

GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE CHÁVEZ EN EL SECTOR CENTRO-OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL, SAN JUAN: METAMORFISMO Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CORTEZA INFERIOR DEL ARCO FAMATINIANO

Eber CRISTOFOLINI^{1,3}, Alina TIBALDI^{1,3}, Juan OTAMENDI^{1,3}, Roberto MARTINO^{2,3} e Ignacio BALIANI^{1,4}

¹ Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Río Cuarto, Argentina.

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

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

⁴ Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, Argentina. E-mails: ecristofolini@exa.unrc.edu.ar; atibaldi@exa.unrc.edu.ar; jotamendi@exa.unrc.edu.ar; rdmartino@com.uncor.edu; nacbal@gmail.com

RESUMEN

La geología de la sierra de Chávez está constituida por rocas ígneas y metamórficas intercaladas complejamente a todas las escalas, y corresponderían a la unidad máfica definida en la sierra de Valle Fértil. Cinco asociaciones litológicas han sido identificadas en éste complejo: diorítica, gábrica, metasedimentaria, milonítica y granítica-pegmatítica. Las estimaciones termobarométricas realizadas en las migmatitas indican condiciones de equilibrio para el pico metamórfico (M_1) de 876 °C y 8,3 Kbar y reflejarían el efecto del magmatismo durante el Ordovícico Temprano (489 - 470 Ma). Las presiones aquí estimadas corresponden a las mayores paleo-profundidades reconocidas en todo el arco magmático Famatiniano. Las relaciones de campo y el análisis estructural permitieron establecer la presencia de varias fábricas magmáticas y tectónicas, las cuales son: i) estructuras magmáticas (S_0) interpretadas como una foliación magmática primaria, ii) foliación submagmática a subsólida de alta temperatura y foliación metamórfica (S_1), iii) foliación milonítica estabilizada en facies de anfíbolita (S_{2a}) y esquistos verdes (S_{2b}) y iv) foliación frágil (S_3) definida como un clivaje de fractura centimétrica. (S_0) y (S_1) están asociadas al primer estadio de deformación (D_1) reconocido en la zona, desarrollado en condiciones de alta temperatura (facies de granulita) y coetáneo con el magmatismo y el pico metamórfico (M_1). ($S_{2a,b}$) y (S_3) transponen a las estructuras ígneas y metamórficas generadas durante el evento D_1 , y se asocian a un segundo y tercer estadio de deformación (D_2 - D_3), representando una evolución progresiva de la deformación desde dominios dúctiles a frágiles, vinculadas a las etapas de cierre y exhumación del arco Famatiniano.

Palabras clave: Sierra de Chávez, arco Famatiniano, complejo máfico, termobarometría, evolución petrológica estructural

ABSTRACT

Geology of the sierra de Chávez in central-western section of the Sierra de Valle Fértil, San Juan: Metamorphism and tectonic evolution in the lower crust of the Famatinian arc.

The geology of the Sierra the Chávez is constituted by igneous and metamorphic rocks that appear complexly inter-layered at all scales, and belong to the mafic unit from defined in the Sierra de Valle Fértil. Five lithological associations have been identified in this complex, which are: dioritic, gabbroic, metasedimentary, mylonitic and granitic-pegmatitic. Thermobarometric estimates performed in metasedimentary migmatites yield peak (M_1) metamorphic conditions of 876 °C and 8.3 Kbar, and are interpreted to reflect Early Ordovician magmatism (~ 489-470 Ma). Maximum estimated metamorphic pressures correspond to one of the deepest crustal paleo-depths found all over the Famatinian arc. Field observations and structural analyses allow recognizing the presence of several magmatic and tectonic fabrics, which are: i) magmatic layering (S_0) interpreted as primary magmatic foliation, ii) sub-magmatic to sub-solid high temperature foliation and metamorphic foliation (S_1), iii) mylonitic foliations first formed in amphibolite (S_{2a}) and then re-worked under green schist facies (S_{2b}), and iv) brittle foliation (S_3) occurring as centimeter-spaced cleavage fracture. Both (S_0) and (S_1) foliations are associated to a first stage of deformation (D_1) that developed at high temperature conditions (granulite facies) and was broadly coeval with the magmatism and the metamorphic peak (M_1). ($S_{2a,b}$) and (S_3) structures transposes the igneous and metamorphic fabrics developed during the D_1 event, and are related to a second and third stage of deformation (D_2 - D_3) which represent a progressive evolution of the deformation from ductile to fragile regimens related to the stage of closure and exhumation of the Famatinian arc.

Keywords: Sierra de Chávez, Famatinian arc, mafic complex, termobarometry, structural petrologic evolution

INTRODUCCIÓN

Durante los últimos años se ha avanzado notablemente en el conocimiento del basamento cristalino que se expone a lo largo del cordón serrano de Valle Fértil - La Huerta, a partir del estudio sistemático de sus secuencias ígneas-metamórficas y sus relaciones tectono-temporales (véase Gallien *et al.* 2010, Cristofolini *et al.* 2010, Otamendi *et al.* 2012, Tibaldi *et al.* 2012, Castro de Machuca *et al.* 2012). De acuerdo a esto se establece que la sierra de Valle Fértil - La Huerta expone la sección profunda y media del arco magmático Famatiniano (Tibaldi *et al.* 2011, Otamendi *et al.* 2012 y referencias en ese trabajo), generado durante el Ordovícico Temprano y Medio (490 - 467 Ma) en el borde occidental del Gondwana (Toselli *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Ramos 1999, Ducea *et al.* 2010). Teniendo en cuenta la importancia que presenta para el conocimiento geotectónico regional la geología que se expone en dichas serranías, la cual está muy cerca de la sutura entre el orógeno Famatiniano y el terreno Cuyania o Precordillera (Giménez *et al.* 2000), esta contribución tiene por objetivo fundamental presentar nuevas observaciones geológicas y datos termobarométricos obtenidos en el basamento cristalino que comprende la porción centro-occidental de la misma. Específicamente, el estudio se desarrolló en el segmento serrano conocido como sierra de Chávez, inmerso dentro de la denominada unidad máfica definida por Otamendi *et al.* (2009a). Dicho estudio comprendió un relevamiento petrológico - estructural detallado de las distintas asociaciones y variedades litológicas, conjuntamente con un análisis termobarométrico de las secuencias migmáticas metasedimentarias, que en conjunto permiten ajustar la evolución tectono-magmática-metamórfica registrada en el basamento cristalino del oeste de la sierra de Valle Fértil.

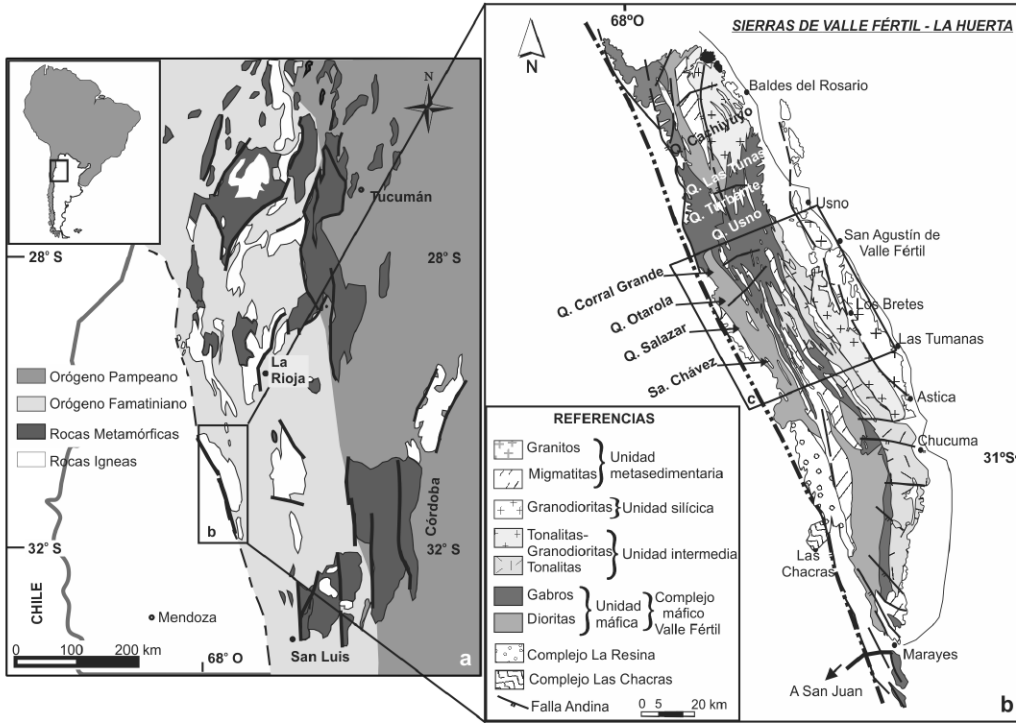
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

La sierra de Valle Fértil - La Huerta con-

forma un cordón serrano de 180 km de longitud por 33 km de ancho, ubicado entre los 29° 55' y 31° 28' de Latitud Sur y los 67° 15' y 68° 10' de Longitud Oeste (Figs. 1a, b, c). Esta sierra presenta una morfología de bloques segmentados y elevados diferencialmente por la tectónica del Paleozoico, la cual generó un sistema de fallas de alto ángulo que fueron reactivadas durante la orogénesis Andina, delineando la configuración serrana actual (Jordan y Allmendinger 1986, Ramos 2004). Está constituida por una secuencia litológica ígneo-metamórfica del Ordovícico (490 - 467 Ma), generada en el Gondwana occidental durante la evolución del arco magmático Famatiniano (Toselli *et al.* 1996, Vujovich *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Rapela *et al.* 2001, Gallien *et al.* 2010, Ducea *et al.* 2010). El bloque serrano principal, está limitado tectónicamente en su segmento oeste por una zona de cizalla que ha puesto en contacto las secuencias metamórficas de alto grado y moderada presión de Valle Fértil - La Huerta con las secuencias de muy alta presión expuesta en la pequeña sierra de Loma de Las Chacras (Vujovich 1995, Baldo *et al.* 2001, Martino *et al.* 2008, Casquet *et al.* 2012). En tanto que en su segmento oriental (ver Fig. 1b), la secuencia litológica se pierde bajo la cubierta de sedimentos clásticos continentales, aluviales y fluviales del Permo-Triásico, Paleógeno-Neógeno y Cuaternario. Asimismo, los estudios gravimétricos de Giménez *et al.* (2000) e Introcaso *et al.* (2004) revelan la existencia de una paleo-sutura entre dos cortezas continentales, ubicada inmediatamente al oeste de las serranías, en el ámbito de la cuenca del Bermejo. Los datos geofísicos, junto con los estudios geológicos regionales, permitieron establecer que las serranías de Valle Fértil - La Huerta constituyen el límite occidental del mencionado arco Famatiniano, desarrollado sobre el margen del Gondwana (ver Ramos 2004).

La geología del bloque serrano de Valle Fértil en su segmento central, fue relevada por Mirré (1971, 1976) y presentada como una carta geológica-económica Hoja 19e a escala 1:200.000. Mirré (1976) a modo

de generalización plantea la existencia de dos fajas longitudinales que caracterizan a dos complejos metamórficos "oriental y occidental". El complejo oriental conformado por granodioritas gnéisicas, gneises granodioríticos-tonalíticos y cuerpos pegmatíticos-aplopegmatíticos; y el complejo occidental caracterizado por gneises tonalíticos, gneises granatíferos-sillimaníticos y/o cordieríticos, anfibolitas, rocas básicas-ultrabásicas metamorfizadas, calizas cristalinas, granitos y cuerpos aplopegmatíticos. A partir de los trabajos de Mirre (1976) hasta mediados de los noventa, solo se habían realizado estudios específicos de interés petrológico y minero (Toubes Spinelli 1983, Galliski 1995, y bibliografía citada en ellos). No obstante, en la última década y hasta la actualidad se han llevado a cabo numerosos estudios de detalle en la sección central de las serranías, que han permitido cartografiar y ajustar con más claridad las interpretaciones geológicas de la zona y la comprensión regional del arco magmático Famatiniano (Castro de Machuca *et al.* 1996, Baldo *et al.* 1999, Pontoriero y Castro de Machuca 1999, Murra y Baldo 2004, 2006, Castro de Machuca *et al.* 2007, Otamendi *et al.* 2008, 2009a, 2009b, Gallien *et al.* 2010, Cristofolini *et al.* 2010, Tibaldi *et al.* 2011, 2012, Baliani *et al.* 2012, entre otros). En los mencionados estudios se definen y mapean cuatro unidades lito-estratigráficas de naturaleza ígnea y metamórfica, las cuales fueron denominadas en base a las características petrológicas de las litologías que la componen como: unidad máfica, intermedia-transicional, silícica y metasedimentaria (Fig. 1b y c). En general, se observa que las unidades ígneas dominantes en la zona, se disponen de oeste a este dentro del bloque serrano, mostrando una variación desde rocas gábricas a graníticas, en tanto que la unidad metasedimentaria se distribuye de manera irregular, intercalada en todas las unidades ígneas mencionadas. No obstante, las determinaciones de P y T (Tibaldi *et al.* 2011) realizadas en los metasedimentos indican una variación en el nivel de paleo-profundidades haciéndose progresivamente más superficiales hacia el este, lo que es coin-



Mapa litoestratigráfico simplificado de la sección central de la Sierra de Valle Fértil

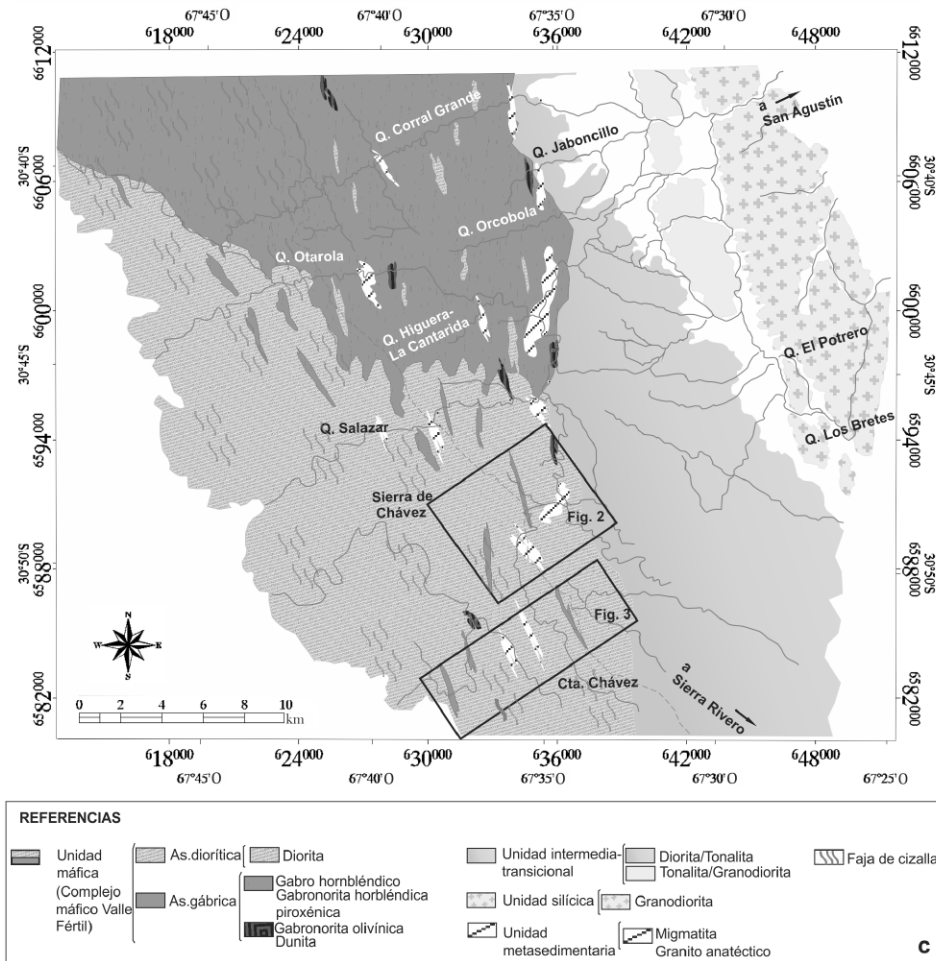


Figura 1: a) Mapa regional de las Sierras Pampeanas entre los 29° y 33° Lat. Sur donde se distinguen los orógenos del Paleozoico y las litologías asociadas; el recuadro indica la localización del bloque montañoso de Valle Fértil-La Huerta. b) Mapa geológico simplificado de las sierras de Valle Fértil-La Huerta mostrando la ubicación del área de trabajo. El mapa representa una compilación de las hojas geológicas de Mirré (1976) y Vujovich *et al.* (1998) con el aporte de los trabajos de Vujovich *et al.* (1996), Otamendi *et al.* (2009a), Cristofolini *et al.* (2010) y Tibaldi *et al.* (2011). c) Mapa litoestratigráfico simplificado de la sección central de la sierra de Valle Fértil, basado en los trabajos mencionados previamente y en el mapeo detallado del presente estudio. Se indica con recuadros las zonas específicas de este trabajo.

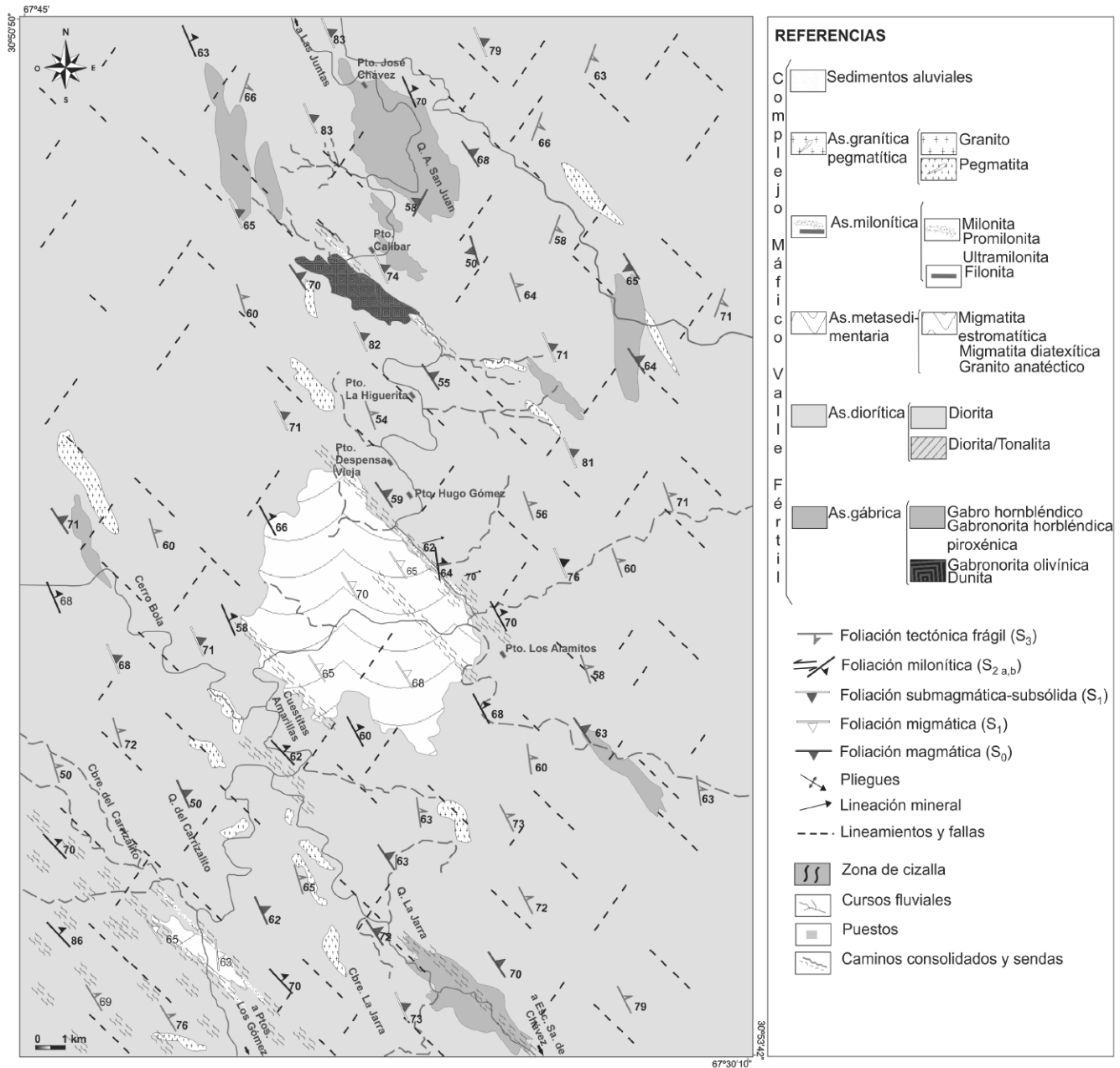


Figura 2: Mapa petroológico-estructural de detalle de la zona conocida como sierra de Chávez, mostrando litologías, relaciones de campo y estructurales (ver figura 1c para localización).

cidente con la variación litológica observada en las unidades ígneas (Otamendi *et al.* 2012, Tibaldi *et al.* 2011). La edad de cristalización calculada a través del método U-Pb en circones (LA-ICP-MS) de las rocas plutónicas, indica que el magmatismo fue activo entre los 490 y los 460 Ma (Pankhurst *et al.* 2000, Gallien *et al.* 2010, Ducea *et al.* 2010). Por otro lado, las edades SHRIMP de 466 Ma. determinadas en circones de migmatitas metasedimentarias sugieren que estas últimas experi-

mentaron su pico térmico como resultado de la actividad magmática (Rapela *et al.* 2001, Baldo *et al.* 2001, Galindo *et al.* 2004, Cristofolini *et al.* 2010).

RELACIONES DE CAMPO Y PETROGRAFÍA

La región centro-occidental de la serranía de Valle Fértil conocida localmente como sierra de Chávez (ver Figs. 1c, 2, 3), está conformada por un basamento

ígneo-metamórfico cartografiado como parte del denominado “Complejo Máfico Valle Fértil” (ver Cristofolini *et al.* 2010, Cristofolini *et al.* 2011, Cristofolini 2012). La sierra de Chávez comprende dos sectores, por un lado la porción norte y central de la misma, conocida propiamente como sierra de Chávez, la cual se inicia al norte del puesto Calibar y prosigue por más de diez kilómetros hasta inmediaciones del puesto Los Gómez (Figs. 2, 3). Y por otro lado, el sector que

comprende las pedanías de la escuela de sierra de Chávez “Hernando de Magallanes”, Cumbre la Mesilla y La Jarra, extendiéndose hasta el puesto del Gauchito Gómez en su segmento más austral. Además, este último sector abarca la Cuesta y el Bajo de Chávez, el cual prosigue hasta el valle del río Bermejo en dirección oeste culminando en el paraje Aguadita (ver Fig. 3). Al igual que en las secciones ya cartografiadas en el ámbito occidental de la serranía de Valle Fértil (ver Otamendi *et al.* 2009a, Tibaldi *et al.* 2009, Cristofolini *et al.* 2010), el relevamiento geológico de detalle permitió diferenciar cinco asociaciones litológicas que en orden de importancia se nombraron como: diorítica, gábrica, metasedimentaria, milonítica y granítica-pegmatítica. El nombre usado para distinguir cada unidad está de acuerdo con el tipo de roca dominante, hecho que no implica que sea el único tipo litológico de la unidad. Cabe destacar que la clasificación de las litologías, en particular de las rocas ígneas, se realizó mediante un detallado análisis modal de cada tipo de roca y utilizando para su denominación final la propuesta de la comisión de nomenclatura de rocas ígneas de la IUGS (Le Maitre 1989). Asimismo se ajustó la nomenclatura mediante análisis de química mineral y/o geoquímica de roca total por elementos mayoritarios y traza de especímenes puntuales, comparándolos directamente con otros conocidos para la sección central de la serranía (ver Otamendi *et al.* 2009a, b, 2012). En tanto que las rocas metamórficas fueron clasificadas mediante un análisis petrográfico detallado, permitiendo definir mineralogía, texturas de reacción, fábricas, estructura particulares y las paragénesis minerales en equilibrio, siguiendo los criterios de Spear (1993), Ashworth (1995), Brown y Solar (1999), Sibson (1977), Higgins (1971) y Passchier y Trouw (1996).

Asociación diorítica

Esta asociación se desarrolla con una amplia distribución espacial a lo largo de toda la sierra de Chávez, siendo la asociación dominante de esta porción de la Sierra de Valle Fértil (Figs. 2, 3). Las dio-

ritas afloran como bolsones o pequeños bancos de potencia métrica (> 5 m), están interdigitadas con los gabros y gabronoritas de la asociación gábrica, o forman cuerpos discretos con potencias que exceden los 500 metros y longitudes variables entre 500 y 1500 metros. Dentro de la asociación diorítica se incluyen dos tipos litológicos: diorita y tonalita (Le Maitre 1989), no obstante las tonalitas aparecen siempre en proporciones subordinadas. En el sector del centro y este de sierra de Chávez (puesto Los Alamitos y escuela Hernando de Magallanes) los bancos y/o bolsones dioríticos están localmente subordinados a la asociación gábrica. Por el contrario, en el sector sur de esta serranía conforman cuerpos mayores a 200 metros de potencia, y son más abundantes que el resto de las asociaciones litológicas. Cabe destacar, la presencia de aislados cuerpos de tonalitas en el sector del Bajo de Chávez, especialmente en los alrededores del paraje Salto del Codo (Fig. 3), los cuales se interdigitan con las dioritas a modo de lentes de hasta 20 metros de potencia. Es común encontrar en la asociación diorítica enclaves lenticulares e intrusiones a modo de diques o *sills* de gabros hornbléndicos, y cuerpos graníticos de textura pegmatítica.

Las mencionadas rocas, en especial las dioritas, constituyen los tipos litológicos dominantes de esta asociación. Se presentan formando cuerpos elongados, de morfologías que varían desde redondeados a subangulares y potencias que superan los cientos de metros (~ 500 m). Se localizan en contacto transicional con gabronoritas y gabros, yaciendo en contacto neto con las migmatitas metasedimentarias. Poseen textura granular, homogénea y tamaño de grano medio a grueso (Fig. 4a y b). La mineralogía se compone substancialmente de plagioclasa (55 - 60 %) y hornblenda (27 - 30 %) (Hbl; símbolos según Kretz 1983), en muchos casos con ortopiroxeno (1,5 - 5 %), clinopiroxeno (1,5 - 2 %), con escaso cuarzo ameboidal (0,6 - 4 %), y proporciones modales pequeñas de biotita (3 - 4 %; Fig. 4b). Como accesorios circón (0,1 - 0,3 %), apatita ($\sim 0,16$ %), minerales opacos (Mag-Ilm; 1,5 - 2,2 %),

mientras que sericita y clorita siempre como fases secundarias ($< 1\%$). En la tonalita el cuarzo (24 - 26 %) y la biotita (6 - 10 %) incrementan su proporción, el mineral ferro-magnésiano siempre predominante es hornblenda (18 - 20 %), en tanto que ortopiroxeno aparece esporádicamente ($< 1\%$). La textura de las dioritas y/o tonalitas es predominantemente ígnea, hipidiomórfica-inequigranular (Fig. 4b). Sin embargo, muchas rocas presentan rasgos de deformación intra- e intercrystalinas, desarrollando una microfábrica completamente tectónica. La estructura dominante es masiva, observándose una foliación magmática (S_1) dada la orientación de enclaves máficos o por un bandeo discontinuo (Fig. 4a, Fig. 5a). Esta foliación primaria es retrabajada en ocasiones por fábricas deformacionales desarrolladas en estado submagmático a subsólido de alta temperatura (S_2 ; ver Fig. 5 c y d), donde la textura ígnea aparece modificada a una pseudo-poligonal. Asimismo se sobreimponen fábricas subsólidas dúctiles de media a baja temperatura de carácter milonítico ($S_{2a,b}$; ver Fig. 5 h). La plagioclasa (labradorita-bytownita) aparece como cristales de tamaño medio a pequeño (3 - 1,5 mm), subhedros a anhedros, por sectores con bordes levemente lobulados y aisladamente con contactos suturales de puntos triples. Es frecuente el estiramiento de algunos cristales, cuyas maclas polisintéticas muestran torsión y acuñaamiento hacia el centro de los mismos, siendo también notable la aparición de maclas polisintéticas mecánicas oblicuas a las primeramente descritas. El anfíbol (Hbl) se presenta como cristales de tamaño mediano (2 - 4 mm), subhedro y con marcado pleocroísmo de tonos verdes intensos a pardos. Se destaca por su amplia fracturación y por las numerosas inclusiones de opacos (Mag-Ilm) orientadas. Del mismo modo, son notables los maclados mecánicos en maclas de dos individuos y los indicios de recristalización a subgranos por procesos de migración de bordes. El ortopiroxeno se encuentra básicamente en las dioritas como cristales medianos a pequeños (2 - 1,3 mm), subhedros y con marcado pleocroísmo de tonos pardo-rosados.

Se encuentra en contacto con anfíbol, transformándose localmente en éste (uralitización) y con abundantes inclusiones de apatita y magnetita. El clinopiroxeno se desarrolla en las dioritas de forma anhedral con tenue pleocroísmo. Texturalmente se asocia a ortopiroxeno y anfíbol, e incluye a magnetita. El cuarzo forma cristales medianos (~ 2 mm), anhedral o subhedral, con bordes con signos locales de migración (engolfados) y hábito ameboidal. Constituye también cintas elongadas con recristalización en subgranos. Son frecuentes los cristales con extinción en damero perfecta o con evidencias de migración de bordes y recristalización total. La biotita desarrolla láminas de tamaño pequeño (~ 1,5 mm), subhedral y con extremos aserrados y/o acuñados. Algunas biotitas están desferizadas y otras se encuentran incluidas en plagioclasa, anfíbol o cuarzo. Por sectores son frecuentes los cristales de tamaño mediano (~ 2,5 mm). En algunos casos las magnetitas e ilmenitas tienden a orientarse generando fábricas muy continuas dentro de los anfíboles, ambas en muy baja proporción como cristales de inclusión diminutos (~ 1 mm), euhedral a anhedral. Las apatitas y circones son fases accesorias escasas, pequeñas (< 1 mm) y pueden ser euhedral o anhedral.

Asociación gábrica

Esta asociación se encuentra localmente distribuida de manera homogénea en la sierra de Chávez, siendo más preponderante en su sección central en los alrededores de los puestos Calibar y José Chávez. Asimismo, son descriptos algunos afloramientos en cercanías de la quebrada el Carrizalito, puesto Los Gómez, cumbre de La Jarra y en torno al Bajo de Chávez (Fig. 1c, Fig. 2, Fig. 3). Dentro de esta asociación se determinaron dos tipos litológicos dominantes, estos son: gabro hornbléndico y gabronorita hornbléndica piroxénica (Le Maitre 1989). En afloramientos aislados se definió una gabronorita olivínica con alternancias de encapados de dunita.

En general todos los litotipos aparecen interdigitándose heterogéneamente, des-

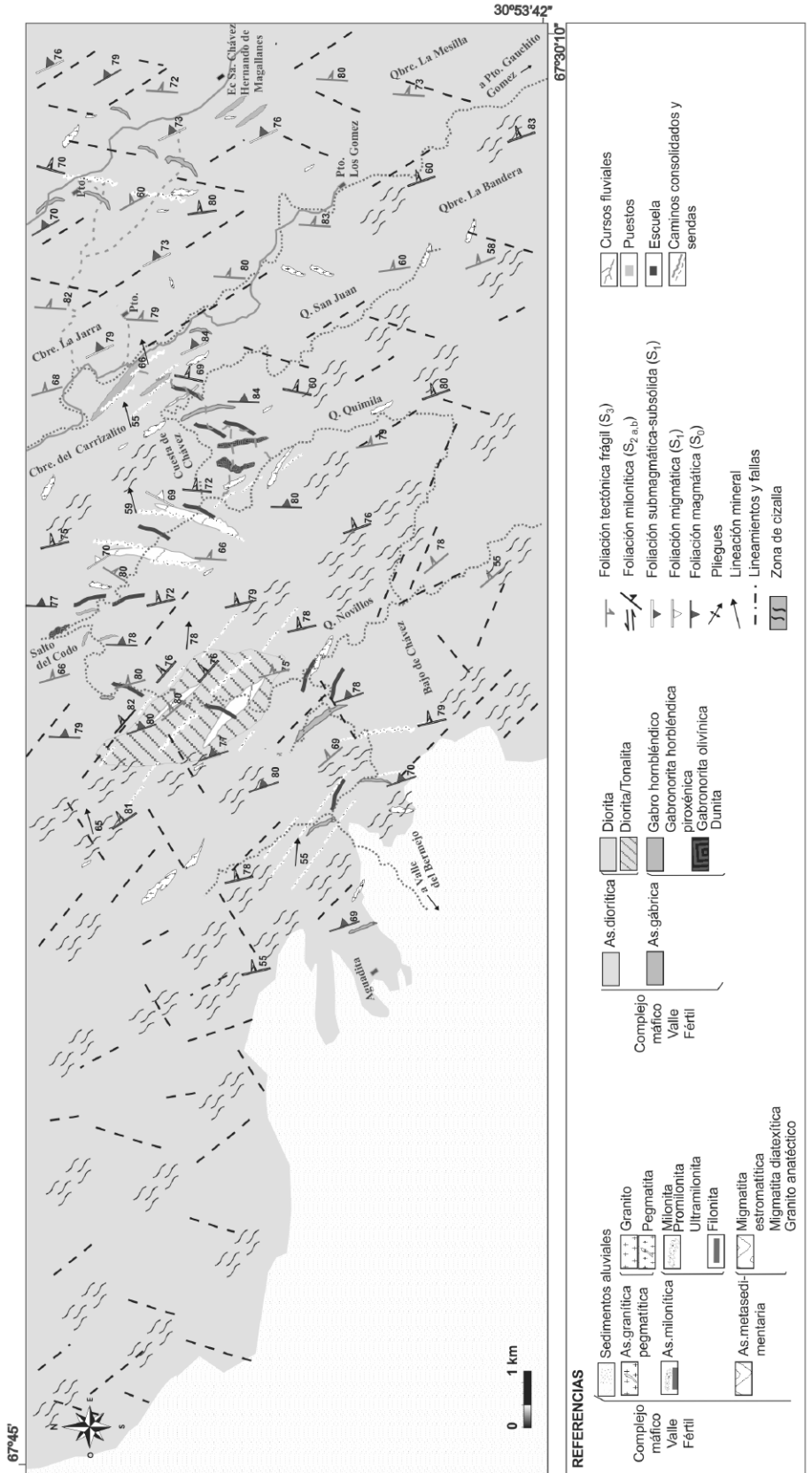


Figura 3: Mapa petrologico-estructural de detalle de la zona designada como Cuesta y Bajo de Chávez. Se exponen las relaciones petro-estructurales y las litologías principales del área (ver figura 1c para localización).

de la escala de afloramientos de pocos metros de espesor hasta en cuerpos decamétricos. Los gabros y gabronoritas poseen textura granular subhedral hipidiomórfica, con un tamaño de grano grueso a medio (Fig. 4c). El gabro hornbléndico y la gabronorita hornbléndica piroxénica están compuestos básicamente por hornblenda (19 - 55 %), plagioclasa (25 - 61 %), ortopiroxeno (4 - 22 %) y localmente abundante clinopiroxeno (7 - 12 %), con aparición esporádica de biotita (< 1 %) y exiguo cuarzo (0,2 - 1 %; Fig. 4d). Como accesorios dominan apatita (0,15 - 0,6 %), circón (0,22 - 0,8 %), magnetita en proporciones muy variables (> 3 % modal) y escasa ilmenita (< 1 %). Se destaca la presencia de megacristales de hornblenda de hasta 6 cm en su eje mayor, constituyendo grandes oikocristales (Fig. 4d, Fig. 5b). Los gabros y gabronoritas muestran una foliación magmática (S_0) marcada por la orientación de megacristales de hornblenda, enclaves máficos o un bandeo recurrente (Fig. 5b). Sin embargo, esta foliación primaria está en muchos casos parcial o totalmente afectada por fábricas desarrolladas en transición de estados submagmáticos a subsólidos de alta temperatura (S_1 ; ver Fig. 5c y e) y, localmente, subsólidos de media a baja temperatura ($S_{2a,b}$). Por esta razón, la textura ígnea hipidiomórfica inequigranular homogénea, aparece parcialmente modificada a una textura pseudopoligonal o lobulada. En la mayoría de los casos las rocas de la asociación gábrica presentan lentes, bandas y hasta bolsones de composición predominantemente diorítica. Dichos lentes se encuentran alineados con la foliación magmática, aunque hay ejemplos oblicuos a la misma, mientras que los bolsones son claramente discordantes. También exhiben intrusiones de gabro hornbléndico de grano fino a modo de diques y/o *sills*, estos últimos concordantes con foliación magmática general; las cuales tienen bordes netos y tamaño variable entre 10 cm a 15 cm de potencia y hasta 10 m de longitud. Por su parte, la gabronorita olivínica se define básicamente en los alrededores del puesto Calibar, conformando un cuerpo de carácter máfico-ultramáfico de aproxi-

madamente 800 m de potencia, así como también en tabiques menores situado de manera errática en la Cuesta de Chávez (Fig. 2, Fig. 3). Se distingue porque presenta una estructura mesoscópica y textura microscópica característica de las rocas cumulares. La textura es homogénea, con tamaño de grano grueso a medio, aunque en muchos casos la textura es de tipo poiquilítica con presencia de oikocristales de anfíbol de 2 a 5 cm en su eje mayor. La textura cumular resulta definida por la presencia de cumulatos de minerales máficos, dominados por la asociación ígnea Ol (10 - 30 %); Opx (5 - 28 %); Hbl (8 - 19 %) y Pl (13 - 40 %) intercumular. Las capas duniticas son escasas, se componen de olivino (70 - 82 %) con aparición subordinada de ortopiroxeno (2 - 3 %), anfíbol (1 - 2 %) y plagioclasa (4 - 12 %). En estas capas, el olivino aparece totalmente alterado a minerales del grupo de las serpentinas y óxidos secundarios. Ocasionalmente las rocas cumulares poseen cristales de pleonasto y picotita (< 3 %).

En los gabros y gabronoritas, el anfíbol (Hbl) se encuentra formando cristales de tamaño mediano (2 - 5 mm), subhedros y con intenso pleocroísmo de tonos verde oscuro a pardo. También forma cristales subhedros y pequeños (~ 1,5 mm), incluidos en la plagioclasa. Esporádicamente aparece como grandes oikocristales (5 - 8 mm) con textura poiquilítica, que incluyen a plagioclasa, ortopiroxeno y magnetita (Fig. 4d). Además, conforma coronas alrededor de ortopiroxeno y olivino, en el último caso incluyen simplectitas de pleonasto. La plagioclasa se presenta en cristales medianos (2 - 4 mm), subhedros, con frecuentes maclas *Carlsbad* y polisintéticas según ley de albita. Por sectores se encuentran estiradas, con desarrollo de maclas mecánicas (polisintéticas oblicuas flexuradas y *carlsbad*) y con contactos suturales de puntos triples desarrollando localmente una textura pseudopoligonal. El ortopiroxeno se presenta como cristales subhedros de tamaño medio a pequeño (1,5 - 2 mm), con un marcado pleocroísmo de tonos pardo-rosados. Poseen bordes difusos y reabsorbidos en contacto con anfíbol, mientras que son

netos en contacto con plagioclasa. Asimismo, en ocasiones se encuentra con evidencias de reemplazamiento subsólido con retrogradación a hornblenda (uralitización), o constituye coronas de reacción ortomagmática alrededor de olivino. El clinopiroxeno aparece como cristales de tamaño pequeño (~ 1,5 mm), subhedros y de color verde pálido. En general está rodeado o tiene parches internos de anfíbol. El olivino se halla como cristales de tamaño medio a pequeño (1,5 - 2,5 mm), subhedro, con bordes redondeados, y en ocasiones son difusos demostrando signos de reacción. Algunos poseen simplectitas de magnetita dispuestas perpendiculares a sus bordes y otros una marcada serpentización. La apatita y los opacos se encuentran formando cristales muy pequeños (< 1 mm), euhedros a anhedros, siempre como inclusiones en anfíbol, plagioclasa y ortopiroxeno. En ocasiones las magnetitas e ilmenitas rellenan micro-fracturas o constituyen inclusiones parcialmente orientadas junto a espinelo.

Asociación metasedimentaria

La asociación metasedimentaria se encuentra con una distribución geográfica muy restringida en comparación con las asociaciones ígneas. Se presenta como afloramientos discretos, con longitudes y potencias que no superan los 100 m, ubicados mayormente en la porción centro y oriental de sierra de Chávez (véase Fig. 2, Fig. 3). El cuerpo de mayor dimensión se ubica a un kilómetro al norte del puesto Los Alamitos, extendiéndose 2 kilómetros en dirección sur (Fig. 2). También se presentan como cuerpos menores a 200 m de longitud, ubicados unos en las inmediaciones de la quebrada del Carrizalito; y otros en la porción más occidental del área, específicamente en el llamado Bajo de Chávez (Fig. 3). Asimismo, toda la asociación contiene intrusivos de variado tamaño de gabro hornbléndico, los cuales se disponen tanto concordantes o discordantes con la foliación migmatítica. Dentro de esta asociación quedan incluidos tres tipos litológicos, distinguidos por su estructura y constitución mineralógica como: migmatita estromatítica, diatexi-

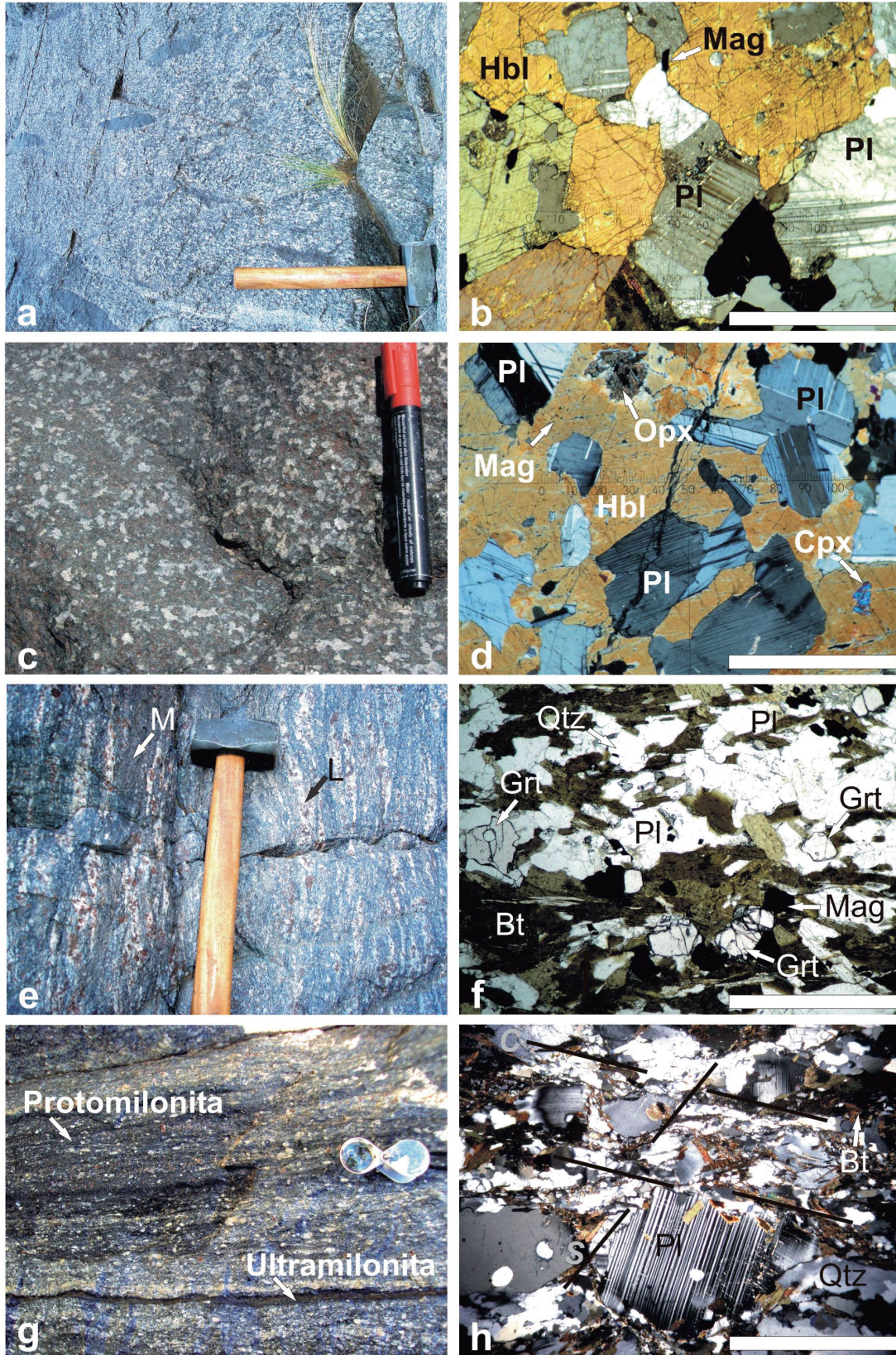


Figura 4: a) Fotografía de afloramiento de diorita donde se ilustra la textura inequigranular características y la presencia de enclaves de gabro hornbléndico, orientados siguiendo una dirección preferencial. b) Fotomicrografía con nicoles cruzados de diorita, donde se muestran las relaciones texturales entre las fases minerales de hornblenda, plagioclasa y magnetita. c) Fotografía de afloramiento correspondiente a gabronorita hornbléndica piroxénica, donde se aprecia una textura cumular típica. d) Fotomicrografía con nicoles cruzados de gabronorita hornbléndica piroxénica, que evidencia el desarrollo de oikocristales de hornblenda los cuales incluyen cristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita. e) Fotografía de afloramiento de migmatita estromatítica que ilustra las relaciones de fábrica entre mesomasas y leucosomas. Se destaca el incremento de granate en las bandas leucocráticas. f) Fotomicrografía con nicoles paralelos en la que se muestra la relación textural entre las fases minerales de una migmatita estromatítica. g) Fotografía de afloramiento de protomilonita de migmatita metasedimentaria, donde se muestra el patrón anastomosado típico de la matriz y porfiroclastos de granate y plagioclasa. Se aprecia la alternancia a escala del centímetro de bandas de protomilonitas y ultramilonitas. h) Fotomicrografías con nicoles cruzados de protomilonita de migmatita metasedimentaria, mostrando una matriz anastomosada de cuarzo-plagioclasa-biotita y porfiroclastos complejos de plagioclasa. Se destacan colas asimétricas puntuales y estructuras S-C bien definidas. La barra de escala es siempre de 1 mm.

ta y granito anatécico (Ashworth 1995, Brown y Solar 1999). Las migmatitas y monzogranitos consti-

tuyen pequeños cuerpos en forma de lentes de morfología subredondeada, contactos netos o en ocasiones transicionales

con la asociación gábrica. Las migmatitas estromatíticas se caracterizan por presentar una paragénesis mine-

ral simple dada por la presencia de plagioclasa, cuarzo, biotita, granate, feldespato potásico y escasa sillimanita, con circón y magnetita como minerales accesorios. Se distinguen por la presencia de un bandeo composicional discontinuo y de potencia variable (2 - 10 cm), dado por la alternancia de leucosomas (L) y mesosomas (M; Fig. 4e), en tanto que los melanosomas son esporádicos (m). Los leucosomas poseen textura granoblástica inequi-granular y los mesosomas granolepidoblástica, ambos con un tamaño de grano medio a fino (1,5 - 3 mm; Fig. 4f). El bandeo dominante define una foliación migmatítica (S_1) irregular, con alternancia marcada de bandas leucocráticas (L) y melanocráticas (M-m) espacialmente discontinuas, que en partes tienden a acuñarse. Las bandas que definen la foliación migmatítica tienen espesores que varían desde escala milimétrica hasta los 5 cm, y son regularmente obliteradas por fábricas deformacionales subsólidas cuya asociación mineral se estabiliza en temperatura media, y se distingue como una foliación milonítica (S_2). En la foliación migmatítica se aprecian pliegues isoclinales cerrados o pliegues tipo *chevrón*, pasando a una típica estructura estromatítica plegada (Fig. 5g). También se observan casos donde los leucosomas están *boudinados* y plegados generando formas de tipo isoclinal abiertas, con desarrollo de un clivaje de plano axial localmente penetrativo.

En lo que respecta a las migmatitas diatexiticas, éstas muestran una estructura homogénea, textura granoblástica de grano medio a grueso (3 - 6 mm), con presencia usual de *schlieren* biotíticos y nódulos de hasta 5 cm de diámetro de cuarzo, plagioclasa y ocasional cordierita. Esporádicamente poseen megacristales (~ 30 mm) de feldespato potásico, generando una fábrica porfírica. Las diatexitas están constituidas por proporciones variables de: plagioclasa, cuarzo, biotita, feldespato potásico, granate y escasas sillimanita y/o cordierita. Como fase accesoría presentan circón, apatita y magnetita. Es frecuente la sericita como alteración de las fases feldespáticas y clorita en las fracturas de los granates.

En general en las estromatitas y diatexitas el cuarzo se presenta como cristales anhédros de tamaño mediano a grande (4 - 6 mm), desarrollando contactos con uniones de puntos triples y con desarrollo de procesos de migración de borde. Usualmente posee lamelas de deformación, extinción en damero y localmente forma subgranos por recristalización. También se presenta con hábito goticular incluido en plagioclasa. La plagioclasa aparece de tamaño mediano a grande (3 - 6 mm), subhedra y con bordes con engolfamientos. Muestra maclas polisintética y de *carlsbad*, con frecuencia acuñadas y/o flexuradas en el centro del cristal, y maclado polisintético mecánico oblicuo al anterior. Localmente muestra signos de migración de borde. El feldespato alcalino aparece como cristales medianos a grandes (4 - 7 mm) y de carácter subhedro a euhedro, tiene bordes lobulados, maclado en enrejado esfumado, flexurado y localmente curvo. El granate conforma cristales pequeños a medianos (~ 1,5 - 2 mm), subhedros a euhedros, poiquilítico con bordes engolfados. Pueden tener fracturas intracristalinas rellenas por clorita, e inclusiones de magnetita y biotita orientadas. La cordierita aparece solo de forma azarosa en diatexitas como cristales medianos (~ 3,5 mm) libres de inclusiones, comúnmente se presenta como poiquiloblastos grandes con numerosas inclusiones de cuarzo, plagioclasa, biotita y eventualmente sillimanita. La biotita forma láminas medianas (~ 3 mm), anhédras, con pleocroismo de tono pardo-verdoso, que por sectores adquieren tamaños mayores y pleocroismo intenso de tonos rojizos. También se dispone flexurada y muestra pliegues kink. La sillimanita generalmente es prismática en los mesosomas, o bien con hábito fibroso constituyendo nidos siempre en muy baja proporción. En ocasiones pasa a sericita o está incluida en cordierita. Circón, apatita y magnetita están como cristales diminutos, euhedros y anhédros, siempre como fase de inclusión.

Por su parte, los monzogranitos anatócticos afloran como cuerpos lenticulares y/o tabulares de longitudes cercanas al ki-

lómetro. Estos granitos conforman cuerpos discretos y bien definidos en los alrededores del puesto Gauchito Gómez y en cercanía de la escuela de sierra de Chávez. Se caracterizan por una fábrica granular homogénea de grano medio a fino, la cual se observa obliterada por una estructura deformacional regularmente marcada por cintas de cuarzo. En general son transformados en típicas milonitas, cuyas fases minerales se estabilizaron en media temperatura en facies de anfibolitas (Qtz-Pl-Bt). Se componen básicamente por plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, biotita, baja proporción modal de muscovita y se destacan cristales subhedrales de cordierita y cristaloblastos de granate.

Asociación granítica-pegmatítica

La asociación granítica-pegmatítica se encuentra distribuida heterogéneamente a lo largo de toda la sierra de Chávez. Las pegmatitas aparecen intrullendo a todas las asociaciones litológicas. Se acentúa su presencia por el incremento en el número de cuerpos, en los sectores correspondientes al centro de sierra de Chávez, en pedanías del puesto Despensa Vieja y en la denominada Cuestitas Amarillas (Fig. 2). En esta asociación se distinguen dos tipos litológicos: pegmatitas clase muscovítica y de elementos raros (LCT).

Las pegmatitas en general constituyen cuerpos de geometrías variables, desde lentiformes hasta mantiformes o vetiformes, dominando claramente las geometrías tabulares elongadas, intruídas predominantemente de manera discordante cortando a la foliación general. Comúnmente, poseen potencias que varían de 40 cm hasta 20 m y longitudes entre 200 y 500 m. En todos los casos desarrollan una textura granular homogénea, con tamaño de grano grueso a muy grueso (30 - 70 mm), que ocasionalmente varía a medio (~ 5 mm). Presentan bordes netos sin indicios de reacción, salvo en dominios donde aparece un borde enfriado de 1 cm de espesor. Se destaca el crecimiento dentro de la pegmatita de megacristales de feldespatos y/o micas oblicuas a los bordes de la misma. Usualmente no exhiben zonación marcada, aunque hay ejemplos

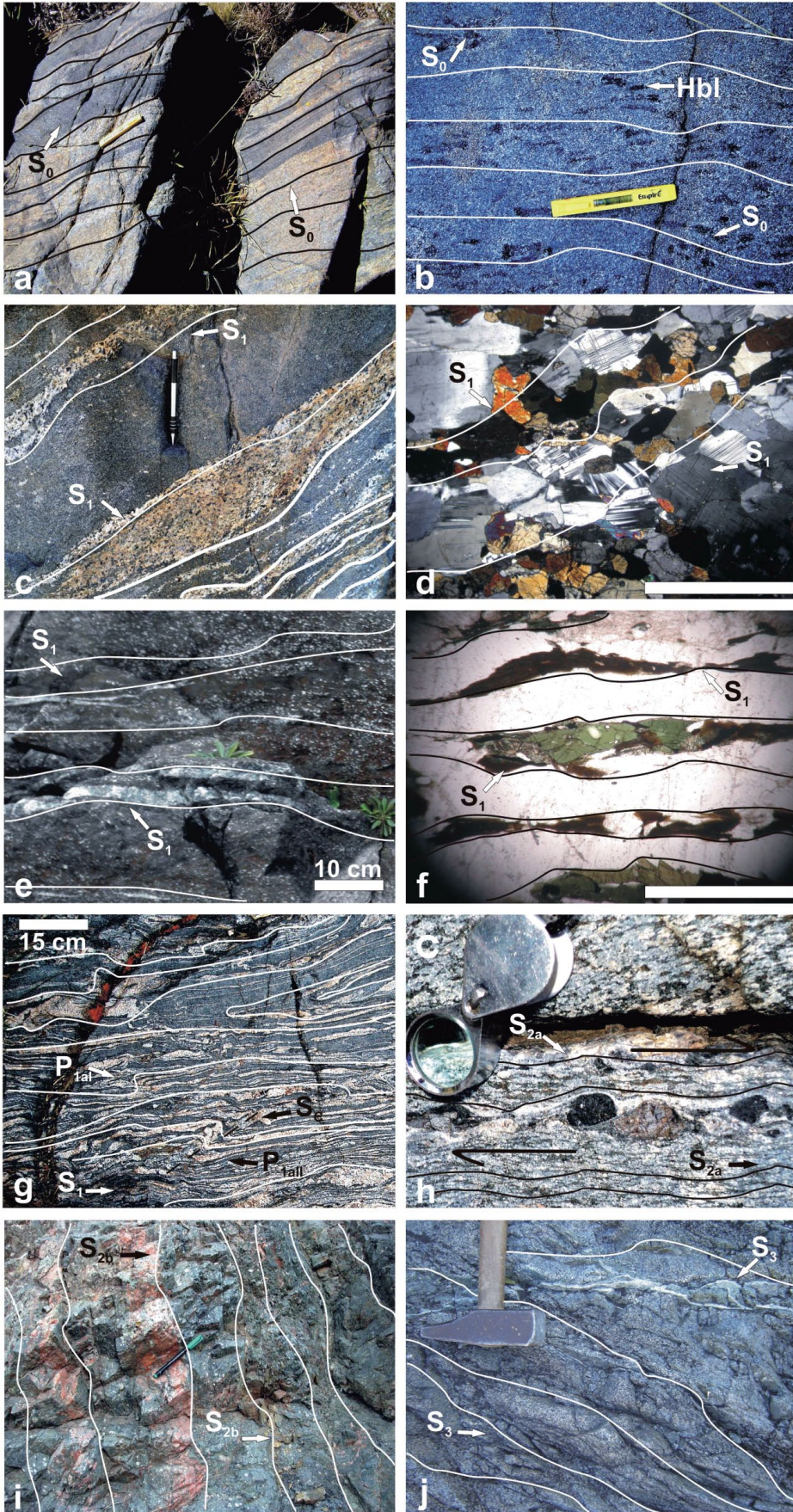


Figura 5: a) Fotografía de afloramiento donde se destaca la foliación magmática marcada tanto por la alternancia de bandas máficas y félsicas como por la orientación subparalela de enclaves microgranulares máficos. Vista en planta. b) Fotografía de afloramiento de detalle donde la foliación magmática es delimitada por la orientación de megacristales de hornblenda y por un bandeo composicional grueso. Vista en planta. c) Fotografía de detalle de la alternancia de bandas de composición gábrica y diorítica, las cuales presentan signos de estiramiento y flujo de las fases minerales, delimitando la foliación submagmática a subsólida de alta temperatura. Vista en corte al NO. d) Fotomicrografías con nicoles cruzados, evidenciando la foliación submagmática a subsólida de alta temperatura y el patrón de estiramiento generalizado delineando un bandeo grueso. Se aprecian también rasgos de recrystalización por migración de borde y rotación de subgranos. e) Fotografía de detalle en afloramiento donde se observa la foliación submagmática a subsólida de alta temperatura en gabronoritas, dada la orientación de bandas discontinuas mono y poliminerales alternantes. Vista en corte al NO. f) Fotomicrografía con nicoles paralelos exponiendo la foliación de alta temperatura, marcada por el estiramiento de los minerales que se organizan en un bandeo tectónico típico. Se aprecia un claro patrón de estiramiento, flujo y local recrystalización de Hbl-Px-Bt-Pl-Qtz. g) Fotografía de detalle donde se observa la foliación migmatítica penetrativa, con desarrollo de *boudines* locales. También se muestra la generación de pliegues intrafoliares que afectan a los leucosomas. h) Fotografía de detalle en afloramiento mostrando indicadores cinemáticos de morfología sigma y delta de Hbl-Px, rodeados por una matriz anastomosada que demarca una foliación milonítica distintiva. i) Fotografía de afloramiento donde se observa la foliación milonítica en filonitas de protolitos meta-sedimentarios. Se denota la penetratividad de la estructura y su carácter anastomosado centimétrico. j) Fotografía de campo de detalle donde se muestra el clivaje de fractura afectando a gabros. Se observa el carácter frágil de la estructura y su naturaleza penetrativa a escala del centímetro. Vista en planta.

donde se encuentran núcleos cuarzosos y bordes feldespáticos bien delimitados. A escala de afloramiento aparecen plegadas tanto a escala de centenares de metros como también a escala centimétrica, generando pliegues abiertos y de tipo isoclinal. Asimismo, rellenan estructuras distensivas horizontales y verticales a escala de centenares de metros. Las pegmatitas simples se componen esencialmente de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita. Como fase accesoria se presentan circón, apatita, monacita y opacos (Mag). En algunas pegmatitas complejas se diferencian además megacristales de granate, epidoto, turmalina y berilo. El cuarzo conforma una matriz granular muy gruesa (~ 55 mm) y en algunos casos cintas elongadas con recristalización de subgranos. Ocurre como cristales anhédros, de tamaño grande a muy grande (~ 35 - 60 mm) y con extinción en damero perfecta. La plagioclasa forma cristales subhedros a euhedros, de tamaño grande (~ 30 mm) y con maclas polisintéticas levemente flexuradas. El feldespato potásico se desarrolla como cristales euhedros a subhedros de tamaño grande (~ 35 - 40 mm) que en ocasiones pasa a generar megacristales (> 70 mm), destacándose el maclado en enrejado y de tipo *carlsbad*. La biotita aparece como cristales subhedros grandes (45 - 50 mm), o conformando megacristales (> 60 mm) orientados. La muscovita desarrolla láminas subhedros de tamaño mediano a grande (40 - 55 mm), tanto asociadas a biotita y cuarzo, como así también aisladas en una matriz granular. Junto a biotita conforman paquetes de varios centímetros de potencia (> 5 cm). El granate, la turmalina, el epidoto y el berilo se presentan aisladamente, como grandes cristales (> 50 mm) subhedros o euhedros. El circón, apatita y magnetita constituyen cristales muy pequeños (< 2 mm), euhedros a anhédros y siempre como inclusiones.

Asociación milonítica

En lo que respecta a esta asociación, la misma se presenta en alta proporción y distribución areal en el segmento sur y occidental de sierra de Chávez. Es más

abundante en la Cuesta y Bajo de Chávez, iniciándose al sur de las Cuestitas Amarillas, en cercanía de la quebrada del Carrizalito (Fig. 2, Fig. 3). Esta zona corresponde al segmento más austral de una extensa faja de cizalla que se extiende por más de 50 km, cuyo límite estaría más al norte de la quebrada de Usno, fuera del área aquí descrita, y se extiende hacia el límite austral de sierra de Chávez (Fig. 1c). Dentro de la faja milonítica las fábricas de deformación se superponen y retrabajan parcial y/o totalmente a las fábricas ígneas y metamórficas de las asociaciones antes descritas. Las milonitas también aparecen fuera de la faja de cizalla regional, como es el caso del puesto los Almitos estando allí circunscripta a bandas de cizalla de escala decamétrica (Fig. 2). En esta asociación quedan incluidos tres tipos litológicos principales: protomilonitas-milonitas, ultramilonitas y filonitas (Sibson 1977, Higgins 1971, Passchier y Trouw 1996).

El conjunto litológico constituye pequeñas fajas discontinuas, conformando tabiques flexurados con morfología subangular, de 20 m a 50 m de longitud y potencias variables entre 2 m a 50 m. Esporádicamente se encuentran fajas miloníticas continuas mayores a 800 m de longitud y 500 m de potencia. Las milonitas y protomilonitas derivadas de migmatitas metasedimentarias presentan una matriz de textura granolepidoblástica, de grano medio a fino (1,5 - 4 mm), conformada por la asociación mineral Bt+Sil+Qtz+Pl (véase Fig. 4g y h). Además, presentan porfiroclastos tipo δ y σ , esencialmente de feldespato alcalino, plagioclasa mono y policristalina, cordierita y granate. Estas rocas desarrollan una fábrica planar, penetrativa, con bandas de reducción del tamaño de grano y recristalización de biotitas, cuarzo y sillimanitas, caracterizada como una foliación milonítica (S_{2m}). Dicha estructura posee un carácter anastomado visible a escala milimétrica y centimétrica, como así también a escala métrica o de afloramiento. Sobre los planos de foliación milonítica (S_{2m}), aparece una lineación mineral (L_2) marcada por el estiramiento de cuarzo y la blástesis de lá-

minas de biotitas alineadas. En secciones delgadas se observan sombras de presión compuestas por finas biotitas y cuarzo góticular con extinción normal. También una típica foliación milonítica, estructuras S-C y colas asimétricas en porfiroclastos; asimismo se hacen visibles cintas o cintas de cuarzo policristalino y microplegamientos de tipo asimétrico (Fig. 4h). El cuarzo en la matriz se desarrolla como pequeños cristales (< 2 mm) anhédros formando finas cintas policristalinas, o como individuos aislados con extinción en damero perfecta. La plagioclasa constituye en la matriz cristales pequeños (< 2,5 mm) y subhedros, además forma porfiroclastos medianos (~ 30 mm) de geometría σ , con colas asimétricas y con microfábricas dúctiles intracristalina (maclado mecánico oblicuo). La biotita conforma láminas medianas a pequeñas (1,5 - 2 mm), euhedras a subhedras y con un moderado pleocroísmo de pardo-amarillento a verdoso. También se aprecia pequeñas (> 2 mm) biotitas de carácter relicto con fuerte pleocroísmo (color rojizo), flexuradas o con formas de *mica fish*. La sillimanita se presenta como cristales de hábito prismático aislado y mayormente fibroso-acicular (fibrolita), pequeños (1,5 - 2,5 mm) y subhedros. El feldespato potásico constituye grandes porfiroclastos (> 5 mm) σ con colas asimétricas y numerosas inclusiones. El granate conforma porfiroclastos σ y complejos de tamaño mediano (~ 4 mm), subhedros y con bordes engolfados. La cordierita aparece como porfiroclastos (~ 3 mm) de tipo δ localmente muy pinitizada. El circón, apartita y magnetita, sólo se desarrollan como cristales diminutos (< 1 mm), incluidos en las fases principales.

Con respecto a las ultramilonitas de protolitos metasedimentarios, éstas sólo aparecen a modo de bandas centimétricas aisladas, siempre interfoliadas con las protomilonitas (Fig. 4g). Son rocas masivas y homogéneas, de textura lepidoblástica a granolepidoblástica, con matriz de grano fino (< 2,5 mm) de patrón anastomado suave conformada por la asociación Bt+Qtz+Pl. La ultramilonita se conforma por finas folias de filosilicatos (biotita-

ta), plagioclasa, finas cintas de cuarzo y en ocasiones escasa clorita asociada a biotita. Los porfiroclastos son medianos a pequeños (~ 2 mm) de tipo σ , mayormente de plagioclasa y aisladamente granate. Desarrollan una foliación milonítica (S_{2a}) levemente anastomosada, indicada por bandas con una alta tasa de reducción del tamaño de grano y con recrystalización de biotita, cuarzo y plagioclasa. También exhiben estructura S-C, sombras de deformación y finas cintas de cuarzo de espesores < 1,5 mm. El cuarzo conforma citas elongadas, anastomosadas constituidas por diminutos (~ 1 mm) cristales anhédros, con extinción normal. La plagioclasa constituye porfiroclastos pequeños a medianos (~ 2 mm) de geometría σ o mayormente complejas. La biotita forma la mayor parte de la matriz, con tamaño muy pequeño (< 2 mm), subhedral y con bordes siempre aserrados. Localmente se asocia a finas cloritas (~ 1 mm) y genera colas asimétricas en los porfiroclastos de granate o plagioclasa. El granate conforma aislados porfiroclastos complejos de tamaño pequeño (~ 1,5 mm), subhédros y con colas asimétricas marcadas.

De igual modo, las filonitas derivadas de metasedimentitas se presentan en baja proporción, como cuerpos lajosos subangulares, de colores verdes por el alto contenido en clorita y tonos rojizos a dorados, por el incremento de óxidos de hierro y sericita (Fig. 5i). Su textura dominante es granolepidoblástica, de grano muy fino (~ 1,5 - 2 mm), compuesta por una matriz de clorita, sericita, muscovita, cuarzo y escasa biotita. Esta matriz engloba porfiroclastos σ y complejos compuestos de plagioclasa, granate y feldespato alcalino. Las filonitas también poseen planos untuosos al tacto y de brillo satinado que definen una foliación milonítica (S_{2b}) anastomosada (Fig. 5i). La plagioclasa constituye porfiroclastos muy pequeños (~ 2 mm) de geometría σ , con colas asimétricas. Las clorita, sericita y muscovita, se agrupan en cintas finas, anastomosadas y constituyen la mayor proporción de la matriz junto a cuarzo policristalino. La biotita conforma relictos pequeños (~ 1,5 mm) y aislados aso-

ciada siempre a cloritas. Los feldespatos alcalinos y granates se presentan como aislados porfiroclastos de tamaño pequeño (~ 2 mm) y geometría variable, por lo general complejas. Las inclusiones son escasas y poco visibles.

Por otra parte, las milonitas y/o protomilonitas derivadas de protolitos máficos (dioritas/gabros) presentan una matriz de textura granoblástica a granolepidoblástica, con un tamaño de grano medio (2 - 5 mm), desarrollando agregados de cuarzo, plagioclasa y biotita que rodean a porfiroclastos de tipo δ y σ de anfíbol-piroxeno y plagioclasa mono y policristalinas (Fig. 5h). Estas rocas exhiben una foliación milonítica dúctil (S_{2a}), penetrativa y de carácter anastomosado (Fig. 5h) marcada por la recrystalización y orientación subparalela de plagioclasa, cuarzo y biotita; y una esporádica lineación mineral (L_2) indicada por la presencia de cuarzo y biotita orientados sobre los planos de la foliación. En general muestran sombras de presión asociadas a los porfiroclastos complejos de anfíbol y plagioclasa, microestructuras S-C, cintas policristalinas de cuarzo y micropliegues asimétricos. El cuarzo está como cristales anhédros pequeños (~ 2 mm) o como finas cintas policristalinas en la matriz. La plagioclasa constituye cristales pequeños (2 - 3 mm), subhédros y con aisladas maclas mecánicas en la matriz. Además forma grandes (~ 5 mm) porfiroclastos σ con bordes lobulados. La biotita se encuentra aislada en la matriz, como láminas muy pequeñas (~ 1,5 - 2 mm) de moderado pleocroísmo (color pardo-amarillento a verdoso). El anfíbol se presenta en muy baja proporción en la matriz, como cristales pequeños (~ 1,5 mm) anhédros y subhédros. Encontrándose especialmente como porfiroclastos σ y complejos (~ 3 mm), anhédros y con desarrollo de colas asimétricas. Los piroxenos solo se hallan de manera puntual, siempre como porfiroclastos (~ 3 mm) de tipo complejos.

RASGOS ESTRUCTURALES

En el área que comprende la sierra de Chávez fueron identificadas y estudia-

das en detalle, una serie de estructuras de características planares y lineares. Estas estructuras fueron clasificadas como: foliación magmática (S_0), foliación submagmática a subsólida de alta temperatura (S_1), foliación migmática (S_1), foliación milonítica ($S_{2a,b}$) asociada a una lineación mineral y/o de estiramiento (L_2), y por último foliación frágil (S_3). Los criterios de identificación, clasificación y naturaleza de rasgos estructurales se tomaron de Hobbs *et al.* (1981), McClay (1987), Paterson *et al.* (1989), Nicolas (1992), Pryer (1993), Vernon (2000), Blenkinsop (2000), Van Der Pluijm y Marshak (2004), Passchier y Trouw (1996) y Llambías (2008), entre otros.

Foliación magmática (S_0)

La foliación S_0 está presente en los gabros-gabronoritas que afloran tanto en el sector central de sierra de Chávez como en la cuesta homónima, asimismo también se distingue en las dioritas de toda la comarca. Se identifica por la alineación subparalela de minerales máficos (Hbl+Opx+Cpx) en rocas inequigranulares de grano grueso (1 a 1,5 cm), desarrollando un bandeo localmente difuso, como así también por la alineación espacial de enclaves lenticulares máficos o megacristales de hornblenda (Fig. 5a y b). En general, los cristales y enclaves se ubican paralelos y siguiendo una dirección preferencial, conformando por dominios una fábrica primaria planar cuya orientación promedio indica rumbos entre N 345° a N 5° y buzamientos de alto ángulo (> 60°) al ENE y localmente al OSO (Fig. 6).

Foliación submagmática - subsólida de alta temperatura (S_1)

Esta estructura se presenta en algunas de las litologías que componen las asociaciones gábrica y/o diorítica. La foliación (S_1) presenta un carácter localmente penetrativo y se define, en algunos casos, por la orientación de Hbl-Opx generando bandas levemente anastomosadas de poca potencia (hasta 1 cm), las que se intercalan con una matriz félsica (esencialmente Pl) que posee el mismo patrón de flujo (véase Fig. 5c). En algunos casos dichos

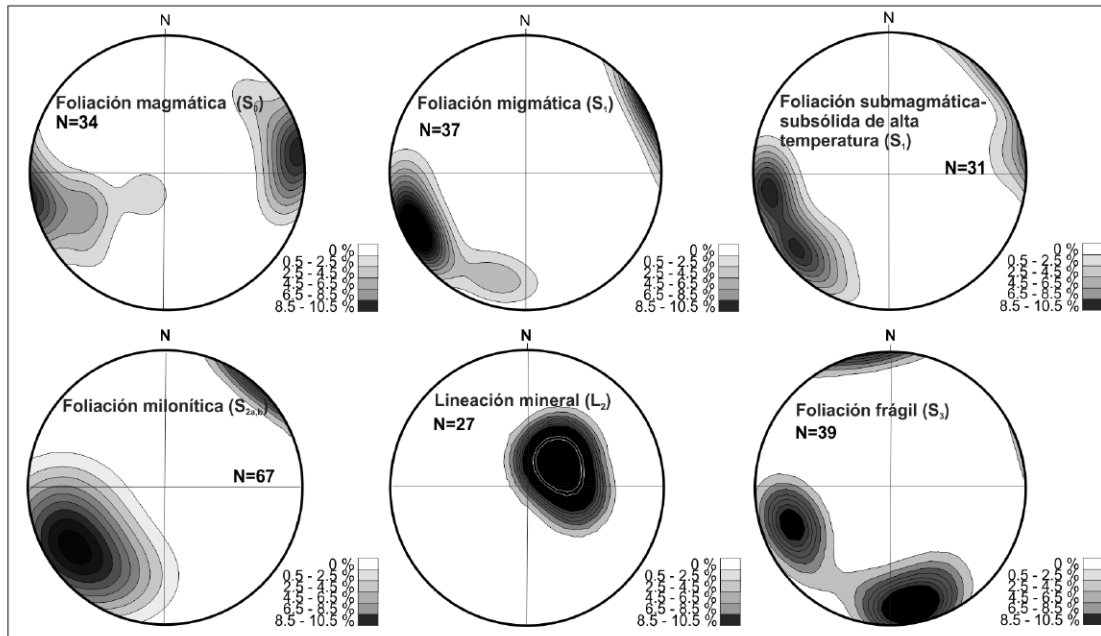


Figura 6: Representaciones estereográficas del hemisferio inferior de la red de Schmidt, donde se plotea mediante diagramas de densidad la orientación espacial de las estructuras planares magmáticas (S_0), migmatíticas (S_1), submagmática-subsólida (S_2), miloníticas ($S_{2a,b}$) y el clivaje de fractura (S_3). Asimismo, se representan las orientaciones de las lineaciones minerales (L_2).

minerales no muestran, un cambio notorio en su forma o hábito, pero en sección delgada presentan microfábricas deformacionales plásticas intracrystalinas, generadas a muy alta temperatura (foliación submagmática; ver Paterson *et al.* 1998). Dichas microfábricas se destacan tanto en plagioclasa como en anfíboles y/o piroxenos por procesos de recrystalización por migración de bordes de grano, rotación de subgranos, deslizamiento basal y *recovery* (Fig. 5d). En otros casos, la estructura está constituida por una fábrica ligada a un patrón de estiramiento de las fases minerales (foliación subsólida de muy alta temperatura) asociado a un flujo de elevada temperatura (flujo submagmático o grano-soportado en transición a subsólido de alta temperatura; ver Paterson *et al.* 1998). En este caso las rocas exhiben bandas de flujo discontinuas, anastomosadas y de poca potencia, caracterizadas como un típico bandeo tectónico (Fig. 5e y f). En sección delgada se refleja el estiramiento mineral y la fluxión de una matriz que muestra numerosas fábricas de deformación y de recrystalización dinámica de muy altas temperaturas. Esta fábrica es más evidente en las rocas ígneas cumulares con textura coronítica, aunque no se restringe a ellas, sino que aparece en muchas rocas gabbroicas. En función de las microestructuras y características textua-

les analizadas, se evidencia que ésta foliación se genera en un rango de temperaturas elevadas, variante entre 600 y 750 °C (ver Pryer 1993, Kruhl 1993, Kruse y Stünitz 1999, Stipp *et al.* 2002). La S_1 se orienta con rumbos variables entre N 320° a N 355° y un buzamiento siempre > 70° al NE-SO (ver Fig. 6).

Foliación migmatítica (S_1)

La foliación S_1 está definida en principio en el segmento central y el bajo de sierra de Chávez, directamente asociada a las unidades de migmatitas estromatíticas. Esta constituida por un bandeo migmatítico penetrativo, dado por la alternancia de bandas elongadas continuas de potencias entre 0,5 a 2,0 cm, correspondientes a la intercalación de leucosomas y mesosomas (Fig. 4e, Fig. 5g) y localmente melanosomas de potencias menores a 0,5 cm. La foliación migmatítica se encuentra en partes afectada por plegamientos progresivos, pudiéndose diferenciar puntualmente dos estadios (Fig. 5g). El primer estadio general en los leucosomas pliegues intrafoliares isoclinales (P_{1aI}), cuyas longitudes de onda son superiores a 10 cm. El segundo estadio de plegamiento da lugar a pliegues abiertos asimétricos (P_{1aII}), cuyos planos axiales son oblicuos a la mencionada foliación. Con este plegamiento asimétrico, también se generan bandas de

cizalla en alta temperatura a lo largo de los flancos cortos de los mismos, las cuales están rellenas por fundidos anatéticos, desarrollando típicos canales de migración de fundidos. Las mismas representarían una incipiente foliación de corte, espaciada y no penetrativa (S_3), la cual no es recurrente a escala regional pero se observa en algunos afloramientos muy bien definida (Fig. 5g). Las características microtexturales, estructurales y las asociaciones minerales paragenéticas indican que la génesis de la S_1 se vincula con el desplazamiento de los fundidos a través de flujos migmatíticos (Ashworth 1995, Brown y Solar 1999). Estos condicionan el desarrollo y morfología de la fábrica, y dependen directamente de su relación con los esfuerzos regionales, que fijan las tasas de extracción y migración de los mismos. Por lo cual se manifiesta que dicha fábrica y su plegamiento progresivo, se origina bajo temperaturas cercanas a 760 u 800 °C (ver Tibaldi *et al.* 2012). Este bandeo migmatítico se dispone con rumbos entre N 325° a N 350° y buzamiento >75° al NE-SO (Fig. 6).

Foliación milonítica (S_{2a})

Esta estructura penetrativa milonítica (S_{2a}) generada en un ambiente estructural de carácter dúctil y en temperatura media bajo la estabilidad de las fases Bt+Sil+Qtz

(facies de anfibolita; 540 - 600 °C). La misma se define mejor en la unidad milonítica vinculada a fajas de cizalla de escala regional, local o a zonas de alta tasa de deformación. La foliación S_{2a} es una estructura planar espaciada y disyuntiva (Fig. 4g, Fig. 5h), que posee un patrón de tipo anastomosado y concentración en microlitones, dado por la recrystalización y neomineralización sincinemática de una matriz formada por la asociación mineral Bt+Qtz+Sil; Qtz+Pl+Bt. Esta matriz rodea y se amolda a porfiroclastos de feldespato alcalino, plagioclasa, granate, cordierita, hornblenda y piroxeno, los cuales muestran geometrías de tipo complejas, sigma y delta (Fig. 5h). El patrón anastomosado se genera por la intersección continua de las folias entre sí, siendo muy marcado en las milonitas y más difuso en las protomilonitas-ultramilonitas. Sobre los planos de dicha fábrica, se define una lineación mineral y/o de estimamiento mineral (L_2) asociada principalmente a filosilicatos y cuarzo, orientada con rumbos N 25° a N 85° y comúnmente una inmersión al ENE con variaciones al SE (Fig. 6). La S_{2a} posee una orientación que en parte es coincidente con las S_1 paralelizándose a estas, aunque en general es oblicua a las mismas. La segunda foliación adquiere valores que alternan entre rumbos N 330° a N 350° y con buzamiento entre 60° y 80° al NE y localmente al SO (Fig. 6).

Foliación milonítica (S_{2b})

La S_{2b} se caracteriza por mostrar rasgos de estructuras con respuesta reológica de carácter dúctil-frágil y de baja temperatura (350 - 400 °C), donde las fases estables que la definen son Chl-Ms-Ser (facies de esquistos verdes), estando presente de manera dominante en las filonitas. El desarrollo de esta foliación S_{2b} está relacionado a filetes de cizalla y a regiones donde la tasa de deformación en estado subsólido ha sido muy alta, aunque se observan en toda la comarca como fajas aisladas. La S_{2b} posee un patrón de tipo planar, disyuntivo y anastomosado difuso (Fig. 5i), siendo claramente identificable en afloramiento por pre-

sentar planos que son untuosos al tacto y tienen brillo satinado. 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+Hem±Bt, que rodea a pequeños porfiroclastos complejos tanto de plagioclasa, granate como anfíbol. Sobre los planos de la S_{2b} aparece también una lineación mineral (L_2) asociada a filosilicatos y orientada de manera similar a la definida en S_{2a} . La orientación espacial de S_{2b} es coincidente con la orientación de la S_{2a} , tomando rumbos de entre N 320° a N 350° y buzamiento predominante de alto ángulo al NE (Fig. 6).

Foliación frágil (S_3)

En toda sierra de Chávez se ha identificado con gran desarrollo una estructura planar y penetrativa de naturaleza frágil, aquí definida como foliación frágil (S_3). Esta estructura es observada claramente en la mayor parte de las litologías, con un amplio desarrollo en las asociaciones de gabros, dioritas y rocas ultramáficas. La foliación frágil S_3 genera en las rocas del basamento una facturación frágil marcada, definiéndose por dominios como un clivaje de fractura centimétrico (Fig. 5j). En ocasiones sobre los planos de S_3 se observan estrías y/o escalones de falla, ligados a zonas de fallas inversas menores y locales. La orientación de la foliación S_3 se concentra entre los rumbos de N 290° a N 350° y con buzamientos altos (>75°) al NNE y localmente SO (véase Fig. 6).

TERMOBAROMETRÍA

Metodología

Las condiciones de presión y temperatura de esta porción serrana fueron evaluadas a partir de las rocas metasedimentarias (migmatitas estromatíticas) intercaladas dentro de las secuencias ígneas aquí aflorantes.

La paragénesis mineral observada (Qtz + Pl + Bt + Grt + Kfs ± Sil ± Mg ± Ilm), permite establecer que las migmatitas analizadas se equilibraron bajo condiciones metamórficas de facies de granulitas. Las condiciones de equilibrio fueron cal-

culadas mediante dos metodologías. En primer lugar, se utilizó la reacción de intercambio de Fe-Mg entre granate - biotita ($Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$), conjuntamente con los barómetros GASP ($Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2Al_2SiO_5 + SiO_2 = 3CaAl_2Si_2O_8$), GBP ($Al_2(Mg,Fe)_3 + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + (Mg,Fe)3Al_2Si_3O_{12} = 3CaAl_2Si_2O_8$) y GBSQ ($Alm/Prp + Ms = (Al_2Fe_{-3}/Al_2Mg_{-3})Bt + Qtz + 2Sil$). Para ello se utilizaron las propiedades termodinámicas en el estado estándar de Berman (1988) y Berman y Aranovich (1996), y los modelos de actividad no ideal de Berman (1990) y Berman y Aranovich (1996) para granate; Holland y Powell (1992) para plagioclasa y Patiño Douce *et al.* (1993) para biotita. En segundo lugar, las condiciones de P-T se estimaron con el programa THERMOCALC 3.0 de Holland y Powell (1998) utilizando multi-equilibrios entre las fases minerales Grt + Bt + Pl + Qtz ± Sil, mientras que las actividades se computaron recurriendo al programa de AX por T. Holland.

Química mineral

Granate: Constituye una solución sólida dominada por almandino ($X_{Alm} \sim 0,58$; con $X_{Alm} = Fe / (Mg + Fe + Ca + Mn)$) y piropero ($X_{Pyp} \sim 0,28$ a $0,34$; con $X_{Pyp} = Mg / (Mg + Fe + Ca + Mn)$), con menores proporciones de grosularia ($X_{Grs} \sim 0,028$ a $0,14$; con $X_{Grs} = Ca / (Mg + Fe + Ca + Mn)$) y espartina ($X_{Sps} \sim 0,04$ a $0,17$; con $X_{Sps} = Mn / (Mg + Fe + Ca + Mn)$). En general, presentan perfiles composicionales homogéneos con variación mínimas en la zona de borde más externa, a lo largo de la cual se observa un aumento en almandino y disminución en piropero (ver Cuadro 1; Fig. 7a).

Biotita: Presenta contenidos de X_{Mg} ($X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe)$) variable entre 0,55 y 0,63 y concentraciones en TiO₂ > 4 % en peso lo cual es típico de biotitas cristalizadas a altas temperaturas (Cuadro 1).

Plagioclasa: Es de tipo oligoclasa (0,26 a 0,27; $An = Ca / (Ca + Na)$) y presenta contenidos en anortita constantes a lo largo del grano (Cuadro 1).

Óxidos de Fe-Ti: En su mayoría constituyen magnetita pura con contenidos de

FeO de ~ 88 % a 90 % en peso, que coexisten con óxidos ricos en Ti (TiO_2 ~16 % en peso) que comprenden una solución sólida donde la fracción molar de ilmenita (XII_m) varía entre 0,52 a 0,65.

Determinaciones de P y T

Una de las limitaciones mayores para la estimación de las condiciones de P-T en rocas estabilizadas en facies de granulita, es que las reacciones que afectan el intercambio de Fe-Mg podrían ser perturbadas por retrogradación durante su enfriamiento (Kohn y Spear 2000). Así, de acuerdo a Spear (1991) determinar las relaciones texturales y establecer si las fases minerales presentan o no zonación química, son una herramienta indispensable para evaluar estos procesos.

El análisis petrográfico de las migmatitas estromatíticas que afloran en la sierra de Chávez, permite establecer que estas rocas presentan relaciones texturales sencillas, así como también una composición química homogénea de las fases minerales presentes, facilitando de este modo el empleo de los métodos termobarométricos previamente expuestos. La relativa homogeneidad química observada en las diferentes fases analizadas, indica claramente que dichos minerales se han equilibrado textural y químicamente durante el pico metamórfico que los originó, y por lo tanto no han sido modificados por eventos de enfriamiento posterior, conservando las condiciones P-T acontecidas para el mismo. En particular, la presencia de granates con diámetros superiores al milímetro con perfiles composicionales uniformes, y una menor abundancia relativa de granate respecto de biotita, son características texturales que reafirman este supuesto de acuerdo a lo propuesto por Spear (1991).

Las condiciones térmicas calculadas mediante el vector de intercambio de Fe-Mg entre biotita-granate utilizando los datos termodinámicos de Berman (1988) y Berman y Aranovich (1996), indican que estas rocas se equilibraron a temperaturas de 876 ± 30 °C, y no muestran variaciones significativas al usar composiciones de núcleo y borde. Un comportamiento

similar se observa al aplicar el programa TH, obteniéndose temperaturas del mismo orden de magnitud (Fig. 7b). Por su parte, presiones de $8,3 \pm 0,1$ Kbar han sido calculadas mediante el barómetro GASP, las cuales son ampliamente coincidentes con las condiciones de presión calculadas tanto con el barómetro GBP ($8,25 \pm 0,5$ Kbar) como con el barómetro GBSQ ($8,4 \pm 0,5$ Kbar; véase Fig. 7b). Asimismo, estas presiones son coincidentes con aquellas estimadas por las reacciones de multi-equilibrio estimadas mediante el programa TH ($8,3 \pm 0,3$ Kbar). La gran consistencia entre los resultados obtenidos por los distintos métodos termobarométricos, tanto para composiciones de núcleo como de borde, indicaría que las migmatitas de la sección máfica más profunda del arco Famatiniano: i) se equilibraron a temperaturas de 870 °C y presiones de 8 Kbar; y ii) se exhumaron de un modo abrupto sin permitir fenómenos de *resetting*.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las evidencias petroestructurales presentadas en este trabajo indican que la sierra de Chávez está constituida por un basamento cristalino de naturaleza ígnea-metamórfica, que se jerarquiza lito-estratigráficamente como parte del “Complejo Máfico” reconocido en la porción central de las serranías de Valle Fértil (Otamendi *et al.* 2009a, Cristofolini *et al.* 2010). Cinco asociaciones litológicas dominan en este complejo, reconocidas como diorítica, gábrica, metasedimentaria, milonítica y granítica-pegmatítica. La correlación petroestructural con sectores aledaños, indica que la geología expuesta en la sierra de Chávez representaría una sección característica de la corteza media del arco magmático Famatiniano. Datos geocronológicos, conjuntamente con las características petrológicas y relaciones de campo muestran una constante relación temporal entre las rocas representativas del magmatismo máfico e intermedio (490 - 465 Ma; Ducea *et al.* 2010) y las migmatitas representantes de un proceso metamórfico

sincrónico (~ 489 - 470 Ma; Rapela *et al.* 2007, Gallien *et al.* 2010, Cristofolini *et al.* 2012). Por consiguiente, se revalida que el sector aquí estudiado, se generó concomitantemente con la configuración del mencionado arco (ver Otamendi *et al.* 2012, Cristofolini *et al.* 2011) por la intrusión de numerosos pulsos de magmas primitivos, máficos e hidratados, dando lugar por cristalización fraccionada al conjunto de gabros-gabronoritas y dioritas aquí descritos. Por su parte, procesos conjuntos de contaminación y cristalización fraccionada dieron como resultado la generación de las rocas ígneas tonalíticas (Otamendi *et al.* 2009b, Otamendi *et al.* 2012). Cabe destacar, que una amplia deformación afecta a este conjunto litológico, la cual se concentra principalmente en el borde occidental de la comarca. Se manifiesta por el desarrollo de fajas de cizalla discretas de longitudes y potencias decamétricas, a lo largo de las cuales se observa la obliteración de los rasgos petrológicos primarios, desarrollando fábricas miloníticas con paragénesis estabilizadas tanto en facies de anfibolita como esquistos verdes (Cristofolini *et al.* 2011, Cristofolini 2012). Estas fajas en su conjunto definen una extensa zona de cizalla, que comúnmente ocupa ~ 8 kilómetros de potencia desde el límite occidental serrano y que se extiende por más de 50 km de longitud, iniciando al norte en la quebrada de Usno (fuera del área aquí analizada) y culminando en el extremo más austral de la sierra de Chávez (ver Cristofolini *et al.* 2011).

Los resultados termo-barométricos estimados en las migmatitas aquí presentes, muestran condiciones de equilibrio de 876 °C y 8,3 Kbar, sin registrar variaciones significativas para composiciones de núcleo y borde. Los valores térmicos sugieren que la secuencia sedimentaria se metamorfozó (M_1) en condiciones de facie de granulita, como resultado de la intrusión continua de magmas máficos (Otamendi *et al.* 2008, Tibaldi *et al.* 2011) cuyo input térmico ocasionó la fusión parcial de los protolitos más aluminosos y generó extensos volúmenes de fundidos anatécicos. Por otra parte, las condiciones de presiones aquí estimadas

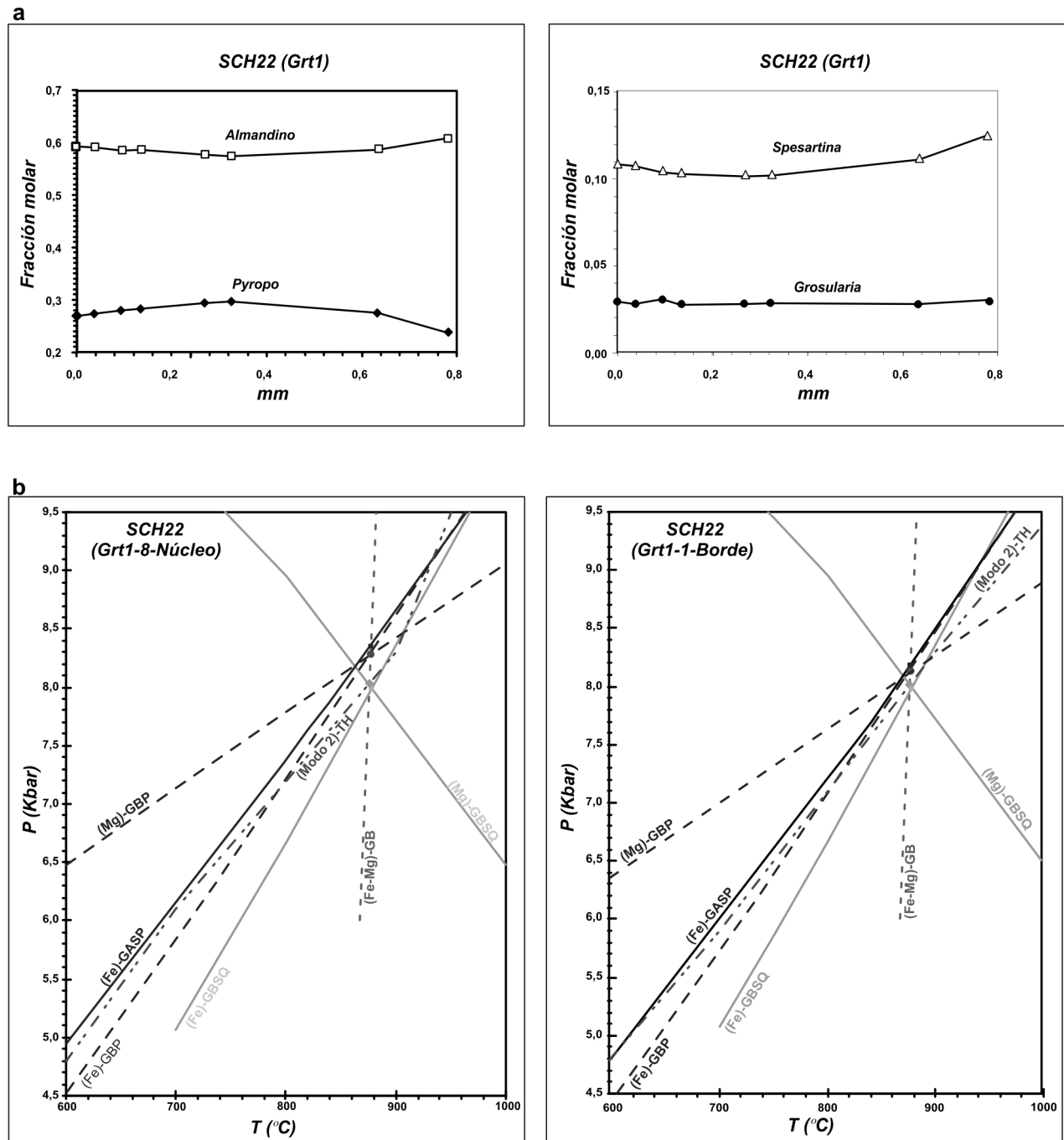


Figura 7: a) Perfil químico realizado por análisis puntual en porfiroblastos de granate, siguiendo una trayectoria de borde a núcleo. Se proyectan las fases composicionales de almandino, piropo, grosularia y espesartina del granate analizado. b) Diagramas de variación de las presiones y temperaturas calculadas para las muestras de migmatitas de la sección de Sierra de Chávez. Los cálculos se realizaron mediante las reacciones de intercambio iónico (GB): $Alm + Pl = Py + Ann$; (GC): $2Alm + 3Mg-Crd = 2Py + 3Fe-Crd$; (GASP): $Grt + Sil + Qtz = Pl + An$; (GBP): $(Al_2Fe^3/Al_2Mg^3)Bt + Grs + Alm/Prp = 3An$, basados en Berman (1988) y Berman y Aranovich (1996). También se realizaron estimaciones termobarométricas utilizando el software THERMOCALC (TH) de Holland y Powell (1998), con las fases en equilibrio (gbps) y (gbpsc), donde g: granate; b: biotita; p: plagioclasa; s: sillimanita y c: cordierita.

indican profundidades de emplazamiento del magmatismo máfico expuesto en la zona de Sierra de Chávez, mayores que aquellas inferidas para las porciones centrales de dicha serranía (Otamendi *et al.* 2008, Tibaldi *et al.* 2011). De esta mane-

ra, se cuantifica que el basamento de la sierra de Chávez expone rocas ígneas y metamórficas representativas de la corteza media del arco magmático ordovícico, indicando niveles de exhumación en su porción más occidental de entre 27 a

30 kilómetros.

La conjunción de datos estructurales, petrográficos y termobarométricos permiten establecer una secuencia de eventos de deformación (D) asociados a procesos magmáticos y metamórficos. El evento

CUADRO 1: Composición representativa de granates normalizados a 12 oxígenos, de biotitas normalizadas a 5 cationes y 8 oxígenos y de plagioclasa normalizadas a 11 cationes.

Punto	Grt-1 borde	Grt-4 núcleo	Grt-5 núcleo	Grt-8 borde	Punto	Bt-9	Bt-11	Bt-12	Bt-16	Punto	PI-16	PI-17 borde	PI-13	PI-14
SiO ₂	39,11	38,46	38,75	38,33	SiO ₂	35,64	36,12	35,39	35,68					
TiO ₂	0,00	0,01	0,06	0,03	TiO ₂	4,10	4,25	4,00	4,17	SiO ₂	61,43	61,61	62,16	62,03
Al ₂ O ₃	22,65	22,80	22,43	22,78	Al ₂ O ₃	17,51	17,63	17,23	17,58	Al ₂ O ₃	24,21	24,46	24,81	23,94
MgO	7,11	7,48	7,38	6,20	MgO	12,43	12,16	12,80	12,49	Fe ₂ O ₃	0,05	0,08	0,09	0,04
FeO	27,87	27,65	25,93	28,19	FeO	15,04	15,23	15,44	15,43	CaO	5,14	5,27	5,34	5,23
CaO	1,08	1,02	0,99	1,09	MnO	0,08	0,12	0,14	0,11	Na ₂ O	7,86	7,97	7,89	8,02
MnO	5,03	4,78	4,51	5,74	K ₂ O	9,78	9,56	9,61	9,76	K ₂ O	0,39	0,40	0,33	0,39
Cr ₂ O ₃	0,06	0,08	0,04	0,07	Na ₂ O	0,20	0,12	0,16	0,14					
Total	102,9	102,51	100,22	102,55	Total	95,16	95,79	95,29	95,93	Total	99,40	100,19	101,01	100,07
Si	2,98	2,94	3,00	2,95	Si	2,68	2,70	2,67	2,68	Si	2,74	2,74	2,73	2,76
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	Al ^(iv)	1,32	1,30	1,33	1,32	Al	1,27	1,28	1,29	1,25
Al	2,03	2,06	2,05	2,07	Al ^(vi)	0,24	0,26	0,21	0,23	Fe ⁺³	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,81	0,85	0,85	0,71	Ti	0,23	0,24	0,23	0,24	Ca	0,25	0,25	0,25	0,25
Fe ⁺²	1,77	1,77	1,68	1,81	Fe	0,95	0,95	0,98	0,97	Na	0,68	0,69	0,67	0,69
Ca	0,09	0,08	0,08	0,09	Mg	1,40	1,36	1,44	1,40	K	0,02	0,02	0,02	0,02
Mn	0,32	0,31	0,30	0,37	Mn	0,01	0,01	0,01	0,01					
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	Vac _(vi)	0,18	0,19	0,14	0,16					
X _{Mg}	0,27	0,28	0,29	0,24	Na	0,03	0,02	0,02	0,02					
X _{Fe}	0,59	0,59	0,58	0,61	K	0,94	0,91	0,93	0,93	X _{Ca}	0,26	0,26	0,27	0,26
X _{Ca}	0,03	0,03	0,03	0,03						X _{Na}	0,72	0,72	0,71	0,72
X _{Mn}	0,11	0,10	0,10	0,13	#Mg	0,60	0,59	0,60	0,59	X _K	0,02	0,02	0,02	0,02

En granate $X_i = i / (Ca + Mg + Mn + Fe + 2)$. En biotita $\#Mg = Mg / (Mg + Fe)$. En plagioclasa $X_i = i / (Ca + Na + K)$.

D_1 actuó sincrónico con el estadio magmático (I_1) y el pico metamórfico (M_1) registrado este último en las migmatitas (~ 489 - 470 Ma; Cristofolini *et al.* 2012); en tanto que D_2 - D_3 transponen a las estructuras ígneas y metamórficas primarias y representan una progresión de la deformación actuante desde dominios dúctiles a frágiles. El evento D_1 originó las estructuras planares definidas como foliación migmatítica (S_1) desarrollada en la rocas metasedimentarias y a la foliación magmática (S_{0b}) localmente transpuesta por una foliación submagmática a subsólida de alta temperatura (S_1). Por otra parte, los pliegues intrafoliares (P_{1aI} - P_{1aII}) así como también el desarrollo de la restringida foliación de corte (S_c) en migmatitas, se asignan también al primer evento de deformación (D_1) generalizado en la zona (ver Cristofolini *et al.* 2011, Tibaldi *et al.* 2012). La presencia de minerales metamórficos orientados según S_1 , constituye la mejor evidencia para inferir que el pico metamórfico (M_1) fue sincrónico en sentido amplio con el evento D_1 y esto queda claramente ajustado con los datos de edades ampliamente difundidos en la zo-

na (ver Gallien *et al.* 2010, Cristofolini *et al.* 2010, Cristofolini *et al.* 2012). El evento D_2 está asociado al desarrollo de fajas de cizalla locales y regionales, vinculado a una orientación de la deformación cuya dirección de máximo acortamiento se dispone ENE-OSO, deducido a partir de la disposición de lineaciones minerales e indicadores cinemáticas (ver Cristofolini *et al.* 2011, Cristofolini 2012). Las relaciones entre fábricas y crecimiento de minerales, demuestran que D_2 tuvo lugar en un periodo post-magmático (I_1) y post-pico metamórfico (M_1). Asimismo, el evento compresivo a escala regional D_2 generó una estructura planar penetrativa definida como foliación milonítica (S_{2a}), cuyos rasgos sugieren un comportamiento reológico en condiciones dúctiles y temperaturas en facies de anfibolitas. Además, se distingue una segunda foliación milonítica (S_{2b}), la cual también está asociada a un comportamiento dúctil pero con paragénesis en facies de esquistos verdes. Dicho evento (D_2) está caracterizado por una cizalla simple inversa, con escasa componente de rumbo dextral. Coetáneamente con D_2 se genera

el segundo evento metamórfico (M_2) reconocido en la región serrana, el cual fue desarrollado en dos fases: M_{2a} y M_{2b} (ver Cristofolini *et al.* 2011, Tibaldi *et al.* 2012). La primera corresponde a un metamorfismo dinámico en facies de anfibolita y dentro de la primera zona de sillimanita, y la segunda se estabiliza en facies de esquistos verdes y dentro de la zona de clorita. El tercer evento deducido en la comarca (D_3), está asociado a una orientación de la deformación cuya dirección de máximo acortamiento se dispone de manera similar al D_2 (NE-SO). Durante esta etapa de deformación todas las fábricas formadas exhiben una respuesta reológica netamente frágil a toda escala, dando lugar a la generación de una estructura planar muy penetrativa, discriminada como un clivaje de fractura de espaciado centimétrico y recurrencia regional (S_3). Como corolario se considera con certeza que D_2 y D_3 están vinculados al cierre y exhumación de la parte profunda del arco magmático Famatiniano, como producto de la colisión entre el terreno compuesto de Cuyania y el margen previamente activo del Gondwana Occidental (Ramos

2004, Mulcahy *et al.* 2011, Cristofolini *et al.* 2011, Castro de Machuca *et al.* 2012).

AGREDECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. Juan A. Murra y a dos revisores anónimos, que han permitido mejorar de sobremano la calidad de este trabajo, gracias a sus valiosas correcciones y recomendaciones. Este trabajo fue subsidiado por los proyectos PICTR 20298/04, PICT01904/07 y PICT1299/08 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. Un reconocimiento especial al doctor Augusto Morosini y al licenciado Maximiliano Falcone por la ayuda brindada durante el trabajo de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ashworth, J.R. 1995. *Migmatites* Blackie. Glasgow, 301 p., London.
- Baldo, E., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Galindo, C., Fanning, C. 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.
- 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: 17-18.
- Baliani, I., Otamendi, J., Tibaldi, A. y Cristofolini, E. 2012. Geología y petrología del cuerpo máfico-ultramáfico de Las Juntas, Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 72-87.
- Berman, R.G. 1988. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American Mineralogist* 75: 328-344.
- Berman, R.G. 1990. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology* 29: 445-522.
- Berman, R.G. y Aranovich, L.Y. 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126: 1-24.
- Blenkinshop, T. 2000. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluwer Academic Publishing, 150 p., Dordrecht.
- 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.
- Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C. y Dalhquist, J. 2012. Fast sediment underplating and essentially coeval juvenile magmatism in the Ordovician margin of Gondwana, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Gondwana Research* 22: 669-673.
- 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: Proterozoic to Mesozoic. *Gondwana Research* 13: 216-226.
- Castro de Machuca, B., Delpino, S., Previley, L., Mogessie, A. y Bjerg, E. 2012. Tectono-metamorphic evolution of a high- to medium-grade ductile deformed metagabbro/metadiorite from the Arenosa Creek Shear Zone, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Structural Geology* 42: 261-278.
- Castro de Machuca, B., Pontoriero, S. y Llabrés, E. 1996. Petrología de las asociaciones máficas - ultramáficas de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 439-452, Buenos Aires.
- Cristofolini, E.A. 2012. Evolución petrológica y tectónica del oeste de la sierra de Valle Fértil, San Juan: un estudio sobre las evidencias geológicas de interacción geodinámica entre el arco magmático Famatiniano y el terreno Cuyania. Universidad Nacional de Río Cuarto. Tesis Doctoral (inédito), 510 p., Río Cuarto.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Peason, D., Tibaldi, A.M. y Baliani, I. 2012. Detrital zircon U-Pb ages of metasedimentary rocks from the sierra de Valle Fértil: revealing entrapment of late Cambrian marine successions into the deep roots of the early Ordovician Famatinian Arc. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 77-94.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Martino, R.D., Baliani, I. y Tibaldi, A.M. 2011. Evolución tectónica del margen occidental de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 162-163, Neuquén.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Martino, R.D. y Baliani, I. 2010. Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. *Revista Asociación Geológica Argentina* 67: 521-535.
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K., Valencia, V. y Gehrels, G. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Tectonics* 29: TC4002, doi: 10.1029/2009TC002615.
- Gallien, F., Mogessie, A., Bjerg, E., Delpino, S., Castro de Machuca, B., Thöni, M. y Klötzl, U. 2010. Timing and rate of granulite facies metamorphism and cooling from multi-mineral chronology on migmatitic gneisses, Sierras de La Huerta and Valle Fértil, NW Argentina. *Lithos* 114: 229-252.
- Galindo, C., Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R., Rapela, C., Saavedra, J., 2004. Sr, C and O isotope geochemistry of carbonates from Sierra de Pie de Palo and other Western Sierras Pampeanas (Argentina). *Stratigraphy and constraints on the derivation of the Precordillera Terrane. Precambrian Research* 131: 57-71.
- Galliski, M.A. 1995. La Provincia Pegmatítica Pampeana 2: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 113-122.
- 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.
- Holland, T. y Powell, R. 1992. Plagioclase felds-

- pars: activity-composition relations based upon Darken's quadratic formalism and Landau theory. *American Mineralogist* 77: 53-61.
- Holland, T. y Powell, R. 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 309-343.
- Hoobs, B., Means, W. y Williams, D. 1981. *Geología Estructural*. Omega, 518 p., Barcelona.
- Introcaso, A., Martínez, M.P., Giménez, M.E. y Ruiz, F. 2004. Geophysical study of the Valle Fértillineament between 28°45'S and 31°30'S: boundary between the Cuyania and Pampia terranes. *Gondwana Research* 7: 1117-1132.
- 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.
- Kohn, M.J. y Spear, F.S. 2000. Retrograde Net Transfer Reaction (ReNTR) insurance for P-T estimates. *Geology* 28: 1127-1130.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kruhl, J.H. 1993. The P-T-d development at the basement-cover boundary in the north-eastern Tauern Window (Eastern Alps): Alpine continental collision. *Journal of metamorphic Geology* 11: 31-47.
- Kruse, R. y Stünitz, H. 1999. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. *Tectonophysics* 303: 223-249.
- Le Maitre, R. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks, Blackwell Scientific Publications, 193 p., Cambridge.
- Llambías, E.J. 2008. *Geología de los cuerpos ígneos*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 29, 222 p., Buenos Aires.
- Martino, R.D., Vujovich, G.I., Guerreschi, A.B., Otamendi, J.E. y Tibaldi, A.M. 2008. Deformación constriccional y condiciones físicas del metamorfismo de las anfibolitas granatíferas de la sierra Loma de Las Chacras, Provincia de San Juan. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1370-1371, Jujuy.
- Mc Clay, K. 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, Handbook, Butler y Tanner Ltd., 160 p., London.
- Mirré, J.C. 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 113-127.
- 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, Buenos Aires.
- Mulcahy, S.R., Roeske, R.M., McClelland, W.C., Renne, P.R., Jourdan, F. e Iriondo, A. 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics* 30: 1-24.
- 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. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogía, Actas 1: 373-378, Río Cuarto.
- Murra, J. y Baldo, E. 2006. El metamorfismo de las rocas básicas y ultrabásicas de la Sierra de La Huerta-Las Imanas (Sierras Pampeanas, Argentina): caracterización tectonotérmica del margen occidental del orógeno Famatiniano. *Revista Geológica de Chile* 33: 277-298.
- Nicolas, A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbro. *Journal of Petrology* 33: 891-915.
- Otamendi, J., Cristofolini, E., Tibaldi, A., Quevedo, F. y Baliani, I. 2010. Petrology of mafic and ultramafic layered rocks from the Jaboncillo Valley, Sierra de Valle Fértil, Argentina: implications for the evolution of magmas in the lower crust of the Famatinian arc. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 685-704.
- Otamendi, J.E., Ducea, M. y Bergantz, G.W. 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology* 53: 761-800.
- Otamendi, J., Ducea, M., Tibaldi, A., Bergantz, G., de La Rosa, J. y Vujovich, G. 2009b. Generation of Tonalitic and Dioritic Magmas by Coupled Partial Melting of Gabbroic and Metasedimentary Rocks within the Deep Crust. *Journal of Petrology* 50: 841-873.
- Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I. y Viñao, G.A. 2008. Metamorphic evolution of migmatitas 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. 2009a. 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. 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.
- 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. (eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society London, Special Publication 142: 43-368.
- Passchier, C.W. y Trouw, R. 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, 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 granulites. *Journal of Structural Geology* 11: 349-363.
- Paterson, S.R., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B., Fowler, T.K. Jr y Schmidt, K.L. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44: 53-82.
- Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D. y Rice, J. 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist* 78: 113-131.
- 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. 2° South American Symposium of Isotopic Geology, Actas 1: 101-104, Carlos Paz.
- Pryer, L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canadá. *Journal of Structural Geology* 15: 21-36.
- Ramos, V. 1999. Las Provincias Geológicas del territorio Argentino. En Caminos, R. (ed.), *Geología Regional Argentina*, Instituto de Geo-

- logía y Recursos Minerales, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7: 1004-1024.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquet, 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. 3^o South American Symposium of Isotope Geology, Actas 3: 616-619, Pucón.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E., Gonzalez-Casado, J., Galindo, C. y Dalhquist, J. 2007. The Rio de la Plata Craton and assembly of SW Gondwana. *Earth Science Review* 83: 49-82.
- Sibson, R. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London* 133: 191-213.
- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, 799 p., Washington D.C.
- Spear, F.S. 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 379-388.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. 2002. The eastern tonale fault zone: a natural laboratory for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.
- Tibaldi, A.M., Álvarez-Valero, A.M., Otamendi, J.E. y Cristofolini, E.A. 2011. Formation of Paired Pelitic and Gabbroic Migmatites: An Empirical Investigation of the Consistency of Geothermometers, Geobarometers and Pseudosections. *Lithos* 122: 57-75.
- Tibaldi, A., Cristofolini, E., Otamendi, J., Baliani, I. y Gaido, G. 2012. Estructura interna de las migmatitas de la porción norte de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 250-260.
- Tibaldi, A., Otamendi, J., Cristofolini, E., Vujovich, G. y Martino, R. 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: 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^o Congreso Geológico Argentino y 3^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 443-462, Buenos Aires.
- Toubes Spinelli, R.O. 1983. Edades potasio-argón de algunas rocas de la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38: 405-411.
- 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.
- Vernon, R. 2000. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 p., London.
- Vujovich, G.I. 1995. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Loma de Las Chacras, sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 321-336.
- Vujovich, G., Chernicoff, J., Tchiligririan, 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, Boletín 78, 1-54, Buenos Aires.
- 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^o Congreso Geológico Argentino y 3^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 465-475, Buenos Aires.

Recibido: 5 de diciembre, 2012

Aceptado: 19 de junio, 2013