

El basamento metamórfico de muy bajo a bajo grado de las estancias La Modesta y La Josefina, macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz

Pilar MOREIRA^{1,2}, Pablo D. GONZÁLEZ³, Raúl FERNANDEZ^{1,4}, Horacio ECHEVESTE^{1,4}, Isidoro SCHALAMUK^{1,2}
y Ricardo ETCHEVERRY^{1,2}

¹Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Calle 64 entre 119 y 120, CP 1900, La Plata (BA). Tel/Fax 0221-4225648. pilimoreira@inremi.unlp.edu.ar

²CONICET

³Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), Facultad de Cs Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.

⁴CICBA

RESUMEN. En este trabajo se exponen los resultados de un relevamiento detallado de las metamorfitas de la Formación La Modesta en su localidad tipo. Estudios petrográficos, geoquímicos y estructurales de estas rocas permitieron identificar nuevas litologías que integran esta unidad (rocas calcosilicáticas, metavolcanitas básicas, turmalinitas y bancos de óxidos de Fe y Mn), posibilitaron además establecer que el grado metamórfico alcanzado ha sido de muy bajo a bajo en prehnita-pumpellita transicional a facies de esquistos verdes. Se reconoció una esquistosidad S_1 subparalela a las superficies de sedimentación S_0 . Se ha reinterpretado su ubicación temporal sobre la base de una datación (errorcrons Rb-Sr: 413 ± 17 Ma). Además se correlaciona esta formación con otras unidades sedimentarias de bajo grado metamórfico de regiones aledañas del macizo del Deseado y separarla de las rocas del Complejo Río Deseado. Por último, se propone una posible evolución geológica pre-mesozoica para la zona a partir de un margen protopacífico.

Palabras claves: *Metamorfismo de bajo de grado, Formación La Modesta, Macizo del Deseado, Tourmalinite.*

ABSTRACT. *The metamorphic basement of very low to low grade of Estancias La Modesta and La Josefina, Deseado Massif, province of Santa Cruz.* The detail map of the type locality of the metamorphic rocks of La Modesta Formation is presented in this paper. The petrographic, geochemical and structural studies of these rocks let us to identify new lithologies of this unit (calcosilicate rocks, basic metavolcanics, tourmalinites, and Fe-Mn bearing beds). These studies also establish a very low to low metamorphic grade from prehnita-pumpellita to green schists facies. A S_1 schistosity which is subparallel to a S_0 sedimentary beds was founded. The age inferred from a geochronological analysis (errorcrons Rb-Sr: 413 ± 17 Ma), has been reinterpreted. This research allowed to correlate this formation with other sedimentary or low grade metamorphic units close to other regions of the Deseado Massif and to differentiate them from the Río Deseado Complex rocks. Finally, a possible pre-Mesozoic geologic evolution for this area related to a proto-Pacific margin is proposed.

Key words: Low grade metamorphism, La Modesta Formation, Deseado Massif, Tourmalinite.

Introducción

El macizo del Deseado es una provincia geológica de aproximadamente 60.000 km² situada en la porción central de la provincia de Santa Cruz, que se extiende entre el río Deseado (límite norte que lo separa de la cuenca del Golfo San Jorge) y el río Chico (que limita al sur con la cuenca Austral) y, desde la costa atlántica en el este hasta la llamada Dorsal de Río Mayo en el oeste. Dado que en esta provincia predomina un extenso plateau de ignimbritas riolíticas de edad jurásica y amplias zonas cubiertas por coladas de basaltos del Terciario y Cuaternario, las rocas prejurásicas siempre constituyen asomos aislados que ocupan superficies reducidas. Estas dificultades son particularmente significativas para las rocas metamórficas del basamento, donde la ausencia de fósiles y

la falta de edades radimétricas complican la correlación de los distintos afloramientos entre si y con aquellos de las áreas vecinas.

Las rocas metamórficas del sector oriental del macizo del Deseado, afloran en proximidades de la margen sur del curso inferior del río Deseado, en el Bajo La Leona y en el área de Bahía Laura, y fueron agrupadas por Giacosa *et al.* (2002) dentro del Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi 1976). Por otra parte, las metamorfitas del sector centro-occidental están expuestas en las áreas La Josefina-La Modesta y El Tranquilo-La Bajada (Fig. 1) y fueron incluidas dentro de los Esquistos La Modesta (Di Persia 1962).

La zona de estudio del presente trabajo constituye la localidad tipo de la Formación La Modesta (estancias La Josefina y La Modesta) y se encuentra ubicada entre los 47° 48' 55" a

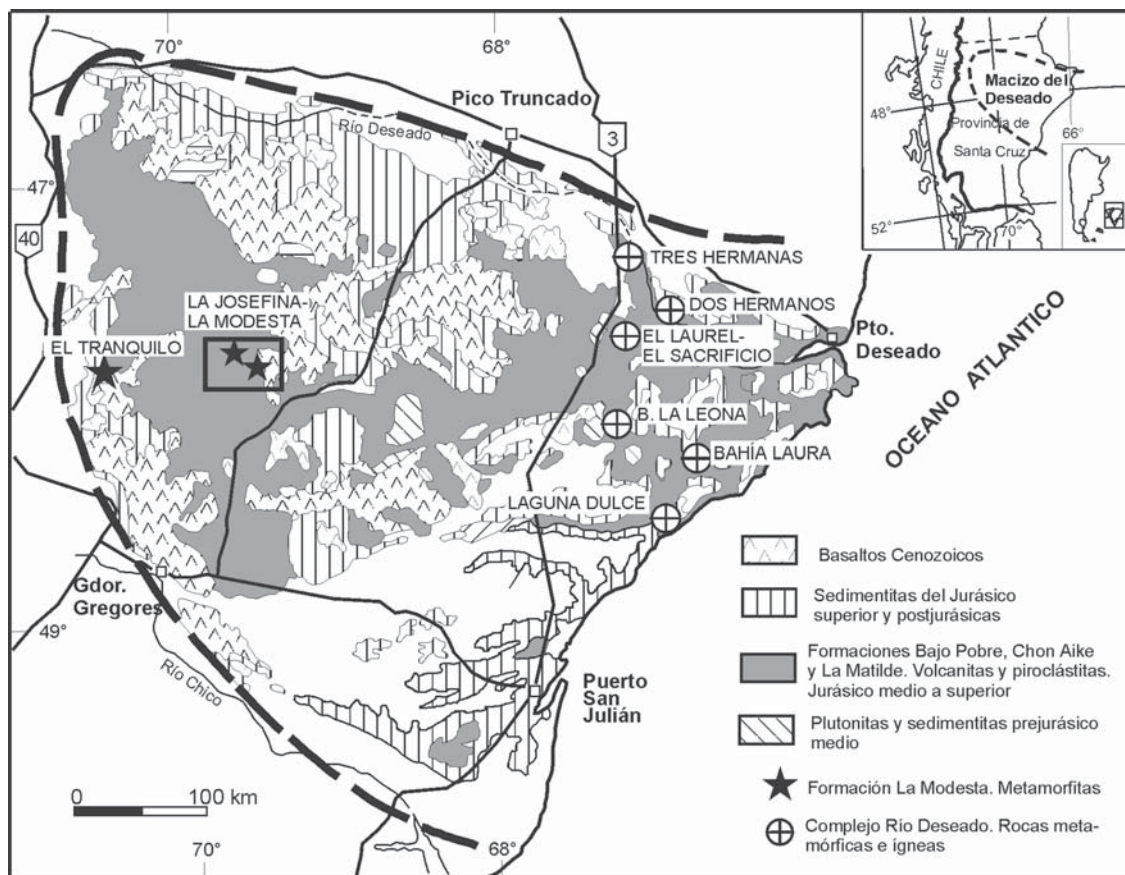


Figura 1: Mapa geológico simplificado del Macizo del Deseado con la zona de estudio y la situación de los afloramientos del Complejo Río Deseado (Guido 2002) y de la Formación La Modesta.

47° 51' 58" de latitud sur y 69° 24' 35" a 69° 28' 59" de longitud oeste.

El hallazgo de abundantes laminillas de oro en fragmentos de metamorfitas de una brecha hidrotermal en la estancia La Josefina (Moreira *et al.* 2001), condujo al estudio detallado de los asomos de metamorfitas de la Formación La Modesta situados en su cercanía, cuyos resultados constituyen la presente contribución. El mapa geológico realizado (1:5.000) permitió constatar la presencia y extensión de los diversos tipos litológicos identificados previamente (Di Persia 1962, Pezzi 1970 y otros autores) y reconocer nuevas litologías, descriptas por primera vez para la Formación La Modesta.

Se efectuaron estudios petrográficos (microscopía con luz transmitida y reflejada), geoquímicos (análisis de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas) y estructurales. El relevamiento de campo y los estudios complementarios mencionados posibilitaron una mejor caracterización de esta Formación y permitieron, además, correlacionarla con otras unidades de regiones aledañas al macizo del Deseado y hacer una propuesta de la evolución geológica pre-mesozoica de la zona.

Los resultados obtenidos forman parte del trabajo de tesis doctoral sobre los depósitos epitermales, que uno de los autores (PM) realiza en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la U.N.L.P.

Antecedentes

Los primeros datos sobre el basamento del macizo del Deseado corresponden a Di Persia (1958, 1962), quien denominó Esquistos La Modesta a las rocas ubicadas entre las estancias La Modesta y La Josefina, y las asignó tentativamente al Precámbrico. Este autor describió esquistos verdosos a pardos, muy duros y de aspecto sericitico, e inyectados por venas de cuarzo y, esquistos "talquíferos" o con ciertos contenidos calcáreos. Contribuciones posteriores trataron los aspectos regionales de este basamento y realizaron consideraciones sobre su edad. En este sentido, Suero (1960) señaló la presencia de cuarcitas y comparó su grado metamórfico con los esquistos de la zona de río Lácteo, al oeste del Lago Belgrano. Ugarte (1966) fue el primer autor que ubicó a estas rocas en el Paleozoico temprano a medio, mientras que Stipanovic *et al.* (1968) las relacionaron con las metamorfitas de Esquel y Río Pescado y las asignaron tentativamente al Cámbrico. Luego Lesta y Ferello (1969), las describieron como esquistos lutíticos y areniscas cuarcíticas de bajo grado metamórfico y las asignaron con dudas al Eopaleozoico. Pezzi (1970) propuso el nombre de Formación La Modesta, y concluyó que está integrada por filitas cuarzo-muscovíticas y metacuarcitas y le asignó una probable edad predevónica, correlacionándola además, con la Formación Río Lácteo.

Del Blanco *et al.* (1994) describieron estas rocas como filitas con cuarzo, plagioclasa, moscovita y clorita y esquistos con biotita, cuarzo, turmalina, feldespatos alcalinos, plagioclasa y anfíboles, ambos inyectados por venas de cuarzo lo que le confiere un aspecto bandeado. Durante los trabajos de campo y estudios petrográficos correspondientes a este trabajo no se han hallado esquistos con biotita y anfíboles.

Finalmente, Panza y Cobos (1999) indican que las rocas de la Formación La Modesta son de bajo grado metamórfico y pertenecen a la facies de esquistos verdes, subfacies cuarzo - albita - muscovita - clorita.

Marco geológico de la zona de estudio

En el área estudiada, la Formación La Modesta se dispone en dos afloramientos de pequeñas dimensiones, separados entre sí por una colada de basalto cuaternario que cubre las zonas bajas (Fig. 2). Las metamorfitas conforman lomadas suaves que sobrepasan una decena de metros por arriba del nivel de los basaltos, y además, están en gran parte cubiertas por regolito de la misma roca. El asomo occidental se sitúa en los campos de la estancia La Modesta conformando una faja N-S de aproximadamente 2 km de largo y 500 m de ancho promedio. El afloramiento oriental es una faja de rumbo NO de 4 km que se encuentra aproximadamente a 3 km al oeste del casco de la estancia La Josefina. La geología del área se completa con rocas del Jurásico medio a superior, representadas por un conjunto de unidades ignimbríticas y lávicas de naturaleza ácida correspondientes a la Formación Chon Aike, además de algunos asomos de volcanitas mesosilíceas a básicas asignadas a la Formación Bajo Pobre por Fernández *et al.* (1996). Las ignimbritas, en general, están bastante soldadas y pueden diferenciarse como distintas unidades sobre la base de sus contenidos en cristales, líticos y vitroclastos. Las lavas son predominantemente de composición riolítica, y conforman un complejo de domos lávicas.

La Formación La Modesta está cubierta en discordancia por las volcanitas jurásicas pero también se han observado relaciones intrusivas. Pequeños diques y filones capa de la Formación Bajo Pobre han producido un localizado metamorfismo de contacto en las metamorfitas, evidenciado por la blastesis de clorita en sus inmediaciones. También se han inferido contactos tectónicos entre La Formación La Modesta y las rocas volcánicas y volcanoclásticas jurásicas, que siguen los dos sistemas principales de fracturación reconocidos en el distrito La Josefina (Fernández *et al.* 1996), uno NNO de mayor desarrollo y otro ONO, los que son equivalentes a los sistemas El Tranquilo y Bajo Grande definidos por Panza (1982).

Formación La Modesta

Litología

La Formación La Modesta está constituida por esquistos muscovíticos y muscovítico-cloríticos, esquistos cuarzo-cloríticos, metacuarcitas, rocas calcosilicáticas y en menor proporción por metavolcanitas mesosilíceas, rocas esquistosas ricas en turmalina y bancos de óxidos de Fe y Mn.

Esquistos muscovíticos y muscovítico-cloríticos: son las rocas de mayor extensión areal. En el área de la estancia La Modesta ocupan la porción oriental y en el área de la estancia La Josefina, predominan en el sector norte aunque también aparecen de forma subordinada en las porciones sur y central. En muestra de mano son grises a gris verdosas dependiendo de la participación de muscovita y/o clorita, respectivamente. En rocas del sector austral del área de la estancia La Josefina, se han encontrado trazas fósiles del icnogénero *Planolites isp* en mal estado de conservación.

Microscópicamente están compuestas por dominios de cuarzo y plagioclasa con escasos individuos de carbonatos, turmalina y zoisita, conformando un mosaico con textura granoblástica suturada a interlobada, e incluso poligonal. Otros dominios son predominantemente de composición clorítica (variedad pennina) y/o muscovítica, acompañados de zoisita, cuarzo, plagioclasa, minerales opacos y pregrafito/grafito (\pm apatita \pm turmalina), con textura granolepidoblástica a lepidoblástica (Figs. 3a y b). Las delgadas láminas de grafito y pregrafito están ordenadas en trenes continuos y paralelos a la esquistosidad.

Los esquistos conservan sectores con granos detríticos de cuarzo y feldespatos (plagioclasas y microclino de hasta 400 micrones) y ocasionalmente muscovita (escamas de 200 micrones) (Fig. 3c). El cuarzo posee extinción ondulosa, incipientes láminas de deformación y, en ocasiones, microfracturas. La plagioclasa también tiene algunas microfracturas, y las maclas están esfumadas o deformadas con leves combamientos y acuñamientos hacia los bordes.

En sectores muy restringidos, se observaron esquistos rosados con abundante plagioclasa y microclino detríticos e importante participación de apatita y turmalina. Estos esquistos se asocian a las rocas ricas en turmalina que se describirán más adelante. Como mineral detrítico también se halló circón en individuos subredondeados de 20 a 175 micrones y probable monacita redondeada a subrectangular de 25 a 150 micrones. Otros minerales accesorios son individuos de piritita autigénica que se encuentran reemplazados por limonitas y cristales carcomidos de hematita primaria.

Estos esquistos poseen una gran cantidad de venas lenticulares u ojos deformados de cuarzo de segregación metamórfica.

Las asociaciones metamórficas halladas en estas rocas son:

- cuarzo + plagioclasa + turmalina + zoisita \pm carbonatos
- clorita (pennina) + zoisita + cuarzo \pm plagioclasa \pm muscovita \pm pregrafito/grafito \pm apatita \pm turmalina
- muscovita + zoisita + cuarzo \pm plagioclasa \pm clorita \pm pregrafito/grafito \pm apatita \pm turmalina.

Metacuarcitas: están presentes principalmente en las porciones sur y centro del área de la ea La Josefina y forman niveles de algunos centímetros intercalados en los esquistos. Además se han encontrado esporádicas intercalaciones de metacuarcitas entre las rocas calcosilicáticas del área de la estancia La Modesta. Están formadas por abundante cuarzo (hasta 70%) y cantidades menores de plagioclasa (hasta 20%) y clorita (0-10%) intercrecidos en un mosaico de textura granoblástica suturada a poligonal.

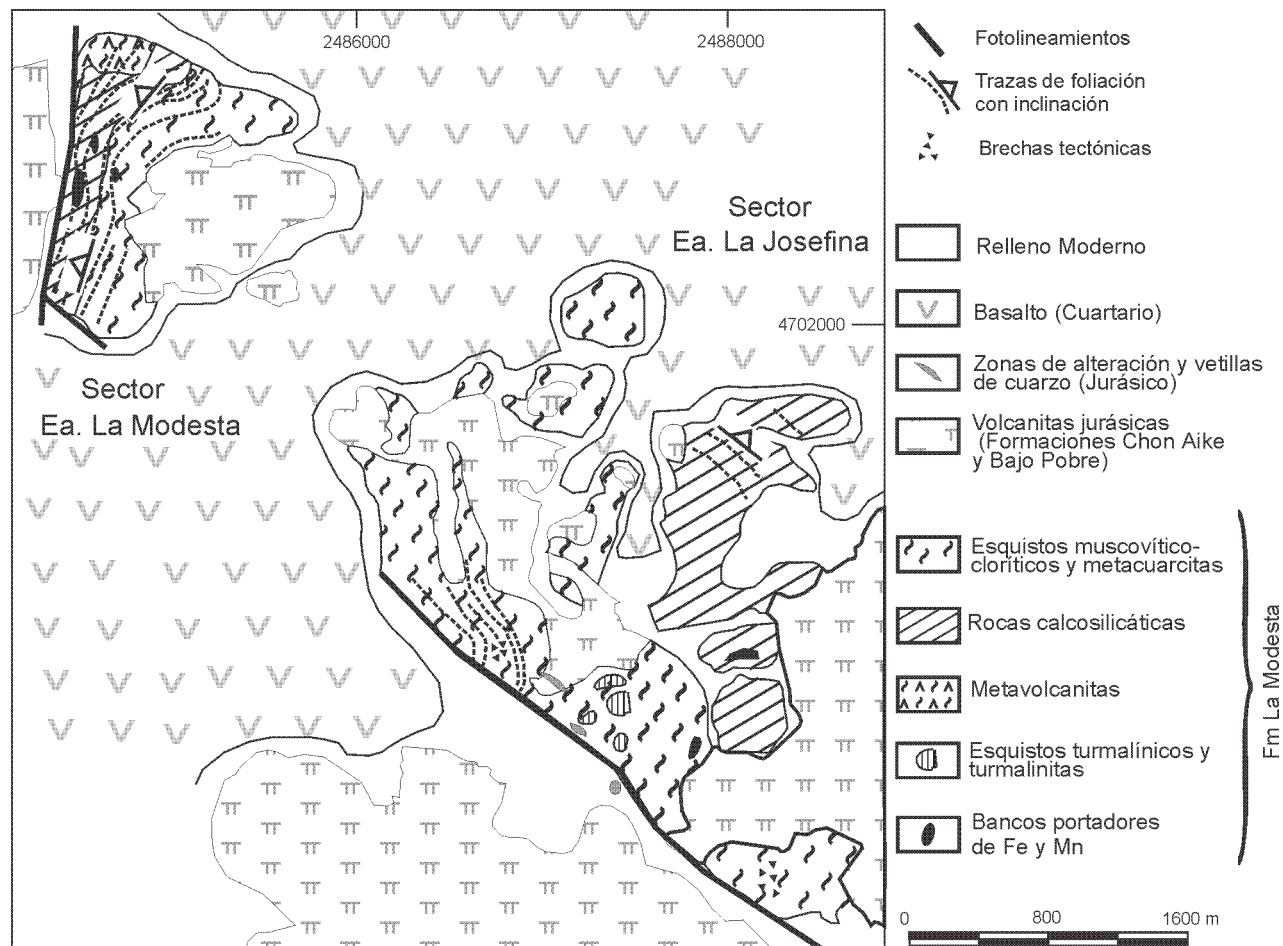


Figura 2: Mapa geológico de la Formación La Modesta en la zona de las estancias La Josefina y La Modesta.

La asociación metamórfica determinada en esta roca está conformada por cuarzo + plagioclasa \pm clorita.

Rocas calcosilicáticas: afloran en la ladera oeste de las lomadas del área de la ea La Modesta y en los asomos nororientales del área de la estancia La Josefina. Macroscópicamente son verdes, de grano fino a medio y de textura esquistosa o bandeada, esta última definida por una alternancia de bandas claras y oscuras de pocos centímetros de espesor.

Al microscopio, las bandas claras están compuestas por carbonatos, principalmente calcita y tal vez siderita, con un tamaño de ~ 100 micrones y, en menor proporción por cuarzo y plagioclasa de menor tamaño. Estas bandas blanquecinas conforman dominios de textura granoblástica poligonal y hacia el contacto con las bandas oscuras tienen además zoisita, pistacita y clorita. Las bandas oscuras son verdosas y están formadas por escamas de clorita de hasta 40 micrones y también de chamosita, por agregados masivos de individuos de pistacita y grafito de 25 micrones, y además tienen cantidades variables de cuarzo, plagioclasa, muscovita, clorita (pennina), zoicita y rutilo que definen una textura interesquistosa. (Fig. 3d).

Se reconocieron venas irregulares de cuarzo, junto a esca-

sas venillas de calcita y cuarzo que probablemente respondan a un proceso de segregación metamórfica.

En las rocas calcosilicáticas, los minerales opacos son abundantes y están representados por pirita autigénica, totalmente reemplazada por limonitas y con orlas de presión. La magnetita, hematita e ilmenita llegan además a constituir importantes concentraciones, como se verá más adelante.

Las asociaciones metamórficas halladas en estas rocas son:

-calcita + siderita + cuarzo + plagioclasa \pm zoisita \pm pistacita \pm clorita

-clorita + pistacita + grafito \pm cuarzo \pm plagioclasa \pm muscovita \pm zoisita \pm rutilo.

Metavolcanitas: se trata de reducidos afloramientos que afloran en una superficie de alrededor de 8 has en el extremo noroeste del área de la estancia La Modesta. Son rocas de color verde a castaño oscuro y con una esquistosidad menos marcada que la de los esquistos clorítico-muscovíticos. Al microscopio, aun se conservan sectores relictos de la pasta de una volcanita con textura pilotáxica (Fig. 3e), constituida por un fieltro desordenado de tablillas subhedrales de plagioclasa, y reemplazadas por argilominerales y carbonatos. Estas plagioclasas relicticas en algunos sectores presentan

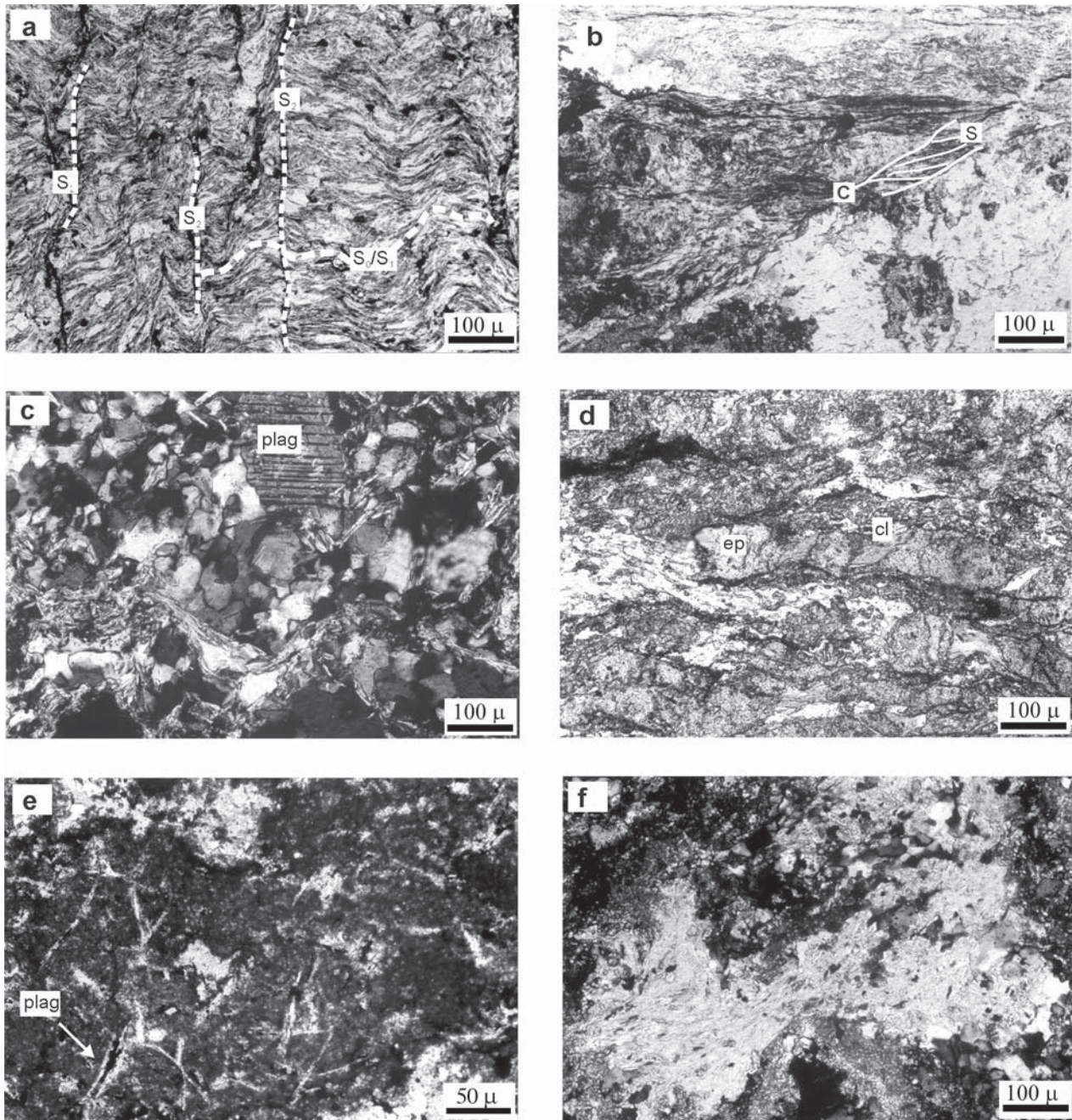


Figura 3: a) esquistos muscovítico-clorítico con estructuras planares S_0 - S_1 microplegadas y superficies de disolución S_2 ; b) esquistos muscovítico-clorítico con estructuras planares S y C; c) plagioclasa relictica en esquistos cuarzo-muscovítico; d) cristal de epidoto con boudinage con crecimiento de clorita (roca calcosilicática); e) textura pilotáxica relictica en metavolcanita mesosilicea; f) haces de fibras y primas largos de prehnita, con típica estructura flabeliforme (metavolcanita mesosilicea).

maclas deformadas.

Las texturas deformativas que obliteraron parcialmente el arreglo pilotáxico son granoblásticas suturadas (en parte poligonal) constituida por cuarzo y albita entre los que se disponen escamas y haces fibrosos de prehnita (Fig. 3f) y clorita, además de granos de zoisita y trenes continuos de minerales opacos que definen la planaridad metamórfica de la roca.

Estas rocas tienen abundantes minerales opacos en granos de menos de 200 micrones que se presentan orientados y que

podrían representar relictos de la fluidalidad de la metavolcanita. Se determinó la presencia de hematita e ilmenita, esta última con pequeños granos de calcopirita. Atravesando a los planos de esquistosidad se identificaron numerosas venillas de cuarzo, pistacita y clorita (pennina).

La asociación metamórfica de las metavolcanitas es cuarzo + albita + prehnita + clorita \pm epidoto (zoicita) \pm hematita \pm ilmenita.

Rocas esquistosas ricas en turmalina: en el sector central

del área de la ea La Josefina, en una superficie del aproximadamente 2 has, intercalados entre esquistos muscovítico-cloríticos, se destacan saltuarios afloramientos de una roca de tonalidades grises a negras con brillo sedoso, en general de grano fino. Presentan una delgada laminación definida por la alternancia de láminas claras predominantemente cuarzosas y oscuras con alta participación de turmalina (Fig. 4a).

Esta laminación primaria tiene espesores menores a 1 mm y los individuos que la integran son de grano fino, aunque se han identificado ligeros cambios en el tamaño de grano entre los diferentes niveles. La laminación es subconcordante con la esquistosidad de las metamorfitas.

Al microscopio las láminas están constituidas por cuarzo y plagioclasa con textura granoblástica, que alternan con dominios conformados por individuos de turmalina de 50 a 300 micrones (con una abundancia máxima de 40% en algunas muestras), acompañados por escasa clorita y accesorios como apatita, rutilo, titanita, grafito y minerales opacos. Además hay granos detríticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato y granos subredondeados de circón con tamaños de 40-100 micrones.

La turmalina se presenta como individuos prismáticos a fibrosos, incoloros a verde con tonos azulados y ocasionalmente con tonalidades castañas. Algunos cristales están zonados, con núcleos oscuros por impurezas no determinadas, de color verde y anillos que se aclaran gradualmente desde castaño hasta verde. Los prismas aparecen orientados según los planos que definen la laminación acentuando la esquistosidad (Fig. 4b). En secciones menos bandeadas se pueden observar, además de su *parting* basal, abundantes soles de cristales prismáticos con muchas inclusiones de cuarzo (Fig. 4c).

La apatita, por sectores abundante, forma agregados granulares de individuos subrectangulares y hexagonales de entre 50 y 500 micrones. El grafito o pregrafito, se dispone como láminas orientadas de aproximadamente 25 micrones, paralelas o subparalelas a la esquistosidad, al igual que en los esquistos descriptos previamente. La pirita también está orientada según los planos de esquistosidad y totalmente reemplazados por limonitas. Probablemente se trate de agregados de pirita diagenética que en ocasiones cortan los posibles planos de estratificación. Acompañan a la pirita, pequeños individuos de magnetita, hematita, ilmenita, pirrotina y calcopirita. Las características señaladas para los agregados de pirita fueron propuestas por Bone (1988) como un rasgo que sustenta el origen primario de una turmalinita.

Microscópicamente se determinaron vainas, lentes y/o venas de cuarzo deformado de grano grueso junto a cristales euhedrales de turmalina de unos 25 micrones.

Las asociaciones metamórficas determinadas para estas rocas son:

-cuarzo + plagioclasa
-turmalina ± clorita ± apatita ± rutilo ± titanita ± pregrafito / grafito ± cuarzo

Bancos de óxidos de Fe y Mn: son rocas oscuras y masivas que se asocian a las rocas calcosilicáticas, tanto en el área de la estancia La Modesta como el área de la estancia La Josefina, aunque en la primera están mejor representados. Son afloramientos de dimensiones reducidas (hasta 20 m de

largo x 2 m de ancho), de forma alargada (posiblemente lenticulares) dispuestos concordantemente con la esquistosidad y que por su mayor resistencia a la erosión sobresalen entre las lomadas de esquistos. Las observaciones microscópicas permitieron identificar un predominio de óxidos de Fe y Mn dispuestos en niveles o capas orientadas subparalelamente, de aproximadamente 0,5 mm de espesor (Fig. 4d). Los minerales principales son magnetita, hematita y óxidos de manganeso e ilmenita como mineral accesorio. Además tienen en cantidades variables, pirita, pirrotina, calcopirita y láminas de grafito y pregrafito.

La magnetita es de color gris con tonalidades violáceas a marrón (variedad rica en Ti). Se presenta en individuos euhedrales y subhedrales con formas pseudorómbicas que varían entre 25 y 2.500 micrones. Muestra diferentes grados de martitización, que comienza desde los bordes o del clivaje octaédrico, en forma de tablillas o parches de hematita asociada a cristales de rutilo y leucóxeno de aproximadamente 50-100 micrones. La hematita forma individuos euhedrales a subhedrales de hasta 1.000 micrones asociados a ilmenita y está alterada parcial o totalmente a limonitas. También se encontraron pequeñas escamas de hematita primaria de no más de 15 micrones, que siguen los mismos trenes continuos que el grafito aunque no junto a él. Los minerales de manganeso están intercrecidos con la magnetita y de acuerdo con las características ópticas corresponde a manganita. La ilmenita se presenta en individuos de aproximadamente 150 micrones, donde en ocasiones se observan sus típicas maclas lamelares. También forma cristales tabulares de 500 micrones con inclusiones muy pequeñas de calcopirita y/o posibles desmezclas de magnetita de 100 micrones.

La pirita en individuos 40 a 1.000 micrones, tiene desmezclas de pirrotina y normalmente está reemplazada por limonitas aunque con algunos relictos de este mineral. El grafito, en ocasiones abundante, forma trenes continuos de finas escamas orientadas que acompañan y remarcan la orientación de los minerales de estos cuerpos.

Los óxidos y sulfuros están acompañados por escasas proporciones de minerales transparentes que se encuentran circunscriptos a determinados niveles. Predomina cuarzo y plagioclasa con textura granoblástica poligonal y en menor proporción dumortierita, apatita y rutilo junto a escasa pistacita y clorita tipo pennina. En determinados sectores la apatita se presenta como abundantes agregados granulares.

Se ha observado que algunos minerales opacos están rotos y otros presentan orlas de presión con recristalización de cuarzo. Además los cristales prismáticos de pistacita presentan deformaciones producidas por *micro-boudinage*.

Las asociaciones metamórficas determinadas en estas rocas son:

-magnetita (Ti) + hematita + óxidos de Mn (manganita?) + ilmenita ± pregrafito / grafito ± calcopirita ± pirita
-cuarzo + plagioclasa + dumortierita + apatita + rutilo ± pistacita ± clorita

Estructura

La Formación La Modesta aún conserva la estratificación primaria del protolito sedimentario, preservada como un

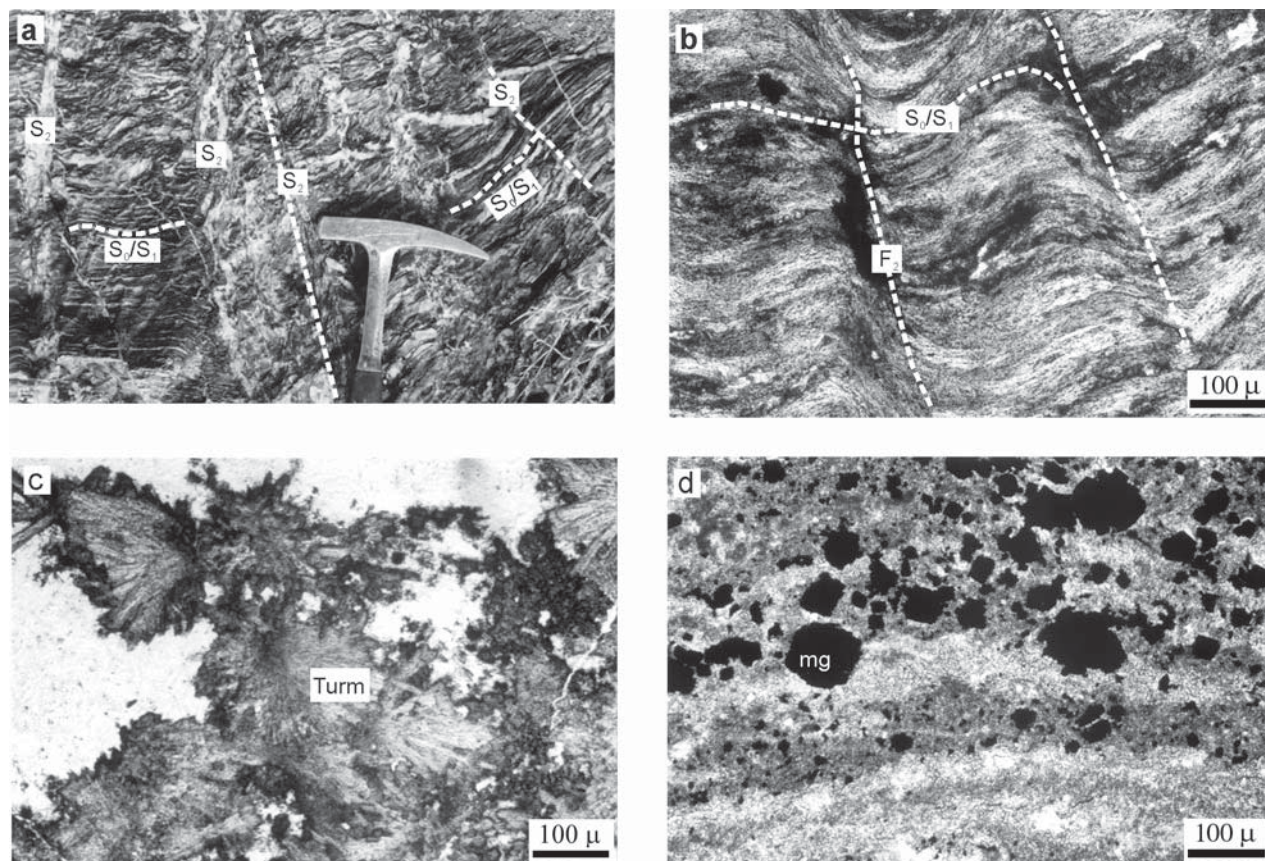


Figura 4: a) turmalinita con planaridad S_0 - S_1 y S_2 ; b) fotomicrografía de turmalinita donde se observan los prismas de turmalina orientados según S_0 - S_1 microplegados (F_2 : trazas axiales); c) haces fibro-radiados de turmalina en turmalinita, d) individuos de magnetita dispuestos según S_0 - S_1 en rocas portadoras de minerales de Fe y Mn.

bandeamiento composicional S_0 definido por la intercalación de bancos de pelitas (esquistos), margas y semipelitas (rocas calcosilicáticas), psamitas (metacuarcitas), pelitas ricas en boro (turmalinita) y sedimentitas ferro-manganíferas (bancos de óxidos de Fe y Mn). El bandeamiento S_0 es subconcordante con una esquistosidad S_1 definida por la orientación de escamas de muscovita, clorita, grafito e individuos de turmalina y por granos estirados de epidoto y trenes de minerales opacos.

Pliegues apretados F_1 de escala centimétrica están relacionados con la esquistosidad S_1 y son más notorios en los sectores del basamento donde las pelitas tienen abundantes intercalaciones arenosas. En la estancia La Modesta (Fig. 2) la esquistosidad S_1 de esquistos muscovíticos y rocas calcosilicáticas tiene rumbo NNE a NE e inclinación de 34° a 65° hacia el NO, con pocos valores $> 75^\circ$. Por otra parte, en el área de la estancia La Josefina, los datos de los esquistos calcosilicáticos del sector oriental revelan una esquistosidad orientada al NO con inclinaciones menores a 15° al NE.

La interpretación integrada de la estructura de los afloramientos en los dos sectores sugiere dos posibilidades:

1) un pliegue antiformal F_1 de mayor escala, con una traza de la superficie axial de rumbo NNE. De acuerdo con la reconstrucción de los flancos, el eje del antiformal podría buzarse hacia el norte. Asimismo, la repetición de rocas calcosilicáticas y

los niveles de Fe-Mn asociados en los sectores oeste y este, con un sector central con predominio de esquistos muscovítico-cloríticos, también sugiere la presencia de un pliegue antiformal.

2) una sucesión de pliegues antiformal y sinformales apretados donde la orientación subconcordante entre las planaridades S_0 y S_1 en los flancos sugiere que S_1 corresponde a una esquistosidad de plano axial.

Se determinaron dos fotolineamientos principales, uno de mayor desarrollo (aproximadamente 4 km) con rumbo NO y que atraviesa en forma oblicua al pliegue antiformal (o sucesión de antiformal y sinformales) en el sector de la estancia La Josefina. El otro lineamiento es de rumbo N-S, tiene una longitud de alrededor de 2 km y afecta al flanco oeste de la estructura plegada en el sector de estancia La Modesta.

En los esquistos muscovítico-cloríticos y las metacuarcitas situadas en los sectores próximos al fotolineamiento NO, se han registrado brechas tectónicas y otras rocas cataclásticas conformadas por clastos subangulosos a subredondeados de aproximadamente 1,5 cm de diámetro de metacuarcitas, esquistos muscovíticos y turmalínicos. Los clastos están rodeados por una matriz constituida por fragmentos triturados de estas mismas rocas. En algunos clastos de esquistos muscovíticos, la esquistosidad S_1 está afectada por micropliegues F_2 y por bandas C_2 milimétricas de cizalla dúctil. Asi-

mismo, estas estructuras están relacionadas lateralmente con, pliegues *kink* F_2 mesoscópicos y un pliegue de arrastre decamétrico que distorsionan la planaridad S_1 (Fig. 2).

Por otra parte, al microscopio la esquistosidad S_1 está crenulada por micropliegues F_2 vinculados con superficies S_2 no penetrativas y lateralmente también se asocian a una fábrica S-C de bandas de cizalla. En las bandas, las superficies «S» corresponden a las planaridades S_0 y S_1 , y las superficies «C» a un clivaje S_2 ($=C_2$) penetrativo, paralelo a anastomosado y continuo.

Sobre la base de los rasgos estructurales mencionados precedentemente se puede interpretar al fotolineamiento de rumbo NO como una zona de cizalla frágil a frágil-dúctil. Por el contrario, aún no se han encontrado evidencias estructurales ni litológicas que permitan interpretar al fotolineamiento N-S del área de la estancia La Modesta como una zona de cizalla con características semejantes respecto de aquella del sector oriental.

La complejidad estructural relacionada con el lineamiento NO posiblemente pueda estar relacionada con una larga actividad tectónica, a su vez quizá vinculada con sucesivas reactivaciones. En este sentido, Giacosa (2002) señaló fallas reactivadas o creadas extensionalmente en el Jurásico para otros asomos de basamento del macizo del Deseado, como producto de un régimen frágil extensional.

Las inclinaciones de alto ángulo hasta subverticales de algunos planos de esquistosidad del basamento, identificados en el contacto con diques andesíticos del complejo de domos lávicos jurásicos, se interpretan como modificaciones de la actitud de las metamorfitas por el proceso que provocó las fracturas por donde se habrían emplazado estos cuerpos. Además con este volcanismo se asocian estructuras con rellevo hidrotermal que afectan a la Formación La Modesta.

Metamorfismo

Las paragénesis minerales determinadas en la secuencia de esquistos, metacuarcitas y rocas calcosilicáticas corresponden a un metamorfismo regional de muy bajo a bajo grado sobre rocas pelíticas, psamíticas, margosas o semipelíticas y posiblemente tobas andesíticas. Sin embargo, no son asociaciones de minerales diagnósticas porque abarcan un rango muy amplio de condiciones de presión y temperatura, desde facies de prehnita - pumpellita hasta esquistos verdes. No ocurre lo mismo con la paragénesis de las metavolcanitas que tienen minerales diagnósticos útiles para definir el grado metamórfico alcanzado. En este sentido, la ausencia de ceolitas y la presencia de prehnita + epidoto zoisítico junto con clorita + cuarzo + albita son indicadores de un metamorfismo regional en facies de prehnita - pumpellita (Frey 1987, Liou *et al.* 1987). Según Liou (1971) la reacción que involucra la desaparición de las ceolitas (minerales índices de la facies homónima) para formar prehnita ocurre aproximadamente a 0,3 GPa, con un límite superior poco preciso pero que probablemente no superaría los 0,4 GPa, en un rango de temperatura comprendido entre 300° y 400° C dependiendo de la composición química del protolito volcánico. Según Deer *et al.* (1993) el límite superior de estabilidad de la prehnita se encuentra alrededor de los 400°C, a una presión ($P_{total} = P_{H_2O}$) comprendida entre 0,2 y 0,4

GPa. La paragénesis prehnita + zoisita sugiere que se habría alcanzado un límite termal de ~ 400° C, transicional hacia la porción más baja de la facies de esquistos verdes (Spear, 1993), pero que no fue superado para completar la reacción de desaparición de la prehnita y formar zoisita + grosularia + cuarzo, paragénesis típica de condiciones de facies de esquistos verdes. La ausencia de este granate y de actinolita sugiere condiciones de temperatura transicionales hacia facies de esquistos verdes sin penetrar enteramente en ese campo.

De acuerdo con los rangos de temperatura y presión expuestos anteriormente y sobre la base de la paragénesis de las metavolcanitas, se interpreta que el metamorfismo regional de la Formación La Modesta habría alcanzado condiciones de facies de prehnita - pumpellita en transición a facies de esquistos verdes (Fig. 5). La ausencia de pumpellita en estas rocas indica que la composición química del protolito no fue apropiada para formar este mineral, o quizá no se alcanzaron las condiciones de equilibrio con una fase vapor rica en CO_2 (Spear 1993, Deer *et al.* 1993).

Geoquímica

Se han efectuado análisis geoquímicos de 13 muestras de la Formación La Modesta (Cuadro 1), con determinación de los contenidos de los componentes mayoritarios, minoritarios y trazas. Estos análisis fueron realizados por FRX en la Universidad de Padua (Italia) y en *ACME Laboratories* (Canadá).

Las relaciones entre SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$ (Diagrama TAS) indican que la metavolcanita corresponde a un traquibasalto.

Tanto las muestras de los bancos con óxidos de Fe y Mn, como las correspondientes a los esquistos calcosilicáticos y la metavolcanita, son las más ricas en estos óxidos y como es de esperar los valores en SiO_2 son los más bajos, mientras que los de Al_2O_3 son los más altos. De estas tres litologías, los esquistos calcosilicáticos y la metavolcanita están muy enriquecidos en Na_2O respecto a K_2O (relaciones $Na_2O/K_2O > 30$) y también son las que presentan mayores contenidos en TiO_2 y en $CaO + MgO$. En cambio, los bancos ferromangániferos tienen los tenores más bajos en estos elementos (especialmente la muestra 1889) y a su vez presentan concentraciones notablemente bajas en Na_2O y K_2O . Las relaciones ($FeO_2/FeO_2 + Fe_2O_3$) de estas muestras son notablemente más bajas, aunque se presume que estas relaciones deben haberse invertido, quizás durante el metamorfismo, por oxidación de la magnetita.

Los esquistos muscovítico-cloríticos presentan composiciones bastantes variables y sólo pueden señalarse aquellos más arenosos por sus contenidos altos en SiO_2 . Así mismo, los contenidos de MgO , deben estar relacionados a la presencia de cloritas (proclorita?).

Las muestras correspondientes a rocas calcosilicáticas, metavolcanita y bancos de Fe y Mn tienen tenores elevados en el grupo de elementos $Co + Ni + V + Cu$. Los contenidos en Cr son altos, en general para todas las muestras, si se los compara con el promedio de la corteza superior de 35 ppm (Taylor y McLennan 1985) y probablemente se debe a la clorita cromífera observada al microscopio.

Entre las dos muestras de concentraciones ferríferas hay

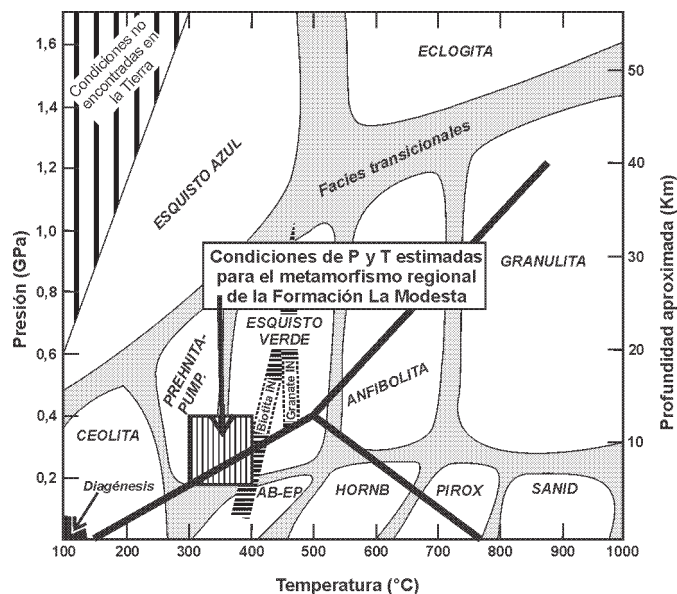


Figura 5: Diagrama de facies metamórficas Yardley *et al.* (1987) donde se indica el grado metamórfico alcanzado por la Formación La Modesta.

una diferencia en los contenidos de La + Ce + Nd (tierras raras livianas), ya que la muestra 1980 tiene los mayores valores en esos elementos mientras que la muestra 1889 presenta los menores valores. Además, el muy bajo contenido de Ce (no detectado) de esta última, parece corresponderse con los tenores en este elemento del agua del mar o bien de los *cherts* precipitados por procesos biogénicos (Rangin *et al.* 1981).

Los datos geoquímicos han sido volcados en un gráfico indicador (Fig.6) de procedencia de materiales sedimentarios (Roser y Korsch 1988). Su distribución indica que los esquistos muscovítico-cloríticos y las metacuarcitas derivan de sedimentos provenientes de áreas con rocas sedimentarias cuarzosas con una tendencia hacia las rocas ígneas félsicas, mientras que los calcosilicáticos caen en el campo de procedencia de rocas ígneas máficas porque tendrían un componente piroclástica asociada a las rocas basálticas de la misma cuenca.

Edad de la Formación La Modesta

La relación estratigráfica de las rocas de la Formación La Modesta con las volcanitas jurásicas que la cubren permite establecer que son previas a esta edad. Homocv *et al.* (1996) basados en estudios sísmicos, interpretan una secuencia sedimentaria equivalente a las unidades permo-triásicas que apoya sobre un basamento al que correlacionan con la Formación La Modesta. Por lo que su edad sería pre-pérmica.

El hallazgo del icnogénero *Planolites* isp. en la Formación La Modesta es importante porque se trata de la primera mención de trazas fósiles y además alienta la búsqueda de otros icnogéneros de importancia bioestratigráfica. Sin embargo, el icnogénero *Planolites* isp. no es buen indicador de edad, ya que tiene un amplio rango temporal comprendido entre el Precámbrico y la actualidad (Häntzschel 1975, Crimes 1987, 1992).

Para estudios geocronológicos por el método Rb - Sr se

prepararon y acondicionaron 5 muestras de esquistos muscovíticos provenientes de la ea La Josefina. Las determinaciones analíticas de Rb y de Sr sobre roca total se realizaron en los laboratorios del Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo - Universidad de San Pablo, Brasil) por los métodos de fluorescencia de rayos X y dilución isotópica. Sobre cuatro muestras (la muestra GEO 24 se descartó por sus bajos contenidos de Rb y Sr - Cuadro 2) se obtuvo una errorcroma de 413 ± 17 Ma (Modelo Williamson 1968), con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70589 \pm 0,00068$ y MSWD 16,6 (Fig. 7). La edad corresponde al Silúrico tardío (tabla cronoestratigráfica de Remane 2000) y, si se considera su intervalo de error, queda comprendida entre la base del Silúrico medio y el Devónico temprano terminal.

La interpretación del dato de 413 ± 17 Ma de la Formación La Modesta representa: 1) la edad de metamorfismo; 2) la edad máxima para la sedimentación del protolito; 3) la edad de mezcla entre la sedimentación y el metamorfismo.

1) Si el dato representa la edad del metamorfismo, se debe asumir una blastesis completa del protolito de los esquistos muscovíticos en condiciones de facies de esquistos verdes baja. Sin embargo, el análisis mineralógico y textural de estas rocas indica que la recrystalización no fue total y que aún se conservan micas y feldespatos detríticos heredados del protolito. La recrystalización incompleta del protolito impide interpretar el dato de 413 Ma como la edad de metamorfismo de bajo grado.

2) La participación de componentes heredados del protolito en los datos isotópicos de Rb y Sr de los esquistos muscovíticos, sugiere que el dato de 413 Ma puede interpretarse como la edad de los materiales de la fuente de aporte del protolito. En este sentido, correspondería a una edad máxima para la sedimentación de la Formación La Modesta, cuyo protolito no habría recibido aporte de sedimentos más antiguos a ~ 413 Ma.

3) Como consecuencia de las dos anteriores interpretaciones, el dato de 413 Ma podría reflejar una mezcla de los sistemas isotópicos de las micas y feldespatos heredados del protolito y de los minerales neoforzados durante el metamorfismo. Esta alternativa sugiere que la edad de sedimentación de la Formación La Modesta podría ser más antigua que 413 Ma.

Los autores se inclinan por esta última alternativa ya que los estudios petrográficos indican que se presentan tanto minerales heredados como neoforzados.

Dos edades K/Ar sobre roca total de 210 Ma y 205 ± 10 Ma han sido determinadas por De Giusto *et al.* (1980) en la estancia La Modesta y por de Barrio (1984) en estancia El Tranquilo, respectivamente, ambas descartadas por sus autores, al interpretarlas como modificadas por rejuvenecimientos posteriores.

Correlación

La litología y el grado metamórfico de las rocas de las estancias El Tranquilo y La Bajada son semejantes a las de las metamorfitas del área tipo de La Modesta, siendo Pezzi (1970)

Cuadro 1: Resultados de los análisis químicos de elementos mayores expresados en por ciento en peso y trazas en ppm (realizados *en la Universidad de Padua y **en Acme laboratories), n.a.: no analizado.

Litología	Esquisto muscovítico-clorítico							Meta qz	Rocas calco-silicáticas		Bancos de Fe y Mn		Meta volcanita
	1877	1878	1881	1880	1876	1883	1884		1879	1885	1888	1889	
SiO ₂ *	72,85	68,44	67,97	74,43	78,80	69,34	81,68	86,80	45,66	42,66	60,47	45,39	48,23
TiO ₂ *	0,75	0,70	0,66	0,51	0,47	0,72	0,20	0,19	2,00	2,62	0,06	0,52	2,38
Al ₂ O ₃ *	13,51	12,76	13,49	10,65	8,14	12,54	5,56	5,83	13,65	16,84	3,49	8,65	16,11
FeO*	3,41	3,95	4,00	4,04	3,49	3,76	1,76	2,25	5,55	10,63	0,54	6,12	4,63
Fe ₂ O ₃ *	2,57	0,92	0,65	0,81	1,26	1,32	2,25	0,04	5,72	4,25	29,47	23,74	8,97
MnO*	0,03	0,09	0,07	0,10	0,06	0,08	0,12	0,03	0,20	0,31	0,20	4,74	0,22
MgO*	2,49	2,38	2,03	1,65	1,13	2,21	0,61	0,58	4,35	4,50	0,18	1,89	4,62
CaO*	0,60	1,95	1,85	0,58	0,83	1,29	2,19	0,23	10,21	8,05	0,23	1,11	4,25
Na ₂ O*	1,00	3,06	3,88	2,03	1,37	2,76	0,99	2,34	3,27	2,32	0,07	0,11	5,36
K ₂ O*	0,13	1,91	1,79	1,55	0,99	2,17	0,76	0,09	0,07	0,07	0,06	0,14	0,20
P ₂ O ₅ *	0,18	0,15	0,16	0,11	0,17	0,16	0,15	0,11	0,22	0,30	0,22	0,42	0,25
L.O.I.*	1,94	2,99	2,81	2,94	2,78	3,01	3,24	0,89	8,53	6,79	4,89	6,68	4,14
Tot	99,45	99,28	99,35	99,40	99,48	99,36	99,51	99,38	99,44	99,35	99,87	99,52	99,36
Sc*	21	19	19	19	16	21	16	19	17	24	17	22	59
V*	116	110	102	84	55	115	39	24	329	453	100	298	391
Cr*	332	160	137	141	118	148	181	212	158	259	123	82	218
Co*	7	16	11	14	11	13	6	6	36	57	11	32	48
Ni*	34	40	36	33	28	36	19	14	55	93	89	329	80
Cu*	25	7	11	22	15	16	37	12	57	54	275	484	129
Zn*	66	53	71	78	46	49	54	30	89	136	65	157	115
Ga*	16	7	11	0	1	4	5	0	0	12	0	0	19
Rb*	4	70	75	72	43	84	36	5	6	5	3	1	12
Sr*	81	133	92	90	59	105	42	50	203	521	37	289	203
Y*	23	27	24	26	21	29	13	10	35	55	11	55	51
Zr*	164	176	166	133	168	184	44	42	136	166	29	154	193
Nb*	14	10	10	10	9	12	6	6	7	6	4	13	7
Ba*	84	548	678	302	201	656	243	24	34	85	34	75	96
La*	26	18	46	16	17	39	13	13	3	6	8	50	0
Ce*	29	63	57	36	16	55	16	11	30	34	0	103	33
Nd*	30	28	23	22	8	24	5	11	19	18	16	54	13
Pb*	10	30	28	10	0	37	0	0	93	53	14	11	7
Th*	16	14	15	14	12	14	8	9	0	0	0	14	2
U*	0	2	3	3	1	3	1	0	0	0	0	0	0
Mo**	2	<1	<1	1	1	<1	1	2	<1	<1	<1	<1	n.a.
Ag**	0,6	<.3	<.3	<.3	<.3	<.3	0,3	<.3	<.3	<.3	<.3	0,9	n.a.
As**	59	3	<2	7	26	28	24	11	<2	12	253	45	n.a.
Au**	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	n.a.
Cd**	<.2	0,2	0,2	<.2	<.2	0,2	0,2	<.2	0,3	0,7	1,1	2,4	n.a.
Sb**	6	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	n.a.
Bi**	3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	n.a.
B**	279	3	<3	3	<3	8	8	15	<3	<3	10	<3	n.a.
W**	8	2	4	3	3	<2	11	12	2	<2	3	<2	n.a.
Hg**	60	15	<10	25	<10	10	20	10	15	10	125	120	n.a.

el primero que mencionó que existe una evidente conexión entre ambos.

En un marco regional la Formación La Modesta puede correlacionarse con una serie de unidades, aunque diacrónicas, del oeste de la Patagonia y sector cordillerano (Fig. 8). Conforme a Pezzi (1970), la Formación La Modesta está limitada al este por un ambiente granítico prepérmico y la cuenca se desarrolló hacia el oeste y noroeste quedando incluidas la Formación La Modesta en su área tipo y en El Tranquilo y, las Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha. Además indica que hacia el sur, aunque no hay un límite conocido, se han registrado hallazgos de estas metasedimentitas en perforaciones al este del lago San Martín (pozos Piedra Clavada 1 y Mata Amarilla 1). La litología, el grado metamórfico y la estructuración paleozoica determinada para la Formación La Modesta son semejantes a los rasgos sintetizados por Giacosa y Márquez (2002) para las metamorfitas de la Formación Río Lácteo y en parte algunas litologías de la Formación Bahía La Lancha. Esta correlación fue sugerida previamente por Feruglio (1949), Suero (1962) y Pezzi (1970), entre otros. Las Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha tienen edades devónicas superiores a carboníferas inferiores (Shell C.A.P.S.A. 1965) aunque tal como puntualizó Riccardi (1971), este rango temporal sería válido para la sedimentación de una parte de las unidades y no para todo el conjunto, ya que las muestras obtenidas para el cálculo de edad pertenecen a un nivel no identificado. Por lo tanto podría haber edades más antiguas que las indicadas; esta posibilidad también es señalada por Giacosa y Márquez (2002) al compararlas con rocas de territorio chileno.

Por otra parte, en las Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha, Riccardi y Rolleri (1980) mencionan rocas basálticas que forman *melanges* junto a rocas turbidíticas. Además Matsuda (1981) describió en territorio chileno a 50 km hacia el oeste del valle del río Lácteo, que estas metasedimentitas alojan filones básicos deformados cuyas edades K/Ar indican que durante el Carbonífero superior el complejo metamórfico continuaba deformándose dúctilmente, habiendo finalizado el proceso en el Pérmico inferior. Los traquibasaltos metamorfizados de la Formación La Modesta podrían correlacionarse con estas rocas volcánicas.

Giacosa y Márquez (2002) correlacionaron a las Formaciones Bahía La Lancha y Río Lácteo con las Formaciones Potranca y Cochran en Chile, para las que Munizaga *et al.* (1973) obtuvo edades comprendidas entre 270-342 Ma. Asimismo estos autores postulan que serían equivalentes al Complejo Metamórfico Andino Oriental descrito por Sepúlveda y Hervé (2000), quienes dataron circones de este Complejo resultando una edad máxima de sedimentación en el límite devónico-carbonífero (354 ± 10 Ma). Las rocas de la Formación La Modesta por lo tanto podrían haberse generado en una cuenca comparable, aunque más antigua, a la de estas unidades.

Por otra parte las Formaciones Bahía La Lancha y Río Lácteo son equivalentes a las metasedimentitas de las Formaciones Esquel, Valle Chico y los “Esquistos de Arroyo Pescado” (Feruglio 1949, Stipanovic *et al.* 1968, Riccardi y Rolleri 1980 y Cucchi y Askenasy 1982). Rolleri (1969) postula una edad precarbonífera para los estratos plegados de la base de los

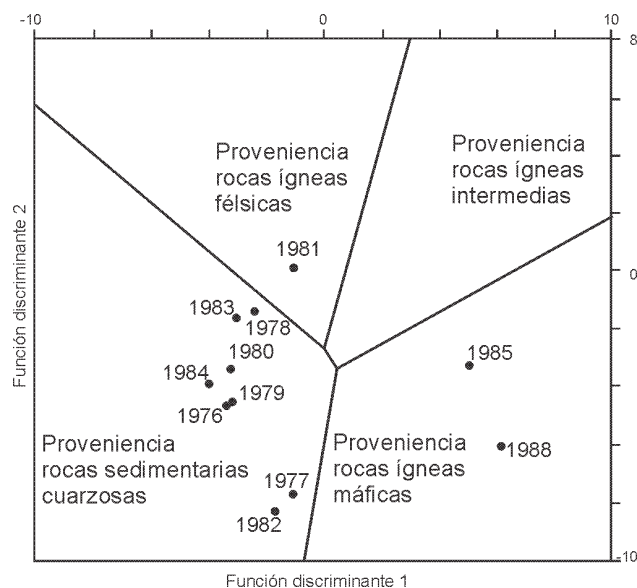


Figura 6: Diagrama discriminante de proveniencia de suites sedimentarias (Roser y Korsch 1988).

“Esquistos de Arroyo Pescado”. Carrizo y Azcuy (2000) consideran a la Formación Esquel de edad devónica y a la Formación Valle Chico como la base del Carbonífero.

Giacosa y Márquez (2002) relacionan las metamorfitas de bajo grado identificadas como “Metamorfitas Lapataia” (Borrello 1969) con las Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha. Aunque menciona que Caminos (1980) postula que algunos de los terrenos cartografiados con este nombre incluirían rocas más jóvenes del Mesozoico superior.

Por otra parte, las características litológicas de las metasedimentitas de la Formación Cushamen, el rango de edades, la presencia de metavolcanitas intruidas en la secuencia sedimentaria (López de Luchi *et al.* 2002) y las turmalinitas (Cerrodo y López de Luchi 1999), sugieren que esta unidad también podría compararse con la Formación La Modesta. Aunque su grado metamórfico sea más elevado y participen rocas tales como leucogranitos y ortoderivados graníticos (Márquez *et al.* 2002).

Giacosa *et al.* (2002) mencionan las incertidumbres que existen con la inclusión de la Formación La Modesta dentro del Complejo Río Deseado y señalan diversos períodos de actividad ígnea desde el Ordovícico hasta el Silúrico-Devónico, indicando, que la exhumación del Complejo se habría producido antes del Devónico superior. Los autores del presente trabajo proponen la separación de la Formación La Modesta del Complejo Río Deseado, ya que tanto la edad como el ambiente tectónico en el que se han desarrollado ambas unidades son claramente diferentes. Guido (2002) interpreta que las rocas del Complejo Río Deseado son el producto de una evolución neoproterozoica que va desde una etapa de formación de corteza oceánica hasta el desarrollo de un arco magmático de islas, relacionado con un episodio de metamorfismo de alto grado a los 540 Ma (producto de la dinámica de este arco), seguido del desarrollo del arco magmático famatiniano.

Cuadro 2: Resultados de análisis de geocronología Rb/Sr.

Nº Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error
GEO 20	177,4	105,60	4.875	0,1370	0,73387	0,00023
GEO 21	81,1	86,9	2.704	0,0760	0,71976	0,00006
GEO 26	85,1	129,8	1.899	0,0540	0,71808	0,00012
GEO 27	97,2	64,8	4.352	0,1230	0,73276	0,00008
GEO 24	24,43	60,5	11.697	0,0102	0,71910	0,00087

Interpretación y discusión

Los protolitos de las rocas de la Formación La Modesta integran una secuencia sedimentaria marina depositada en sectores costeros. Cuencas cerradas de menor envergadura, de ambientes serenos y condiciones anóxicas, quedan evidenciadas por la presencia de la materia orgánica. Las metavolcanitas básicas a mesosilicas intercaladas en la secuencia sedimentaria indican procesos volcánicos relacionados al desarrollo de esta cuenca. La señal geoquímica de las rocas calcosilicáticas muestra afinidad con rocas volcánicas de naturaleza básica, lo que indicaría la posible intercalación de material piroclástico de esta composición en la cuenca (Fig. 9).

Una litología especial de rocas ricas en turmalina, se identificó intercalada entre la secuencia sedimentaria. Estas rocas conforman una unidad litológica de tipo estratoligado (*stratabound*), concordante con sus rocas de caja y que contiene más de 20% en volumen de turmalina, para las que Slack *et al.* (1984) usó la denominación de turmalinita. Conforme a este autor, las turmalinitas como las halladas en la Formación La Modesta pueden haberse originado a partir de exhalaciones submarinas ricas en boro en secuencias detríticas, o en ambientes evaporíticos. Las señaladas en primer término se asocian a formaciones ferríferas, *coticules*, depósitos de sulfuros masivos y en algunos casos están claramente relacionadas a procesos volcánicos. Asimismo, la presencia de material carbonoso o grafito en muchas de estas turmalinitas sugieren la depositación bajo condiciones reductoras. La asociación de las turmalinitas de La Modesta con concentraciones ferríferas,

muestran similitud con las que Slack *et al.* (1984) definieron para ambientes sedimentario-exhalativos; además la presencia de planos de estratificación en la turmalinita de La Modesta es similar a lo descrito por esos autores en turmalinitas proterozoicas del Golden Dyke Dome y del Distrito Broken Hill en Australia y, junto a la pirita diagenética que corta dichos planos, son una evidencia de que estos minerales se han formado durante la diagénesis de sedimentos arcillosos ricos en boro, antes del episodio de metamorfismo regional que afectó a la Formación La Modesta.

Tal como menciona Appel (1988) para las turmalinitas estratiformes de Groenlandia, las concentraciones anormales de Fe y Mn de la Formación La Modesta dispuestas concordantemente en los esquistos calcosilicáticos podrían corresponder a las mismas exhalaciones que formaron la turmalinita. Por otra parte esos fluidos exhalativos también aportaron los elementos necesarios para la formación de apatita y sulfuros.

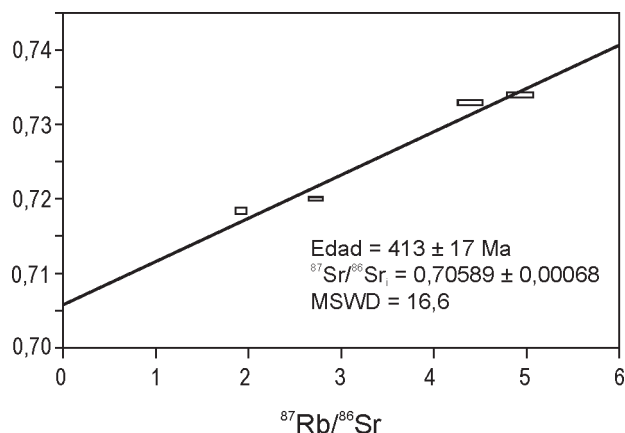


Figura 7: Errorcrona Rb-Sr en cuatro esquistos muscovíticos de la Formación La Modesta.

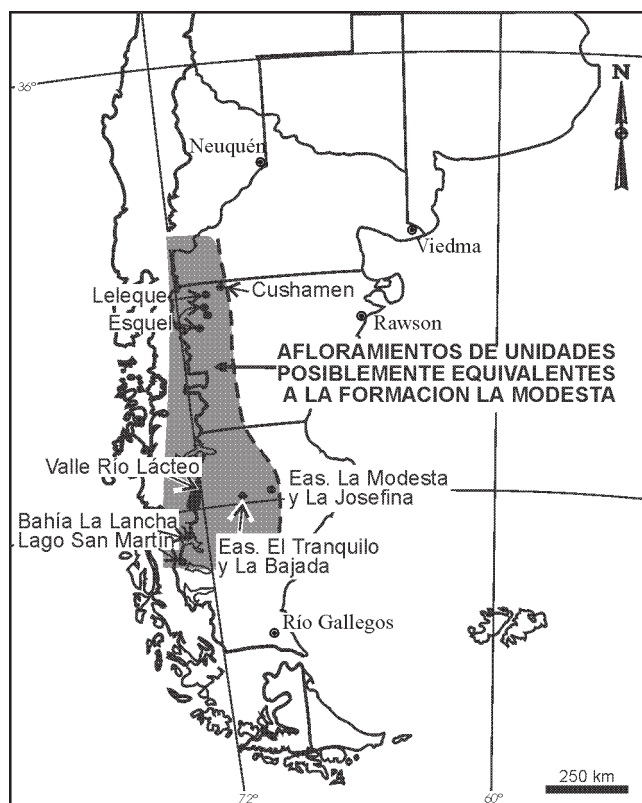


Figura 8: Propuesta de correlación de la Formación La Modesta con las unidades paleozoicas de Argentina y Chile.

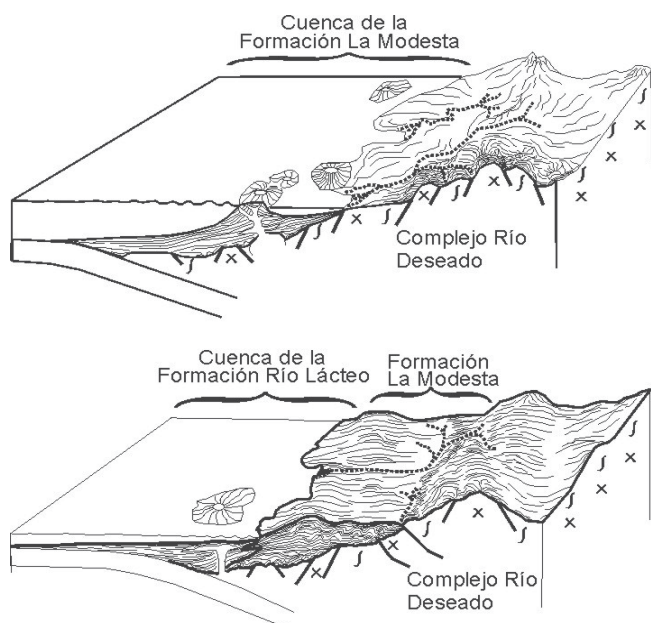


Figura 9: Esquema de la interpretación de la evolución de la Formación La Modesta.

La desconexión y escasez de afloramientos y, la escasa información geocronológica disponible, no permiten establecer con precisión, el marco tectónico paleozoico de la Patagonia Austral. El contexto geotectónico de la Formación La Modesta, propuesto en esta contribución se plantea sobre la base de sus características litológicas, la edad obtenida y el esquema de correlaciones presentado, comparados regionalmente con las contribuciones de otros autores.

En su síntesis de la evolución tectónica de la región, Ramos (2002) presentó las diversas alternativas planteadas, tanto para el llamado basamento de la región patagónica como para el ciclo gondwánico, que corresponden a los ciclos esenciales de la propuesta aquí presentada. Otro aspecto importante fue señalado por Giacosa *et al.* (2002) quienes plantearon que con posterioridad al Silúrico temprano-Devónico temprano ocurrió la exhumación del Complejo Río Deseado que resultó una región positiva que proveyó sedimentos a una cuenca gondwánica ubicada a occidente.

Hervé *et al.* (1981) y Forsythe (1982) propusieron el desarrollo de una cuenca protopacífica donde se depositaron una serie de unidades correlacionables con la estudiada en este trabajo. Posteriormente Hervé (1988) señala que esta cuenca grada de un ambiente oceánico con turbiditas de aporte continental (Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha) sobre el borde este, a rocas básico-serpentiníticas asociadas a yacimientos de sulfuros masivos al oeste (en territorio chileno) e interpreta que dichas rocas se relacionan a un fondo o a una dorsal oceánica.

Sobre la base de lo expuesto se interpreta que las rocas que constituyen el protolito de la Formación La Modesta se habrían depositado en una cuenca de antearco de tipo protopacífica, que comenzó a desarrollarse a medida que se fue exhumando el Complejo Río Deseado situado al este, su

principal fuente de aporte. La región evolucionó a un sistema de cuencas abiertas hacia el Pacífico desde el Silúrico-Devónico, edad máxima de sedimentación asignada a la Formación La Modesta en este trabajo, hasta rocas más jóvenes hacia el margen pacífico, que según Hervé *et al.* (2000) llegan hasta el Triásico y Cretácico. Estos prismas sedimentarios se depositaron al este sobre corteza continental, pero progresivamente hacia el oeste lo hicieron sobre sucesiones cuasioceánicas y oceánicas (Giacosa y Márquez 2002).

Estas cuencas se fueron acreciendo al borde sudoeste de Gondwana, posiblemente hasta el Pérmico temprano (Hervé 1988). Este proceso involucró metamorfismo y una intensa deformación dúctil progresiva, con intensidad creciente de este a oeste. Se interpreta que estos fueron los procesos que en los protolitos de la Formación La Modesta, dieron lugar a la deformación y al metamorfismo de muy bajo a bajo grado que va de facies prehnita-pumpellita a esquistos verdes bajo y, que pasa hacia el oeste (en territorio chileno) a facies de esquistos verdes y anfibolitas.

El arco magmático que acompañaría a esta cuenca de antearco se habría desarrollado hacia el este, si bien no se conocen con claridad las unidades que lo representan, posiblemente podría estar relacionado a etapas tardías del arco magmático famatiniano conformado por granitoides del Ordovícico-Devónico inferior (Ramos, 2002) o a los episodios iniciales del arco magmático Gondwánico propuesto por Giacosa y Márquez (2002) y Ramos (2002) para la Patagonia Austral.

Conclusiones

La Formación La Modesta está compuesta por meta-sedimentitas de ambiente costero con aportes fluviales y metavolcanitas básicas. Se han hallado también litologías especiales como la turmalinita y los bancos ricos en Fe y Mn, semejantes a los *banded iron formation* (BIF). Estas últimas litologías indican que además de la sedimentación clástica y el volcanismo, se produjeron en la cuenca, descargas intermitentes de productos de actividad hidrotermal de tipo exhalativo.

Las turmalinitas definen condiciones químicas y paleogeográficas de una cuenca sedimentaria clástica y son importantes porque están íntimamente asociadas a muchos depósitos minerales tipo *stratabound* de oro, tungsteno, platino, cobalto, y sulfuros de metales base (Slack *et al.* 1984).

El grado metamórfico alcanzado ha sido muy bajo a bajo, en facies prehnita-pumpellita transicional a esquistos verdes bajo (~ 400°C).

Se determinó una esquistosidad S1 subparalela a las superficies de sedimentación S0. Se determinó una zona de cizalla coincidente con el fotolineamiento NO que ha sufrido reactivaciones con un comportamiento frágil en un régimen extensional.

Si bien la edad todavía resulta imprecisa, de acuerdo a los datos obtenidos se puede establecer una edad máxima de sedimentación en el límite silúrico-devónico y un metamorfismo posterior.

Las rocas de la Formación La Modesta tienen mayores se-

mejanzas con las metasedimentitas que se ubican al oeste (por ejemplo Formación Río Lácteo) que con las rocas del Complejo Río Deseado, y podrían integrarse en una cuenca desarrollada hacia el Pacífico que pasó a formar parte del prisma de acreción gondwánico.

Agradecimientos

El presente trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigación PID 32/98: "Investigación metalogénica por metales preciosos (oro, plata) en los sectores oriental y noroccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz", financiado conjuntamente por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica y la empresa minera estatal FOMICRUZ S.E. Se agradece al Dr Giuliano Bellieni por los análisis químicos efectuados en la Universidad de Padua (Italia) y al Dr. Colombo Tassinari de la Universidad de San Pablo (Brasil) por la datación realizada. Se agradece también al Dr. Edgardo Rolleri y a la Dra. Mónica Escayola por la lectura crítica del manuscrito y las valiosas sugerencias realizadas. Además los autores agradecen a los árbitros por las atinadas observaciones y comentarios que permitieron mejorar su contenido.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Appel, P.W.U., 1988. Stratiform tourmalinites in the Archaean Tungsten Province of West Greenland. *Mineralogy and Petrology*, 39: 79-91.
- Bone, Y. 1988. The geological setting of tourmalinite at Rum Jungle, N.T., Australia-genetic and economic implications, *Mineralium Deposita* 23: 34-41.
- Borrello, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Anales* 14: 1-188, Buenos Aires.
- Caminos, R., 1980. Cordillera Fueguina. En Turner, J.C. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1463-1501, Córdoba.
- Carrizo, H.A. y Azcuy, C.L. 2000. Nuevas evidencias paleobotánicas en la Formación Valle Chico (Carbonífero inferior), provincia de Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3): 211-215.
- Cerrodo, M.E. y López de Luchi, M.G., 1999. Metavolcanic rocks within the metamorphic series of Cushamen Formation, North Patagonian Massif. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 137-139, Salta.
- Crimes, P., 1987. Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geological Magazine*, 124: 97-119.
- Crimes, P., 1992. Changes in the trace fossil biota across the Proterozoic-Phanerozoic boundary. *Journal of the Geological Society of London*, 149: 637-646.
- Cucchi, R. J. y Askenasy, T., 1982. Discontinuidad metamórfica entre las Formaciones Esquel y Valle Chico: Análisis de la cristalinidad de la illita. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(3): 362-365.
- De Barrio, R.E., 1984. Descripción Geológica de la Hoja 53c, Laguna Olín, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito), Buenos Aires.
- Del Blanco, M., Echavarría, L., Echeveste, H., Etcheverry, R., Tessone, M. y Mondelo, R. 1994. Estancia La Josefina, un nuevo prospecto aurífero en el Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz, Argentina. Actas del 1er. Encuentro Internacional de Minería, 1: 93-99, Buenos Aires.
- Deer, W., Howie, R. y Zussman, J., 1993. *The Rock Forming Minerals*. 2nd Edition. Longman Scientific & Technical. Harlow. 696 pp.
- De Giusto, J. M., Di Persia, C.A. y Pezzi, E. 1980. Nesocratón del Deseado. In J.C.M. Turner (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 1389-1430, Córdoba.
- Di Persia, C., 1958. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz, al Sur del río Deseado. 5° Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.
- Di Persia, C., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extrandina (provincia de Santa Cruz). 1eras. Jornadas Geológicas Argentinas (San Juan), Actas 2: 65-68, Buenos Aires.
- Fernández, R., Echeveste, H., Echavarría, L. y Schalamuk, I. 1996. Control volcánico y tectónico de la Mineralización epitermal del Área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 41-54, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia., Dirección General Yacimientos Petrolíferos Fiscales 1: 1-334, Buenos Aires.
- Frey, M., 1987. *Low temperature metamorphism*. Blackie, Glasgow and London. 347 p.
- Forsythe, R., 1982. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of Southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal Geological Society* 139: 671-682, London.
- Giacosa, R.E., Márquez, M.M. y Panza, J.L. 2002. Basamento Paleozoico Inferior del Macizo del Deseado. En M.J. Haller (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(2): 33-44, Buenos Aires.
- Giacosa, R.E. y Márquez M.M. 2002. El Basamento Paleozoico de la Cordillera Patagónica. En M.J. Haller (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1-3: 45-55, Buenos Aires.
- Guido, D. M. 2002. *Geología y Metalogénesis del Sector Oriental del Macizo del Deseado*, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral MLP. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP (inédita), La Plata.
- Häntzschel, W., 1975. Trace fossils and problemática. En: Teichert, C. (Ed): *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part W, Miscellanea, Supplement 1. Geological Society of America and University of Kansas Press. 269 p.
- Hervé, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes* 11(3): 183- 188.
- Hervé, F., Davison, J., Godoy, E., Mpodozis, C.M. y Covacevich, V., 1981. The late Paleozoic in Chile: Stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Academia Brasileira de Ciências Annals* 53: 361-373.
- Hervé, F., Demant, A., Ramos, V.A., Pankhurst, R.J. y Suárez, M. 2000. The Southern Andes. En U.J. Cordani, E.J. Milani, A. Thomz Filho y D.A. Campos (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31st. International Geological Congress, 605-634, Río de Janeiro.
- Homovc, J., Constantini, L., Ferreira, R. y Pellón Miranda, A. 1996. Evolution of the Deseado Massif in Argentina and its relationships with the San Julian offshore area in the Atlantic Ocean. *American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention*.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17(4): 324-328.
- Lesta, P. J. y Ferello, R. 1969. Informe preliminar sobre las posibilidades petrolíferas de la porción occidental de las provincias Chubut y Santa Cruz (zona norte). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.
- Liou, J. 1971. Synthesis and stability relations of prehnite, Ca₃Al₂Si₃O₁₀(OH)₂. *American Mineralogist*, 56: 507-531.
- Liou, J., Maruyama S. y Cho, M. 1987. Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. En M. Frey (Ed.): *Low temperature metamorphism* 3: 59-112.
- López de Luchi, M.G., Osters, H., Cagnoni, M., Cerredo, M.E. y Linares,

- E. 2002. Geodynamic setting for the western border of the North Patagonian Massif: Cushamen Formation at Río Chico, Río Negro. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 210-216.
- Márquez, M., Giacosa, R., Nillni, A., Paredes, J., Fernández, M., Parisi, C., Sciutto, J., Garrido, C., y Afonso, J., 2002. Aspectos litológicos y estructurales del bloque tectónico Cushamen (Chubut). 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 210-216.
- Matsuda, K.Y., 1981. estudio geológico del curso superior del río Barker, Aysen, Chile. Tesis doctoral, Universidad de Chile (inédito), Santiago.
- Moreira, P., Andrada, P. Fernández, R.R. y Etcheverry R.O. 2001. Fragmentos de rocas metamórficas portadoras de oro en una brecha hidrotermal de la Formación Chon Aike, distrito La Josefina, Santa Cruz. 7° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 1: 105, Salta.
- Munizaga, F., Aguirre, L., y Hervé, F. 1973. Rb/Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement. *Earth and Planetary Science Letters*, 18: 87-92.
- Panza, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e, Gobernador Moyano y 54e Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 197 p., Buenos Aires.
- Panza, J. y Cobos, J., 1999. Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La María, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR, Boletín 296, 115 p.
- Pezzuchi, H.D., 1978. Estudio Geológico de la zona de la Estancia Dos Hermanos, Estancia 25 de Mayo y adyacencias, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, (inédita), La Plata.
- Pezzi, E., 1970. Informe geológico zonas cerro Huemul y estancia la Josefina, Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe 157, (inédito), 21 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 2002. Evolución Tectónica. Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1-23: 365-387.
- Rapela, C. W. y Pankhurst, R. 1996. Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87: 193-203.
- Rangin, C., Steinberg, M. y Bannot-Courtois, C. 1981. Geochemistry of the Mesozoic bedded cherts of central Baja California (Vizcaino-Cedros-San Benito), implications for paleogeographic reconstruction of an old oceanic basin. *Earth Planetary Science Letters* 54: 313-322.
- Remane, J., 2000. Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. IUGS, UNESCO, 16 p.
- Riccardi, A., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo de La Plata (nueva serie)*, 7: 1- 61.
- Riccardi, A. y Roller, E., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En Turner, J. C. (ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2(27): 1173-1306, Córdoba.
- Roller, E.O., 1969. Discordancia en la base del Neopaleozoica al este de Esquel. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 273-277.
- Roser, B.P. y Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*. 67: 119-139.
- Sepúlveda, V. y Hervé, F., 2000. Geología de la Hoja Villa O'Higgins, Región de Aysen, Chile. Implicancias cronológicas, metamórficas y tectónicas de las rocas paleozoicas. 9° Congreso Geológico Chileno, 2° Simposio Internacional, Actas 4: 760-763.
- Shell Cia .A.P.S.A., 1965. La palinología, la industria petrolera y algunos resultados palinológicos en la Argentina. 2° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 347-354, Buenos Aires.
- Slack, J.F., Herriman, N., Barnes, R.G. y Plimer, I.R., 1984. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology* 12: 713-716.
- Spear, F., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure - temperature - time paths. Mineralogical Society of America, Monograph Series, 799 p., Washington.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F. Baulies, O y Martinez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2): 67-98.
- Suero, T., 1960. Elevación informes levantamiento geológico Dr. Di Persia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.
- Suero, T., 1962. Paleogeografía del Paleozoico Superior en la Patagonia (Argentina) *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 16(1-2): 35-42.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackweel, 312 p., Oxford.
- Ugarte, F., 1966. La cuenca compuesta Carbonífero-Jurásica de la Patagonia Meridional. *Anales Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco*, 2 (Ciencias Geológicas) 1: 37-68, Comodoro Rivadavia.
- Viera, R. y Pezzuchi, H., 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extrandina, Estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(4): 281-283.
- Williamson, J.H., 1968. Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, 46: 1845-1847.
- Yardley, B.W.D., Barber, J.P. y Gray, J.R., 1987. The metamorphism of the Daradian rocks of western Ireland and its relation to tectonic setting. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A321: 243-268, London.

Recibido: 04/06/03

Aceptado: 09/05/04