

EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO EN LA ESTANCIA LAS TRES HERMANAS, NORESTE DE LA COMARCA DEL DESEADO, SANTA CRUZ

Diego FRACCHIA¹ y Raúl GIACOSA^{2,3}

¹Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy. CC 258 (4600), San Salvador de Jujuy, Jujuy.
E-mail: fracchiadiego@yahoo.com.ar

²SEGEMAR-IGRM, Delegación Regional Patagonia, Km 8 (9003), Comodoro Rivadavia, Chubut.
E-mail: giacosaraul@yahoo.com.ar

³Departamento de Geología-Universidad Nacional Patagonia, Km 4 (9000), Comodoro Rivadavia, Chubut.

RESUMEN

En la evolución estructural del basamento ígneo-metamórfico paleozoico del noreste de la comarca del Deseado son evidentes dos etapas fundamentales, acontecidas con anterioridad al Pérmico temprano.

En el Silúrico tardío se desarrolló una etapa D_1 de intensa deformación dúctil con evidencias de tres fases de deformación progresiva, acompañada de metamorfismo y magmatismo granítico sincinemático. En la fase F_{1a} , caracterizada por deformación dúctil con aplastamiento heterogéneo y asociada a metamorfismo de grado medio y diques graníticos sincinemáticos, se desarrollaron la foliación penetrativa, los pliegues P_{1a} y el *boudinage*. Durante F_{1b} , en un régimen con mayor dominio de *plane strain*, se deformaron las estructuras anteriores mediante pliegues P_{1b} de rumbo NNO y vergencia NE. Posteriormente delgados diques graníticos intruyeron a estas estructuras. Finalmente, durante F_{1c} y aún en condiciones de grado metamórfico medio, se formaron discretas zonas de cizalla dúctil de rumbo NNO y cinemática dextral.

La etapa de deformación D_2 comienza con la fase F_{2a} , bajo un régimen transcurrente dextral en condiciones de bajo grado metamórfico, caracterizado por una zona de cizalla frágil-dúctil que yuxtapone rocas de distintos dominios tectónicos. Posteriormente, durante la fase F_{2b} , se desarrolló una pequeña faja de corrimientos y pliegues P_2 de rumbo NNO, posiblemente bajo las mismas condiciones transpresivas de la F_{2a} . Estas estructuras de la etapa D_2 habrían sido parte del proceso de exhumación del basamento antes del Pérmico temprano.

A pesar de representar diferentes condiciones corticales, las estructuras formadas durante las etapas D_1 y D_2 tienen una compatibilidad geométrica y cinemática que indica un importante acortamiento en dirección NNE-SSO ó NE-SO. Esto sugiere que las condiciones geodinámicas que controlaron la evolución del orógeno paleozoico de la comarca del Deseado fueron similares durante el lapso Silúrico tardío-Pérmico temprano.

PALABRAS CLAVES: *Patagonia, Comarca del Deseado, Paleozoico, Tectónica, Metamorfismo.*

ABSTRACT: *Structural evolution of the igneous-metamorphic basement in the Estancia Tres Hermanas, northeast of the Deseado region, Santa Cruz.*

The structural evolution of Paleozoic basement in northeast of the Deseado region (Southern Patagonia) is described in terms of two deformation stages occurred in the pre-Early Permian.

In Late Silurian intense ductile deformation (D_1) occurred along three progressive phases. During a first F_{1a} phase with inhomogeneous strain coeval with medium grade metamorphism and synkinematic magmatism, penetrative foliation, P_{1a} folds and boudinage developed.

During F_{1b} phase with predominant plane strain conditions, NNW-striking NE-vergent P_{1b} folds affected former structures. Later on some more granitic dikes intruded P_{1b} folds. During F_{1c} phase, and yet in medium grade metamorphic conditions, narrow NNW-striking dextral-sense ductile shear zones developed.

During D_2 stage, F_{2a} phase consisted in a wrench regime coeval with low grade metamorphism, which created a dextral-sense fragile-ductile shear zone that juxtaposed two blocks of rocks from different tectonic settings. Later, SW-vergent thrusts and associated NNW-striking P_2 folds were developed in F_{2b} phase, probably in association with the former wrench regime. D_2 structures would be involved in the process of exhumation of the basement prior to Early Permian.

Despite of representing different deformation conditions, structures developed in stages D_1 and D_2 have similar geometric and kinematic characteristics, both indicating shortening in a NNE-SSW or NE-SW direction. This suggests geodynamic conditions controlling the evolution of the Paleozoic orogen in Deseado region of southern Patagonia were the same between Late Silurian and Early Permian times.

KEY WORDS: *Patagonia, Comarca del Deseado, Paleozoic, Tectonics, Metamorfism.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de las rocas del basamento ígneo-metamórfico de la Patagonia es de sumo interés para conocer su historia pre-mesozoica y sus relaciones con el continente de Gondwana. En este sentido, su vinculación con el resto del mismo se ha interpretado según dos hipótesis principales que resultan antagónicas, donde a) los basamentos paleozoicos del norte y sur de la Patagonia son considerados parte indivisible del sector meridional del Gondwana (Braccini 1960; Dalla Salda *et al.* 1992, Rapela y Pankhurst 2002), o b) el basamento del norte de la Patagonia son interpretados como terrenos alóctonos (Ramos 1984) y distintos entre sí (Palma 1989; Ramos y Aguirre Urreta 2000). Tal como señalan estos autores, a la escasa superficie de los afloramientos se suma una gran desconexión geográfica entre ellos, hecho que torna dificultosa la interpretación e integración de los resultados.

Esta situación está agravada en la comarca del Deseado, donde los afloramientos de rocas ígneo-metamórficas paleozoicas son extremadamente reducidos en número y extensión. Por lo tanto, es de fundamental importancia obtener de ellos la mayor y más detallada información, especialmente en aquellos que cuentan con edades isotópicas confiables.

El tema tratado en este trabajo son los asomos de basamento cristalino más septentrionales de la región, que afloran en el valle del río Deseado a la altura de la estancia Las Tres Hermanas. En esta localidad resultan de particular interés su diversidad litológica y sus notables meso y microestructuras, que permiten establecer fases de deformación progresivas. A esto deben sumarse los datos isotópicos existentes sobre un intrusivo granítico, cuyas inequívocas relaciones estructurales con las metasedimentitas nos permiten discutir en este trabajo aspectos vinculados a la edad de la deformación dúctil asociada, y por ende especular sobre la edad del metamorfismo.

Para finalizar esta introducción, queremos señalar nuestra preferencia por utilizar el nombre de comarca del Deseado, en reemplazo de macizo del Deseado, dado que los

estudios de subsuelo en su región central (Homocv y Constantini 2001), han demostrado que luego de la cratonización del basamento prepérmico la región estuvo sometida a fuerte subsidencia, donde se destacan dos episodios de rifting de gran magnitud, que comenzaron a fines del Paleozoico y se acentuaron en el Jurásico.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En el sector oriental de la Comarca del Deseado (Fig.1), se hallan presentes cuatro asociaciones litológicas principales pre-cretácicas: el basamento ígneo-metamórfico pre-pérmico, las sedimentitas continentales permotriásicas, los granitoides gondwánicos y el complejo eruptivo jurásico (Panza *et al.* 2003). A ellas se suman, hacia el norte y noreste, sedimentitas continentales cretácicas de la cuenca del Golfo San Jorge, sedimentitas marinas y continentales terciarias, y basaltos cenozoicos.

Las rocas del basamento ígneo-metamórfico pre-pérmico del sector oriental de la comarca del Deseado han sido denominadas Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi 1976). Esta unidad está integrada por cuarcitas, esquistos anfibólicos y micáceos, mármoles, filitas, anfibolitas, ortogneises, y plutonitas graníticas y gabro-dioríticas. El grado metamórfico varía desde facies de esquistos verdes en estancia Dos Hermanos, hasta anfibolita epidótica en estancia Las Tres Hermanas (Giacosa *et al.* 2002). En Bahía Laura los gneises y migmatitas pertenecerían a la parte alta de la facies de anfibolitas (Guido *et al.* 2004).

Por relaciones estratigráficas el Complejo Río Deseado es anterior a las sedimentitas continentales del Pérmico inferior. Por su parte, los datos isotópicos (Pankhurst *et al.* 2001, 2003) señalarían en las metasedimentitas el comienzo de la depositación del protolito sedimentario hacia el límite Neoproterozoico-Cámbrico, en tanto que en las plutonitas son más frecuentes edades del Ordovícico temprano (según rodados de granitos) y del intervalo Silúrico tardío-Devónico temprano (según granitos *in situ*). Mediante discordancia angular se apoyan las rocas del ciclo gondwánico. En primer lugar una potente secuencia de sedimentitas

continentales del Pérmico temprano a tardío, asignadas a las Formaciones La Golondrina (Archangelsky 1958) y La Juanita (Arrondo 1972), y del Triásico medio-tardío, la Formación El Tranquilo (Di Persia 1965). Si bien afloran en el sector este y noreste de la comarca del Deseado, recientemente fueron reconocidos importantes espesores de estas unidades en el subsuelo del sector central (Homocv y Constantini 2001).

Hacia el fin del ciclo se emplaza la Formación La Leona (Arrondo 1972), integrada por plutones epizonales de granodioritas y granitos calcoalcalinos, con tonalitas y dioritas subordinadas, y una facies hipabisal de diques y filones capa de dacitas y andesitas (Márquez *et al.* 2002).

En el Jurásico temprano comenzó un importante evento volcánico, asociado a la apertura del Océano Atlántico, cuyos productos en sentido amplio agrupamos en el complejo eruptivo jurásico. Las primeras evidencias de actividad volcánica se encuentran en la fracción piroclástica de las sedimentitas liásicas de la Formación Roca Blanca (Herbst 1965). Luego siguen basaltos y andesitas agrupados en la Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello 1972). Finalmente, durante el Dogger y el Malm el volcanismo se extiende por toda la comarca del Deseado; sus productos son ignimbritas, lavas y piroclastitas de composición riolítica a riódacítica, incluidos en el Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972).

GEOLOGÍA DEL ÁREA

El área de estudio forma parte de la Hoja Geológica Puerto Deseado (Giacosa *et al.* 1998) y está ubicada sobre la margen occidental del río Deseado, unos 4 km al noreste del casco de la estancia Las Tres Hermanas. Ésta tiene su entrada en el Km 2016 de la ruta nacional 3, pocos kilómetros al sur del puente sobre el río Deseado, aproximadamente 200 km al sur de la ciudad de Comodoro Rivadavia (Fig. 1).

Cuenta con varios estudios relacionados al basamento (Chebli y Ferello 1974, Giacosa 1994, Márquez *et al.* 1993, Giacosa *et al.* 1997, Fracchia 2002, 2003) y a la mineralización epitermal que aloja (Pezzuchi *et al.* 1988, Márquez *et al.* 1994, Martínez *et al.*

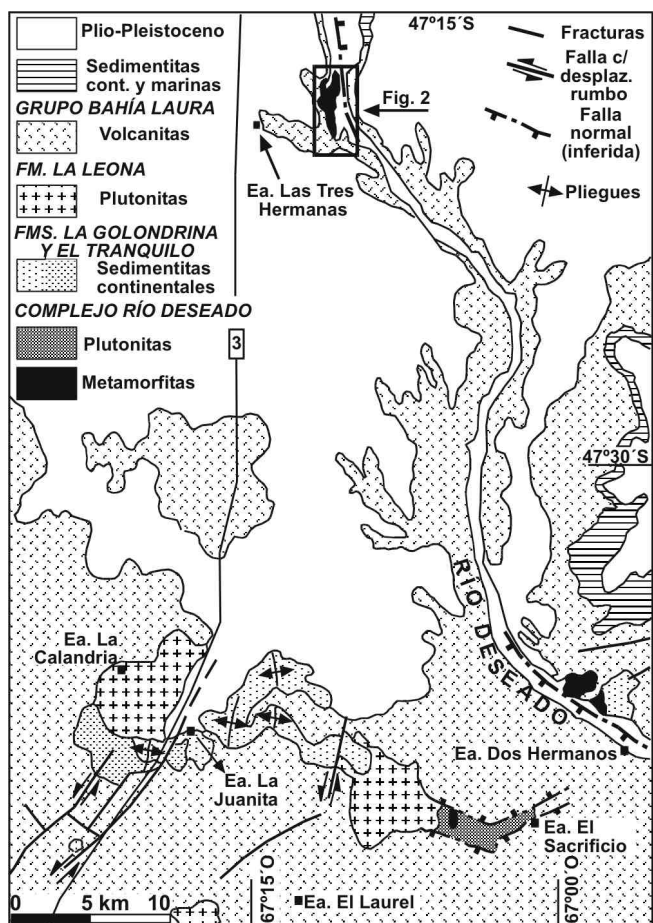


Figura 1: Geología del sector nordeste de la comarca del Deseado (Giacosa *et al.* 1998).

CUADRO 1: Litología y fábrica en las rocas del Complejo Río Deseado del área Las Tres Hermanas.

Rocas	Mineralogía	Fábrica
Esquistos anfibólicos	Anfibol (Fac-Hbl), Pl, Kfs, Bt, Ttn, Zo, Ep, Cal, Qtz, Mag ± Ap ± Grt ± Di	Foliada, bandeada y boudinada, lepidonematoblástica, algo granoblástica.
Cuarcitas	Qtz, Kfs, Ms ± Bt ± Grt	Granoblástica, algo lepidoblástica.
Mármoles	Cal ± Qtz ± Ms ± Gr	Bandeada/ granoblástica.
Anfibolitas	Pl, Anfíbol (Fac-Hbl), Ttn, Ep ± Qtz ± Ap ± Mag	Blastoporfírica.
Ortogneis granítico	Qtz, Mc, Pl, Ms ± Ap ± Grt ± Tur	Granuda xenomórfica, pegmatoida a foliada / porfiroclástica.
Ortogneis tonalítico	Qtz, Pl, Kfs, Bt ± Hbl ± Ap ± Ttn ± Zrn ± Grt ± Tur	Bandeada y foliada / porfiroclástica
Milonita granítica	Qtz, Mc, Bt, Ms ± Ep ± Ap	Foliada y lineada / porfiroclástica
Milonitas cuarcíticas	Qtz, Sericita, Chl ± Grt	Foliada (foliación S/C), crenulada / porfiroclástica.

Referencias minerales: Ap (apatita), Bt (biotita), Cal (calcita), Chl (clorita), Di (diópsido), Ep (epidoto), Fac (ferroactinolita), Gr (grafito), Grt (granate), Hbl (hornblenda), Kfs (feldespato potásico), Mc (microclino), Mag (magnetita), Ms (muscovita), Pl (Plagioclasa), Qtz (cuarzo), Ser (sericita), Tur (turmalina), Ttn (titanita), Zo (zoisita), Zrn (circón).

1999, Fracchia 2002, Nilni *et al.* 2004). Por encima del Complejo Río Deseado, la

estratigrafía de la zona está constituida por rocas volcánicas del complejo eruptivo jurá-

sico, sedimentitas terciarias, y sedimentos relacionados a la planicie de inundación del río Deseado. Las rocas volcánicas reconocidas son rocas básicas correlacionables con la Formación Bajo Pobre, ubicadas sobre la margen oriental del río, y diques e ignimbritas de composición fenorolítica del Grupo Bahía Laura, situados a lo largo de ambos márgenes. Entre las últimas son notorios los diques con foliación de flujo vertical, con distintos grados de brechamiento.

Dentro de los afloramientos del basamento se observan varias vetas de reemplazo y de relleno con mineralización de oro y plata, que son objeto de exploración minera. Su origen se asocia a la actividad hidrotermal de baja temperatura que acompañó al volcanismo del Grupo Bahía Laura.

COMPLEJO RÍO DESEADO

Geología

El afloramiento de la estancia Las Tres Hermanas fue el primer hallazgo de rocas del Complejo Río Deseado (Chebli y Ferello 1974). Se encuentra rodeado por rocas volcánicas y ocupa un área de poco menos de 1 km², parte de ella sobre el valle del río Deseado (Figs. 1 y 2). Su borde occidental está cubierto e intruido respectivamente por ignimbritas y diques del Grupo Bahía Laura, en tanto que en el borde oriental podría inferirse un contacto de carácter tectónico ubicado a lo largo del cauce principal del río y señalado por la presencia de la Formación Bajo Pobre y del Grupo Bahía Laura. En este afloramiento se distinguen dos bloques tectónicos principales, cada uno de ellos con litología y estilo estructural distintos; los separa una zona de cizalla dúctil dextral. En el bloque oriental afloran esquistos anfibólicos, cuarcitas micáceas, mármoles, ortogneises y anfibolitas, mientras que en el occidental sólo cuarcitas, con abundantes venas de cuarzo singenético y un pequeño lente de mármol (Fig. 2).

Litología

En la cuadro 1 se detallan las características mineralógicas y de fábrica de las rocas que integran el Complejo Río Deseado en

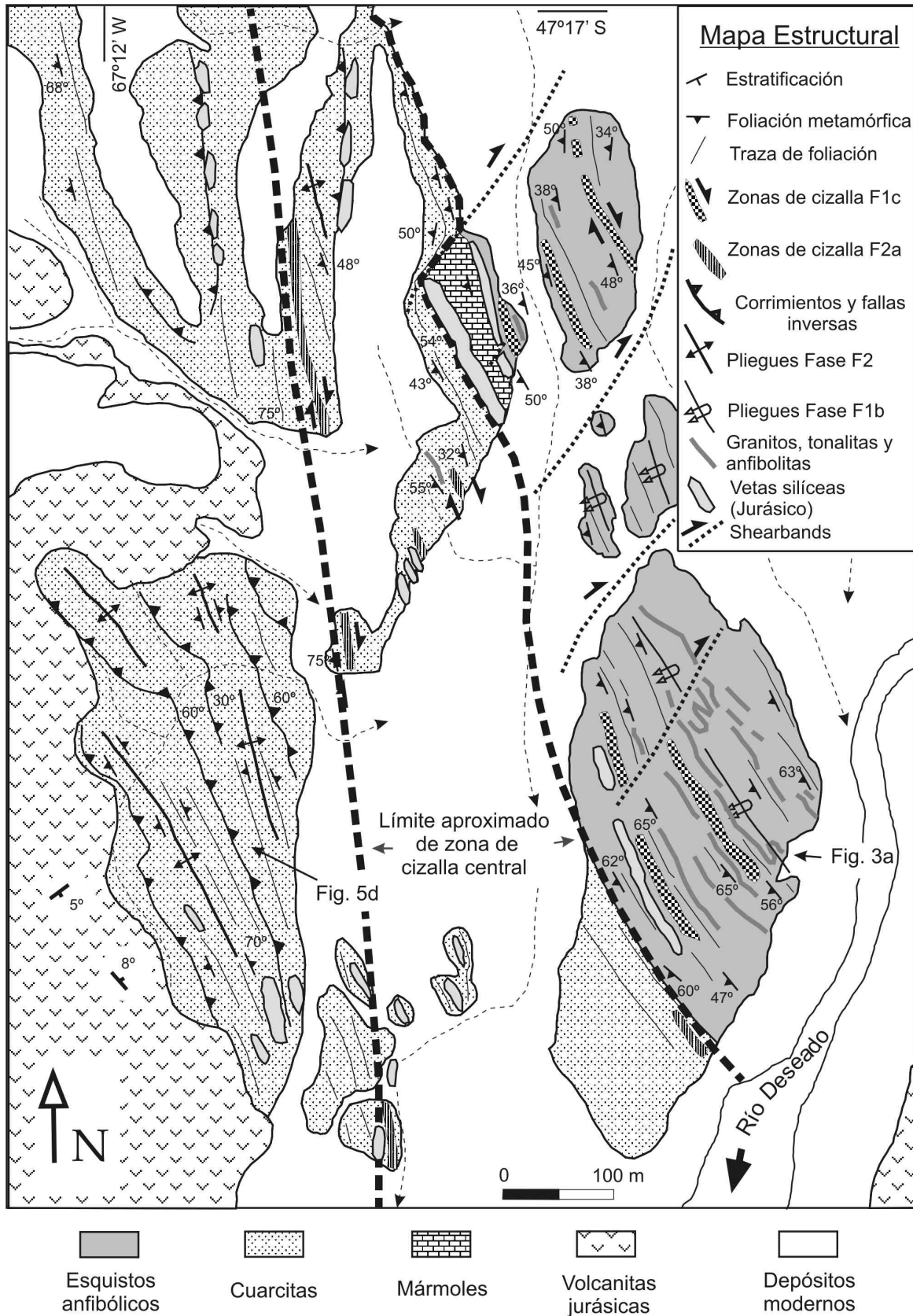


Figura 2: Mapa geológico-estructural del Complejo Río Deseado en estancia Las Tres Hermanas. Ubicación en figura 1.

estancia Las Tres Hermanas.

Las cuarcitas son rocas de grano fino de tonos claros. Están formadas por hasta un 70% de cuarzo, más feldspatos, muscovita, biotita, circón y minerales opacos. La microfábrica muestra clastos relictivos de cuarzo con extinción ondulosa y subgranos elongados, que lateralmente pasan a granos recristalizados dinámicamente. Hay una orientación preferencial de forma en los granos de cuarzo, aunque no se observa orientación cristalográfica preferencial (Giacosa *et al.* 1998).

Asociado a las cuarcitas se halla cuarzo sin-genético con el metamorfismo, ya sea en lentes delgadas o vetas de hasta un metro de espesor paralelas a la foliación, o en sistemas conjugados de vetillas que cortan flancos y charnelas de pliegues. Este cuarzo es microgranudo, de color claro, tiene aspecto masivo y no posee quemaduras, características que permiten diferenciarlo de aquel de las vetas de cuarzo asociadas al hidrotermalismo jurásico. Además, el cuarzo singenético se observa cortado y desplazado por pequeños jogs de cuarzo hidrotermal jurásico (Fig. 3k).

En el contacto con el bloque oriental y posiblemente por el efecto de fajas de cizalla intercaladas, las cuarcitas se tornan más micáceas y esquistosas, por lo que en trabajos previos se consideraron como cuarcitas micáceas.

Los esquistos anfibólicos son dominantes en el bloque oriental. Son rocas bandeadas oscuras de grano fino, caracterizadas por una alternancia a nivel meso y microscópico de bandas ricas en anfíbol, de color verde oscuro y textura lepidoblástica, y bandas grises granoblásticas; en algunos sectores son notables las capas budinadas ricas en epidoto y granate, de sendos colores verde y rojo. Se intercalan también algunos sectores ricos en biotita. Al microscopio se observa una mineralogía integrada por anfíbol verde pleocroico (probablemente una ferroactinolita en transformación a hornblenda), plagioclasa y feldespato alcalino, biotita, titanita, epidotos (zoicita y epidoto común), carbonatos, cuarzo, minerales opacos, y apatita, además de granates y diópsido en algunos sectores.

Al igual que en las cuarcitas, paralelamente a la foliación se hallan venas de cuarzo sin-

CUADRO 2: Edades radiométricas determinadas en las rocas del Complejo Río Deseado en el área Las Tres Hermanas.

EDAD	MÉTODO	AUTOR	ROCA
420,29 ± 10 Ma	Rb/Sr ⁽¹⁾	Chebli <i>et al.</i> 1976	"Granito" (Ortogneis) ⁽³⁾
423 ± 3 Ma	U/Pb convencional	Pankhurst <i>et al.</i> 2003	"Granito" (Ortogneis granítico)
420 ± 33 Ma	U/Pb SHRIMP ⁽²⁾	Pankhurst <i>et al.</i> 2003	"Granito" (Ortogneis granítico)
903 Ma	U/Pb convencional	Loske <i>et al.</i> 1999	Cuarcita

(1) Relación inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr asumida (análisis realizado por el INGEIS).

(2) Análisis sobre residuo muy dañado.

(3) No se conoce a cual de los tipos graníticos descriptos corresponde.

genético, de hasta 10 cm de espesor.

Los mármoles son rocas carbonáticas de color pardo claro. Contienen alrededor de 98% de calcita, con orientación preferencial de forma y cristalográfica, y 2 % de cuarzo y muscovita. Cuando se encuentran afectados por el hidrotermalismo jurásico adquieren colores blanco y celeste por silicificación, y están mineralizados por sulfuros en forma diseminada.

Los ortogneises, presentes sólo en el bloque oriental, son diques graníticos y tonalíticos que muestran pliegues, *boudins* y metamorfismo. El más conspicuo es un dique plegado y boudinado de 0,2 a 0,6 m de potencia, de composición granito-granodiorita, con sectores de facies pegmatítica y porfiroclástica (Figs. 3a, c). Sus rocas son foliadas y por sectores alcanzan a desarrollar una textura gnéisica. La microfábrica se caracteriza por una matriz de cuarzo recristalizado que rodea a porfiroclastos de feldspatos (Fig. 3b). Entre éstos, los cristales de microclino presentan estructuras de núcleo y manto, en tanto que los de plagioclasa microkinking, extinción ondulosa y recristalización.

Hacia el norte del dique granítico aflora otro de composición tonalítica, de color claro y de grano fino, aunque con algunos sectores pegmatíticos y porfiroclásticos. Posee bandeado composicional paralelo al contacto, y foliación metamórfica muy marcada, tanto en los minerales micáceos como en el cuarzo y los feldspatos (Fig. 3d). Además aloja enclaves metasedimentarios y graníticos.

Con la misma disposición de los ortogneises afloran cuerpos boudinados y plegados de anfíbolitas de hasta 0,5 m de espesor. De color negro verdoso a gris verdoso, tienen un grano uniforme y porfiroblastos verdes de anfíbol de hasta 3 mm de diámetro.

Las milonitas se encuentran a lo largo de

zonas de cizalla dextral paralelas a la foliación de las metamorfitas. Sus protolitos son esquistos anfibólicos, cuarcitas y un dique granítico.

Los estudios petrográficos realizados (Giacosa *et al.* 1998, Martínez 2002, Fracchia 2003) coinciden al señalar condiciones dúctiles de deformación bajo metamorfismo de facies anfíbolita epidótica, con un rango de temperatura de 540° a 600° C, y presiones mayores a los 3,3 Kb.

Edad

En esta localidad existen tres edades radiométricas determinadas en intrusivos (que corresponden a dos o tres muestras de los ortogneises), y una edad en las cuarcitas (Cuadro 2).

Una datación Rb/Sr (Chebli *et al.* 1976) fue realizada sobre un "granito" cuyas relaciones estructurales con las metasedimentitas no fueron especificadas en ese trabajo; sumado a una relación inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr asumida, supone cierta incertidumbre sobre el significado de la edad y su implicancia tectónica. De todas formas, actualizada según las constantes usadas a partir del año 1978 equivale a 420,29 Ma.

Las demás son análisis U/Pb (Pankhurst *et al.* 2003) realizados sobre circones de un ortogneis granítico, asociado a foliación de plano axial (véase luego). La edad más refinada sería, de acuerdo a sus autores, aquella de 423 ± 3 Ma, que interpretan como edad de cristalización del granito.

ESTRUCTURA

La notación de los datos estructurales mencionados es según la dirección de inclinación, ya sea inmersión en las líneas o acimut

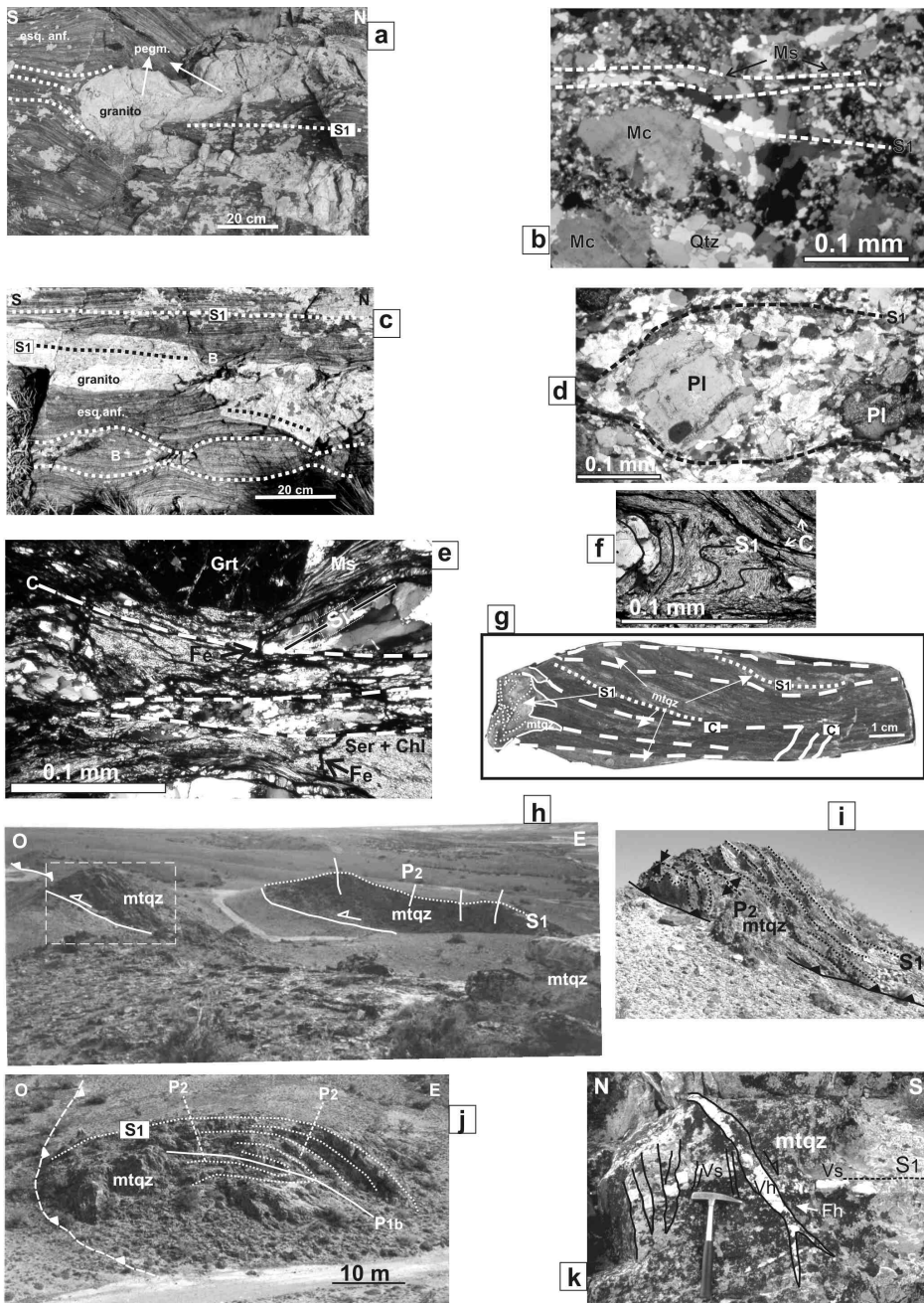


Figura 3. a) Granito plegado de 420 Ma y esquistos anfibólicos con foliación de plano axial abanicada (S_1) de la fase F_{1a} ; la facies pegmatítica central del cuerpo está indicada como pegm.; b) microfotografía del granito plegado, deformado durante F_{1a} , integrado por Ms (muscovita), Mc (microclino) y Qtz (cuarzo). Obsérvese la foliación S_1 otorgada por bandas de cuarzo y algo de muscovita, y los porfiroclastos de microclino; c) flanco aplastado y boudinado del granito plegado. Obsérvese que los boudins en los esquistos anfibólicos están mejor desarrollados que en el granito, y que el contacto granito-esquistos es diagonal a la foliación; d) microfotografía del dique tonalítico deformado durante F_{1a} . Pl (plagioclasa); e) milonita desarrollada sobre cuarcitas durante F_{2a} ; se observa la foliación relicta deformada (S_1), un porfiroclasto de granate (Grt), muscovita relicta (Ms), la foliación milonítica (C), la mineralogía retrógrada integrada por clorita y sericita (Ser+Chl) y fracturas extensionales (Fe); f) milonita desarrollada sobre cuarcitas durante F_{2a} ; se observa la foliación relicta (S_1) plegada y reemplazada por sericita y clorita, y la nueva foliación de corte milonítica (C); g) milonita desarrollada sobre cuarcitas, con silicificación (oscura) jurásica sobrepuesta; se observa la foliación relicta deformada (S_1) en conjunto con fragmentos rotados de cuarcitas (mtqz); h) vista general de la faja plegada y corrida en las cuarcitas del sector oriental; i) detalle del inserto en la foto anterior, donde se observan los pliegues sobre el bloque de techo, deformando la foliación S_1 ; j) pliegues P_2 asociados a los corrimientos de la etapa D_2 , que deforman pliegues recumbentes de la etapa D_1 ; k) vetas de cuarzo singénicas (Vs) en cuarcitas, desplazadas por vetas híbridas de cuarzo epitermal (Vh).

del buzamiento en los planos. Las excepciones son debidamente señaladas como rumbo e inclinación.

FOLIACIÓN

La foliación (S_1) es la estructura más desarrollada en las metamorfitas. En los esquistos anfibólicos está definida por folias de mica, xenoblastos de anfíbol, cuarzo de bordes suturados y feldespatos elongados; por su parte, en las cuarcitas está dada por

microlitones de cuarzo de 1 mm de espesor, separados por delgadas folias de muscovita, o bien por bandas alternantes cuarzosas y feldespático-muscovíticas. Su rumbo es NNO a lo largo de todo el afloramiento, pero su inclinación es variable: en el bloque oriental varía entre 33° y 86° hacia el SO, con un promedio en 53° (Fig. 4a), en tanto que en el occidental inclina al NE y al SO. La foliación de los ortogneises se debe principalmente a cuarzo recrystalizado dinámicamente y a pequeños cristales de micas. Se

trata de foliación de plano axial, dispuesta en abanicos convergentes y divergentes en las charnelas (Figs. 3a, b).

En algún sector de los esquistos anfibólicos se puede apreciar aún la diferencia entre la estratificación original (S_0) y la foliación, en charnelas de pliegues con capas adyacentes más y menos micáceas.

PLIEGUES

Hay varios tipos de pliegues que pueden

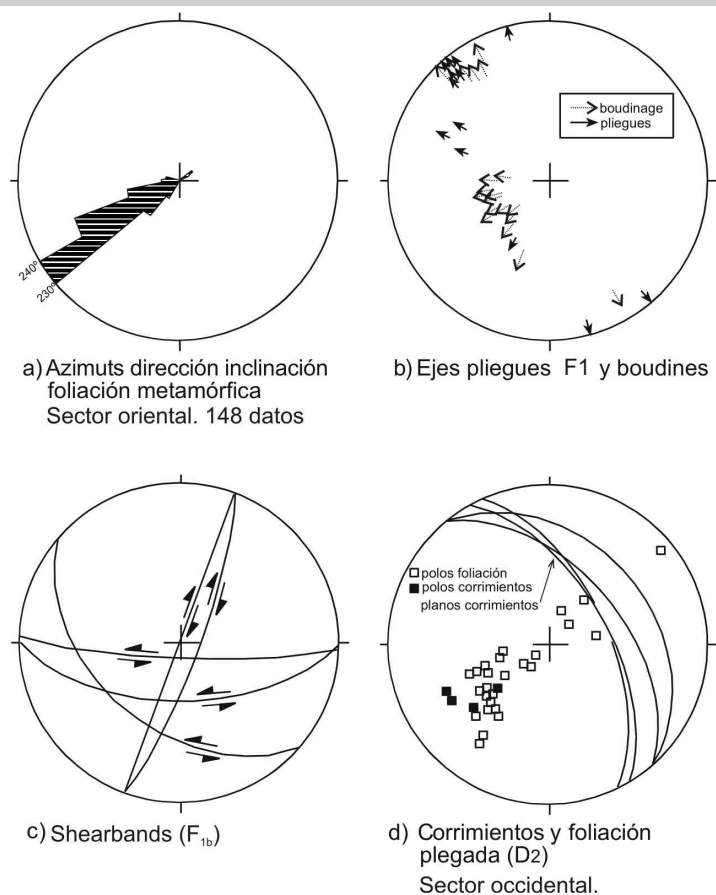


Figura 4: Representación de los datos estructurales. a) Diagrama indicando los acimuts más frecuentes de la dirección de inclinación de la foliación metamórfica (N: 148 = 120 esquistos anfíbólicos + 28 cuarcitas); b) estereograma con los ejes de pliegues F_{1a} y F_{1b} (N: 12) y *boudinage* (N: 24); c) estereograma con *shearbands* asociadas a la fase F_{1b} ; d) estereograma con los planos y polos de corrimientos, y polos de la foliación plegada por D_2 en las cuarcitas.

diferenciarse por su geometría, por sus relaciones con otras estructuras, y por su vinculación con el emplazamiento de las rocas graníticas. En este sentido, y anticipando un orden cronológico que será discutido en la evolución estructural propuesta, describiremos los pliegues P_{1a} , P_{1b} y P_2 .

Pliegues P_{1a} . Denominamos P_{1a} a los pliegues con foliación de plano axial en las metasedimentitas. Se trata de pliegues de tamaños decimétricos hasta métricos, cerrados, con ejes subhorizontales que buzaban al NNO en los esquistos, y 11° a 30° hacia el S en las cuarcitas micáceas.

Mucho más evidentes son los diques plegados, inmersos en los esquistos. El mayor de ellos es un pliegue isoclinal de flancos largos, con foliación de plano axial, cuyo eje tiene una orientación $N 220^\circ/50^\circ$ (Fig. 3a). Otro grupo de diques plegados con foliación de plano axial tienen ejes subhorizon-

tales buzantes al NNO. Estas dos direcciones de ejes son perpendiculares entre sí, y paralelas al plano de foliación de los esquistos, siendo coincidentes con las dos direcciones de estiramiento indicadas por el *boudinage*.

Cerca de las charnelas de los intrusivos plegados, la zona de contacto con los esquistos anfíbólicos contiene micropliegues con geometría cuspada y lobulada (diseños "S" y "Z") (Ramsay 1982) (Fig. 5a).

Pliegues P_{1b} . En el sector oriental la foliación S_1 , el bandeo composicional y parte del *boudinage* de los esquistos anfíbólicos están deformados por pliegues volcados al NE, con ejes orientados $N 320^\circ/0^\circ-10^\circ$, que denominamos P_{1b} (Fig. 5a). Generalmente son micropliegues y mesoplegues de hasta un metro de longitud de onda, que serían parte de pliegues de mayor tamaño.

En dos lugares se observan diques graníti-

cos deformados cortando a micropliegues P_{1b} , lo que indicaría que su intrusión ocurrió antes del fin de la etapa de deformación.

Pliegues P_2 . En las cuarcitas del dominio occidental (Figs. 3h, i, j, 5d) afloran pliegues de tamaño macroscópico de geometría kink y paralela, con planos axiales de alto ángulo, que denominamos P_2 . Sus ejes, de rumbo $N 330^\circ$ a 340° , son paralelos a los corrimientos a los que se asocian (Figs. 3i, j). Estos pliegues P_2 , ubicados en el bloque de techo de los corrimientos, deforman a pliegues P_{1b} volcados a recumbentes y a fajas de cizalla paralelas a la foliación, determinando esta superposición un patrón de interferencia tipo 3 (Ramsay 1967).

BOUDINS

El *boudinage* sólo se observa en el sector oriental. Se desarrolla en la foliación (*foliation boudinage*), o a lo largo de los diques (Fig. 3c). En el primer caso, los *boudins* ordenados en forma paralela a la foliación (*foliation-parallel boudin train*, Goscombe y Passchier 2003) son una estructura muy frecuente. Están bien desarrollados en las bandas con cuarzo, calcita, epidoto y granate de los esquistos anfíbólicos, donde conforman tanto *boudins* simétricos del tipo *drawn boudin*, como *boudins* asimétricos asociados a bandas de cizalla extensional (*shearband boudins*) (según terminología de Goscombe et al. 2004). En el caso de los diques graníticos, los *boudins* son simétricos o asimétricos; por lo general el estiramiento en la zona de los cuellos no alcanza a aislarlos, resultando en *boudins* del tipo *pinch and swell*.

La lineación del *boudinage* tiene dos direcciones casi ortogonales: $N 230^\circ/50^\circ$ (Lbi), y $N 320^\circ/05^\circ$ a 12° hasta $N 140^\circ/05^\circ$ (Lbh), que son coincidentes con las dos direcciones de estiramiento de los pliegues P_{1a} (Fig. 5b). En sectores donde los cuellos de los *boudins* según ambas direcciones están cercanos, alcanzan a desarrollarse incipientes estructuras en tabletas de chocolate.

En los cuellos de los *boudins* de la foliación y de los diques se puede observar en muchos casos fracturas normales o diagonales a los *boudins* (Fig. 3c). En la mayor parte de estos casos se trata de un juego conjugado de fracturas, con su eje paralelo a la lineación del *boudinage*.

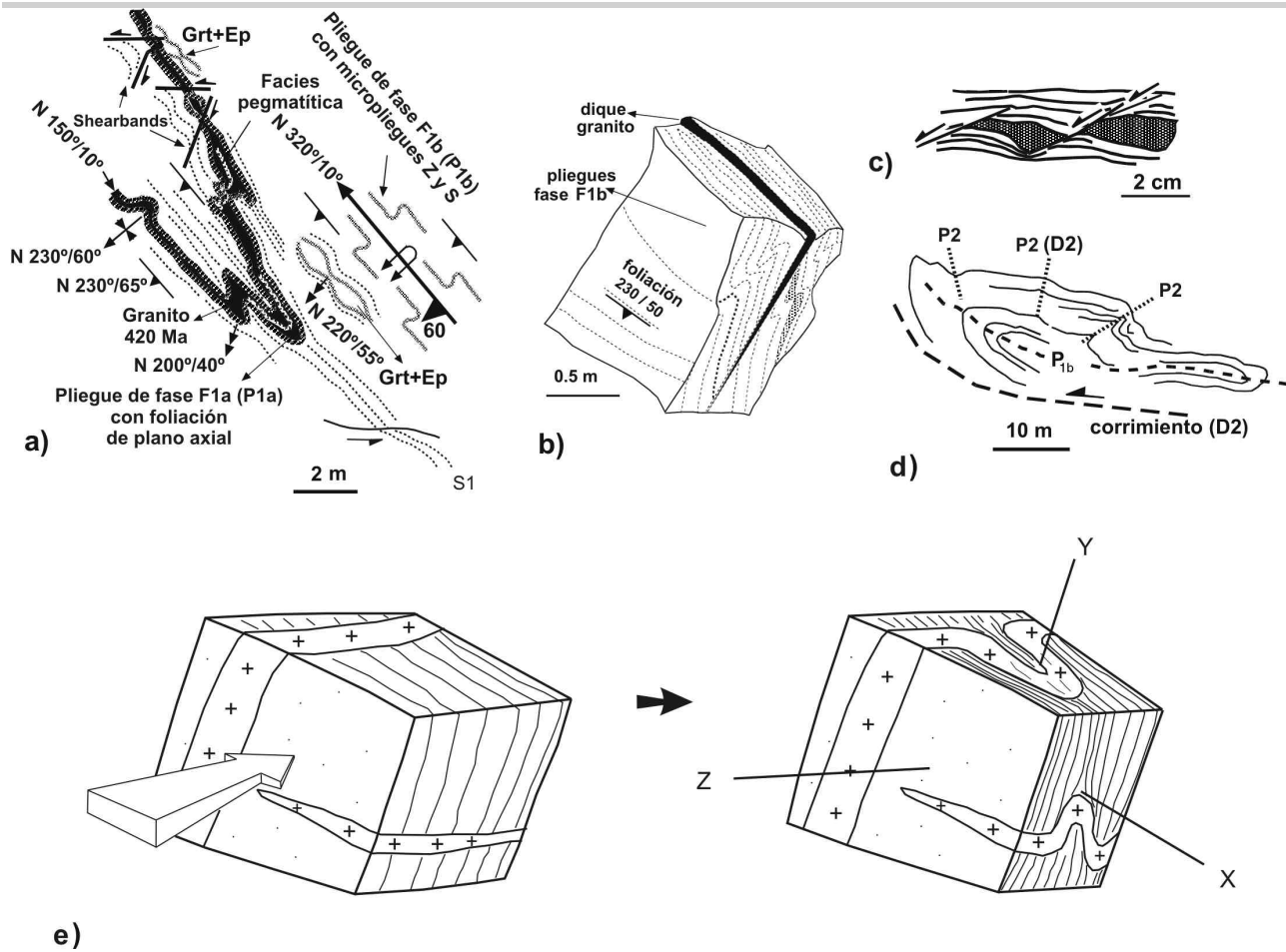


Figura 5: a) Esquema que muestra las relaciones entre el dique granítico de 420 Ma con la foliación metamórfica, los pliegues volcados de fase F1b con micropliegues "Z" y "S" en sus flancos, las dos direcciones de boudinage y la localización de shearbands cercanas a los cuellos de los boudins. Grt+Ep bandas boudinadas ricas en granate y epidoto; b) delgado dique granítico post-micropliegues de F1b, ubicados en el flanco volcado de un pliegue; c) shearbands desplazando bandas en esquistos anfibólicos; d) pliegues P₂ (D₂) asociados a corrimientos, que deforman pliegues P_{1b} recumbentes y producen un patrón de interferencia Tipo 3; e) block diagrama que representa el plegamiento de la fase F_{1a}. A la izquierda se observa la yacencia original de los diques graníticos, y el esfuerzo compresivo que provoca el aplastamiento; a la derecha, los pliegues resultantes. Z es el eje con mayor acortamiento, y X e Y los que presentan elongación (en este caso, similar). Nótese la presencia de dos direcciones de pliegues bajo un mismo episodio de deformación, sin que medie entre ellos figura de interferencia alguna.

FLANKING STRUCTURES Y SHEAR BANDS

El término *flanking structures* ha sido aplicado recientemente por Passchier (2001) con el fin de agrupar a todas las estructuras producto de la desviación de la foliación o el bandeado de las rocas metamórficas, en las adyacencias de *shearbands* (bandas de cizalla oblicuas con respecto a la foliación de la roca).

Dentro del grupo de las *flanking structures*, se denominan *flanking shear bands* a las que exhiben un arrastre sintético a lo largo de la zona de cizalla, y *flanking folds* a las que exhiben arrastre antitético.

Las *flanking shear bands* son las más comunes dentro de los esquistos anfibólicos, desde escalas microscópicas hasta métricas. Se desarrollan como consecuencia del desplazamiento de la foliación en forma sintética a lo largo de zonas de cizalla dúctil (a veces en pares conjugados). En general cortan a la foliación con un ángulo de hasta 45°, pero en sus extremos se suavizan y hasta se tornan paralelas a ella. Pueden a primera vista confundirse con *boudins* del tipo *shearband boudins*, dado que sus morfologías son en algunos casos similares. Sin embargo, diferenciamos los *shearband boudins* de las *flanking structures* debido a que, a escala de afloramiento, se encuentran respectivamen-

te en trenes o en forma aislada.

Las *shearbands* son numerosas. Se observan cortando al conjunto foliación-pliegues-*boudinage*, desde escalas microscópicas hasta métricas. Las más pequeñas, tanto en corte delgado como en muestras de mano, tienen morfología similar a las bandas de cizalla extensional C'; muchas veces se encuentran asociadas a la rotación de *boudins* asimétricos en los esquistos anfibólicos. Están ubicadas dentro de la superficie envolvente (véase nomenclatura en Goscombe *et al.* 2004), dispuestas a 30° de la foliación y el bandeo composicional, planos a los que deforman con arrastre sintético (Fig. 5c). Las métricas, de unos 2 a 3 m de longitud,

se reparten en dos juegos: uno de rumbo NNE de alta inclinación al O con cinemática dextral, y otro de rumbos O a NO e inclinaciones desde 50° a 82° al S y SO con cinemática sinistral (Fig. 4c). En algunos de estos planos se alojan venas de cuarzo sin-génico.

En una escala mayor interpretamos que *shearbands* de gran tamaño, notables a escala de mapa (Fig. 2), se desarrollarían a intervalos regulares a lo largo del bloque oriental. Son evidentes si se toma en cuenta el desplazamiento de las zonas de cizalla, la morfología del afloramiento de mármol (similar a un *boudin*), y el diseño en *echelon* de los crestones de silicificación jurásicos (que se hallan emplazados en zonas de cizalla paralelas a la foliación). Tienen rumbo aproximado NNE, y cortan con alto ángulo a la foliación y a las zonas de cizalla. Poseen movimiento sintético, resultando una estructura de tipo dominó. Dado que no se han hallado rocas asociadas, no se pueden aún clasificar según su grado metamórfico. Por el momento las consideramos posteriores a los pliegues P_{1b}, relacionándolas con la zona de cizalla central.

ZONAS DE CIZALLA

Afloran al menos dos tipos de zonas de cizalla: uno se desarrolla internamente en ambos bloques del afloramiento, y el otro en la zona central, entre las cuarcitas y los esquistos anfibólicos.

El primer tipo corresponde a varias zonas de cizalla paralelas a la foliación, dentro de las cuarcitas, de los esquistos anfibólicos, y de un dique granítico. Afectan a la foliación, a los pliegues P_{1b}, al *boudinage* y al par *flanking structures-shearbands*. En todos los casos observados tienen fábrica L-S, otorgada por una lineación subhorizontal y cinemática dextral (Fig. 2). En el bloque occidental son numerosas y se caracterizan por ser de tonos oscuros y de hasta 30 cm de espesor. Internamente poseen fábricas S-C y C'. Su grado metamórfico exacto es difícil de precisar debido a la mineralogía simple del protolito cuarcítico, pero pertenecería a la facies de esquistos verdes. En el bloque oriental, en cambio, son sólo 3, pero de hasta 5 m de potencia. La más interesante es la que se desarrolla a lo largo de un dique

granítico, pues muestra foliación y lineación de estiramiento bien marcadas. Tienen textura bandeada con cintas de cuarzo y porfiroclastos de feldespatos sericitizados, rodeados por cintas delgadas de cuarzo y muscovita de grano fino separadas por planos C. La incipiente recrystalización del feldespato alcalino indica condiciones metamórficas en facies de esquistos verdes alta o anfíbolita baja.

El otro tipo de zona de cizalla está representado por bandas decimétricas de milonitas con cinemática dextral, de rumbo aproximado NNO (aunque a veces no coincide con el rumbo de la foliación original de las metamorfitas). Estas rocas se encuentran subaflorantes entre las arenas de la planicie de inundación del río Deseado, por lo que es difícil su identificación y mapeo. A escala microscópica estas milonitas poseen foliación C de diseño anastomosado y lineación marcada por escamas de sericita. Están formadas por cuarzo, porfiroclastos de granate (Fig. 3e), fragmentos rotados de cuarcitas, y sericita (como retrogradación de muscovita) crenulada entre superficies C de cizalla con clorita y abundante material ferruginoso (Fig. 3f). La fábrica S₁ se encuentra crenulada por la foliación C (Figs. 3f, g). En algunos casos dentro de esta zona de cizalla pueden encontrarse también brechas de falla cohesivas y cataclásitas, sugiriendo reactivaciones bajo un régimen de deformación frágil. Todas estas características indican un grado metamórfico bajo, aproximadamente en la facies de esquistos verdes baja.

En muchos casos tienen silicificación pervasiva sobreimpuesta (Fig. 3g), formando de esta manera una parte importante de las vetas de reemplazo jurásicas.

La diferencia principal entre ambos tipos de zonas de cizalla, además de la posición que ocupan en el afloramiento, se debe a su grado metamórfico. En el caso de las milonitas paralelas a la foliación, su grado metamórfico señala condiciones similares a las de su protolito, indicando que las respectivas deformaciones son aproximadamente contemporáneas. En cambio, en las milonitas de la zona de las cuarcitas micáceas, el grado metamórfico muestra condiciones de retrogradación con respecto al protolito, por lo tanto consideramos que dicha defor-

mación ocurrió tiempo después de la deformación del protolito. Por esta razón concluimos que corresponden a distintos momentos en el proceso de deformación, y las relacionamos a dos etapas de deformación distintas.

CORRIMIENTOS Y FALLAS INVERSAS

En el bloque occidental hay al menos cuatro corrimientos de rumbo NNO, con pliegues paralelos en el bloque de techo (Figs. 2, 3h, i, j). Los planos de falla, orientados N 50°/30°-60°, consisten en una zona de falla de hasta un metro de espesor de brechas tectónicas y roca finamente molida. A pesar del reducido tamaño de los afloramientos, que impide conocer las relaciones mutuas entre los corrimientos, el diseño cartográfico sugiere que al menos algunos de ellos podrían ser parte de un sistema dúplex.

Hacia el NE de los anteriores, en una franja contigua a la zona de cizalla central, hay otras dos fallas inversas de rumbo NNO a N que inclinan al oeste (Fig. 2).

DIACLASAS

Sobre los flancos de los pliegues en las cuarcitas se hallan diaclasas de cizalla, y sobre las charnelas, en forma normal y paralela, diaclasas de extensión (Giacosa *et al.* 1997).

EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Teniendo en cuenta las relaciones entre las estructuras descritas, las condiciones corticales que representan, su relación con la mineralogía y las edades radimétricas disponibles, hemos elaborado una síntesis de la evolución estructural de las rocas de estancia Las Tres Hermanas, consistente en dos etapas fundamentales de deformación (Cuadro 3). Para algunas estructuras como las *shearbands*, las evidencias existentes aún no son concluyentes para su ubicación precisa en la evolución propuesta.

Etapas D₁. Las primeras evidencias de deformación, alrededor del Silúrico temprano a tardío, están representadas por la intensa deformación dúctil (D₁) que acompañó al metamorfismo en facies de anfíbolita epi-

CUADRO 3 Resumen de las estructuras y microestructuras en las rocas del Complejo Río Deseado en el área Las Tres Hermanas, ordenadas en etapas y fases de deformación.

FASE	ESTRUCTURAS	ROCAS ⁽¹⁾	CONDICIONES
D ₂ : ETAPA DE DEFORMACIÓN FRÁGIL-DÚCTIL A FRÁGIL			
F _{2b}	Corrimientos al SO y fallas inversas al NE. Pliegues (P ₂) NNO. Diaclasas. Zonas de atrición. Modelo de Interferencia tipo 3.	Cuarcitas.	Transpresional (?)/Frágil. Corteza superior (quizás < 5 km). Z: (SO-NE), X: (SE-NO).
F _{2a}	Zona de cizalla central, rumbo NNO, dextral.	Cuarcitas micáceas.	Transpresional/Frágil-Dúctil. Facies esquistos verdes baja. Strain plano: Z: (SSO-NNE o SO-NE), X: (SSE-NNO o SE-NO).
D ₁ : ETAPA DE DEFORMACIÓN DÚCTIL			
F _{1c}	Zonas de cizalla, rumbo NNO dextrales: foliación S ₂ (S-C, C) y lineación milonítica (Lm).	Cuarcitas, esquistos anfibólicos, diques graníticos.	Transpresional/Dúctil. Facies anfibolita baja. Strain plano: Z: (SSO-NNE o SO-NE), X: (SSE-NNO o SE-NO).
F _{1b}	Pliegues NNO volcados al NE (P _{1b}). Plegamiento de la foliación S ₁ y del boudinage, pliegues menores S y Z. <i>Shearbands</i> y <i>Flanking structures</i> .	Esquistos anfibólicos.	Contraccional/Dúctil. Facies anfibolita epidótica. Aplastamiento heterogéneo, luego Strain plano: Z: (SO-NE), X: (SE-NO).
F _{1a}	Pliegues (P _{1a}) con foliación de plano axial (S ₁), <i>boudinage</i> (Lbh Lbi), <i>shearbands</i> , estructuras en tableta de chocolate y <i>pinch and swell</i> .	Esquistos anfibólicos y cuarcitas, diques graníticos y tonalíticos, venas de cuarzo.	Contraccional/Dúctil. Facies anfibolita epidótica. Aplastamiento heterogéneo

(1) Rocas donde están presentes o son abundantes las estructuras.
Z y X: direcciones de máximo acortamiento y de máxima elongación tectónica.

dótica, y al magmatismo granítico de emplazamiento sincinemático. Esta etapa se habría desarrollado como un proceso de deformación progresiva, que, para una mejor descripción, diferenciamos en fases sucesivas (F_{1a}, F_{1b} y F_{1c}).

En la fase F_{1a}, bajo un régimen de aplastamiento heterogéneo, ocurrió la intrusión sincinemática de diques graníticos hacia los 420 Ma, y se formaron los pliegues P_{1a}, la foliación de plano axial y el *boudinage*.

Durante la fase F_{1b} el régimen de deformación evolucionó a condiciones con mayor dominio del *strain* (deformación interna) plano, y continuó la intrusión de diques. Las estructuras formadas inicialmente fueron pliegues P_{1b} de rumbo NNO y vergencia al NE, que deformaron a las estructuras de la fase F_{1a}. Luego se desarrollaron *shearband boudins*, *flanking structures* y *shearbands*.

Durante la fase F_{1c}, en parte condicionado por la foliación regional S₂, se formaron zonas de cizalla de cinemática dextral, que fueron luego cortadas por *shearbands*.

Etapa D₂. La segunda etapa de deformación (D₂) se caracterizó en sus comienzos por

condiciones dúctil-frágiles, pero finalizó con estructuras características de corteza frágil.

En su primera fase F_{2a} dominó un régimen transcurrente dextral de tipo dúctil-frágil paralelo a la foliación regional, en condiciones de facies esquistos verdes baja, que generó una zona con varias bandas de cizalla que puso en contacto ambos bloques. Por último, durante la fase F_{2b}, y ya bajo condiciones de deformación netamente frágiles, se formaron corrimientos y pliegues asociados P₂, de rumbo NNO. Esta última fase podría interpretarse como parte del proceso de exhumación del basamento antes del Pérmico temprano (¿Devónico tardío?).

DISCUSIÓN

Las estructuras formadas durante la fase F_{1a} presentan características compatibles con un régimen compresivo dúctil con aplastamiento dominante (elipsoide de deformación oblado). Las dos direcciones de ejes de pliegues P_{1a} y las dos direcciones del *boudinage* (L_{bh} L_{bi}), ambos pares paralelos a la

foliación S₂ de los esquistos anfibólicos, indican elongación en dos direcciones perpendiculares al acortamiento general SO-NE. En cambio, los *shearband boudins*, *flanking structures* y *shearbands* desarrollados durante la fase F_{1b}, junto con las zonas de cizalla de la fase F_{1c}, sólo muestran elongación en dirección SSE-NNO, sugiriendo por lo tanto predominio de strain plano.

Por otra parte, la microfábrica de los cristales relictivos de feldespatos en los ortogneises -con estructuras de núcleo y manto y microkinking- y milonitas graníticas, indica comportamientos dúctiles en condiciones de la parte baja de la facies de anfibolitas (Passchier y Trouw 1996; Tullis 1983), compatibles con la mineralogía de los esquistos anfibólicos. De esta manera, se puede interpretar que la deformación dúctil que acompañó al metamorfismo en facies de anfibolita epidótica tuvo una evolución progresiva, desde condiciones de aplastamiento heterogéneo hasta de *strain* plano.

Con respecto a las milonitas que interpretamos localizadas en una zona de cizalla central, su mineralogía representa condiciones de más baja temperatura, compatibles con la parte baja de la facies de esquistos verdes. Y en el caso de los planos de corrimientos del bloque occidental, las rocas de falla son brechas y microbrechas de atrición, poco consolidadas y sin orientación de fábrica (Giacosa *et al.* 1998). Teniendo en cuenta los modelos conceptuales de rocas de falla asociados a zonas de falla (Sibson 1977) en los cuales las rocas incohesivas o de baja cohesión ocupan los primeros 4 km de la corteza, podemos sugerir una profundidad de formación no mayor a los 5 kilómetros. Esta diferencia con respecto a las condiciones dúctiles desarrolladas previamente, nos permite asignar las estructuras mencionadas a una etapa D₂, caracterizada en sus comienzos por condiciones frágil-dúctiles, compatibles con la parte baja de la facies de esquistos verdes, y en su final por deformaciones frágiles.

Si bien las divisiones descriptivas realizadas -i. e. un sector occidental con cuarcitas con venas de cuarzo singenético y sin rocas intrusivas, y otro oriental con esquistos anfibólicos, mármoles y rocas intrusivas deformadas- pueden tener relación con una distribución original del protolito sedimen-

tario, las siguientes evidencias nos sugieren que los dos sectores representarían distintos dominios estructurales: a) el emplazamiento selectivo de los granitoides; b) la ubicación de los corrimientos y pliegues asociados exclusivamente en el sector occidental; c) el abrupto cambio litológico a través de una zona deformada. Más aún, teniendo en cuenta que la mineralogía de las cuarcitas no permite estimar el grado metamórfico con la misma precisión que en los esquistos anfibólicos, podrían existir algunas diferencias en las condiciones metamórficas entre ambos dominios. Estos argumentos nos permiten considerar a la zona de cizalla central como causa de la yacencia de rocas de litología y estilo estructural distintos, y nos llevan a descartar la anterior idea de fallamiento jurásico como causa de la juxtaposición de los bloques (Giacosa *et al.* 1997).

Los corrimientos y pliegues asociados (P_2) constituyen una pequeña faja corrida y plegada, cuyo origen es incierto aún. Consideramos dos posibilidades: a) que es parte de una faja corrida y plegada de mayores dimensiones desplazada de su ámbito y juxtapuesta al bloque oriental por la transcurencia de la fase F_{2a} ; o b) interpretarla, basados en su compatibilidad geométrica y cinemática con la zona de cizalla central, como la expresión superficial de una estructura en flor positiva asimétrica, relacionada con su evolución transpresiva.

La primera posibilidad supone la preexistencia de una faja plegada y corrida al momento de la fase transcurrente F_{2a} , y presenta como inconveniente el desarrollo de deformaciones frágiles seguidas de deformaciones frágil-dúctiles. En cambio, el modelo de flor positiva asimétrica goza de la cualidad de explicar geoméricamente de forma sencilla la presencia de una morfología de faja plegada y corrida en pequeña escala, tomando como su generador a movimientos transcurrentes. Sin embargo, muestra una incongruencia al correlacionar las brechas y gouge de los planos de corrimiento con las condiciones de bajo metamorfismo de la zona de cizalla central y las venas de cuarzo singenético que cortan a los pliegues P_2 . Como alternativa, pensamos que las brechas y gouge mencionados serían el producto de una reactivación (por ejem-

plo, durante la extensión jurásica) de los corrimientos de la fase F_2 .

Los datos geocronológicos más recientes sobre las rocas del basamento Pre-pérmico ubican el metamorfismo de la región del Deseado en una edad cercana al límite Precámbrico-Cámbrico (Pankhurst *et al.* 2003; Guido *et al.* 2004). Sin embargo, Giacosa *et al.* (2002) señalaron la posibilidad de un cierto diacronismo entre las edades del metamorfismo de estancia Dos Hermanos (Cámbrico temprano) y de estancia Las Tres Hermanas (Silúrico temprano).

Nuestra interpretación de la edad más probable de las fases dúctiles F_{1a} y F_{1b} en el área de Las Tres Hermanas está basada en la edad de cristalización del dique de granito foliado, plegado y budinado, y de sus relaciones estructurales con las metamorfitas. Ellas sugieren que el pico metamórfico se alcanzó poco después de la intrusión de los diques graníticos, cuya edad ronda los 420 a 425 Ma (Silúrico, límite Wenlockiano/Ludlowiano). Más impreciso es el comienzo y desarrollo del metamorfismo. Sin embargo, dado que el estiramiento en los diques no alcanzó a formar completamente los *boudins* (a pesar del elevado contraste de viscosidad con los esquistos), pensamos que su intrusión pudo haber sido algo tardía con respecto al inicio del metamorfismo y de la deformación dúctil.

La disposición estructural de los diques dentro de la secuencia plegada también brinda información de importancia para argumentar la contemporaneidad de la intrusión y el proceso de deformación. Los ejes de los pliegues en los ortogneises, orientados NNO subhorizontal y SSO inclinado, son siempre paralelos a la foliación. Además, en la charnela de los pliegues se observa la relación original de corte con la foliación. Si retrotraemos estos pliegues actuales al momento de su intrusión como diques (Fig. 5e), veremos que se encontraban en planos dispuestos a 90° entre sí y perpendiculares a la foliación. De esta manera, los diques se habrían intruido en fracturas extensionales (*ensile cracks*), formadas por propagación de fracturas perpendiculares a la dirección del esfuerzo principal mínimo compresivo.

Por su parte, los pocos diques graníticos

deformados en relación discordante con la foliación microplegada indicarían que al menos una parte de ellos se habrían intruido en diferentes momentos durante la deformación progresiva dúctil. Por estas razones interpretamos que el metamorfismo ya había comenzado al momento de la intrusión de los granitoides (Giacosa *et al.* 1997).

Integrar esta interpretación en el contexto regional del Paleozoico de la Comarca del Deseado resulta difícil, en especial al tratar de conciliar con los datos de estancia Dos Hermanos, donde las edades radimétricas, tanto de metamorfitas como de granitos, son más antiguas. Ellas son la edad K/Ar de 540 ± 20 Ma en una anfibolita (Pezzuchi 1978), y las edades U/Pb de 454 y 472 Ma (Loske *et al.* 1999) y 450 ± 6 Ma (Pankhurst *et al.* 2003) en rocas plutónicas. Es importante señalar que las rocas de estancia Dos Hermanos son metamorfitas de bajo grado sin intrusiones significativas, y que los granitos analizados son rodados incluidos en las sedimentitas pérmicas. La relación entre las metamorfitas y las sedimentitas pérmicas fue interpretada como de discordancia angular (Palma y Ubaldón 1988), no obstante la presencia de rocas foliadas en el contacto señala la posibilidad de una relación tectónica (Márquez *et al.* 1993), lo que plantea interrogantes acerca de su proveniencia del contiguo afloramiento. Por lo tanto, las rocas de Dos Hermanos, además de ser un conjunto metamórfico representativo de un nivel cortical más somero que el de estancia Las Tres Hermanas, podrían no tener la misma edad.

En estancia El Sacrificio (Fig. 1) las edades de rocas no deformadas concuerdan mucho mejor con la idea expresada en este trabajo. Pankhurst *et al.* (2003) reportan una edad U/Pb SHRIMP de 425 ± 4 Ma para un granito con biotita y muscovita. Por su parte, para la Tonalita El Laurel obtienen edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 402 ± 1 y 407 ± 2 Ma, y por el método U/Pb SHRIMP una media de 395 ± 4 Ma. La Tonalita El Laurel contiene xenolitos de rocas metamórficas, hecho que demuestra que el metamorfismo fue anterior a la intrusión. De esta manera, en base a los datos geocronológicos de las estancias Las Tres Hermanas y El Sacrificio, se puede establecer en la región del Deseado dos epi-

sodios plutónicos, uno contemporáneo con el pico metamórfico, aproximadamente hacia los 425 a 420 Ma, y otro postectónico hacia los 400 Ma. Pulsos magmáticos previos serían aquellos que indican las edades obtenidas en rodados en la estancia Dos Hermanos.

Las fajas de cizalla presentadas en este trabajo, junto a la potente zona NNO de cizalla dúctil dextral en Bahía Laura (Guido *et al.* 2000, 2004; Giacosa *et al.* 2005), documentan la activa participación de regímenes transcurrentes dextrales en la evolución tectometamórfica del basamento pre-pérmico del NE de la comarca del Deseado. Recientemente, la datación de un granito que intruye la zona de cizalla de Bahía Laura arrojó una edad de 393 ± 2 Ma (Guido *et al.* 2005).

CONCLUSIONES

La deformación paleozoica del basamento pre-pérmico de la comarca del Deseado en la estancia Las Tres Hermanas se sintetiza a través de dos etapas.

Una primera etapa de edad silúrica tardía (D_1), caracterizada por intensa deformación dúctil acompañada de metamorfismo y magmatismo sincinemático, se desarrolló en condiciones de facies de anfibolita epidótica mediante fases de deformación progresiva (F_{1a} , F_{1b} y F_{1c}). La fase F_{1a} estuvo caracterizada por aplastamiento heterogéneo, asociado a metamorfismo en facies de anfibolita epidótica y magmatismo granítico sincinemático alrededor de los 420 Ma. Durante esta fase se formaron los pliegues P_{1a} , con conspicua foliación penetrativa y *boudinage* en sus flancos. Durante la fase F_{1b} , con un mayor dominio del *plane strain*, se formaron pliegues P_{1b} de rumbo NNO y vergencia al NE, deformando a las estructuras previas. En un estadio avanzado de esta fase, bajo deformación no coaxial, se formaron *shearband boudins*, *flanking structures* y *shearbands*. La fase F_{1c} estuvo caracterizada por un régimen de deformación por cizalla simple de cinemática dextral controlado por la foliación regional. Se generaron así zonas de cizalla dúctil dentro de ambos bloques del afloramiento. Por último, varias *shearbands* de escala megascópica cortaron a los esquistos y mármoles junto a todas las

estructuras desarrolladas.

La segunda etapa (D_2) estuvo caracterizada por deformación dúctil-frágil y frágil en condiciones metamórficas de bajo grado. En una primera fase F_{2a} dominó un régimen transcurrente dúctil-frágil de cinemática dextral, en condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes baja, que originó una zona de cizalla que puso en contacto los bloques oriental y occidental. Por último, la fase F_{2b} caracterizada por corrimientos y pliegues asociados P_2 , de rumbo NNO, habría sido parte del proceso de exhumación del basamento antes del Pérmico temprano (¿Devónico tardío?).

Consideramos que el aporte principal de este trabajo son las evidencias que ponen de manifiesto, junto a los datos de Bahía Laura citados, la existencia en la comarca del Deseado de fases con transurrencia dextral dúctil y dúctil-frágil. Al menos en estancia Las Tres Hermanas estos movimientos se desarrollaron en tiempos que median entre el pico metamórfico, ocurrido en el Silúrico tardío, y el *rifting* del Pérmico temprano.

Desde el punto de vista geométrico y cinemático, y a pesar de las diferentes condiciones corticales que representan, las etapas D_1 y D_2 tienen en común un importante acortamiento regional en dirección NNE-SSO o NE-SO, lo que sugiere que el contexto geodinámico del orógeno paleozoico de la comarca del Deseado en este sector ha sido similar durante el lapso silúrico tardío-pérmico temprano.

AGRADECIMIENTOS

A los colegas M. I. Fernández, M. Márquez y A. Nillni por su interés en la discusión de los temas que trata este trabajo. Al SEGEMAR (Instituto de Geología y Recursos Minerales) y a la Universidad Nacional de la Patagonia, que patrocinaron los estudios. Parte de este trabajo se realizó durante una beca otorgada por el SEGEMAR, al que se agradece el permiso para su publicación. Por último, a los revisores J. Otamendi y R. Martino, quienes posibilitaron el mejoramiento del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Archangelsky, S. 1958. Estudio geológico y paleo-

ontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz). Acta Geológica Lilloana 2: 5-133.

- Arrondo, O. 1972. Estudio geológico y paleontológico en la zona de la estancia La Juanita y alrededores. Prov. de Santa Cruz. Revista Museo de La Plata (nueva serie), Paleontología 7(43): 1-194.
- Braccini, I. O. 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. Petrotecnia, Revista del Instituto Argentino del Petróleo 10(6): 57-69, Buenos Aires.
- Chebli, G. y Ferello, R., 1974. Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29(4): 479-481.
- Chebli, G. A., Gebhard, J. y Menzel, M. 1976. Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz). 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 357-373, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. 1992. The Early Paleozoic Famatinian Belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? Geology 20: 617-620.
- Di Persia, C. A. 1965. Presencia de sedimentos triásicos en el ambiente del Deseado. Acta Geológica Lilloana 7: 147-155.
- Fracchia, D. 2002. Tectónica de Basamento y Análisis Estructural de Vetas en estancia Tres Hermanas, Macizo del Deseado (Santa Cruz). SEGEMAR, Informe final de Beca de Iniciación (inédito) 35 p., Comodoro Rivadavia.
- Fracchia, D. 2003. Petrografía de rocas del Complejo Río Deseado, Estancias Dos Hermanos, El Sacrificio y Tres Hermanas. SEGEMAR, Informe de Beca de Iniciación (inédito) 13 p., Comodoro Rivadavia.
- Giacosa, R. 1994. Petrografía e interpretación petrográfica de muestras seleccionadas del basamento ígneo metamórfico del nor-este del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Universidad Nacional de la Patagonia (inédito) Comodoro Rivadavia.
- Giacosa, R., Martínez, M. y Stöckhert, B. 1997. Tectónica del complejo metamórfico del Macizo del Deseado en el área de Estancia Tres Hermanas (47°17' S-67°12' O), Argentina. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie 1(3-6): 621-634, Stuttgart.
- Giacosa, R., Césari, O. y Genini, A. 1998. Descripción geológica de la Hoja 4176-III y

- IV, Puerto Deseado, provincia de Santa Cruz. Boletín del Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR 240: 1-72, Buenos Aires.
- Giacosa, R., Márquez, M. y Panza, J. 2002. Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. En Haller, M.J. (ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Relatorio 1(2): 33-44, Buenos Aires.
- Giacosa, R., Guido, D. y López, R. 2005. Evidencias de una zona de cizalla dúctil en el basamento pre-Pérmico de la región del Deseado (Bahía Laura, Santa Cruz). Reunión de Geología Estructural y Microtectónica. Cafayate (Salta). Revista Asociación Geológica Argentina (en prensa).
- Goscombe, B. y Passchier, C. 2003. Asymmetric boudins as shear sense indicators, an assessment from field data. *Journal of Structural Geology* 25(4): 575-590.
- Goscombe, B. D., Passchier, C. W. y Hand, M. 2004. Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology* 26(4): 739-764.
- Guido, D. M., Tiberi, P. E., de Barrio, R. E., Escayola, M. P. y Schalamuk, I. B. 2000. Hallazgo de basamento igneo-metamórfico en Bahía Laura, sector sud-oriental del Macizo Del Deseado, Santa Cruz, Patagonia Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno (International Simposium 4), Actas: 731-735.
- Guido, D. M., Escayola, M. P. y Schalamuk, I. B. 2004. The basement of the Deseado Massif at Bahía Laura, Patagonia, Argentina: a proposal for its evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 567-577.
- Guido, D., Rapela, C., Pankhurst, R. y Fanning, C. 2005. Edad del granito del afloramiento Bahía Laura, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 85-88, La Plata.
- Herbst, R. 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca (Prov. de Santa Cruz-Patagonia), con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana* 12: 1-102.
- Homocv, J. y Constantini, L. 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocentres: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 85(10): 1795-1816.
- Lesta, P. J. y Ferello, R., 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A. F. (ed.): Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, p. 601-653, Córdoba.
- Loske, W., Márquez, M., Giacosa, R., Pezzuchi, H., and Fernández, M. 1999. U/Pb geochronology of pre-permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. *Actas del 14° Congreso Geológico Argentino, Resúmenes* 1: 102, Salta.
- Márquez, M., Giacosa, R., Pezzuchi, H. y Fernández, M. 1993. El basamento pre Pérmico del noreste del Macizo del Deseado, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(1/2): 101-114, Stuttgart.
- Márquez, M. J., Giacosa, R. E., Pezzuchi, H. D. y Fernández, M. I., 1994. Las mineralizaciones portadoras de fluorita en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Instituto de Recursos Minerales, 2ª Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas 3: 225-234, La Plata.
- Márquez, M., Giacosa, R. y Godeas, M. 2002. Los granitoides gondwánicos del borde oriental del Macizo del Deseado. En Haller, M. J. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate) Relatorio 1-4: 57-70.
- Martínez, M. 2002. Tectonics, metamorphism and magmatism in the igneous-metamorphic basement of the northeast the Deseado Massif (Argentina). *Rhur Universitat at Bochum*, PhD dissertation (inérita), Bochum.
- Martínez, M., Stöckert, B. y Giacosa, R. 1999. Evolución de Sistemas Hidrotermales en el Complejo Río Deseado en Estancia Tres Hermanas, Santa Cruz, Argentina: Evidencias de estudios de catodoluminiscencia. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(7/8): 927-941, Stuttgart.
- Nilni, A., Fracchia, D. y Guzmán, S. 2004. Inclusiones fluidas en cuarzo, fluorita y calcita de estancia Tres Hermanas y estancia La Beatriz, Sector NE del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 103-108, Río Cuarto.
- Palma, M. A., 1989. Los eventos geológicos del Macizo del Deseado durante la evolución tectónica del continente Austral. Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur (Mar del Plata): 97-101, Montevideo.
- Palma, M. A. y Ubaldón, M. C., 1988. Las sedimentitas gondwánicas de la Formación La Golondrina en la Estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(3): 388-403.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Loske, W., y Fanning, C. 2001. Chronological study of the pre-Jurassic basement rocks of southern Patagonia. *Third South American Symposium of Isotope Geology, Cd-Rom*, 6. Pucón.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Loske, W. P., Márquez, M. and Fanning, C. M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 27-44.
- Panza, J., Sacomanni, L. y Cobos, J. 2003. Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino.
- Passchier, C. W. 2001. Flanking structures. *Journal of Structural Geology* 23(6/7): 951-962.
- Passchier, C. y Trouw, R. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 289 p.
- Pezzuchi, H. D., 1978. Estudio geológico de la zona de Ea. Dos Hermanos, Ea 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis Doctoral (inérita), La Plata.
- Pezzuchi, H., D., Genini, A. D., Zubia, M. y Márquez, M. J. 1988. Mineralogía y génesis de las manifestaciones minerales del sector nororiental del Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Evaluación de su potencialidad. Universidad Nacional de la Patagonia SJB, Informe final (inérita), Comodoro Rivadavia.
- Ramos, V. A. 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? *Actas 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche)*, 2: 311-325, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. y Aguirre-Urreta, M. B. 2000. Patagonia. En Cordani, U. J., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. y Campos, D. A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31° Congreso Geológico Internacional, 635-685. Río de Janeiro.

- Ramsay, J. G. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, 568 p., New York.
- Ramsay, J. G. 1982. Rock Ductility and its influence on the development of tectonics structures in mountain belts. En Hsu, K.J. (ed.) Mountain Building Processes, 1(9): 111-127, Academic Press, London.
- Rapela, C. y Pankhurst, R. 2002. Eventos tectomagmáticos del Paleozoico inferior en el margen proto-Atlántico del Sur de Sudamérica. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 24-29. Buenos Aires.
- Sibson, R. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society of London, 133: 191-213, London.
- Tullis, J. 1983. Deformation of feldspars. En Ribbe, P.H. (ed.) Feldspars mineralogy. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 2: 297-323.
- Viera, R. y Pezzuchi, H. 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 31(4): 281-283.

Recibido: 14 de diciembre, 2004

Aceptado: 1 de octubre, 2005