

# Estados de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del sur, Chile (38-42°30'S)

**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

**José Cembrano**

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

## RESUMEN

Las rocas intrusivas y los sedimentos mioceno-pliocenos y pleistocenos de la Depresión Central y de la Cordillera Principal entre los 38 y 42°30'S, han sido afectados por deformación frágil tanto de carácter local como regional. El estudio de la geometría y cinemática de microfallas y el análisis de los tensores desviáticos permitieron establecer los estados de esfuerzo a la escala regional. Se determinaron dos eventos tectónicos: **1-** un evento plioceno, de tipo compresivo uniaxial, pre-Cuaternario y generalizado en toda la zona estudiada, con una dirección de esfuerzo principal  $\sigma_1$  cercana a E-W; **2-** un evento pleistoceno, con una partición de los esfuerzos, caracterizado en la zona de ante-arco por una compresión con una dirección de esfuerzo principal  $\sigma_1$  NNE-SSW a N-S, y en la zona de intra-arco por una transpresión dextral con una dirección de esfuerzo principal  $\sigma_1$  NE-SW.

*Palabras claves: Neotectónica, Esfuerzos, Compresión, Transpresión, Ante-arco, Intra-arco, Pleistoceno, Plioceno, Andes, Chile.*

## ABSTRACT

**Compressional Pliocene and compressional-transpressional Pliocene states of stress, southern Chilean Andes (38-42°30'S).** Miocene-Pliocene and Quaternary intrusive rocks and sedimentary deposits from the Central Depression and the Main Cordillera, between 38 and 42°30'S, have been affected by local and regional brittle deformation. Microfault geometry and kinematic analysis along with calculation of deviatoric tensors allowed to determine regional-scale states of stress. Two tectonic events were identified. A Pliocene event, prior to the Quaternary, affects the entire zone of study, and is characterized by a maximum compressional stress  $\sigma_1$ , roughly oriented in an E-W direction. A Pleistocene event corresponds to an overall deformation partitioned into two coeval distinctive states of stress: a compressional stress  $\sigma_1$ , oriented in a N-S to NNE-SSW direction in the fore arc zone, and a dextral transpressional state of stress with  $\sigma_1$  striking NE-SW, in the intra-arc zone.

*Key words: Neotectonics, Stress, Compression, Transpression, Fore arc, Intra-arc, Pleistocene, Pliocene, Andes, Chile.*

## INTRODUCCION

Desde mediados del Terciario (25 Ma) los Andes Centrales (entre los 18 y 46°S, a lo largo de más de 3.500 km) han sido sometidos a convergencia oblicua entre las placas oceánica de Nazca y continental de América del sur. La subducción de la placa de Nazca, que enfrenta al continente sudamericano entre el sur del Ecuador y el punto triple en la Península de Taitao (CTJ) (Fig. 1), se divide en 4 segmentos principales: dos segmentos subhorizontales (inclinados de 5 a 10° al este) y dos segmentos más inclinados (30°E) (Jordan *et al.*, 1983). La zona de estudio (Fig. 2) corresponde al segmento más austral de la zona de convergencia Nazca-Sudamérica, con inclinación de 30° y con presencia de una actividad volcánica moderna hasta los 46°S (latitud del punto triple). La convergencia actual es de dirección N78° y su velocidad es de

8 cm/a a la latitud de Santiago y es de dirección N79° y de velocidad 7,90 cm/a a la latitud de Chiloé (DeMets *et al.*, 1994; Tamaki, 1999).

Los Andes, entre los 38 y 42°30'S, se pueden dividir en dominios paralelos entre sí y tectónicamente diferentes:

- una zona de ante-arco ubicada entre la fosa Perú-Chile y la Cordillera Principal y en la cual se encuentran la Cordillera de la Costa y la Depresión Central;
- un arco magmático, o intra-arco, en la Cordillera Principal que es la zona de los volcanes activos y,
- una zona de antepaís.

El estudio de la geodinámica de los Andes del sur de Chile permite caracterizar las variaciones latitudinales y longitudinales en la naturaleza de la deformación regional durante un prolongado período de convergencia oblicua de las placas.

El objetivo de este trabajo es comprender mejor la naturaleza y distribución espacial de los estados de esfuerzo plioceno y pleistoceno de los Andes chilenos entre los 38 y 42°30'S. La distribución de las direcciones de los esfuerzos se estableció esencialmente a partir del análisis de la cinemática de fallas en el terreno y también a partir de los escasos mecanismos focales de sismos ya publicados. Se estudiaron 20 estaciones de mediciones entre la latitud de la localidad de Esperanza (en el límite entre las Regiones IX y X) y la latitud de Castro en la Isla de Chiloé. Estos estudios permitieron analizar ca. 720 fallas, las cuales mediante inversión numérica arrojaron un total de 20 direcciones independientes de esfuerzo y deformación.

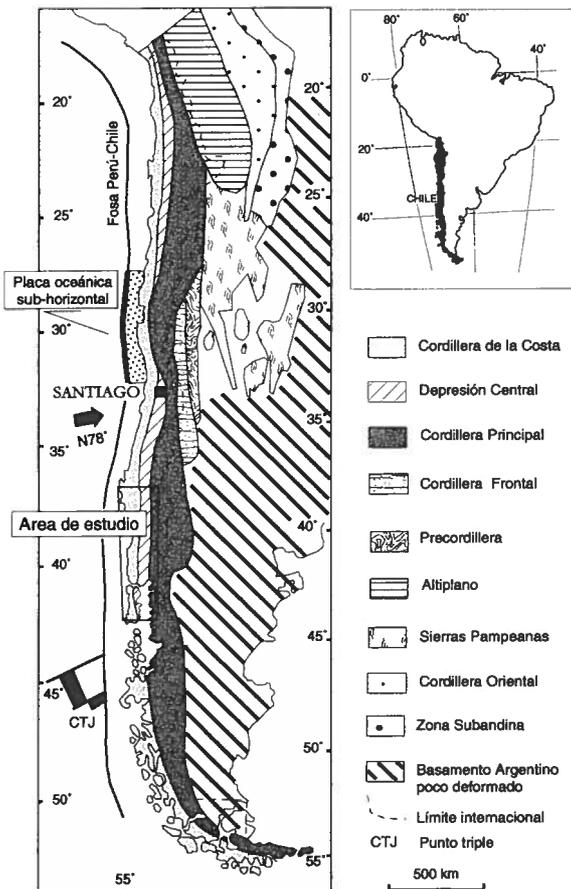
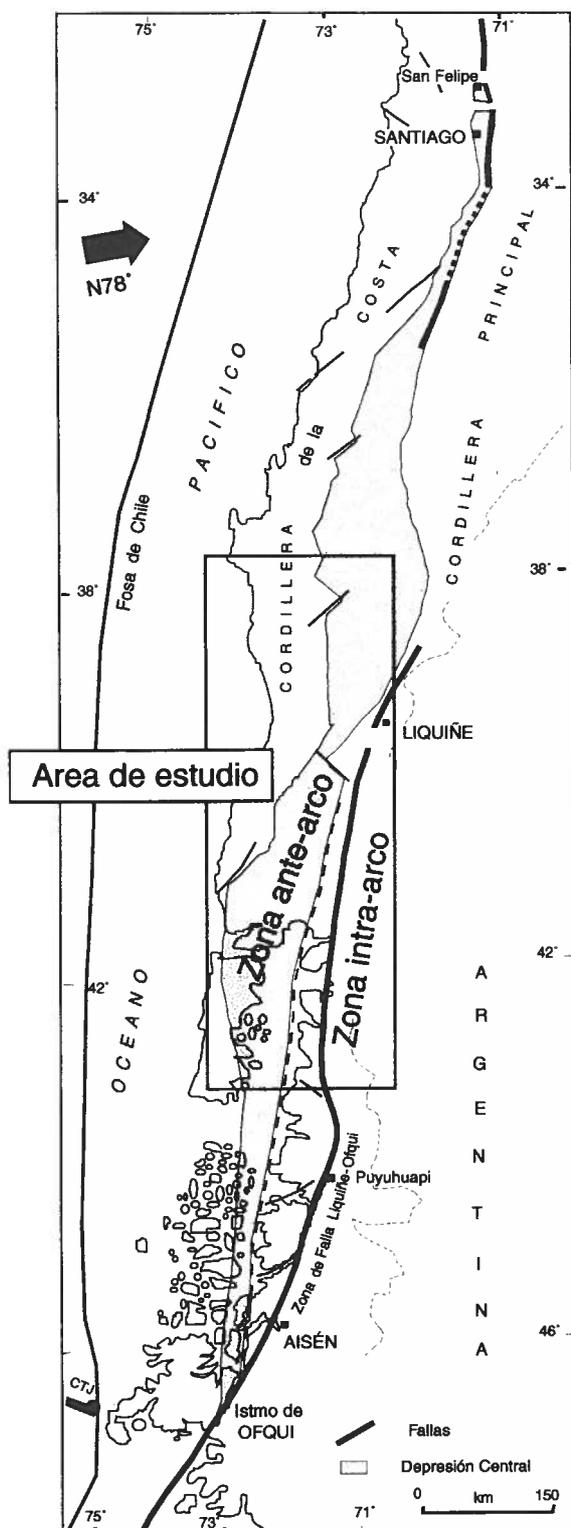


FIG. 1. Unidades morfo-estructurales de los Andes del sur. Area de estudio aparece enmarcada. CTJ corresponde al punto triple donde colisiona la Dorsal de Chile con la fosa.

## MARCO GEODINAMICO



Entre los 38 y 42°30'S, la zona de ante-arco continental comprende la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, paralelas al margen de placas. Esta depresión comienza al norte en la región de San Felipe, cerca de Santiago, y termina al sur de Aisén en el Istmo de Ofqui, a la latitud del punto triple donde colisiona la Dorsal de Chile con la fosa. La Depresión Central se extiende por más de 1.400 km, con un ancho que no sobrepasa los 75 km. Escarpes de falla aparentes constituyen el límite occidental de esta Depresión con la Cordillera de la Costa. Su límite oriental con la Cordillera Principal corresponde, entre los 33 y 36°S, a un relieve de falla importante. De los 39°S hacia el sur, el límite no es tan nítido y corresponde al pie del arco volcánico actual. Esta depresión fue descrita originalmente como un graben de edad pliocena (Aubouin *et al.*, 1973). Las observaciones de los autores en fallas y microfallas expuestas a lo largo de ambos bordes de esta depresión permiten caracterizar mejor esta dinámica. El límite oriental de la Depresión Central con el arco volcánico, entre los 38 y 42°30'S (Fig. 2) no está bien expuesto, ya que se encuentra cubierto por depósitos volcánicos. En esta región, el arco volcánico actual se desarrolla adyacentemente o sobre los lineamientos corticales de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFO).

Esta estructura (ZFO), de más de 950 km de extensión norte-sur, es una de las mayores zonas de fallas de rumbo activas que se conocen en las zonas de subducción modernas (Jarrard, 1986). La ZFO se caracteriza por una serie de lineamientos NNE-SSW, fallas y zonas de cizalle dúctil, que siguen la dirección de los arcos magmáticos del Mio-Plioceno y Actual. Steffen (1944) la descubrió y la describió al final del siglo pasado y principios de este siglo (Hauser, 1991) y su concepto evolucionó poco a poco (Klohn, 1960; H. Moreno y M.A. Parada<sup>1</sup>; Hervé, 1977; Solano, 1978; Hervé *et al.*, 1979). Sin muchas pruebas de terreno, esta falla fue considerada como dextral (Hervé, 1976, 1977; Hervé y Thiele, 1987). Recientemente, numerosos estudios más detallados han permitido confirmar y establecer claramente su cinemática: zona de cizalle dúctil

FIG. 2. Esquema estructural simplificado de Chile central y del sur. El área de estudio aparece enmarcada.

<sup>1</sup> 1974. Geología del área de Liquiñe-Neltume y Lago Pirihueico (Inédito), *Instituto de Investigaciones Geológicas*, 41 p. Santiago.

dextral a dextral-inversa durante el Mioceno tardío y parte del Plioceno (Cembrano, 1992; Cembrano y Hervé, 1993; López *et al.*, 1997; Arancibia *et al.*, 1997; Cembrano *et al.*, 1997; Cembrano, 1998) y zona de cizalle frágil transpresional dextral en el

Plioceno y el Pleistoceno (Lavenu y Cembrano, 1994; Cembrano *et al.*, 1996a; Cembrano *et al.*, 1996b; Lavenu *et al.*, 1996; Lavenu *et al.*, 1997; Lavenu y Cembrano, 1997; Lavenu y Cembrano, en prensa).

**METODOLOGIA**

Se estudiaron las zonas de ante-arco y de intra-arco comprendidas entre los 38 y 42°30'S. El análisis se hizo en la Cordillera de la Costa (Isla de Chiloé), en la Depresión Central y a lo largo de la ZFLO. Las mediciones se hicieron, esencialmente, en sedimentos cuaternarios y rocas intrusivas del Neógeno.

Para determinar el estado de esfuerzo en los distintos sitios se analizaron los vectores de deslizamiento medidos sobre fallas estriadas utilizando el algoritmo de inversión de Carey (Carey y Brunier, 1974; Carey, 1979). Este algoritmo permite determinar un tensor de esfuerzo y las direcciones principales de los ejes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  (Fig. 3). A partir de los planteamientos de Anderson (1951); Wallace (1951); Bott (1959) y Price (1966), desde dos décadas (cf. Yin, 1996), varios autores han propuesto métodos

de cálculo cuantitativos para interpretar la cinemática de las fallas en un cuerpo rocoso altamente fracturado, a partir de la inversión de datos de poblaciones de fallas. Estos métodos se basan en dos supuestos alternativos: 1- la minimización de la suma del error de ángulo entre el esfuerzo de cizalle calculado y la dirección de deslizamiento observado para cada falla (Carey y Brunier, 1974; Carey, 1976, 1979; Armijo y Cisternas, 1978; Angelier y Goguel, 1979; Etchecopar *et al.*, 1981; Angelier *et al.*, 1982; Armijo *et al.*, 1982; Michael, 1984, 1987; Reches, 1987; Gephart, 1988; Reches *et al.*, 1992) y 2- la minimización de la suma del ángulo de rotación mínimo entre cada plano de falla observado y cada plano que puede hacer que el esfuerzo de cizalle calculado coincide con la dirección de deslizamiento observada (Gephart y Forsyth,

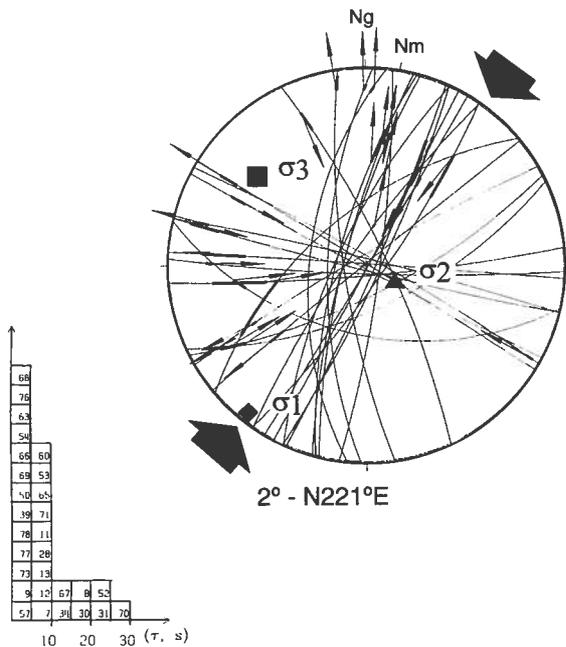


FIG. 3. Ejemplo de una solución calculada a partir de vectores de deslizamiento en el caso de un régimen transpresivo (de rumbo) con  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  horizontales. Las flechas ligadas a las trazas de fallas corresponden al vector de deslizamiento medido S (red de Wulff, hemisferio inferior). Los pequeños segmentos en la traza de cada falla y el histograma muestran la desviación, en grados, entre los vectores de deslizamiento, medido (S) y calculado ( $\tau$ ), en cada plano de falla. Ng es el norte geográfico; Nm es el norte magnético con una declinación magnética local de 10°E. En este cálculo, Reloncaví, la relación de forma IR = 0,61 (cf. Fig. 4), lo cual indica un régimen de rumbo compresivo. Las flechas negras anchas y convergentes hacia el centro del diagrama indican el azimut de la dirección del esfuerzo principal máximo  $\sigma_1$  calculado (2°-N221°E) Aquí el eje  $\sigma_1$  tiene un buzamiento de 2° en la dirección azimutal N221°. El azimut, midiéndose en el sentido horario, a partir del norte, se escribe de manera indiferente N221°E, N221° ó 221°. En las tablas 1 a 4, las direcciones azimutales se escriben sin indicar la 'N' de norte. En el texto y en las figuras se escriben con la 'N' para mejor comprensión.

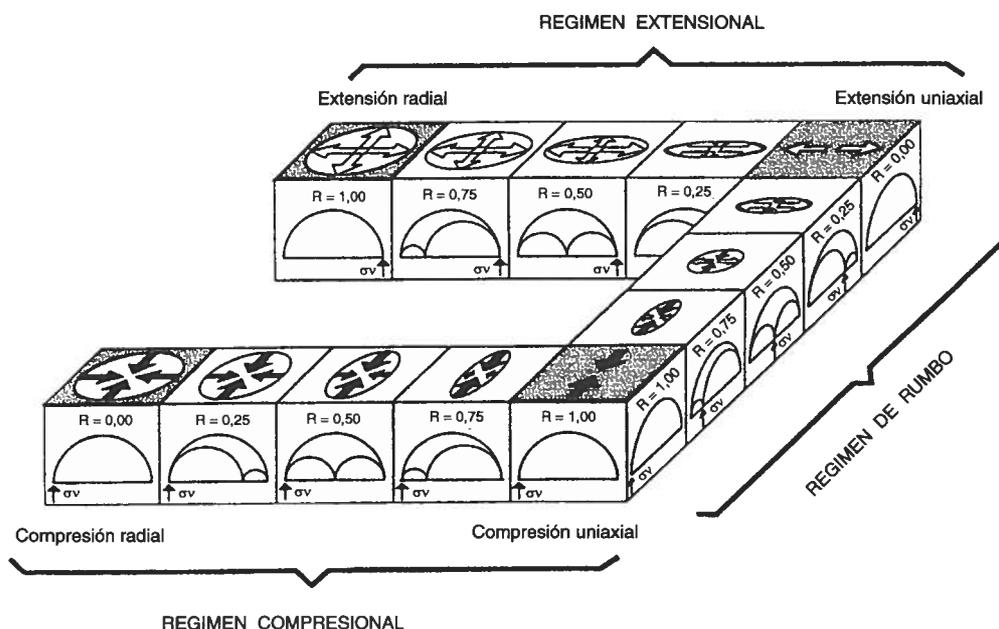


FIG. 4. Clasificación de los diferentes tipos de regímenes tectónicos a partir de la relación de forma  $R$  ( $R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$ ). Los cuadros grises indican los 4 tensores de revolución;  $\sigma_v$  representa respectivamente  $\sigma_3$  (régimen compresional),  $\sigma_2$  (régimen de rumbo),  $\sigma_1$  (régimen extensional) (modificado de Ritz y Taboada, 1993).

1984; Gephart, 1990). Mientras algunos autores proponen una mezcla de los dos métodos (Yin y Ranalli, 1993; Yin, 1996), otros proponen métodos de cálculo de las direcciones de los ejes de la deformación, en vez de los ejes de esfuerzo (Angelier y Mechler, 1977; Pfiffner y Burkhard, 1987; Marrett y Allmendinger, 1990; Allmendinger *et al.*, 1993).

Las hipótesis fundamentales que permiten interpretar el significado de las superficies estriadas a lo largo de planos de fallas, en término de esfuerzos, son los siguientes (Carey y Brunier, 1974):

1- para cada estación de mediciones, un evento tectónico dado se caracteriza por un solo tensor de esfuerzo homogéneo;

2- para un evento tectónico, el deslizamiento responsable de la estriación ocurre en la misma dirección y sentido que la proyección del esfuerzo de cizalle en cada plano de falla;

3- la dirección y el sentido del indicador cinemático, en el plano de falla, dependen de la orientación del vector esfuerzo y de la relación de forma 'R' del elipsoide de esfuerzos ( $R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$ ) del tensor de esfuerzo. Esta relación de forma permite determinar los diferentes tipos de tensores y los regímenes tectónicos. Los diferentes estados o regímenes de esfuerzo, compresional, de rumbo y extensional, son limitados por 4 tensores de esfuerzo de revolución (Ritz y Taboada, 1993) (Fig. 4).

## RESULTADOS DE LA INVERSION

A partir del análisis de los tensores obtenidos, se determinaron dos eventos tectónicos (Fig. 5):

- Un primer evento, Plioceno, para el cual no fue posible determinar de manera muy precisa la edad de la deformación, posterior a 8,1 Ma en Los Añiques, entre 5,4 y 3,59 Ma en Hornopirén, entre 5,4 Ma y 1,6 Ma en la zona de Puyuhuapi, un poco más al sur de la zona estudiada (edades de Munizaga *et al.*,

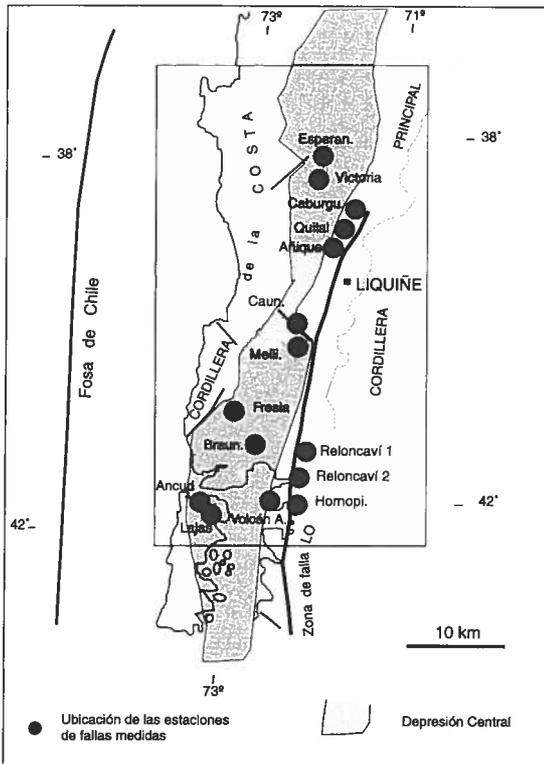
1984; Hervé *et al.*, 1993; Cembrano *et al.*, 1996b; Cembrano *et al.*, 1997);

- Un segundo evento, Pleistoceno, el cual es siempre posterior a 3,59 Ma en Hornopirén, y posterior a 1,6 Ma en Puyuhuapi. Esta última edad fue obtenida en biotita débilmente deformada (Cembrano, 1998), lo que arroja una edad máxima para dicha deformación frágil.

	ZONA DE ANTEARCO	ZONA DE INTRAARCO
	DEPRESION CENTRAL	CORDILLERA PRINCIPAL Z F L O
PLEISTOCENO		
PLIOCENO		
MIOCENO		

FIG. 5. Cronología y dirección de los diferentes regímenes tectónicos a partir de los datos obtenidos en este trabajo.

Las mediciones (Fig. 6) fueron analizadas y elaboradas en detalle. Todos los resultados se integraron en las tablas 1a a 4.



### EL EVENTO TECTONICO PLOCIENO

Los resultados obtenidos se encuentran en las tablas 1 y 2. En el norte de la zona de estudio (Tabla 1) las medidas de fallas se hicieron en rocas graníticas y sedimentarias del Mioceno Medio a Superior y - en una estación - en granitoides del Pérmico. La dirección principal de compresión  $\sigma_1$  es E-W, el estado de esfuerzo es de rumbo y  $\sigma_3$  es horizontal (Fig. 7). Para las estaciones de mediciones del río Caunahue (CAUN) y del Rancho Mellipulli (MELLI), en la Depresión Central y en el límite con el arco volcánico, la relación de forma R es cercana a 1, lo que corresponde a un estado de esfuerzo de rumbo compresivo. Para la estación del río Quilalelfú (QUILAL), en la zona de intra-arco y 16 km al NNW de Liquiñe en el borde occidental de la Cordillera Principal, R es inferior a 0,5 y corresponde a un estado de esfuerzo de rumbo extensivo.

En la parte sur de la zona de estudio (40-42°30'S) (Tabla 2), las mediciones de fallas se efectuaron en el Batolito Nor-Patagónico, cuyos cuerpos tienen edades que se extienden del Cretácico al Neógeno. En algunos cuerpos no existen dataciones (batolito indiferenciado). Las estaciones en las cuales se efectuaron las mediciones de fallas se encuentran en el ante-arco y el intra-arco actuales, pero pertenecen todas a la zona del intra-arco mioceno. La dirección principal de compresión es, también aquí, cercana a E-W:  $\sigma_1=N263^\circ$  (REL1 y REL2) (Fig. 8) y tiene una relación de forma R=0,78, lo cual sugiere un estado de esfuerzo compresivo uniaxial.

FIG. 6. Ubicación de las estaciones de mediciones de fallas analizadas en este trabajo.

TABLA 1. PARAMETROS DE LOS TENSORES DEL ESFUERZO DESVIATORICO DEL EVENTO TECTONICO PLOCIENO CALCULADOS A PARTIR DE LAS FALLAS DE LA DEPRESION CENTRAL, ZONA DE ANTEARCO ACTUAL.

Estación de medición	Edad de la unidad	Número de datos	Latitud S	Longitud W	Direcciones principales de esfuerzo						
					$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R
					azimut	buzamiento	azimut	buzamiento	azimut	buzamiento	
CAUN	295 Ma*	14	40°08'	72°15'	95°	24°	286°	65°	187°	4°	0,87
MELLI	Miocene Medio	13	40°14'	72°13'	87°	11°	332°	64°	181°	23°	0,91

\* Edad tomada de Munizaga *et al.* (1984).

TABLA 2. PARAMETROS DE LOS TENSORES DEL ESFUERZO DESVIATORICO DEL EVENTO TECTONICO PLOCIENO CALCULADOS A PARTIR DE LAS FALLAS DE LA CORDILLERA PRINCIPAL, ZONA DE INTRA-ARCO ACTUAL.

Estación de medición	Edad de la unidad	Número de datos	Latitud S	Longitud W	Direcciones principales de esfuerzo						
					$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R
					azimut	buzamiento	azimut	buzamiento	azimut	buzamiento	
QUJIAL	8,1 Ma*	21	39°35,5'	71°53'	88°	5°	339°	74°	180°	15°	0,33
REL1	Cretácico/Mioceno	38	41°38'	72°19'	263°	5°	173°	7°	30°	82°	0,78
REL2	Cretácico /Mioceno	20	41°30'	72°17'	263°	7°	172°	11°	27°	77°	0,78

\* Edad tomada de Munizaga *et al.* (1984).

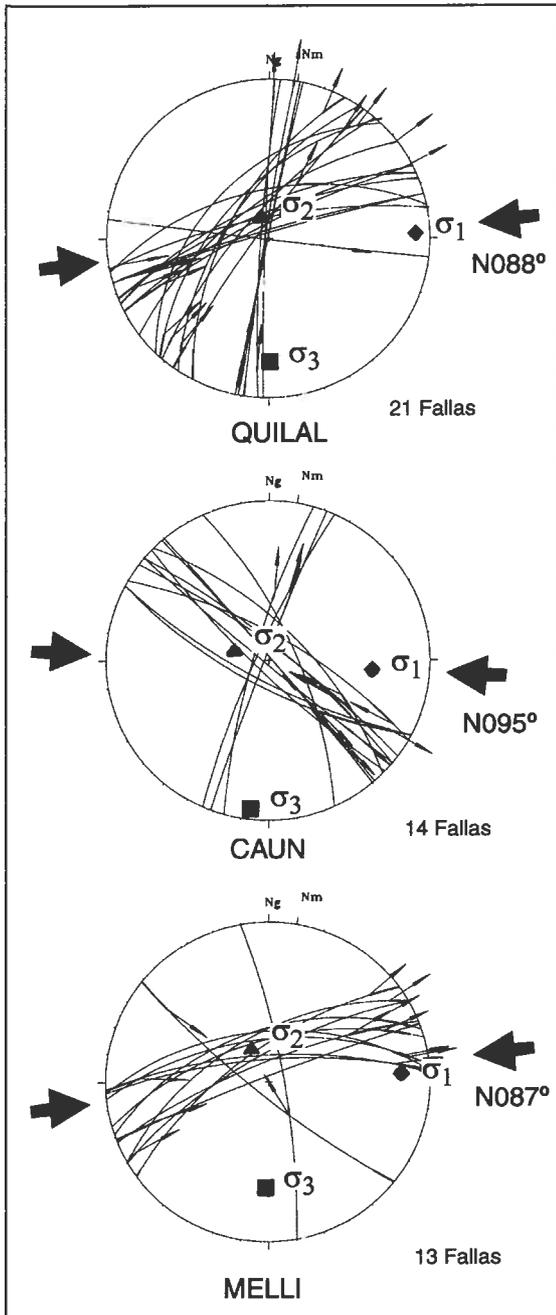


FIG. 7. Diagramas de los datos de fallas del evento tectónico plioceno de la Depresión Central y de la Cordillera Principal en el norte de la zona de estudio (Río Quilalefú QUILAL, Río Caunahue CAUN, Rancho Mellipulli MELLI).

### EL EVENTO TECTÓNICO PLEISTOCENO

Los resultados obtenidos están listados en las tablas 3 y 4. La edad de las rocas en las cuales se tomaron medidas de fallas y estrías, comprende desde el Mioceno Superior hasta el Pleistoceno.

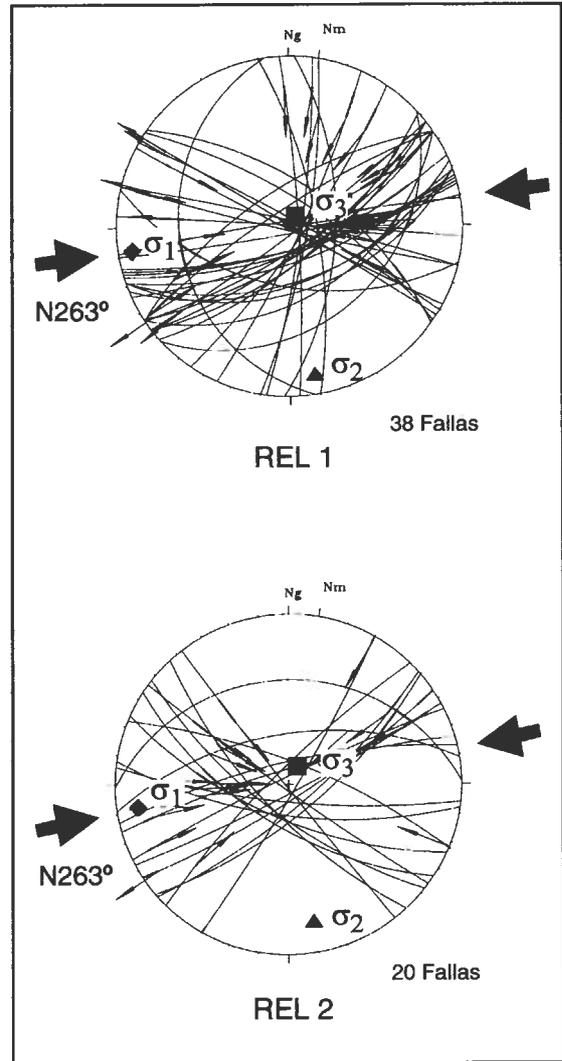


FIG. 8. Diagramas de los datos de fallas del evento tectónico plioceno de la Cordillera Principal en el sur de la zona de estudio (Reloncaví REL1 y REL2).

**ZONA DE ANTE-ARCO**

En las estaciones de medición de la Depresión Central (Fig. 9) el estado de esfuerzo es compresivo ( $\sigma_1$  es horizontal,  $\sigma_3$  es vertical) de dirección NNE-SSW (Tabla 3).

En Esperanza, estación en sedimentos de edad pleistocena, la relación de forma R es cercana a 0, lo que tiende a mostrar aquí un estado de esfuerzo compresivo radial (elipsoide de revolución con  $\sigma_1 \equiv \sigma_2$ ). Esto podría explicarse por una deformación superficial y poco constreñida.

En Victoria las tres fallas medidas no permiten calcular un tensor de esfuerzo; se indica únicamente la dirección de la deformación.

En el sur-oeste de la zona estudiada, en Fresia (FRESIA1 y FRESIA2), Nueva Braunau (BRAUN) (Fig. 9), Ancud (ANCUD1, ANCUD2, ANCUD3) y Lajas (LAJAS) (Fig. 10), los sedimentos relacionados con la glaciación cuaternaria más antigua, anterior a 55.000 a A.P. (Mercer, 1976; Porter, 1981) y de

edad supuesta de 0,7 Ma (Hauser, 1986; Heusser y Flint, 1977), sufrieron una deformación en compresión (numerosas estrías tectónicas en rodados de origen fluvio-glacial) con  $\sigma_1$  horizontal de dirección N-S a NNE-SSW y  $\sigma_3$  vertical. La mayoría de las relaciones de forma R son inferiores a 0,50 (entre 0,01 y 0,40) lo que indica un estado de esfuerzo compresivo radial, como en la estación de ESPERANZA. En Fresia, Ancud, Lajas, la deformación es superficial y, también, poco controlada. En la estación de BRAUN el estado de esfuerzo es compresivo uniaxial.

**ZONA DE INTRA-ARCO**

En la Cordillera Principal, a lo largo de la ZFLO, a partir del análisis de las estrías medidas sobre fallas en rocas del Mioceno al Plioceno superior, se definieron estados de esfuerzo transpresivo ( $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  horizontales) con direcciones de  $\sigma_1$  cercanas a NE-SW (Tabla 4) (Fig. 11). Para la estación del lago

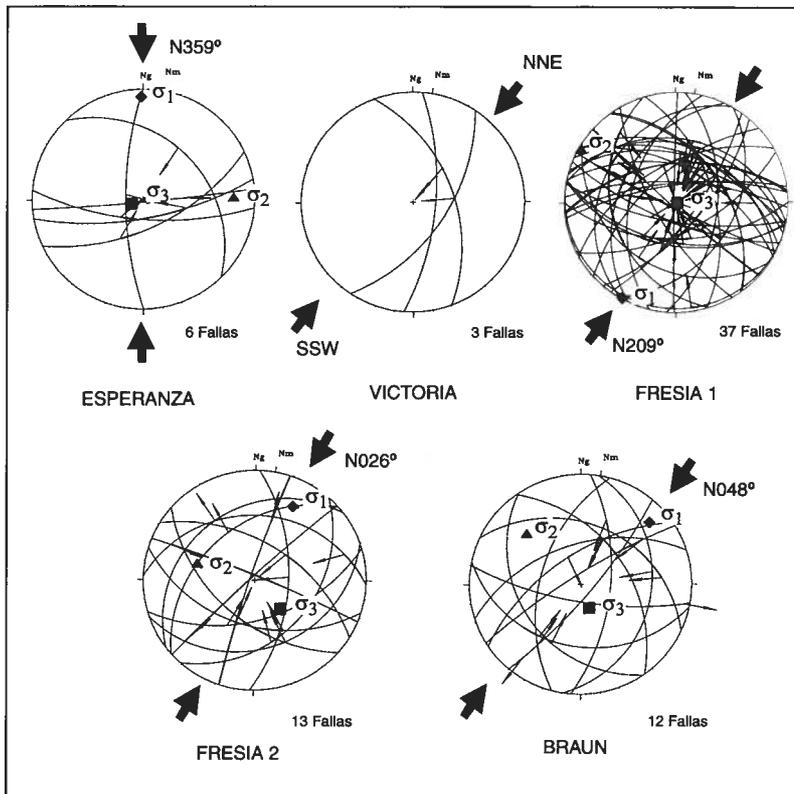


FIG. 9. Diagramas de los datos de fallas del evento tectónico pleistoceno de la Depresión Central (Esperanza, Victoria, Fresia, Nueva Braunau). Zona de antearco.

TABLA 3. PARAMETROS DE LOS TENSORES DEL ESFUERZO DESVIATORICO DEL EVENTO TECTONICO CUATERNARIO, CALCULADOS A PARTIR DE LAS FALLAS INVERSAS CUATERNARIAS DE LA DEPRESION CENTRAL. ZONA DE ANTEARCO ACTUAL.

Estación de medición	Edad de la unidad	Número de datos	Latitud S	Longitud W	Direcciones principales de esfuerzo						
					$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R
					azimut	buzamiento	azimut	buzamiento	azimut	buzamiento	
ESPERANZA	Pleistoceno	6	37°50'	72°23'	359°	4°	90°	12°	250°	77°	0,07
VICTORIA	Pleistoceno	3	38°12'	72°20'	40°	-	-	-	-	-	-
FRESIA1	Pleistoceno	37	41°11'	73°22'	209°	0°	299°	1°	104°	52°	0,40
FRESIA2	Pleistoceno	13	41°11'	73°22'	26°	16°	285°	34°	138°	52°	0,19
BRAUN.	Pleistoceno	12	41°20'	73°19'	48°	11°	313°	23°	160°	64°	0,85
ANCUD1	Pleistoceno	10	41°51'	73°49'	17°	30°	172°	57°	280°	11°	0,06
ANCUD2	Pleistoceno	20	41°52'	73°50'	29°	2°	120°	29°	296°	61°	0,34
ANCUD3	25,6 ± 0,7 Ma*	8	41°51'	73°59'	156°	6°	247°	13°	42°	76°	0,16
LAJAS	Pleistoceno	12	41°55'	73°52'	341	3°	77°	60°	249°	30°	0,01

\*Edad tomada de Stern y Vergara (1992).

TABLA 4. PARAMETROS DE LOS TENSORES DEL ESFUERZO DESVIATORICO DEL EVENTO TECTONICO CUATERNARIO, CALCULADOS A PARTIR DE LAS FALLAS DE RUMBO CUATERNARIAS DE LA CORDILLERA PRINCIPAL. ZONA DE INTRA-ARCO ACTUAL.

Estación de medición	Edad de la unidad	Número de datos	Latitud S	Longitud W	Direcciones principales de esfuerzo						
					$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R
					azimut	buzamiento	azimut	buzamiento	azimut	buzamiento	
AÑIQUE	8,1 Ma*	28	39°37'	71°54,5'	238°	12°	34°	76°	147°	5°	0,59
CABURGU	8,5-11,6 Ma**	34	39°08,5'	71°45"	228°	14°	137°	2°	41°	76°	0,88
RELONC1	Cretácico/Mioceno	29	41°38'	72°19'	221°	2°	124°	71°	312°	19°	0,61
RELONC2	Cretácico/Mioceno	42	41°30'	72°17'	231°	9°	58°	80°	321°	1°	0,63
VOLCAN Ap.	Pleistoceno	24	41°51'	72°40'	210°	2°	300°	9°	105°	81°	0,38
HORNOPI	3,59±0,3 Ma*	51	42°	72°26'	236°	8°	33°	81°	145°	3°	0,37

Edades tomadas de \* Munizaga *et al.* (1984); \*\* Munizaga *et al.* (1988) y + Cembrano *et al.* (1996b).

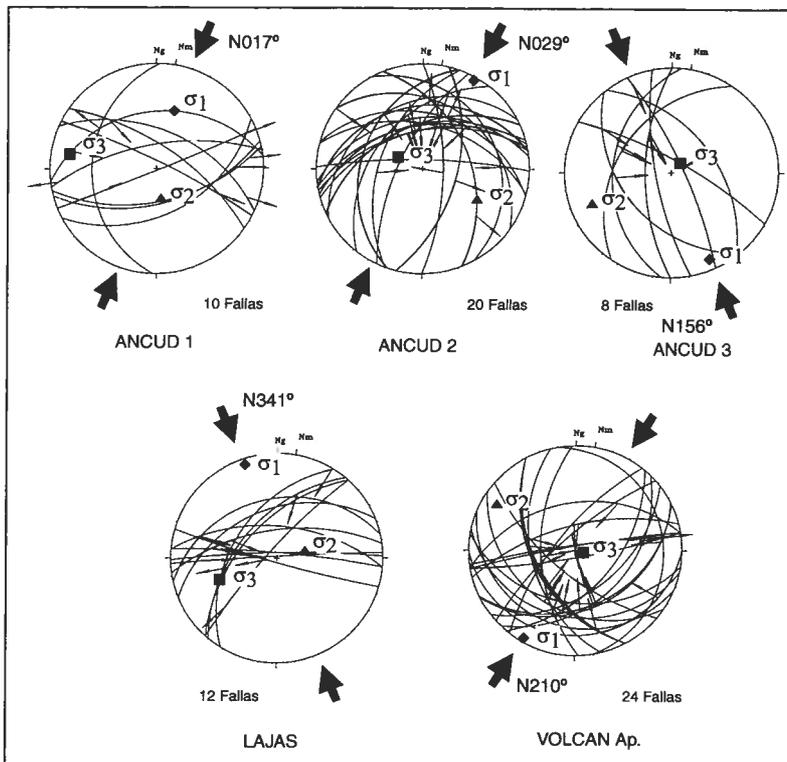


FIG. 10. Diagramas de los datos de fallas del evento tectónico pleistoceno de la Depresión Central en la zona de Isla Chiloé y Chiloé continental (Ancud, Lajas y Volcán Apagado). Zona de antearco. La estación de mediciones Volcán Apagado se encuentra en el límite entre las zonas de antearco y de intra-arco (cf. texto).

Caburgua (CABURGU) se calculó una relación de forma  $R=0,88$ , que corresponde a un estado de esfuerzo compresivo. Las estaciones de la Cuesta Los Añiques (AÑIQUE) y Reloncaví (RELONC1 y RELONC2), con relación de forma cercana a 0,60 y  $\sigma_3$  cercano a la horizontal, corresponden a un estado de esfuerzo de rumbo. La estación de Hornopirén (HORNOPI), con  $R=0,37$ , corresponde a un estado de esfuerzo de rumbo extensivo.

En las laderas del volcán cuaternario Apagado, estudiado por Alarcón (1995), al oeste de Hornopirén y en el borde occidental de la Cordillera Principal, se midieron fallas inversas (estación VOLCAN Ap.). El estado de esfuerzo determinado es compresivo, entre radial y uniaxial y de dirección NNE-SSW. Aunque pertenezca geológicamente al intra-arco, este sitio produce una dirección de esfuerzo más bien de ante-arco, seguramente porque se encuentra en el límite de ambos dominios.

#### DISTRIBUCION DE LOS ESTADOS DE ESFUERZO

En los Andes del sur de Chile, entre los 38 y 42°30'S, los terrenos neógenos y cuaternarios se encuentran afectados por una deformación frágil poco desarrollada, pero que abarca una gran extensión. El análisis de la deformación frágil registrada en la Depresión Central y a lo largo de la ZFLO muestra que existen dos eventos tectónicos.

El evento plioceno se caracteriza por un estado de esfuerzo compresivo generalizado, registrado en las zonas de ante-arco y de intra-arco actuales (Fig. 12) representado por  $\sigma_1$  de dirección E-W,  $\sigma_2$  de dirección N-S, y  $\sigma_3$  vertical.

Durante el Pleistoceno se observa una partición de las direcciones principales de esfuerzo a escala del margen continental con la ocurrencia coetánea de dos estados de esfuerzo diferentes (Fig. 13).

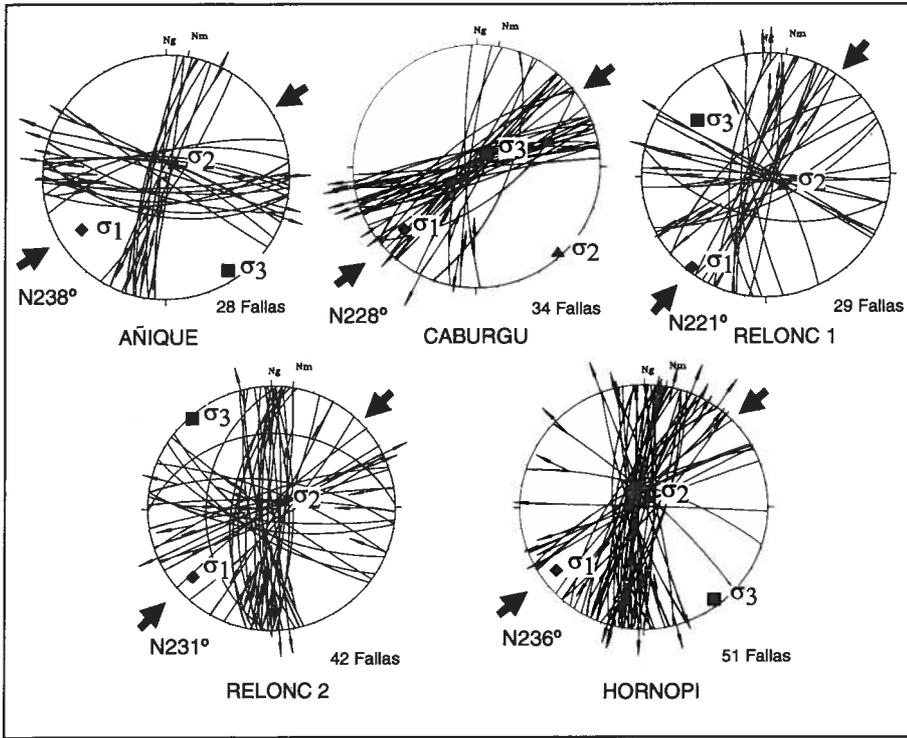


FIG. 11. Diagramas de los datos de fallas del evento tectónico pleistoceno de la Cordillera Principal en la zona de estudio. Zona de intra-arco.

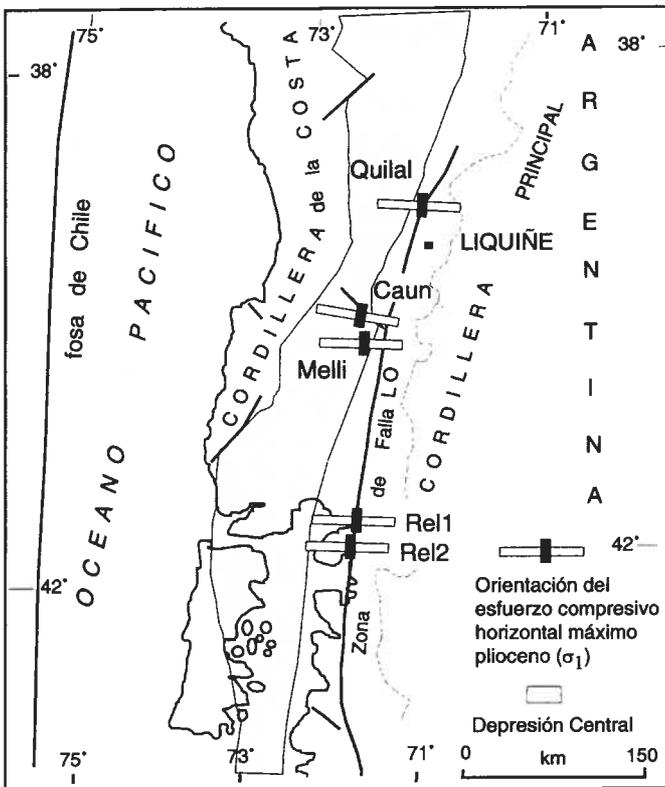


FIG. 12. Dirección de esfuerzos del Plioceno. Tanto en la Depresión Central, zona de ante-arco, como en la zona de intra-arco, a lo largo de la ZFLO, el análisis de los tensores permite determinar un régimen tectónico compresivo, con una dirección de  $\sigma_1$ , regional y constante, cercana a E-W. Por falta de buenos afloramientos (vegetación tupida y falta de caminos) se restringieron las observaciones a la parte oriental de la Depresión Central y a la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui.

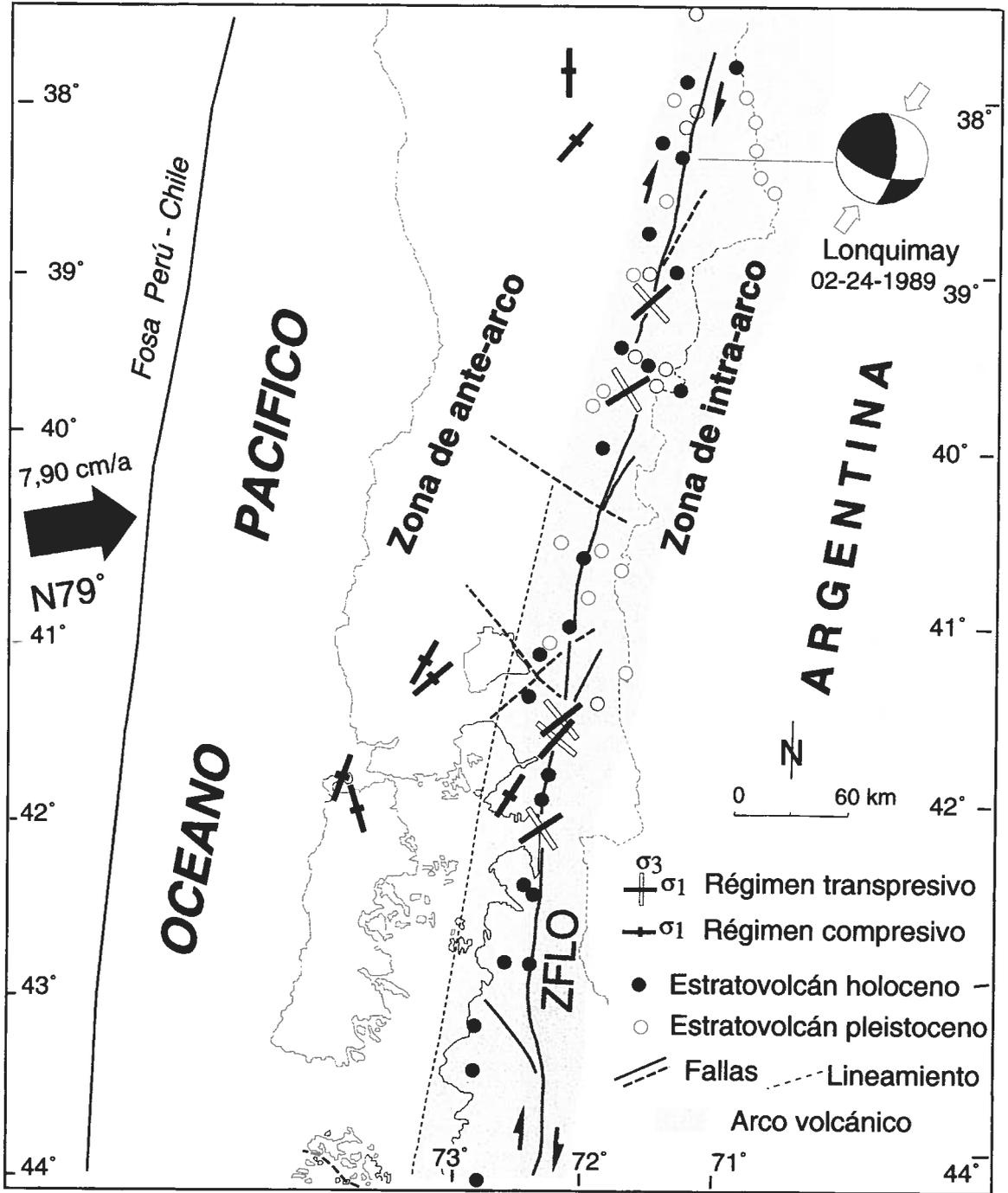


FIG. 13. Dirección de esfuerzos del Pleistoceno. El análisis de los tensores de esfuerzos, tanto en la Depresión Central como en la Cordillera principal, permite determinar dos tipos de regímenes tectónicos diferentes indicando una partición de las direcciones de esfuerzo. En la Depresión Central, zona de ante-arco, el régimen tectónico es compresivo con  $\sigma_1$  horizontal de dirección N-S a NNE-SSW y  $\sigma_3$  vertical. En la Cordillera Principal, a lo largo de la ZFLO, zona de intra-arco, el régimen tectónico es transpresivo con  $\sigma_1$  horizontal de dirección NE-SW y  $\sigma_3$  horizontal y perpendicular. El análisis de los mecanismos focales de los sismos registrados en la región del volcán Lonquimay, después de la erupción de diciembre de 1988, permite calcular un vector deslizamiento  $\sigma_1$  compatible con una dirección de compresión N20° similar a las direcciones del paleoesfuerzo determinadas en este trabajo.

En la zona de ante-arco, el estado de esfuerzo es compresivo y  $\sigma_1$  es de dirección N-S a NNE-SSW,  $\sigma_2$  es de dirección E-W, y  $\sigma_3$  es vertical.

En la zona de intra-arco, el estado de esfuerzo es de rumbo compresivo (transpresión):  $\sigma_1$  es de dirección NE-SW,  $\sigma_3$  es de dirección NW-SE y  $\sigma_2$  es vertical.

La distribución (o partición) de las direcciones principales de esfuerzo a través del margen activo de la placa continental (Fig. 14) muestra que el régimen tectónico del Pleistoceno es más complejo que lo descrito previamente por otros autores (Dewey y Lamb, 1992). Tampoco corresponde al modelo general del campo de esfuerzo E-W determinado numéricamente por Coblenz y Richardson (1996), en el cual se considera la posibilidad de rotaciones cerca de los límites de placas, algo que, también, podría ocurrir aquí.

En cuanto a posibles rotaciones de bloques a lo largo de la ZFLO, existen estudios previos de paleomagnetismo efectuados en diversos sitios del sur de Chile, en rocas de edad comprendida entre el Paleozoico y el Terciario superior (García *et al.*, 1988; Beck, 1988; Beck *et al.*, 1990; Cembrano *et al.*, 1992; Rojas *et al.*, 1994). Estos estudios preliminares sugieren una rotación horaria en rocas ubicadas al este de la ZFLO, lo que es consistente con cizalle dextral a lo largo de la falla. Este bloque tendría escaso o nulo movimiento latitudinal con relación al cratón sudamericano. Por otra parte, el bloque al oeste de la falla pudo haber sufrido un

desplazamiento hacia el norte. Según Sylvester (1988), diversos autores proponen rotación de bloques basado en evidencia paleomagnética a lo largo de grandes zonas de fallas de rumbo (Rostein, 1984; Ron y Eyal, 1985; Ron *et al.*, 1986; Kissel *et al.*, 1987). Otros, en cambio, han tenido dificultades para comprender cómo tales porciones de corteza, relativamente largas y estrechas, pueden mantenerse tan rígidas durante la rotación (Nelson y Jones, 1987; Beck, 1989), considerando, además, que las evidencias geológicas de rotación paleomagnética no siempre son muy claras. Eso podría deberse a que los modelos de rotaciones son muy simples y que no se sustentan - de manera independiente - mediante observaciones geológicas de terreno.

Todavía es difícil correlacionar la deformación actual (sismotectónica) con la neotectónica, porque existen pocos datos de sismicidad superficial al sur de los 38°S. Sin embargo, cerca de la zona de estudio, en el extremo norte de la Falla Liquiñe-Ofqui, se registraron varios sismos después de la erupción del volcán Lonquimay (38°22,5'S-71°35,5'W), el 25 de diciembre de 1988. El mecanismo focal calculado para el sismo del 24 de febrero de 1989 (Dziewonski *et al.*, 1990; Barrientos y Acevedo, 1992) corresponde a una falla dextral norte-sur con una dirección de compresión  $\sigma_1$  N20°, que es compatible con la dirección del paleo-esfuerzo determinada en este trabajo.

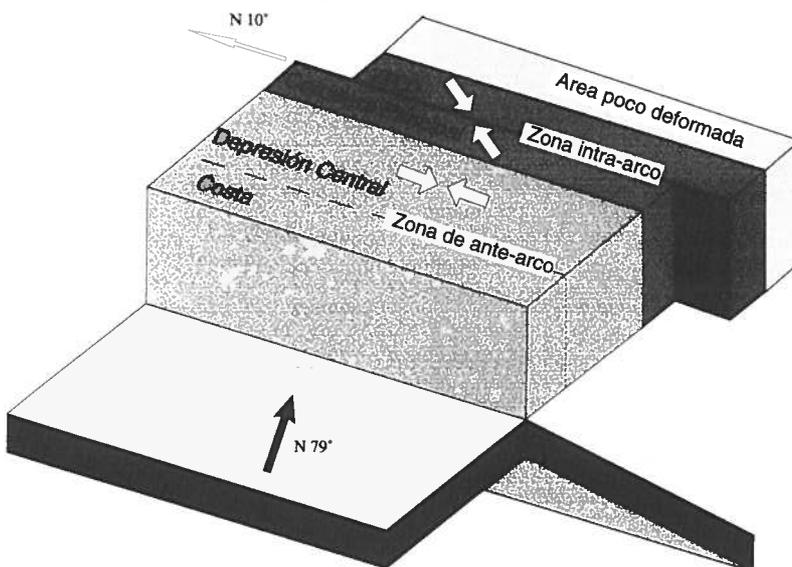


FIG. 14. Bloque diagrama ilustrando la partición transcurrente en convergencia oblicua durante el Cuaternario a la latitud de la zona de estudio. A esta escala, no se tomó en cuenta la concavidad del límite entre placas.

## RELACIONES MORFO-ESTRUCTURALES ENTRE LA DEPRESION CENTRAL, EL ARCO VOLCANICO Y LA ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI

Los límites geográficos norte y sur de la Depresión Central entre los 33 y 46°S corresponde a los mismos límites norte y sur de la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVSA). La Depresión Central y la Cordillera Principal, en la cual se encuentra la ZVSA, constituyen dos elementos paralelos entre sí. El límite actual entre ambos elementos no corresponde a un lineamiento activo. La Depresión Central no tiene actualmente las características de un 'graben' limitado por fallas rectilíneas y normales. En efecto, las mediciones de fallas a lo largo de este escarpe en rocas del Terciario muestran, esencialmente, movimientos de rumbo con direcciones de compresión sucesivas en el tiempo E-W y N-S. El 'graben' tendría su origen en el Neógeno, durante el cual un episodio extensivo favoreció el desarrollo del 'graben' de la Depresión Central (Laugenie, 1982; Cisternas y Frutos, 1994). En la zona de estudio, la deformación más reciente se concentra, esencialmente, en el intra-arco a lo largo de la ZFLO. Si en efecto hubo un contacto por falla activa entre la Depresión Central y la Cordillera Principal, esto fue antes del Cuaternario. Alrededor de los 36°S este límite está marcado por fallas de direc-

ción N30°, en gradas escalonadas por el hundimiento de las capas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (*e.g.*, Formación Colbún) que quedaron debajo del relleno más reciente de la Depresión Central. En el resto de la Depresión Central, la mayoría de las fallas medidas en ambos bordes son, también, fallas de rumbo. Las pocas fallas normales observadas pueden explicarse como el resultado de un reajuste gravitacional a lo largo de los bordes.

En cuanto a las relaciones entre el volcanismo Reciente/Actual y la neotectónica, trabajos previos (Glazner, 1991; McCaffrey, 1992; Takada, 1994; Tobisch y Cruden, 1995; Tobisch *et al.*, 1995) han tratado de mostrar cómo el emplazamiento de ciertos tipos de magmatismo (*e.g.*, presencia de conos volcánicos monogénicos) podría estar ligado a diferentes regímenes tectónicos, lo que también ha sido investigado en esta zona de Chile (Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar *et al.*, 1995; Arancibia *et al.*, 1997; Cembrano *et al.*, 1997; Lavenu y Cembrano, 1997; Lavenu *et al.*, 1997; López-Escobar *et al.*, 1997).

### PARTICION DE LA DEFORMACION

Está comúnmente reconocido que la partición de la deformación ocurre en numerosos tipos de ambientes tectónicos. En muchas fajas orogénicas, la deformación está particionada entre fallas de rumbo y fallas inversas. Para ciertos autores, la partición se produce a nivel del esfuerzo (Zoback *et al.*, 1987; Rice, 1992; Zoback y Healy, 1992), mientras que para otros, se produce a nivel de la deformación (Oldow *et al.*, 1990; Molnar, 1992) (cf. Tikoff y Teyssier, 1994 para más explicaciones).

La transpresión puede ser descrita como una combinación de cizalle simple y cizalle puro, en función de la orientación de eje de deformación instantánea o esfuerzo (Fossen y Tikoff, 1993; Teyssier *et al.* 1995; Tikoff y Saint Blanquat, 1997).

A la latitud del estudio (40°S), el vector de convergencia entre la placa Nazca (N79°) y la placa Sudamericana a nivel de la costa chilena y/o de la

ZFLO (N10°) es oblicuo (a un ángulo de 68°) con respecto al margen y se lo considera constante durante los últimos 10 a 5 Ma, con una velocidad actual de 7,90 cm/a (DeMets *et al.*, 1994; Tamaki, 1999). En este marco, se deben considerar dos casos: el evento tectónico plioceno y el evento tectónico pleistoceno, siendo las direcciones de esfuerzo diferentes tanto en el tiempo como en el espacio.

El análisis del estado de esfuerzo del evento Plioceno muestran que el eje del esfuerzo máximo horizontal tiene una dirección promedio N92° en la zona de ante-arco hasta la ZFLO. Según Bellier y Sébrier (1994), en Sumatra, la convergencia oblicua tiene que ser mecánicamente acomodada por la subducción, i- en compresión con una componente perpendicular a la fosa y ii) en transpresión con una componente paralela a la fosa. Además, según

Teyssier *et al.* (1995) en mismas condiciones de convergencia oblicua existe una partición de la deformación con transpresión, en la cual la dirección del esfuerzo máximo instantáneo ( $\sigma_1$ ) bisecta el ángulo entre el vector de convergencia y la perpendicular al margen. En la zona de estudio, la convergencia tiene una dirección N79° y la perpendicular al margen una dirección N100° lo que daría una dirección teórica de  $\sigma_1$  N89,5°, muy cercana a la dirección promedio N92° que resulta del procesamiento de los datos de terreno.

No ocurre lo mismo en lo que concierne al evento pleistoceno. Los datos de terreno y el análisis

del estado de esfuerzo muestran que el eje del esfuerzo máximo horizontal ( $\sigma_1$ ) tiene una dirección promedio N13° en la zona de ante-arco (zona de límite de placas en particular) y es casi paralelo al límite de placa de N10°. Al contrario, a lo largo de la ZFLO, la dirección principal de compresión tiene un promedio de N42°.

La dirección de convergencia, similar durante el Plioceno y el Pleistoceno, no puede explicar el cambio de dirección de  $\sigma_1$ . En cambio, la velocidad de convergencia, tanto perpendicular como tangencialmente a la fosa, disminuyó a partir de 2 ó 3 Ma (Engebretson *et al.*, 1986; C.D. Engebretson, comunicación escrita, 1995) (Fig. 15) y eso puede provocar un cambio en la partición de los esfuerzos.

Según McCaffrey (1992), la naturaleza de la deformación del ante-arco podría explicarse por la geometría del margen en relación con la dirección de deslizamiento. En esta parte de los Andes de Chile, existe un margen cóncavo hacia el océano. En este caso, el ante-arco debe sufrir un acortamiento paralelo al arco, lo que se comprueba con los datos de este estudio. Lo contrario ocurre en Ecuador, donde el margen es nítidamente convexo hacia el océano y donde se nota una extensión N-S cuaternaria, paralela al arco (Dumont *et al.*, 1997).

Al este del arco volcánico, en Argentina, se observa una deformación cuaternaria con pliegues abiertos con vergencia hacia el este en el valle intramontano entre Cordillera Frontal y Precordillera, y fallas inversas con vergencia hacia el este con sismicidad activa en la Precordillera (Kadinsky-Cade *et al.*, 1985; Costa *et al.*, 1997). En las Sierras Pampeanas existe un acortamiento E-W de la corteza con vergencia hacia el oeste, a lo largo de fallas inversas norte-sur (Costa y Vita-Finzi, 1996). Al sur de los 35°S, después de una tectónica neógena (Jordan y Allmendinger, 1986; Diraison *et al.*, 1998), la sismicidad (Chinn e Isacks, 1983) y las fallas activas no son descritas. Esta región corresponde a una zona donde terminan las Sierras Pampeanas y la Zona Subandina y donde termina, también, la zona de subducción plana (Fig. 1). La Cordillera Principal viene en contacto más o menos directo con el bloque rígido que representa, en parte, el basamento de la plataforma de la Patagonia argentina. De esta manera, parece ser que toda la deformación cuaternaria se restringe a las zonas de ante-arco y sobretodo del intra-arco.

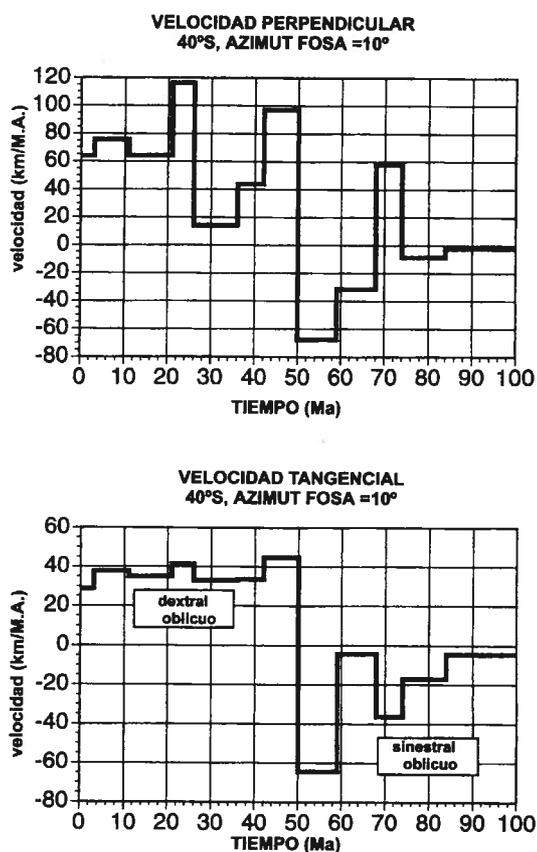


FIG. 15. Velocidades de convergencia, perpendicular y tangencial a la fosa, calculadas por Engebretson a la latitud de 40°S (comunicación escrita, 1995, modificada). A partir de 50 Ma, el sentido del desplazamiento de la componente horizontal de convergencia pasa de sinistral oblicuo a dextral oblicuo. Alrededor de los 2 Ma, se nota una reducción drástica de la velocidad de convergencia que explicaría, en parte, la partición de la deformación en la placa continental.

## CONCLUSIONES

El estudio de la deformación frágil pliocena y pleistocena en las zonas de ante-arco e intra-arco en los Andes del sur de Chile entre los 38 y 42°30'S permite concluir la existencia de una compleja geometría de los estados de esfuerzo regionales con variaciones significativas en el tiempo y en el espacio. Dos episodios de deformación frágil, caracterizados por fallas y/o microfallas debidas a cizalle discontinuo, se suceden durante la historia tectónica pliocena-pleistocena de esta región. Esos episodios son posteriores a la deformación dúctil de edad pliocena.

Durante el Plioceno, y anteriormente al Cuaternario, ocurre un evento tectónico compresivo, de dirección E-W, el cual abarca toda la zona estudia-

da. Durante el Pleistoceno, el segundo evento tectónico comprende dos estados de esfuerzo diferentes coetáneos: uno de dirección N-S a NNE-SSW en la zona de ante-arco, otro NE-SW en la zona de intra-arco, a lo largo de la ZFLO.

La compresión del Plioceno, E-W, estaría directamente ligada a un régimen de convergencia rápida y a un acoplamiento interplaca importante. La compresión del Pleistoceno, particionada y de dirección N-S en el ante-arco, estaría ligada a un régimen de convergencia más lento con acoplamiento más débil que en el Plioceno, y podría también explicarse, en parte, por una geometría cóncava del margen en relación al límite de convergencia.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los resultados del Convenio IRD-Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Los autores agradecen, a los geólogos C. Rodríguez y H. Moreno (Servicio Nacional de Minería) y al Servicio Nacional de Geología y Minería por su ayuda en terreno. También,

desean expresar su agradecimiento a los evaluadores P. Cobbold (Université de Rennes) R. Charrier (Universidad de Chile) y C.D. Reuther (Universität Hamburg) y al editor de la Revista Geológica de Chile (Dr. F. Hervé) por sus valiosas contribuciones y sugerencias.

## REFERENCES

- Alarcón, B. 1995. Geología del area comprendida entre los 41°45' - 42°05' latitud sur y 72°25'-72°50' longitud oeste, Provincias de Llanquihue y Palena, X Región. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 64 p.
- Allmendinger, R.W.; Marrett, R.A.; Cladouhos, T. 1993. FaultKin, version 3.8, a program for analyzing fault slip data for the MacintoshTM.
- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. *Oliver and Boyd*, 206 p. Edinburgh.
- Angelier, J.; Tarantola, A.; Valette, B.; Manoussis S. 1982. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-1. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 69, p. 607-621.
- Angelier, J.; Goguel, J. 1979. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, Vol. 288, No. 3, Sér. D, p. 307-310.
- Angelier, J.; Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Société Géologique de France, Bulletin*, Vol 19, No. 6, 1309-1318.
- Armijo, R.; Carey, E.; Cisternas, A. 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, Vol. 82, p. 145-160.
- Armijo, R.; Cisternas, A. 1978. Un problème inverse en microtectonique cassante. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, Vol. 287, p. 595-598.
- Arancibia, G.; Lavenu, A.; Cembrano, J. 1997. Geometría y cinemática frágil en el Batólito norpatagónico, zona de falla Liquiñe-Ofqui, Región de Aysén (44°-45° lat.

- S). *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 1*, p. 6-10. Antofagasta.
- Aubouin, J.; Audebaud, E.; Debelmas, J.; Dollfus, O.; Dresh, J.; Faucher, B.; Mattauer, M.; Megard, F.; Paredes, J.; Savoyat, E.; Thiele, R.; Vicente, J.C. 1973. De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la Cordillère des Andes. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, Vol. 15, No. 2, Fasc. 1-2, p. 207-216.
- Barrientos, S.; Acevedo, P. 1992. Seismological aspects of the 1988-1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 53, p. 73-87.
- Beck, M.E. 1988. Analysis of Late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 1, p. 39-52.
- Beck, M.E. 1989. Paleomagnetism of continental North America; implications for displacement of crustal blocks within the western Cordillera, baja California to British Columbia. in Pakiser L.C., and Mooney W.D., geophysical framework of the continental United State. *Geological Society of America, Memoir No. 172*, p. 471-492.
- Beck, M.E.; Burmester, R.F.; García, A.; Rivano, S. 1990. Paleomagnetic results from Cretaceous rocks in the Llaillay-San Felipe-Puteando region: implications for block rotations in the Andean forearc. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 2, p. 115-130.
- Bellier, O.; Sébrier, M. 1994. Relationship between tectonism and volcanism along the Great Sumatran Fault Zone deduced by Spot image analyses. *Tectonophysics*, Vol. 233, 215-231.
- Bott, M.H.P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, Vol. 97, No. 2, p. 109-117.
- Carey, E.; 1976. Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, *Université de Paris-Sud, Orsay*, 138 p.
- Carey, E. 1979 Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, Vol. 21, No. 1, p. 57-66.
- Carey, E.; Brunier, B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Vol. 279, No. 11, Sér. D, p. 891-894.
- Cembrano, J. 1992 The Liquiñe-Ofqui fault zone (LOFZ) in the Province of Palena; field and microstructural evidence of a ductile-brittle dextral shear zone. *Comunicaciones*, No. 43, p. 3-27.
- Cembrano, J. 1998. Kinematics and timing of intra-arc deformation at the Southern Andes plate boundary zone. Ph.D. Thesis, *University of Dalhousie*, 231 p.
- Cembrano, J.; Beck, M.E.; Burmester, R.F.; Rojas, C.; García, A.; Hervé, F. 1992. Paleomagnetism of Lower Cretaceous rocks from east of the Liquiñe-Ofqui Fault zone, southern Chile: evidence of small in-situ clockwise rotations. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 113, p. 539-551.
- Cembrano, J.; Hervé, F. 1993. The Liquiñe-Ofqui fault zone : a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. *Second International Symposium on Andean Geodynamics, extended abstracts*, p. 175-178. Oxford.
- Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenu, A. 1996a. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, Vol. 259, 55-66.
- Cembrano, J.; Schermer, E.; Lavenu, A.; Hervé, F.; Barrientos, S.; McClelland, B.; Arancibia, G. 1996b. Nature and timing of Cenozoic intra-arc deformation, southern Chile. *In Third International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts*, p. 311-314. St. Malo, France.
- Cembrano, J.; Lavenu, A.; Arancibia, G.; Sanhueza, A.; Reynolds, P. 1997. Coeval transpressional and transtensional magmatic arc tectonics in the southern Andes. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 3, p. 1613-1616. Antofagasta.
- Cembrano, J.; Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38° y 46° S. ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1*, p. 240-244. Concepción.
- Chinn, D.S.; Isacks, B.L. 1983. Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western south America and in the New Hebrides island arc. *Tectonics*, Vol. 2, No. 6, p. 529-563.
- Cisternas, M.E.; Frutos J. 1994. Evolución tectónico-paleogeográfica de la cuenca terciaria de los Andes del sur de Chile (34°30'-40°30' lat. S). *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1*, p. 6-12. Concepción.
- Coblentz, D.D.; Richardson, R.M. 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, B4, p. 8643-8657.
- Costa, C.; Lavenu, A.; Diederix, H.; Cortés, J.; Gardini, C.; Ramos, V. 1997. Quaternary deformations in Chile and Argentina along 32°-33° south latitude. *Geological Society of America, Annual Meeting, Abstract with Programs*, Vol. 29, No. 6, A-442.
- Costa, C.; Vita-Finzi, C. 1996. Late Holocene faulting in the southeast Sierras Pampeanas of Argentina. *Geology*, Vol. 24, No. 12, p. 1127-1130.
- DeMets, C.; Gordon, R.; Argus, D.; Stein, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, No. 20, p. 2191-2194.
- Dewey, J.F.; Lamb, S.H. 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, Vol. 205, p. 79-95.
- Diraison, M.; Cobbold, P.; Rossello, E.; Amos, A. 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 6, p. 519-532.

- Dumont, J.F.; Alvarado, A.; Guillier, B.; Lavenu, A.; Martínez, C.; Ortlieb, L.; Poli, J.T.; Labrousse, B. 1997. Coastal morphology as related to geodynamics in Western Ecuador: preliminary results. In Late Quaternary Coastal Tectonics, London, 1 0-07. *INQUA Commission on Neotectonics and Geological Society*, p. 16. London.
- Dziwonski, A.M.; Ekstrom, G.; Woodhouse, J.H.; Zwart, G. 1990. Centroid-moment tensor solutions for January-March 1989. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 59, 233-242.
- Engelbreton, D.C.; Cox, A.; Gordon, R.G. 1986. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geological Society of America, Special Paper*, No. 206, 59 p.
- Etchecopar, A.; Vasseur, G.; Daignieres, M. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, Vol. 3, p. 51-65.
- Fossen, H.; Tikoff, B. 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *Journal of Structural Geology*, Vol. 15, Nos. 3-5, p. 413-422.
- García, A.; Beck, M.E.; Burmester, R.F.; Hervé, F.; Munizaga, F. 1988. Paleomagnetic reconnaissance of the Región de Los Lagos, Southern Chile, and its tectonic implications. *Revista Geológica de Chile*, No. 15, p. 13-30.
- Gephart, J.W. 1988. On the use of stress inversion of fault-slip data to infer the frictional strength of rocks (abstract), *EOS Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 69, 1462.
- Gephart, J.W.; Forsyth, D.W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, p. 9305-9320.
- Gephart, J.W. 1990. Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics*, Vol. 9, No. 4, p. 845-858.
- Glazner, A.F. 1991. Plutonism, oblique subduction, and continental growth: An example from the Mesozoic of California. *Geology*, Vol. 19, No. 9, p. 784-786.
- Hauser, A. 1986. Rodados multicolores: su distribución y características en el sur de Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 27, p. 69-83.
- Hauser, A. 1991. Hans Steffen, precursor del concepto Falla Liquiñe-Ofqui. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18, No. 2, p. 177-179.
- Hervé, F.; Fuenzalida, I.; Araya, E.; Solano, A. 1979. Edades radiométricas y tectónicas neógenas en el sector costero de Chiloé, X Región. In *Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas*, Vol. 1, p. F1-F18. Arica.
- Hervé, F.; Thiele, R. 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. *Comunicaciones*, No. 38, p. 67-91.
- 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, B39-B56. Santiago.
- Hervé, M. 1977. Geología del área al este de Liquiñe, Provincia de Valdivia, Xa Región. Memoria de Título (Inédito) *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 111 p.
- Hervé, F.; Pankhurst, R.; Drake, R.; Beck, M.; Mpodozis, C. 1993. Granite generation and rapid unroofing related to strike-slip faulting, Aysen, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 120, p. 375-386.
- Heusser, C.J.; Flint, R.F. 1977. Quaternary glaciations and environments of northern Isla Chiloé, Chile. *Geology*, Vol. 5, No. 5, p. 305-308.
- Jarrard, R.D. 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, Vol. 24, No. 2, p. 217-284.
- Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, Vol. 286, p. 737-764.
- Jordan, T.E.; Isacks, 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, p. 341-361.
- Kadinsky-Cade, K.; Reilinger, R.; Isacks, B. 1985. Surface deformation associated with the november 23, 1977, Cauçete, Argentina, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, p. 12691-12700.
- Kissel, C.; Laj, C.; Sengör, A.M.C.; Poisson, A. 1987. Paleomagnetic evidence for rotation in opposite senses of adjacent blocks in northeastern Aegea and western Anatolia. *Geophysical Research Letters*, Vol. 14, p. 907-910.
- Klohn, C. 1960. Una zona de inestabilidad estructural con fracturas profundas en los Andes del sur de Chile reactivada en el terremoto del 22 de mayo de 1960. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, 14 p.
- Laugenie, C. 1982. La région des Lacs, Chili méridional. Recherche sur l'évolution géomorphologique d'un piémont glaciaire quaternaire andin. Thèse de Doctorat, *Université de Bordeaux III*, 2 Vols., 810 p.
- Lavenu, A.; Cembrano, J. 1994. Neotectónica de rumbo dextral en la zona de falla de 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. 1997. Quaternary state of stress in Southern Chilean Andes between 32°-45° south latitude. *Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs*, Vol. 29, No. 6, A-443.
- Lavenu, A.; Cembrano, J. (En prensa). Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*.

- Lavenu, A.; Cembrano, J.; Arancibia, G.; Déruelle, B.; López-Escobar, L.; Moreno, H. 1997. Neotectónica transpresiva dextral y volcanismo, Falla Liquiñe-Ofqui, sur de Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 1, p. 129-133, Antofagasta.
- 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). *Third International Symposium on Andean Geodynamics*, p. 195-198. St. Malo, France.
- López, G.; Hatzfeld, D.; Madariaga, R.; Barrientos, S.; Campos, J.; Lyon-Caen, H.; Zollo, A.; Giannacone, G.; Kausel, E. 1997. Microsismicidad en la zona centro-sur de Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 3, p. 1771-1774. Antofagasta.
- López-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46° S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.
- López-Escobar, L.; Déruelle, B.; Lavenu, A.; Thiele, R. 1997. The Nevados de Chillan volcanic complex (36°50'S): differentiated lavas uncontaminated by continental crust in the southern volcanic zone of the Andes. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 1, p. 347-351. Antofagasta.
- Marrett, R.; Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, No. 8, p. 973-986.
- McCaffrey, R. 1992. Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, p. 8905-8915.
- Mercer, J. H. 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, Vol. 6, p. 125-166.
- Michael, A.J. 1984. Determination of stress from slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. 11, p. 517-526.
- Michael, A.J. 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, p. 357-368.
- Molnar, P. 1992. Brace-Goetze strength-profiles, the partitioning of strike-slip and thrust faulting at zones of oblique convergence, and the stress-heat flow paradox of the San Andreas fault. *In Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks* (Evans, B.; Wong, T.F.; editors). *Academic Press*, p. 435-459.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R. 1984. Geocronología K-Ar del extremo septentrional del Batólito Patagónico en la región de Los Lagos, Chile. *In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 3, p. 133-145.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R.; Pankhurst, R.J.; Brook, M.; Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39°-42°S). Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 3, p. 309-316.
- Nelson, M.R.; Jones, C.H. 1987. Paleomagnetism and crustal rotations along a shear zone, Las Vegas Range, southern Nevada. *Tectonics*, Vol. 6, No. 1, p. 13-33.
- Oldow, J.S.; Bally, A.W.; Avé Lallemant, H.G. 1990. Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *Geology*, Vol. 18, No. 11, p. 991-994.
- Pfiffner, O.A.; Burkhard, M. 1987. Determination of paleo-stress axes orientation from faults, twin and earthquake data. *Annales Tectonicae*, Vol. 1, p. 48-57.
- Porter, S.C. 1981. Pleistocene glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, Vol. 16, No. 3, p. 263-292.
- Price, N.J. 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. *Pergamon*, 176 p. New York.
- Reches, Z. 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, Vol. 6, No. 6, p. 849-861.
- Reches, Z.; Baer, G.; Hatzor, Y. 1992. Constraints on the strength of the upper crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, p. 481-493.
- Rice, J.R. 1992. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault. *In Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks* (Evans, B.; Wong, T.F.; editors). *Academic Press*, p. 435-459. New York.
- 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.
- Rojas, C.; Beck, M.E.; Burmester, R.F.; Cembrano, J.; Hervé, F. 1994. Paleomagnetism of the Mid-Tertiary Ayacara Formation, southern Chile: counterclockwise rotation in a dextral shear zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 7, No. 1, p. 45-56.
- Ron, H.; Aydin, A.; Nur, A. 1986. Strike-slip faulting and block rotation in the Lake Mead fault system. *Geology*, Vol. 14, No. 11, p. 1020-1023.
- Ron, H.; Eyal, Y. 1985. Interplate deformation by block rotation and mesostructures along the Dead Sea transform, northern Israel. *Tectonics*, Vol. 4, No. 1, p. 85-105.
- Rostein, Y. 1984. Counterclockwise rotation of the Anatolian block. *Tectonophysics*, Vol. 108, p. 71-91.
- Solano, A. 1978. Geología del sector costero de Chiloé continental entre los 41°50' y 42°10' de latitud sur. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 122 p. Santiago.
- Steffen, H. 1944. Patagonia occidental. Las cordilleras patagónicas y sus regiones circundantes. *Ediciones de la Universidad de Chile*, Vol. 1, 333 p. Santiago.
- Stern, C.; Vergara, M. 1992. New age for the vitrophyric rhyolite-dacite from Ancud (42°S), Chiloé, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, p. 249-251.
- Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 100, p. 1666-1703.
- Takada, A. 1994. The influence of regional stress and

- magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, p. 13563-13573.
- Tamaki, K. 1999. Nuvel-1A calculation results. *Ocean Research Institute, University of Tokyo*. <http://manbow.ori.u-tokyo.ac.jp/tamaki-bin/post-nuvella>
- 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.; Saint Blanquat, M. 1997. Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California. *Tectonics*, Vol. 16, No. 3, p. 442-459.
- Tobisch, O.T.; Cruden, A.R. 1995. Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc. *Geology*, Vol. 23, No. 10, p. 941-944.
- Tobisch, O.T.; Saleeby, J.B.; Renne, P.R.; McNulty, B.A.; Tong, W. 1995. Variations in deformation fields during development of a large volume magmatic arc, central Sierra Nevada, California. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 107, No. p. 148-166.
- Wallace, R.E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, Vol. 59, p. 118-130.
- Yin, Z.-M. 1996. An improved method for determination of the tectonic stress field from focal mechanism data. *Geophysical Journal International*, Vol. 125, p. 12165-12176.
- Yin, Z.-M.; Ranalli, G. 1993. Determination of tectonic stress field from fault slip data: toward a probabilistic model. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. 12, p. 165-176.
- Zoback, M.D.; Zoback, M.L.; Mount, V.S.; Suppe, J.; Eaton, J.P.; Jealy, J.H.; Oppenheimer, D.H.; Reasenber, P.A.; Jones, L.M.; Lucile, M.; Raleigh, C.B.; Wong, I.G.; Scotti, O.; Wentworth, C.M. 1987. New evidence on the state of stress of San Andreas fault system. *Science*, Vol. 238, No. 4830, p. 1105-1111.
- Zoback, M.D.; Healy, J.H. 1992. *In situ* stress measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass scientific research borehole: implications for the mechanics of crustal faulting. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, p. 5039-5057.