

Evolución del basamento paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31-32° S)

Sofía Rebolledo
Reynaldo Charrier

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas,
Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

RESUMEN

Las unidades paleozoicas que afloran en la costa de Chile central son: el Complejo Metamórfico del Choapa (CMC) y las formaciones Puerto Manso y Huentelauquén. El CMC, cuyo protolito consistió en grauwacas, arcosas y basaltos oceánicos, está constituido por cinco unidades de litología e historia deformacional diversa, que afloran generalmente separadas por zonas de falla. Todas estas unidades exhiben una intensa deformación polifásica. En algunos casos, se pueden correlacionar estructuras generadas en un determinado evento de deformación de una unidad a otra. Así, por ejemplo, el cuarto evento de deformación de los Esquistos Grises de Punta Claditas se correlaciona con el evento que generó la foliación S2 de los esquistos anfibólicos, datada en 359 ± 36 Ma (Devónico Medio). El CMC sufrió sucesivos episodios de metamorfismo regional con gradientes P/T bajos a medios. La Formación Puerto Manso, devónica a carbonífera inferior, es turbidítica, con dos deformaciones. La Formación Huentelauquén, carbonífera superior a pérmica, es pelítica, con marcado clivaje de pizarra. Las unidades estudiadas se originaron en un complejo de subducción desarrollado entre antes del Devónico Medio y el Pérmico, en el margen de Gondwana. Con el desarrollo del prisma y la deformación de los depósitos se habrían generado una dorsal de arco externo y una cuenca de antearco, que recibió a los sedimentos provenientes del continente y de la dorsal. Las Metaturbiditas de Agua Dulce y la Formación Puerto Manso corresponderían a niveles menos profundos de la dorsal o de la cuenca, sucesivamente más jóvenes y menos deformados y metamorizados. La Formación Huentelauquén representa los depósitos con que se cierra la evolución del prisma.

Palabras claves: Basamento metamórfico, Paleozoico, Prisma de acreción, Complejo metamórfico del Choapa, Deformación Polifásica, Mélange, Cordillera de la Costa, Chilenia, Chile.

ABSTRACT

Evolution of the Paleozoic basement at Punta Claditas, Coquimbo Region, Chile (31-32°S). The studied units are the remnants of a Paleozoic accretionary prism exposed along the central Chilean coast. The Choapa Metamorphic Complex (CMC) and the Puerto Manso and Huentelauquén formations have been recognized. The CMC consists of intensely deformed quartz-mica schists and phyllites, amphibole schists and epimetamorphic rocks, generally bounded by fault zones. All these units have a polyphase deformation, and in some cases a correlation can be established from one unit to another. For example, the fourth deformation event recognized in the Punta Claditas Gray Schists is correlated to the event that generated the S2 foliation of the amphibole schists, which was dated at 359 ± 36 Ma (Middle Devonian). These rocks underwent several episodes of regional metamorphism, with low to middle P/T gradients. The protolith of the quartz-mica units are graywackes and arkoses, deposited in a submarine fan, while the protolith of the amphibole schists are oceanic basalts. The Puerto Manso Formation is a turbiditic series (Devonian to Lower Carboniferous), showing two deformations. The Huentelauquén Formation is a pelitic unit (Upper Carboniferous to Permian), with slaty cleavage. All these units were originated in a subduction complex developed since before the Middle Devonian to the Permian, along the margin of Gondwana. With the development of the accretionary prism and the deformation of these deposits, an outer arc ridge and a forearc basin to the East of it might have formed. This basin received the sediments originated on the continent and the emerged ridge. The Agua Dulce Metaturbidites and the Puerto Manso Formation could represent increasingly shallower, younger and less deformed and metamorphosed levels of the ridge or the basin. The Huentelauquén Formation represents the end stadium of the evolution of the prism.

Keywords: Metamorphism basement, Paleozoic, Accretionary prism, Choapa metamorphic complex, Polyphase deformation, Mélange, Coastal Cordillera, Chilenia, Chile.

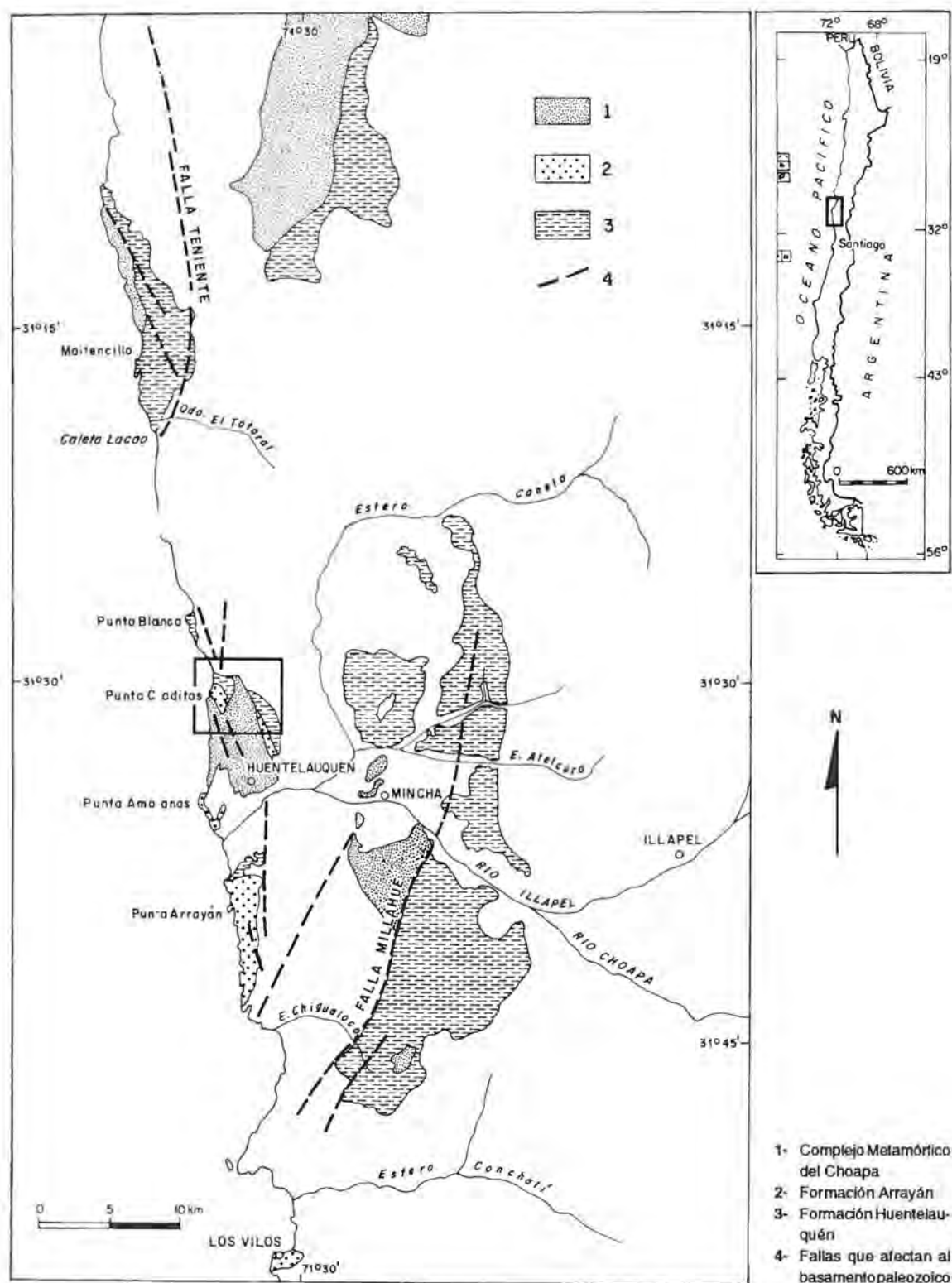


FIG. 1. Distribución del basamento paleozoico entre 31° y 32°S y ubicación del área estudiada (tomado de Maass y Roeschmann (1971), Rivano y Sepúlveda (1986) y Rebolledo (1987).

INTRODUCCION

El complejo metamórfico paleozoico, que bordea el margen continental desde los 26°S hasta el extremo sur del continente (Hervé *et al.*, 1981; Thiele y Hervé, 1984), se preserva en diferentes sectores de la región costera del Norte Chico, entre La Serena y Los Vilos (Fig. 1).

La compleja historia geológica de esta área ha dificultado la comprensión de aspectos fundamentales de importancia regional: la relación entre las rocas metamórficas y las unidades sedimentarias, la edad y origen del protolito de las metamorfitas, la edad del metamorfismo, la estructura y las relaciones originales de contacto entre las diferentes unidades. Estudios de detalle (Rebolledo, 1987) efectuados en el sector de Huentelauquén (Fig. 1), permiten presentar nuevas interpretaciones respecto a la evolución del complejo metamórfico y la configuración del prisma de acreción paleozoico de ese sector.

En este trabajo se dan a conocer nuevos antecedentes sobre la distribución y las características de las unidades reconocidas, el protolito de las unidades metamórficas, las condiciones de deformación y metamorfismo que las afectaron, y se propone un modelo de evolución del prisma de acreción paleozoico en esta región.

En la zona, Sepúlveda (1984) reconoció tres

complejos de unidades paleozoicas que reemplazan y/o reagrupan a las denominaciones anteriores (Muñoz Cristi, 1942; Miller, 1970; Maass y Roeschmann, 1971; Charrier, 1977; Mundaca *et al.*, 1979): a- Complejo Metamórfico del Choapa, b- Formación Arrayán, y c- Formación Huentelauquén. Hervé *et al.* (1981), Thiele y Hervé (1984), Godoy (1984) y Sepúlveda (1984) consideraron que estas unidades corresponden a depósitos de antearco acumulados en un borde continental activo. El tipo de subducción imperante habría favorecido el desarrollo de un prisma de acreción, al cual se habrían incorporado productos sedimentarios y volcánicos oceánicos, los cuales, al deformarse y metamorfizarse dieron origen al Complejo Metamórfico del Choapa. En una etapa tardía se habrían acumulado la Formación Arrayán, que en este trabajo se describe con su nombre local de Formación Puerto Manso, y la Formación Huentelauquén.

Las unidades mencionadas presentan una disposición en lonjas yuxtapuestas, separadas por franjas de rocas de falla, algunas de carácter milonítico. Charrier *et al.* (1985) consideraron que estas zonas de falla podrían corresponder a las características zonas de cizalla que separan las escamas internas dentro de un prisma de acreción.

COMPLEJO METAMORFICO DEL CHOAPA (CMC)

Corresponde a las rocas más antiguas que afloran en el área estudiada (Fig. 2). Se disponen en franjas kilométricas de orientación nor-noroeste, separadas unas de otras y de las formaciones sedimentarias paleozoicas por zonas de fallas. Registran siete deformaciones superpuestas que se denominan S1-S7 para elementos planares y B1-B7 para ejes de pliegues. Las S son, en general, foliaciones de plano axial del plegamiento B respectivo. En la tabla 1, se indican las foliaciones encontradas en cada unidad litológica y las correlaciones propuestas entre ellas.

Rocas del CMC se encuentran intruidas por diques diabásicos, uno de los cuales contiene inclusiones graníticas de edad carbonífera superior (Berg y Charrier, 1987). De acuerdo con sus características litológicas y estructurales, el CMC se subdividió en cinco unidades.

TABLA 1. EVENTOS DEFORMATIVOS EN EL BASAMENTO METAMORFICO DE LA REGION DE PUNTA CLADITAS Y CORRELACION ENTRE LAS FOLIACIONES DESARROLLADAS EN CADA UNIDAD.

Evento	D0	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7
Unidad								
Esquistos Grises de Punta Claditas		S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7
Esquistos Grises de La Gruta			S1	S2	S3	S4	S5	
Filitas de Quebrada El Poleo			S1	S2	S3	S4		
Esquistos Verdes de Maitencillo				S1	S2	S3	S4	
Metaturbiditas de Agua Dulce	S0				S1	S2		

S0 Foliación correspondiente al evento de sedimentación
S1-S7 Foliaciones asociadas a eventos de deformación (D1-D7)

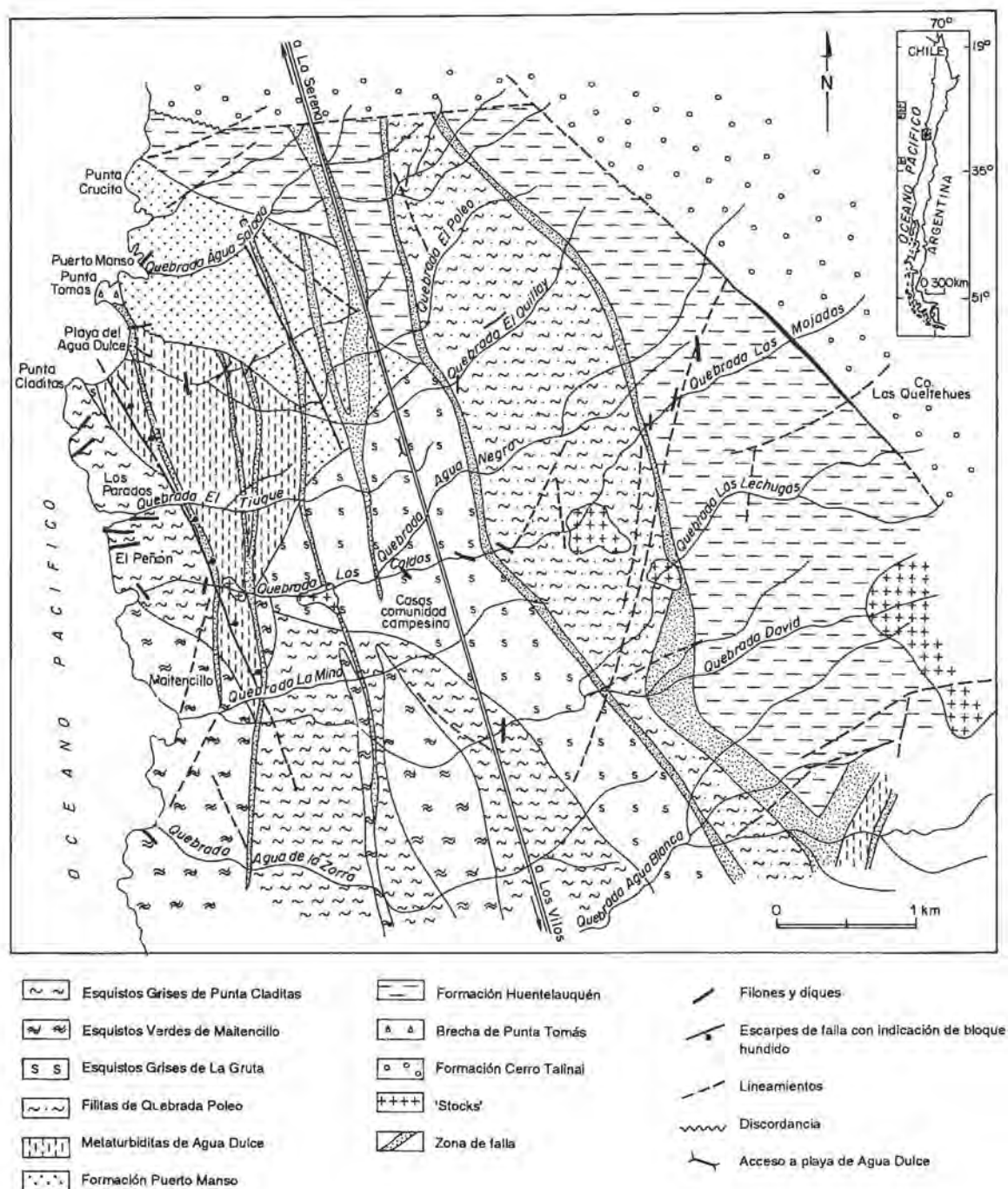


FIG. 2. Mapa geológico del área costera entre Punta Claditas y Quebrada Agua de la Zorra, región de Huentelauquén (ver Fig. 1), mostrando la disposición de las unidades reconocidas del basamento paleozoico.

ESQUISTOS GRISES DE PUNTA CLADITAS

Esquistos cuarzomuscovíticos grises de grano grueso con marcado desarrollo de muscovita en los planos de esquistosidad y de porfiroblastos de albita de hasta 0,5 cm de diámetro. Su asociación mineralógica es: cuarzo-albita-muscovita-biotita-clorita-granate. El cuarzo se presenta en bandas lenticulares de cristales xenomorfos. En Punta Claditas, incluye pequeñas intercalaciones de 'cher' rojo pardusco, constituido por biotita, opacos y esfeno, en una masa rica en cuarzo y granate.

Presentan una foliación S3 principal que corresponde a una fábrica metamórfica, determinada por la orientación preferencial de minerales micáceos, bandas y lentes alargados de cuarzo (S1 y S2) y charnelas de pliegues isoclinales desarraigados B2 y B3 (Fig. 3). La foliación S3 está, a su vez, plegada según pliegues isoclinales, macro y microscópicos B4. A lo largo de los planos de foliación principal, de plano axial, S4, se presenta muscovita, escasa biotita y cuarzo. Existe, además, un clivaje de crenulación (S5), localmente penetrativo, representado por pequeños pliegues de tipo 'chevron', y planos de clivaje de crenulación, S6 y S7, poco penetrativos y posiblemente conjugados, que afectaron a las foliaciones antes descritas.

ESQUISTOS GRISES DE LA GRUTA

Esquistos cuarzomuscovíticos de grano medio a grueso, constituidos, además, por albita, biotita, granate, clorita, turmalina y opacos. La esquistosidad S3 corresponde a un bandeamiento formado por dominios ricos en cuarzo y filosilicatos, que corta los flancos de micropliegues B1 y B2 preexistentes. La foliación S3 se encuentra, a su vez, intensamente deformada según mesoplegues de tipo 'chevron' (B4). En sectores ricos en filosilicatos es común el desarrollo de una foliación S4 penetrativa, paralela al plano axial de los pliegues B4; localmente, la transposición de S3 por S4 desarraigó los pliegues B3. Un clivaje de crenulación S5 muy penetrativo, que coincide con el plano axial de pliegues de tipo 'chevron' (B5), afecta a la foliación S4.

FILITAS DE QUEBRADA POLEO

Constituidas por cuarzo, albita, muscovita, clorita, granate, biotita y opacos; turmalina y apatito como accesorios. La foliación principal (S3) de crenulación

es nítida, suave y espaciada. Los microlitones son continuos y de bordes muy paralelos, con anchos entre 0,5 y un máximo de 3 cm. S3 está deformada localmente según pliegues similares B4 mesoscópicos sin desarrollo de foliación de plano axial.

ESQUISTOS VERDES DE MAITENCILLO

Compuestos por anfíbola, albita, zoicita, esfeno, clorita y, en menor proporción, calcita, piroxeno, cuarzo y muscovita. Presentan grano fino a medio con una esquistosidad (S2) muy penetrativa, con venillas de cuarzo, algunas de las cuales están plegadas. Ocasionalmente están fuertemente epidotizados. Franjas de estos esquistos están contenidas en cuerpos mayores de Esquistos Grises de Punta Claditas (Fig. 2). Los contactos entre ambos tipos no corresponden a zonas de falla, lo cual sugiere una estrecha relación entre ambos, previa a la deformación y el metamorfismo. La esquistosidad principal S2 es muy uniforme y está definida por la orientación paralela de cristales de anfíbola, clorita, epidota y albita. S2 se encuentra plegada según pliegues similares B3 de 1 m de amplitud y 0,5 m de longitud. Localmente se desarrolla, paralelo al plano axial, un clivaje de crenulación penetrativo (S3). Esta deformación fue contemporánea al crecimiento de anfíbola, zoicita y, en menor proporción, albita, clorita y muscovita. Ocasionalmente se observó un clivaje de fractura S4 poco penetrativo.

METATURBIDITAS DE AGUA DULCE

Corresponde a una alternancia rítmica de areniscas y pelitas con metamorfismo leve y segregación de cuarzo en venas lenticulares paralelas a la foliación principal (S1). Los horizontes de arenisca están compuestos por granos de cuarzo, en algunos casos con suturas estilolíticas, embahiamientos y extinción ondulosa, feldespato, principalmente albita con regular redondeamiento, muscovita, clorita, turmalina y minerales opacos. La matriz está constituida por un agregado de cuarzo, sericita y clorita. En Quebrada El Quillay, estratos arenosos presentan laminación paralela, estratificación gradada y estratificación convoluta. Los estratos de arenisca se presentan considerablemente estirados (S0); aun así, son más gruesos que los intervalos pelíticos.

Las estructuras primarias presentes y el carácter rítmico de la secuencia sugieren que se trata de un depósito turbidítico con facies del tipo Bouma o C2 de

Mutti (1979). Este correspondería en el esquema de Mutti y Ricci-Lucchi (1972) y Niem (1976) a depósitos turbidíticos acumulados a profundidades batiales en la parte media a distal de un abanico submarino.

En esta unidad se reconocen los efectos de dos eventos deformativos. Las capas conforman pliegues mesoscópicos isoclinales intrafoliales desarraigados B1, con una foliación de plano axial S1 (Fig. 4). Debido a esta primera deformación, las capas están estiradas y frecuentemente desgarradas. Esta foliación S1 fue afectada por una segunda deformación (S2), que generó en las zonas de charnela, pliegues mesoscópicos de tipo 'chevron' (B2). En la zona de charnela de los pliegues B2 se desarrolló un clivaje de crenulación S2 en las capas pelíticas y de fractura en las capas arenosas. Localmente, los planos axiales de los pliegues B2 y sus flancos se encuentran plegados según pliegues suaves B3. En partes presenta zonas de intensa deformación, que corresponden a tipos de 'broken formation' como el Mélange de Punta Tomás (ver página 63).

PROTOLITO, CONDICIONES DE METAMORFISMO Y EDAD

La geoquímica de las unidades de esquistos y filitas (Rebolledo, 1987), sugiere un protolito de grauwacas y/o arcosas provenientes de la erosión de rocas ígneas intermedias a básicas, probablemente derivadas de un arco volcánico ubicado en un borde continental orogénico. Estas rocas fueron probablemente los equivalentes metamórficos de las Metaturbiditas de Agua Dulce y de la Formación Puerto Manso. Depósitos de este tipo se podrían haber sedimentado a profundidades batiales en la parte proximal a media de un abanico submarino. Los Esquistos Verdes de Maitencillo pertenecen a la zona de la clorita y se habrían formado bajo condiciones de presión y temperatura bajas a medias y podrían corresponder a basaltos oceánicos (Godoy, 1979, 1986; Rebolledo, 1987).

Las asociaciones mineralógicas de las diversas unidades del CMC son indicativas de las zonas de clorita y biotita de la facies esquistos verdes y sugieren que las condiciones para su formación fueron de presión y temperatura baja a media. La presencia de granate cloritizado sugiere la existencia de un episodio de metamorfismo retrógrado, posiblemente ligado a S4.

Estudios recientes efectuados con microsonda electrónica en anfíbolos, granates y magnetitas (Godoy y Charrier, 1991) confirman una complicada evolución metamórfica, relacionada probablemente con la deformación polifásica del prisma de acreción.

Las diversas deformaciones experimentadas por las unidades del CMC han obliterado totalmente (excepto en las Metaturbiditas de Agua Dulce) los rasgos primarios y sus relaciones originales de contacto. La deformación más antigua observable en cada unidad probablemente no sea la primera sufrida por ésta.

La edad del CMC es difícil de determinar debido al efecto de las múltiples deformaciones y procesos de metamorfismo que lo afectaron. Intentos anteriores de Charrier y Munizaga (Rivano y Sepúlveda, 1986) para datar esquistos grises, han obtenido resultados coincidentes con la edad jurásica de los cuerpos intrusivos adyacentes al área de estudio.

Una edad K-Ar de 359 ± 36 Ma en anfíbola de Esquistos Verdes de Maitencillo (J. Irwin, comunicación escrita, 1986), es decir, Devónico Superior a Carbonífero Inferior, sugiere que la edad del protolito es aún mayor, probablemente Paleozoico Inferior.

Las anfíbolos datadas están orientadas paralelamente al plano de esquistosidad S2, de modo que se puede atribuir esa edad al episodio de deformación asociado con esta estructura. La coincidencia de orientación entre las foliaciones S2 de los Esquistos Verdes de Maitencillo y S4 de los Esquistos Grises de Punta Claditas, permite sugerir para esta foliación S4, la misma edad.

FORMACION PUERTO MANSO

Está en contacto con las Metaturbiditas de Agua Dulce y la Formación Huentelauquén y, a su vez, está cortada por zonas de falla (Fig. 2). Está constituida por una alternancia rítmica de areniscas y pelitas gris negras y verdosas (Fig. 5). Las capas de arenisca

presentan un buen desarrollo del nivel A de Bouma (1962) y, ocasionalmente, de los niveles B y C. El intervalo pelítico (E) está siempre bien desarrollado. El contacto inferior de las areniscas es nítido, mientras que el contacto superior es difuso. Algunas capas



FIG. 3. Foliación S3 en los Esquistos Grises de Punta Claditas formada por bandas lepidoblásticas oscuras y grano-blásticas claras, lentes de cuarzo y chamelas de pliegues isoclinales desarraigados que ponen en evidencia deformaciones anteriores.



FIG. 4. Charnela relicto en las Metaturbiditas de Agua Dulce en afloramientos contiguos al pozo de agua en la playa Agua Dulce. Las capas claras de areniscas, más competentes, están desgarradas. El material más incompetente de los niveles pelíticos oscuros rellena los espacios y presenta un marcado clivaje de pizarra de plano axial S1 (foto proporcionada por E. Godoy).



FIG. 5. Secuencia rítmica en posición estratigráfica normal de la Formación Puerto Manso en la localidad típica al norte de la caleta homónima.

arenosas presentan marcas de fondo del tipo flautas, estratificación gradada, laminación paralela y estratificación convoluta. Las flautas indican aportes desde el NW y W, variables entre N35°W y N75°W.

Las areniscas contienen cuarzo, plagioclasa sódica, muscovita, biotita; circón y turmalina son accesorios. Ocasionalmente se observaron fragmentos de riolitas, piroxeno y epidota. Los granos son subangulosos a subredondeados. La matriz está constituida por agregados de clorita-sericita, arcilla, óxidos de hierro y cuarzo. Corresponden a subfeldesarenitas, cuarzoarenitas y feldesarenitas (Folk 1974) y a subarcosas, cuarzwackas y wackas arcósicas (Dott, 1964; Pettijohn *et al.*, 1973).

La secuencia descrita se encuentra deformada con pliegues B1, apretados, y ocasionalmente pliegues de tipo 'chevron' volcados e inclinados. Esta deformación determinó el desarrollo de clivaje de pizarra en las lutitas y de clivaje de fractura en las areniscas, mientras que una segunda deformación curvó los ejes de los pliegues B1.

Los caracteres sedimentarios permiten considerar a los estratos arenosos como turbiditas distales de abanicos submarinos batiales, derivados de un complejo plutovolcánico intermedio a ácido y, en menor proporción, de rocas metamórficas y/o sedimentarias. De acuerdo con Dickinson *et al.* (1983), los componentes de estas rocas provienen de cratones interiores estables de bajo relieve y de bloques continentales transicionales, donde parte del basamento metamórfico fue erosionado.

Existe abundante contenido paleontológico que, de acuerdo con Muñoz Cristi (1942), Cecioni (1962, 1974), J. Tavera¹, Y. Paredes, R. Mora y P. Ilabaca², y Bernardes de Oliveira y Roesler (1980), permite asignarle a esta unidad una edad devónica a carbonífera inferior. Charrier (1977) y Mundaca *et al.* (1979) correlacionaron esta unidad con las formaciones Arrayán y Los Vilos y propusieron que éstas se depositaron en un mismo abanico submarino. Sepúlveda (1984) incluyó a las tres formaciones bajo la denominación Formación Arrayán.

FORMACION HUENTELAUQUEN

Al norte y noreste del área, esta unidad forma tres franjas separadas entre sí y de las Filitas de Quebrada El Poleo por zonas de rocas de falla de orientación NNW (Fig. 2). Los afloramientos de la parte noroeste del área están separados de la Formación Puerto Manso por un contacto no definido, de rumbo WNW, que interrumpe la continuidad hacia el norte de dos zonas de falla. Estas rocas se asignaron al Miembro La Higuera (Sepúlveda, 1984; Rivano y Sepúlveda, 1983), similar al Miembro Desembocadura definido por Muñoz Cristi (1942). Corresponden preferentemente a pelitas de color gris negro con algunos niveles coquinoideos. En afloramientos de la franja oriental está constituida por estratos decimétricos de areniscas cuarcíferas con delgadas intercalaciones pelíticas. Las areniscas son de grano medio a fino y corresponden a cuarzoarenitas subfeldesarenitas. Delgados niveles conglomerádicos están compuestos por clastos bien redondeados de cuarzo y cuarzoarenitas inmaduras. La matriz presenta recris-

talización de la arcilla a sericita (Mundaca *et al.*, 1979). Las areniscas provendrían, según los criterios de Dickinson *et al.* (1983), de un cratón interior, probablemente de un cratón estable de bajo relieve.

Las secuencias pelíticas corresponden a depósitos neríticos de baja energía (Charrier, 1977; Mundaca *et al.*, 1979), depositados en ambientes de plataforma calcárea y de delta desarrollados en aguas templadas a frías (Rivano y Sepúlveda, 1983, 1985; Sepúlveda, 1984).

Las rocas pelíticas de esta unidad presentan un marcado clivaje de pizarra y los estratos arenosos, un clivaje de fractura paralelo al de las pelitas.

El contenido fosilífero permite asignar a esta unidad una edad carbonífera superior a pérmica (J. Tavera¹; Y. Paredes, R. Mora y P. Ilabaca²; Mundaca *et al.*, 1979). Esta formación se correlaciona con la Formación Totoral (Muñoz Cristi, 1942, 1973; Thiele y Hervé, 1984; Sepúlveda, 1984).

¹ 1976. Informe estudio sobre material de fósiles en muestras procedentes de Puerto Manso (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 3 p.

² 1977. Estudio preliminar de los estratos de Puerto Manso en su localidad típica (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 40 p.

DISTRIBUCION ESPACIAL DE LAS UNIDADES PALEOZOICAS

Las unidades paleozoicas están expuestas en el área en franjas yuxtapuestas por zonas de cizalla y zonas de 'mélange' de orientación nor-noroeste. Esto no permite reconocer una zonación del metamorfismo, de la deformación o de la edad, como ocurre en rocas del basamento paleozoico de otras regiones (Bell, 1987; Thiele y Hervé, 1984; González-Bonorino, 1970, 1971; Godoy *et al.*, 1984). Sin embargo, los contactos inferidos en el sector NW del área de estudio entre las formaciones Puerto Manso y Huentelauquén, parecen corresponder a contactos estratigráficos entre las mencionadas unidades.

ZONAS DE FALLA Y ZONAS DE 'MÉLANGE'

Forman franjas subverticales de rumbo norte-sur a NNW-SSE, separando rocas de unidades diferentes o de la misma unidad (Fig. 2). Afloramientos mayores y característicos están expuestos al sur de Punta Tomás, en Punta Crucita y en Quebrada Agua Blanca, en la parte SE del área levantada.

Sobre la base de la litología y la deformación se distinguieron cuatro tipos de rocas de falla:

Tipo 1: Brecha constituida por fragmentos centimétricos a métricos de estratos contorsionados y clastos menores de areniscas de los mismos estratos, cuarzo de veta y 'chert' contenidos en una matriz pelítica con marcado clivaje de pizarra. Estas brechas corresponden, en general, a secuencias sedimentarias gradualmente transformadas en 'broken formation', que pasan a una estratificación totalmente desmembrada, o 'mélange' del tipo 1 de Cowan (1985). Afloramientos característicos se encuentran en la parte sur de Punta Tomás (Mélange de Punta Tomás), afectando a las Metaturbiditas de Agua Dulce; en Punta Crucita afectando a la Formación Huentelauquén y en Quebrada Agua Blanca afectando a la Formación Puerto Manso.

Tipo 2: Brechas monomíticas constituidas por clastos angulosos de subfeldesarenita. Según Spry (1969), este tipo corresponde a una protocataclasita. En el área de estudio, tienen su mejor exposición en Punta Crucita y en Quebrada Agua Salada, inmediatamente al oeste de la carretera (Fig. 2).

Tipo 3: Brecha constituida por fragmentos tabu-

lares de arenisca de 2-6 cm, en una matriz pelítica foliada. Aflora en franjas de espesor entre 2 y 20 m. Presentan fragmentos arenosos bien orientados mostrando la continuidad de las capas, que es paralela a la foliación de la matriz. Estas brechas corresponden a secuencias sedimentarias gradualmente transformadas en 'broken formation'. En el sector estudiado, aparecen intercaladas en las Metaturbiditas de Agua Dulce, Formación Puerto Manso y Formación Huentelauquén.

Tipo 4: Milonitas constituidas por fragmentos redondeados de esquistos y de cuarzo en una matriz foliada de grano fino. Según la clasificación de Spry (1969), se reconocieron protomilonitas-milonitas y milonitas-ultramilonitas. Afloran en la desembocadura de Quebrada Agua Negra y en las quebradas Agua de la Zorra y Las Majadas (Fig. 2).

Charrier *et al.* (1985), considerando la interrupción de las zonas de falla en el contacto entre unidades (Fig. 2), su ausencia en rocas de la Formación Cerro Talinaí, triásica, y la intensa deformación de cizalla que manifiesta el CMC, estimaron que la edad de las fallas podría ser contemporánea o muy poco posterior a dicha deformación. Así, las lonjas yuxtapuestas corresponderían a escamas tectónicas semejantes a aquellas descritas en complejos de subducción.

Estudios en curso y anteriores (Godoy, 1984), muestran que algunas de estas fallas contienen fragmentos de rocas con clivaje o esquistosidad anterior, y que, al menos estas fallas, son tardías o posteriores al proceso de deformación del complejo de subducción. Por otra parte, la foliación principal de las lutitas de la Formación Huentelauquén coincide con la orientación de la foliación principal en la mayoría de las zonas de falla descritas. Esto sugiere que algunas de estas fallas, habrían sido las responsables del desarrollo del clivaje de pizarra característico de las lutitas de la Formación Huentelauquén.

Lo anterior permite inferir que se sobreponen los efectos de metamorfismo y deformación característicos de un complejo de acreción y los de cizalla propios de zonas de falla, de posible carácter regional (Fig. 6).

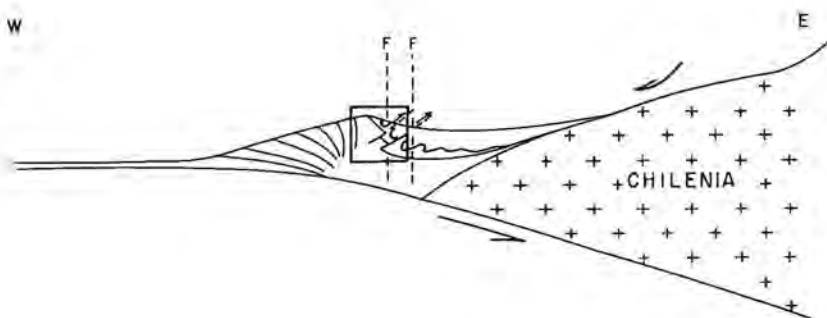


FIG. 6. Perfil esquemático de un prisma de acreción mostrando en el recuadro el sector de la dorsal de arco externo y el borde occidental de la cuenca de antearco a los cuales se asignan las unidades estudiadas y la posible relación con las zonas de falla descritas.

EVOLUCION DEL BASAMENTO PALEOZOICO

Hervé *et al.* (1981), Godoy (1984, 1986), Thiele y Hervé (1984), Sepúlveda (1984), Charrier *et al.* (1985), Charrier (1986) y Rebolledo (1987), coinciden en señalar que el basamento paleozoico del área aquí considerada se generó a partir de uno o más complejos de subducción desarrollados durante el Paleozoico en el borde activo de Gondwana.

La evolución del complejo de subducción y el contexto geotectónico del Paleozoico Superior en esta región, se discute basado en los antecedentes expuestos.

PRISMA DE ACRECION

En base a sus caracteres geoquímicos, los Esquistos Verdes de Maitencillo tendrían su origen en basaltos oceánicos. Los esquistos grises y filitas se habrían formado a expensas de depósitos turbidíticos (grauwacas y/o arcosas).

La afinidad petrográfica que existe entre los esquistos grises y las filitas y la gran similitud que presentan las orientaciones relativas de los elementos estructurales principales (como foliaciones y ejes de pliegues), sugiere que estas unidades posiblemente tuvieron una historia común. La figura 7 muestra la orientación coincidente de S4 en los Esquistos Grises de Punta Claditas con S2 de los Esquistos Verdes de Maitencillo, que también es comparable con S3 de los Esquistos Grises de La Gruta y de las Filitas de Quebrada El Poleo. Lo anterior, junto a las relaciones de contacto observadas, permite sugerir que las foliaciones señaladas corresponden a un mismo evento deformativo. Además, la coincidencia entre S5 de los Esquistos Grises de Punta Claditas y S2 de las Metaturbiditas de Agua Dulce, sugiere que ambas foliaciones se originaron con el mismo evento.

Si se admite que las distintas unidades del CMC aquí descritas se formaron en un complejo de subducción, su deformación y metamorfismo se habrían originado como consecuencia de procesos y causas propios de ese ambiente tectónico. La compleja deformación de un complejo de subducción permite que diferentes partes de una misma unidad adquieran características metamórficas y deformacionales diferentes, o bien, que unidades diferentes tengan a partir de un momento determinado una historia común, que se traduzca en disposiciones espaciales comunes de sus elementos estructurales.

El metamorfismo y la deformación polifásica que presentan los esquistos grises y filitas sugieren que han formado parte de regiones profundas de una dorsal de arco externo. La estrecha relación de contacto y la historia común de deformación que presentan los Esquistos Grises de Punta Claditas y los diferentes cuerpos de Esquistos Verdes de Maitencillo permiten plantear tentativamente que a- los primeros pudieron formar parte del abanico submarino inicial, y b- que los segundos pudieron haber formado alguna irregularidad topográfica del fondo oceánico, cepillada por subducción y acrecionada en ese momento con los sedimentos del abanico submarino. Las Metaturbiditas de Agua Dulce podrían corresponder a niveles menos profundos de la misma dorsal o a los depósitos deformados y ligeramente metamorfizados de la cuenca de antearco. La Formación Puerto Manso podría corresponder también a depósitos de la cuenca de antearco, probablemente más jóvenes y menos deformados que las Metaturbiditas de Agua Dulce. La Formación Huentelauquén, aún más joven, se habría depositado en ambientes menos profundos, de delta y plataforma, en el borde continental de la cuenca de antearco, o bien, en la misma cuenca de

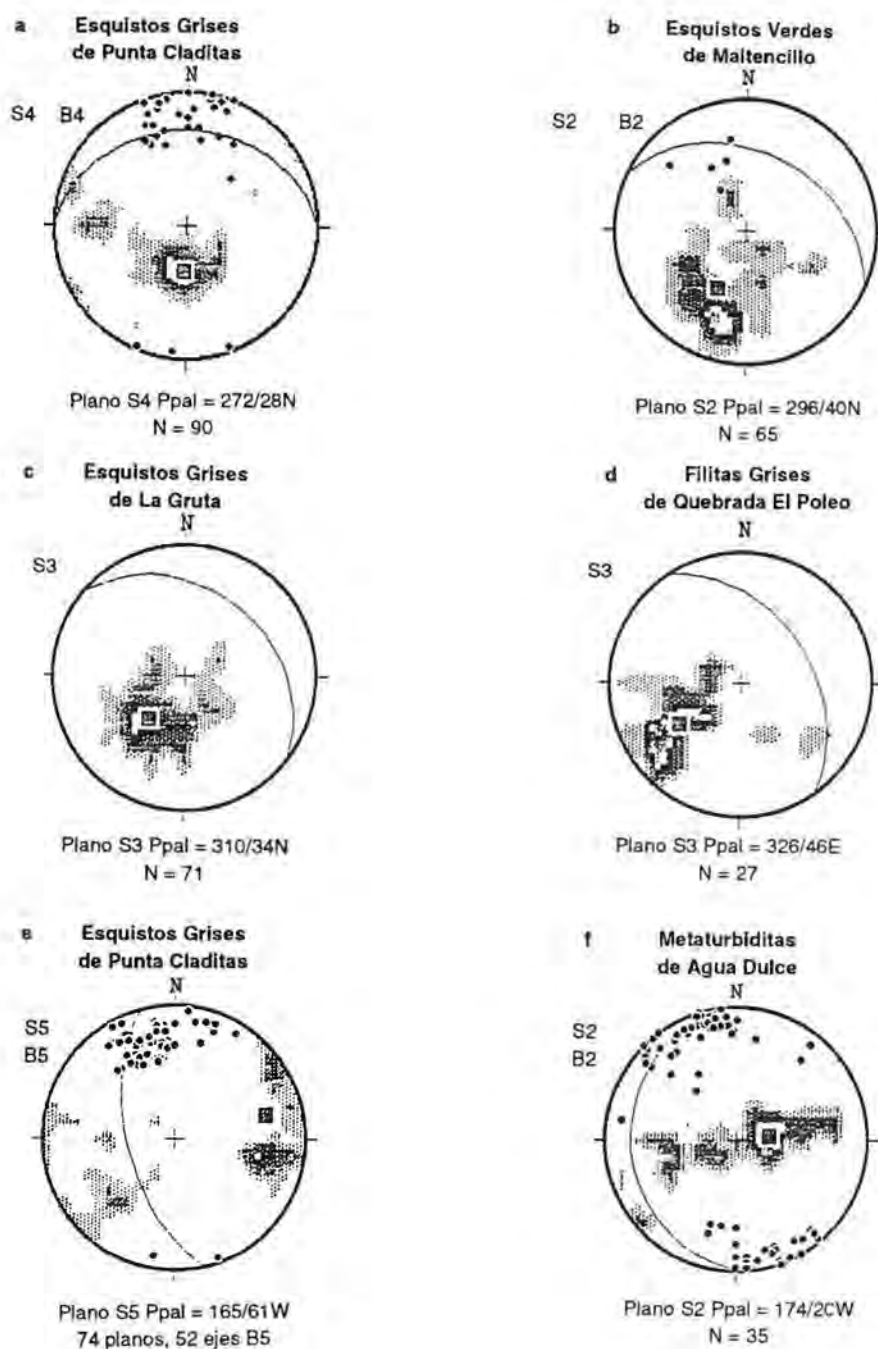


FIG. 7. Redes estereográficas equiareales mostrando la coincidencia de orientación entre algunas foliaciones de las unidades del Complejo Metamórfico del Choapa: a- S4 en los Esquistos Grises de Punta Claditas; b- S2 en los Esquistos Verdes de Maltencillo; c- S3 en los Esquistos Grises de La Gruta; d- S3 en las Filitas de Quebrada El Poleo; e- S5 en los Esquistos Grises de Punta Claditas; f- S2 en las Metaturbiditas de Agua Dulce.

antearco a juzgar por la estrecha relación en que las rocas de esta formación se encuentran con las de la Formación Puerto Manso. En todo caso, los depósitos de la Formación Huentelauquén ponen en evidencia una marcada disminución de la profundidad de sedimentación, tal vez, por colmatación de la cuenca de antearco o por cambios en el régimen de subducción.

La sedimentación del protolito de las unidades de esquistos grises y filitas, debió ocurrir en el Devónico o antes, en un abanico submarino. A medida que el prisma se fue cesarrollando se habría formado a expensas de los sedimentos, fallados y plegados, un arco externo. Entre él y el borde continental, se siguieron acumulando depósitos terrígenos en una cuenca de antearco (Fig. 6), provenientes del continente y del prisma emergido al NW, como lo indican las flautas de la Formación Puerto Manso. La deformación progresiva del complejo de subducción determina, generalmente, la formación de fallas inversas con manteo hacia el océano en el borde interno o continental de la dorsal de arco externo. Estas fallas y la compresión que sigue experimentando el complejo de subducción pueden generar deformación y metamorfismo, primero en los sedimentos del prisma y luego en los de la cuenca de antearco.

La fuente principal de sedimentos es la región continental adyacente, que en este caso corresponde al arco magmático. En forma secundaria, el arco externo proporcionaría sedimentos y explicaría la dirección de aporte obtenida en la Formación Puerto Manso.

EDAD Y DURACION DE LA FORMACION DEL COMPLEJO DE SUBDUCCION

Los datos disponibles indican edades del Devónico Superior-Carbonífero Inferior, para las rocas sedimentarias fosilíferas de la Formación Puerto Manso. Para las rocas metamórficas (Esquistos Verdes de Maitencillo), el metamorfismo principal habría ocurrido entre el Devónico Medio y Superior. Si, por otra parte, la correlación entre la deformación S2 de los Esquistos Verdes de Maitencillo con la deformación S4 de los Esquistos Grises de Punta Claditas es válida, ambas foliaciones tendrían la misma edad (359 ± 36 Ma). El protolito de los Esquistos Grises de Punta Claditas y de los Esquistos Verdes de Maitencillo es necesariamente más antiguo que esa edad.

La estrecha relación espacial entre ambos tipos de esquisto y la existencia de 'chert', aunque escaso,

en los primeros, hace pensar que se depositaron en un ambiente en el cual se producía acreción de corteza oceánica (sedimentos hemipelágicos y basaltos) y, por lo tanto, diferente y anterior al de la Formación Puerto Manso, el cual correspondería al de una cuenca de antearco.

Estas consideraciones permiten pensar en una edad más antigua que 359 ± 36 Ma y también que el Devónico Superior para el protolito de los Esquistos Grises de Punta Claditas.

La evolución de este complejo, incluso tomando los rangos más estrechos abarcaría desde el Devónico Superior al Carbonífero Inferior. Este es un lapso cercano a los 50 millones de años, suficiente para el inicio, desarrollo y terminación de un complejo de subducción como los conocidos en la actualidad (Mascle, 1989).

Según Ramos *et al.* (1984, 1986) la colisión de Chileña con América del Sur (Orogenia Chánica) se habría verificado en el Devónico Medio a Superior y la subducción, en su región posterior, se habría iniciado aproximadamente en ese momento, dando origen al complejo de subducción. La edad mínima Devónico Medio a Superior para la deformación y metamorfismo del Complejo Metamórfico del Choapa sugiere que el desarrollo del prisma de acreción se habría iniciado antes de la colisión de Chileña. Esto puede tener las siguientes explicaciones: a- Chileña es un bloque continental con un complejo de subducción adosado a su margen, separado de América del Sur por un episodio de expansión continental ('rifting') que se habría vuelto a acrecionar al continente en el Devónico Medio a Superior (Charrier, 1986, Charrier *et al.*, 1991); b- Chileña está íntegramente formada por rocas del complejo de subducción, cuya acreción definitiva al continente se produjo en varias etapas, una de las cuales es la Orogenia Chánica.

ARCO MAGMATICO PALEOZOICO SUPERIOR O GONDWANICO

La presencia de inclusiones graníticas de edad carbonífera superior, en un dique mesozoico emplazado en Esquistos Grises de Punta Claditas (Berg y Charrier, 1987), pone en evidencia la existencia en subsuperficie de una prolongación del batolito del Paleozoico Superior de la Cordillera de la Costa, hasta por lo menos la latitud de este estudio, $31^{\circ}30'S$. Este batolito, que intruye al complejo de subducción paleozoico, se lo conoce aflorando en la Cordillera de la Costa, entre 33° y $38^{\circ}S$, o sea, entre Valparaíso y

Concepción, con edades del Carbonífero Superior (Hervé *et al.*, 1988; Parada, 1990). En la Cordillera Frontal, en Argentina, también se conocen granitoides paleozoicos intruyendo a rocas metamórficas, que tienen edades del Pérmico y, posiblemente también, del Triásico Inferior (Caminos, 1979; Mpodozis *et al.*, 1985; Parada, 1990).

De acuerdo con lo expuesto, las rocas del cordón magmático del Paleozoico Superior, conocidas en la Cordillera de la Costa, más al sur del área estudiada, se encontrarían desarrolladas también en el sector costero aquí considerado, en ubicación paralela a los afloramientos del cordón magmático paleozoico conocidos en la Cordillera Frontal. Admitiendo que esta situación se pueda continuar en subsuperficie más al

norte, y a menos que ambos cordones correspondan a arcos magmáticos diferentes con ubicaciones geográficas diferentes, el paralelismo entre las dos franjas de rocas magmáticas parece sugerir que el arco magmático del Paleozoico Superior sufrió una división en dos partes a lo largo de un eje NS, y una posterior separación de estas partes perpendicularmente al eje mencionado hasta las posiciones actuales: una, en la Cordillera de la Costa y la otra, en la Cordillera Frontal. Un fenómeno de esta naturaleza podría atribuirse a la intensa extensión ocurrida en el Cretácico medio en Chile central (Levi y Aguirre, 1981; Åberg *et al.*, 1984; Charrier, 1984; Rivano y Sepúlveda, 1986; Mpodozis y Ramos, 1989).

CONCLUSIONES

El levantamiento geológico del área, el análisis petrográfico, mineralógico, estructural y geoquímico, y los antecedentes cronológicos disponibles de las unidades estudiadas, permiten las siguientes conclusiones:

- El Complejo Metamórfico del Choapa y las formaciones Puerto Manso y Huentelauquén formaron parte de un extenso complejo de subducción, iniciado probablemente en el Devónico Inferior, o antes, con anterioridad a la colisión de Chileña contra América del Sur.
- El protolito de los Esquistos Verdes de Maitencillo corresponde a basaltos oceánicos, que pasaron a constituir parte del complejo de subducción. El protolito de las unidades de esquistos grises

corresponde a grauwas y/o arcosas originadas en el continente adyacente.

- Algunas de las unidades de esquistos grises, las Metaturbiditas de Agua Dulce y las formaciones Puerto Manso y Huentelauquén, se habrían depositado en una cuenca de antearco desarrollada entre la dorsal del prisma y el borde continental (Fig. 6) y representan niveles de distinta profundidad, respectivamente más jóvenes y gradualmente menos deformados.
- La disposición de las unidades estudiadas en lonjas yuxtapuestas, separadas por zonas de fallas se adquirió con posterioridad al complejo metamórfico.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue posible gracias al financiamiento otorgado al segundo autor por los proyectos 0735/82 y 1053/89 de FONDECYT y E-1300 del Departamento de Investigación y Bibliotecas de la Universidad de Chile (DIB). Este trabajo es una contribución al Programa Internacional de Correlación Geológica de IUGS-UNESCO Proyecto No. 279 'Terranes in Latin America'.

Los autores desean agradecer especialmente al Profesor E. Godoy por las fructíferas discusiones en

terreno y oficina; a J. Irwin, quien proporcionó una edad K-Ar y análisis químicos de esquistos; a F. Hervé y J. Skarmeta por sus valiosas sugerencias al último manuscrito de este artículo. A los alumnos de numerosos cursos de Geología Estructural y Métodos de Análisis Tectónico del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, cuyas salidas a terreno se han realizado en esta región, se les agradece por los resultados aportados con sus trabajos y por sus valiosos comentarios en terreno.

REFERENCIAS

- Åberg, G.; Aguirre, L.; Levi, B.; Nystrom, J.O. 1984. Spreading-subduction and generation of ensialic marginal basins: An example from the Cretaceous of Central Chile. In *Marginal Basin Geology* (Kokelaar, B.P.; Howells, M.F.; editors). *The Geological Society of London, Special Publication*, No. 16, p. 185-193.
- Bell, C.M. 1987. The origin of the upper Paleozoic mélange of N Chile. *Geological Society of London, Journal*, Vol. 144, No. 4, p. 599-610.
- Berg, K.; Charrier, R. 1987. The Río Choapa Transect; a magmatic profile across the Chilean Andes at 31°30'-32° lat. South. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 10, *Actas*, Vol. 4, p. 11-14.
- Bernardes de Oliveira, M.E.C.; Roesler, O. 1980. Licofitas paleozoicas do Chile. In *Paleobotânica e áreas afins na América do Sul* (Roesler, O.; editor). *Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Boletín*, Vol. 11, p. 43-49.
- Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of some Flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. *Elsevier Publication Co.*, 168 p. Amsterdam.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. In IGCP Project, No. 44, Segundo simposio de geología regional Argentina (Castellanos, T.G.; Leanza, A.F.; editores). *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, p. 397-454. Argentina.
- Cecioni, G. 1962. La Formación Arrayán devónica, en la Provincia de Coquimbo. *Universidad de Chile, Boletín*, No. 34, p. 40-47.
- Cecioni, G. 1974. Flysch devónico y orogénesis bretónica en Chile. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación*, 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* (Ishikawa, T.; Aguirre, L.; editors). *Japanese Society for Promotion of Science, First Report*, p. 81-94. Tokyo.
- Charrier, R. 1984. Áreas subsidentes en el borde occidental de la cuenca de trasarco jurásico-cretácica, Cordillera Principal chilena entre 34° y 34°30'S. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, *Actas*, Vol. 2, p. 107-124.
- Charrier, R. 1986. The Gondwana glaciation in Chile; description of alleged glacial deposits and paleogeographic conditions bearing on the extension of the ice cover in southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 56, No. 1, 2, p. 151-175.
- Charrier, R.; Arcos, R.; Malbrán, F.; Rebolledo, S. 1985. Estilos estructurales en los Andes de Chile Central; algunos ejemplos de la región Costera y Cordillera Principal. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, *Actas*, Vol. 4, p. 2.194-2.218.
- Charrier, R.; Godoy, E.; Rebolledo, S.; Hervé, F. 1991. Is early Paleozoic accretion of the Choapa metamorphic complex in Central Chile compatible with a Precordillera Terrane? *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, No. 42, p. 44-48.
- Cowan, D. 1985. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 96, p. 451-462.
- Dickinson, W.; Beard, L.S.; Brackenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A.; Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 94, No. 2, p. 222-235.
- Dott, R.L. 1964. Wacke, graywacke and matrix: What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentology and Petrology*, Vol. 34, p. 625-632.
- Folk, R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. *Hemphill Publication Company*, 182 p. Texas.
- Godoy, E. 1979. Metabasitas del basamento metamórfico chileno, nuevos datos geoquímicos. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 2, *Actas*, Vol. 3, p. E133-E148.
- Godoy, E. 1984. Reflexiones acerca de transiciones metamórficas en el basamento de Chile Central-Sur. *Revista Geológica de Chile*, No. 23, p. 79-86.
- Godoy, E. 1986. Die Entwicklung des Gondwana-Randes in Chile während des Palaeozoikums unter besonderer Berücksichtigung der geotektonischen Stellung der Metavulkanite. Tesis de Grado (Inédito), *Universidad de Münster*, 70 p. Alemania.
- Godoy, E.; Charrier, R. 1991. Antecedentes mineralógicos para el origen de las metabasitas y metacherts del Complejo Metamórfico del Choapa, Región de Coquimbo, Chile: Un prisma de acreción Paleozoico Inferior. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 6, *Actas*, Vol. 1, p. 410-414.
- Godoy, E.; Davidson, J.; Hervé, F.; Mpodozis, C.; Kawashita, K. 1984. Deformación sobreimpuesta y metamorfismo progresivo en un prisma de acreción paleozoico: Archipiélago de los Chonos, Aysén. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, *Actas*, Vol. 4, p. 211-232.
- González-Bonorino, F. 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación*, No. 37, 68 p.
- González-Bonorino, F. 1971. Metamorphism of the Crystalline Basement of Central Chile. *Journal of Petrology*, Vol. 12, No. 1, p. 149-175.
- Hervé, F.; Davidson, J.; Godoy, E.; Mpodozis, C.; Covacevich, V. 1981. The Late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Academia Brasileira de Ciências, Anais*, Vol. 53, No. 2, p. 361-373.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Parada, M.A.; Brook, M.; Pankhurst, R.; Snelling, N.; Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast

- Range of central Chile: Geochronology and geologic setting. *South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 2, p. 185-194.
- Levi B.; Aguirre, L. 1981. Ensisalic spreading-subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of Central Chile. *Geological Society of London, Journal*, Vol. 138, No. 1, p. 75-81.
- Maass, R. 1970. Die «Tillite» vom Rio Choapa: einzige Zeugen der permokarbonen Eiszeit in Chile. *Deutsche Geologische Gesellschaft, Zeitschrift*, Vol. 121, p. 187-195, Hannover.
- Maass, R.; Roeschmann, C. 1971. Über die präandine Entwicklung am Beispiel der Südlichen Provinz Coquimbo. *Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, No. 20/21, p. 101-148. Münster, Alemania.
- Mascle, A. 1989. Les prismes d'accrétion. *La Recherche*, Vol. 20, No. 215, p. 1308-1316.
- Miller, H. 1970. Vergleichende Studien an prämesozoischen Gesteinen Chiles unter besonderer Berücksichtigung ihrer Kleintektonik. *Geotektonische Forschungen*, No. 36, p. 1-64. Stuttgart.
- Mpodozis, C.; Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Circum-Pacific Council for Energy Resources. *Earth Science Series*, Vol. 11, p. 59-90.
- Mpodozis, C.; Nasí, C.; Moscoso, R.; Cornejo, P.; Maksaev, V.; Parada, M.A. 1985. The late Paleozoic-Triassic magmatic belt of the Chilean Frontal Range (28°-31°S): Igneous 'Stratigraphy' and tectonic setting. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, No. 35, p. 161-166.
- 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 *Congreso Geológico Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. A121-A161.
- Muñoz-Cristi, J. 1942. Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa; especialmente en la Provincia de Coquimbo. In *Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología*, No. 1, Anales, Vol. 2, p. 285-318.
- Muñoz-Cristi, J. 1973. Geología de Chile. Editorial Andrés Bello, 209 p. Santiago.
- Mutti, E. 1979. Turbidites et cones sous-marins profonds. In *Sedimentation détritique: fluviatile, littorale et marine* (Homewood, P.; editor). *Universidad de Friburgo, Institut de Geologie, Short Course notes*, p. 353-419. Suiza.
- Mutti, E.; Richi-Lucchi, F. 1972. Le turbiditi dell'Appennino Settentrionale: Introduzione all'analisi di facies. *Società Geologica Italiana, Memorie*, Vol. 11, No. 2, p. 161-199.
- Niem, A. 1976. Patterns of flysch deposition and deep-sea fans in the lower group (Mississippian) Ouachita Mountains, Oklahoma and Arkansas. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 46, p. 633-646.
- Parada, M.A. 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; a review. In *Plutonism from Antarctica to Alaska* (Kay, S.M.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, No. 241, p. 51-66.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R. 1973. Sands and sandstones. *Springer Verlag*, 618 p. Heidelberg.
- Ramos, V. A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Kay, S.M.; Cortés, J.M.; Palma, M. 1984. Chilenia: un terreno aloctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 84-106.
- Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Mpodozis, A.C.; Kay, S.M.; Cortés, J.M.; Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, Vol. 5, No. 6, p. 855-880.
- Rebolledo, S. 1987. Geología y análisis estructural del basamento metamórfico del área Punta Claditas, Región Coquimbo, Chile. Memoria de título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 166 p.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P. 1983. Hallazgo de foraminíferos del Carbonífero Superior en la Formación Huentelauquén. *Revista Geológica de Chile*, No. 19-20, p. 25-35.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P. 1985. Las calizas de la Formación Huentelauquén: Depósitos de aguas templadas a frías en el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior. *Revista Geológica de Chile*, No. 25-26, p. 29-38.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P. 1986. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 69, 32 p.
- Sepúlveda, P. 1984. Geología del Paleozoico de la zona costera del Norte Chico. In *Seminario Actualizado de la Geología de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Apuntes*, p. J1-J7.
- Spry, A. 1969. Metamorphic textures. *Pergamon Press*, 350 p. Oxford.
- Thiele, R.; Hervé, F. 1984. Sedimentación y tectónica de antearco en los terrenos preandinos del Norte Chico, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 22, p. 61-75.