

Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S)

Gloria Arancibia

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile
e-mail: garancib@cec.uchile.cl
e-mail: jcembran@cec.uchile.cl

José Cembrano

Alain Lavenu

Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex ORSTOM),
Casilla 53390, Correo Central, Santiago 1, Chile, y
Departamento de Geología, Universidad de Chile,
Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile
e-mail: alavenu@dgf.uchile.cl

RESUMEN

El segmento del Batolito Norpatagónico comprendido entre los 44 y 45°S está afectado por una intensa deformación frágil y dúctil localizada en zonas de cizalle, asociada espacialmente a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Esta zona de falla está representada regionalmente, por un lineamiento de azimut nor-noreste (Canal de Puyuguapi), que, según estudios anteriores, forma parte de un dúplex de rumbo a escala cortical en la Cordillera Patagónica. La deformación dúctil (Mioceno Superior-Plioceno) está documentada por zonas de milonita tabulares de ancho centimétrico a métrico, con foliación subvertical y lineación de estiramiento subhorizontal, oblicua y subvertical. La cinemática transpresional dextral predomina a lo largo de zonas de cizalle de rumbo norte-sur a noreste, mientras que la deformación transtensional dextral se manifiesta a lo largo de zonas de cizalle este-oeste a noreste. La deformación frágil (post-Mioceno Superior), representada por fallas decamétricas con estrías y buenos indicadores cinemáticos, tiene una distribución areal más amplia y se superpone a la fábrica dúctil. Su cinemática es compatible con un régimen dextral transpresional y transtensional a lo largo de zonas de falla de direcciones nor-noreste y este-noreste, respectivamente. El análisis cinemático de movimientos contemporáneos de rumbo, en el manto y oblicuos de la deformación frágil-dúctil en los 44-45°S, sugiere algún grado de partición de ésta en un régimen global de transpresión dextral en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.

Palabras claves: Zona de Falla, Transpresión y transtension dextral, Partición de la deformación, Mioceno Superior-Plioceno, Post-Mioceno Superior, Batolito Norpatagónico, Aisén, Chile.

ABSTRACT

Dextral transpression and deformation partitioning in the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Aisén, Chile (44-45°S). The segment of the North Patagonian Batholith between 44 and 45°S is affected by locally intense ductile and brittle deformation spatially associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. The fault zone, at the regional scale, is represented by a north to northeast-trending lineament (Puyuguapi Canal) which makes up part of a crustal-scale strike-slip duplex in the Patagonian Cordillera as suggested by previous studies. Late Miocene-Pliocene ductile deformation is documented by centimetric- to metric-wide tabular mylonite zones with subvertical foliation and subvertical, oblique, and subhorizontally plunging lineations. Dextral transpressional deformation predominates along north to northeast-trending shear zones, whereas dextral transtensional deformation is documented along east to northeast trending shear zones. Brittle deformation, represented by decametric faults with striae and good kinematic indicators, is widely exposed and

overprints the early ductile fabric. The post-Late Miocene brittle deformation is compatible with dextral transpressional and transtensional kinematics along north-northeast and east-northeast fault zones, respectively. A kinematic analysis of contemporaneous strike-slip, oblique-slip and contractional deformation on brittle faults and shear zones at 44°S, suggests some degree of deformation partitioning of bulk dextral transpressional deformation in the Liquiñe-Ofqui Fault Zone.

Key words: Fault Zone, Dextral transpression and transtension, Deformation partitioning, Late Miocene-Pliocene, Post-Late Miocene, North Patagonian Batholith, Aisén.

INTRODUCCION

La deformación transpresiva ha sido documentada en márgenes continentales donde el vector de convergencia es oblicuo con respecto al contacto entre las placas (*e.g.*, Sanderson y Marchini, 1984; Tikoff y Teyssier, 1994). Este término se refiere a una zona de deformación en la cual coexiste cizalle simple y acortamiento horizontal a lo largo y a través de ella, respectivamente (Sanderson y Marchini, 1984). Entre los factores que controlan la naturaleza de la tectónica transpresiva del margen convergente está el ángulo de convergencia (definido como el ángulo entre el vector de convergencia y el borde de contacto entre las placas según Teyssier *et al.*, 1995) y la existencia de zonas de falla paralela a la fosa, que producen partición de la deformación (Tikoff y Teyssier, 1994; Jones y Tanner, 1995), es decir, que acomodan las componentes contraccional y de rumbo de la transpresión en diferentes dominios discretos a través de la zona de deformación. Así, la transpresión puede ser no particionada (homogéneamente distribuida) como en el caso del borde de placas Australiana-Pacífica en Nueva Zelandia (alto ángulo de convergencia), o completamente particionada como en el borde de placas Pacífica y Norteamericana al oeste de Estados Unidos (ángulo de convergencia bajo). El caso general, corresponde a una transpresión heterogénea en la cual dominios discretos a través de la zona de deformación, acomodan transpresión dominada por acortamiento causado por cizalle puro o bien, transpresión dominada por deformación de rumbo producida por cizalle simple (Tikoff y Teyssier, 1994; Tikoff y Greene, 1997).

Modelos cinemáticos (Tikoff y Teyssier, 1994, Teyssier *et al.*, 1995) relacionan el ángulo de convergencia entre las placas y la dirección de los ejes de máximo acortamiento, para deformación

monoclínica a volumen constante en la corteza superior frágil. A partir de análisis tensorial, ellos obtienen distintos valores absolutos de la dirección de los ejes de máximo acortamiento en función de ángulos de convergencia dados. Como consecuencia de este modelo, el vector de convergencia no es paralelo a la dirección de máximo acortamiento instantáneo en el margen continental, salvo en el caso de convergencia ortogonal, y al introducir diferentes grados de partición en la deformación transpresiva, la geometría del 'strain' finito cambia sustancialmente a través de la zona de deformación.

La aplicación de estos modelos cinemáticos al margen continental andino, predicen una transpresión dominada por cizalle puro con bajo grado de partición, por cuanto el ángulo para la convergencia Nazca-Sudamericana es de aproximadamente 65° desde hace 10 Ma (D. Engebretson, comunicación escrita, 1995). Sin embargo, considerando de manera conjunta el sistema de antearco-arco-trasarco como zona de deformación, Dewey y Lamb (1992) sugirieron una deformación altamente particionada con acortamiento este-oeste en el antearco y cizalle dextral norte-sur en el arco, en un régimen de transpresión dominada por cizalle lateral, asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). La región de trasarco entre los 44 y 46°30'S, está caracterizada por la inexistencia de una faja plegada y corrida posterior al Cretácico Superior (Ramos, 1989).

El objetivo principal de este estudio es establecer el régimen tectónico y grado de partición de la deformación dentro de la ZFLO, mediante el estudio de la geometría y cinemática de la deformación frágil y dúctil, en el segmento expuesto entre los sectores de Puyuguapi y Puerto Cisnes en la región de Aisén (Fig. 1).

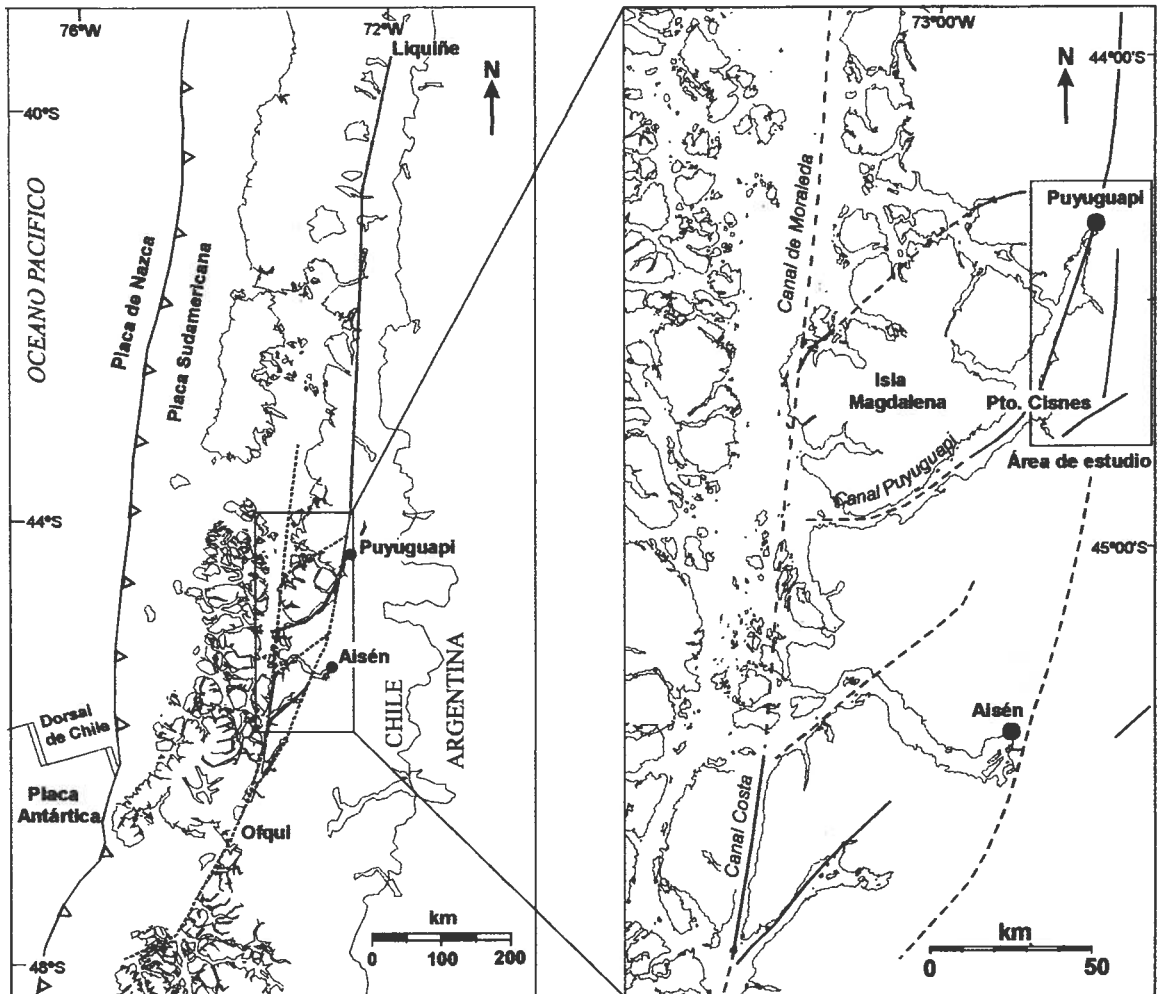


FIG. 1. Geometría global de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (modificado de Hervé y Thiele, 1987; Cembrano *et al.*, 1996) y ubicación del área de estudio (en rectángulo a la derecha). Las líneas continuas corresponden a los segmentos reconocidos de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Las líneas segmentadas indican zonas de falla inferida.

METODOLOGIA

El estudio de rocas deformadas dúctilmente, se llevó a cabo mediante análisis meso y microestructural de milonitas. El análisis microestructural se realizó en secciones delgadas, orientadas perpendicularmente a la esquistosidad y paralelas a la lineación. En estas secciones (XZ del elipsoide de deformación de Simpson y Schmidt, 1983) es posible observar indicadores cinemáticos representativos del evento deformacional (Hanmer y Passchier, 1991). Los indicadores cinemáticos observados correspondieron a sistemas de porfiroclastos (colas sigma y delta), peces de micas y anfíbola,

superficies S-C y S-C'. Para estimar condiciones de deformación se estudia la microestructura de cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato-K y micas (Tullis *et al.*, 1982; Simpson, 1985; Knipe, 1989; Passchier y Trouw, 1996), y se identifica las fases mineralógicas neoformadas. La compatibilidad de minerales neoformados y la microestructura son necesarios para estimar las condiciones de temperatura de la deformación, por cuanto, además, en granitoides influye de manera importante el tamaño de grano, la composición (relación cuarzo-feldespato) y la presencia de fluidos. Por ejemplo, se

esperaría recristalización dinámica de plagioclasa y feldespato-K mediante rotación de subgranos, en o sobre la transición a la facies anfíbolita (450-550°C), y sin embargo, se ha encontrado feldespato recristalizado a temperaturas menores por nucleación en ambientes ricos en fluidos (Fitz Gerald y Stünitz, 1993).

El estudio estructural frágil fue enfocado a determinar la geometría y la cinemática de la deformación. Para ello, se determinaron tensores de esfuerzo locales, mediante el algoritmo de inversión de Carey-Galhardis-Mercier (Carey y Brunier, 1974; Carey, 1979; Armijo *et al.*, 1982). El algoritmo se basa en encontrar un tensor tal, que el esfuerzo tangencial teórico sea el más cercano a la estría medida, suponiendo que un evento tectónico está caracterizado por un tensor homogéneo constante en una fase dada y que el movimiento responsable de la estriación (según vector *s*), tiene la misma dirección y sentido que la componente de cizalle (según vector *t*) del esfuerzo calculado (σ_1) (Fig. 2) (Etchecopar *et al.*, 1981; Sébrier *et al.*, 1985; Angelier, 1994) Dado que las estrías de los planos de falla representan 'strain' finito, las direcciones de

los ejes de esfuerzo calculados con el método analítico son compatibles con las direcciones de 'strain' finito de una zona de deformación. Así, para cada población homogénea de fallas se obtienen 4 parámetros: la dirección de los tres ejes principales de esfuerzo y la razón de esfuerzo $R (\sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1)$. Si se considera que $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, entonces *R* representa la importancia relativa de una componente respecto de las otras. Para el caso en que σ_2 sea vertical (régimen de rumbo), *R* cercano a 0, 0.5 ó 1 representa un régimen de rumbo con componente extensional, régimen de rumbo puro o régimen de rumbo con componente compresional, respectivamente (modificado de Ritz y Taboada, 1993).

Los sitios de medida definidos en este estudio, corresponden a las zonas de mayor concentración de superficies de falla y agrupan a las medidas realizadas en los afloramientos cercanos a él hasta unas decenas de metros. En cada sitio se midió la orientación del plano de falla, el ángulo de barrido ('pitch') de las estrías sobre esa superficie y se indicó el sentido de movimiento asociado a ellas, usando criterios de indicadores cinemáticos frágiles (Petit, 1987; Angelier, 1994). Las superficies con estrías que no tenían indicadores cinemáticos reconocibles, no pudieron ser integradas al análisis computacional.

Para identificar poblaciones homogéneas de fallas, se consideró la siguiente metodología (Lavenu *et al.*, 1995). En cada sitio, se agruparon las fallas que tienen tendencia similar en manto y ángulo de barrido de estrías. Al proyectar estos grupos en el hemisferio inferior de la red equiangular, se verifica su compatibilidad cinemática (*e.g.*, no son compatibles movimientos laterales sinistres y dextrales en fallas de actitudes similares, para un mismo evento). Las fallas compatibles fueron reagrupadas y se les calculó el tensor de esfuerzo. Luego se aplicó el tensor calculado a toda la población de fallas medidas en el sitio. De acuerdo a la distribución de la desviación angular entre el ángulo de barrido de la estría teórica (*t*) entregada por el método compatible con el tensor calculado, y la estría real medida (*s*), se seleccionó la población homogénea de fallas (desviación angular (*t*, *s*) ≤ 20 - 30°). Esta población homogénea de fallas contiene las fallas compatibles con el tensor de deformación calculado dentro del error estimado (hasta 30°), y define un evento tectónico calculado estadísticamente. Las fallas que no entran dentro de esta

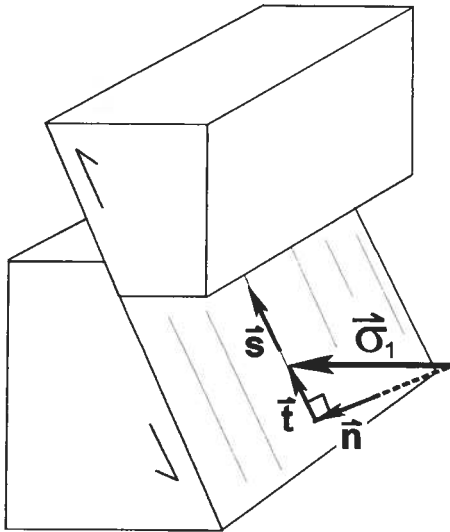


FIG. 2. Modelo simple de desplazamiento sobre un plano de falla (Modificado de Sébrier *et al.*, 1985). **Vector s**: indica dirección y sentido de la estría resultante; **Vector t**: indica dirección y sentido de la componente de cizalle del acortamiento principal (**Vector σ_1**) aplicado al plano de falla; **Vector n**: indica dirección y sentido de la componente normal del acortamiento principal.

población se vuelven a procesar, para verificar la posibilidad de compatibilidad con otro tensor dentro de un mismo sitio.

Teóricamente, se requiere un mínimo de 4 fallas compatibles para definir el tensor de deformación (Etchecopar *et al.*, 1981; Angelier, 1994). En este estudio se consideró un mínimo de 9 fallas indepen-

dientes para definir un evento tectónico. Así, de una población total de 193 medidas de fallas en 7 sitios, 138 están representadas por el análisis tensorial y definen un solo evento tectónico en cada sitio. Esto quiere decir, que en ninguno de los sitios se puede verificar estadísticamente la posibilidad de un segundo tensor.

MARCO GEOLOGICO Y TECTONICO DE LA ZONA DE LA FALLA LIQUIÑE-OFQUI (ZFLO)

La geometría global de la ZFLO (Hervé, 1976; Hervé y Thiele, 1987; Cembrano y Hervé, 1993) consiste de segmentos rectos de orientación noroeste de centenares de kilómetros de largo unidos por lineamientos geomorfológicos en 'échelon' noreste, arreglo espacial similar a un dúplex de rumbo (Fig. 1). Esta zona de falla corta rocas del Batolito Norpatagónico (BNP) de edad jurásica superior, cretácica y miocena (Pankhurst *et al.*, 1992; Hervé *et al.*, 1993; Pankhurst y Hervé, 1994), rocas metamórficas del Complejo Acrecionario Paleozoico (Hervé, 1988) y unidades volcanosedimentarias cenozoicas (Hervé *et al.*, 1995).

Tanto el BNP como las rocas de caja metamórficas tienen zonas de deformación dúctil de alto 'strain' de ancho centimétrico a métrico, con una foliación penetrativa y una lineación de estiramiento pobre a moderadamente bien definida de actitud variable (Cembrano *et al.*, 1996). Estas zonas se localizan en lineamientos de la ZFLO y muestran una deformación dúctil asociada con cizalle lateral

sinistral de edad pre-Cretácico medio (Cembrano, 1998) y frágil-dúctil dextral Mioceno-Plioceno (Cembrano, 1992a). Los rasgos estructurales de carácter frágil, que se observan con mayor intensidad en dominios locales, se superponen a la fábrica dúctil. Estudios de fallas mesoscópicas realizados en los 41 y 42° de latitud sur (Lavenu y Cembrano, 1994; Lavenu *et al.*, 1996) determinan un régimen relativamente compresivo de dirección este-oeste pre-Plioceno y una deformación frágil de cizalle dextral del Plioceno Superior-Pleistoceno a lo largo de fallas nor-noroeste a nor-noreste.

La subducción oblicua se ha considerado como la principal causa de la deformación de cizalle lateral a lo largo de la ZFLO (Hervé, 1976; Cembrano, 1992a). Otros autores consideran que la generación y/o activación de la zona de falla sería una respuesta mecánica y termal del margen continental a la colisión de la Dorsal de Chile con la Placa Sudamericana, en el extremo sur de la zona de falla (46°30') (Nelson *et al.*, 1994).

GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO

La geología del área de estudio ha sido descrita por diversos autores (L. Bobenrieth, F. Díaz, J. Davidson y C. Portigliati¹; Hervé *et al.*, 1993; Hervé *et al.*, 1995; Lahsen *et al.*, 1994; Parada *et al.*, 1996; Cembrano, 1998). En la zona predominan rocas intrusivas del BNP con bandas miloníticas milimétricas y centimétricas locales y fallas frágiles sobrepuestas, en las que se han realizado dataciones radiométricas ³⁹Ar-⁴⁰Ar y Rb-Sr (Hervé

et al., 1993; Cembrano, 1998) que indican edades entre 14,4 (roca intrusiva) y 1,6 Ma (zona de cizalle) (Fig. 3). Metasedimentos, esquistos grises y milonitas cuarzo-micáceas son más escasos. Rocas volcánicas corresponden a brechas, lavas y flujos piroclásticos. Sedimentos cuaternarios se distribuyen en valles de ríos y riberas del Canal de Puyuguapi (Fig. 3).

¹ 1983 Complemento mapa metalogénico XI Región, Sector Norte Continental, comprendido entre lat. S y el límite con la X Región (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, 271 p. Santiago.

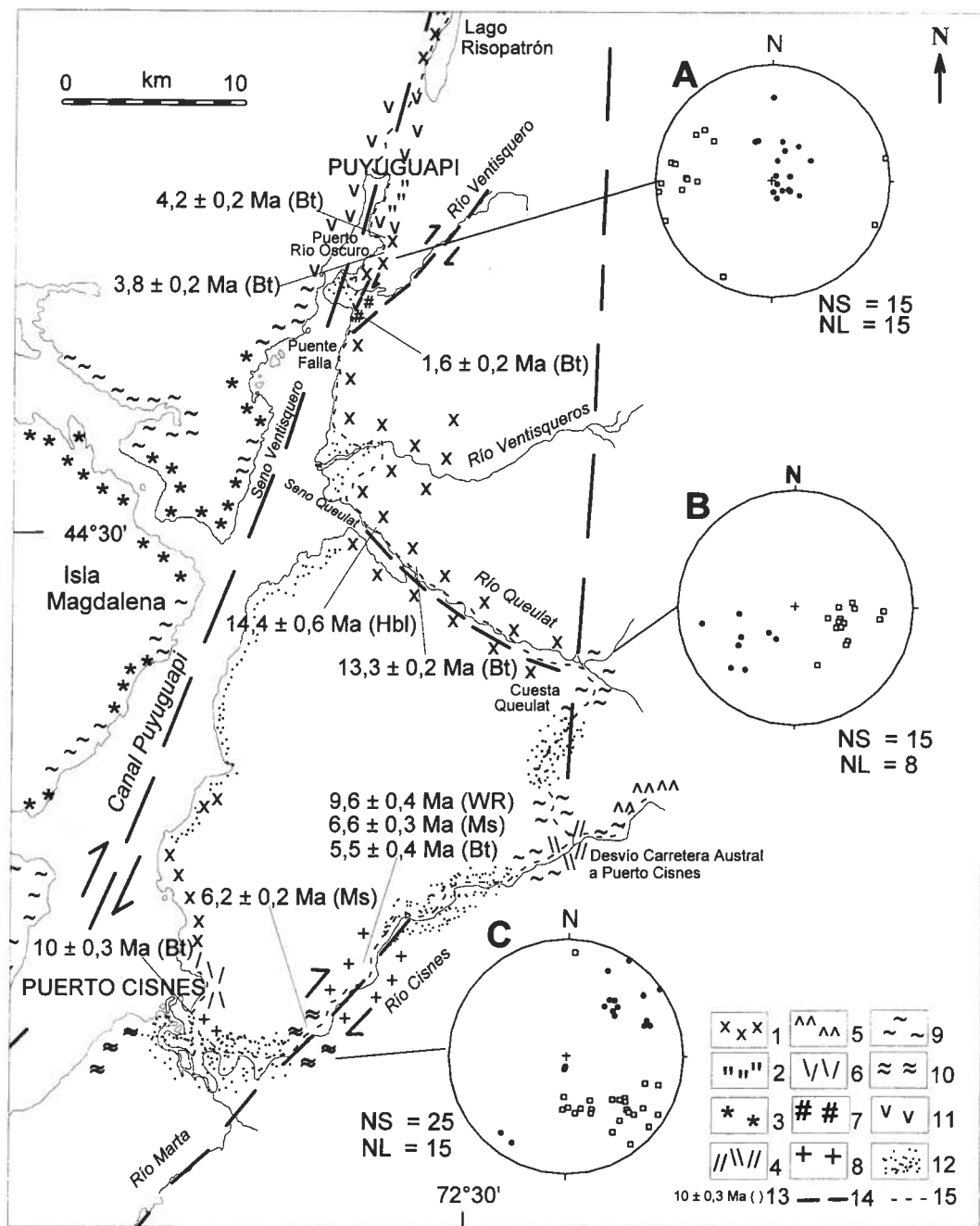


FIG. 3. Mapa de afloramientos del sector de estudio (geología complementada al oeste del Canal de Puyuguapi con trabajo de Hervé *et al.*, 1993). Edades radiométricas de Hervé *et al.* (1993) y Cembrano (1998). Los estereogramas corresponden al hemisferio inferior de la red equiangular y contienen lineaciones (círculos) y polos de esquistosidad (cuadrados) en A- sector de Puyuguapi; B- sector Cuesta Queulat; C- sector Río Cisnes. NL= número de medidas de lineación; NS= número de medidas de esquistosidad. 1= granodiorita-tonalita, con inclusiones máficas; 2= diorita y diorita cuarcífera; 3= monzogranitos y granodioritas; 4= gabro-diorita; 5= granito de muscovita; 6= gabro y pegmatita de anfibola; 7= granito de biotita; 8= granito de muscovita y granate; 9= esquistos, metasedimentos y metavolcanitas de bajo 'strain'; 10= rocas metamórficas de alto 'strain'; 11= brecha volcánica y sedimentos volcanoclásticos; 12= sedimentos cuaternarios; 13= datación ³⁹Ar-⁴⁰Ar en (Ms=muscovita) (Hbl=hornblenda) (Bt=biotita) y Rb-Sr (WR= isócrona en roca total); 14= falla inferida; 15= carretera.

ROCAS DEL BATOLITO NORPATAGONICO

Granodioritas y tonalitas con proporción variable de inclusiones máficas predominan en los afloramientos del BNP. Estas se distribuyen a lo largo de la Carretera Austral, en Puerto Río Oscuro, al sur de Puente Falla, Seno Queulat y Río Queulat (Fig. 3). Como cuerpos aislados afloran diorita y diorita cuarcífera en Puerto Puyuguapi y gabro-diorita en el desvío de la Carretera Austral hacia Puerto Cisnes. Granitos de biotita, al sur de aeródromo de Puyuguapi, de muscovita al este del desvío mencionado, y de granate en el río Cisnes se restringen a pequeños afloramientos. En Puerto Cisnes afloran gabros y pegmatitas de anfíbola. Los contactos entre los diferentes tipos litológicos, en general, no son visibles, salvo el del granito de biotita con la granodiorita al sur de Puyuguapi, que sería por falla.

Rocas sin desarrollo de fábrica magmática o de estado sólido, corresponden a granodioritas y tonalitas con inclusiones máficas, que afloran al norte del Puente Río Ventisqueros y en el Seno Queulat, y a granitos isótropos en Puyuguapi y desvío Carretera Austral-Puerto Cisnes.

Las rocas intrusivas que presentan fábrica interpretada como magmática (Puerto Río Oscuro, Río Ventisqueros, sectores del Seno Queulat), tienen orientación preferencial de enclaves máficos y de cristales de anfíbola y plagioclasa formando una fábrica planar de dirección noroeste a nor-noroeste y subverticales. Se sobrepone una fábrica de estado sólido que produce bandas miloníticas locales (concentradas en Puerto Río Oscuro y Río Cisnes) de rumbo norte-sur a noreste, preferencialmente.

En Puerto Río Oscuro, las bandas de milonita más pequeñas son de 2 a 5 cm y las mayores de 10 a 50 cm de ancho, excepcionalmente de 5 m de ancho, espaciadas cada 5 a 10 m. De geometría anastomosada, tienen una orientación preferencial nor-noreste con manteos subverticales, que cortan a la foliación magmática. La lineación de estiramiento buza, preferencialmente, hacia el norte y es cercana a la vertical. Dataciones radiométricas ^{40}Ar - ^{39}Ar en biotita neoformada en las zonas de milonita entregan edades de $4,2 \pm 0,2$ Ma y $3,8 \pm 0,2$ Ma (Fig. 3) (Cembrano, 1998).

Desde Puyuguapi hasta el río Queulat, la esquistosidad dada, esencialmente, por minerales micáceos, muestra una orientación norte-sur a nor-

noreste con ángulos altos de manteo hacia el este. La lineación, tanto de estiramiento como mineral tiene un ángulo de barrido subvertical y buza, mayoritariamente, hacia el norte (estereograma A en Fig. 3). Indicadores mesoscópicos de sistemas de porfiroclastos y bandas S-C (Puerto Río Oscuro) indican movimiento inverso dextral, en su mayoría, con alzamiento del bloque oriental.

En Río Cisnes, el granito de muscovita y granate (Fig. 3) tiene minerales máficos semiorientados que dan una foliación pobre de orientación $N23^\circ E / 72^\circ W$. Una banda de granitoide milonitizado tiene orientación $N40^\circ E / 84^\circ W$. La lineación de estiramiento es subhorizontal, buza levemente hacia el sur y está dada por cuarzo alargado.

Las rocas del BNP registran una deformación frágil, sobrepuesta a la fábrica magmática y a la fábrica dúctil de estado sólido. La deformación frágil cuenta con una mayor cantidad de registros y es de distribución más homogénea que la deformación dúctil.

METASEDIMENTOS Y ESQUISTOS

En la Cuesta Queulat afloran esquistos grises, filitas y metasedimentos que conservan su estratificación primaria (Fig. 3). Al sur de la cuesta Queulat, las rocas corresponden a metaconglomerados y rocas metavolcanoclasticas.

La esquistosidad en el Sector de Cuesta Queulat hasta el desvío hacia Puerto Cisnes, es norte-sur a noreste con manteos variables hacia el noroeste (estereograma B en Fig. 3). La lineación tiene un ángulo de barrido variable hacia el suroeste mayoritariamente, y corresponde principalmente a lineación mineral. Indicadores de movimiento microscópicos documentan cizalle inverso dextral con alzamiento del bloque occidental.

En el sector de Río Cisnes, afloran metaconglomerados y milonitas cuarzo-feldespáticas de muscovita y granate de alto 'strain' (Fig. 3). La esquistosidad tiene rumbo general noreste a este-oeste y manteos medios a altos hacia el noroeste, preferencialmente. La lineación de estas rocas es de estiramiento, con un ángulo de barrido bajo, mayoritariamente hacia el noreste (estereograma C en Fig. 3) y tienen indicadores mesoscópicos (sistemas de porfiroclastos, superficies S-C) dextrales normales con descenso del bloque occidental. Datación ^{40}Ar - ^{39}Ar , en muscovita neoformada, entrega un valor de $6,2 \pm 0,2$ Ma (Cembrano, 1998).

Al oeste de Puerto Cisnes, en la ladera sur del Canal de Puyuguapi (Fig. 3), afloran esquistos muscovíticos y biotíticos con una fuerte estructura lineal. La esquistosidad es N20°E/70°W y la lineación tiene un ángulo de barrido de 20° hacia el norte.

ROCAS VOLCÁNICAS Y SEDIMENTOS CUATERNARIOS

Inmediatamente al norte de Puyuguapi, en la ribera oeste del lago Risopatrón (Fig. 3), existen sedimentos volcanoclásticos asociados a centros

volcánicos menores (Lahsen *et al.*, 1994), que sobreyacen en discordancia de erosión a rocas granodioríticas del BNP. Al norte de Puerto Río Oscuro ocurren brechas volcánicas cuaternarias.

Los sedimentos cuaternarios se distribuyen, principalmente, en las riberas de los ríos Queulat y Cisnes, desembocaduras de los ríos Ventisquero y Ventisqueros, y al sur de la cuesta Queulat (Fig. 3). Estos corresponden a depósitos fluviales, fluvio-glaciales y a sedimentos volcanoclásticos antes mencionados.

MICROESTRUCTURA DE ROCAS DEFORMADAS DUCTILMENTE

El análisis microestructural se realizó en tres sectores que corresponden a aquéllos con predominancia de deformación dúctil: Puyuguapi-Puerto Río Oscuro, Cuesta Queulat y Río Cisnes.

SECTOR PUYUGUAPI-PUERTO RÍO OSCURO

Las rocas de este sector corresponden a dioritas y granodioritas miloníticas de 'strain' medio, con porfiroclastos de plagioclasa, feldespato-K y pedazos de roca gabro-diorítica (de 4 a 5 mm de diámetro).

Las bandas de milonita tienen matriz de grano muy fino (<0,01 mm) de feldespato-K, plagioclasa y escaso cuarzo, equidimensionales a levemente aplanados, con bordes sinuosos y extinción ondulosa. Además, hay cristales de actinolita euhedrales orientados y biotita fina que acentúan la esquistosidad. En algunos sectores, se desarrolla clorita (0,05 mm) paralela a la esquistosidad.

Los porfiroclastos de plagioclasa y feldespato-K (0,5-2 mm) están principalmente fracturados, con bordes sinuosos y de extinción ondulosa y subgranos en fracturas. Algunos cristales de feldespato-K se encuentran totalmente recrystalizados con formación de subgranos y colas tipo sigma. El cuarzo muestra extinción ondulosa, subgranos, bordes serrados y granos aplanados. Los porfiroclastos de hornblenda están recrystalizados parcialmente a actinolita con geometría de pez (Fig. 4).

Indicadores cinemáticos en estas rocas corresponden a feldespato con colas sigma y peces de anfíbola (Fig. 4) que indican movimiento inverso-dextral. La microestructura de plagioclasa indica

comportamiento frágil, con procesos de difusión y recrystalización dinámica hacia los bordes. Extinción ondulosa y formación de subgranos en feldespato-K indican recrystalización dinámica parcial. La microestructura de cuarzo indica comportamiento principalmente plástico. La microestructura y mineralogía de estas milonitas es compatible con facies de esquistos verdes de baja temperatura (300-350°C).

SECTOR CUESTA QUEULAT

Las rocas corresponden a filitas cuarzo-micáceas de bajo 'strain', en las que mesoscópicamente se distingue estratificación primaria.

En éstas, predominan los filosilicatos orientados (<0,01 mm) con bandas de 0,1 mm de ancho de cuarzo. En estas bandas el cuarzo se presenta como agregado de granos aplanados, con bordes difusos y sinuosos y extinción ondulosa. Porfiroclastos aislados de cuarzo tienen forma de lentes y colas simétricas y asimétricas tipo sigma y delta. En su interior, presentan extinción ondulosa y subgranos. La presencia de micropliegues otorgan clivajes de crenulación, acentuado por escasas bandas (de 0,2 mm de ancho) de micas blancas.

Colas sigma y delta en porfiroclastos de cuarzo indican cizallamiento inverso dextral. La microestructura de cuarzo indica recrystalización dinámica en lentes y bandas, y un comportamiento plástico. La mineralogía de filosilicatos y la microestructura del cuarzo indicarían metamorfismo de facies esquistos verdes (300-500°C).

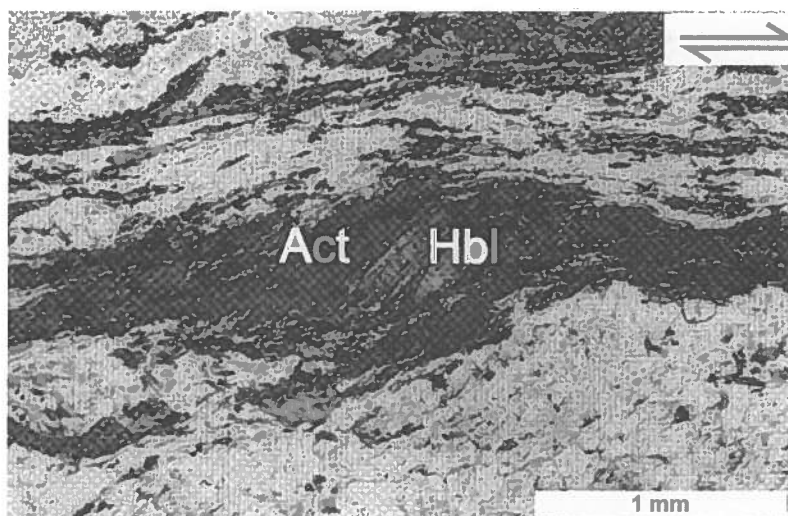


FIG. 4. Microfotografía (nícoles paralelos) de cristal de hornblenda (Hbl), parcialmente recristalizado a actinolita (Act) con estructura de pez, cuya asimetría puede ser interpretada como cizalle dextral. Corte de dirección NWW-SEE, mirando hacia el suroeste, en el sector de Puyuguapi.

SECTOR RIO CISNES

Las rocas de este sector corresponden a rocas de alto 'strain' consistentes en esquistos y milonitas micáceo-cuarcíferas y cuarzo-feldespáticas con porfiroclastos de granate y mica blanca.

Las milonitas cuarzo-feldespáticas tienen una matriz esquistosa (tamaño medio de 0,01 mm) de cuarzo y feldespato-K aplanados con bordes sinuosos, plagioclasa y actinolita orientada. Micas blancas escasas euhedrales diseminadas son paralelas a la esquistosidad. Bandas de clorita fina y de biotita-muscovita se presentan oblicuas a la esquistosidad. Porfiroclastos de feldespato-K (1-2 mm de diámetro) tienen sombras de presión de cuarzo asimétricas. Algunas de estas muestras tienen porfiroclastos de granate euhedrales o de bordes irregulares, rodeados por la fábrica de la matriz.

Las milonitas y esquistos cuarzo-micáceos se caracterizan por una foliación dada por bandas de cuarzo y bandas cuarzo-micáceas. Biotita, mica blanca euhedral, clorita y cuarzo aplanado definen la esquistosidad. Peces de mica blanca (2 mm de diámetro) (Fig. 5) están separados por bandas finas de clorita y micas que representarían bandas de

cizalle tipo C. La esquistosidad (S) es subparalela a estas bandas. Alrededor de los porfiroclastos el ángulo de bandas similares es mayor y hay microplegamiento, por lo que corresponderían a bandas de cizalle tipo C' ('extensional crenulation cleavage'). Las bandas de cuarzo tienen un ancho de 1 mm, y en su interior tienen cuarzo con bordes abultados y serrados, extinción ondulosa y subgranos de 0,1 a 0,5 mm. En bandas cuarzo-micáceas de grano más fino, los cristales de cuarzo (de 0,01 mm) están aplanados. Porfiroclastos sericitizados tienen apéndices de mica blanca tipo delta. Algunos porfiroclastos de plagioclasa tienen fracturas rellenas de epidota y mica. Otros tienen bordes sinuosos, extinción ondulosa y subgranos.

Peces de mica blanca (Fig. 5) y sistemas de porfiroclastos asimétricos indican movimiento dextral. Las bandas de filosilicatos, interpretadas como superficies C o C', tienen oblicuidad dextral con respecto a S (Fig. 5). El comportamiento plástico del cuarzo y la recristalización dinámica de feldespato y plagioclasa en la matriz indicarían facies esquistos verdes de media temperatura (350-450°C).

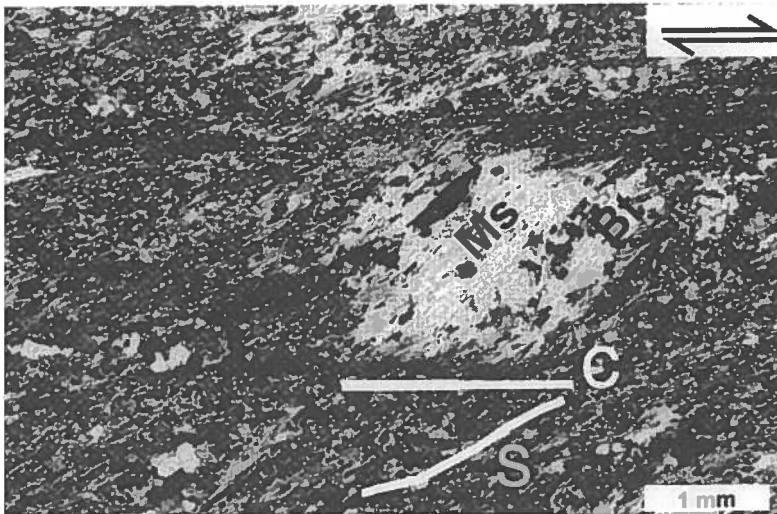


FIG. 5. Microfotografía (nícoles cruzados) de mica (Ms) con estructura de pez de asimetría dextral. Los peces de mica siguen un patrón sigmoidal (superficie S) asintóticos hacia superficies C (dibujados en líneas blancas). Corte de dirección noreste-suroeste, mirando hacia el noroeste, en el sector de Río Cisnes.

DEFORMACION FRAGIL Y TENSORES DE ESFUERZO

La deformación frágil se registra principalmente en las rocas intrusivas, con superficies de falla mayoritariamente planas. La orientación de éstas es variable y sus estrías tienen, en su mayoría, ángulos de barrido bajo que localmente aumenta. Las fallas presentan planos de exposición métricos a plurimétricos y se concentran en 7 sitios en la zona de estudio (Fig. 6), ubicados en lineamientos geomorfológicos del área, que corresponderían a fallas regionales inferidas (Fig. 3).

Se observa que en todos los sitios la dirección de σ_2 es siempre más cercana a la vertical, siendo σ_1 y σ_3 subhorizontales (Fig. 6). Esto refleja un régimen de rumbo, con componente pura de rumbo (R cercano a 0,5) o de acortamiento (R cercano a 1). Se distinguen dos direcciones preferenciales de σ_1

que definen dos eventos distintos:

- De orientación N60°E (sitios 1, 2, 7) compatible con fallas noreste dextrales normales, fallas norte-sur (a nor-noreste) dextrales inversas y fallas este-oeste sinestrales y normales (diagramas 1, 2, 7 en Fig. 6)
- De orientación este-oeste (sitios 3, 4, 5, 6), compatible con fallas noreste dextrales, fallas noreste sinestrales inversas, fallas norte-sur inversas y fallas este-oeste normales (diagramas 3, 4, 5, en Fig. 6).

Con respecto a la temporalidad de dichos eventos, no se encontró evidencias (*e.g.*, relación de corte entre dos estrías en un mismo plano) que sean compatibles con dos tensores diferentes.

DISCUSION

DEFORMACION DUCTIL

Los modelos de deformación transpresiva/transtensiva a volumen constante y monoclinicos (Sanderson y Marchini, 1984; Fossen *et al.*, 1994; Tikoff y Greene, 1997) asumieron que la componente de cizalle simple y de cizalle puro son horizontales en la zona de deformación y son paralelos

y perpendiculares respectivamente al margen de placas. Esto genera lineaciones horizontales si la componente de cizalle simple es dominante, y lineaciones verticales cuando la componente de cizalle puro es la que prevalece o se trata de una deformación transpresiva de alto 'strain'. Las lineaciones verticales se generan bajo el supuesto que la extrusión de material, producida por la contrac-

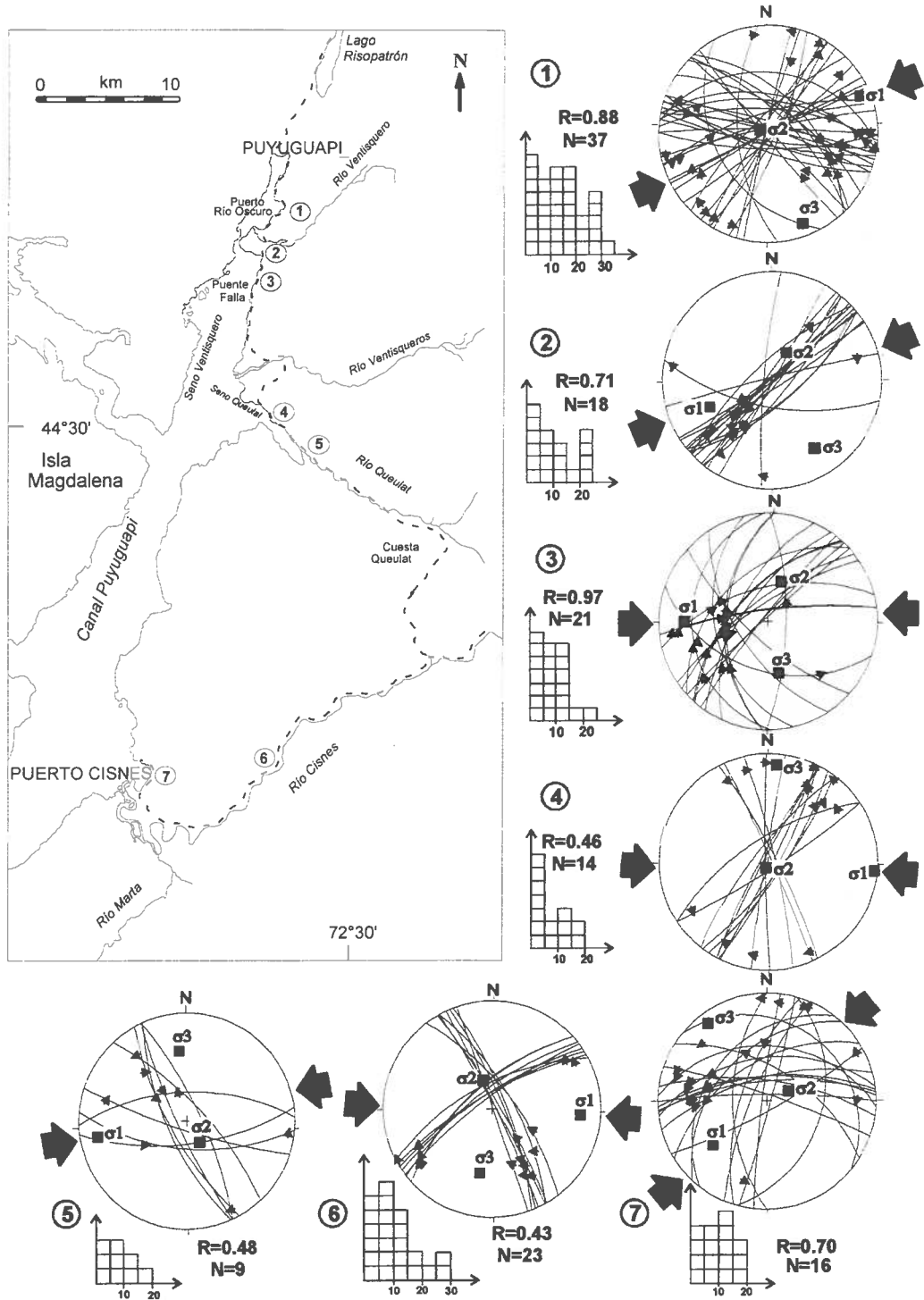


FIG. 6. Poblaciones homogéneas de fallas en cada sitio proyectadas en el hemisferio inferior de red equiangular. Se indica la orientación calculada de los ejes principales de esfuerzo (σ_1 , σ_2 , σ_3) en cuadrados, la razón de esfuerzo $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ y $N =$ número de medidas, en cada caso. Las flechas grandes fuera del estereograma indican la dirección de la compresión principal. Las flechas pequeñas, posicionadas en cada plano, indican el sentido del vector desplazamiento del bloque inferior medido en la falla. El histograma representa la distribución de la desviación angular (t , s) menor que 20-30°, donde cada cuadrado es una falla.

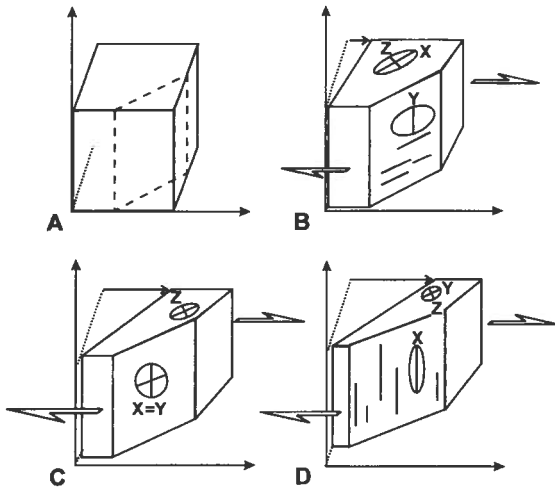


FIG. 7. Variación de la lineación de estiramiento (representada por el eje X del elipsoide de deformación) en un régimen transpresivo dextral, con el incremento de 'strain' de A a D. A- bloque no deformado, el plano segmentado corresponde al plano de esquistosidad que comenzará a desarrollarse a 45° de la dirección de cizalle global representado por las flechas blancas. Observe que en cada incremento siguiente el bloque es aplastado en la dirección paralela al eje de referencia punteado; B- en un régimen dominado por cizalle simple, la lineación de estiramiento es horizontal, a bajo 'strain'; C- en estado de 'strain' intermedio, el eje Y es cercano a X, por lo que la lineación desaparece y se tiene aplanamiento puro; D- la lineación es vertical, tanto en un régimen dominado por cizalle simple de alto 'strain' como en uno dominado por cizalle puro, ya que la componente de acortamiento es más efectiva que la de cizalle simple (modificado de Tikoff y Greene, 1997).

ción, se puede producir sólo de abajo hacia arriba. El paso de lineación horizontal a vertical en un régimen dominado por cizalle lateral con el aumento de 'strain', contempla una deformación intermedia donde las componentes del elipsoide de deformación X e Y se hacen similares, produciendo fábrica de aplanamiento y en la cual la lineación se empobrece y eventualmente desaparece (Fig. 7) (Tikoff y Greene, 1997). La geometría que se puede obtener en un modelo transpresivo corresponde a una esquistosidad que se mantiene siempre vertical, mientras que la lineación puede ser vertical (transpresión dominada por cizalle puro o transpresión dominada por cizalle simple de alto 'strain') u horizontal (transpresión dominada por cizalle simple de bajo 'strain') (Tikoff y Teyssier, 1994; Fossen *et al.*, 1994; Tikoff y Greene, 1997) (Fig. 7). En forma

análoga, durante la transtensión, la lineación de estiramiento es siempre horizontal, y la esquistosidad puede ser vertical (transtensión dominada por cizalle simple) u horizontal (transtensión dominada por cizalle puro o transtensión dominada por cizalle simple de alto 'strain').

En consecuencia, estos modelos no contemplan ángulos de barrido de lineación oblicuos (significativamente mayores que 0° y menores que 90°) ni esquistosidad que no sea horizontal ni vertical. En cambio, los modelos de transpresión triclinicos consideran una componente de acortamiento tanto en la horizontal como en la vertical, con lo cual el vector de desplazamiento a través de la zona de cizalle no yace en el plano horizontal (Lin *et al.*, 1998; Jiang y Williams, 1998; Jones y Holdsworth, 1998). Asimismo, si se considera que la componente de cizalle simple a lo largo de la zona de deformación tiene componentes horizontal y vertical (Robin y Cruden, 1994), también se produce una transpresión triclinica. En ambos casos, las componentes de 'strain' finito (representado por la lineación de estiramiento y la esquistosidad), en general, no son paralelas a los ejes horizontal y vertical del modelo monoclinico. La incorporación de una componente vertical de cizalle simple explicaría una esquistosidad con manteo entre 0 y 90° y lineaciones oblicuas, que comúnmente son observadas en la naturaleza. Sin embargo, para muy alto 'strain' el modelo triclinico tiende a la geometría del modelo monoclinico y la validez de ambos se establece para la corteza superior frágil. Así, en zonas de cizalle ocurridas en corteza media o inferior, se espera un modelo de partición y carácter de la deformación más complejo.

En la zona de estudio, las rocas de Puyuguapi son rocas de mediano 'strain' con fábrica planar mejor desarrollada que la lineal. Los indicadores cinemáticos, la esquistosidad subvertical y el alto ángulo de barrido de las lineaciones (entre 50 y 90°) con buzamiento preferencialmente hacia el norte (estereograma A, Fig. 3), sugieren un régimen de transpresión dextral dominada por cizalle puro o a un régimen de acortamiento puro.

Las rocas de Cuesta Queulat corresponden a rocas de bajo a muy bajo 'strain', en las cuales se asume que la lineación mineral de las rocas de Cuesta Queulat, tiene una dirección similar a la que tendría una lineación de estiramiento. Bajo este supuesto, la geometría y los indicadores cinemáticos se acercan a los de un régimen transpresivo dextral

dominado por cizalle simple, pero con lineaciones oblicuas (ángulo de barrido entre 30 y 70°) y manteo de la esquistosidad entre 40 y 70°, principalmente (estereograma B, Fig. 3). El hecho que la zona de cizalle de Cuesta Queulat tenga orientación similar a la de Puyuguapi, sugiere que, en el caso de ser coetáneas (se desconoce la edad de la deformación en Cuesta Queulat), la mayor importancia de la componente de rumbo en este sector con respecto a la componente compresiva en Puyuguapi, podría indicar algún grado de partición del 'strain' (partición parcial) entre estas dos zonas. Sin embargo, la geometría oblicua de lineación y esquistosidad indica que, además, existe una componente de cizalle vertical, lo que sugiere una historia de deformación más compleja.

Las lineación y esquistosidad del sector de Río Cisnes, presentes en rocas de alto 'strain' con indicadores cinemáticos dextrales, podrían ser compatibles con un régimen transtensivo dominado por cizalle simple por cuanto el manteo de la esquistosidad es más cercano a la vertical que a la horizontal (mayor población entre 40 y 90°) y la fábrica lineal está muy bien desarrollada con ángulos de barrido bajos (entre 0 y 35°) (estereograma C, Fig. 3). Sin embargo, posiblemente, también, exista una componente de cizalle simple vertical en esta deformación, que otorgue oblicuidad a la esquistosidad y la lineación.

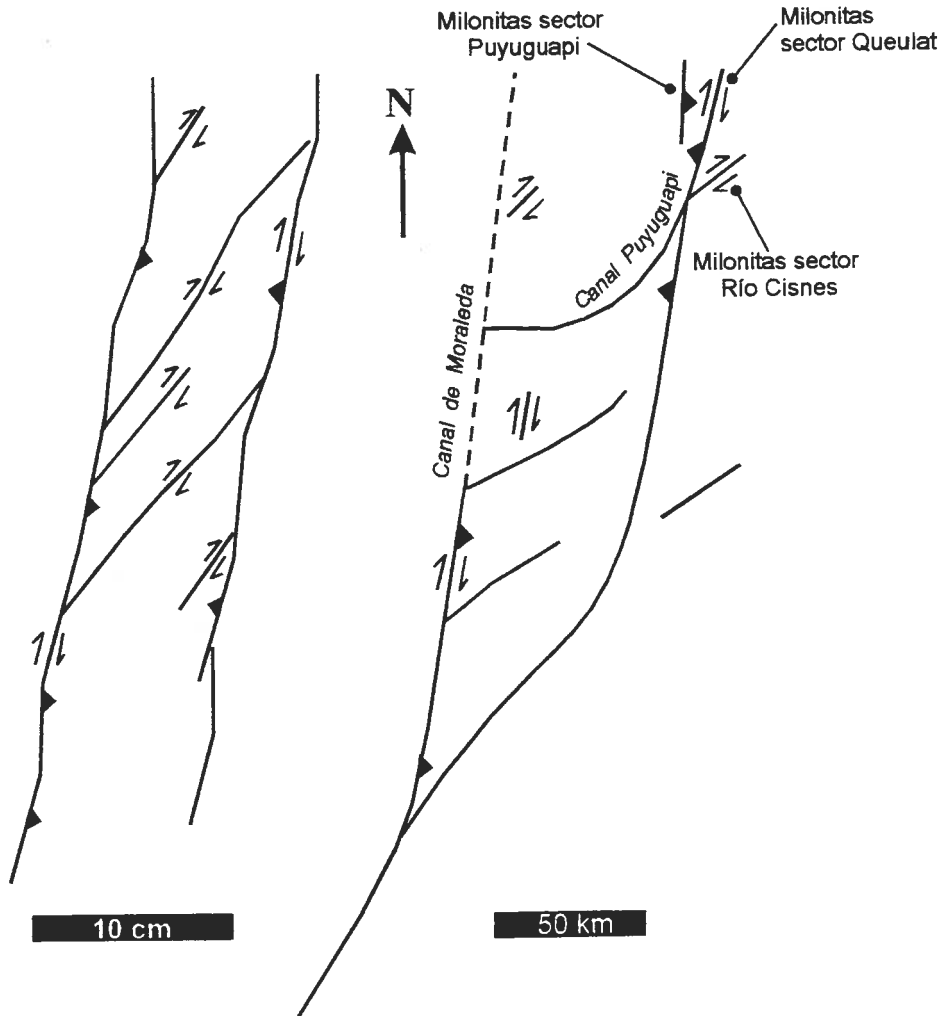
De esta manera, la deformación dúctil en la zona de se encuentra heterogéneamente distribuida en rocas del BNP y de caja, con algún grado de partición parcial de la deformación en la dirección norte-sur a noreste (Puyuguapi *versus* Cuesta Queulat). El régimen general de deformación corresponde a un sistema transpresivo dextral, con componente de cizalle vertical, que produce acortamiento este-oeste (transpresión dextral) a lo largo de estructuras con orientaciones norte-sur a noreste (Puyuguapi y Cuesta Queulat) y transtensión dextral a lo largo de estructuras con orientaciones noreste a este-oeste (Río Cisnes). El hecho de que se tengan regímenes distintos en direcciones diferentes sugiere una deformación de larga vida compatible con el modelo tipo dúplex propuesto por Cembrano y Hervé (1993) para la ZFLO, al que se agrega una componente este-oeste fuertemente compresiva a lo largo de estructuras norte-sur a noreste, similar a los patrones obtenidos en modelos análogos para fallas frágiles (Schreurs y Colletta, 1998) (Fig. 8).

DEFORMACION FRAGIL

Considerando que la deformación frágil ocurre bajo la temperatura de cierre del sistema radiométrico (^{40}Ar - ^{39}Ar en biotita) y que todas las fallas compatibles con cada tensor son coetáneas entre ellas, se puede estimar que la edad de fallas compatibles con cada dirección de σ_1 , es post $1,6 \pm 0,2$ Ma para $\sigma_1 = \text{N}60^\circ\text{E}$ (sitio 2 en Fig. 6) y post $5,5 \pm 0,4$ Ma para $\sigma_1 = \text{EW}$ (sitio 6 en Fig. 6; ver ubicación de sitios en relación a las edades radiométricas de la Fig. 3). Estos eventos son definidos asumiendo que el campo de esfuerzo se mantiene constante en dirección y magnitud para cada evento, lo cual obviamente, es una aproximación. Sin embargo, la consistencia entre la cinemática frágil y dúctil y el relativamente corto período de tiempo transcurrido (<10 Ma) desde que éstas ocurrieron, sugiere que el campo de esfuerzo no ha variado significativamente en cada evento tectónico. En un estudio análogo en el sector de los 42°S, Lavenu y Cembrano (1994) identificaron dos regímenes de esfuerzo de orientaciones similares a los aquí descritos, aunque de carácter diferente. Estos autores propusieron que el evento este-oeste, compresivo, sería de edad pre-4,7 Ma y el evento noreste, de rumbo, tendría una de edad post-3,3 Ma.

Si se considera que la deformación frágil es joven, los desplazamientos de las fallas son pequeños y no se han documentado rotaciones de bloques importantes (García *et al.*, 1988; Cembrano, 1992b), se puede asumir que el 'strain' finito es similar al 'strain' instantáneo. Entonces, se puede correlacionar la dirección de máximo acortamiento instantáneo con la de máximo acortamiento del tensor σ_1 calculado por el método numérico. La orientación de la dirección de máximo acortamiento instantáneo dependerá del ángulo de convergencia entre placas y del grado de partición de la deformación (Teyssier *et al.*, 1995). La figura 9 muestra la posición de θ (ángulo entre el margen de la placa y la dirección de máximo acortamiento instantáneo), para un ángulo α determinado (ángulo entre el margen de placas y el vector de convergencia), en el caso de una deformación sin partición (a), particionada completamente (b) y el caso general con algún grado de partición (partición parcial) (c).

Para la convergencia de placas Sudamericana y Nazca desde hace 10 Ma se estima un ángulo α de 65°. Si no existe partición, la dirección de acortamiento instantáneo, de acuerdo a este modelo,



Modelo análogo para transpresión dextral (Schreurs y Coletta, 1998).

Geometría regional y cinemática de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui.

FIG. 8. Comparación entre modelo análogo de fallamiento en transpresión dextral (Schreurs y Coletta, 1998) y la geometría y cinemática en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Observe que a lo largo de estructuras de orientación norte-sur a nor-noreste se tiene una componente más compresiva, mientras que a lo largo de estructuras de orientación noreste a este-oeste, predomina la componente de rumbo.

está dada por un ángulo θ de 78° a través de toda la zona de deformación (caso 1, Fig. 10a-10b). Si, en cambio, hay partición total, θ es de 90° fuera de la discontinuidad que produce la partición (caso 2, Figs. 10a-10b), mientras que la componente paralela a la zona de falla genera un ángulo θ en su interior de 45° , con respecto al borde de placas (caso 2, Fig. 10b) (Tikoff and Teyssier, 1994, Teyssier *et al.*, 1995).

Como el estudio se ha realizado al interior de la ZFLO, y asumiendo que los regímenes obtenidos en el análisis tensorial se puede extrapolar a un sistema de deformación regional, se tiene que en un régimen de deformación, la dirección de máximo acortamiento instantáneo según el modelo con partición total sería de $\theta=78^\circ$ y en un régimen sin partición de $\theta=45^\circ$. Dado que la ZFLO y el margen continental tienen una dirección $N10^\circ E$ aproxima-

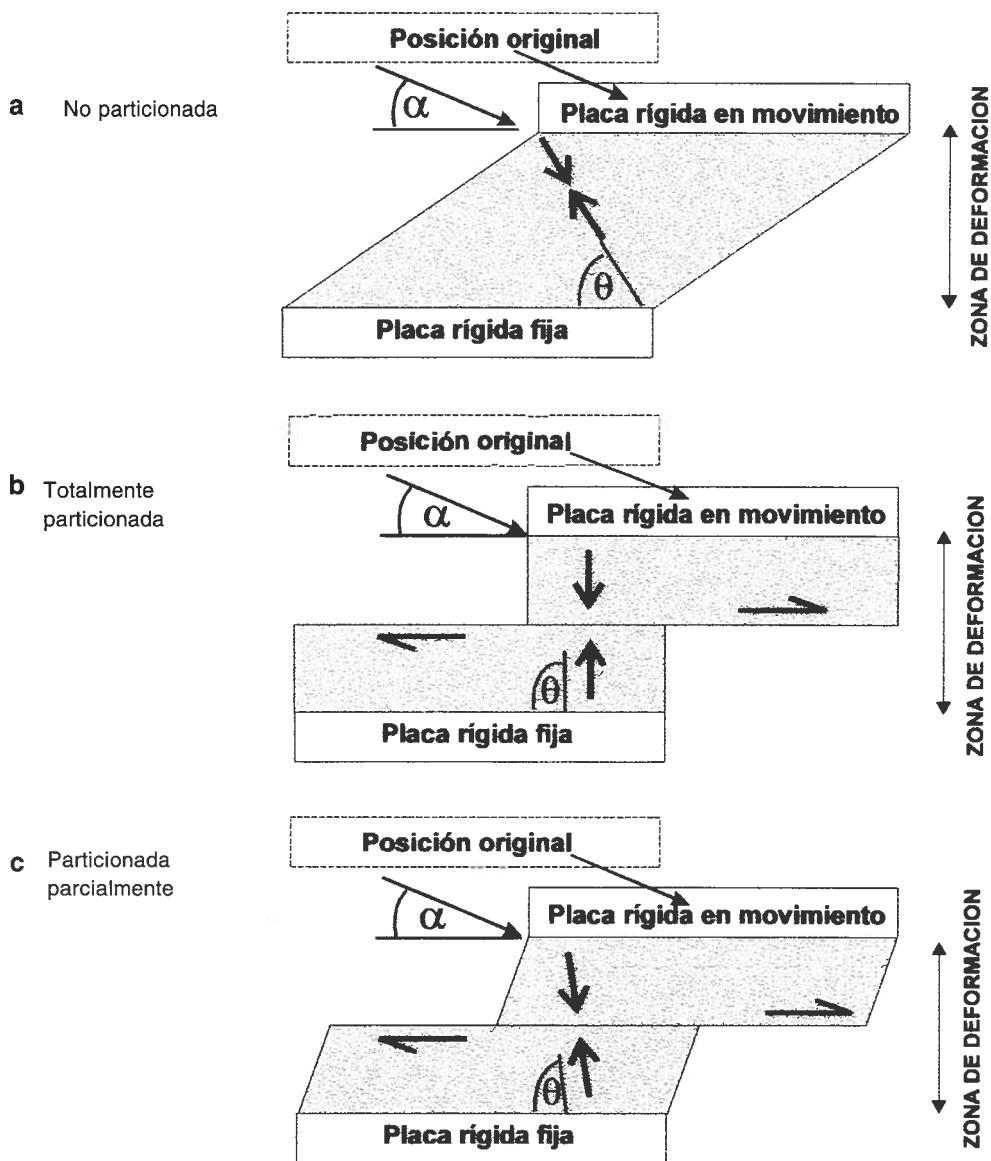


FIG. 9. Esquema de partición del 'strain' en una zona de deformación (en gris), producto de un movimiento relativo entre placas; a- deformación no particionada, θ entre 45 y 90°; b- particionada completamente, $\theta = 90^\circ$; c- caso general con algún grado de partición (partición parcial), θ entre 45 y 90°, mayor que en el caso a; $\alpha =$ ángulo entre el margen de placas y el vector de convergencia; $\theta =$ ángulo entre el margen de placas y la dirección del acortamiento máximo instantáneo; $\theta \geq \alpha$ (modificado de Teyssier *et al.*, 1995).

damente, la dirección de máximo acortamiento instantáneo sería de N88°E y N55°E, respectivamente (Fig. 10b). Así, las direcciones de máximo acortamiento del tensor de esfuerzo calculados para la

deformación frágil en la zona de estudio son compatibles con un régimen transpresivo con distintos grados de partición: sin partición para σ_1 EW y alto grado de partición para σ_1 N60°E.

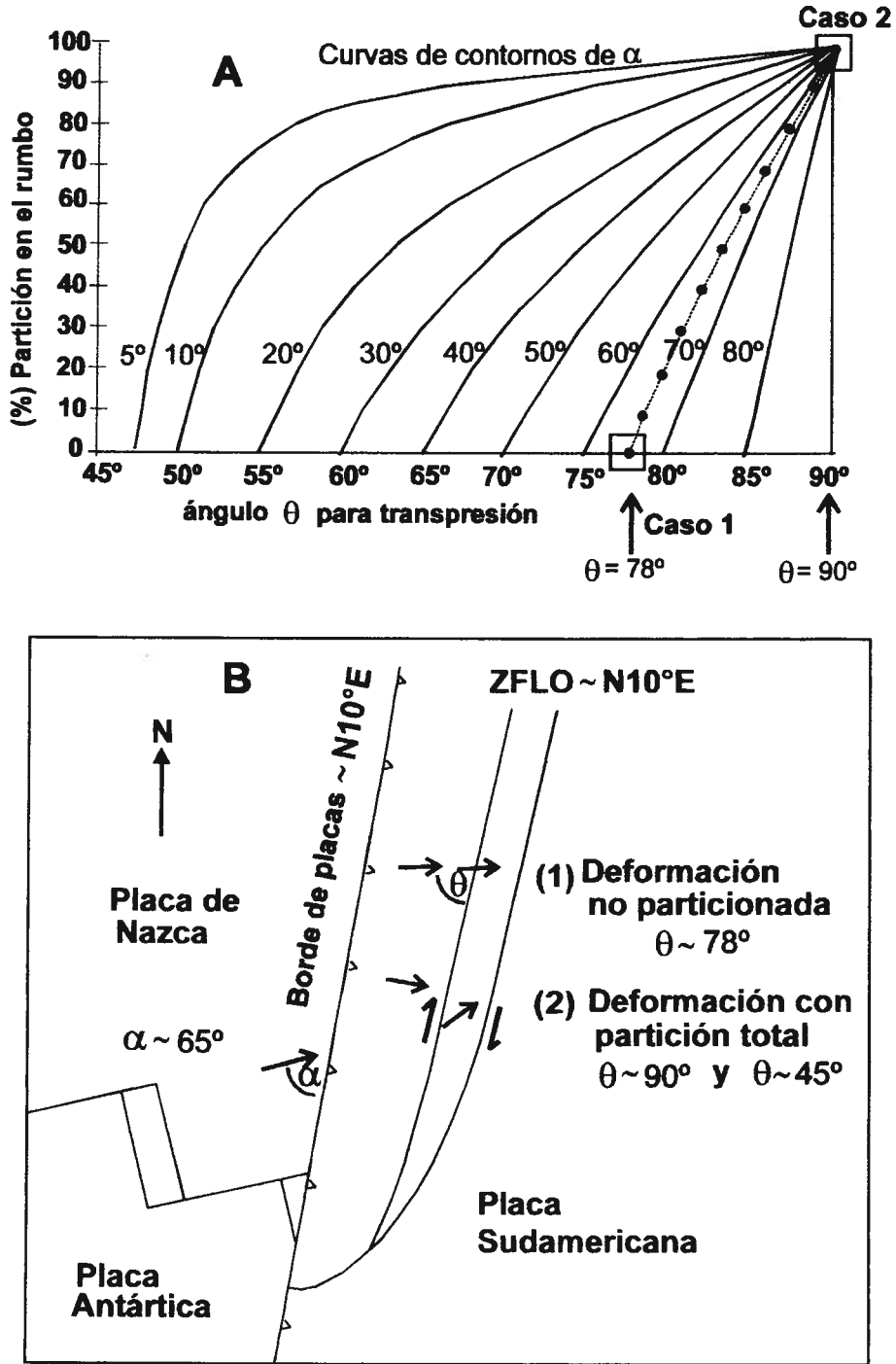


FIG. 10. A- relación entre el grado de partición de la deformación (eje vertical) y la dirección de máximo acortamiento instantáneo θ (eje horizontal), para distintos ángulos de convergencia entre placas (α) (curvas de contornos de α). La curva con puntos corresponde a esta relación en el caso de la convergencia Nazca-Sudamericana ($\alpha = 65^\circ$). El caso 1 indica el valor de θ sin partición. El caso 2, indica el valor de θ para 100% de partición (modificado de Teyssier *et al.*, 1995); B- esquema de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana y aplicación del modelo anterior en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), para los casos citados anteriormente.

CONCLUSIONES

El área comprendida entre Puyuguapi y Puerto Cisnes (44°30'S y 72°30'W), corresponde a una zona de deformación al interior de la ZFLO, donde la geometría y cinemática dúctil (Mioceno Superior-Plioceno) y frágil (post-Mioceno Superior), son compatibles con un modelo triclinico de transpresión dextral general, caracterizado por predominancia de acortamiento este-oeste a lo largo de estructuras con orientaciones norte-sur a noreste y de cizalle lateral a lo largo de estructuras con orientaciones noreste a este-oeste.

Los regímenes compresivos de la deformación dúctil para foliaciones de dirección norte-sur a noreste, muestran una posible partición parcial del 'strain' a escala regional. La deformación frágil, a su vez, indica una deformación no particionada para un régimen compresivo con acortamiento este-oeste y particionada para uno de cizalle lateral en la dirección noreste a este-oeste.

La convergencia oblicua en el margen de placas

Nazca-Sudamericana, se ha acomodado en una zona de deformación de centenares de kilómetros de largo y decenas de kilómetros de ancho, que abarca las regiones de antearco, arco magmático (y ZFLO) y trasarco. En este margen, una parte de la componente de acortamiento es absorbida mediante deslizamientos inversos en la Zona de Benioff, bajo la región de antearco (Dewey y Lamb, 1992; Hervé, 1994). En este trabajo, se documenta la existencia de importantes zonas de deformación dúctil y frágil, de carácter inverso, dentro de la ZFLO. Esta observación, unido al hecho que este sector de los Andes carece de faja plegada y corrida (Ramos, 1989; Ramos y Kay, 1992), sugiere que la convergencia oblicua ha sido acomodada dentro del arco magmático, y no mediante sobreescurrecimientos en la región de trasarco como ha ocurrido en los Andes Centrales (Jordan *et al.*, 1983).

AGRADECIMIENTOS

Participaron en campañas de terreno, F. Hervé (Universidad de Chile), D. Prior (University of Liverpool), E. Schermer (Western Washington University), B. Mc Clelland (University of California, Sta. Barbara) y A. Sanhueza (Universidad de Chile). Colaboraron en la crítica de este trabajo F.

Hervé y R. Charrier (Universidad de Chile). Valiosos aportes a la presentación y discusión del trabajo fueron realizados por A. Tomlinson (SERNAGEOMIN), G. González (Universidad Católica del Norte) y D. Prior. Este estudio fue financiado por el Proyecto FONDECYT 1950497 (JC).

REFERENCIAS

- Angelier, J. 1994. Fault Slip analysis and palaeostress reconstruction. In *Continental Deformation*, Pergamon Press, University of Bristol, Chapter 4, p. 53-100.
- Armijo, R.; Carey, E.; Cisternas, A. 1982. The inverse in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, Vol. 82, p. 145-160.
- Carey, E.; Brunier, M.B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué a l'étude d'une population de failles. *Compte Rendue. de l'Académie de Sciences de Paris, Série D*, Vol. 279, No. 11, p. 891-894.
- Carey, E. 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, Vol. 21, No. 1, p. 57-66.
- Cembrano, J. 1992a. The Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) in the province of Palena: Field and microstructural evidence of a ductile-brittle dextral shear zone. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, No. 43, p. 3-27.
- Cembrano, J. 1992b. Geologic and paleomagnetic reconnaissance of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone in the province of Palena, Chile (42°-44°). Master of Thesis Ph.D. (Unpublished), *Western Washington University*, 62 p. Bellingham.
- Dewey, J.F.; Lamb, S.H. 1992. Active tectonics of the

- Andes. *Tectonophysics*, Vol. 205, p. 79-95.
- Cembrano, J.; Hervé, F. 1993. The Liquiñe Ofqui-Fault Zone: a major Cenozoic strike-slip duplex in the Southern Andes. Second ISAG, p. 175-178. Oxford, U.K.
- Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui Fault Zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, Vol. 259, p. 55-66.
- Etchecopar, A.; Vasseur, G.; Daignieries, M. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural of Geology*, Vol. 3, No. 1, p. 51-65.
- Cembrano, J. 1998. Kinematics and timing of intra-arc deformation, southern Chilean Andes. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Dalhousie University*, 231 p. Canada.
- Fitz Gerald, J.; Stünitz, H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, Vol. 221, p. 269-297.
- Fossen, H.; Tikoff, B.; Teyssier, C. 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 74, p.134-145.
- García, A.R.; Beck, M., Jr.; Burmester, B.; Munizaga, F.; Hervé, F. 1988. Paleomagmatic reconnaissance of the Región de los Lagos, Southern Chile, and its tectonic implications. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15, No. 1, p. 13-30.
- Hanmer, S.; Passchier, C. 1991. Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada*, Paper 90-17, 72 p.
- Hervé, M. 1976. Estudio geológico de la Falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). In *Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas*, Vol. 1, p. B-39-B56. Santiago.
- Hervé, F.; Thiele, R. 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico, Megafaults in Chile: A review. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, No. 38, p. 67-91.
- Hervé, F. 1988. Lata Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, Vol. 11, p. 183-188.
- Hervé, F.; Drake, R.; Pankurst, R.J.; Beck, M., Jr.; Mpodozis, C. 1993. Granite generation and rapid unroofing related to strike-slip faulting, Aysén, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 120, Nos. 3-4, p. 375-386.
- Hervé, F. 1994. The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to magmatic arc. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J.; editors). *Springer-Verlag*, p. 243-248.
- Hervé, F.; Pankhurst, R.; Drake, R.; Beck, M. 1995. Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui zone: the Isla Magdalena Area, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8, No. 1, p. 33-40. London.
- Jiang, D.; Williams, P.F. 1998. High-strain zones: a unified model. *Journal of Structural Geology*, Vol. 20, p. 1105-1120.
- Jones, R.; Tanner, P.W.G. 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, Vol. 17, No. 6, p. 793-802.
- Jones, R.; Holdsworth, R. 1998. Oblique, simple shear in transpression zones. In *Continental transpressional and transtensional tectonics* (Holdsworth, R.; Strachan, R.; Dewey, J.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 135, p. 35-40. London.
- Jordan, T.E.; Isaaks, B.L.; Allmendinger, R.W.; Brewer, J.A.; Ramos, V.A.; Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 94, No. 3, p. 341-361.
- Knipe, R.J. 1989. Deformation mechanism-recognition from natural tectonics. *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, Nos. 1-2, p. 127-146.
- Lahsen, A.; López-Escobar, L.; Vergara, M. 1994. The Puyuhuapi Volcanic Group, Southern Andes (44°20'S): geological and geochemical antecedents. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 2, p. 1076-1079. Concepción.
- Lavenu, A.; Cembrano, J. 1994. Neotectónica de rumbo dextral en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: geometría, cinemática y tensor de esfuerzo. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 1, p. 81-85. Concepción.
- Lavenu, A.; Cembrano, J. 1994. Neotectónica de rumbo dextral en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Geometría, Cinemática y Tensor de Esfuerzo. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 1, p.81-85. Concepción.
- Lavenu, A.; Noblet, C.; Winter, T. 1995. Neogene ongoing tectonics in the southern Ecuadorian Andes: analysis of the evolution of the stress field. *Journal of Structural Geology*, Vol. 17, No. 1, p. 47-58.
- Lavenu, A.; Cembrano, J.; Hervé, F.; Arancibia, G.; Vargas, G.; Garrido, I.; Barrientos, S.; Monfret, T. 1996. Neogene to Quaternary state of stress in the Central Depression and along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (Central and Southern Chile). In *Symposium International sur la Géodynamique Andine* (ISAG), p. 195-198. St. Malo, France.
- Lin, S.; Jiang, D.; Williams, P. 1994. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modelling. In *Continental transpressional and transtensional tectonics.*, (Holdsworth, R.; Strachan, R.; Dewey, J.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 135, p. 41-57. London.
- Nelson, E.; Forsythe, R.; Arit, I. 1994. Ridge collision tectonics in terraine development. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 7, Nos. 3-4, p. 271-278.
- Pankhurst, R.; Hervé, F.; Rojas, L.; Cembrano, J. 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile. (42° and 42°30'S). *Tectonophysics*, Vol. 205, p. 283-294.

- Pankhurst, R.; Hervé, F.; 1994. Granitoid age distribution and emplacement control in the North Patagonian batholith in Aysén (44°-47°). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, *Actas*, Vol. 2, p. 1409-1413. Concepción.
- Parada, M.A.; Lahsen, A.; Palacios, C. 1996. Magmatic evolution of the eastern part of the Chilean Patagonia (Aysén Region): geochronological and geochemical constraints. In *Third Symposium International sur la Géodynamique Andine (ISAG)*. *Editions de l'Orstom*, p. 617-620. Saint. Malo.
- Passchier, C.W.; Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 289 p. Berlin.
- Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, Nos. 5-6, p. 597-608.
- Ramos, V. 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 73, No. 7, p. 887-903.
- Ramos, V.; Kay, S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, Vol. 205, p. 261-282.
- Ritz, J.F.; Taboada, A. 1993. Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Société Géologique de France, Bulletin*, Vol. 164, No. 4, p. 519-531.
- Robin, P.; Cruden, A. 1994. Strain and vorticity pattern in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, Vol. 6, No. 4, p. 447-466.
- Sanderson, D.; Marchini, W. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, Vol. 6, No. 5, p. 449-458.
- Schreurs, G.; Colleta, B. 1998. Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension (Holdsworth, R.; Strachan, R.; Dewey, J.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 135, p. 59-79. London.
- Sébrier, M.; Mercier, J.; Mégard, F.; Laubacher, G.; Carey-Gailhardis, E. 1985. Quaternary normal and inverse faulting and the state of stress in the Central Andes of South Perú. *Tectonics*, Vol. 4, No. 7, p. 739-780.
- Simpson, C.; Schmid, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 94, p. 1281-1288.
- Simpson, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, Vol. 5, p. 503-511.
- Teyssier, C.; Tikoff, B.; Markley, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, Vol. 23, No. 5, p. 447-450.
- Tikoff, B.; Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, Vol. 16, No. 11, p. 1575-1588.
- Tikoff, B.; Greene, D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 1, p. 29-39.
- Tullis, R.J.; Snoke, A.W. Todd, V.R. 1982. Penrose Conference report. Significance and petrogenesis of mylonitic rocks, *Geology*, Vol. 10, No. 5, p. 227-230.