría desarrollado una extensa plataforma inclinada al norte (Covacevich, 1985; Harambour *et al.*, 1989; Castelli *et al.*, 1992) y un talud inclinado al oeste en Torres del Paine, en donde se situó un área profunda (Wilson, 1991).

Entre el Titoniano y Hauteriviano, el alzamiento del nivel base, controlado por subsidencia termal, provocó la inundación de la cuenca desde el sector norte (Torres del Paine) hacia el sur (Seno Almirantazgo). La cuenca recibió aportes de material volcanoclástico y epivolcánico ácido al menos hasta el Barremiano entre Seno Ultima Esperanza y Seno Skyring, y hasta el Aptiano en Seno Almirantazgo.

Durante el Titoniano a Barremiano, el miembro inferior de la Formación Erezcano (área de estudio) se depositó en un ambiente de plataforma con aportes de turbiditas distales, probablemente asociadas a deltas. En el intervalo Aptiano a Albiano la plataforma se hizo más somera entre Seno Skyring (Forma-

ción Canal Bertrand) y Seno Ultima Esperanza (miembro superior de la Formación Erezcano), mientras en Torres del Paine continuó la sedimentación en un talud inclinado al oeste y en Seno Almirantazgo se profundizó la plataforma (transición de la Formación Río Jackson a Formación La Paciencia).

El comienzo del alzamiento de la cuenca se habría producido en el Aptiano-Albiano y el apilamiento tectónico resultante habría inducido la formación de una cuenca de antepaís hacia el este, la que recibió aportes desde la zona alzada cuando esta comenzó a erosionarse al alcanzar condiciones subaéreas en el Cenomaniano-Campaniano (Harambour y Soffia, 1988).

A partir del Albiano Superior, en el sector comprendido entre Torres del Paine y el área de estudio, se desarrolló una cuenca elongada, de dirección norte-sur que recibió aportes de turbiditas arenosas (Formación Punta Barrosa) que progradaron desde el norte, asociadas a un evento regresivo. Los detritos de estas turbiditas provienen de la erosión de un arco volcánico intermedio, ubicado al norte u oeste del sector de Torres del Paine.

Esta cuenca se habría cerrado hacia el sector sur del área de estudio, en donde se estableció un volcanismo básico cuyos aportes volcanoclásticos fueron depositados en un ambiente subaéreo a marino somero (Formación Barros Arana). Este volcanismo se generó asociado a un ambiente de subducción de bajo ángulo y sus productos fueron depositados en una cuenca de trasarco (Stern *et al.*, 1991-a).

A partir del Turoniano, en el sector de Skyring prevaleció un ambiente continental que evolucionó a plataforma somera (Complejo La Pera), lo que delimitó la formación de dos cuencas. En la cuenca norte, entre el Cenomaniano y Campaniano, se depositó un abanico turbidítico progradante hacia el sur (Formación Punta Barrosa y Formación Cerro Toro). Sincrónicamente, en la cuenca sur la sedimentación ocurrió en ambiente de borde de plataforma a talud superior (Formación La Paciencia) evolucionando a depósitos de abanicos turbidíticos (Formación Cerro Matrero).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Empresa Nacional del Petróleo, el haber financiado una parte impor-

tante de los estudios comprendidos en este trabajo y haber otorgado las facilidades para el acceso y uso de la información.

La autora expresa un reconocimiento especial a los geólogos señores: Reynaldo Charrier, Ricardo Fuenzalida, Jorge Moraga, Estanislao Godoy, Alfredo Lahsen y Carlos Herrero, por sus aportes al estudio.

LITERATURA CITADA

- ALLEN, R., 1982. Geología de la Cordillera Sarmiento, Andes Patagónicos entre los 51°00' y 52°15' L.S., Magallanes, Chile. *SERNAGEOMIN*. Boletín 38.
- BRUHN, R. AND DALZIEL, I., 1976. Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. En: Talwani, M. and Pitman, W. (Edit.), *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins*: 395-405.
- BRUHN, R., STERN, CH. Y DE WIT, M., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcanotectonic rift zone and back arc basin southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters*. 41:32-46.
- CAÑÓN, A., 1964. Reconocimiento geológico al oeste de la Sierra Toro, Ultima Esperanza. *ENAP*, Inédito.
- CAÑÓN, A. Y ERNST, M., 1975. Correlaciones estratigráficas de la Provincia de Magallanes. *ENAP*, Inédito.
- CASTELLI, J.C., ROBERTSON, R. Y HARAMBOUR, S., 1992. Evaluación geológica y petrolera: Bloques Ultima Esperanza sur e Isla Riesco. *ENAP*, Inédito.
- CECIONI, G., 1951. Bosquejo geológico de Seno Ultima Esperanza. *ENAP*, Inédito.
- CECIONI, G. Y CHARRIER, R., 1974. Relaciones entre la Cuenca Patagónica, la Cuenca Andina y el Canal de Mozambique. *Ameghiniana*. 11: 1-38.
- CISPEDES, S., 1966. Reconocimiento geológico en Seno Poca Esperanza. *ENAP*, Inédito.
- CORTES, R., 1962. Informe geológico del área comprendida entre Río Serrano y

- Río Rincón, Última Esperanza. *ENAP*, Inédito.
- CORTES, R., 1964A. El Grupo Arenoso Basal del Cretáceo en la Precordillera de Magallanes. *ENAP*, Inédito.
- CORTES, R., 1964B. Estratigrafía y un estudio de paleocorrientes del Flysch cretáceo del Departamento de Última Esperanza, Provincia de Magallanes. *Universidad Técnica del Estado, Depto. Ingeniería Civil de Minas, Memoria de Título*.
- COVACEVICH, V., 1984. Estudio paleontológico de las faunas fósiles del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Precordillera de la Cuenca Austral. *ENAP*, Inédito.
- COVACEVICH, V., 1985. Estudio de faunas fósiles del Jurásico-Superior Cretácico Inferior de la Precordillera de la Cuenca Austral, Región de Magallanes. *ENAP*, Inédito.
- DALZIEL, I.W.D., DE WIT, M.J. AND PALMER, K.F., 1974. A fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250: 291-294.
- DE WITT, M., 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of south western Gondwanaland. *Tectonophysics*. 37: 5381.
- DICKINSON, W., BEARD, L., BRAKENRIDGE, G., ERJAVEC, J., FERGUSON R., INMAN, K., KNEEP, R., LINDBERG, F. and RYBERG, P., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 94.
- FORSYTHE, R. Y MPODOZIS, C., 1983. Geología del basamento Pre Jurásico Superior en el Archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *SERNAGEOMIN*. Boletín 39.
- FUENZALIDA, R., 1984. Potencial en hidrocarburos de la Precordillera Cordillera entre el Lago Fagnano y Seno Skyring, Magallanes, Chile. *ENAP*, Inédito.
- FUENZALIDA, R. Y COVACEVICH, V., 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico Inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. *Quinto Congreso Geológico Chileno*. Tomo III. H 159183.
- GUST, D., BIDDLE, K., PHELPS, D. AND ULIANA, M., 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*. 116: 223253.
- HANSON, R. Y WILSON, T., 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto marginal basin; southern Andes, Chile and Argentina. *Geological Soc of America. Special Paper* 265: 13-27.
- HARAMBOUR, S., Y SOFFIA, J., 1988. Transición de margen pasivo a cuenca de antepaís: Síntesis evolutiva para el extremo norte de la Provincia de Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Quinto Congreso Geol Chileno*. Tomo II. A: 385402.
- HARAMBOUR, S, URZZA, F. Y AGUIRRE, E., 1989. Evaluación geológica y petrolera: Bloque #7, Tierra del Fuego. *ENAP*, Inédito.
- HERVE, F., NELSON, E. Y SUAREZ, M., 1979. Edades radiométricas de granitoides y metamorfitas provenientes de Cordillera Darwin, XII Región, Chile. *Revista Geológica de Chile*. 7: 3140.
- HSU, H., KELTS, K., AND VALENTINE, J., 1980. Resedimented facies in Ventura basin, California, and model of longitudinal transport of turbidity currents. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 61: 10341051.
- JOHNSON, C., 1990. Antecedentes estratigráficos de la ribera sur del Seno Almirantazgo, Tierra del Fuego. *Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile*. 122pp.
- KATZ, B., 1960. Revision of Cretaceous stratigraphy in the Patagonian Cordillera of Última Esperanza, Magallanes Province, Chile. *ENAP*, Inédito.
- MPODOZIS, A. C., 1983. Dinámica de los márgenes continentales activos. En: Seminario de Actualización de la Geología de Chile, *SERNAGEOMIN*, Santiago. A: 122.
- MPODOZIS, C Y RAMOS, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources.

- es. Houston, Texas. In: *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*. Ericksen, Caqas y Reinemund (Edit). 11: 59-90.
- MORAGA, J., 1988. Geología general del área comprendida entre Isla Riesco y Península Brunswick. *ENAP*, Inédito.
- NATLAND, M., GONZALEZ, E., CAÑON, A. AND ERNST, M., 1974. A systems of stages for correlation of Magallanes Basin sediment. *Geological Soc. of America*. Memoir 139. 126.
- PRIETO, X., 1993. Geología del sector comprendido entre Seno Ultima Esperanza y Seno Obstrucción, Región de Magallanes. *Memoria para optar al título de Geólogo. Depto. Geología y Geofísica*. Universidad de Chile.
- RAMOS, V., NIEMEYER, H., SKARMETA, J. AND MUÑOZ, J., 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*. 18: 411-443.
- SOFFIA, J.M., 1988. Evolución geológica y petrolera del sector sur de la Provincia de Ultima Esperanza. *ENAP*, Inédito.
- STERN, CH., 1991. Isotopic composition of Late Jurassic and Early Cretaceous mafic igneous rocks from the southernmost Andes: implications for sub-andean mantle. *Revista Geológica de Chile*. 18 (1): 15-23.
- STERN, CH., MOHSENI, P Y FUENZALIDA, R., 1991a. Petrochemistry and tectonic significance of Lower Cretaceous Barros Arana Formation basalts, southernmost Chilean Andes. *Journal of South America Earth Sciences*. 4:(4) 331-342.
- STERN CH., MUKASA, S. Y FUENZALIDA R., 1991 (b). Age of the Sarmiento Ophiolite Complex and the Rocas Verdes marginal basin, Magallanes, Chile. *Sexto Congreso Geológico Chileno. Resúmenes expandidos*. 241-243.
- STEWART, J., CRUZAT, A., PAGE, B., SUAREZ, M. Y STAMBUK, V., 1971. Estudio geológico de la Cordillera Patagónica entre los 51 y 53 L.S.. Provincia de Magallanes. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Inédito.
- SUAREZ, M., 1978. Región al sur de Canal Beagle. *Carta Geológica de Chile* 1: 50.000. *I.I.G.* 36: 48.
- TURNER, F., 1981. *Metamorphic petrology. Mineralogical, field and tectonic aspects*. Mc Graw Hill, 2nd Ed. 524 pp.
- ULIANA, M., BIDDLE, K., PHELPS, D., y GUST, D., 1986. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en extremo meridional de Sudamérica. *Asoc. Geol. Arg.* Tomo XL (34): 231-253.
- ULIANA, M. AND BIDDLE, K., 1987. Mesozoic Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern south America. *Second Symposium on South Atlantic Evolution. Río de Janeiro*.
- WILSON, T., 1991. Transition from back arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Soc of America Bull.* 103: 98-111.
- WINN, R.D. AND DOTT, R.H., 1977. Large escale tractive structures in deep water fan channel conglomerates in southern Chile. *Geology*. 5: 41-44.
- WINN, R.D. AND DOTT, R.H., 1979. Deep water fan channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*. 26: 203-228.