

# PETROLOGÍA, TERMOBAROMETRÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ANATÉCTICAS DEL SECTOR NORTE DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL, SAN JUAN: IMPLICANCIAS EN LA DETERMINACIÓN DE VARIACIONES LATERALES EN LA CONSTRUCCIÓN DEL ARCO MAGMÁTICO

Alina M. TIBALDI<sup>1,2</sup>, Eber A. CRISTOFOLINI<sup>1,2</sup>, Juan E. OTAMENDI<sup>1,2</sup>, Matías BARZOLA<sup>1,2</sup> y Paula ARMAS<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Río Cuarto.

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

E-mail: atibaldi@exa.unrc.edu.ar

## RESUMEN

En la porción norte de la sierra de Valle Fértil, aflora un conjunto de rocas anatécticas formadas por procesos de fusión parcial en facies de granulita. El análisis de elementos mayoritarios y traza, y su comparación con los probables protolitos y con resultados experimentales, sugiere que la variedad litológica encontrada está fuertemente controlada por el avance de la fusión parcial asociada a la separación efectiva del fundido en los niveles medios a profundos del arco magmático Famatiniano. Aunque metatexitas y diatexitas contienen proporciones variables de fundidos, las metatexitas volumétricamente dominantes presentan composiciones similares a las de sus probables precursores, sugiriendo que, en gran medida, los fundidos anatécticos no habrían sido segregados de su fuente metasedimentaria. La composición de los leucosomas en las metatexitas varía desde fundidos primarios a diferenciados. Sus características geoquímicas indican que el rango composicional observado puede ser derivado por cristalización peritética del feldespato potásico durante la fusión y/o subsecuente acumulación. El modelado de elementos mayoritarios y traza fuertemente particionados entre fundido y residuo, sugiere que las metatexitas alcanzaron porcentajes de fusión parcial variables, al menos, entre 29 y 49 % en peso. La comparación de estas secuencias con aquellas estudiadas en la porción central de la serranía refleja que, aunque las condiciones físico-químicas de formación son semejantes, presentan características geoquímicas diferentes, sugiriendo la existencia de variaciones laterales dentro de dicho arco. Así, se infiere que el segmento norte de la serranía preserva evidencias del proceso de fusión parcial congelado en una etapa previa al observado en la porción central.

**Palabras clave:** *Migmatitas, diferenciación geoquímica, estimaciones de P-T, Valle Fértil*

## ABSTRACT

*Petrology, thermobarometry and geochemistry of the anatectic rocks from the northern sierra de Valle Fértil, San Juan: implications in the determination of lateral changes in the construction of the magmatic arc*

In the northern portion of the sierra de Valle Fértil a group of anatectic rocks formed by partial melting processes under granulite facies conditions crops out. The analysis of major and trace elements, its comparison with plausible protoliths and with experimental results, suggests that the variation in lithology is strongly controlled by the advance of partial melting associated with the efficacy of melt extraction in middle to deep levels of the Famatinian magmatic arc. Although both metatexites and diatexites contain variable proportions of melt, the volumetrically dominant metatexites have similar whole-rock compositions to those of their assumed precursors suggesting that to a large extent the generated anatectic melts fail to leave behind the metasedimentary sources. The composition of leucosomes in metatexites varies from pure to differentiated melts. Diagnostic geochemical features indicate that the observed range of leucosome compositions can be derived by peritectic crystallization of feldspar during melting and/or subsequent accumulation of feldspar. Modeling of major and trace elements strongly partitioned between melt and residuum suggests that metatexites reach partial melting proportion ranging at least from 29 to 49 wt %. Comparison of these sequences with those studied in the central portion of the range reflects that although the physicochemical conditions of formation are similar, they have different geochemical characteristics, suggesting the existence of lateral variation within this range. Thus, it follows that the northern segment of the mountain preserves evidence of partial melting frozen at an earlier stage than that observed in the central portion.

**Keywords:** *Migmatites, Chemical differentiation, P-T estimations, Valle Fértil*

## INTRODUCCIÓN

La evolución dinámica de cinturones orogénicos en bordes de placas convergentes (subducción o colisión) se vincula a procesos de fusión parcial de la corteza continental tal como lo demuestra la génesis y exhumación de terrenos granulíticos/migmáticos (Vanderhaeghe y Teysier 2001). El estudio de estas secuencias es fundamental para establecer en qué medida la fusión parcial, la segregación y la extracción de fundidos en niveles corticales inferiores a medios producen diferenciación cortical efectiva de la corteza continental (Brown 1993, Milord *et al.* 2001, Korhonen *et al.* 2010 y trabajos citados). Estudios experimentales realizados en rocas sedimentarias indican que estas litologías producen fundidos félsicos cuando son sometidas a temperaturas típicas del metamorfismo de alto grado (700-900 °C; Patiño Douce y Johnston 1991, Montel y Vielzeuf 1997, Patiño Douce y Harris 1998). Este proceso petrológico puede desencadenar la separación del protolito en rocas de composición química y mineralógica contrastantes. No obstante, la variedad petrológica generada depende fundamentalmente de la eficiencia del proceso de separación entre fundido y residuo (Sawyer 1994, Brown 2001, Milord *et al.* 2001).

La sierra de Valle Fértil expone una sección cortical, relativamente poco deformada, correspondiente a los niveles medios a profundos del arco magmático Famatiniano (Otamendi *et al.* 2009a, Ducea *et al.* 2010). Este contexto geológico es un lugar apropiado para observar y caracterizar los procesos de diferenciación geoquímica asociados a metasedimentos en niveles corticales medios a profundos de un arco magmático.

En este trabajo, se presentan estudios termobarométricos y geoquímicos de las migmatitas y granitoides asociados que afloran en el norte de la sierra de Valle Fértil, con el objetivo de establecer las condiciones físico-químicas a las que estuvieron sometidas, determinar la influencia de los procesos de diferenciación geoquímica en la generación de los diferentes tipos litológicos, y a partir de estos

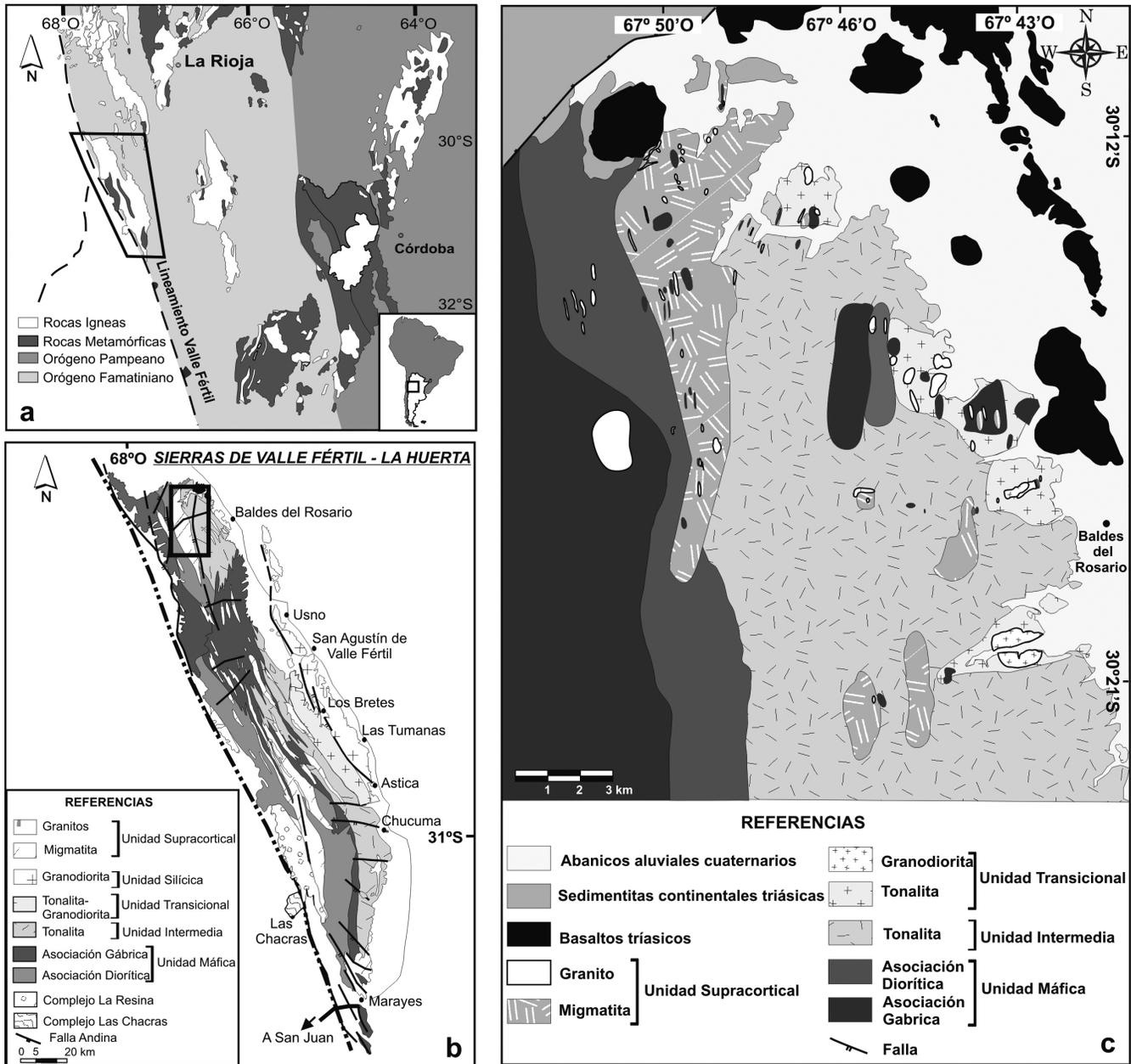
resultados, establecer la presencia o no de variaciones laterales dentro del arco magmático.

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

El cinturón orogénico famatiniano corresponde a un arco magmático que se desarrolló durante el Ordovícico Temprano y el Ordovícico Medio (490 - 460 Ma), en el borde occidental de Gondwana (Vujovich *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Dahlquist *et al.* 2008). El levantamiento y basculamiento de dicho paquete cristalino durante su emplazamiento en la corteza superior parece estar relacionado, en primera instancia, a la colisión entre un terreno alóctono separado de Laurentia (Cuyania y/o Precodillera) y el margen occidental de Gondwana (Thomas y Astini 1996, Ramos *et al.* 1998, Ramos *et al.* 2010). La edad silúrica para la cizalla en el oeste de la sierra de La Huerta (Castro de Machuca *et al.* 2007), así como también la edad devónica determinada en la cizalla expuesta en el centro de la sierra de Valle Fértil (Cristofolini *et al.* 2014), indican un estadio tardío y/o final de esta colisión (Castro de Machuca *et al.* 2007, Cristofolini *et al.* 2014). Una característica relevante de dicho arco es que, a lo largo de él, se puede observar la transición desde rocas volcánicas a rocas plutónicas (Rapela *et al.* 1992, Toselli *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998). Las rocas volcánicas, afloran entre los 22° y 28° S, intercaladas con bancos sedimentarios ordovícicos, tanto en la región de la Puna (Turner y Méndez 1979, Coira *et al.* 1999) como en la sierra de Famatina (de Alba 1979, Mannheim y Miller 1996, Fanning *et al.* 2004). Mientras que, los batolitos plutónicos más profundos del cinturón famatiniano se encuentran expuestos aproximadamente entre los 28° y 33° S reflejando, muy probablemente, el efecto sumado que tiene entre estas latitudes la combinación de la tectónica de colisión que cerró y exhumó el arco y la tectónica andina donde la subducción activa de la placa de Nazca es subhorizontal (Barzangi e Isacks 1976, Fig. 1a).

Como resultado de los eventos tectónicos pasados y actuales, la sierra de Valle Fértil-La Huerta constituye un bloque exhumado de 140 km de largo por 30 km de ancho (Jordan y Allmendinger 1986; Fig. 1b). 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 la sierra de Valle Fértil-La Huerta con las secuencias de muy alta presión expuestas en la pequeña sierra de Loma de Las Chacras (Vujovich 1995, Baldo *et al.* 2001, Martino *et al.* 2008, Casquet *et al.* 2012, Mulcahy *et al.* 2014). En tanto que, en su segmento oriental, 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 paleosutura 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 la sierra de Valle Fértil-La Huerta constituye el límite occidental del mencionado arco famatiniano, desarrollado sobre el margen del Gondwana (Giménez *et al.* 2000, Ramos 2004, Lince Klinger *et al.* 2008).

La geología del bloque serrano de Valle Fértil, en su segmento central, fue relevada por Mirrè (1971, 1976) y presentada como una carta geológica-económica Hoja 19e a escala 1:200.000. Mirrè (1976), a modo de generalización, plantea la existencia de dos fajas longitudinales que caracterizan a dos complejos metamórficos: oriental y occidental. El complejo oriental está conformado por granodioritas gnéissicas, gneises granodioríticos-



**Figura 1:** a) Localización del área de estudio dentro del contexto geológico de las Sierras Pampeanas entre los 29° y 33° Lat. Sur y su relación con los orógenos Pampeano y Famatiniano. El área remarcada muestra la ubicación de la sierra de Valle Fértil-La Huerta; b) Mapa geológico simplificado de la sierra de Valle Fértil-La Huerta mostrando la ubicación específica del área de trabajo (recuadro). El mapa representa una compilación de las Hojas Geológicas de Mirré (1976) considerando los trabajos de Otamendi *et al.* (2008, 2009a), Tibaldi *et al.* (2011, 2012), Gaido (2014) y Cristofolini *et al.* (2014); c) Mapa geológico de la porción norte de la sierra de Valle Fértil basado en los trabajos mencionados previamente y en el mapeo detallado del presente estudio.

tonalíticos y cuerpos pegmatíticos-aplopegmatíticos; y el complejo occidental está caracterizado por gneises tonalíticos, gneises granatíferos-sillimaníticos y/o cordieríticos, anfibolitas, rocas máficas-ultramáficas metamorfoseadas, calizas cristalinas, granitos y cuerpos aplopegmatíticos. A partir de los trabajos de Mirré (1976) hasta la última década, solo se

habían realizado estudios específicos de interés petrológico y minero (Toubes Spinnelli 1983, Galliski 1995, Castro de Machuca *et al.* 1996, Baldo *et al.* 1999, Pontoriero y Castro de Machuca 1999, Murra y Baldo 2004, entre otros). No obstante, en los últimos años, se han llevado a cabo numerosos estudios de detalle en la sección central de la serranía, que han per-

mitido cartografiar y ajustar con más claridad las interpretaciones geológicas de la zona (Castro de Machuca *et al.* 2007, Otamendi *et al.* 2008, Otamendi *et al.* 2009a, Otamendi *et al.* 2009b, Cristofolini *et al.* 2010, 2014, Gallien *et al.* 2010, Baliani *et al.* 2012, Tibaldi *et al.* 2011, 2012, 2013, entre otros). En los mencionados estudios, se definen y mapean cinco unida-

des litoestratigráficas de naturaleza ígnea y metamórfica, las cuales fueron denominadas en base a sus características petrológicas como: máfica, intermedia, transicional, silícica y supracortical (Fig. 1b). En general, se observa que las unidades ígneas previamente mencionadas se disponen de oeste a este dentro del bloque serrano, mostrando una evolución litológica progresiva desde extremos máficos a ácidos (Otamendi *et al.* 2009a, 2012). Contrariamente, la unidad supracortical, se distribuye a modo de septos de orientación meridional intercalados en todas las unidades ígneas antes mencionadas. Las determinaciones de presión y temperatura (Tibaldi *et al.* 2013) realizadas en los septos de rocas metasedimentarias, que se encuentran intercalados en las diferentes unidades ígneas, indican una variación en el nivel de paleoprofundidades haciéndose progresivamente más superficiales hacia el este, lo que es coincidente con la evolución petrológica observada en las unidades ígneas (Otamendi *et al.* 2012, Tibaldi *et al.* 2013). Específicamente, y de acuerdo a la estratigrafía propuesta por Otamendi *et al.* (2009a, 2012), en el área de estudio se reconocen cuatro unidades principales las cuales corresponden a la unidad máfica, intermedia, transicional y supracortical (Fig.1c), encontrándose ausente la unidad silícica (Tibaldi *et al.* 2010, Gaido 2014). Si bien la distribución espacial de dichas unidades reconocidas es similar a la observada en la porción central de la serranía, el volumen correspondiente a la unidad transicional es muy escaso, encontrándose de modo subordinado la presencia de rocas granodioríticas (Fig. 1b y c). La edad de cristalización de numerosas rocas plutónicas de las sierras de Valle Fértil-La Huerta (obtenida mediante el método K/Ar en hornblenda y U-Pb en circón) indica que el magmatismo estuvo activo entre los 490 y los 460 Ma (Pontoriero y Castro de Machuca 1999, Pankhurst *et al.* 2000, Ducea *et al.* 2010, Gallien *et al.* 2010). Por otro lado, las edades U-Pb SHRIMP en circón de 466 Ma determinadas en migmatitas metasedimentarias sugieren que estas últimas ex-

perimentaron su pico térmico como resultado de la actividad magmática (Baldo *et al.* 2001, Rapela *et al.* 2001), siendo éstas coincidentes con las edades U-Pb (LA-MC-ICPMS) en circón obtenidas por Cristofolini *et al.* (2010, 2012) para el pico metamórfico en el centro y norte de la sierra de Valle Fértil.

## RELACIONES DE CAMPO Y PETROGRAFÍA

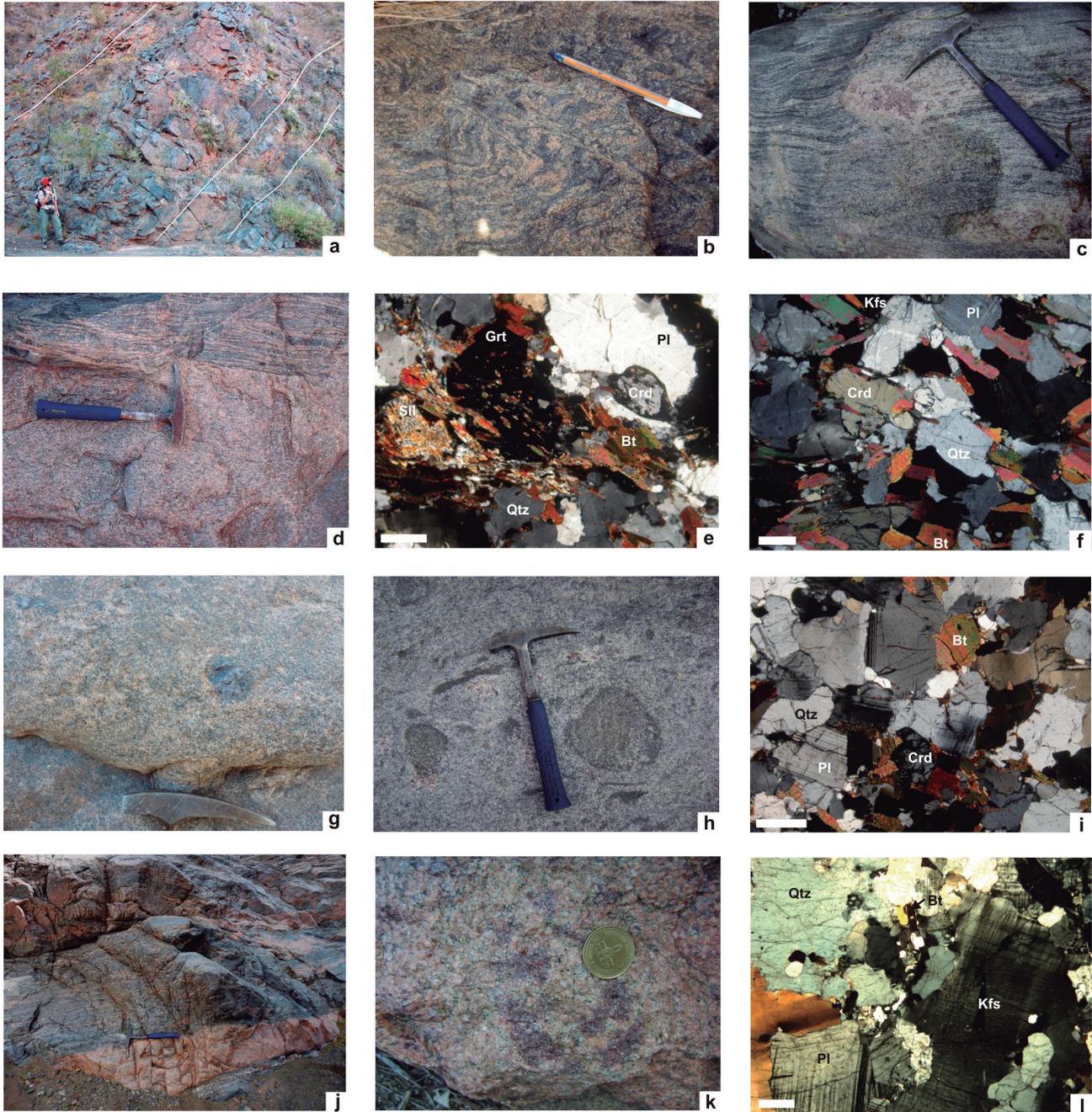
En el norte de la sierra de Valle Fértil se reconocen un conjunto de rocas anatécicas, denominadas bajo el nombre de unidad supracortical, las cuales afloran como fajas de distribución norte-sur, y cuya sección más continua se reconoce entre la unidad máfica e intermedia descrita por Tibaldi *et al.* (2010) y Gaido (2014). Dicha unidad está constituida por migmatitas metatexiticas y diatexiticas, derivadas de protolitos pelíticos a semipelíticos-grauváquicos, y granitos anatécicos. Tibaldi *et al.* (2012) reconoce en estas litologías la presencia de estructuras pre-migmáticas, migmatitas y post migmatitas; no obstante, la foliación más penetrativa observada corresponde a una foliación migmatítica cuya orientación promedio es 355° con buzamiento de alto ángulo (> 60°) al oeste.

Las migmatitas metatexiticas (Fig. 2a) constituyen el grupo litológico dominante y afloran como bancos que pueden alcanzar dimensiones kilométricas. Se caracterizan, independientemente del tipo de protolito del cual derivan, por poseer una fábrica principalmente estromatítica con desarrollo subordinado de estructuras migmatíticas a plegadas (Fig. 2 b-d). El bandeo estromatítico se manifiesta por la alternancia de capas leucocráticas (leucosomas) y capas mesocráticas (mesosomas) con apariciones esporádicas de bandas mesocráticas milimétricas (melanosoma), restringidas principalmente a las metatexitas pelíticas. Notablemente, la diferencia de fábrica más marcada entre las migmatitas estromatíticas derivadas de ambos protolitos, es que el bandeo composicional en las metatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-

grauváquicos es más continuo, apretado y definido, con espesores que alcanzan el centímetro como máximo (Fig. 2b); mientras que por el contrario, en la metatexitas derivadas de protolitos pelíticos el bandeo se caracteriza por presentar límites menos continuos y netos y espesores mayores (Fig. 2c).

Mineralógicamente, todas las metatexitas están compuestas por contenidos variables de cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico, cordierita, granate, sillimanita, óxidos de hierro-titanio y circón. En particular, las metatexitas derivadas de protolitos pelíticos presentan una alta proporción de granate, cordierita y/o sillimanita (Fig. 2c, e), mientras que las metatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos muestran un incremento en la proporción de cuarzo y una disminución considerable en las fases aluminosas hasta llegar a la desaparición de al menos una o dos de ellas (Fig. 2b, f). Localmente, en las metatexitas derivadas de protolitos pelíticos, se observa el desarrollo de nódulos de cordierita asociados principalmente al mesosoma, así como también nódulos de granate con cuarzo y plagioclasa con textura gráfica (Fig. 2c) asociados principalmente al leucosoma; desarrollando en ambos casos tamaños que alcanzan hasta 10 cm.

Los leucosomas exhiben textura granular, de tamaño de grano medio a fino. Están constituidos por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, con proporciones variables de cordierita y granate, mientras que biotita, circón y óxidos de Fe-Ti aparecen como minerales accesorios. El cuarzo se presenta como granos medianos a pequeños, con bordes lobulares y en ocasiones elongados paralelo al bandeo composicional. Por sectores, desarrolla extinción ondulosa y en lamelas. Tanto la plagioclasa como el feldespato alcalino ocurren como cristales subhedros a euhedros de tamaño mediano, con desarrollo de elongación paralela al bandeo composicional. La plagioclasa presenta maclas polisintéticas ocasionalmente acuñadas y/o flexuradas. La cordierita se observa como granos anhedral, de tamaños pequeños a medianos, algunas veces

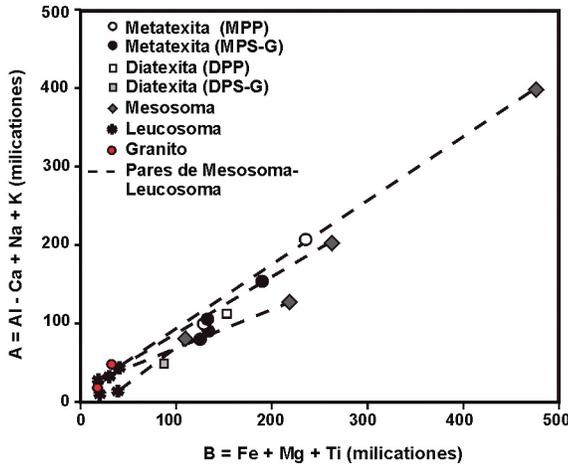


**Figura 2:** a) Fotografía de afloramiento de las metatexitas estromatíticas donde se puede observar la foliación general dada por el bandeo composicional; b) Fotografía de afloramiento de metatexita derivada de protolito semipelítico-grauváquico donde se ilustra las relaciones de fábrica entre mesosomas y leucosomas, es de destacar el desarrollo de una estructura plegada a ptigmática; c) Foto de afloramiento de metatexita derivada de protolito pelítico donde se puede observar el bandeo composicional de espesores variables, asimismo se observa el desarrollo de bolsones de leucosomas constituidos por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y granates con textura gráfica; d) Fotografía de afloramiento donde se muestra el contacto neto entre metatexita con típica fábrica estromatítica y diatexita con estructura homogénea; e) Microfotografía a nicoles cruzados de metatexita derivada de protolito pelítico donde se ve el bandeo composicional; f) Microfotografía a nicoles cruzados de metatexita derivada de protolito semipelítico-grauváquico donde se observa el desarrollo de elongación mineral paralela a la orientación observada para la biotita; g) Fotografía de afloramiento de diatexita mesocrática donde se observa una textura granular y la presencia de nódulos de cordierita; h) Fotografía de afloramiento de diatexita donde se observa la presencia de schlieren biotíticos. Se destaca el incremento de granate en los bolsones ricos en leucosoma; i) Microfotografía a nicoles cruzados de diatexita leucocrática con textura granular; j) Foto de afloramiento donde se observa la presencia de cuerpos graníticos de morfología tabular concordantes con la foliación migmatítica reconocida en las metatexitas; k) Fotografía de afloramiento de granito con desarrollo de textura equigranular; l) Microfotografía a nicoles cruzados de granito con típica textura granular. La barra de escala en todas las microfotografías corresponde a 0,5 mm.

levemente pinitizados. En ocasiones, exhibe numerosas inclusiones de biotita de

color pardo. El granate se presenta como cristales reabsorbidos o con inclusiones

poiquilíticas de biotita, cuarzo y magnetita. Por otra parte, también se lo obser-



**Figura 3:** Proyección de los distintos tipos litológicos en el diagrama composicional A-B de Debon y LeFort (1983). MPP= metatexitas derivadas de protolitos pelíticos. MPS-G= metatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos. DPP= diatexitas derivadas de protolitos pelíticos. DPS-G= diatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos.

va como granos de formas ameboidales. El mesosoma presenta textura granoblástica a granolepidoblástica de tamaño medio a fino y está compuesto esencialmente por biotita, plagioclasa, cuarzo y proporciones variables de sillimanita, granate, cordierita y magnetita-ilmenita. El cuarzo se presenta como blastos anhédros de tamaño mediano a pequeño, con límites de grano suturales, extinción ondulosa y desarrolla elongación mineral paralela al bandeado. La plagioclasa se presenta como granos subhedros medianos a pequeños, con límites lobulares a aserrados y desarrollando elongación mineral. La biotita se observa en láminas pequeñas a medianas de coloración parduzca, con bordes dentados y parcialmente desferizados, orientadas generando una foliación de tipo anastomosada. También se la observa como agregados cristalinos finos que ocasionalmente rodean a granate. En ocasiones, se la encuentra asociada a prismas de sillimanita y a diminutos cristales de cuarzo intersticial con bordes lobulados, ambos elongados paralelos a la biotita. La cordierita se presenta como blastos anhédros con maclado polisintético e inclusiones de biotita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti. El granate se observa como pequeños blastos euhedrales o como porfiroblastos subhedros medianos a grandes, poiquilíticos con numerosas inclusiones, bordes con bahías y núcleos con inclusiones de cuarzos diminutos. La sillimanita, cuando está presente, se muestra como prismas subhedros.

Las diatexitas afloran en cuerpos de es-

cala métrica que poseen contactos netos a transicionales con las metatexitas (Fig. 2d). En general presentan una estructura homogénea, con la presencia de *schlierens* biotíticos y nódulos de granate y/o cordierita que pueden alcanzar hasta 15 cm (Fig. 2g, h). De acuerdo al índice de color se reconocen diatexitas leucocráticas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos y diatexitas mesocráticas derivadas de protolitos pelíticos (Fig. 2g). Independientemente de esta distinción, todas las diatexitas presentan tamaño de grano medio a grueso, son equigranulares (Fig. 2i) y están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cordierita, granate y óxidos de Fe-Ti, siendo la proporción de minerales leucocráticos mayor en las diatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos. El cuarzo se presenta como cristales anhédros de tamaño medio a grueso, con bordes lobulares y desarrollo de lamelas. El feldespato alcalino ocurre como granos anhédros con desarrollo de pertitas y bordes lobulares. La plagioclasa conforma cristales medianos subhedros con maclado polisintético levemente acuñado. En ambos casos, se observa el desarrollo de alteración sericítica. La biotita se presenta en laminillas parduzcas pequeñas y de bordes aserrados, las cuales pueden observarse a modo de nódulos o dispersas homogéneamente. El granate se presenta en granos subhedros, de tamaño medio y posee inclusiones de cuarzo goticular y biotita. La cordierita ocurre como granos subhedros, de tamaño media-

no con alteración pinitica.

Los granitos se encuentran en íntima relación con las migmatitas. Afloran como cuerpos lenticulares de dimensiones métricas y tabulares paralelos a la foliación migmatita penetrativa regional (Fig. 2j), así como también en diques que intruyen a las metatexitas y que se interpretan como los canales de alimentación para los cuerpos mayores. Exhiben una coloración rosada, textura granular de grano medio a grueso y están compuestos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Fig. 2k, l), con proporciones variables de biotita, moscovita, granate, circón, apatita y minerales opacos tales como magnetita e ilmenita.

En general, el cuarzo se presenta como cristales anhédros de tamaño mediano, con contactos suturales. Normalmente posee lamelas de deformación, extinción en damero y localmente recristalización en subgranos pequeños de hábito goticular. La plagioclasa ocurre como cristales medianos, subhedros y con bordes engolfados mostrando signos de migración de borde. Expone maclas polisintéticas y de Carlsbad, a menudo acuñadas al centro del cristal. El feldespato alcalino aparece como blastos grandes subhedros y con bordes lobulados o corroídos y desarrolla un maclado en enrejado esfumado y flexurado. El granate se presenta como blastos poiquilíticos medianos con bordes engolfados, y localmente subhedros con numerosas fracturas intracristalinas cloritizadas. Las inclusiones son numerosas y esencialmente de magnetita-ilmenita, cuarzo goticular y biotita. La biotita desarrolla láminas medianas a grandes, subhedros y con pleocroísmo intenso de tonos rojizos, que se orientan ocasionalmente desarrollando folias finas y discontinuas. El circón, apatita y magnetita-ilmenita están como cristales diminutos a medianos, euhedros y anhédros, y siempre como inclusiones en las fases esenciales.

## GEOQUÍMICA

### Metodología

Los análisis químicos de roca total fueron realizados en muestras representativas de

cada tipo litológico. Para ello, se recolectaron aproximadamente 2 kg de roca fresca, los cuales se redujeron de tamaño sobre afloramiento hasta alcanzar fragmentos de 5 cm de diámetro. Este material fue cuarteado y aproximadamente unos 300 g fueron llevados a polvo utilizando primero una trituradora de mandíbulas y luego un molino de anillos de carburo de tungsteno.

Los análisis químicos de roca total fueron realizados en el laboratorio ActLabs en Ontario Canadá. Los elementos mayores fueron analizados por fluorescencia de rayos x mientras que los elementos traza fueron analizados por ICP-MS (espectrometría de masas atómicas).

**Elementos mayoritarios y traza**

Las metatexitas derivadas de protolitos pelíticos poseen contenidos en SiO<sub>2</sub> variables entre 60 y 62,7 % en peso y altas concentraciones de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO\*, MgO y TiO<sub>2</sub>, mientras que las metatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos están enriquecidas en SiO<sub>2</sub> (73-74 % en peso), empobrecidas en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO\*, MgO, TiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O y poseen contenidos en Na<sub>2</sub>O y CaO similares (Cuadro 1, Fig. 3).

Las diatexitas muestran una variabilidad química importante, reconociéndose un grupo rico en álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) y CaO, con baja abundancia de FeO\*, MgO y TiO<sub>2</sub>, y otro grupo comparativamente enriquecido en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO\*, MgO y TiO<sub>2</sub> (Fig. 3, cuadro 1).

En las metatexitas en general, los leucosomas son ricos en sílice, poseen altas concentraciones de álcalis y CaO, con índice de saturación en alúmina (ASI) variable entre 1,05 y 1,19. Contrariamente, los mesosomas están enriquecidos en FeO\*, MgO, TiO<sub>2</sub> y poseen bajas concentraciones en álcalis (Fig. 3), siendo este enriquecimiento mucho más pronunciado en los mesosomas pertenecientes a las metatexitas pelíticas.

Los granitos son ricos en sílice (72,5-72,8 % en peso), moderadamente peraluminosos con un índice de saturación en alúmina variable (ASI = 1,05 y 1,20) y poseen bajas concentraciones en TiO<sub>2</sub>, FeO\* y

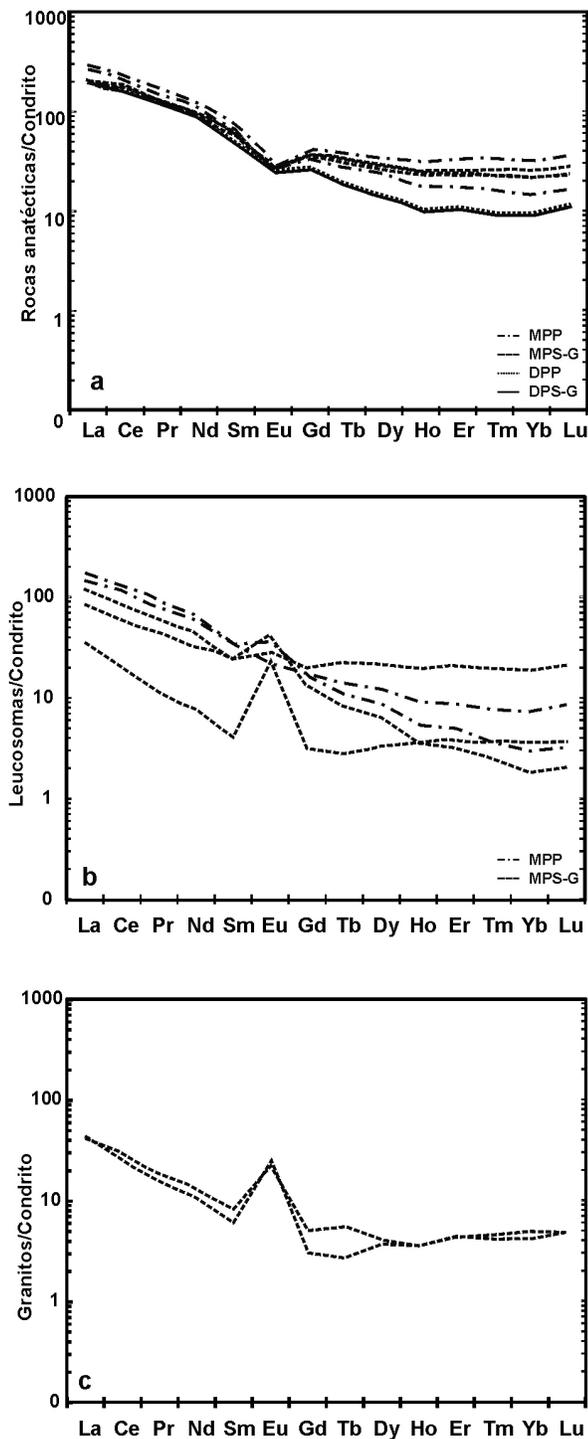
**CUADRO 1:** Elementos mayoritarios y traza correspondientes a las migmatitas y granitos de la sierra de Valle Fértil.

	Metatexita semipelítica (n=3)	Metatexita pelítica (n=2)	Leucosoma metatexita (n=5)	Mesosoma metatexita (n=5)	Diatexita semipelítica (n=1)	Diatexita pelítica (n=1)	Granito (n=2)
SiO <sub>2</sub>	72,08	60,35	73,78	58,10	70,02	67,77	72,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,40	18,12	14,16	16,97	15,64	14,34	14,82
FeO*	4,97	7,99	1,17	10,24	3,61	5,63	0,71
MnO	0,09	0,18	0,03	0,20	0,06	0,15	0,06
MgO	1,87	3,34	0,44	4,44	1,19	2,43	0,58
CaO	1,14	1,27	1,87	2,54	4,03	1,25	1,55
Na <sub>2</sub> O	1,82	1,86	2,90	1,39	2,57	1,71	3,22
K <sub>2</sub> O	2,42	3,31	4,19	1,92	1,47	3,31	4,67
TiO <sub>2</sub>	0,86	1,04	0,18	1,77	0,62	0,85	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,06	0,13	0,17	0,04	0,05	0,10
LOI	1,14	1,38	0,78	1,15	0,44	1,22	1,63
Total	99,48	99,76	99,76	100,01	100,10	99,32	100,15
Ba	451	643	957	333	541	487	647
Rb	81	93	74	72	66	91	100
Sr	134	156	240	148	175	138	204
Zr	361	204	80	359	177	294	27
Y	34	31	12	35	48	14	6,0
Nb	14	15	4	24	11	9	2,5
Th	16	23	8,1	28	27	20	1,3
U	2,2	1,7	0,6	2,1	1,0	1,3	0,5
La	47	54,5	26	75,3	76,5	52,6	10
Ce	102	117	49	155	163,0	108	16
Pr	11	12,4	5,2	16,8	17,5	11,7	1,5
Nd	43	45,9	18,8	65,0	62,1	45,2	5,5
Sm	8,9	9	3,6	12,4	11,5	7,9	1,0
Eu	1,5	1,5	1,7	1,7	1,7	1,5	1,3
Gd	7,4	7	2,7	9,4	9,1	5,6	0,8
Tb	1,2	1,1	0,4	1,3	1,5	0,7	0,1
Dy	6,7	6,4	2,5	7,7	8,9	3,6	0,9
Ho	1,3	1,2	0,4	1,4	1,9	0,6	0,2
Er	3,7	3,5	1,3	3,7	5,9	1,8	0,7
Tm	0,5	0,5	0,1	0,5	0,9	0,2	0,1
Yb	3,5	3,3	1,1	3,2	6,0	1,6	0,7
Lu	0,5	0,5	0,1	0,5	0,9	0,2	0,1
Hf	9,9	5,5	1,9	8,9	4,7	7,3	0,7
Ta	1,5	1,4	1,8	2,1	1,5	1,3	1,8

Elementos mayoritarios expresados en porcentaje peso en peso. Elementos traza expresados en ppm. n= número de muestras analizadas.

MgO, siendo las concentraciones mencionadas similares a las determinadas en los leucosomas de las metatexitas (Fig. 3). Tanto las metatexitas pelíticas, como las semipelíticas-grauváquicas, poseen patrones uniformes de tierras raras normalizadas a condrito (Fig. 4a), caracterizados por una pendiente moderada, con relaciones La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> variables entre 7,65-17,3, anomalías de Eu fuertemente nega-

tivas (Eu/Eu\* = 0,58-0,63) y contenidos en tierras raras pesadas enriquecidos entre 15 y 25 veces en relación al condrito. Las diatexitas, derivadas de ambos protolitos, presentan patrones de tierras raras normalizadas a condrito similares a las metatexitas, con anomalías de Eu negativas (Eu/Eu\* = 0,58-0,71); no obstante, desarrollan pendientes más pronunciadas, caracterizadas por relaciones



**Figura 4:** Diagramas de tierras raras normalizado a condrito C1 de Anders y Grevesse (1989). a) Metatexitas y diatexitas; b) Leucosomas; c) Granitos. MPP= metatexitas derivadas de protolitos pelíticos. MPS-G= metatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos. DPP= diatexitas derivadas de protolitos pelíticos. DPS-G= diatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos.

$La_N/Yb_N$  comprendidas entre 8,83-22,76 (Fig. 4a).

Los leucosomas muestran patrones de tierras raras en relación al condrito variables desde un extremo con una relación  $La_N/Yb_N = 20,31$  y sin anomalía de Eu hasta otro con una relación  $La_N/Yb_N = 9,69$  y anomalía positiva de Eu ( $Eu/Eu^*$

= 6,59; Fig. 4b). La abundancia total de las tierras raras disminuye en una correlación positiva con el aumento de la anomalía de Eu, tal como lo observado en los granitos.

Los granitos muestran un empobrecimiento general en todas las tierras raras, con anomalías positivas en Eu muy mar-

cadadas ( $Eu/Eu^* = 3,3-6$ ), y pendientes positivas desde las tierras raras medianas hasta las tierras raras pesadas (Fig. 4c). Tanto granitos como leucosomas muestran un enriquecimiento en Ba; no obstante, los leucosomas tienen una mayor concentración en tierras raras livianas (La, Ce).

En cuanto al contenido de elementos traza, tanto metatexitas como diatexitas poseen altos contenidos de Ba (410-712 ppm), Th (16-27,7 ppm) y Zr (177-311 ppm).

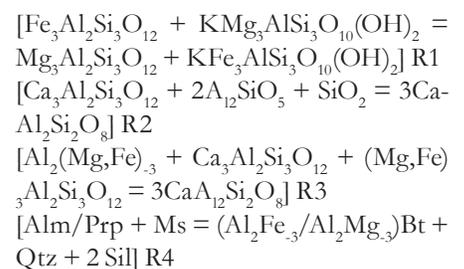
## TERMOBAROMETRÍA

### Metodología

Para el análisis de minerales se seleccionaron muestras representativas correspondientes a migmatitas metatexíticas derivadas de protolitos pelíticos y semipelíticos-grauváquicos.

Los análisis fueron realizados en la Universidad de Huelva (España) usando una microsonda electrónica JEOL JXA-8200, la cual consta de cuatro espectrómetros de dispersión de rayos x. El tiempo para la medición de cada elemento fue entre 10 y 30 segundos, con un potencial de voltaje de 15 kV y un rayo incidente de 20 nA de corriente y 5  $\mu m$  de diámetro. Para dicho tratamiento, se utilizaron como estándares tanto materiales naturales como sintetizados. Las composiciones representativas de minerales usadas en los cálculos termobarométricos se presentan en el Cuadro 2.

Las condiciones de equilibrio fueron calculadas mediante las siguientes reacciones de intercambio y de transferencia neta:



Para estas cuatro reacciones, se calcularon las condiciones P-T de equilibrio usando las propiedades termodinámicas en el estado estándar de Berman (1988)

**CUADRO 2:** Composiciones representativas de granate normalizado a 12 oxígenos, de plagioclasa normalizada a 5 cationes y 8 oxígenos y de biotita normalizada a +22 cargas.

Metatexita semipelítica-grauváquica					Metatexita pelítica				
	Granate núcleo	Granate borde	Biotita	Plagioclasa		Granate núcleo	Granate borde	Biotita	Plagioclasa
SiO <sub>2</sub>	38,03	38,13	SiO <sub>2</sub> 36,18	36,18	SiO <sub>2</sub>	39,33	39,23	SiO <sub>2</sub> 36,18	36,18
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,03	TiO <sub>2</sub> 3,73	3,73	TiO <sub>2</sub>	0,02	0,04	TiO <sub>2</sub> 3,73	3,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,73	22,88	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18,13	SiO <sub>2</sub> 18,13	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,74	22,81	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18,13	SiO <sub>2</sub> 18,13
MgO	8,55	9,05	MgO 13,46	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 13,46	MgO	8,88	8,97	MgO 13,46	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 13,46
FeO	26,85	25,62	FeO 14,28	CaO 14,28	FeO	26,00	25,83	FeO 14,28	CaO 14,28
CaO	0,88	0,87	MnO 0,12	Na <sub>2</sub> O 0,12	CaO	1,40	1,60	MnO 0,12	Na <sub>2</sub> O 0,12
MnO	3,72	3,79	K <sub>2</sub> O 9,85	K <sub>2</sub> O 9,85	MnO	2,62	2,54	K <sub>2</sub> O 9,85	K <sub>2</sub> O 9,85
			Na <sub>2</sub> O 0,10	0,10				Na <sub>2</sub> O 0,10	0,10
<b>Total</b>	<b>100,84</b>	<b>100,46</b>	<b>Total</b> 96,46	<b>Total</b> 96,46	<b>Total</b>	<b>101,16</b>	<b>100,46</b>	<b>Total</b> 96,46	<b>Total</b> 96,46
Si	2,93	2,93	Si 2,68	Si 2,68	Si	2,99	2,98	Si 2,68	Si 2,68
Ti	0,00	0,00	Al <sup>(IV)</sup> 1,32	Al 1,32	Ti	0,00	0,00	Al <sup>(IV)</sup> 1,32	Al 1,32
Al	2,06	2,07	Al <sup>(VI)</sup> 0,26	Ca 0,26	Al	2,04	2,04	Al <sup>(VI)</sup> 0,26	Ca 0,26
Mg	0,98	1,03	Ti 0,21	Na 0,21	Mg	1,00	1,01	Ti 0,21	Na 0,21
Fe <sup>+2</sup>	1,73	1,64	Fe 0,88	K 0,88	Fe <sup>+2</sup>	1,65	1,64	Fe 0,88	K 0,88
Ca	0,07	0,07	Mg 1,49	1,49	Ca	0,11	0,13	Mg 1,49	1,49
Mn	0,24	0,24	Mn 0,01	0,01	Mn	0,16	0,16	Mn 0,01	0,01
			Sum <sup>(VI)</sup> 2,85	2,85				Sum <sup>(VI)</sup> 2,85	2,85
			Vac <sup>(VI)</sup> 0,15	0,15				Vac <sup>(VI)</sup> 0,15	0,15
X <sub>Mg</sub>	0,32	0,34	Na 0,02	0,02	X <sub>Mg</sub>	0,34	0,34	Na 0,02	0,02
X <sub>Fe</sub>	0,57	0,54	K 0,93	X <sub>Ca</sub> 0,93	X <sub>Fe</sub>	0,56	0,55	K 0,93	X <sub>Ca</sub> 0,93
X <sub>Ca</sub>	0,02	0,02	HO 1,86	X <sub>Na</sub> 1,86	X <sub>Ca</sub>	0,03	0,04	HO 1,86	X <sub>Na</sub> 1,86
X <sub>Mn</sub>	0,08	0,08	#Mg 0,63	X <sub>K</sub> 0,63	X <sub>Mn</sub>	0,06	0,06	#Mg 0,63	X <sub>K</sub> 0,63

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

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.

Para chequear los resultados obtenidos con los termómetros y barómetros anteriores, las condiciones de P-T se estimaron con el programa THERMOCALC 3.0 de Holland y Powell (1998) utilizando multiequilibrios entre las fases minerales granate + biotita + plagioclasa + cuarzo ± sillimanita, mientras que las actividades se computaron recurriendo al programa de AX de T. Holland.

#### Composiciones de minerales usadas en los cálculos termobarométricos

Los granates se caracterizan por presentar perfiles composicionales homogéneos en general. Los granates presentes en las metatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos presentan

contenidos en almandino variables entre 0,55-0,57 [con fracción molar  $X_{Alm} = Fe / (Mg + Fe + Ca + Mn)$ ] y de piropero comprendidos entre 0,32-0,34 [con  $X_{Pyp} = Mg / (Mg + Fe + Ca + Mn)$ ], con menores proporciones de grosularia [ $X_{Grs} \sim 0,023$  a 0,025; con  $X_{Grs} = Ca / (Mg + Fe + Ca + Mn)$ ] y espesartina [ $X_{Sps} \sim 0,078$  a 0,084; con  $X_{Sps} = Mn / (Mg + Fe + Ca + Mn)$ ]. Similares valores se observan en la  $X_{Alm}$  y  $X_{Pyp}$  en las metatexitas derivadas de protolitos pelíticos, no obstante, concentraciones levemente mayores se observan para  $X_{Grs}$  (0,030-0,044), mientras que el comportamiento opuesto se manifiesta para  $X_{Sps}$  (0,044- 0,053).

La biotita presenta contenidos de  $X_{Mg}$  [ $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe)$ ] variables entre 0,67-0,71 en las metatexitas derivadas de protolitos pelíticos, mientras que los valores determinados para las metatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos son levemente inferiores (0,63- 0,65). No obstante, en ambos ca-

los, las biotitas presentan contenidos en TiO<sub>2</sub> mayores a 3,7 % en peso, que indican recristalización a altas temperaturas (Patiño Douce 1993), alcanzando en el caso de las biotitas correspondientes a protolitos pelíticos concentraciones de hasta 5,3 % en peso.

La plagioclasa en las metatexitas metapelíticas es del tipo andesina [ $An = (Ca / Ca+Na)$ ]; entre 0,36 a 0,39], mientras que en las metatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos es del tipo oligoclasa con fracciones molares de anortita variables entre 0,24 a 0,25.

Los óxidos presentes son de Fe-Ti. En las metapelitas, en su mayoría, constituyen magnetita pura con contenidos de FeO de ~ 88 % a 90 % en peso, mientras que en las metatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos se observa la presencia de óxidos ricos en Ti (TiO<sub>2</sub> ~16 % en peso) que comprenden una solución sólida donde la fracción molar de ilmenita ( $X_{ilm}$ ) varía entre 0,52 a 0,65.

### Resultados de las estimaciones termobarométricas

Las condiciones físico-químicas determinadas en las migmatitas metatexiticas presentes en el sector norte de la sierra de Valle Fértil indican temperaturas y presiones de equilibrio similares, independientemente del protolito analizado y de la técnica utilizada. Los resultados obtenidos se encuentran en el Cuadro 3.

Las reacciones R1 a R4, que utilizan la base termodinámica de Berman, sugieren que dichas litologías alcanzaron temperaturas de equilibrio comprendidas entre los 830° y 920°C (R1), y presiones variables entre 7,7 y 8,2 kbar (R2), 8-8,3 kbar (R4), mientras que valores con una variabilidad levemente mayor se han obtenido mediante la reacción R3 (7,3-8 kbar), (Cuadro 3).

Asimismo, los cálculos realizados mediante el programa Thermocalc indican que estas rocas se estabilizaron a presiones comprendidas entre 7,5 y 8,5 kbar y temperaturas variables entre 887° y 930°C (Cuadro 3).

De este modo, se observa gran consistencia entre los resultados obtenidos, sugiriendo que estas rocas se equilibraron a temperaturas de  $870 \pm 40$  °C y presiones de  $8 \pm 0,5$  kbar.

No obstante, es necesario aclarar que en una muestra derivada de protolitos pelíticos, tanto las temperaturas (738-770°C), como las presiones estimadas (6,6-7,5 kbar), indican valores menores. Es de destacar, que esta muestra en particular presenta una deformación sobreimpuesta de alta temperatura (Tibaldi *et al.* 2012, Cristofolini *et al.* 2014), que no se ha observado en el resto de las muestras analizadas, y muy probablemente estos valores estén registrando las condiciones de la deformación a alta temperatura (ver Cristofolini *et al.* 2014) y no aquellas propias del evento de migmatización.

## DISCUSIÓN

### Eficiencia del proceso de fusión parcial y segregación de fundidos en las variedades litológicas encontradas

El desarrollo de la fusión parcial en ni-

veles corticales profundos a medios de la corteza y la subsecuente transferencia del fundido, tiene una influencia directa en los procesos de diferenciación de la corteza continental (Sawyer 1994, Brown 2001).

Prinzhofer y Allègre (1985) determinan que el grado de fusión parcial (F) y la subsecuente generación de leucosomas, puede ser estimado mediante balance de masas ( $C_o = FC_L + (1-F)C_R$ ) en rocas donde la separación de fundido y residuo es efectiva, si se conoce la composición de la fuente ( $C_o$ ), del leucosoma ( $C_L$ ) y del residuo ( $C_R$ ). Estudios posteriores (Sawyer 1991), establecen que la fracción de fundido F puede ser sobreestimada si existe contaminación del leucosoma con el residuo, y proponen eliminar esta variable mediante la utilización de elementos fuertemente compatibles con el residuo. De este modo, si la concentración de dicho elemento en el leucosoma  $C_L$  tiende a cero, entonces la ecuación de balance de masas se reduce a  $F = (C_R - C_o) / C_R$ .

Las relaciones de campo observadas entre las migmatitas y granitoides presentes en el norte de la sierra de Valle Fértil, así como también los datos termobarométricos estimados en estas litologías, sugieren que este conjunto litológico preserva el registro de fusión parcial y transferencia de magmas en niveles corticales medios a profundos en un ambiente de arco magmático. El análisis de elementos mayoritarios y traza permite establecer, al menos para las metatexitas, que el proceso de separación de fundido y residuo ha sido efectivo (Fig. 3). En particular, se observa que elementos tales como  $TiO_2$ , MgO,  $FeO^*$ , Cr, Sc, Co, V muestran una alta preferencia por el residuo sólido, presentando valores muy bajos en los leucosomas (Cuadro 1). Esta característica determina que estos elementos sean los más apropiados para utilizar a la hora de evaluar dicho proceso petrogenético, correspondiendo la concentración de cada elemento ( $C_e$ ) en el mesosoma (restita, según Kriegsman 2001) a la concentración en el material residual ( $C_R$ ). La mayor limitante con la que nos encontramos a la hora de evaluar el proceso de fusión parcial

es que en el área no se reconocen los precursores metamórficos de esta secuencia anatética. En consecuencia, se debe inferir qué composición representa más fidedignamente la composición del protolito ( $C_o$ ). Con este propósito, dos metodologías fueron utilizadas. Por un lado, se tomaron dos muestras representativas de las secuencias turbidíticas expuestas en el noroeste de Argentina, dado que los estudios regionales establecen que dichas litologías corresponden a los protolitos más probables de las secuencias anatéticas aquí estudiadas (Clemens y Miller 1996, Zimmermann 2005). Por otro lado, se utilizó la composición de la roca total como la composición del protolito ( $C_o$ ), asumiendo, para este caso, que leucosoma + mesosoma es igual a la composición del protolito en el sentido propuesto por Kriegsman (2001), (Fig. 5a). Así, la primera estimación tiene la desventaja de no saber con certeza si la composición elegida se corresponde exactamente con aquella a partir de la cual se generaron las rocas anatéticas presentes en esta secuencia; y, en consecuencia, pequeñas variaciones en los contenidos de los elementos pueden generar variaciones significativas en los porcentajes de fusión esperados. Contrariamente, la segunda metodología aplicada es más conservadora, dado que nos permite estimar al menos el mínimo porcentaje de fusión parcial alcanzado, ya que no estamos considerando mediante este modelo la pérdida de fundido (Kriegsman 2001). De acuerdo con lo planteado, se tomaron pares que involucran la composición del mesosoma perteneciente a las migmatitas metatexiticas pelíticas y semipelíticas-grauváquicas con la composición de las secuencias del noroeste argentino y pares mesosoma-composición de roca total en metatexitas (Cuadro 4). En general, y como era de esperarse, los menores porcentajes de fusión se obtuvieron en el modelo que utiliza como protolito la composición de roca total; mientras que, contrariamente, cuando se utilizan las composiciones de las secuencias del noroeste argentino, mayores valores son obtenidos (Cuadro 4). Así, y consideran-

do la metodología más conservadora, se pueden estimar porcentajes mínimos de fusión parcial variables entre 24-49 % y valores máximos comprendidos entre 48 y 57 %. Asimismo, se puede destacar, que los mayores porcentajes de fundidos parciales se estiman en las metatexitas derivadas de protolitos pelíticos.

Estos resultados, conjuntamente con las temperaturas estimadas en las rocas anatécicas de la sierra de Valle Fértil, fueron cotejados con las temperaturas y porcentajes de fundidos estimados a partir de datos experimentales (Annen *et al.* 2006), (Fig. 5b, c). Los datos experimentales sugieren que, para temperaturas comprendidas entre 835°-890 °C, se esperan porcentajes de fundidos en grauvacas variables entre un 20 y 50 % (Fig. 5c), mientras que porcentajes variables entre 35 y 42 % se observan para pelitas, cuando las temperaturas varían entre 830° y 889 °C (Fig. 5b). Así, en el primer caso, los porcentajes de fundidos estimados experimentalmente son consistentes con aquellos estimados para las migmatitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos aquí estudiadas; mientras que, para el caso de las pelitas, los porcentajes son coincidentes de modo parcial cuando el rango térmico estimado es al menos superior a 825 °C.

La comparación geoquímica de las rocas anatécicas del norte de la sierra de Valle Fértil, con aquella de las secuencias turbidíticas del noroeste argentino y con la composición inicial de los materiales utilizados en estudios experimentales (Fig. 5d), permite establecer que las secuencias turbidíticas y la gran mayoría de las metatexitas poseen un rango composicional similar a las pelitas y grauvacas utilizadas en estudios experimentales (Patiño Douce y Johnston 1991, Montel y Vielzeuf 1997, Patiño Douce y Harris 1998). Asimismo, cabe destacar, que un grupo minoritario de metatexitas analizadas presentan composiciones levemente enriquecidas en Ti, Fe y Mg. Este comportamiento sugiere que la mayoría de las metatexitas del área han sufrido un metamorfismo sin pérdida de fundido con respecto a sus probables precursores. No

**CUADRO 3:** Condiciones de presión y temperatura estimadas para las rocas migmatíticas del norte de la sierra Valle Fértil.

Método	Metatexita semipelítica-grauváquica		Metatexita pelítica	
	T (°C) mín.	T (°C) máx.	T (°C) mín.	T (°C) máx.
R1	840	892	830	889
TH	930	941	-	887
Presión	P (kbar) mín.	P (kbar) máx.	P (kbar) mín.	P (kbar) máx.
R2	7,7	8,0	7,8	8,2
R3	7,3	8,1	7,9	8,2
R4	8,0	8,4	7,9	8,1
TH	8,1	8,6	7,5	8,0

(R1): Alm + Py = Phl + Ann; (R2): Grt + Sil + Qtz = Pl; (R3):  $(Al_2Fe_3/Al_2Mg_3)Bt + Grs + Alm/Prp = 3An$ ; (R4): Alm/Prp + Ms =  $(Al_2Fe_3/Al_2Mg_3)Bt + Qtz + 2 Sil$ ; (TH): Thermocalc. Abreviaturas de minerales según Kretz (1983).

**CUADRO 4:** Estimaciones del grado de fusión parcial (F) para las rocas migmatíticas del norte de la sierra de Valle Fértil.

	RT49-M 49	RT42-M 42	RT49-M 11	GI NP-M 49	GI NP-M 42	GI NP-M 11	GII NP-M 49	GII NP-M 42	GII NP-M 11
F (promedio)	0,38	0,43	0,53	0,55	0,57	0,75	0,46	0,49	0,71
F (rango)	0,24-0,48	0,27-0,52	0,49-0,57	0,23-0,68	0,34-0,76	0,65-0,8	0,23-0,68	0,34-0,76	0,65-0,8

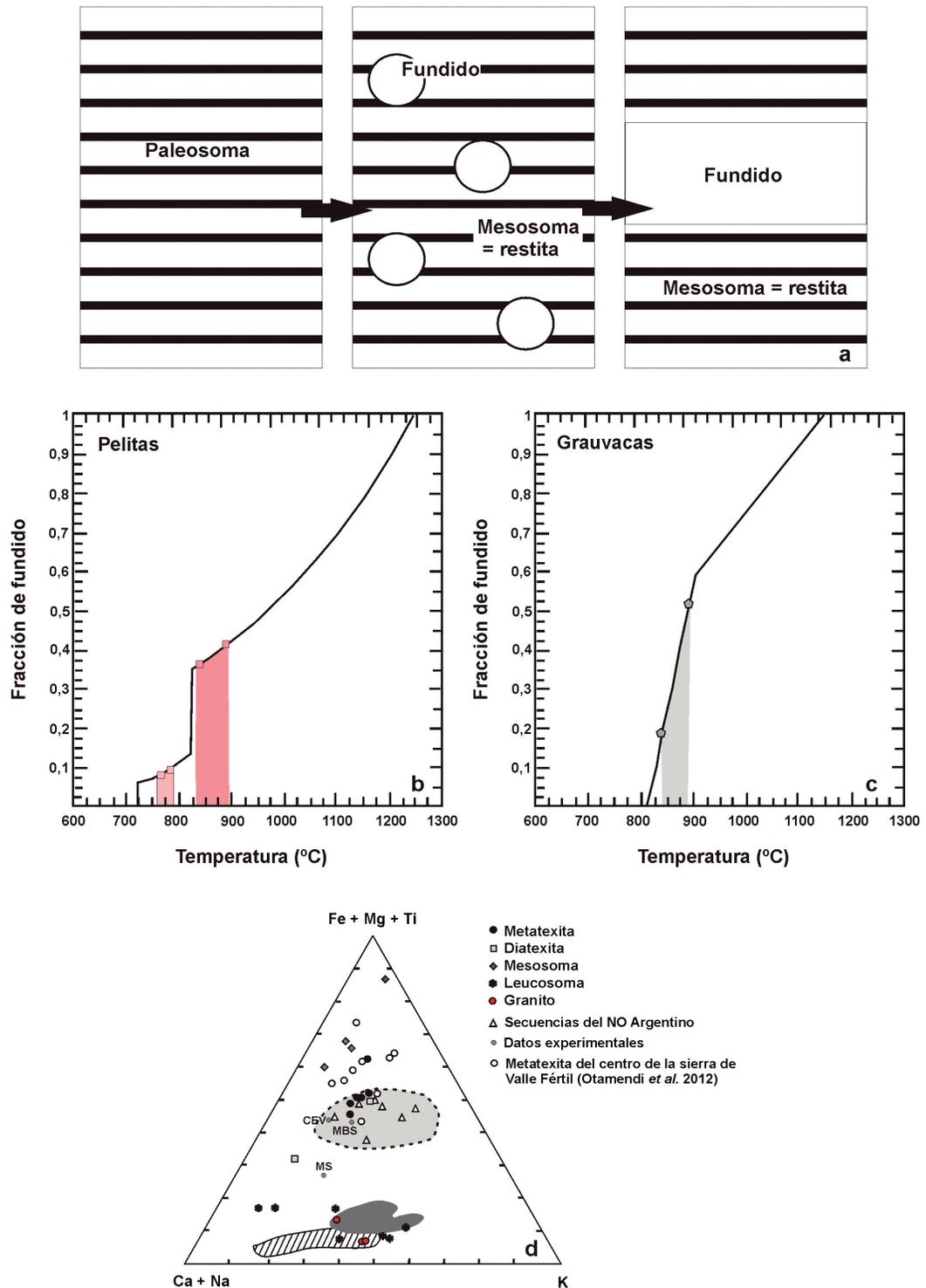
Rango basado en TiO<sub>2</sub>, FeO\*, MgO, Cr, Sc, Co, V. RT: roca total. M: mesosoma. GINP y GIINP muestras representativas del noroeste argentino, tomadas de Clemens y Miller (1996). Muestras 49 y 42 son metatexitas derivadas de protolitos semipelíticos-grauváquicos; muestra 11 es una metatexita derivada de protolito pelítico.

obstante, cuando mesosomas y leucosomas son analizados separadamente, se observa una clara diferenciación geoquímica (Figs. 3 y 5d). Los mesosomas muestran características químicas similares a las metatexitas pero aún más enriquecidos en Ti, Fe y Mg; mientras que los leucosomas presentan composiciones, en cuanto a elementos mayoritarios, similares a aquellas determinadas para vidrios producidos experimentalmente mediante la fusión por deshidratación de la biotita a partir de pelitas y grauvacas (Patiño Douce y Johnston 1991, Montel y Vielzeuf 1997, Patiño Douce y Harris 1998), (Fig. 5d). Así, estos rasgos químicos, sugieren que algunos de los leucosomas presentan composiciones similares a fundidos primarios anatécicos, mientras que otros poseen un enriquecimiento en potasio con respecto a fundidos experimentales. Este enriquecimiento en potasio puede ser atribuido a la acumulación de feldespato potásico (Sawyer 1987) o a la cristalización de feldespato potásico peritético (Carrington y Watt 1995), y es consistente con los patrones de tie-

rras raras determinados en los leucosomas (Fig. 4b). De esta manera, los leucosomas muestran patrones variables desde fundidos no diferenciados (sin anomalías de Eu), hasta fundidos donde el fraccionamiento de feldespato alcalino fue importante (con anomalías positivas de Eu), (Sawyer 1987).

Los granitos, al igual que los leucosomas, poseen composiciones de elementos mayoritarios semejantes a los fundidos experimentales (Fig. 5d). No obstante, los patrones de tierras raras indican separación de feldespato alcalino, tal como lo observado en algunos leucosomas; mientras que el enriquecimiento en tierras raras pesadas (Fig. 4c) puede sugerir el entrapamiento diferencial de minerales residuales desde su fuente.

Las diatexitas, por su parte, muestran una química contrastante. Un grupo posee una tendencia composicional en cuanto a elementos mayoritarios semejante a los granitos (Figs. 3 y 5d), sugiriendo que se encuentran enriquecidas en estos fundidos; mientras que el otro grupo posee composiciones similares a las metatexitas



**Figura 5:** a) Esquema ilustrativo sobre modelos de fusión parcial para migmatitas metatexíticas, tomado de Kriegsman (2001); b-c) Diagramas de temperatura versus porcentaje de fusión modelados para pelitas y grauvacas, tomadas de Annen *et al.* (2006). La curva de las pelitas (b) está basada en datos experimentales de Clemens y Vielzeuf (1987). Los rangos sombreados corresponden al rango de temperaturas estimadas en metatexitas derivadas de protolitos pelíticos y de protolitos semipelíticos-grauváquicos presentes el sector estudiado; d) Diagrama composicional tomado de Solar y Bronw (2001), las composiciones se expresan en proporciones catiónicas. Los campos representan la composición de vidrios producidos experimentalmente. El área gris oscuro corresponde a la fusión por deshidratación de una grauvaca (Patiño Douce y Beard 1995; Montel y Vielzeuf 1997). El área rayada corresponde a la deshidratación de un esquistos moscovítico (Patiño Douce y Harris 1998). MS y MBS corresponden a composiciones iniciales de esquistos moscovíticos (Patiño Douce y Harris 1998). CEV corresponden a composiciones iniciales de grauvacas (Montel y Vielzeuf 1997). El área gris claro corresponde a la composición de las secuencias turbidíticas del Noroeste Argentino tomadas de Zimmermann (2005) y Clemens y Miller (1996); dichas litologías son consideradas los protolitos más probables de las secuencias metasedimentarias de edad ordo-víca temprana que afloran en el área estudiada.

(Figs. 3 y 5d), sugiriendo un proceso de fusión parcial sin separación de fundido y residuo.

### Variaciones laterales en los productos anatécnicos de la sierra de Valle Fértil

A lo largo de la sierra de Valle Fértil, se observa la presencia de rocas anatécnicas dominadas por migmatitas metatexiticas y diatexiticas. No obstante, los estudios realizados desde la porción central a la porción norte de este cordón serrano (Otamendi *et al.* 2008, 2012, Tibaldi *et al.* 2011) permiten establecer variaciones en cuanto a sus características geoquímicas, así como también en cuanto a sus dimensiones y estructuras (Tibaldi *et al.* 2012). La mayoría de las rocas anatécnicas de la porción norte de la sierra de Valle Fértil presentan una composición química que permite interpretarlas como productos de fusión parcial sin separación efectiva de fundido (o con una tasa constante de pérdida y entrada de fundidos), mientras que solo una baja proporción representarían remanentes refractarios de la secuencia (Fig. 5d). Contrariamente, en la porción central de la serranía, la mayoría de las migmatitas estudiadas se caracterizan por presentar composiciones claramente enriquecidas en Fe, Mg y Ti (Fig. 5d). Debido a estas características químicas, Otamendi *et al.* (2012) propusieron que representan remanentes refractarios de la secuencia metasedimentaria. Aún así, es importante notar que, en el centro de la sierra de Valle Fértil, se encontró una proporción subordinada de migmatitas (dos muestras) que poseen características mineralógicas y de composición que son similares a las observadas en la porción norte de la sierra en este estudio (Fig. 5d).

### CONSIDERACIONES FINALES

Los resultados termobarométricos demuestran que la secuencia metasedimentaria expuesta en el sector norte de la sierra de Valle Fértil se ha equilibrado en condiciones de facies de granulita (750°-892 °C y 6-8 kbar), registrando las migmatitas porcentajes de fusión variables, al

menos, entre 24 y 49 %.

Las condiciones físico-químicas estimadas son equivalentes a las obtenidas para las migmatitas que guardan la misma posición estratigráfica en la porción central de la serranía (Tibaldi *et al.* 2011, Tibaldi *et al.* 2013). Por lo tanto, se infiere que dicha secuencia anatéctica se encontraba entre 26 a 29 km de profundidad (Tibaldi *et al.* 2013) y que las rocas anatécnicas constituyeron un límite reológico para el ascenso de los magmas máficos. Dicho límite reológico ha sido observado, al menos desde el norte al centro de la Sierra de Valle Fértil, confirmando de este modo que la sección aquí expuesta corresponde a la corteza inferior del arco magmático Famatiniano.

Las características geoquímicas observadas en las distintas litologías presentes en la porción norte de la sierra de Valle Fértil, reflejan separación química durante el proceso de anatexis, dominado por diferentes grados de extracción de fundidos y la generación de un residuo sólido. La mayoría de las migmatitas metatexiticas y diatexiticas pobres en fundidos son interpretadas como los productos de la fusión parcial, en gran medida isoquímico, de las sucesiones sedimentarias supracorticales; mientras que una baja proporción representan los remanentes refractarios de dichas secuencias, tal como se observa para la porción central de la serranía. Por su parte, los granitos y las diatexitas ricas en fundidos poseen relaciones de campo y geoquímica de elementos mayoritarios y trazas que indican que son el producto de la anatexis cortical, caracterizada por una separación efectiva del fundido.

El hecho de que las metatexitas en la porción norte de la serranía sean los productos más abundantes de la fusión parcial, y que posean en su mayoría una química de roca total similar a la de los probables protolitos, es consistente con: i) la preservación de afloramientos de rocas anatécnicas de mayores dimensiones, ii) la conservación de estructuras migmatíticas y premigmatíticas (Tibaldi *et al.* 2012) y iii) la escasa proporción de la unidad transicional en relación a lo observado en la porción central (Gaido 2014), unidades

que han sido interpretadas por Otamendi *et al.* (2010, 2012) como los productos de interacción entre fundidos tonalíticos y fundidos graníticos derivados de la fusión parcial de rocas metasedimentarias. De este modo, se infiere que el segmento norte de la sierra de Valle Fértil preserva evidencias del proceso de fusión parcial donde la extracción de fundido se encuentra acotado a una etapa previa al proceso observado en la porción central de dicha serranía.

### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Dra. Alina Guereschi y a un revisor anónimo, que han permitido mejorar sustancialmente la calidad de este trabajo, gracias a sus valiosas correcciones y recomendaciones.

Este trabajo fue subsidiado por los proyectos PICT 01904/07, PICT 00453/10 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina, por el proyecto PIP0072 CONICET y a través del fondo de ayuda de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anders, E. y Grevesse, N. 1989. Abundances of the elements-meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 197-214.
- Annen, C., Blundy, J.D. y Sparks, R.S.J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47: 505-539.
- 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.
- 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.
- Baliani, I., Otamendi, J., Tibaldi, A. y Cristofoli-

- ni, 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.
- Barazangi, M. y Isacks, B.I. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- 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  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . *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  $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ . *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126: 1-24.
- Brown, M. 1993. P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Journal of the Geological Society* 150: 227-241.
- Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Proceedings of the Indian Academy of Science* 110: 313-336.
- Carrington, D.P. y Watt, G.R. 1995. A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. *Chemical Geology* 122: 59-76.
- 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: 664-673.
- Castro de Machuca, B., Pontoriero, S. y Llamabías, 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.
- 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.
- Clemens, K. y Miller, H. 1996. Sedimentología, proveniencia y posición geotectónica de las sedimentitas del Precámbrico y Paleozoico inferior del Sistema de Famatina. En Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. (eds.) *Geología del Sistema de Famatina*, München Geologische Hefte 19A: 31-50, München.
- Clemens, J.D. y Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 287-306.
- Coira, B., Kay, S.M., Pérez, B., Woll, B., Hanning, M. y Flores, P. 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En Ramos V. y Keppie J. (eds.) *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America Special Paper 336: 145-170.
- 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.
- 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., Walker Jr., B.A., Tibaldi, A.M. y Armas, P. 2014. Middle Paleozoic shear zone in the Sierra de Valle Fértil, Argentina: Records of a continent-arc collision in the Famatinian margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 170-185.
- Dalhquist, J.A., Pankhurst, R., Rapela, C.W., Galindo, C., Alasino, P., Fanning, C.M., y Baldo, E. 2008. New SHRIMP U-Pb data from the Famatina complex: constraining early-mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geologica acta: An International Earth Science Journal* 6: 319-333.
- De Alba, E. 1979. El sistema de Famatina. En Leanza, E.F. (ed.) *Simposio de Geología Regional Argentina 2*: 349-395, Córdoba.
- Debon, F.P. y LeFort, P. 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 73: 135-149.
- 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, 1-20. DOI:10.1029/2009TC002615.
- Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Baldo, E.G., Casquet, C. y Galindo, C. 2004. K-bentonites in the Argentine Precodillera contemporaneous with rhyolite volcanism in the Famatinian arc. *Journal of the Geological Society* 161: 747-756.
- Gaido, G.A. 2014. Geología del norte de la sierra de Valle Fértil, entre Baldes del Rosario y el Parque Provincial Ischigualasto, departamento Valle Fértil, San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inérita), 160 p., Río Cuarto.
- 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.
- 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.
- Holland, T. y Powell, R. 1992. Plagioclase feldspars: 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.
- Introcaso, A., Martínez, M.P., Giménez, M.E. y Ruiz, F. 2004. Geophysical study of the Va-

- lle Fértil lineament 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.
- Korhonen, F.J., Saito, S., Brown, M. y Siddoway, C.S. 2010. Modeling multiple melt loss events in the evolution of an active continental margin. *Lithos* 116: 230-248.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kriegsman, L.M. 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatexitic migmatites. *Lithos* 56: 75-96.
- Lince Klinger, F., Giménez, M.E., Martínez, M.P. e Introcaso, A. 2008. Las estructuras de la Cuenca de Bermejo y Sierra de Valle Fértil a partir de los métodos de convolución de Euler y señal analítica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 281-287.
- Mannheim, R. y Miller, H. 1996. Las rocas volcánicas y subvolcánicas eopaleozoicas del Sistema de Famatina. En Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (eds.) *Geología del Sistema de Famatina*, München Geologische Hefte 19A: 159-186, München.
- Martino, R.D., Vujovich, G.I., Guereschi, A.B., Otamendi, J.E. y Tibaldi, A.M. 2008. Deformación constriccional y condiciones físicas del metamorfismo de las anfíbolitas granatíferas de la sierra Loma de Las Chacras, Provincia de San Juan. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1370-1371, Jujuy.
- Milord, I., Sawyer, E.W. y Brown, M. 2001. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology* 42: 487-505.
- 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, 70 p., Buenos Aires.
- Montel, J.M. y Vielzeuf, D. 1997. Partial melting of metagreywackes. Part II: compositions of minerals and melts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 128: 176-196.
- Mulcahy, S.R., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Ellis, J.R., Jourdan, F., Renne, P.R. y Vujovich, G.I. 2014. Multiple migmatite events and cooling from granulite facies metamorphism within the Famatina arc margin of northwest Argentina. *Tectonics* 33: 1-25.
- Murra, J.A.F. y Baldo, E.G.A. 2004. Texturas Coronáticas 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.
- Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I. y Viñao, G.A. 2008. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 313-325.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. y Pinotti, L.P. 2009a. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleoarc, sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.
- 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., Pinotti, L.P., Basei, M.A.S. y Tibaldi, A.M. 2010. Evaluation of petrogenetic models for intermediate and silicic plutonic rocks from the Sierra de Valle Fértil - La Huerta, Argentina: Petrologic constraints on the origin of igneous rocks in the Ordovician Famatinian-Puna paleoarc. *Journal of South American Earth Science* 30: 29-45.
- 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.
- 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 of London Special Publication 142: 43-368, London.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 91: 151-168.
- Patiño Douce, A.E. 1993. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O barometries, and consequences for biotite stability. *Chemical Geology* 108: 133-162.
- Patiño Douce, A.E. y Beard, J.S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolites from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36: 707-738.
- Patiño Douce, A.E. y Harris, N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39: 89-710.
- Patiño Douce, A.E. y Johnston, A.D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 202-218.
- 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.
- Prinzhofer, A. y Allègre, C.J. 1985. Residual peridotites and the mechanisms of partial melting. *Earth and Planetary Science Letters* 74: 251-265.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7: 1004-1024.
- Ramos, V.A., Dallmeyer, R.D. y Vujovich, G.I. 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London Special Publications 142: 143-158, London.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I., Martino, R.D. y

- Otamendi, J.E. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50: 243-255.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J. 1992. The Lower Paleozoic magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of Famatinian orogene. *International Geology Review* 34: 10081-11142.
- 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° South American Symposium of Isotope Geology, Actas 3: 616-619, Pucón.
- Sawyer, E.W. 1987. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology* 28: 445-473.
- Sawyer, E.W. 1991. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. *Journal of Petrology* 32: 701-738.
- Sawyer E.W. 1994. Melt segregation in the continental crust. *Geology* 22: 1019-1022.
- Solar, G. y Brown, M. 2001. Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plutons? *Journal of Petrology* 42: 789-823.
- Thomas, W.A., y Astini, R.A. 1996. The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of north American Laurentia. *Science* 273: 752-757.
- Tibaldi, A., Otamendi, J., Cristofolini, E. y Baliani, I. 2010. Petrología y termobarometría del sector norte de la Sierra de Valle Fértil: un aporte a la reconstrucción del segmento norte del arco Famatiniano. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 373-374, Río Cuarto.
- 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.M., Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Baliani, I., Walker, B.J. y Bergantz, G., 2013. Reconstruction of the Early Ordovician Famatinian arc through thermobarometry in lower and middle crustal exposures, Sierra de Valle Fértil, Argentina. *Tectonophysics* 589: 151-166.
- Toselli, A., Durand, F., Rossi de Toselli, J. y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución tectónica y magmática Eo-Paleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 443-462, Buenos Aires.
- 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.
- Turner, J.C. y Méndez, V. 1979. Puna. En Leanza, E.F. (ed.) *Proceedings of the 2° Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 117-142, Córdoba.
- Vanderhaeghe, O. y Teyssier, C. 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* 342: 451-472.
- 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.I., Godeas, M., Marín, G. y Pezzutti, N. 1996. El complejo magmático de la Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 465-475, Buenos Aires.
- Zimmermann, U. 2005. Provenance studies of very low- to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana complex. Northwest Argentina. En Vaughan, A.P.M, Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (eds.) *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*, Geological Society of London Special Publications 246: 381-416, London.

Recibido: 1 de junio, 2015

Aceptado: 12 de marzo, 2016