

GEOLOGÍA DE LA PORCIÓN OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL, SAN JUAN, A PARTIR DE OBSERVACIONES EN LA QUEBRADA DE OTAROLA

Eber CRISTOFOLINI^{1,3}, Juan OTAMENDI^{1,3}, Alina TIBALDI^{1,3}, Roberto MARTINO^{2,3} e Ignacio BALIANI¹

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto. Email ecristofolini@exa.unrc.edu.ar

² Departamento de Geología, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

RESUMEN

El presente trabajo presenta las relaciones de campo, los rasgos petrológicos y estructurales del complejo cristalino que constituye la porción centro-occidental de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. El complejo cristalino está constituido por cinco asociaciones litológicas, distinguidas como: rocas gábricas, rocas dioríticas, migmatitas metasedimentarias, granitos pegmatíticos y rocas de la serie milonítica. La fábrica ígnea preservada en la asociación gábrica se manifiesta por un encapado cumular (S_{0a}) y/o por bandas de flujo magmático (S_{0b}). En muchos lugares, la fábrica primaria está retrabajada por la foliación submagmática (S_1). Esta foliación está asociada a bajas tasas de esfuerzo diferencial y el único cambio en la mineralogía ígnea y metamórfica primaria es el incremento de hornblenda en las rocas máficas y de biotita-sillimanita en las metasedimentitas. Esto sugiere que el evento deformacional (D_1) actuó en altas temperaturas y coetáneamente con el magmatismo. El evento deformacional (D_2) está relacionado a una alta tasa de cizallamiento, y genera las fábricas S_{2a} y S_{2b} ligadas a típicas rocas de la serie milonítica. El análisis de la cinemática en milonitas, indican un transporte tectónico inverso con vergencia al oeste durante el período deformacional D_2 . Todas las estructuras son truncadas por una estructura planar de carácter frágil (S_3). La edad U-Pb de $474 \pm 4,7$ Ma registrada en circones de una migmatita metasedimentaria, indica la edad del pico metamórfico. Esto prueba que las rocas metasedimentarias registraron condiciones metamórficas de facies de granulitas al mismo tiempo que tenía lugar la actividad magmática del Ordovícico Inferior.

Palabras clave: *Orógeno famatiniano, sierra de Valle Fértil, gabbro, fajas de cizalla, evolución estructural.*

ABSTRACT: *Geology of the western portion of the Sierra de Valle Fértil, San Juan, from observations in the Quebrada de Otarola.* This work presents field relationships, petrography and structural features of the crystalline complex that form the central-western portion of the Valle Fértil range, San Juan. The crystalline complex comprises five main lithologic associations: gabbroic rocks, dioritic rocks, metasedimentary migmatites, pegmatitic granites and mylonite series rocks. The fabric igneous preserved in the gabbroic association is which manifest as either layering of cumulate origin (S_{0a}) and magmatic flow bands (S_{0b}). In most places, the primary fabrics occur reworked and/or cross-cut by the submagmatic foliation (S_1). However, S_1 is associated with low differential stress and the only changes in the primary igneous and metamorphic mineral assemblages are growth of hornblende in mafic rocks and biotite + sillimanite in the metasedimentary rocks. This suggests that (D_1) deformation acted under high temperature and synchronously with the igneous activity. Subsequent deformation (D_2) is related to high-strain shearing and formed the fabrics S_{2a} and S_{2b} associated a typical mylonite series rocks. Kinematic analysis in mylonites indicates top-to-west reverse sense of shear during D_2 deformation. All structures are locally truncated by brittle planar features (S_3). The U-Pb zircon age of 474 ± 4.7 Ma for a metasedimentary migmatite dates the time of the metamorphic peak. This also proves that the metasedimentary rocks reached granulite-facies conditions at the same time that igneous activity was active.

Keywords: *Famatinian orogen, Valle Fértil range, gabbro, shear zone, structural evolution.*

INTRODUCCIÓN

El conocimiento actual de la geología regional argentina establece que el oeste de la sierra de Valle Fértil conforma el extremo occidental del arco magmático y cin-

turón orogénico famatiniano (Ramos 1999 y referencias en este trabajo). Sin embargo, la hoja geológica 19e Valle Fértil (Mirre 1976) constituye el único antecedente sobre la geología de esta región. Por lo que, al presente, existe una falta de cono-

cimiento geológico en un área del basamento cristalino que está muy cerca de la sutura entre el orógeno famatiniano y el terreno Cuyania o Precordillera (Giménez *et al.* 2000).

Teniendo en cuenta la importancia de la

sierra de Valle Fértil en el marco geotectónico regional y, debido a la ausencia de un mapeo actualizado de la misma, esta contribución tiene por objetivo fundamental presentar las observaciones geológicas realizadas en la porción occidental de la mencionada sierra de Valle Fértil, lo que permitirá esbozar la evolución tectono-magmática-metamórfica registrada en esta localidad.

El estudio fue desarrollado a lo largo de la quebrada de Otarola, al oeste del paraje Las Juntas, inmersa dentro de la denominada unidad máfica definida informalmente por Otamendi *et al.* (2008a y 2009). Cabe mencionar, que en dichos trabajos se ha postulado, que las sierras de Valle Fértil y La Huerta constituyen la parte más profunda actualmente exhumada, del arco magmático famatiniano.

Para cumplir con el objetivo de este estudio se realizó un relevamiento petrológico de detalle, delimitando, describiendo y caracterizando las distintas asociaciones y variedades litológicas, conjuntamente con un estudio detallado de los elementos estructurales presentes y la determinación de la edad U-Pb de cristalización de circones en una migmatita metasedimentaria.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

El cinturón orogénico famatiniano corresponde a un arco magmático que creció durante el Ordovícico Temprano y el Ordovícico Medio (495 - 460 Ma) en el borde occidental de Gondwana (Toselli *et al.* 1996, Mannhein y Miller 1996, Pankhurst *et al.* 1998). El levantamiento y basculamiento de dicho paquete cristalino durante su emplazamiento en la corteza superior podría ser relacionado, en primera instancia, a la colisión entre un terreno alóctono separado de Laurentia y el margen occidental de Gondwana (Thomas y Astini 1996, Ramos *et al.* 1996). La edad silúrica para la cizalla en el oeste de La Huerta representaría un estadio tardío y/o final de esta colisión (Castro de Machuca *et al.* 2007). Una característica rele-

vante de dicho arco es que a lo largo del mismo se puede observar la transición desde rocas volcánicas a rocas plutónicas (Rapela *et al.* 1992, Toselli *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998). Precisamente, los batolitos plutónicos más profundos del cinturón famatiniano se encuentran expuestos aproximadamente entre los 28° y 33° S reflejando, muy probablemente, el efecto sumado que tiene, entre estas latitudes, la combinación de la tectónica de colisión que cerró el arco y las fuerzas andinas donde la subducción activa de la placa de Nazca es subhorizontal (Barazangui e Isacks 1976; Fig. 1a). Las rocas volcánicas del cinturón famatiniano afloran entre los 22° y 28° S, intercaladas con bancos sedimentarios ordovícicos, en la región de la Puna (Turner y Méndez 1979, Coira *et al.* 1999) y la sierra de Famatina (de Alba 1979, Mannhein y Miller 1996, Fanning *et al.* 2004). Como resultado de los esfuerzos tectónicos pasados y actuales, las sierras de Valle Fértil y La Huerta constituyen un bloque cristalino de 140 km de largo por 30 km de ancho que está siendo elevado diferencialmente por la tectónica andina (Jordan y Allmendinger 1986; Fig. 1b). La falla principal que eleva el bloque serrano coincide, a escala regional, con el denominado lineamiento de Valle Fértil, el cual se extiende en el borde occidental de las sierras de Valle Fértil y La Huerta. Datos de geofísica indican la existencia de una paleosutura que correspondería al límite entre el terreno alóctono derivado de Laurentia y el margen autóctono del Gondwana (Giménez *et al.* 2000, Lince Klinger *et al.* 2008).

La estratigrafía inicial de la sierra de Valle Fértil fue definida por Mirré (1976), quien distinguió un complejo metamórfico entre las unidades estratigráficas. Un punto a destacar es el hecho de que Mirré (1976) define la constitución litológica y realiza el primer y único mapeo, hasta la actualidad, de dicho complejo cristalino. A los fines del presente trabajo es necesario aclarar que las rocas máficas, ultramáficas y anfibolitas cartografiadas por Mirré (1976) se asignan a una unidad máfica (Otamendi *et al.* 2008a, Otamendi *et al.* 2009,

Baliani 2009). En tanto, los gneises granatíferos - sillimaníticos incluyendo las facies cordieríticas de Mirré (1976), se agrupan en una unidad metasedimentaria ampliamente dominada por migmatitas (Otamendi *et al.* 2008a, Otamendi *et al.* 2009). Este trabajo describe en detalle las asociaciones y variedades litológicas y los rasgos estructurales presentes y definidos en la zona en estudio. La secuencia de rocas investigada se encuentra al oeste del paraje Las Juntas, donde Mirré (1976) las mapeó como gabros y anfibolitas interestratificadas con unidades meta-sedimentarias. Cabe mencionar que en inmediaciones de dicho paraje Baldo *et al.* (1999) y Baliani (2009), describen en detalle los cuerpos máficos y ultramáficos, destacando las fábricas cumulares y coroníticas características de dichas litologías, siendo estos rasgos coincidentes con los observados por Murra y Baldo (2004) para litologías afines descritas en las sierras de La Huerta y Las Imanas.

En lo que respecta a la geocronología, cabe mencionar que la edad de cristalización de muchas rocas plutónicas de las sierras de Valle Fértil y La Huerta, indica que el magmatismo fue claramente activo entre los 490 y los 460 Ma (Pontoriero y Castro de Machuca 1999, Pankhurst *et al.* 2000). Por otro lado, las edades U-Pb en circones metamórficos de migmatitas metasedimentarias con edades de 466 Ma, sugieren que estas últimas experimentaron su pico térmico como resultado de la mencionada actividad magmática (Rapela *et al.* 2001, Baldo *et al.* 2001).

RELACIONES DE CAMPO Y PETROGRAFÍA

El área de estudio comprendida en el sector centro-occidental de la sierra de Valle Fértil e inmersa dentro de la denominada quebrada de Otarola (Figs. 1a, b y 2), está caracterizada por la presencia de un basamento ígneo-metamórfico que ocupa casi la totalidad de la misma, con solo pequeños sectores con desarrollo de una cubierta sedimentaria que constituye el relleno de valles intermontanos. El basa-

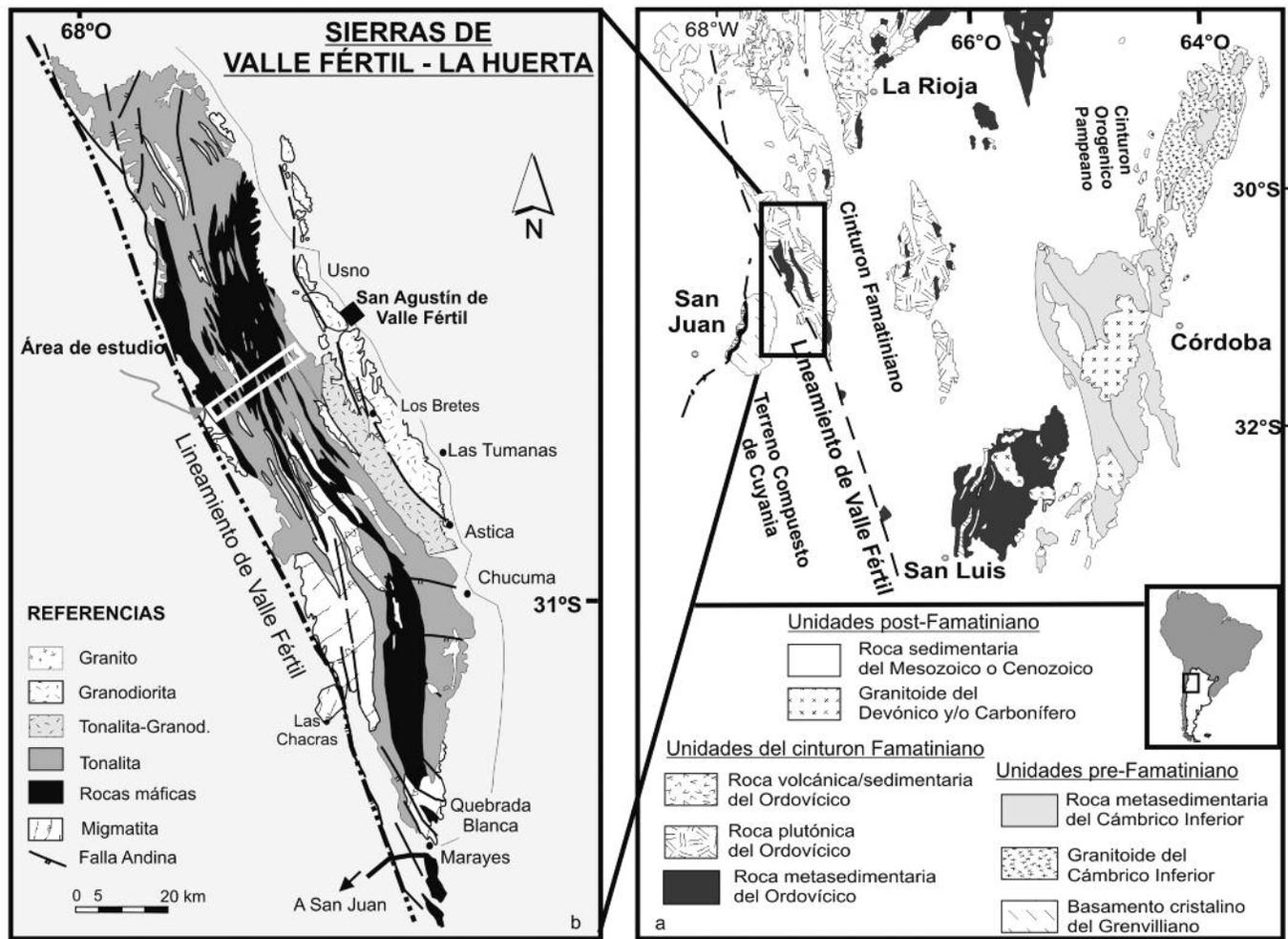


Figura 1: a) Mapa regional de las Sierras Pampeanas entre las latitudes 29° y 33° Latitud Sur. El recuadro indica la localización del bloque serrano de Valle Fértil-La Huerta; b) mapa geológico simplificado de las sierras de Valle Fértil y La Huerta mostrando la ubicación específica del área de trabajo. El mapa representa una compilación de las hojas geológicas de Mirrè (1976) y Vujovich *et al.* (1998) y considerando los trabajos de Vujovich *et al.* (1996) y Otamendi *et al.* (2008).

mento cristalino está constituido por un complejo máfico (Fig. 2). El relevamiento geológico de detalle permitió diferenciar diversas asociaciones litológicas dentro del mencionado complejo. Siguiendo el criterio del Código Argentino de Estratigrafía (CAE 1992) cada asociación se distinguió por la presencia constante de varios tipos litológicos que afloran espacialmente relacionados.

Asociación gábrica

Esta asociación se encuentra ampliamente distribuida a lo largo de toda la quebrada de Otarola. Junto a la asociación diorítica, constituyen las asociaciones dominantes en toda la región del segmento centro-occidental de la sierra de Valle Fértil.

Las otras asociaciones están subordinadas e incluidas en las asociaciones gábrica y diorítica (Fig. 2).

Usando la propuesta de clasificación de rocas ígneas de Le Maitre (1989) se determinaron cinco tipos litológicos en la asociación gábrica: gabro hornbléndico, gabronorita hornbléndica piroxénica, gabronorita olivínica y peridotita anfibólica piroxénica con capas de dunita.

Estas litologías se presentan en íntima relación de yacencia, interdigitándose heterogéneamente desde la escala de afloramientos de pocos metros de espesor hasta la distribución de grandes cuerpos en toda la unidad máfica.

Los gabros y gabronoritas poseen generalmente una textura granular subhedral,

con un tamaño de grano homogéneo y grueso, aunque esporádicamente se encuentran con menor tamaño de grano (Fig. 3a, b, c). El gabro hornbléndico y la gabronorita hornbléndica piroxénica están compuestos principalmente por hornblenda, plagioclasa y ortopiroxeno, con aparición esporádica de clinopiroxeno, biotita, y escasa sericita y cuarzo. La proporción de magnetita es importante (> 1% modal) y muy variable. Se destaca en algunos casos la presencia de cristales grandes de hornblenda de hasta 1 cm de longitud. Los gabros y gabronoritas muestran una foliación sub-magmática, sin embargo, esta foliación primaria está en la gran mayoría de los casos parcial o totalmente afectada por una fábrica desarro-

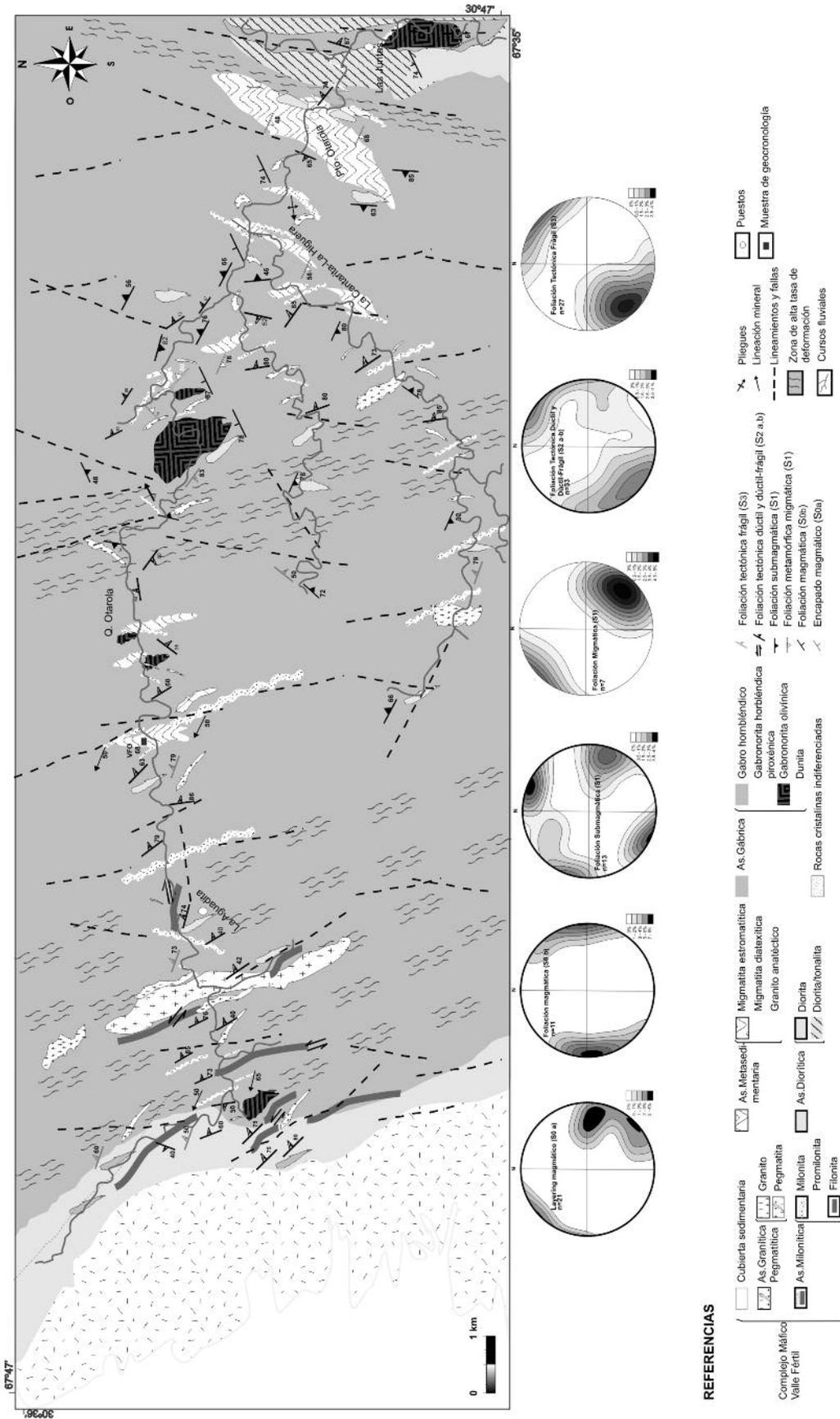


Figura 2: Mapa geológico estructural de la quebrada de Otarola, correspondiente al sector centro-occidental de la sierra de Valle Fértil.

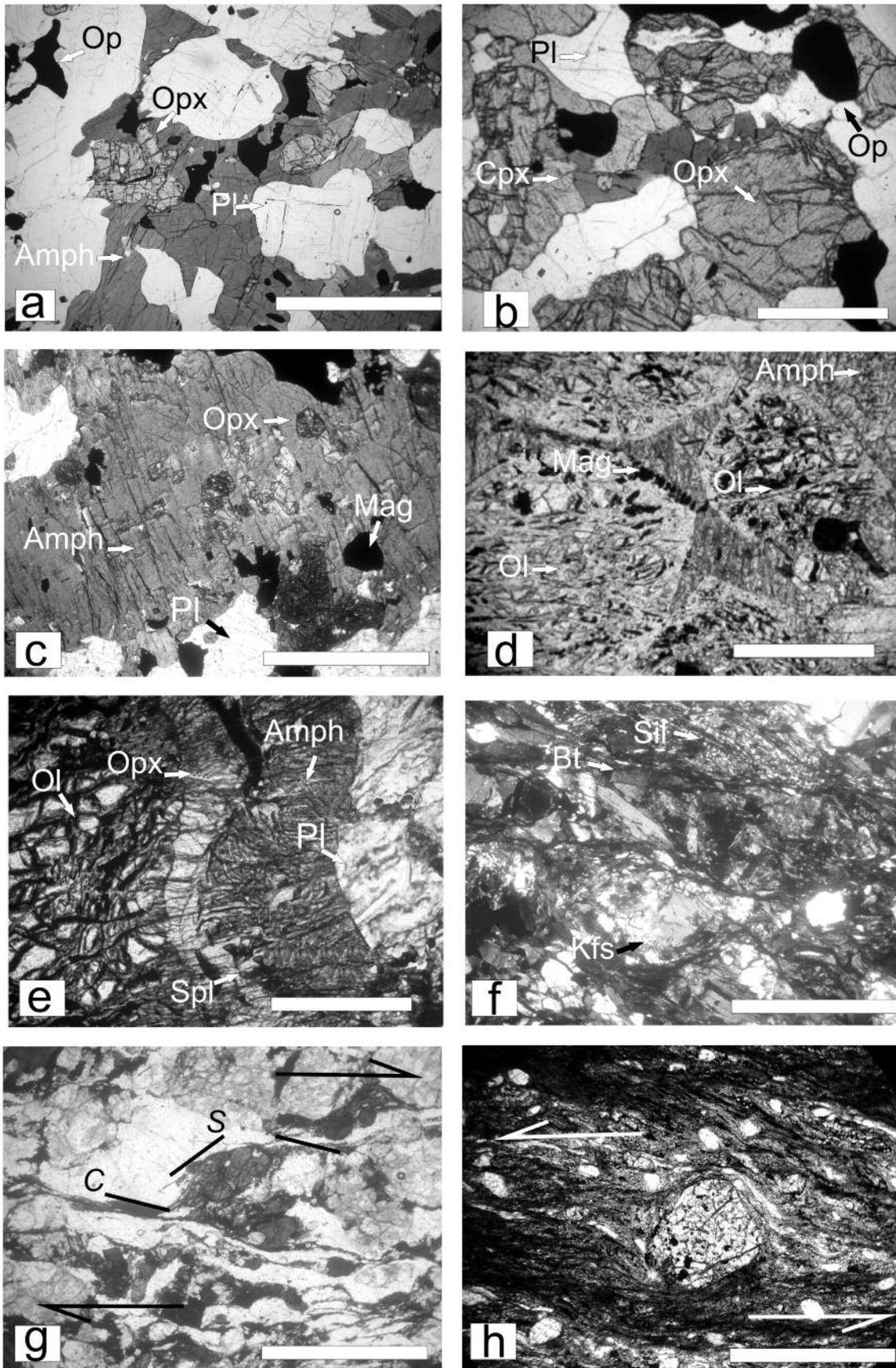


Figura 3: a) Se ilustra la textura inequigranular hipidiomórfica típica; b) relaciones texturales entre las fases minerales de piroxenos, anfíbol, plagioclasa y opacos en gabronorita hornbléndica piroxénica; c) gabro hornbléndico con desarrollo de oikocristal de anfíbol con inclusiones de ortopiroxeno, plagioclasa y óxidos; d) gabronorita olivínica con desarrollo de textura cumular; e) textura de reacción de tipo coronítica en multicapas y textura simplectítica entre anfíbol y espinelo en gabronorita olivínica; f) interrelación entre leucosoma y mesosoma de una migmatita estromatítica. También se puede apreciar la presencia de sombras de presión; g) protomilonita derivada de un protolito máfico donde se destaca el desarrollo de microestructuras S-C y la presencia de porfiroclastos σ de hornblenda. A partir de las microestructuras S-C, se indica una cinemática de componente destrá; h) milonita de migmatita con desarrollo de porfiroclasto δ de granate y una matriz anastomosada de biotitas y cuarzo, indicando cinemática sinestra. La barra de escala es siempre de 1 mm. Fotomicrografía a nicolos paralelos: a, b, c, d, e, g, h. Fotomicrografía a nicolos cruzados: f.

llada en estado subsólido, adquiriendo la roca una textura pseudo-polygonal o lobulada. Puede aparecer en fajas de cizalla con foliación milonítica y en estos casos la composición mineral y la fábrica primaria están completamente obliteradas. La gabronorita olivínica presenta una estructura mesoscópica y textura microscópica característica de las rocas cumulares. La textura es homogénea, con tamaño de grano grueso a medio, en muchos casos es poiquilítica con presencia de oikocristales de anfíbol de hasta 5 cm de diámetro (Fig. 3c). La textura cumular queda definida por la presencia de cumulos de minerales máficos, dominados por la asociación ígnea Ol+Opx+Amph (símbolos de minerales tomados de Kretz 1983) y plagioclasa intercumular (Figs. 3d y 4b). Las capas duníticas se componen esencialmente de olivino, con presencia subordinada de ortopiroxeno, anfíbol y plagioclasa. Las rocas cumulares poseen cristales de espinelo con aluminio y cromo, y magnetita rica en cromo. Especialmente en las capas duníticas, el olivino aparece parcial o totalmente alterado a minerales del grupo de las serpentinas y óxidos secundarios.

El anfíbol se encuentra formando cristales de tamaño mediano, subhedros y con intenso pleocroísmo de tonos verdes oscuros a pardos. Se destacan cristales de tamaños menores, subhedros, incluidos en la plagioclasa y ocasionalmente se desarrollan grandes oikocristales con textura poiquilítica que incluyen granos de plagioclasa, ortopiroxeno y opacos (Fig. 3c). El anfíbol, también aparece formando coronas alrededor de ortopiroxeno y olivino, en el último caso forma simplectitas con espinelo (Fig. 3e). La plagioclasa se presenta en cristales de tamaño medio, subhedros, con frecuentes maclas de Carlsbad y de tipo polisintéticas acuña-das. Por sectores se observan cristales estirados, con desarrollo de maclas mecánicas, flexuradas y con contactos triples que generan una sutil textura pseudopolygonal. El ortopiroxeno está como cristales de tamaño medio a pequeño, subhedros y con un marcado pleocroísmo de

tonos pardo-rosados. Los bordes son difusos y reabsorbidos en contacto con anfíbol, mientras que son netos en contacto con plagioclasa. En algunos casos, el ortopiroxeno se encuentra uralitizado. También constituye coronas alrededor de olivino (Fig. 3e). El clinopiroxeno aparece como cristales de tamaño mediano a pequeño, subhedros y de color verde pálido. En general el clinopiroxeno está rodeado o tienen parches internos de anfíbol. El olivino se encuentra como cristales de tamaño medio a pequeño, subhedros y con desarrollo de bordes redondeados. Algunos poseen simplectitas de magnetita dispuestas perpendiculares a sus bordes. La apatita y los opacos se encuentran constituyendo cristales muy pequeños, cuhedros a anhedros, como inclusiones en anfíbol, plagioclasa y ortopiroxeno. En ocasiones los minerales opacos rellenan micro-fracturas o constituyen inclusiones orientadas.

En la mayoría de los casos las rocas de la asociación gábrica presentan lentes, bandas y hasta bolsones de composición diorítica. Dichos lentes generalmente se encuentran alineados con la foliación submagmática incipiente, aunque hay ejemplos oblicuos a la misma, mientras que los bolsones son discordantes. Por otra parte, también presentan intrusiones de diques o *sills* elongados de gabro hornbléndico de grano fino. En la mayoría de los casos dichas inyecciones tienen bordes netos y tamaño variable entre 10 cm a 15 cm de potencia y hasta 1 m de longitud.

Asociación diorítica

Se encuentra distribuida en toda la unidad máfica con dos relaciones de campo distintivas. Por un lado interdigitada como bancos de pocos metros de potencia con los gabros hornbléndicos de la asociación gábrica y, por otro lado, formando cuerpos discretos de hasta cientos de metros de espesor (Fig. 2). En el primer caso, los bancos dioríticos no pueden ser representados en el mapa dado que su dimensión es inferior a la escala de mapeo. A su vez, en muchos de

los afloramientos de la asociación diorítica se encuentran inclusiones de gabros anfibólicos que tienen forma de lentes o bandas discontinuas (Fig. 4e). Asimismo, las dioritas poseen intrusiones de diques o *sills* elongados de gabro hornbléndico de grano fino, que en ocasiones se ramifican y conforman una red interconectada de diques, algunos con desarrollo de pliegues muy marcados.

La asociación diorítica está constituida por dos variedades litológicas: dioritas y tonalitas. Estas litologías tienen textura granular, homogénea, de grano medio y ocasionalmente de grano grueso. Están compuestas de plagioclasa y anfíbol (Hbl), en muchos casos ortopiroxeno, y con presencia de cuarzo y biotita en proporciones modales muy variables. Como accesorios se encuentra circón, apatita, magnetita, mientras que sericita y clorita son secundarios. En la variedad tonalita, el cuarzo y la biotita tienden a incrementar su proporción considerablemente con respecto al resto de los minerales y el ortopiroxeno está ausente.

La textura de las dioritas y tonalitas es predominantemente ígnea, inequigranular-hipidiomórfica; sin embargo, una amplia proporción de dioritas y tonalitas presenta rasgos de deformación intra- e intercrystalinas, y en muchos casos la microfábrica es deformacional.

La plagioclasa aparece como cristales de tamaño medio a pequeño, subhedros a anhedros, con bordes por sectores levemente lobulados y con escasos contactos de puntos triples. Es frecuente el estiramiento y/o aplastamiento de algunos cristales, cuyas maclas polisintéticas evidencian torsión y acuñamiento hacia el centro de los mismos. El anfíbol (Hbl) se presenta como cristales de tamaño mediano, subhedros y con marcado pleocroísmo de tonos verdes intensos a pardos. Se destaca por su amplia facturación y por las numerosas inclusiones de opacos orientadas. El ortopiroxeno se desarrolla únicamente como cristales medianos a pequeños, subhedros y con marcado pleocroísmo de tonos pardo-rosados. Se encuentra en contacto con anfíbol, trans-

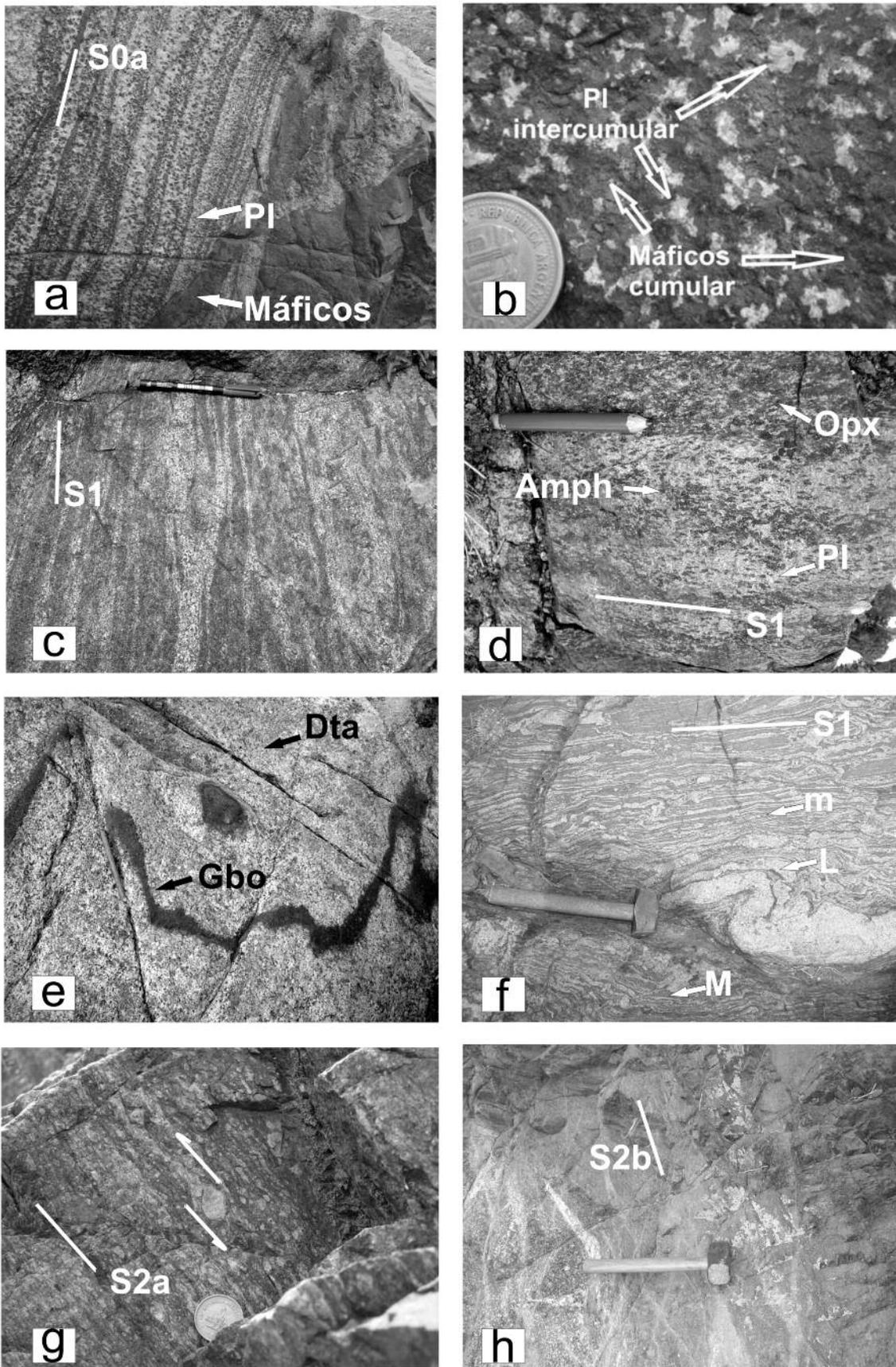


Figura 4: a) Interdigitación de bandas máficas y félsicas correspondientes al encapado magmático (S_{0a}) en gabronorita olivínica; b) detalle de 4 (a) donde se destaca la textura cumular y las relaciones mineralógicas correspondientes; c) gabronorita hornbléndica piroxénica donde se aprecia un rasgo ígneo primario en el desarrollo de lentes máficas y félsicas, alternadas a escala de centímetros, además de la foliación S_1 ; d) gabronorita hornbléndica piroxénica ilustrando el desarrollo de la foliación S_1 , evidenciada por la orientación de minerales máficos y félsicos; e) dique de composición gábrica (G_{bo}) intruído en diorita (D_{ta}) y plegado durante el desarrollo de la foliación S_1 ; f) migmatita estromatítica que ilustra las relaciones de fábrica presentes entre mesosomas y leucosomas; g) protomilonita de migmatita metasedimentarias donde se aprecia la foliación milonítica (S_{2a}); h) filonita con desarrollo de la foliación milonítica (S_{2b}).

formándose en éste (uralitización). El cuarzo forma cristales medianos, anhedros o subhedros, y constituye localmente cintas elongadas con recristalización en subgranos. Son frecuentes los cristales con extinción en damero, bordes lobulados o con evidencias de migración de bordes. La biotita conforma láminas de tamaño medio a pequeño, subhedras y con extremos acunados. Algunas botitas están desferrizadas y otras se encuentran incluidas en plagioclasa, anfíbol o cuarzo. Son frecuentes los cristales de tamaño grande. En algunos casos los minerales opacos tienden a orientarse generando fábricas continuas dentro de los anfíboles. En las dioritas y tonalitas con microfábricas de deformación dominante se encuentran porfiroclastos de anfíbol, plagioclasa y/o piroxenos inmersos en una matriz de grano fino y geometría anastomosada, o flanqueados por cintas de cuarzo elongadas. Además se desarrolla por dominios una foliación milonítica marcada y una lineación mineral y de estiramiento normalmente definida por anfíbol, cuarzo y/o biotita sobre los planos de dicha foliación.

Asociación migmatitas metasedimentaria y granitos anatócticos

La asociación metasedimentaria se encuentra muy subordinada a las asociaciones ígneas previamente descritas. Aparece como afloramientos discretos en la porción centro-oriental de la quebrada de Otarola (Fig. 2), de longitudes que varían de 300 m a 2 km y potencias que no superan el kilómetro. Las rocas metasedimentarias están presentes en toda la unidad máfica como pequeños tabiques con forma de lentes (septos) de pocos metros de longitud.

Dentro de esta asociación quedan incluidos tres tipos litológicos, distinguidos por su morfología y constitución mineralógica como: migmatita estromatítica, diatexita y granitos anatócticos (Ashworth 1995, Brown y Solar 1999). Están constituidos por proporciones variables de: plagioclasa, cuarzo, biotita, cordierita, feldespato potásico, granate y sillimanita

(Fig. 3f). Como fase accesoria presentan circón, apatita y minerales opacos.

La migmatitas estromatíticas se distinguen por la presencia de una foliación composicional, espacialmente discontinuas y de potencia variable (Fig. 4f), dada por la alternancia de leucosomas y mesosomas. En general poseen una textura granoblástica inequigranular en los leucosomas y lepidoblástica en los mesosomas (Fig. 3f). Por otro lado, las migmatitas diatexíticas y los granitos anatócticos muestran una estructura homogénea, textura granoblástica de grano medio a grueso, la presencia de *schlieren* biotíticos y nódulos de cuarzo, plagioclasa o cordierita.

En general en las rocas metasedimentarias el cuarzo se presenta como cristales anhedros de tamaño mediano a grande, desarrollando uniones de puntos triples. En la mayoría de los casos posee lamelas de deformación o desarrollo de subgranos. También ocurre como granos irregulares y pequeños en sombras de presión generadas en porfiroblastos de granate y plagioclasa, asociado a biotita. La plagioclasa aparece como cristales de tamaño mediano a grande, subhedros y con bordes por sectores algo corroídos con engolfamientos. La plagioclasa muestra maclas polisintética y de Carlsbad con frecuencia acunadas y flexuradas. El feldespato potásico aparece como cristales medianos a grandes y de carácter subhedro a euhedro, tiene bordes lobulados o corroídos, con desarrollo de un maclado en enrejado esfumado y flexurado. El granate conforma cristales pequeños a medianos, subhedros a euhedros y con bordes engolfados. Los porfiroblastos de granate pueden tener fracturas intracrystalinas rellenas por clorita. La cordierita aparece como cristales de tamaño mediano libres de inclusiones o como poiquiloblastos grandes. La biotita forma láminas medianas a pequeñas, anhedras, con pleocroísmo de tono pardo-verdoso, por sectores de tamaño algo mayor y pleocroísmo de tonos rojizos. Constituye folias finas, discontinuas y de corta longitud. Tiende a flexurarse y generar plie-

gues *kink* aislados. La sillimanita en algunos casos es prismática en los mesosomas, en otros tiene hábito fibroso y constituye nidos, y en ocasiones está pasa a sericita o está incluida en cordierita.

Comúnmente la foliación migmatítica está obliterada por fábricas deformacionales sobrepuestas; asimismo dicha foliación se aprecia sin perder identidad en pliegues isoclinales cerrados o pliegues tipo *chevron*. En algunos casos la foliación migmatítica está casi completamente retrabajada por la foliación milonítica, bajo estas circunstancias la migmatita metasedimentaria se puede clasificar como protomilonita.

Estas migmatitas contienen diques y/o *sills* de gabro anfibólico, cuyo tamaño varía entre pequeños cuerpos tabulares de 40 a 70 cm de longitud y 20 cm de potencia, a grandes cuerpos de longitudes superiores a la decena de metros; poseen bordes netos y pueden ser concordantes o discordantes con la foliación migmatítica.

Asociación granítica-pegmatítica

La asociación granítica-pegmatítica se encuentra erráticamente distribuida a lo largo de la quebrada de Otarola, intruída en todas las asociaciones litológicas presentes. Está representada por tres tipos litológicos: leuco-monzogranitos y pegmatitas simples y complejas. Los leuco-monzogranitos constituyen cuerpos plutónicos lobulares de cientos de metros de potencias o cuerpos lenticulares de escala métrica. En la porción occidental de la quebrada de Otarola se encuentra un leuco-granito de grano muy grueso, que conforma un plutón elongado con rumbo submeridional, el cual está segmentado en su extremo norte conformando un cuerpo menor separado del principal (Fig. 2). Las pegmatitas constituyen cuerpos de geometrías variables desde lenticiformes hasta mantiformes o vetiformes, dominando claramente las tabulares elongadas, intruídas en forma concordante como cortando a las foliaciones (Fig. 2). En general, poseen potencias que varían de 40 cm hasta 20 m y longitudes supe-

riores a 30 m.

Se componen esencialmente de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, y muscovita. Como fase accesoria se presentan circón, apatita, monacita y opacos. En algunas pegmatitas complejas se desarrollan cristales de granate, epidoto, turmalina y berilo.

El cuarzo conforma una matriz granular y en algunos casos cintas elongadas con recristalización de subgranos. Está como cristales anhédros, de tamaño grande a pequeño y con extinción en damero. La plagioclasa forma cristales subhedros a euhedros, de tamaño mediano a grande, y con maclas polisintéticas levemente flexuradas. El feldespato potásico se desarrolla como cristales euhedros a subhedros de tamaño mediano a grande, destacándose el maclado en enrejado y de tipo Carlsbad. La biotita aparece como cristales subhedros, pequeños a medianos, conformando finas folias o cristales aislados en una matriz granular homogénea. La muscovita desarrolla láminas subhedras de tamaño mediano a grande, asociadas a biotita y cuarzo en finas folias o aisladas en una matriz granular. El granate, la turmalina, el epidoto y el berilo se presentan aisladamente, como grandes cristales subhedros o euhedros. El circón y la apatita constituyen cristales muy pequeños, euhedros a anhédros y siempre como inclusiones. La monacita está asociada a los feldespatos.

A escala de afloramiento, los tres tipos litológicos de esta asociación intruyen discordantemente a las tres asociaciones anteriores. A su vez, las pegmatitas y granitos asociados aparecen plegados tanto a escala de centenares de metros como también a escala centimétrica, generando pliegues abiertos y de tipo isoclinal, y una marcada lineación de estiramiento.

Asociación milonítica

Está presente en alta proporción y con amplia distribución areal en el segmento occidental de la quebrada de Otarola. También aparece en la zona central y oriental de la comarca, circunscripta a fajas pequeñas y aisladas (Fig. 2). Está integrada

por tres tipos litológicos principales: protomilonitas, milonitas y filonitas (Sibson 1977, Higgins 1971, Passchier y Trouw 1996, Van Der Pluijm y Marshak 2004). Forman pequeñas fajas discontinuas de aproximadamente 20 m a 50 m de longitud, con potencias variables entre 2 m a 50 m. Ocasionalmente se encuentran fajas miloníticas continuas de alrededor de 500 m de longitud y 200 m de potencia (Fig. 2).

Las milonitas y/o protomilonitas derivadas de migmatitas metasedimentarias presentan una matriz de textura granolepidoblástica, con un tamaño de grano medio a fino, conformada por la asociación mineral Bt+Fbr+Qtz+Pl (Figs. 3h y 4g). Además, presentan porfiroclastos tipo δ y σ , constituidos esencialmente por feldespato potásico, plagioclasa, cordierita, cuarzo y granate (Fig. 3h). Estas rocas desarrollan una foliación milonítica penetrativa y anastomosada (Fig. 4g). A escala microscópica se observan estructuras S-C ubicándose biotita y fibrolita en las superficies C y finas folias de biotita en los planos S. Los porfiroclastos tienen colas asimétricas y sombras de presión asociadas. El cuarzo se desarrolla en la matriz como pequeños cristales anhédros, formando finas cintas y como policristalinos tipo σ de tamaño mediano. La plagioclasa forma parte de la matriz y además forma porfiroclastos medianos de geometría σ . La biotita conforma láminas medianas a pequeñas con moderado pleocroísmo de pardo-amarillento a verdoso. En algunos casos se altera a clorita fina. En ocasiones se reconoce una biotita de carácter relíctico, de tamaño pequeño, fuerte pleocroísmo (color rojizo), a veces flexurada o con micropliegues tipo *kiné*. La sillimanita está como cristales pequeños, subhedros, de hábito prismático y en su gran mayoría con hábito fibroso y acicular (fibrolita). El feldespato potásico constituye solamente grandes porfiroclastos de tipo σ . El granate conforma porfiroclastos de tamaño mediano, subhedros, con bordes engolfados y con geometrías σ y δ poco definidas. La cordierita aparece como porfiroclastos de tipo δ .

Las milonitas y/o protomilonitas derivadas de protolitos intermedios y máficos (dioritas/gabros) presentan una matriz de textura granoblástica a granolepidoblástica, de grano medio, desarrollando agregados de cuarzo y biotita que rodean a porfiroclastos de tipo δ y σ de anfíbol, plagioclasa y cuarzo policristalino, este último solo asociado a milonitas derivadas de dioritas cuarzosas (Fig. 3g). En general las milonitas muestran sombras de presión asociadas a los porfiroclastos de anfíbol, microestructuras S-C y cintas de cuarzo anastomosadas (Fig. 3g). La plagioclasa constituye en la matriz cristales pequeños, subhedros y con aisladas maclas de deformación difusas. Además forma grandes porfiroclastos de geometría σ y bordes lobulados. La biotita se encuentra aisladamente en láminas muy pequeñas de moderado pleocroísmo (color pardo-amarillento a verdoso). El anfíbol se presenta en cristales pequeños, anhédros a subhedros y distribuidos en muy baja proporción en la matriz, y además como porfiroclastos σ , anhédros y con colas simétricas y asimétricas.

En las filonitas derivadas de protolitos metasedimentarios, la matriz está compuesta por delgadas folias de Chl+Ser+Ms+Bt+Qtz (Fig. 4h) que envuelven a porfiroclastos de plagioclasa y esporádicamente a cuarzo policristalino. Las filonitas se caracterizan por el predominio de una foliación planar, de geometría suavemente anastomosada, generada por flujo dúctil-frágil y reducción generalizada del tamaño de grano de todos los minerales (Fig. 4h). La plagioclasa y el cuarzo constituyen porfiroclastos muy pequeños de geometría σ . La biotita conforma aisladas láminas asociadas a finas cloritas. Las filosilicatos (Chl +Ser+Ms) se agrupan en cintas finas y anastomosadas.

RASGOS ESTRUCTURALES

El relevamiento geológico y el análisis de los elementos estructurales presentes en la quebrada de Otarola, revelaron la existencia de una serie de estructuras de características planares y lineares generadas

por procesos ígneos, metamórficos y de formacionales. Utilizando evidencias estructurales observadas a escala mesoscópica y microscópica se distinguieron los siguientes rasgos estructurales, cuyo subíndice reflejan el orden temporal que se les asignó por relaciones de corte: 1) encapado modal o encapado magmático (S_{0a}); 2) foliación magmática (S_{0b}); 3) foliación submagmática y foliación migmatítica (S_1); 4) foliación tectónica dúctil y dúctil-frágil generada durante la formación de rocas de la serie milonítica ($S_{2a,b}$) y lineación mineral y de estiramiento (L_2); y 5) foliación tectónica frágil (S_3). Cabe aclarar que los criterios de identificación, clasificación y naturaleza de los rasgos estructurales se tomaron de Mc Clay (1987), Paterson *et al.* (1989), Nicolas (1992), Paschier y Trouw (1996), Van Der Pluijm y Marshak (2004) y Llambías (2008). Además, a escala regional fueron identificadas y definidas una serie de fallas y lineamientos.

1) El encapado modal o encapado magmático (Cox *et al.* 1979, Winter 2001), se encuentra asociado a cuerpos de carácter máfico-ultramáfico (con variaciones composicionales de anortosita, gabronorita hornbléndica piroxénica, gabronorita olivínica y dunita) ubicados en el segmento oriental y central de la quebrada. La misma se define como una estructura penetrativa que corresponde a la alternancia rítmica de capas que varían de 2 a 20 cm de potencia, compuestas unas por plagioclasa (anortita - bytownita) y otras ricas en olivino, piroxeno y anfíbol (Fig. 4a). En la mayoría de los casos, el límite entre estas bandas define una zona neta, sin evidencias de reacciones o cambio transicional, haciendo referencia a una clara continuidad del sistema magmático y de las condiciones de generación del encapado. En lo que respecta a su orientación espacial, ésta describe rumbos variables entre N 5° a 40°E y un buzamiento de alto ángulo al NO-SE, aunque se presentan aisladamente valores dispersos fuera de la mencionada orientación (Fig. 2).

2) La foliación magmática (S_{0b}) es más conspicua en gabros y gabronoritas que

afloran en el segmento central de la quebrada de Otarola. Esta estructura se distingue por la alineación subparalela de minerales máficos (Amph+Opx) en rocas inequigranulares de grano grueso (1 a 1,5 cm). En general, los granos orientados se ubican paralelos y siguiendo una dirección preferencial. Esta foliación primaria presenta una orientación promedio con rumbos entre N 350° a N 5° y buzamientos de alto ángulo (> 70°) tanto al ENE como al OSO (Fig. 2).

3) La foliación submagmática (S_1) se observa tanto en la asociación gábrica como en la asociación diorítica. La misma presenta un carácter penetrativo y se define, en algunos casos, por la orientación de minerales máficos (Amph-Opx) generando bandas elongadas y estiradas de poca potencia (hasta 1 cm) que alternan con bandas ricas en plagioclasa (Fig. 4d). La diferencia entre las foliaciones S_{0b} y S_1 se aprecia sin ambigüedades al observar la presencia de microfábricas deformacionales plásticas intracrystalinas en los distintos minerales (Paterson *et al.* 1989, Llambías 2008). Dichas microfábricas se destacan principalmente en plagioclasa por el maclado mecánico discontinuo, con flexuras y acuñamiento de las maclas polisintéticas hacia los límites cristalinos, además de extinciones onduladas y lamelas deformacionales aisladas. En los anfíboles se observan sutiles dislocaciones en el maclado y extinción en lamelas. En dichos minerales no se muestra microscópicamente, un cambio notorio en su hábito, ni evidencias de reducción del tamaño de grano o indicio de deformaciones sub-sólidas. Esto indicaría que la deformación está dada en condiciones de muy alta temperatura, íntimamente ligada al un flujo de carácter submagmático (Paterson *et al.* 1989). La foliación submagmática posee rumbos muy variables entre N 280° a N 10° y un buzamiento de alto ángulo (> 60°) principalmente al NE-SO, aunque hay buzamientos dispersos al NO-SE (Fig. 2).

La foliación migmatítica (S_1) se encuentra definida en las migmatitas metasedimentarias, es de carácter penetrativo y queda

representada a escala de afloramiento por la alternancia de bandas elongadas mesocráticas y leucocráticas de entre 0,5 y 5 cm de potencia (Figs. 3f y 4f). Comúnmente la foliación S_1 se desarrolla asociada a la fábrica migmatítica de las estromatitas presentando en ocasiones pliegues apretados-abiertos. La orientación de la foliación migmatítica presenta rumbos que varían entre N 5° a 75°E y un buzamiento de alto ángulo, mayor a 70° hacia el NO y SE (Fig. 2). En términos generales, la ubicación espacial de S_1 es parcialmente similar en las rocas ígneas y metasedimentarias.

4) La foliación tectónica dúctil (S_{2a}) está siempre relacionada con rocas de la serie milonítica. Cuando el desarrollo de S_{2a} es incipiente se encuentra presente en algunas litologías de las asociaciones dioríticas, gábricas y metasedimentarias, las cuales muestran una obliteración parcial y localizada de sus fábricas previas (S_0 y S_1), o son cortadas por la foliación tectónica (S_{2a}). La foliación S_{2a} se presenta con más preponderancia areal en el extremo occidental de la quebrada, definiendo fajas de cizalla discretas de escala regional. A escala microscópica la foliación (S_{2a}) presenta un arreglo anastomosado, dado en las rocas metasedimentarias, por el desarrollo de una matriz de grano fino constituida por $Bt \pm Qtz \pm Sil$ que rodea a porfiroclastos (Fig. 4g). En algunos sectores de la quebrada la orientación espacial de la foliación S_{2a} es coincidente con la orientación de la S_1 . Cuando a escala de afloramiento la estructura S_{2a} transpone a S_1 , la misma muestra rumbos entre N 320° y 350° y buzamiento entre 65° y 70° hacia los cuadrantes NE y SO (Fig. 2).

La foliación tectónica dúctil-frágil (S_{2b}) se encuentra representada únicamente en las filonitas. Además, dicha foliación, queda expresada casi exclusivamente en el extremo oeste de la quebrada, y en forma muy localizada puede encontrarse en otros sectores de la región. La S_{2b} es una estructura planar, penetrativa, con un patrón de tipo anastomosado difuso, siendo claramente identificable en afloramiento por presentar planos que son untuosos al

CUADRO 1: Datos de análisis de LA-MC-ICPMS U-Pb en circones metamórficos de la migmatita VFO68.

Análisis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Relaciones isotópicas							Edad aparente (Ma)						
				$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{206}\text{Pb}/$ ^{207}Pb	\pm (%)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm (%)	Corr, Error	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm (Ma)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	\pm (Ma)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{207}Pb	\pm (Ma)
VFO-68-P2	198	73	0,37	6266	17,8937	2,8	0,5894	3,0	0,0765	1,0	0,32	475,2	4,4	470,5	11,2	447,8	62,5
VFO-68-P5	302	36	0,12	10504	17,6736	4,1	0,5923	4,2	0,0759	0,9	0,21	471,7	4,0	472,3	15,7	475,3	90,0
VFO-68-P15	326	45	0,14	9012	17,4851	3,3	0,6037	3,8	0,0766	1,9	0,50	475,5	8,7	479,6	14,5	498,9	72,6
VFO-68-P17	271	72	0,26	6820	17,7859	3,1	0,5843	3,5	0,0754	1,5	0,44	468,4	6,9	467,2	13,0	461,2	69,1
VFO-68-P18	264	91	0,35	13344	17,6558	3,2	0,5926	3,7	0,0759	1,8	0,48	471,5	8,0	472,5	13,9	477,5	71,6
VFO-68-P20	350	61	0,17	12874	17,4431	2,8	0,5904	2,9	0,0747	0,8	0,27	464,4	3,5	471,1	11,1	504,2	62,4
VFO-68-P23	237	70	0,29	8124	17,7774	4,4	0,6050	4,5	0,0780	0,5	0,12	484,2	2,5	480,4	17,0	462,3	98,0
VFO-68-P37	85	46	0,54	6436	16,8810	10,1	0,6285	10,4	0,0770	2,5	0,24	477,9	11,4	495,2	40,7	575,8	219,7
VFO-68-P41	96	11	0,11	7152	16,8558	5,1	0,6077	5,8	0,0743	2,8	0,49	461,9	12,5	482,1	22,2	579,1	109,8
VFO-68-P46	53	31	0,59	5870	17,5019	10,8	0,5748	11,4	0,0730	3,6	0,31	454,0	15,6	461,1	42,2	496,8	239,0
VFO-68-P48	56	35	0,61	4704	17,3581	8,7	0,5934	9,2	0,0747	2,9	0,32	464,5	13,2	473,1	34,7	514,9	191,2

tacto y con brillo satinado (Fig. 4h). Se define por el desarrollo de una matriz de grano fino, con tonos verdes a pardo-rojizos dominada por la asociación de bajo grado Chl+Ser+Ms+Bt+Hem que rodea a pequeños porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo. La orientación espacial de la S_{2b} en muchos casos es coincidente con la orientación de la S_{2a} , tomando rumbos de entre N 320° a N 350° y buzamientos de alto ángulo al NE y SO (Fig. 2). Cabe destacar, que sobre los planos de las foliaciones S_{2a} - S_{2b} , se desarrolla una lineación mineral (L_2) definida por la recristalización dinámica de biotita y el estiramiento de cuarzo (lineación de estiramiento), cuya dirección varía entre N 65° y 70° e inmersiones estadísticamente dominantes hacia el ENE. La presencia de indicadores cinemáticos paralelos a la mencionada estructura lineal, evidencia un claro transporte tectónico inverso con vergencia al O-SO, indicando tanto a escala local como regional un cabalgamiento de los bloques orientales ascendiendo gradualmente sobre los occidentales.

5) La foliación tectónica frágil (S_3) es observada en la mayor parte de las litologías que componen el basamento cristalino, destacándose su amplio desarrollo en aquellas rocas que conforman la asociación gábrica. Esta foliación es una estructura penetrativa, definida por el desarrollo de una fábrica planar de variada potencia (clivaje de fractura), que configura en las rocas del basamento una facturación frágil muy marcada. La misma afec-

ta y oblitera a todas las foliaciones previamente descritas, caracterizándose por presentar una mínima dispersión en su configuración espacial, esencialmente en su rumbo. La estructura S_3 se concentra entre los rumbos N 300° y 355° y con buzamiento de alto ángulo hacia el SO y NE (Fig. 2). Sobre los planos de S_3 se observan sectorizadamente estrías y/o escalones de falla, que en la mayoría de los casos indican movimiento de bloques en sentido inverso con vergencia hacia el oeste.

EDAD DE CRISTALIZACION U-PB EN CIRCONES

Metodología

Aproximadamente unos 5 kg de roca (es-péccimen VFO68 cuya localización se muestra en figura 2) fueron triturados y molidos, este material fue tamizados con retención de las fracciones en mallas 80, 120, 170 y 200. En todas las fracciones se realizó la separación de minerales magnéticos de aquellos no magnéticos utilizando un separador electromagnético Frantz y, el concentrado de minerales no magnéticos se separó mediante líquidos de alta densidad (bromoformo). Los circones se separaron del pre-concentrado por selección manual de granos bajo lupa binocular. Todas estas tareas se llevaron a cabo en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto, Argentina.

En el Departamento de Geociencias de

la Universidad de Arizona, Tucson, los cristales de circones seleccionados, fueron colocados en un molde de teflón con resina *epoxi*®, para finalmente ser analizados a través de ablación con láser acoplada a emisión de plasma con espectrometría de masas (LA-ICPMS). Todos los detalles de la técnica analítica y su error inherente fueron presentados por Gehrels *et al.* (2008). Para el cálculo de las edades y la realización de los diagramas se utilizó el programa ISOPLOT 3.00 (Ludwig 2003)

Resultados

En general, los circones analizados tienen menos de 200 μm de largo, son prismáticos o piramidales y subhedros. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran que los circones poseen núcleos con zonado oscilatorio, característico de los circones de origen ígneos. En la gran mayoría de éstos se desarrolla un borde sin zonado, que se interpreta como de origen metamórfico asociado al evento que generó la migmatita de donde se coleccionaron los circones (Fig. 5). Si bien la morfología e imagen del borde sugiere un origen metamórfico, los análisis resultan en una abundancia de U variable y las relaciones Th/U (0,1-0,5) son moderadas, pero no extremadamente bajas (Cuadro 1 y Fig. 5). Esto sugiere que no todos los circones se han enriquecido en U durante su crecimiento metamórfico, llegando a relaciones U/Th \ll 0,3 como ha sido interpretado típico y característico de los

procesos metamórficos (Hoskin y Schaltegger 2003). No obstante cabe destacar que, en la estimación de la edad, no se ha limitado a utilizar solamente los análisis con altos contenidos de U (Fig. 5).

Los datos analíticos utilizados para calcular las edades de cristalización de circones metamórficos, se encuentran especificados en el Cuadro 1, y las edades son presentadas gráficamente en un diagrama de concordia Tera-Wasserburg (Fig. 5).

Cabe mencionar que once puntos analizados en bordes de circones, definen una edad de $474 \pm 4,7$ Ma, siendo esta edad consistente con las obtenidas por Rapela *et al.* (2001), en dos migmatitas ubicadas en quebradas muy cercanas a la quebrada de Otarola. En acuerdo con estos autores, se interpreta que la edad de re-cristalización de circones refleja el pico metamórfico, registrado por las secuencias metasedimentarias del centro de la sierra de Valle Fértil (Otamendi *et al.* 2008b). Además, la edad de cristalización en circones metamórficos, indica que el pico metamórfico fue coetáneo con el magmatismo máfico e intermedio que se emplazó en la parte inferior del arco famatiniano.

Es preciso aclarar que esta muestra de migmatita metapelítica (VFO68) tiene una población de circones cuyos núcleos revelan la existencia de edades heredadas de entre 520 y 1.800 Ma; sin embargo, esos resultados serán presentando en otra contribución.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En función del estudio detallado de la geología de la quebrada de Otarola, a lo largo de la cual se ha identificado un complejo máfico constituido por cinco asociaciones litológicas fundamentales, se puede precisar que esta geología es típica y representativa del segmento centro-occidental de la sierra de Valle Fértil. Sobre la base de las relaciones petrogenéticas observadas en el área y en sectores aledaños a la misma, se concluye que el mencionado segmento, representaría una sec-

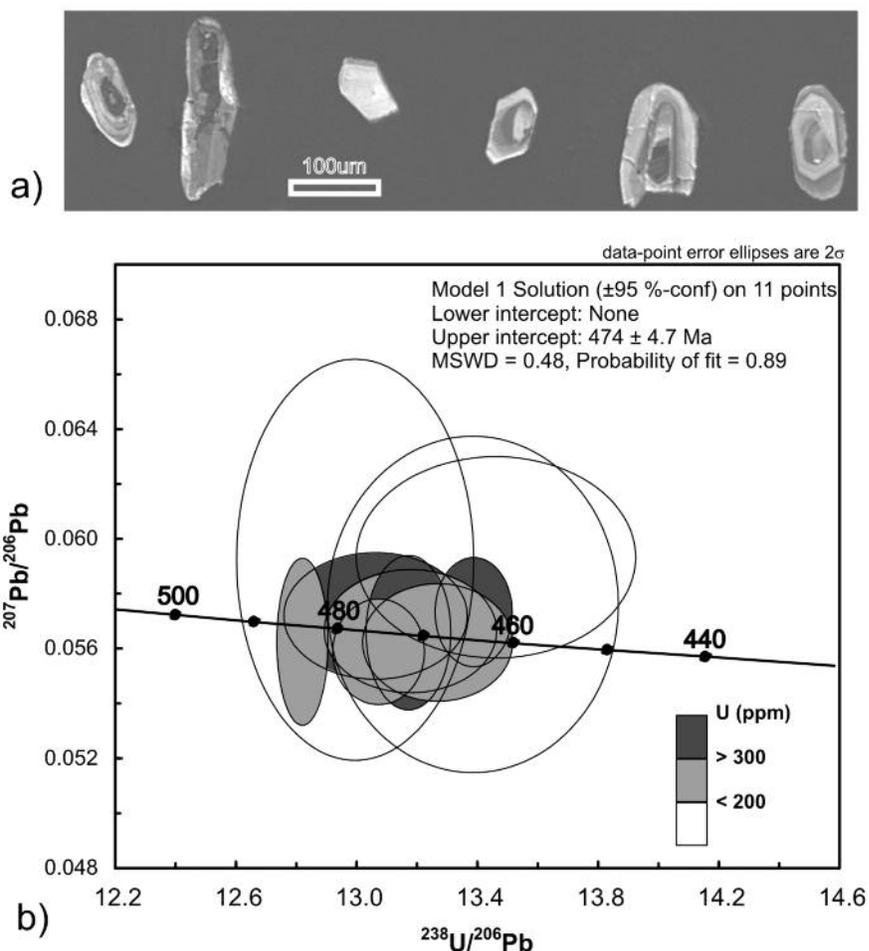


Figura 5: a) Imágenes de catodoluminiscencia de circones analizados, donde se aprecia la existencia de un borde metamórfico que creció alrededor de un núcleo (ígneo) heredado; b) diagrama Tera-Wasserburg para 11 puntos analizados en bordes de circones de la migmatita VFO68.

ción característica de la corteza media del arco plutónico Famatiniano. Esto sería coincidente con las mayores paleo-profundidades representadas para este sector serrano por Otamendi *et al.* (2008b).

Mediante el análisis conjunto de las estructuras y las relaciones petrológicas de campo se establecen tentativamente para la zona tres estadios deformacionales, acaecidos todos bajo un campo de esfuerzo compresional. El primero de ellos (D_1) orientado NO-SE (según coordenadas actuales), actuó a altas temperaturas y sería sincrónico con el estadio magmático y el pico metamórfico registrado por las migmatitas. En función de las paragénesis minerales de dichas rocas, se deducen para el pico metamórfico condiciones de facies de granulitas, con elevadas tempe-

raturas (> 800 °C) y presión relativamente baja ($\sim 5,5 \pm 0,5$ kbar, Delpino *et al.* 2008, Tibaldi *et al.* 2009). Cabe destacar que el mencionado estadio, sería el responsable del origen de las foliaciones submagmática y migmatítica (S_1) y de una serie de estructuras generadas en altas temperaturas, tal como es el caso de pliegues de diques máficos incluidos en dioritas, las cuales no evidencian deformación subsólida sobrepuesta. Así como también, la presencia local y discreta de microcizallas en rocas ígneas y metasedimentarias, que facilitan la inyección de fundidos pero donde no hay indicios de reducción del tamaño de grano. El estudio geocronológico realizado en las rocas migmatíticas, permitió acotar temporalmente al pico metamórfico registrado en ellas, el cual

indica una edad de $474 \pm 4,7$ Ma. Esta edad para el pico metamórfico, es similar a las obtenidas por Rapela *et al.* (2001) en otras migmatitas de la sierra de Valle Fértil. Asimismo, la edad de metamorfismo está dentro del rango temporal entre 485 y 470 Ma determinado para el magmatismo en esta serranía (Stair *et al.* 2007). queda así demostrado que tanto las rocas ígneas como migmatíticas, se generaron durante el desarrollo del arco magmático Famatiniano. A su vez, estas edades también son coincidentes con las obtenidas por Pankhurst *et al.* (1998), Vujovich *et al.* (1996) y Dahlquist *et al.* (2008) para el magmatismo Famatiniano en el ámbito regional.

Los dos estadios deformacionales subsiguientes D_2 - D_3 , son claramente post-magmáticos y han generado fábricas (S_{2a} , S_{2b} y S_3) orientadas con rumbos predominantes en direcciones NE-SO, siendo éstas generadas en condiciones dúctiles y frágiles. El estadio D_2 está evidenciado por la existencia de numerosas fajas de cizalla, íntimamente ligadas al desarrollo de rocas de la serie milonítica, las cuales dan indicios en su paragénesis mineral de un evento metamórfico progresivamente retrogradante. En principio D_2 constituyó inicialmente paragénesis en facies de anfíbolita alta, dentro de la zona de sillimanita (milonitas-protomilonitas), finalizando en una etapa tardía con facies de esquistos verdes y dentro de la zona de clorita (filonitas). Cabe destacar, que durante D_2 se originó también la lineación de estiramiento y/o mineral (L_2). Esta lineación es un rasgo estructural muy bien preservado en la región y provee evidencias claras de una cinemática que indica, tanto local como regionalmente, un transporte tectónico inverso casi perpendicular a la foliación S_2 con vergencia al OSO, indicando un claro cabalgamiento de los niveles orientales ascendiendo gradualmente sobre los occidentales. Por último, el estadio D_3 actuó en condiciones netamente frágiles, originando una estructura planar muy penetrativa (foliación tectónica frágil: S_3) que oblitera a todas las estructuras previas.

La conclusión más relevante de este trabajo es que prueba que la mayor parte de la sierra de Valle Fértil está constituida por rocas ígneas, que estas rocas se formaron como parte del denominado arco Famatiniano, y que la evolución estructural registra los efectos de un evento tectónico post-magmático posiblemente vinculado a la exhumación de la parte profunda del arco, como producto de la colisión entre el terreno Cuyania y el margen activo de Gondwana.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las valiosas sugerencias realizadas por la Dra. Brígida Castro de Machuca y por la Dra. María Cristina Friscale. Este trabajo fue subsidiado por los proyectos PICTR 20298/04 y PICT 01904/07 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina y a través del fondo de ayuda de la Secretaria de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ashworth, J.R. 1995. Migmatites Blackie. Glasgow y London, 301 p., London.

Baldo, E., Murra, J., Casquet, C., Galindo, C. y Saavedra, J. 1999. El gabro coronítico de la sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Argentina: condiciones P-T de la etapa coronítica. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía 22-A: 17-19.

Baldo, E.G.A., Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism at the southwestern margin of Gondwana: P-T conditions and U-Pb SHRIMP ages from Loma de Las Chacras, Sierras Pampeanas. 3° South American Symposium on Isotope Geology, Actas 1: 544-547, Pucón.

Baliani, I. 2009. Geología de los cuerpos gábricos del paraje Las Juntas, centro de la sierra de Valle Fértil, San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto, (inédita), 98 p., Río Cuarto.

Barazangui, M. e Isacks, B.I. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology 4: 686-692.

Brown, M. y Solar, G. 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. Tectonophysics 312: 1-33.

Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley, L. y Pontoriero, S. 2007. P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: implications for the assembly of the Western Gondwana margin. Gondwana Research 13: 216-226.

Comité Argentino de Estratigrafía 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 20: 1-64, Buenos Aires.

Coira, B., Pérez, B., Flores, P., Kay, S.M., Woll, B. y Hanning, M. 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En Ramos V.A. y Keppie J. (ed.) Laurentia-Gondwana connections before Pangea, Geological Society of America, Special Paper 336: 145-170.

Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen y Unwin, 451 p., London.

de Alba, E. 1979. Sistema de Famatina. En Leanza, E.F. (ed.) 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 349-395, Córdoba.

Dahlquist, J., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Alasino, P., Fanning, C.M., Saavedra, J. y Baldo, E. 2008. New SHRIMP U-Pb data from the Famatina complex: constraining early-mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. Geológica Acta 6: 319-333.

Delpino, S., Bjerg, E., Mogessie, A., Schneider, I., Gallien, F., Castro de Machuca, B., Previley, L., Meissl, E., Pontoriero, S. y Kostadinoff, J. 2008. Mineral deformation mechanisms in granulite facies, sierra de Valle Fértil, San Juan province: Denvelopment conditions constrained by the P-T metamorphic path. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(1): 21-35.

Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Baldo, E.G., Casquet, C. y Galindo, C. 2004. K-bentonites in the Argentine Precodillera contemporaneous with rhyolite volcanism in

- the Famatinian arc. *Journal of the Geological Society* 161: 747-756.
- Gehrels, G.E., Valencia, V.A. y Ruiz, J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation -multicollector- inductively coupled plasma - mass spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9, Q03017, doi: 10.1029/2007GC001805.
- Giménez, M.E., Martínez, M.P. e Introcaso, A. 2000. A crustal model based mainly on gravity data in the area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* 13: 275-286.
- Higgins, M. 1971. Cataclastic rocks. *Geological Survey Professional Paper* 687: 1-97.
- Hoskin, P.W.O. y Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. En Hanchar, J.M. y Hoskin, P.W.O. (ed.) *Zircon*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 27-62.
- Jordan T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of rocky mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Le Maitre, R. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous rocks, Blackwell Scientific Publications, 193 p., Cambridge.
- Lince Klingler, F., Giménez, M.E., Martínez, M.P. e Introcaso, A. 2008. Las estructuras de la Cuenca de Bermejo y Sierra de Valle Fértil a partir de los métodos deconvolución de Euler y señal analítica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 281-287.
- Llambías, E.J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria* 29, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 222 p., Buenos Aires.
- Ludwig, K.R. 2003. *Isoplot 3.00*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4: 1-70 p.
- Mc Clay, K. 1987. The mapping of geological structures. *The Geological Society, Handbook*, Butler y Tanner Ltd., 160 p., London.
- Mannhein, R. y Miller, H. 1996. Las rocas volcánicas y subvolcánicas copaleozoicas del Sistema de Famatina. En Aceñolaza F.G., Miller, H. y Toselli, A. (eds.) *Geología del Sistema de Famatina*, *Münchener Geologische Hefte* A19: 159-186.
- Mirré, J.C. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, *Boletín* 147: 1-70.
- Murra, J.A.F. y Baldo, E.G.A. 2004. Texturas Coroníticas en Rocas Ultramáficas de la sierra de La Huerta y Las Imanas: Descripción y Estimación de P-T. 7º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, *Actas* 1: 373-378, Río Cuarto.
- Nicolas, A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbro. *Journal of Petrology* 33: 891-915.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., Tibaldi, A.M. y Martino, R.D. 2008 a. Observaciones geológicas en las sierras de Valle Fértil y La Huerta: aportes a la reconstrucción del segmento central del arco magmático Famatiniano. 17º Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 259-268, Jujuy.
- Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I., y Viñao, G.A. 2008 b. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 313-325.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A. M., Castro, A., Martino, R. D. y Pinotti, L. P. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (ed.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, *The Geological Society, Special Publication* 142: 43-368, London.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 91: 151-168.
- Passchier, C.W. y Trouw, R. 1996. *Microtectonics*. Springer, 289 p., Berlin.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. y Tobisch, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11: 349-363.
- Pontoriero, S. y Castro de Machuca, B. 1999. Contribution to the age of the igneous-metamorphic basement of La Huerta range, province of San Juan, Argentina. 2º South American Symposium of Isotopic Geology, *Proceedings*: 101-104, Carlos Paz.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I. y Dallmeyer, R.D. 1996. Los klippe y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 5: 377-392, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del territorio Argentino. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29: 41-96, Buenos Aires.
- Rapela C.W., Coira, B., Toselli A. y Saavedra, J. 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el Sudoeste de Gondwana. En Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra J.J. e Rábano I. (eds.) *Paleozoico Inferior de Ibero-América*: 21-68, Extremadura.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquest, C., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. 3º South American Symposium on Isotope Geology, *Actas* 3: 616-619, Pucón.
- Sibson, R. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of The Geological Society* 133: 191-213.
- Stair, K., Ducea, M., Otamendi, J.E., Gehrels, G. y Bergantz, G. 2007. U-Pb zircon plutonic emplacement and metamorphic ages from a tilted crustal section of the Famatinian arc, northwestern Argentina: Petrologic and regional tectonic implications. *Proceedings Ores and Orogenesis: Circum-Pacific Tectonics, Geologic Evolution and Ore Deposits*: 245, Tucson.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A. 1996. The Argentine

- Precordillera: A traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science* 273: 752-757.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Vujovich, G.I., Castro, A. y Martino, R.D. 2009. Condiciones de formación de gabros y migmatitas derivadas de rocas máficas en el centro de la sierra de Valle Fértil: implicancias en la constitución del arco Famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(3): 487-503.
- Toselli, A., Durand, F., Rossi de Toselli, J. y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución tectónica y magmática Eo-Paleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 443-462, Buenos Aires.
- Turner, J. C. y Méndez, V. 1979. Puna. En Leanza, E.F. (ed.) 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 117-142, Córdoba.
- van der Pluijm, B.A. y Marshak, S. 2004. *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. Second Edition, W.W. Norton y Company Ltd., 656 p., New York.
- Vujovich, G.I., Godeas, M., Marín, G. y Pezzutti, N. 1996. El complejo magmático de la sierra de La Huerta, provincia de San Juan. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 465-475, Buenos Aires.
- Vujovich, G., Chernicoff, J., Tchiligrarian, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N. y Sepúlveda, E. 1998. Hoja Geológica 3166-III, Chepes, Provincias de San Juan y La Rioja. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 54 p., Buenos Aires.
- Winter, J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall Inc., 697 p., New Jersey.

Recibido: 19 de abril, 2010

Aceptado: 3 de diciembre, 2010