

Mezcla de magmas en el arco magmático Famatiniano del noroeste de Argentina: ejemplo en el complejo intrusivo Diablillos, Puna Austral

Néstor Suzaño, Raúl Becchio, Alexis Nieves, Alfonso Sola y Agustín Ortiz

INENCO-CONICET, Universidad Nacional de Salta. Av. Bolivia 5150, 4400 Salta, Argentina.

*nestor_music100@hotmail.com

RESUMEN

En el borde oriental de la Puna Austral, sierra de Inca Viejo, noroeste de Argentina, aflora el complejo intrusivo Diablillos compuesto por rocas calcoalcalinas de arco representado por monzogranitos, granodioritas, tonalitas y dioritas. El monzogranito y rocas intermedias contienen abundantes enclaves y diques sinmagmáticos máficos. Las relaciones de campo, estudios petrográficos y geoquímicos, sugieren que el principal mecanismo de diferenciación magmática es por mezcla de magmas. Las rocas de composición intermedia, granodioritas y tonalitas, constituyen el producto de la mezcla (*mixing*) entre magmas de origen cortical y básico juvenil. La mezcla de magmas está evidenciado a partir de observaciones de campo (enclaves microgranulares máficos), petrográficas (en plagioclasa manteada con hornblenda y biotita, cuarzo *ocelli*, fenocristales de feldespato potásico en enclaves máficos) y en las composiciones geoquímicas (línea de evolución magmática no-cotéctica), sin embargo, no se descarta una evolución compleja acompañada por procesos de asimilación de roca de caja y cristalización fraccionada. Las relaciones de contacto entre los distintos tipos litológicos y enclave-hospedante, sugieren la construcción de una cámara magmática por múltiples pulsos y emplazamiento en niveles medios de la corteza continental. En el contexto local y regional, las afinidades geoquímicas y la edad obtenida del complejo intrusivo Diablillos (501 ± 17 Ma, U/Pb en circon) son consistentes con la faja magmática del complejo eruptivo Oire. La mezcla de magmas constituye uno de los mecanismos actuantes en el origen y evolución del magmatismo paleozoico inferior en el contexto del arco Famatiniano, asociado a un ambiente de subducción.

Palabras clave: Diferenciación magmática; mezcla de magmas; magmatismo; Paleozoico inferior; Puna Austral.

ABSTRACT

On the eastern edge of the southern Puna, Inca Viejo range, NW Argentina, outcrops of the Diablillos intrusive complex are composed of a series of calc-alkaline magmatic arc rocks represented by monzogranite, granodiorite, tonalite and diorite. The monzogranite and intermediate rocks contain abundant enclaves and dismembered dikes. Field relationships, petrographic and geochemical studies suggest that the main mechanism of magmatic differentiation of the magmas was by magma mixing and mingling. Rocks of intermediate composition, such as gra-

nodiorite and tonalite correspond to a mixing forming process between crustal and mantle-derived magmas. Magma mixing is observable in the field (microgranular mafic enclaves) and evidenced in the geochemical diagrams (magmatic evolution by no-cotectic line), however, a complex magmatic evolution by processes of fractional crystallization and assimilation of country rocks, can not be ruled out. Contact relationships between the different lithological types and enclave-host, suggest that a magma chamber was formed by multiple pulses and was emplaced in middle levels of the continental crust. In a local and regional context, the geochemical affinities and the age of the Diablillos intrusive complex (501 ± 17 Ma, U/Pb on zircon) are consistent with the magmatism of the Oire eruptive complex. Magma mixing is one of the main mechanisms intervening in the origin and evolution of lower Paleozoic magmatism in the Famatinian arc, associated to a subduction setting.

Key words: Magmatic differentiation; magma mixing; lower Paleozoic; magmatism; Southern Puna.

INTRODUCCIÓN

Las rocas plutónicas intermedias y silíceas calcoalcalinas de arco magmático pueden resultar de la cristalización fraccionada a partir de magmas máficos en sistemas cerrados o abiertos (p.ej., De Paolo, 1981). Por otro lado, la mezcla de magmas de composiciones químicas contrastadas es un proceso de diferenciación magmática de suma importancia, capaz de generar grandes volúmenes de magma de amplio espectro composicional en muchas suites de rocas magmáticas (Castro *et al.*, 1990; Hibbard, 1991). La ocurrencia de enclaves microgranulares máficos (EMM) es común en muchos intrusivos intermedios a félsicos calcoalcalinos y su origen todavía es un tema de debate (p.ej., Chappell *et al.*, 1987; Chen *et al.*, 1989; Barbarin y Didier, 1992; Blundy y Sparks, 1992; Barbarin, 2005; Vernon, 2014). La mayoría de los investigadores concuerdan en un origen por procesos de *magma mixing* y *mingling* (p.ej., Didier, 1973; Didier y Barbarin, 1991; Vernon, 1983, 1990, 2014; Poli y Tomasini, 1991).

En el noroeste argentino, la mezcla de magmas ha sido mencionado solo en trabajos regionales (p.ej., Poma *et al.*, 2004; Coira *et al.*, 2009a; Otamendi *et al.*, 2010), sin embargo, no ha sido estudiada en detalle. La mezcla entre fundidos de origen juvenil y cortical es un mecanismo utilizado en forma recurrente para explicar la naturaleza calcoalcalina máfica e intermedia de magmas ordovícicos de la Puna (p.ej., Viramonte *et al.*, 2007; Otamendi *et al.*, 2010). La hipótesis de

mezcla de magmas está basada principalmente en la firma geoquímica, composiciones isotópicas (Sr-Nd) y presencia de EMM en las unidades ígneas que constituyen el arco magmático Famatiniano de la Puna.

En inmediaciones del salar de Diablillos, borde oriental de la Puna Austral (Figuras 1 y 2), aflora el complejo intrusivo Diablillos (CID, Becchio et al., 2011), caracterizado por sus excelentes afloramientos que permiten observar en forma directa la interacción entre magmas de composición química contrastada. De la interacción entre magmas máficos y félsicos, se genera una serie de texturas, estructuras (p.ej.,

cuartzo ocelli, presencia de EMM) y rocas de composición intermedia compatibles con una evolución magmática por procesos de mezcla de magmas como mecanismo principal. En este estudio, se aportan datos petrológicos, geoquímicos, geocronológicos y relaciones de campo de las unidades ígneas del CID que constituyen la sierra de Inca Viejo, noroeste de Argentina. El análisis de los resultados es esencial para comprender la secuencia relativa de los eventos ígneos, los mecanismos de mezcla de magmas actuantes y el origen de los magmas. Además, se examina en términos composicionales local y regional, rocas ígneas

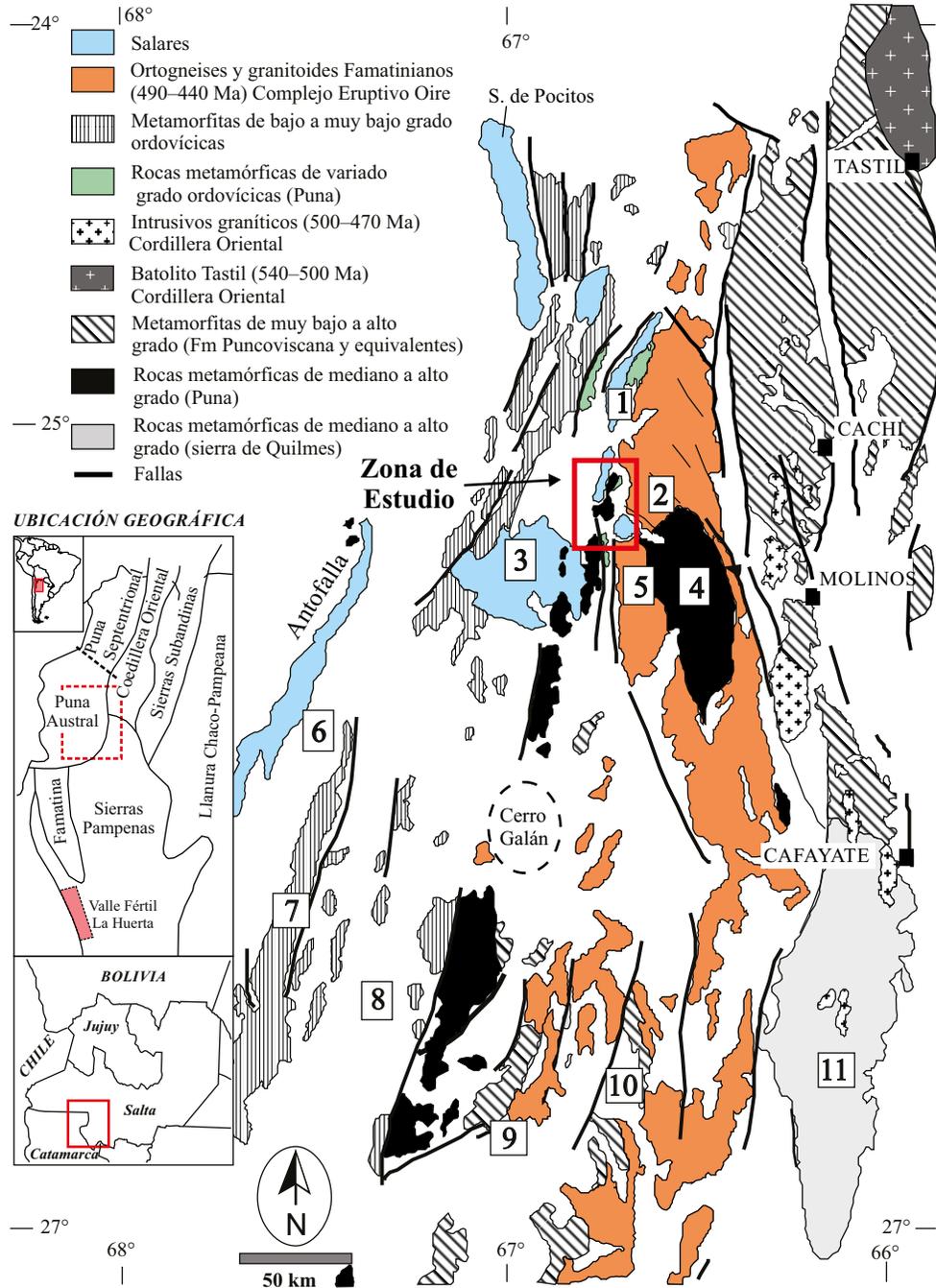


Figura 1. Distribución de unidades de basamento, metamorfitas de bajo, medio y alto grado, ortogneises, granitos de la Puna y Cordillera Oriental del Proterozoico superior-Paleozoico inferior. (1) Salar Centenario, (2) Salar de Ratonés-Diablillos, (3) Salar de Hombre Muerto, (4) Cumbre de Luracatao, (5) Cerro Blanco, (6) Salar Antofalla-Sierra de Campo Negro, (7) Calalaste, (8) El Jote-El Peñón, (9) Sierra de la Laguna Blanca, (10) Sierra Chango Real, (11) Sierra de Quilmes. Recuadro mayor rojo indica la zona de estudio. Modificado de Becchio (2000).

de similares características que permitan evaluar su implicación en el marco de la evolución petrogenética del magmatismo paleozoico inferior del borde oriental de la Puna Austral en el contexto del arco magmático Famatiniano.

GEOLOGÍA REGIONAL

El CID constituye la sierra de Inca Viejo y está ubicado en el borde oriental de la Puna Austral, entre los salares Centenario-Ratones y Diablillos (Figura 1). Los antecedentes de estudios petrológicos y geoquímicos de detalle de la zona, son escasos y en general son de índole regional (Hongn, 1992; Blasco *et al.*, 1996; Viramonte *et al.*, 1993; Becchio *et al.*, 1999a, 1999b; Hongn y Seggiaro, 2001; Lucassen y Becchio, 2003; Viramonte *et al.*, 2007; Coira *et al.*, 2009a entre otros). Estos autores describen la petrología, la geoquímica, determinan la edad y condiciones P-T de unidades metamórficas (mediano-alto grado) e intrusivos asociados.

En las inmediaciones de los salares Centenario-Ratones-Diablillos (Figura 1), afloran principalmente rocas de basamento metamórfico de bajo a alto grado (Neoproterozoico-Paleozoico inferior) intrusionado por granitoides del complejo eruptivo Oire (CEO en el sentido de Hongn y Seggiaro, 2001) del cinturón magmático de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.*, 1973). El basamento neoproterozoico-cámbrico tiene una estructura interna compleja y está constituido por pizarras, filitas, metacuarcitas y esquistos sillimaníticos del complejo metamórfico Río Blanco (Hongn y Seggiaro, 2001) y esquistos, ortogneises y paragneises de la Formación Pachamama. Becchio *et al.* (1999a) y Lucassen y Becchio (2003) indican un pico metamórfico regional de alta temperatura y baja a mediana presión de aproximadamente 510 Ma (isócrona Sm/Nd en minerales y U/Pb en titanitas).

El basamento ordovícico (Figura 1) está representado por la Formación Falda Ciénaga (Llanvirniano-Llandeiliano, Aceñolaza *et al.*, 1976) compuesta por secuencias marinas intercaladas con rocas volcánicas afectadas por un metamorfismo de bajo a muy bajo grado. En contacto tectónico (Mon y Hongn, 1996) con la Formación Falda Ciénaga, se apoyan unidades metamórficas de mediano a alto grado intrusadas por ortogneises granítico, granodiorítico y tonalítico con una edad U/Pb 467 ± 10 Ma en circones (Domínguez *et al.*, 2006). En el borde oriental del salar Centenario, afloran rocas metamórficas de bajo grado intercaladas con metariolitas, metadacitas y metabasaltos (magmatismo bimodal, Becchio *et al.*, 1999a), intrusadas por sienogranitos y leucogranitos del CEO. Viramonte *et al.* (2007) indican edades (U/Pb en circón) de cristalización de metariolitas entre 485 y 472 Ma y edades de emplazamiento entre 462 y 475 Ma para las unidades plutónicas del CEO. Además, estos autores sugieren que los magmas derivaron por reciclaje de corteza continental (meso-paleoproterozoica) con escasa participación de materiales juveniles (ϵ Nd entre +2.3 y +2.5 de metabasaltos). En adición, Insel *et al.* (2012) indican una edad U/Pb en circones de 481 ± 4 Ma para los granitoides. El magmatismo paleozoico inferior de la Puna ha sido vinculado con el desarrollo del arco magmático Famatiniano (cámbrico tardío-ordovícico), generado por subducción en el borde occidental de Gondwana. El arco Famatiniano constituye una faja magmática expuesta por unos 1500 km a lo largo del rumbo de los Andes centrales modernos (22° y 33° S). En la región de la Puna, el arco Famatiniano está representado por rocas ígneas plutónicas emplazadas en niveles someros de la corteza (Coira *et al.*, 1999; Viramonte *et al.*, 2007) y rocas eruptivas (CEO), mientras que los niveles más profundos están expuestos actualmente en la región de Valle Fértil (28° a 33° S, Otamendi *et al.*, 2012).

GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE INCA VIEJO

La sierra de Inca Viejo es la unidad orográfica que separa los salares Ratones-Centenario y Diablillos (Figura 2). Becchio *et al.* (2011) identifican un complejo intrusivo de rocas granítico-dioríticas y definen el CID. Sobre la base de su posición geográfica y características mesoscópicas (p.ej., presencia de cuarzo azul, Seifert *et al.*, 2011), el CID ha sido asociado con los granitoides ordovícicos del CEO (Hongn y Seggiaro, 2001). El CID intrusiona rocas metamórficas de bajo a mediano grado que afloran en el borde oriental y occidental de la sierra de Inca Viejo (Figura 2).

En la zona norte y sur de la sierra, se observan cuerpos subvolcánicos miocenos con desarrollo de alteraciones hidrotermales y concentración de metales de interés económico (Cu-Au-Mo). Finalmente, las rocas de basamento y los intrusivos subvolcánicos están cubiertos por rocas volcánicas (Andesitas Ratones y Formación Incahuasi) y depósitos cuaternarios aluviales, fluviales y salares de particular interés para extracción de salmueras ricas en litio y boratos.

Unidades metamórficas (roca de caja)

Rocas metamórficas de bajo grado afloran en el extremo norte y borde oriental de la sierra de Inca Viejo (Figura 2). Están compuestas por una secuencia rítmica de metapelitas (filitas, filitas moteadas) y metagrauvas con metamorfismo regional en facies de esquistos verdes (Chl+Ms+Bt+Qz+Gr+And, abreviaturas de Whitney y Evans, 2010). Se destaca la ocurrencia de potentes secuencias de metacuarcitas de grano fino a medio intercaladas con filitas. En la proximidad de los intrusivos con filitas, se superpone un metamorfismo de contacto con generación de motas de biotita (Chl+Ms+Qz+Bt). En la mismas zonas, las filitas son inyectadas concordantemente respecto del bandeo composicional por cuerpos magmáticos diferenciados (Ms+Qz+Pl+Kfs) de espesor inferior a 1 m y deformados intensamente.

En el borde occidental de la sierra de Inca Viejo (Figura 2) afloran secuencias de rocas gnéicas compuestas por Kfs+Pl+Bt+Qz. Sobre la base de la naturaleza del protolito, Becchio (2000) los diferencia en para y ortogneises (Figura 3a). Los ortogneises exhiben una marcada foliación, de grano fino y están intrusados por diques básicos, en general concordantes con la foliación regional (N-S aproximadamente).

Complejo intrusivo Diablillos

El CID tiene forma elongada en dirección norte-sur (Figura 2) y el contacto con las rocas encajonantes es intrusivo neto (Figura 3b). Está constituido por monzogranitos, granodioritas, tonalitas y dioritas de grano fino a medio y de textura porfídica a equigranular. Fajas discretas de deformación dúctil (dirección de buzamiento 256/35, lineación 274/15), de reducido espesor inferior a 2 m y cinemática inversa, afectan a los intrusivos con desarrollo de milonitas. En general, las rocas del CID son de aspecto masivo y localmente se observa una leve foliación magmática evidenciada por la orientación preferencial de EMM e intrusiones de fundidos pegmatíticos sinmagmáticos.

Las facies del CID tienen una distribución irregular, donde las facies predominantes representadas por granodioritas y tonalitas, constituyen el núcleo de la sierra (Figura 2). En la zona norte y borde oriental de la sierra, afloran monzogranitos intrusados por diques básicos y pequeños stocks de dioritas. Los monzogranitos del borde oriental conforman pequeños cuerpos globulares a elongados (<700 m de longitud) dispuestos en forma subparalela al sentido de la sierra. Se caracterizan por contener abundantes enclaves de variada composición, textura (EMM, granodioritas y tonalitas) y cuerpos de dioritas desmembrados (Figura 3c). Las relaciones de contacto entre los distintos intrusivos del CID varían desde netos a transicionales.

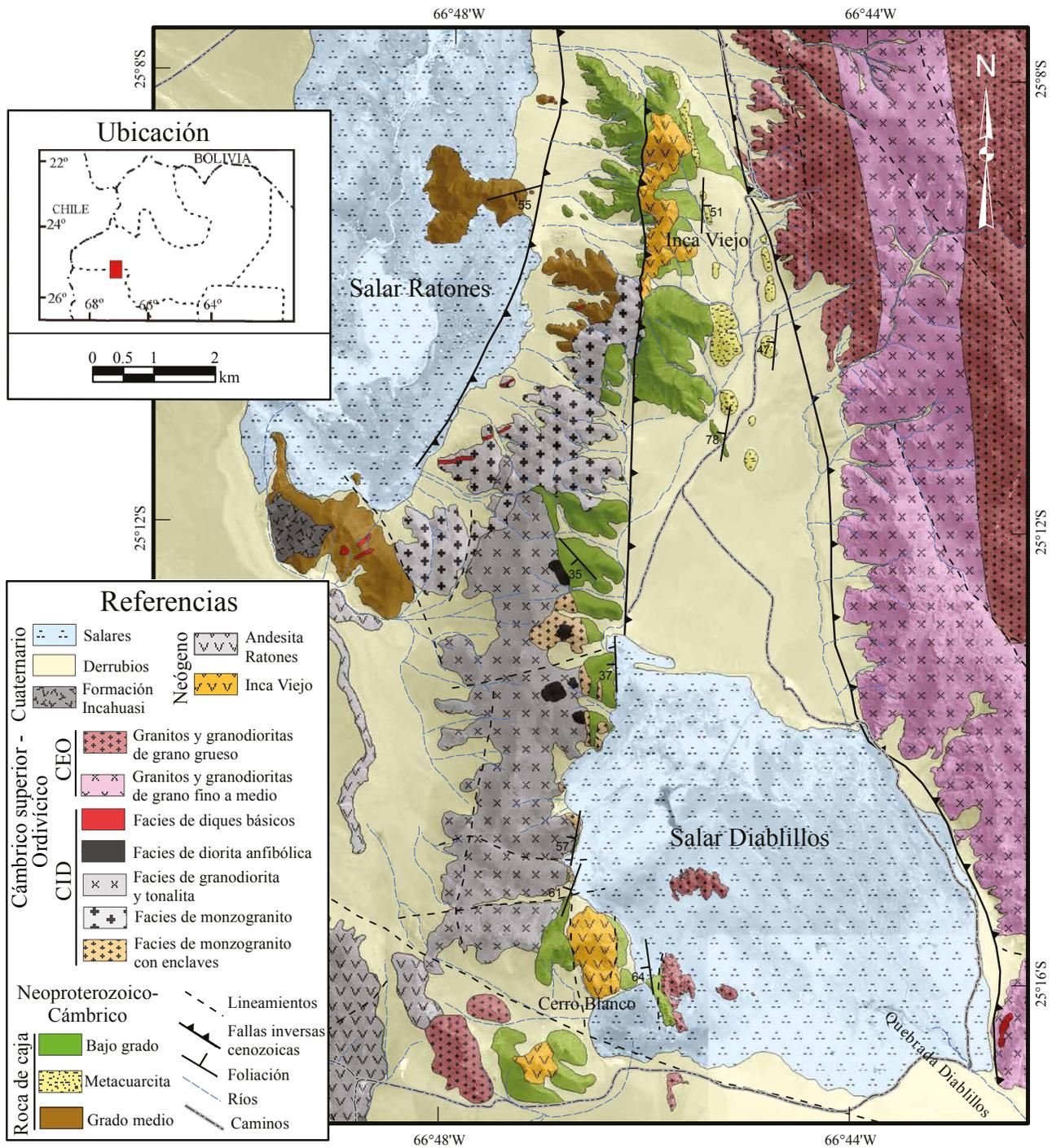


Figura 2. Mapa geológico de la sierra de Inca Viejo y zonas aledañas. Referencias mapa: CEO complejo eruptivo Oire, CID complejo intrusivo Diablillos.

Un conjunto de cuerpos tabulares pegmatíticos (<1 m de espesor) intrusionan indistintamente a las rocas del CID y en conjunto con los diques básicos del borde occidental de la sierra (Figura 2), representan las etapas póstumas del evento magmático (Figura 3d).

De acuerdo con las características litológicas dominantes, la petrografía, las relaciones intrusivas y la posición geográfica de los distintos cuerpos del CID, se reconocieron las siguientes unidades: facies de monzogranitos; facies de granodiorita y tonalita; facies de diorita anfibólica y diques básicos.

Facies de monzogranito (MB)

Está integrada por monzogranitos de grano medio a grueso y de textura porfídica a equigranular. Aflora en el extremo norte y en el borde centro-oriental de la sierra de Inca Viejo (Figuras 2). Los monzogranitos constituyen cuerpos en general de aspecto masivo y ocasionalmente se observa el desarrollo de una foliación magmática. Las rocas presentan color gris claro a oscuro debido a la variación del contenido de biotita en la matriz. Se caracterizan por contener abundantes enclaves y cuerpos de dioritas desmembrados de geometría

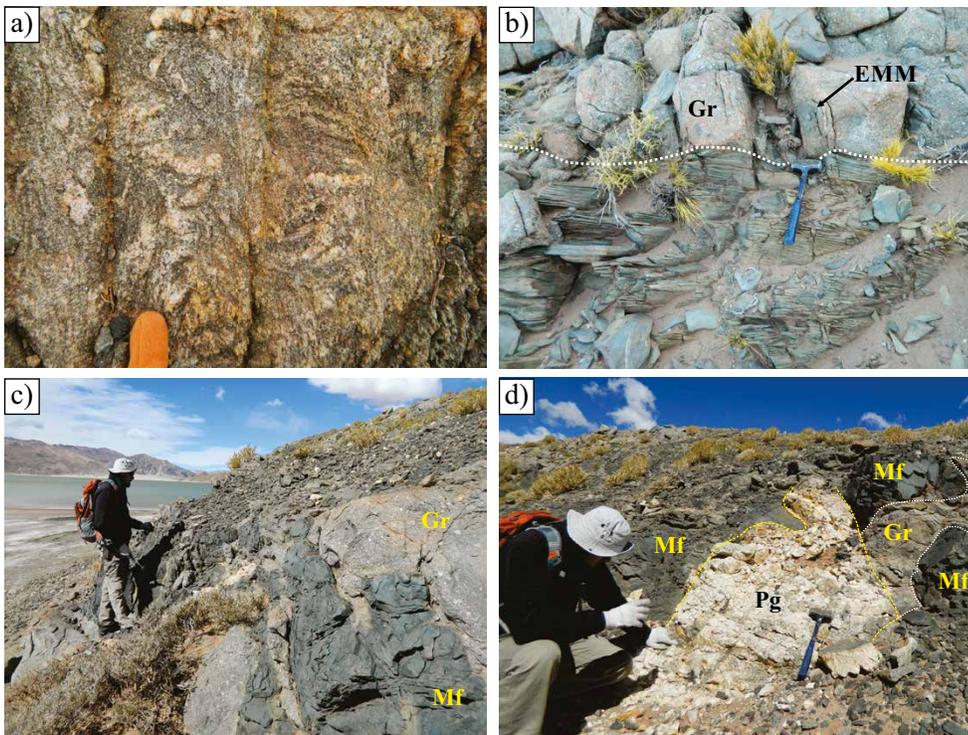


Figura 3. Complejo intrusivo Diablillos y su relación con la roca de caja. a) Gneis del borde occidental de la sierra. b) Contacto intrusivo neto del monzogranito (Gr) con la roca de caja. c) Afloramientos de sienogranitos (Gr) con diques básicos desmembrados (Mf). d) Pegmatita (Pg) intrusionada en forma discordante respecto de granitos y diques desmembrados.

tabular (Figura 3c). Los monzogranitos y cuerpos desmembrados de dioritas son intrusionados en forma discordante por cuerpos tabulares de pegmatitas (<1 metro) en contacto transicional (Figura 3d). La pegmatita se caracteriza por contener soles y agregados fibro-radiales de epidota y turmalina.

Las relación fenocristales/matriz de los monzogranitos puede variar en pocos metros y en algunos sectores los fenocristales están prácticamente ausentes (texturas equigranulares). El monzogranito porfídico está compuesto por fenocristales de feldespato potásico (<2 cm, predominando 1 a 1.5 cm) y plagioclasa inmersos en una matriz de grano medio a grueso de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo azul y abundante biotita. El monzogranito del norte de la sierra de Inca Viejo, a diferencia del monzogranito del borde centro-oriental, contienen enclaves de apatitas y escasos EMM.

Los cuerpos de dioritas desmembrados y enclaves contenidos en los monzogranitos son de variado tamaño, morfología y en general de distribución irregular. Los enclaves tienen formas redondeadas a elípticas y tamaños de hasta 1.5 m. Los contactos con el hospedante son netos a transicionales, lobulados, convexo hacia el encajante (Figuras 4a y 4b) y varían desde granodioritas hasta dioritas (EMM). Los cuerpos mayores desmembrados son esencialmente de composición diorítica. Los enclaves de granodiorita están compuestos por fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo de similares características a fenocristales que ocurren en el hospedante. Los enclaves de tonalita son de textura levemente porfídica a equigranular de grano fino a medio. Los EMM y cuerpos de dioritas desmembradas tienen textura equigranular de grano fino a porfídica en menor medida (Figuras 4c y 4d). La diorita porfídica se caracterizan por la presencia de xenocristales de feldespatos subredondeados y cuarzo azul *ocelli* inmersos en una matriz de grano muy fino de color verde oscuro. En menor proporción, se reconocen dioritas porfídicas con fenocristales de plagioclasa subhedral.

En los EMM con contactos transicionales se observa un borde de reacción (<2 cm) de color pardo enriquecido en biotita (Figura 4c). Se

reconocen EMM zonados compuestos por un núcleo diorítico rodeado por una fase híbrida de composición granodiorítica a tonalítica. El contacto entre monzogranito y los enclaves de tonalitas y granodioritas es neto y ocasionalmente difuso (Figura 4b). Se destaca la ocurrencia de procesos de migración mecánica de fenocristales desde el hospedante hacia la zona híbrida de EMM zonados (Figura 4b) indicando la contemporaneidad de los magmas. Los fenocristales subredondeados de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo son incorporados en los EMM resultando en texturas típicas de mezcla de magmas (Hibbard, 1991) del tipo plagioclasa mantecada y cuarzo *ocelli*.

Facies de granodiorita y tonalita (GT)

El intrusivo tiene forma elongada en sentido norte sur y una extensión de 7.5 km de largo por 2 km (Figura 2). Las granodioritas afloran en la parte media de la ladera oriental de la sierra de Inca Viejo y están en contacto transicional con monzogranitos al este y tonalitas hacia el oeste. Las granodioritas tienen una textura porfídica (Figuras 5a y 5b) con fenocristales de cuarzo azul, feldespato potásico y plagioclasa inmersos en una matriz de grano medio. Los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa tienen formas subredondeadas con bordes irregulares e inclusiones de biotita. En algunos sectores la granodiorita ocurre con abundantes EMM (similares a los alojados en el monzogranito) y ocasionalmente se observan enclaves de tonalitas equigranulares y xenolitos de metagrauvascas en menor medida. Los EMM tienen formas globulares, textura equigranular a porfídica, tamaños entre 5 a 50 cm y contactos neto a transicional con el hospedante. En los contactos transicionales (Figura 5b), se observa una zona híbrida (<10 cm) con características texturales de ambas facies involucradas, es decir, fenocristales de feldespato potásicos de la granodiorita y matriz afanítica con características similares a los EMM.

Las tonalitas conforman la parte alta de la sierra de Inca Viejo y son de textura equigranular a levemente porfídica de grano fino compuestas por plagioclasa, cuarzo y abundante biotita (Figura 5c).

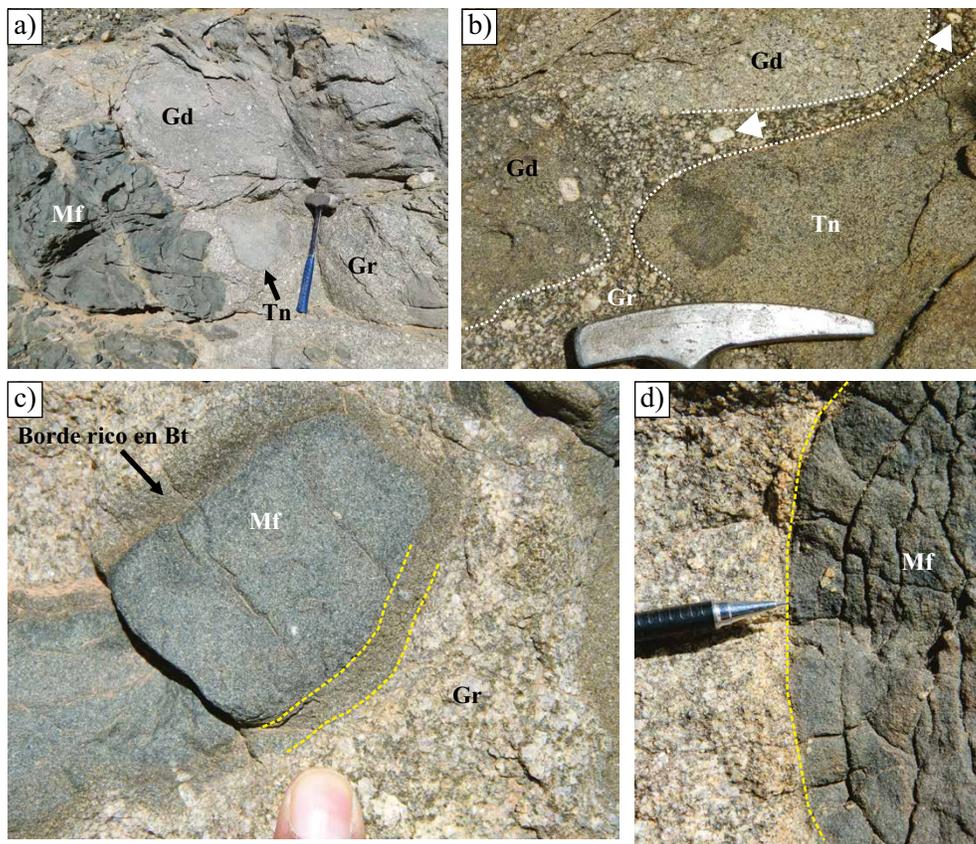


Figura 4. Tipos de enclaves y contactos en monzogranitos. a) Granito (Gr) porfídico con enclaves microgranulares máficos (EMM) (Mf), granodiorita (Gd) y tonalita de grano fino (Tn). b) Contactos neto entre enclaves de granodioritas (Gd) – tonalitas equigranular (Tn) y difuso entre granodioritas (Gd) y el hospedante; las flechas indican migración de fenocristales desde zonas estrechas hacia zonas más abiertas; las zonas estrechas se deprimen en fenocristales dando lugar a texturas equigranulares. c) Contacto transicionales entre los EMM (Mf) y el hospedante (Gr); la zona de transición se encuentra enriquecida en biotitas. d) Contacto neto entre cuerpos de dioritas desmembrados con monzogranitos.

La tonalita levemente porfídica contiene fenocristales de cuarzo y plagioclasa y se caracteriza por desarrollar “parches” leucocráticos alrededor de cristales de biotita de grano grueso (Figura 5d). Las tonalitas contienen abundantes EMM (<2m), enclaves de tonalita (<5cm) con bordes difusos, intrusiones menores de granodioritas y diques pegmatíticos. Además, se observan cuerpos de dioritas desmembrados, interpretados como diques sin-magmáticos, de forma globular hasta 2 m de tamaño (Figura 5c). Localmente, ocurren cuerpos de pegmatitas (<30 cm de espesor) en contacto transicional con las tonalitas y ocasionalmente conforman series de intrusiones interconectadas. Las pegmatitas están compuestas por feldespato potásico, cuarzo, turmalina, epidota y contienen xenocristales de biotita, similar a aquellas que ocurren en la facies de monzogranito (Figura 3d).

Facies de diorita anfibólica (DA)

La diorita es la facies de menor extensión areal, sin embargo, tienen amplia distribución en el CID como EMM y cuerpos desmembrados alojados en las facies de monzogranito (Figuras 6a y 6b) y en facies de granodiorita y tonalita (Figura 4). En la ladera centro-oriental de la sierra de Inca Viejo, ocurren cuerpos globulares y elongados de hasta 300 y 500 m de diámetro respectivamente (Figura 2).

En función de la textura y composición mineralógica se han distinguido dos grupos: cuarzo-diorita equigranular a levemente porfídica y diorita porfídica con fenocristales de plagioclasa. La primera

es de grano fino, color verde oscuro y ocurren principalmente como EMM y cuerpos desmembrados (Figuras 6c y 6d). Las cuarzo-dioritas levemente porfídicas se caracterizan por contener feno-xenocristales de feldespato potásico subredondeados (Figura 6c) y cuarzo azul *ocelli* (Figura 6e) inmersos en una matriz de grano muy fino de color verde oscuro. La diorita porfídica está compuesta por fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm y ocasionalmente feno-xenocristales de feldespato potásico (Figura 6f) y cuarzo inmersos en una matriz de grano muy fino.

El contacto con el hospedante varía desde neto a transicional, lobulado y crenulado. En los contactos transicionales de los EMM-hospedante se observa una zona de hibridación donde actúan procesos de transferencia de masa (Figura 6c) y un relicto central de diorita del EMM (Figura 6d). En algunos casos la hibridación de los EMM es completa (Figura 6d) dando lugar a texturas levemente porfídica (Figura 6c). Por otro lado, se observan cuerpos de cuarzo-dioritas que engloban enclaves de monzogranito con contactos neto a transicional. Los enclaves de monzogranitos tienen formas redondeadas a irregulares y en menor medida con geometría tabular de hasta 1m de espesor. Los glóbulos de granito pueden desmembrar e incorporar parte de las facies máficas y conformar EMM o bien una fase híbrida.

Facies de diques básicos (DB)

Aflora en el borde occidental de la sierra de Inca Viejo y alcanzan hasta 40 metros de espesor. Intrusionan a granitos del CID (Figura 2)

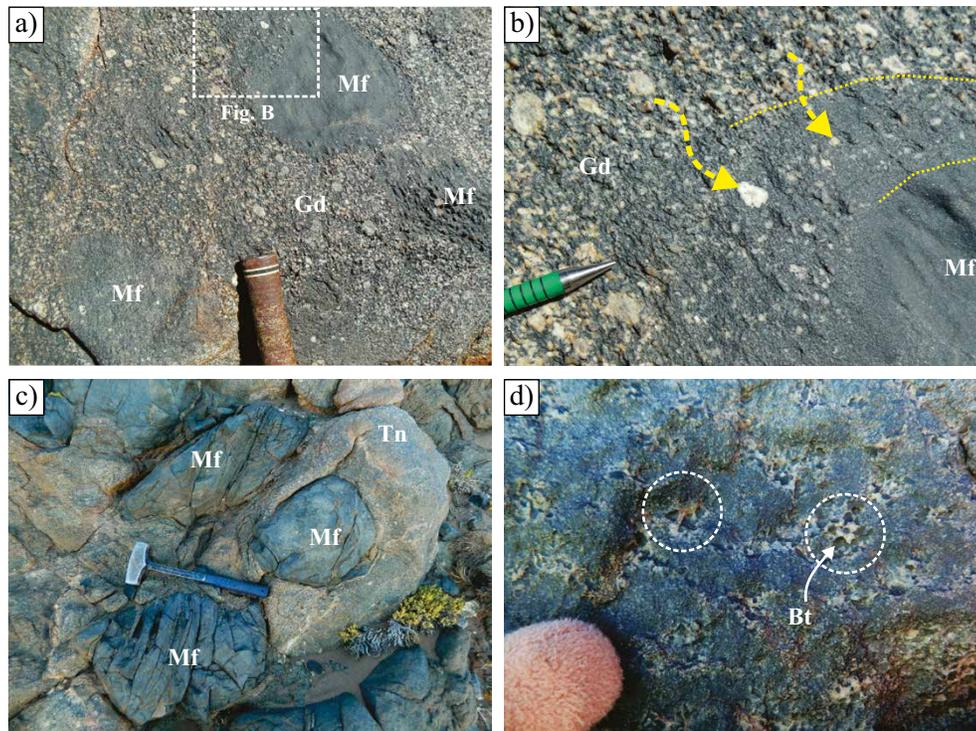


Figura 5. Granodiorita (Gd) y tonalita en relación con enclaves microgranulares máficos (EMM). a) Aspecto de la granodiorita con abundante EMM. b) Detalle del recuadro de la Figura 5a donde se observa el contacto transicional EMM-hospedante; nótese la transferencia de fenocristales de feldespato (flecha) potásico desde la granodiorita hacia el EMM (Mf). c) EMM equigranulares (Mf) de grano fino en tonalita equigranular (Tn); notar la forma subredondeada de los EMM y contacto neto. d) Tonalita equigranular de grano fino con “parches” leucocráticos (círculo) asociados a cristales de biotita (Bt).

y a unidades de mediano grado metamórfico en sentido NE-SO. Los diques básicos tienen texturas porfídicas a equigranulares de grano fino. La facies porfídica está constituida por fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz de grano fino de color verde oscuro.

PETROGRAFÍA

Las observaciones realizadas en las diferentes facies que constituyen el CID, apuntan a características texturales generales y aquellas que se consideran esenciales para las interpretaciones de los procesos de mezcla actuantes. Las modas de las fases minerales (Figura 7) se obtuvieron por método de conteo de puntos (250–300 por muestra) y clasifican en los campos de monzogranito, granodiorita, tonalita, cuarzo diorita y diorita-gabro.

Facies de monzogranito

Se reconocieron texturas equigranular a porfídica de grano medio a grueso, compuesto por ortoclasa perfitica, microclino, cuarzo y plagioclasa como minerales esenciales (Figura 8a). La biotita, muscovita, apatita, titanita, minerales opacos y circón ocurren como accesorios. La biotita es abundante (hasta ~25% modal), de forma subhedral, frecuentemente conforma agregados cristalinos. La muscovita ocurre con formas subhedral y en agregados de grano fino.

El monzogranito porfídico se caracteriza por contener fenocristales de ortoclasa, microclino (0.5–1.0 cm) y plagioclasa. Se observan fenocristales de plagioclasa con sobrecrecimientos que engloban feldespato potásico de la matriz, en algunos casos zonados y constituyendo glomeropórfidos. La plagioclasa desarrolla zonas de reabsorción y crecimiento de nuevos bordes (Figura 8b). Los fenocristales de feldes-

patos potásicos son subredondeados, de bordes irregulares y contienen inclusiones de plagioclasa euhedral, cuarzo, biotita y muscovita.

Facies de granodiorita y tonalita

La granodiorita tiene textura porfídica y está constituida por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, ortoclasa perfitica y microclino inmersos en una matriz de grano medio compuesta por cuarzo, plagioclasa, abundante biotita (~30% modal), muscovita y feldespato potásico. Los accesorios son circón, titanita, apatita, minerales opacos y epidota. Los fenocristales de microclino (0.5–1.5 cm) son subredondeados y contienen inclusiones de plagioclasa euhedral, cuarzo y biotita. En algunos casos, los fenocristales de microclino desarrollan un borde de plagioclasa definiendo una textura rapakivi (Hibbard, 1991) (Figura 8c). La ortoclasa perfitica es subhedral a anhedral y contiene inclusiones de plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasa son de forma subhedral (2–4 mm) y frecuentemente conforman glomeropórfidos. En menor medida, se observan fenocristales de plagioclasa zonados, manteados con biotita y sobrecrecimiento de un borde límpido. Los fenocristales de cuarzo (4 mm) son subredondeados y se observan bordes interdigitados con la matriz.

Se reconocieron tonalitas de textura porfídica a equigranular de grano fino a medio. Las primeras están compuestas por fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz de grano medio (<1 mm) compuesta por biotita, plagioclasa, cuarzo, circón, apatita, epidota, anfíbol y minerales opacos. Los fenocristales de plagioclasa (hasta 3 mm) ocurren como cristales individuales y glomeropórfidos. Se observa plagioclasa manteada por biotita, con patrones de zonación compleja y en tamiz. La biotita, al igual que en los monzogranitos y granodioritas, es el mafito más abundante y es común la ocurrencia de glomerocristales con inclusiones de minerales opacos y epidota euhedral.

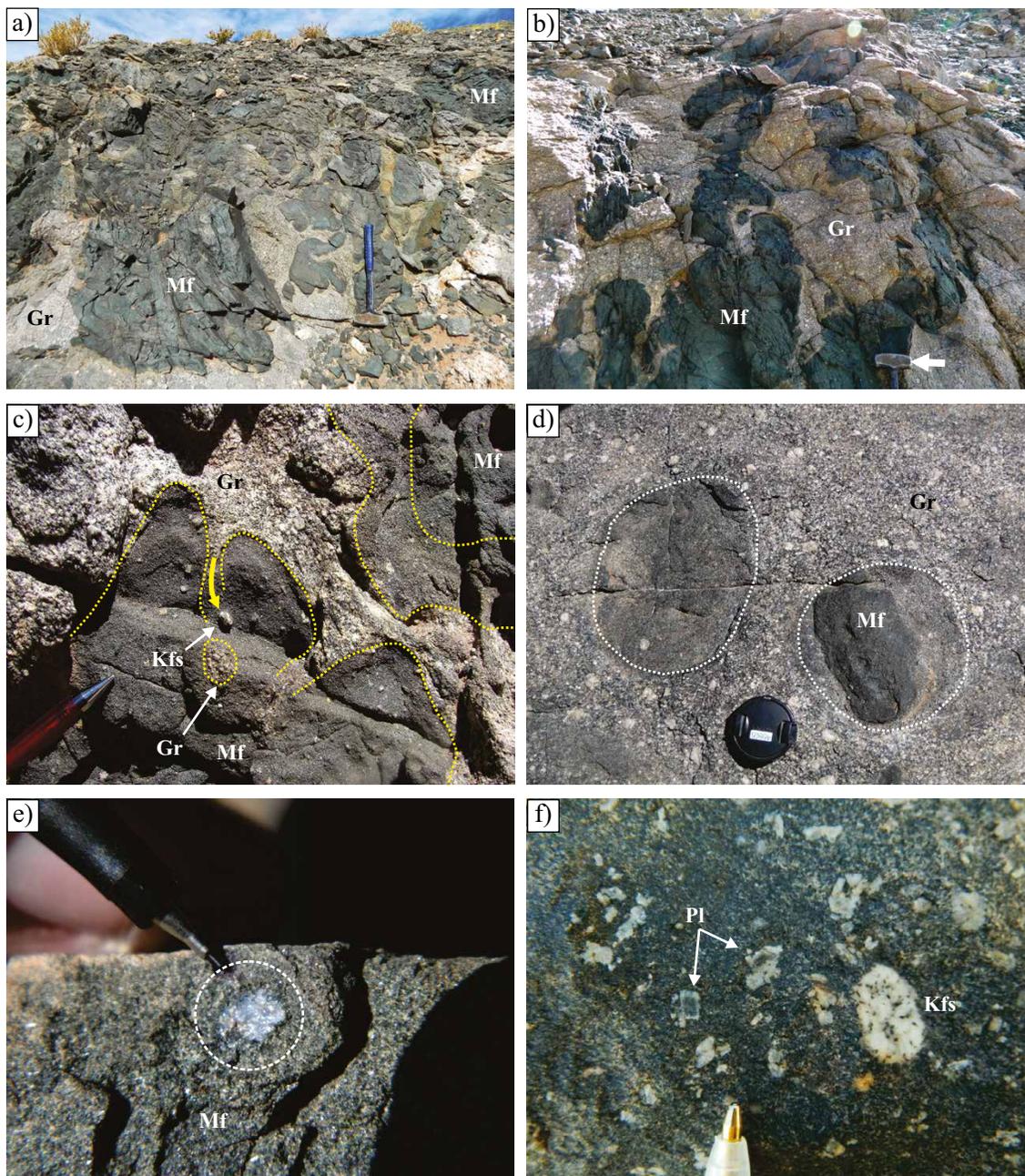


Figura 6. Características generales y tipos de ocurrencia en dioritas. a) Cuerpos dioríticos (Mf) desmembrados en monzogranito (Gr). b) Cuerpos dioríticos sub-verticales desmembrados en contacto neto con el hospedante monzogranítico (Gr); se indica la escala con flecha de color blanca. c) Aspecto de las dioritas (Mf) con textura porfídica; nótese la transferencia de fenocristales de feldespatos (kfs) indicada por flecha amarilla. d) Enclaves microgranulares máficos alojados en monzogranitos con distintos grados de hibridación. e) Xenocristal de cuarzo *ocelli* (círculo blanco) en cuarzo-diorita. f) Aspecto general de la diorita porfídica; nótese las formas euhedrales de los fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico ovoidal.

La tonalita equigranular (Figura 8d) se caracteriza por contener cuarzo poiquilítico con inclusiones de plagioclasa euhedral a subhedral, biotita subhedral, abundante apatita acicular, escaso anfíbol y epidota.

Facies de diorita anfibólica

Se reconocieron cuarzo-diorita (Figura 8e) y diorita (Figura 8f). La cuarzo-diorita tiene textura porfídica a equigranular con fenocristales de plagioclasa y cuarzo en una matriz de grano muy fino compuesta por abundante hornblenda (45–50 % modal), plagioclasa, escasa biotita, cuarzo, minerales opacos, circón, apatita y epidota. Se observa

abundantes fenocristales de plagioclasa manteadas con hornblenda y sobrecrecimientos de un borde límpido, comúnmente asociados a zonas de contacto con rocas más evolucionadas (Figura 8g). En la zona de contacto con granitoides, se genera un delgado borde donde los anfíboles de la diorita son reemplazados por biotitas (Figura 8g). Los feno-xenocristales de cuarzo son escasos, de forma subredondeada, engolfados y con corona de reacción de hornblenda y biotita (Figura 8e).

La diorita porfídica contiene fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz de grano muy fino compuesta por plagioclasa, anfíbol, escasa biotita y cuarzo. Texturalmente, es similar a los diques básicos y

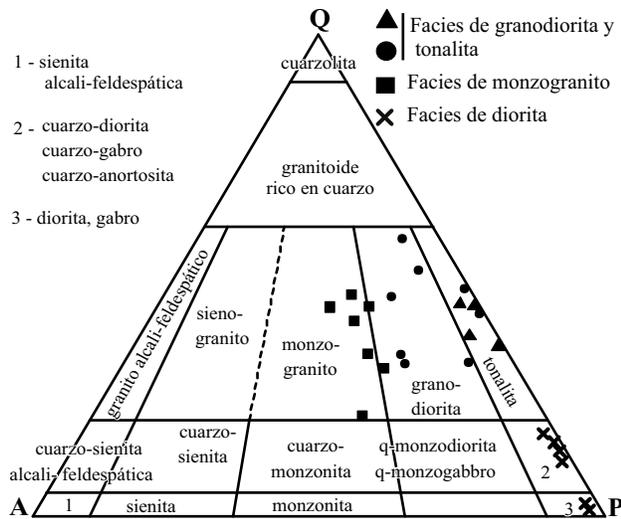


Figura 7. Diagrama de clasificación QAPF (Streckeisen, 1976) de las distintas facies del complejo intrusivo Diablillos.

se caracteriza por contener una gran variedad de fenocristales de plagioclasas y feldespato potásico ovoidal. Se reconocieron al menos tres poblaciones de fenocristales de plagioclasa; (1) cristales individuales con textura poiquilítica, (2) límpidos, zonados (grupo más abundante) y un tercer grupo constituye (3) glomeropórfidos simplectíticos con exsoluciones de cuarzo. La matriz está compuesta de plagioclasa fina prismática, anfíbol, escasa biotita y cuarzo intersticial.

GEOQUÍMICA

Se realizaron 18 análisis geoquímicos de elementos mayores y traza en roca total de las distintas facies del CID y sus enclaves (Tabla 1). Los análisis fueron realizados vía fluorescencia de rayos X con un equipo marca Rigaku 2000 en el Laboratorio de Espectrometría de Rayos X, LANAIS-Instituto Geonorte, Universidad Nacional de Salta. Los elementos mayores fueron determinados a partir de pastillas fundidas con tetraborato de litio. La fusión se realizó en un perlator semiautomático marca *Claisse Fluxy*. Las concentraciones de elementos traza (ppm) fueron determinadas sobre pastillas prensadas, con agregado de aglomerante (elvacite/acetona - 20/80) a una presión de 1,400 kg/cm². Se utilizaron curvas de calibración medidas sobre patrones de roca standard del Servicio Geológico de Japón y de Estados Unidos.

Se grafican las composiciones (Figura 9) de rocas ígneas de Valle Fértil y complejo eruptivo Oire (granitoides, vulcanitas y rocas básicas del borde oriental de la Puna, Hongn y Seggiaro, 2001) de similares características que aquellas que ocurren en el CID. Otamendi *et al.* (2009; 2012) proponen a la mezcla de magmas como uno de los principales procesos de diferenciación magmática de rocas intermedias de Valle Fértil. Se destaca que la diferencia principal del magmatismo de Valle Fértil respecto de la Puna y del CID, reside en el nivel cortical de emplazamiento y volumen de magmas básicos. Las rocas de Valle Fértil representan las paleo-raíces del arco Famatiniano (p.ej., Otamendi *et al.*, 2012) mientras que los magmas del Paleozoico temprano de borde oriental de la Puna se emplazan en niveles corticales medios a superiores (p.ej., Lucassen *et al.*, 2000). Además, se incluyen composiciones de rocas de origen cortical de Cordillera Oriental (Sola *et al.*, 2013) y de fundidos experimentales a partir de esquistos fértiles (Patiño Douce y Harris, 1998; a 6–8 Kbars) con el fin de evaluar el

probable origen cortical de las facies más evolucionadas del CID.

Las rocas graníticas y dioríticas del CID corresponden a la serie calcoalcalina de acuerdo con el diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971). Los diques básicos grafican en el campo de las toleitas (Figura 9a). Según el diagrama SiO₂ vs. K₂O (LeMaitre *et al.*, 1989) los EMM y diques básicos corresponden a la serie con contenidos bajo a medio de K₂O, mientras que las facies intermedias a acidas (2.21–5.38 % en peso) corresponden al campo de medios a altos (Figura 9b). El enriquecimiento de K₂O en las facies más evolucionadas (granodiorita y monzogranito) comparadas con rocas similares de Valle Fértil, estaría relacionado a los altos porcentajes modales de biotita y feldespato potásico o bien a procesos de asimilación de roca de caja (equivalentes a la Formación Puncoviscana). Los contenidos de K₂O del CID son similares a las del CEO y en conjunto definen una tendencia continua en el diagrama K₂O vs. SiO₂. La tendencia continua y composiciones similares entre los miembros extremos del CID con los del CEO es claramente visible en el gráfico propuesto por Debon y Le Fort (1983) (flecha punteada y campos composicionales en la Figura 9c). Las rocas del CID se diferencian de fundidos experimentales y leucotonalitas derivados de migmatitas máficas de Valle Fértil (Otamendi *et al.*, 2009) por su mayor contenido en FeOt+MgO y K₂O (Figura 9b). Según el diagrama Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) las rocas del CID grafican en el campo de las rocas de arco volcánico (VAG) con una leve tendencia al campo de granitoides de intraplaca (WPG) (Figura 9d).

Las granodioritas, tonalitas y monzogranitos son peraluminosas (compatible con magmas tipo S) con índices de saturación ASI >1 (1.02–1.45) mientras que las rocas dioríticas y diques básicos (magmas tipo I) corresponden al campo metaluminoso (0.76–0.69) evidenciando un enriquecimiento en componente anortítico en las plagioclasas (>% CaO) (Figura 9e). De modo similar a la Figura 9c, el CID y CEO definen una tendencia continua.

Diagramas de variación de elementos mayores y traza

El contenido de Al₂O₃ (16.3–13.9 %) y el P₂O₅ (0.1–0.3 %) no varía significativamente en todas las facies que componen el CID (Figura 10), y excepcionalmente el Al₂O₃ puede llegar a 20.2 % para los EMM y 15.53 % en monzogranitos. Los granitoides porfídicos tienen contenidos relativamente homogéneos de SiO₂ (70.0–62.8 %) mientras que las rocas intermedias a máficas tienen un amplio espectro de variación (61.4–51.1 %). Los EMM y las intrusiones máficas contienen bajos contenidos en SiO₂ (50.9–54.9 %) y altos contenidos de CaO (6.2–10.5 %), MgO (4.1–5.9 %), TiO₂ (1.1–2 %) y Fe₂O₃ (7.8–10.7 %) en relación a sus hospedantes de composición monzogranítico-granodiorítica. Las muestras de granodiorita y tonalita presentan valores intermedios de sílice (61.3–66.3 %) y sus valores porcentuales más altos de SiO₂ están próximos a las facies más evolucionadas (monzogranito).

En los diagramas de variación de óxidos mayores vs. SiO₂, las rocas del CID y sus enclaves de variada composición, definen una correlación lineal negativa continua para MgO, MnO y FeOt, siendo este comportamiento aun más acentuado para el CaO (Figura 10). El K₂O y Na₂O definen una tendencia, en general, lineal positiva leve para miembros máficos mientras que para tonalitas, granodioritas y monzogranitos, la distribución es dispersa. El TiO₂ disminuye con el aumento de SiO₂, sin embargo, se observan equivalencias (patrón disperso) en el contenido de miembros máficos e intermedios (tonalita-granodiorita). El Al₂O₃ y P₂O₅ muestran una buena correlación lineal prácticamente horizontal respecto de SiO₂, excepto las muestras d-950911 y SD-11-07 respectivamente (Tabla 1). Los elementos traza Rb, Ba, V y Zr vs. SiO₂, definen tendencias no lineal positiva mientras que es negativa para el Sr. El Y adquiere la forma de curva segmentada con tendencia positiva hasta los ~63 % de SiO₂ (tonalitas con abundante contenido de apatita) y luego decrece abruptamente hasta los monzogranitos.

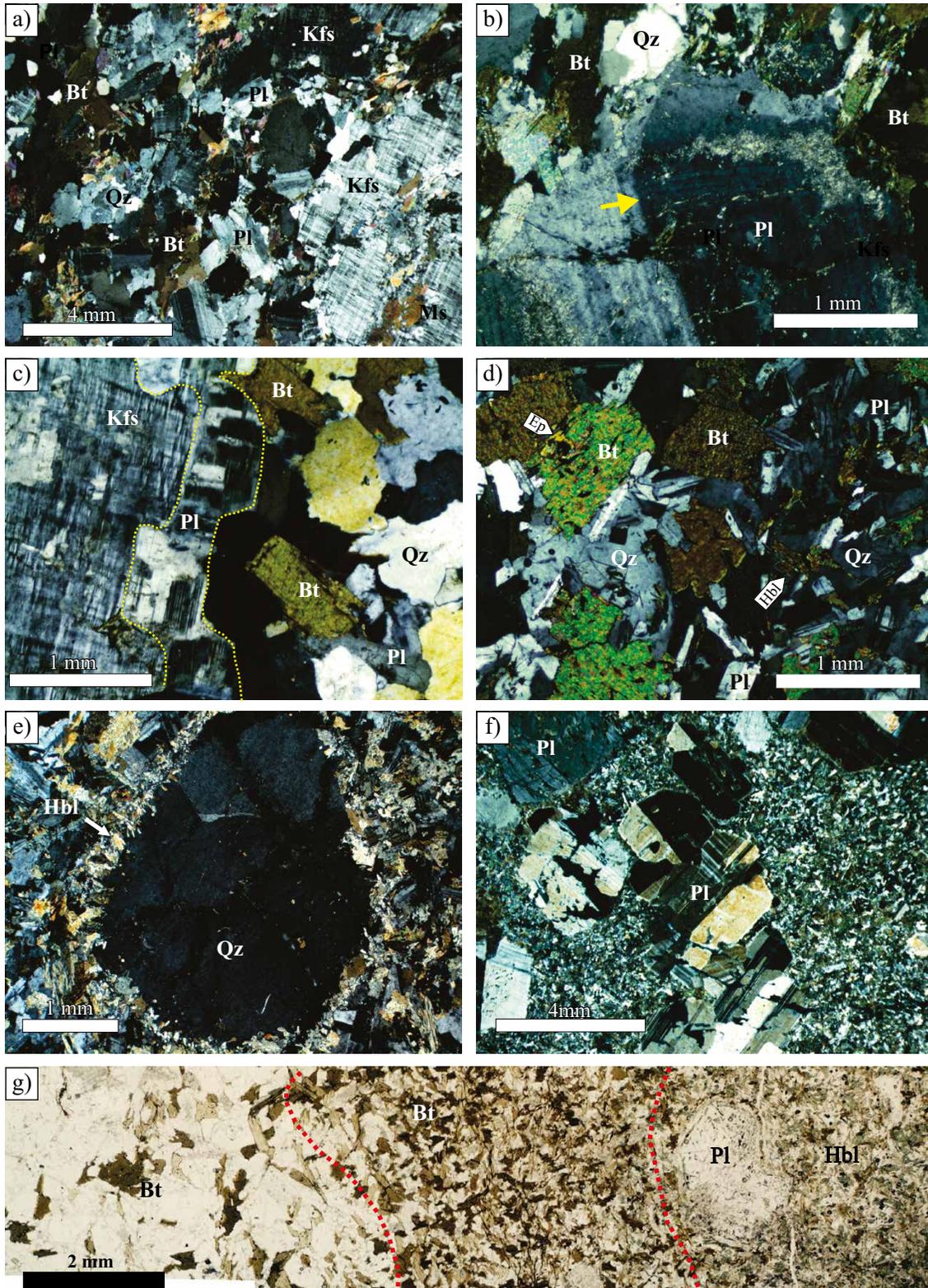


Figura 8. Características petrográficas de las facies del complejo intrusivo Diablillos. a) Aspecto general del monzogranito con fenocristales de feldespato potásico (Kfs) y abundante biotita (Bt); nicoles cruzados (Nx). b) Detalle de plagioclasa (Pl) zonada y zonas de reabsorción (flecha) con sobrecrecimiento de un nuevo individuo y borde límpido (Nx). c) Fenocristal de microclino (Kfs) con sobrecrecimiento de plagioclasa (Pl) y parcialmente rodeados por biotita en granodiorita porfídica (Nx). d) Tonalita equigranular de grano fino con tablillas de plagioclasa (Pl), abundante biotita (Bt), cuarzo (Qz) y honrblenda (Hbl) (Nx). e) Detalle de un xenocristal de cuarzo *ocelli* en cuarzo-diorita (Nx). f) Aspecto de la diorita porfídica con fenocristales de plagioclasa euhedral (Nx). g) Contacto cuarzo-diorita (a la derecha)–granito (a la izquierda), donde se observa el reemplazo de Hbl por Bt. Nótese la concentración de Bt en la zona de contacto y Pl manteada con Hbl; nicoles paralelos.

Tabla 1. Datos geoquímicos del complejo intrusivo Diablillos.

Roca	Granito					Granodiorita			Tonalita						
	Muestra	SD-07-07	SD-11-07	Sd-24*	6/48*	SD940316	SD-15-07	SD-14-07	SD-12-07	SD-13-07 A	6/53 1*	6/53 2*	SD-05-07	D-13-15	D950907
Lat. (S)	25°15'	25°14'	25°14'	25°15'	25°15'	25°14'	25°14'	25°14'	25°14'	25°14'	25°15'	25°15'	25°14'	25°14'	25°14'
Lon. (O)	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'
SiO ₂	70.03	64.34	66.52	67.99	66.46	66.93	62.87	63.57	61.35	66.35	63.07	62.05	61.75	59.5	64.38
Al ₂ O ₃	13.96	15.53	15.17	14.99	15.53	15.40	15.86	15.47	14.91	15.47	15.31	15.55	15.61	14.8	14.98
FeOt ¹	4.72	5.79	4.18	4.99	4.89	5.20	6.34	6.20	7.85	5.46	7.60	7.87	6.92	9.13	6.27
MgO	1.83	2.32	1.72	1.98	1.78	2.00	2.46	2.68	2.95	2.05	2.61	2.82	2.80	3.25	2.03
CaO	0.96	1.87	1.48	1.55	1.55	1.31	2.02	3.06	4.85	3.04	3.43	3.52	3.20	4.63	3.46
Na ₂ O	2.81	2.75	2.54	2.49	2.71	2.72	2.81	2.89	2.72	3.72	2.73	3.13	2.85	2.81	3.27
K ₂ O	2.99	4.38	5.38	4.05	4.42	4.21	4.11	3.97	2.21	2.53	3.60	3.41	3.80	2.17	2.60
TiO ₂	0.6	0.75	0.52	0.66	0.74	0.66	0.79	0.85	1.33	0.83	1.35	1.36	0.99	1.73	0.96
P ₂ O ₅	0.231	0.18	1.79	0.209	0.164	0.23	0.18	0.21	0.30	0.18	0.29	0.28	0.25	0.27	0.28
MnO	0.081	0.09	0.09	0.092	0.068	0.08	0.10	0.10	0.13	0.08	0.13	0.14	0.12	0.15	0.08
PPC	1.3	1.45	1.04	0.72	1.07	1.28	1.73	1.06	0.65	0.72	0.9	0.87	0.75	0.89	0.72
Total	99.51	99.44	100.43	99.72	99.38	100.02	99.25	100.05	99.24	100.41	101.0	100.98	99.03	99.33	99.03
<i>Elementos traza (ppm)</i>															
Rb	126	136	130	164	181	146	130	128	80	110	138	40	113	90.4	89
Ba	305	441	345	330	395	415	482	313	328	137	237	100	382	189.5	310
Sr	92	106	97	96	87	100	115	104	116	126	94	144	114	123.5	146
Pb	16	-	-	15	20	-	-	-	-	-	14	1	-	-	-
Th	16	14	12	11	15	9	14	12	7	10	8	1	7	7.55	13
U	-	<0.05	1	-	-	1	<0.05	<0.05	3	1	-	-	3	1.86	<0.05
Zr	233	255	239	168	225	238	256	232	206	215	209	170	199	250	301
Y	31	43	37	33	33	38	40	40	42	37	49	42	39	46.3	45
Nb	15	13	5	11	15	11	11	12	10	9	16	15	10	14	10
Cr	25	37	27	26	21	49	64	35	29	28	23	38	51	80	27
Ni	52	28	21	53	46	23	30	24	15	20	29	157	20	-	10
Co	16	50	43	63	12	48	67	53	50	58	59	65	47	-	57
V	63	137	109	72	82	123	129	160	258	147	157	267	202	242	259
Zn	80	-	-	71	78	-	-	-	-	-	89	81	-	6.6	-
Cu	-	-	-	21	-	-	-	-	-	-	21	75	-	-	-

Óxidos mayoritarios en % en peso. Fe total como FeOt₁. *Análisis de rocas del complejo intrusivo Diablillos tomado de Becchio *et al.* (2000, 1999b).

continúa

La correlación lineal negativa de elementos mayores CaO, MgO, FeOt en diagramas tipo Harker podrían resultar del fraccionamiento de fases minerales como anfíbol y plagioclasa (p.ej., Otamendi *et al.*, 2010). Los patrones que definen CaO, MgO, FeOt y el empobrecimiento en Al₂O₃, TiO₂, Sr, Ni, Cr, Y respecto del incremento de SiO₂ que se observan en algunas muestras de diorita (p.ej., SD-950904, D950908, Tabla 1, Figura 10) y diques básicos (muestra 6/52, 6/55), son compatibles con el fraccionamiento de plagioclasa, anfíbol y probablemente piroxeno en las primeras etapas de evolución magmática. El comportamiento diferenciado de estos elementos en los miembros máficos sugieren diferentes grados de evolución previo a la hipotética interacción con magmas félsicos. En adición, los altos valores de Ba que se observan EMM y dioritas (p.ej., muestra D950908) evidencian el carácter contaminado con xenocristales de feldespato potásico (interacción con magmas mas evolucionado, Figura 6f). El hecho que los magmas básicos del CID estén contaminados y fraccionados, aumenta considerablemente la posibilidad de que estos generen un magma híbrido (*mixing*) al mezclarse con magmas félsicos (Eichelberger, 1980). Por otro lado, el fraccionamiento de anfíbol y plagioclasa en un sistema cerrado no explica por sí solo el decrecimiento marcado de CaO e incremento de K₂O y Na₂O a medida que incrementa el SiO₂. El contenido de CaO (>3%), en las rocas intermedias híbridas-silíceas y los bajos contenidos iniciales de K₂O

en dioritas, limita la proporción de plagioclasa cálcica involucrada en el fraccionamiento (Otamendi *et al.*, 2010) y el enriquecimiento en K₂O. Alternativamente, la buena correlación lineal en los diagramas de variación, donde las rocas híbridas (tonalitas y granodioritas) se ubican en posición composicional intermedia entre dioritas-monzogranitos, es consistente con procesos de mezcla de magmas entre miembros químicamente contrastados (Fourcade y Allegre, 1981; Gray, 1984; Castro *et al.*, 1991, entre otros). A juzgar por la variedad de texturas en desequilibrio identificadas y a la gran cantidad de EMM y cuerpos desmembrados (diques básicos sinmagmáticos) en las tonalitas-granodioritas, un escenario de mezcla de magmas parece ser apropiado. Sin embargo, la mayor dispersión de algunos diagramas como Na₂O, K₂O, Ba, Y respecto de SiO₂ en comparación con otros óxidos, puede atribuirse a una variabilidad en la composición y proporción de miembros finales (principalmente félsico), asimilación de roca de caja o bien a un fraccionamiento limitado por procesos de cristalización posterior la mezcla.

GEOCRONOLOGÍA

Con la finalidad de determinar la edad de cristalización del CID, fueron estudiados circones de una muestra de tonalita (SD-12-07 fase

Tabla 1 (cont). Datos geoquímicos del complejo intrusivo Diablillos.

Roca	Enclaves						Diorita					Dique básico				
	Muestra	SD-06-07	6/50*	6/49*	SD-18-07-B	d-950911*	SD-01-07	SD-17-07	SD-950904	D950908*	d-950908	D940322	SD-940320	6/52*	d-950904*	6/55*
Lat. (S)	25°14'	25°15'	25°15'	25°14'	25°15'	25°14'	25°14'	25°14'	25°15'	25°14'	25°14'	25°12'	25°12'	25°12'	25°12'	25°12'
Lon. (O)	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°47'	66°48'	66°48'	66°48'	66°48'	66°48'
SiO ₂	57.97	66.39	66.95	61.44	50.9	54.92	53.96	53.27	54.95	51.1	51.68	51.24	51.0	51.1	52.7	52.7
Al ₂ O ₃	14.98	15.61	15.8	16.18	20.2	15.23	15.63	14.98	15.61	16.3	15.18	15.78	14.5	15.2	14.7	14.7
FeOt ¹	8.94	5.75	5.87	6.42	7.8	8.74	8.68	9.40	8.76	10.7	8.32	8.97	13.2	11.5	11.0	11.0
MgO	4.10	2.12	2.26	2.68	4.6	5.59	5.84	5.96	4.58	5.5	6.37	7.85	6.5	6.9	6.0	6.0
CaO	6.23	1.44	1.41	3.30	10.5	8.10	8.57	8.70	7.83	9.3	9.68	11.28	10.5	10.0	9.6	9.6
Na ₂ O	2.62	2.55	2.21	3.30	2.2	3.05	2.65	2.61	2.66	2.5	2.35	2.34	2.3	2.1	2.7	2.7
K ₂ O	1.93	3.93	4.19	4.07	1.0	1.26	1.49	1.54	1.86	1.5	0.89	0.34	0.5	0.7	1.0	1.0
TiO ₂	1.36	0.85	0.87	0.85	1.4	1.26	1.17	1.40	1.40	2.0	0.73	0.74	1.2	2.0	1.8	1.8
P ₂ O ₅	0.29	0.19	0.225	0.22	0.2	0.19	0.23	0.28	0.27	0.3	0.11	0.11	0.1	0.3	0.3	0.3
MnO	0.14	0.09	0.088	0.10	0.1	0.15	0.14	0.16	0.01	0.2	0.15	0.17	0.2	0.2	0.2	0.2
PPC	0.92	1.45	1.38	1.38	0.6	0.84	0.82	1.19	1.42	1.3	0.36	0.50	1.0	0.7	1.0	1.0
Total	99.47	100.38	101.25	99.94	99.58	99.33	99.18	99.47	99.34	100.60	95.82	99.31	100.96	100.60	101.01	101.01
<i>Elementos traza (ppm)</i>																
Rb	63	158	177	132	39	45	51	49	53	61	8	7	19	26	40	40
Ba	268	348	373	316	139	146	65	137	205	157	46	93	120	148	100	100
Sr	132	79	84	133	186	156	151	158	162	152	108	111	125	162	144	144
Pb	-	20	13	-	1	-	-	-	-	1	-	-	1	1	1	1
Th	7	14	14	13	1	2	1	2	3	-	2	1	1	1	1	1
U	<0.05	-	-	<0.05	-	<0.05	2	1	<0.05	-	<0.05	1	-	-	-	-
Zr	162	207	241	234	127	105	125	131	138	171	46	42	81	173	170	170
Y	35	31	37	38	25	31	32	31	31	38	23	23	35	37	41	41
Nb	7	16	14	11	4	3	5	4	6	5	1	2	6	5	9	9
Cr	122	27	28	58	244	288	233	32	162	158	421	452	1	255	157	157
Ni	30	54	60	26	39	42	60	19	21	38	83	93	51	53	38	38
Co	60	49	20	43	56	60	56	59	57	53	53	58	63	55	65	65
V	295	94	108	173	181	285	266	202	317	269	243	232	319	280	267	267
Zn	-	80	86	-	63	-	-	-	-	87	-	-	89	84	81	81
Cu	-	14	21	-	30	-	-	-	-	55	-	-	169	67	75	75

Óxidos mayoritarios en % en peso. Fe total como FeOt₁. *Análisis de rocas del complejo intrusivo Diablillos tomado de Becchio et al. (2000, 1999b).

híbrida, Figura 2) por el método LA-ICP-MS (U-Pb *in situ*) siguiendo el procedimiento descrito por Bühn et al. (2009) en el Laboratorio Geología Isotópica la Universidad Federal de Rio Grande do Sul. Los análisis isotópicos fueron realizados en un ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) con un *Laser Ablation System* (New Wave Research, USA) Nd-YAG ($\lambda=196$ nm). La ablación de los granos fue realizada con un *spots* de 30 μ m, frecuencia de 10Hz e intensidad de 0.19 a 1.02 J/cm². Las edades y los diagramas (95% de confianza) fueron calculadas utilizando ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

Los granos de circones analizados varían de 50 a 150 μ m de tamaño y relaciones de aspecto de 1:1 a 2:3 (Figura 11a). En las imágenes BSE (*backscattered electron*), se observan granos de circones que exhiben zonación irregular y en parche. Prácticamente todos los granos presentan rasgos de corrosión intensa que resultan en circones con formas muy irregulares y con engolfamientos. Sin embargo, se observa que los granos de circones conservan parcialmente sus caras cristalinas y, de acuerdo con las bajas relaciones U/Th (0.03 a 0.46, Tabla 2), son considerados de origen magmático. Las morfologías advertidas en los circones son compatibles con procesos de reabsorción probablemente relacionada a fuertes disequilibrios durante la mezcla de magmas (Elburg, 1996). Por otro lado, algunos de los circones contienen núcleos de forma redondeadas (>548 Ma, Figura 11a) y son interpretados aquí como heredados (corteza prepaleozoica).

La mayoría de los datos obtenidos en los circones (edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U

de 483±6 a 557±9, Tabla 2) se desvían de la curva de concordia (Figura 11a). Se obtuvo una edad de intersección superior de la concordia forzada a cero de 496±24 Ma (Figura 11a). De la población de circones que conservan parcialmente sus caras cristalinas (Figura 11a), se obtuvo una edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U *TuffZirc* (Ludwig y Mundil, 2002) de 501±17 Ma (Figura 11b) y es interpretada como la edad de cristalización para las facies híbridas del CID. Esta edad es próxima aunque ligeramente superior, a las edades obtenidas para el complejo eruptivo Oire (Viramonte et al., 2007; Insel et al., 2012). Sin embargo, dentro de los rangos del error analítico podría considerarse próxima al pico metamórfico datado a los ~508 Ma para la región (Becchio et al., 1999a; Lucassen y Becchio, 2003).

DISCUSIÓN

El CID representa una de las localidades clave para entender la petrogénesis y evolución del magmatismo del borde oriental de la Puna Austral. El CID representa la evidencia más notable del vínculo existente entre magmatismo máfico y granítico. A continuación, se discuten los probables procesos petrológicos involucrados en la génesis de los diferentes tipos de rocas que constituyen el CID y su implicancia en la evolución del arco magmático Famatiniano.

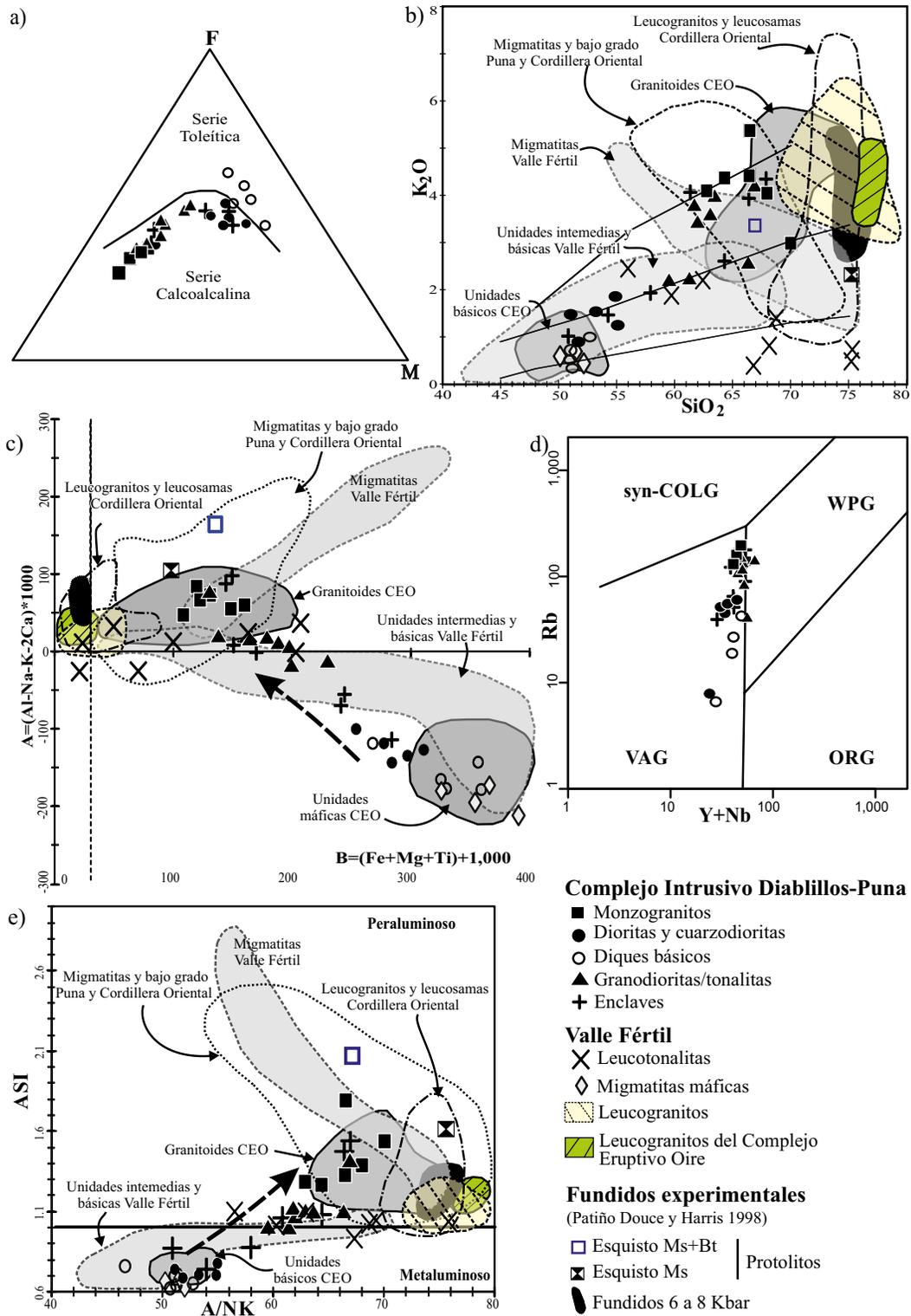


Figura 9. Composición de dioritas, tonalitas, granodioritas, monzogranitos del complejo intrusivo Diablillos (CID) en comparación con granitoides, vulcanitas y rocas básicas del borde oriental de la Puna Austral (Damm *et al.*, 1994; Coira *et al.*, 1999; 2009a; 2009b; Becchio *et al.*, 1999a, 1999b; Becchio, 2000; Kirschbaum *et al.*, 2006; Viramonte *et al.*, 2007), leucogranitos, trondjemitas y leucosomas de Cordillera Oriental (Sola *et al.*, 2013), metasedimentitas de la Formación Puncoviscana (Becchio, 2000; Do Campo y Guevara, 2005; Zimmermann, 2005; Sola *et al.*, 2013; Becchio *et al.*, 1999b) rocas ígneas y metamórficas de Valle Fértil (Otamendi *et al.*, 2009, 2010, 2012; Tibaldi *et al.*, 2009; Castro *et al.*, 2014) y vidrios experimentales a partir de protolitos equivalentes a la Formación Puncoviscana de Patño Douce y Harris (1998) en condiciones de 6 a 8 kbar. a) Diagrama AFM. b) Diagrama SiO₂ vs. K₂O. c) Diagrama multicatiónico a-b. La flecha punteada indica continuidad entre las rocas del CID y CEO. d) Diagrama de clasificación Y+Nb vs. Rb (ppm). Las rocas del CID se grafican en el campo de granitos de arco (VAG) con una leve tendencia al campo de granitos de intraplaca (WPG). e) Diagrama ASI vs. A/NK (Shand, 1943); La flecha punteada indica nuevamente la continuidad composicional entre las rocas del CID y del complejo eruptivo Oire (CEO).

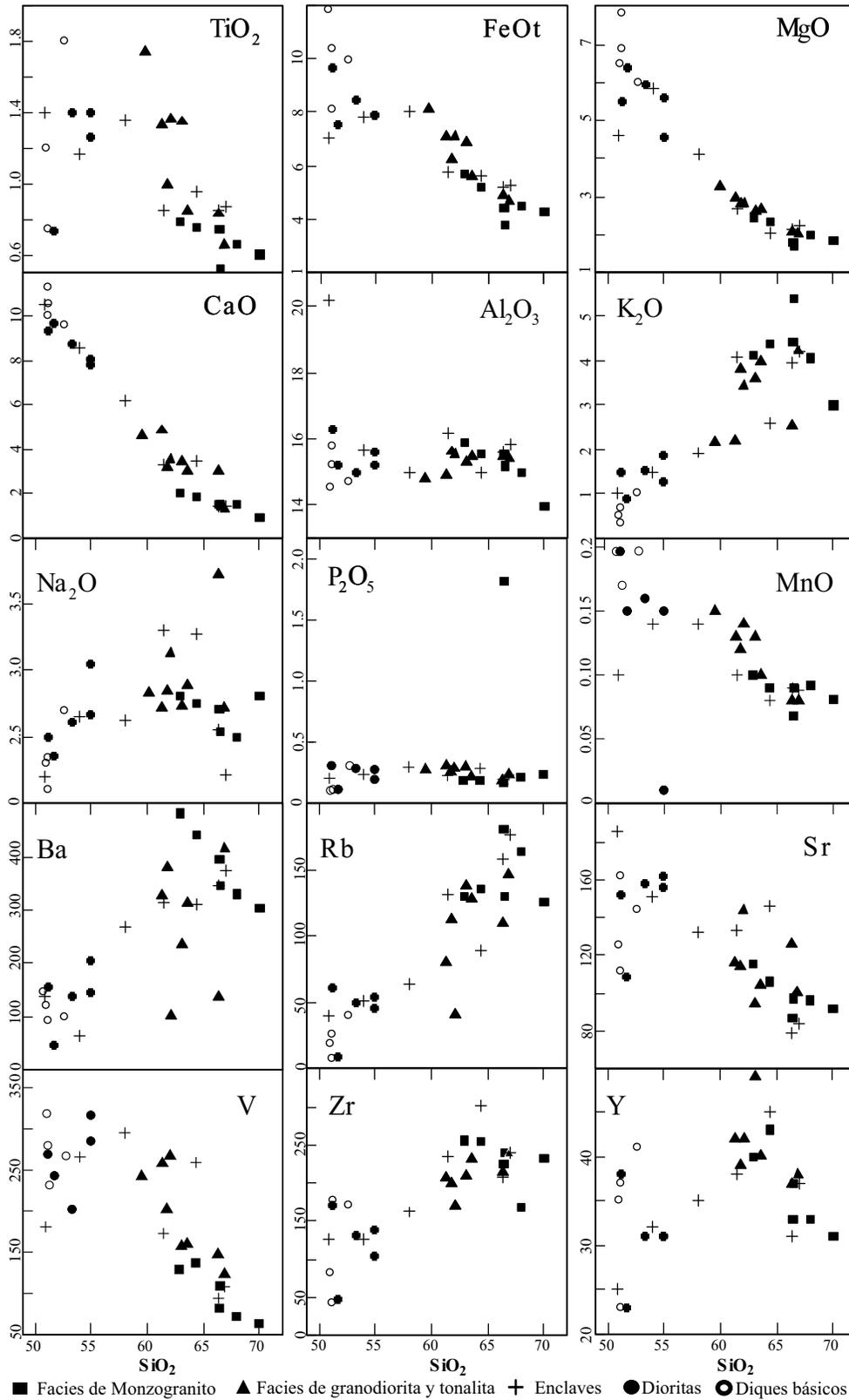


Figura 10. Diagramas de variación de elementos mayores (% peso) y algunos traza (ppm).

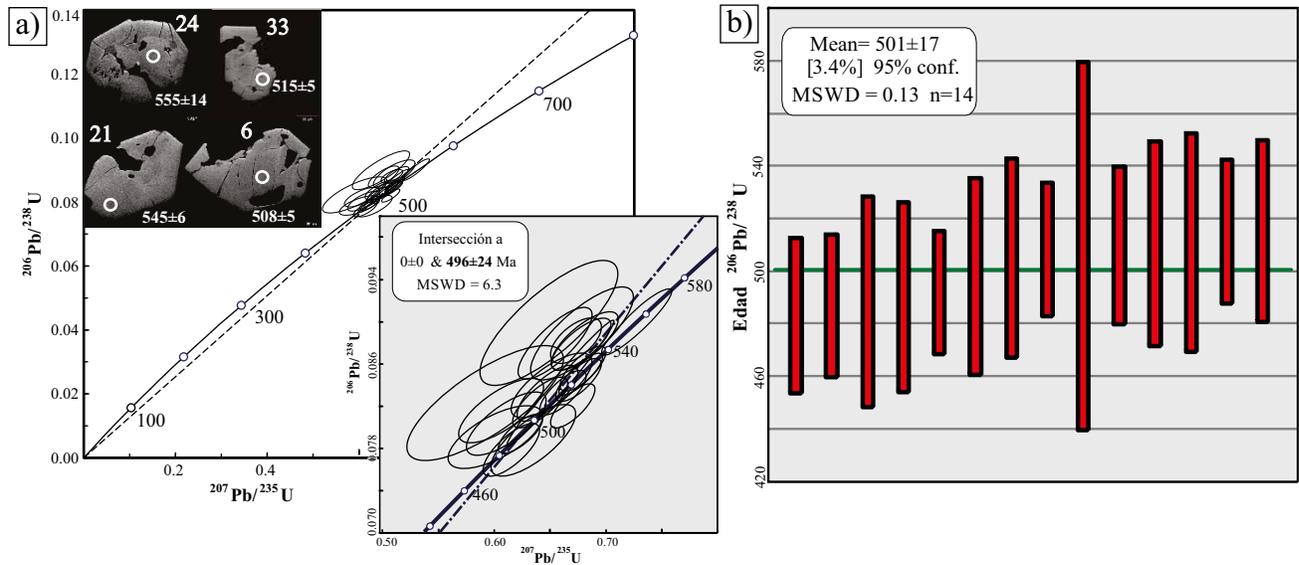


Figura 11. Edades U/Pb de una tonalita (SD-12-07). a) Diagramas de concordia (forzada a cero) con intersección superior en 496±24 Ma y morfologías algunos circones con edades puntuales $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Nótese las formas de corrosión y engolfamientos. Las elipses de error corresponden a 2σ. b) Diagrama de la media (*TuffZirc*) a partir de datos de 14 circones euhedral considerados como magmáticos (501±17 Ma).

Magmatismo máfico-intermedio y la mezcla de magmas

El magmatismo básico en el ámbito de la Puna tuvo lugar durante el Ediacarano tardío-Ordovícico medio (Zimmermann *et al.*, 2014; Coira *et al.*, 2009b; Kleine *et al.*, 2004) en un ambiente de arco a trasarco (Bahlburg y Hervé, 1997; Coira *et al.*, 1999, 2009a; Fernández *et al.*, 2008) con regímenes extensionales (Tremadociano-Arenigiano temprano) y compresivos (Arenigiano-Llanvirniano) relacionado al

borde convergente de Gondwana durante el Paleozoico inferior (Hongn y Mon, 1999; Coira *et al.*, 1999; Bahlburg y Hervé, 1997; Lucassen *et al.*, 2000). Por otro lado, el Arenigiano representa un periodo de transición con regiones donde actúan regímenes contraccionales y extensionales (Bahlburg, 1990; Coira *et al.*, 2009a). Durante el Arenigiano-Llanvirniano, el régimen tectónico estuvo dominado por esfuerzos compresivos con variado componente de rumbo (Coira *et*

Tabla 2. Edades de cristalización. U/Pb en circones (LA-ICP-MS).

Punto	Relaciones isotópicas						Edades aparentes						
	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (Ma)
MT81_04	0.341	0.05591	2.23	0.67779	3.23	0.08793	2.34	448.67	24.73	525.44	6.624	543.27	6.10
MT81_06	0.251	0.05923	1.37	0.67016	2.46	0.08205	2.04	575.73	14.93	520.81	5.01	508.38	4.99
MT81_08	0.160	0.05537	3.74	0.67783	5.53	0.08879	4.07	427.12	41.69	525.46	11.33	548.37	10.7
MT81_10	0.301	0.05396	4.12	0.60658	5.14	0.08154	3.07	369.19	46.45	481.40	9.85	505.28	7.45
MT81_11	0.416	0.05806	1.24	0.67557	2.40	0.08438	2.06	532.26	13.57	524.09	4.92	522.22	5.16
MT81_15	0.088	0.05485	3.67	0.68285	5.10	0.09030	3.54	405.97	41.07	528.50	10.5	557.30	9.44
MT81_16	0.251	0.05626	3.39	0.65049	4.53	0.08385	3.00	462.76	37.58	508.78	9.06	519.08	7.48
MT81_17	0.376	0.05751	1.30	0.67914	2.47	0.08565	2.10	511.10	14.28	526.26	5.08	529.76	5.35
MT81_21	0.202	0.05533	2.07	0.67280	2.83	0.08819	1.94	425.69	23.04	522.41	5.786	544.80	5.06
MT81_23	0.273	0.05600	2.16	0.68290	3.23	0.08844	2.40	452.52	24.01	528.53	6.66	546.29	6.29
MT81_24	0.273	0.05229	5.66	0.64862	7.87	0.08996	5.47	298.21	64.52	507.63	15.72	555.30	14.6
MT81_25	0.297	0.05838	1.29	0.72498	3.30	0.09007	3.04	543.94	14.08	553.60	7.05	555.96	8.10
MT81_28	0.236	0.05513	3.55	0.61099	4.72	0.08037	3.11	417.69	39.61	484.19	9.081	498.35	7.45
MT81_30	0.352	0.05782	1.28	0.67691	2.38	0.08491	2.01	522.95	14.01	524.90	4.89	525.35	5.08
MT81_33	0.325	0.05640	2.13	0.64737	3.44	0.08325	2.70	468.02	23.60	506.86	6.86	515.51	6.68
MT81_34	0.227	0.05852	3.46	0.63549	4.91	0.07875	3.48	549.45	37.82	499.51	9.68	488.68	8.18
41_MT81_SN	0.235	0.05756	1.42	0.66037	2.57	0.08321	2.14	513.00	15.65	514.84	5.18	515.26	5.29
MT81_35	0.219	0.05643	1.86	0.64038	3.03	0.08230	2.39	469.36	20.60	502.54	6.00	509.86	5.86
MT81_38	0.033	0.05516	4.91	0.60104	5.82	0.07903	3.12	418.66	54.85	477.89	11.09	490.33	7.36
MT81_SN	0.222	0.05516	4.91	0.60104	5.82	0.07903	3.12	418.66	54.85	477.89	11.09	490.33	7.36
MT81_40	0.298	0.05678	1.57	0.65953	5.96	0.08424	5.75	483.05	17.38	514.33	12.02	521.39	14.4
MT81_43	0.077	0.05694	1.78	0.62300	2.67	0.07935	1.99	489.32	19.58	491.72	5.20	492.24	4.72
49_MT81_SN	0.458	0.05729	2.19	0.61489	3.40	0.07784	2.61	502.66	24.05	486.64	6.58	483.24	6.07

al., 1999; Hongn y Riller, 2007) que controlaron el emplazamiento del magmatismo bimodal de origen crustal dominante (Viramonte et al., 2007; Coira et al., 2009a, Hongn y Riller, 2007). El magmatismo máfico registrados en el ámbito de la Puna, en términos volumétricos, es escaso (<5%) con respecto al magmatismo silíceo que constituye intrusivos de dimensión batolítica. Los datos geoquímicos e isotópicos de rocas máficas apuntan a un origen juvenil con variados grados de mezcla con materiales corticales (Coira et al., 1999, 2009a; Becchio et al., 1999a; Viramonte et al., 2007; Kleine et al., 2004; Zimmermann et al., 2014).

Las rocas máficas de la Puna ocurren principalmente: (1) asociadas con granitoides (Becchio, 2000; Hongn y Seggiaro, 2001; Kleine et al., 2004; Poma et al., 2004; Coira et al., 2009a, 2009b; Becchio et al., 2011), (2) en secuencias volcano-sedimentarias (p.ej., Viramonte et al., 2007), (3) como diques básicos (Becchio, 2000) y finalmente, (4) rocas máficas y ultramáficas en varias localidades en relación tectónica (Coira et al., 1999; Zimmermann et al., 2014) e intrusiva (Seggiaro et al., 2000) con secuencias marinas y volcánicas ordovícicas. Los magmas máficos asociados a granitoides, en general, han sido clasificados sobre la base de su relación de intrusión (Coira et al., 2009a) y a su ocurrencia respecto del evento principal de deformación dúctil vinculado al pico metamórfico datado a los ~500–510 Ma (Becchio et al., 1999a; Lucassen y Becchio, 2003). La presencia de magmas máficos del Paleozoico inferior contemporáneos con magmas intermedio-graníticos en relación de mezcla de magmas, es un hecho recurrente en la Puna, Sistema de Famatina y sierras Pampeanas Occidentales (Figura 1). Tal es el caso de las sierras de Cobres y Tanque (478.4±3.5 Ma 479±1.7 Ma U/Pb en circones, Kirschbaum et al., 2006; Coira et al., 2009b), sierra de Macón (482.7±7.8 Ma Ar/Ar en hornblenda, Poma et al., 2004), complejo ígneo Pocitos (476±2 Ma U/Pb en circones, Keline et al., 2004), CID (Becchio et al., 2011) para la Puna; complejo

intrusivo Las Angosturas en la sierra de Narváz (485±7 Ma U/Pb en circones, Cisterna et al., 2004), rocas básicas y ultrabásicas de la sierra de Fiambalá (515–500 Ma U/Pb en circones e isócrona Sm-Nd, Grissom et al., 1998) y sierra de Valle Fértil-La Huerta (p.ej., Otamendi et al., 2012) para Famatina y sierras Pampeanas Occidentales. Los estudios isotópicos Lu-Hf (Hauser et al., 2011) en circones magmáticos de granodioritas (εHf (534 Ma) de -6.9 a +0.4) y dacitas porfídicas (εHf (523 Ma) de -3.8 y +0.3) del batolito de Tastil (~540–500 Ma, Cordillera Oriental, Hongn et al., 2010 y referencias allí) y dacitas porfídicas (εHf (t) de 0.0 a +1.9) de sierra El Niño Muerto (483±3 Ma, límite Puna-Cordillera Oriental), son consistente con un origen mixto a partir de fuentes cortical y juvenil. Por otro lado, los valores εNd(t) de la granodiorita y dacita de Tastil (de -4.4 a -9.8) y la dacita de El Niño Muerto (-6.0 y -9.7), son indicativos de un origen crustal. Recientes estudios isotópicos y geocronológicos de Zimmermann et al. (2014) en rocas máficas y ultramáficas de arco de la zona del salar de Antofalla, sierra de Calalaste y salar de Pocitos, demostraron un origen juvenil para esas rocas (εNd(t) de +1.4 a +7.4) y una edad de 543.4 ±7.2 Ma. Por lo tanto, la asociación recurrente granitoides-rocas máficas en relación de mezcla de magmas y el rango de edades del magmatismo máfico de arco del noroeste argentino, indican un aprovisionamiento en forma intermitente pero continuo de magmas máficos entre aproximadamente 540 y 476 Ma. Las edades registradas del CEO de ~490 a 445 Ma (p.ej., Viramonte et al., 2007, Insel et al., 2012, Bahlburg et al., 2014), sugieren un magmatismo de larga duración (Becchio et al., 1999a) y claramente solapa con el rango de edades del magmatismo máfico (540–476 Ma) y de circones magmáticos (²⁰⁶Pb/²³⁸U ~540–483 Ma, Tabla 2) registrados en la tonalita híbrida del CID (Figura 12). De hecho, en los patrones de distribución de edades en granitoides del CEO (Figura 12), se observan abundantes circones con edades (²⁰⁶Pb/²³⁸U)

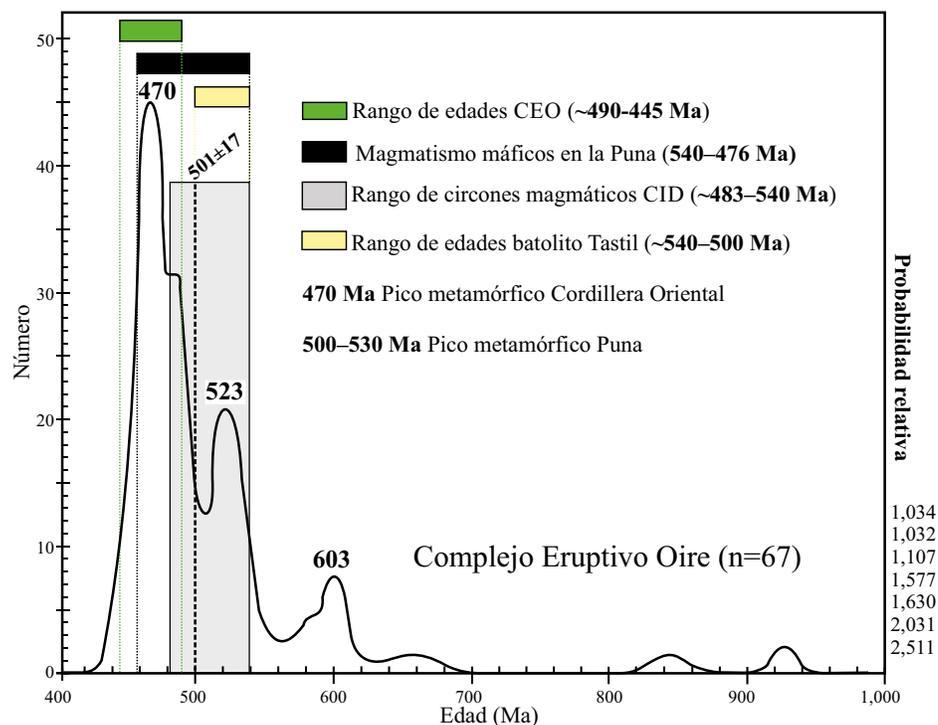


Figura 12. Densidad de probabilidad de las edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U del complejo eruptivo Oire (DeCelles et al., 2011). Se comparan con edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U de circones magmáticos del complejo intrusivo Diablillos (CID), rango de edades de cristalización del batolito de Tastil (Hongn et al., 2010 y referencias allí), complejo eruptivo Oire (CEO) y magmatismo máfico de la Puna.

equivalentes a circones del CID, edades de Tástil y rocas máficas de la Puna. A pesar que los datos analíticos de U/Pb en circones de la tonalita del CID son de difícil interpretación y solo se refieren a una solo dato (501 ± 17 Ma) y, sobre la base de características mesoscópicas diagnósticas comunes (p.ej., cuarzo azul), se considera que dicha edad es consistente con las registradas para el magmatismo silíceo-máfico de la Puna. Los procesos petrogenéticos actuantes en la génesis de magmas tipo CID, podrían ser extrapolados como un mecanismo alternativo en la generación del magmatismo famatiniano que constituye el arco magmático de la Puna oriental (CEO). Sin embargo, se requiere un mayor número de dataciones que confirmen la coetaneidad magmática entre el CID y CEO combinado con el modelado de la mezcla para aseverar fehacientemente esta hipótesis.

El magmatismo silíceo. Fuente de los magmas del CID

El origen del magmatismo silíceo ordovícico del borde oriental de la Puna y Cordillera oriental, ha sido vinculado a procesos de fusión parcial de una corteza fértil (Becchio *et al.*, 1999b; Lucassen *et al.*, 2000; Fernández *et al.*, 2008; Becchio *et al.*, 2011; Sola *et al.*, 2013). El proceso de fusión parcial habría ocurrido en un largo lapso de tiempo, acotado entre aproximadamente 530 y 440 Ma (Lork y Bahlburg, 1993; Becchio *et al.*, 1999a.; Viramonte *et al.*, 2007; Bahlburg *et al.*, 2014 entre otros) en condiciones de alta temperatura y baja a mediana presión (Lucassen *et al.*, 2000; Lucassen y Becchio, 2003). Las secuencias metasedimentarias en facies de anfibolitas y localmente en facies de

granulitas (p.ej., Lucassen *et al.*, 2011) en la zona de Hombre Muerto y quebrada de Diablillos, podrían representar las fuentes potenciales de generación continua de grandes volúmenes de magmas anatéticos durante el Paleozoico inferior (picos de 530–500 Ma y 470–420 Ma, Damm *et al.*, 1990; Lucassen *et al.*, 2000; Lucassen *et al.*, 2011). Los magmas anatéticos generados en estas condiciones, representarían los miembros peraluminosos más evolucionados del CID y el magmatismo asociado al CEO. Las edades de circones heredados en las facies híbridas del CID (>550 Ma, Tabla 2) y CEO (Figura 12), soporta esta idea. Por otro lado, la anatexis masiva de corteza media-inferior necesaria para la construcción de batolitos peraluminosos (CEO), requiere un aporte de calor (anomalía térmica, Lucassen *et al.*, 2000) que actúe en grandes regiones con secuencias metasedimentarias fértiles. En la zona el Valle Fértil, este escenario es claramente visible donde grandes volúmenes de magmas derivados del manto (p.ej., Otamendi *et al.*, 2012) intrusionan una corteza mixta. El aporte continuo de magmas máficos promueven la fusión parcial y participan en los procesos de diferenciación magmática (mezcla), generando magmas principalmente de composición intermedia. Sin embargo, los datos (propios y de la bibliografía) del magmatismo paleozoico inferior del borde oriental de la Puna Austral y Cordillera Oriental, indican que los magmas derivados de la corteza, en términos isotópicos, poseen escasa participación de materiales juveniles (p.ej., Viramonte *et al.* 2007). En este sentido, los magmas intermedios con evidencias de mezcla de magmas (relaciones de campo y petrográficos) del CID bien podrían representar el nexo entre los

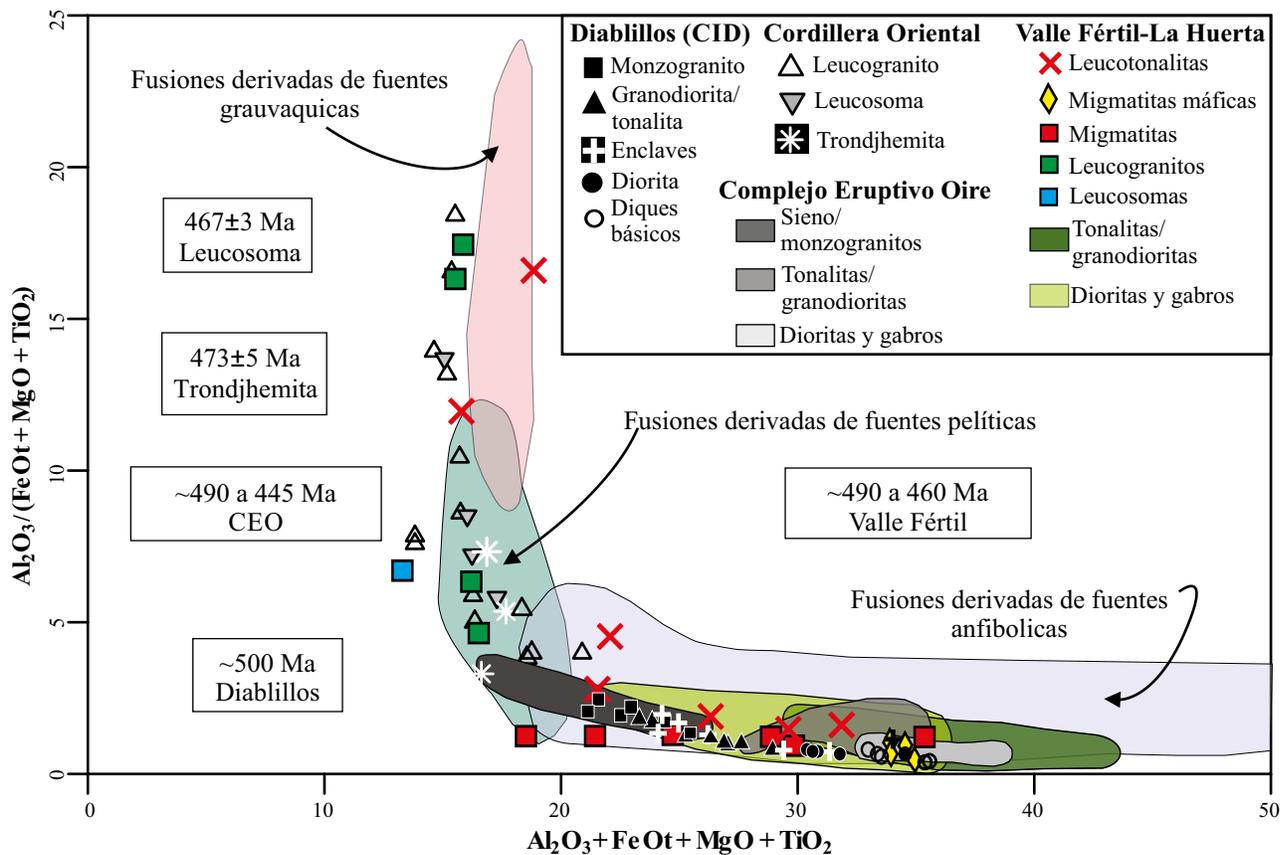


Figura 13. Diagrama composicional de fundidos experimentales derivados a partir de anfibolitas, grauvacas y pelitas construido a partir de datos experimentales recopilados por Patiño Douce (1999). Se grafican las composiciones del complejo intrusivo Diablillos (CID) en comparación con rocas ígneas de distintas localidades y sus respectivas edades. El CID se compara con granitoides, vulcanitas y rocas básicas del borde oriental de la Puna (CEO); leucogranitos, trondjhemitas y leucosomas de Cordillera Oriental; rocas del complejo ígneo y metamórfico de Valle Fértil. Las composiciones de las rocas del CID, CEO y rocas de origen cortical del Cordillera Oriental definen un arreglo hiperbólico continuo. Fuente de los datos en la Figura 9.

granitoides y rocas máficas del CEO (Figuras 9 y 13). Las afinidades geoquímicas del CID con el CEO (Figura 9) permiten postular a la mezcla de magmas como uno de los mecanismos de diferenciación en el sistema magmático ordovícico, al menos en el borde oriental de la Puna Austral. Por otro lado, el escaso registro de magmas básicos en la Puna, en comparación al Valle Fértil estaría relacionado a distintos niveles estructurales en los que se encuentran.

En cuanto a las rocas dioríticas del CID, Becchio *et al.* (2011) proponen un origen por fusión parcial de un protolito rico en anfíbol y plagioclasa en presencia de agua (Patiño Douce, 1999, Figura 13). Alternativamente, Otamendi *et al.* (2009, 2010, 2012) demostraron que los magmas intermedios de la sierra de Valle Fértil, resultan de la mezcla de fundidos a partir de protolitos metasedimentarios (leucosomas), máficos (leucotonalitas) y magmas básicos juveniles hidratados. Estos procesos tuvieron lugar en las raíces del orógeno famatiniano en condiciones de alta temperatura y presión media (805 ± 35 °C y 5.2 a 7.1 Kbars, Tibaldi *et al.*, 2009).

A partir del análisis de la geoquímica, de las edades y relaciones de campo de las distintas rocas del CID, Valle Fértil, del magmatismo silíceo del borde oriental de la Puna (leucogranitos, vulcanitas y granitoides del CEO), de los fundidos anatócticos de Cordillera Oriental en comparación con una compilación de datos de fundidos experimentales derivados de distintas fuentes de Patiño Douce (1999) (Figura 13), se observa que: (1) las distintas facies del CID y CEO corresponden al campo de magmas derivados de fuentes anfíbolíticas; (2) los leucogranitos, trondjhemitas y leucosomas de Cordillera Oriental y Valle Fértil grafican en los campos de fundidos derivados de grauvacas y pelitas; (3) los fundidos *in-situ* (leucotonalitas) derivados a partir de migmatitas máficas se corresponden con el campo de magmas deriva-

dos de fuentes anfíbolíticas; (4) se observa una tendencia de las rocas graníticas e intermedias del CID, CEO y del Valle Fértil hacia el campo de fusiones derivadas de fuentes grauváquicas. El arreglo hiperbólico continuo entre las composiciones del CID, CEO, Valle Fértil y fundidos corticales de Cordillera Oriental, es consistente con procesos de mezcla de componentes corticales y máfico juveniles. Estas observaciones, basadas principalmente en las composiciones geoquímicas, están de acuerdo con lo planteado por otros investigadores (Viramonte *et al.*, 2007, Otamendi *et al.*, 2010).

Evolución cotéctica vs. no-cotéctica

La Figura 14 representa un diagrama pseudoternario (Castro, 2013) F–An–Or (F=FeO+MgO+MnO; An=anortita; Or=ortoclasa) basado en datos experimentales que permite identificar líneas de evolución cotécticas (de baja y alta presión) y no-cotécticas que definen las series de rocas calco-alcalinas. Las tendencias lineales cotécticas de evolución de las magmas, representan puntos en los que una masa fundida está en equilibrio químico y termodinámico con un conjunto particular de minerales. Si los magmas son producidos por el fraccionamiento desde un magma máfico parental, seguirá patrones cotécticos. Las tendencias que se producen por arrastre y asimilación de material restítico variable de la fuente o cualquier otro tipo de separación mecánica de líquidos y cristales, producirá patrones no cotécticos en el diagrama F–An–Or (Castro, 2013). La tendencia de la serie de Valle Fértil, es similar a la tendencia cotéctica de baja presión, típicas de batolitos calco-alcalinos cordilleranos de margen continental activo (Castro, 2013, Castro *et al.*, 2014) con un leve patrón de asimilación (A=asimilación en Figura 14) en composiciones intermedias. El CID, en términos composicionales, define un patrón no-cotéctico con miembros graníticos tendientes

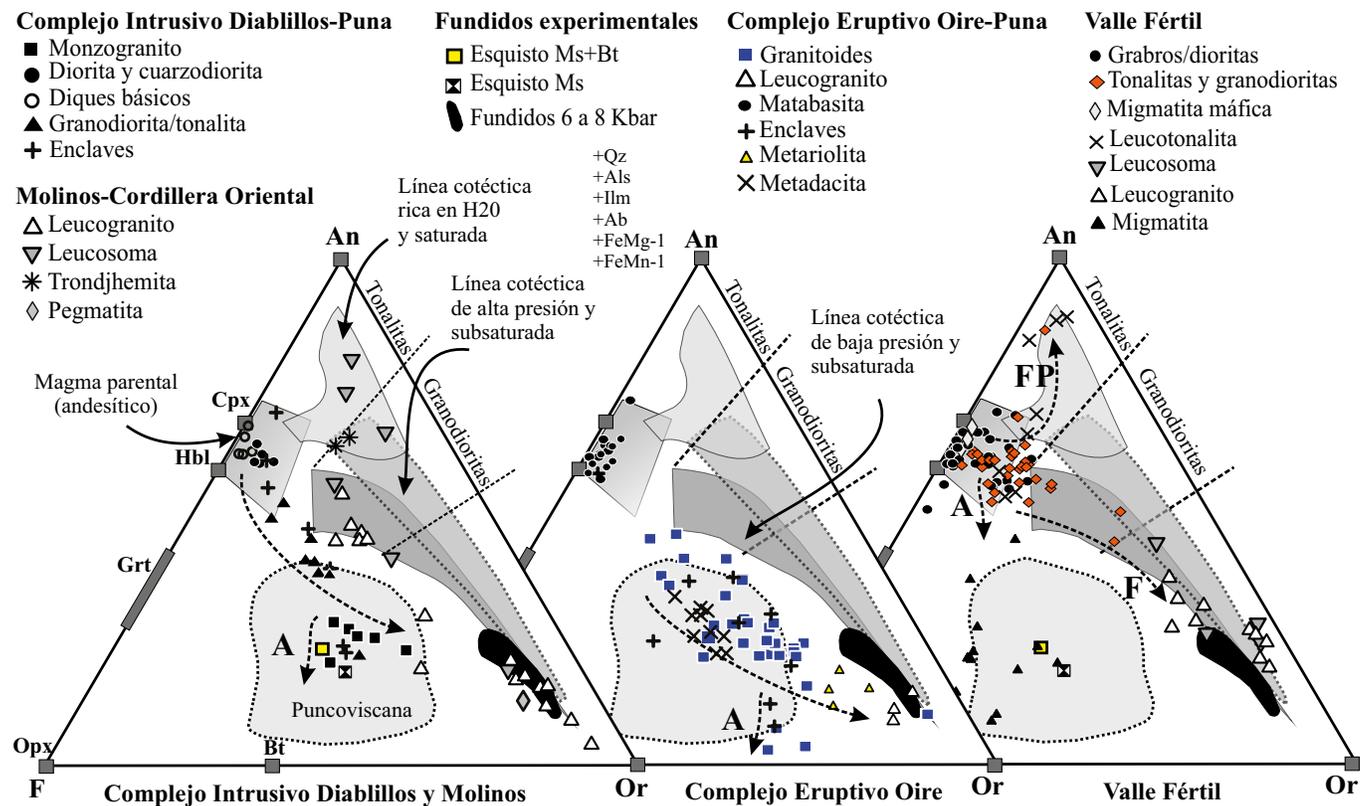


Figura 14. Proyecciones en el diagrama F–An–Or de líneas cotécticas experimentales propuesto por Castro (2013) del complejo intrusivo Diablillos, Cordillera Oriental, fundidos experimentales a partir de fuentes corticales, complejo eruptivo Oire y batolito de Valle Fértil. Fuente de los datos en la Figura 9.

hacia el dominio de leucosomas de Cordillera Oriental y fundidos experimentales (vértice Or). Un grupo menor de granitoides definen patrones de asimilación de roca de caja (A). Las rocas del CEO muestra un patrón continuo desde granodioritas a leucogranitos (Or), sin embargo, se observa una discontinuidad marcada en la zona que definen los términos intermedios entre las facies máficas con magmas más evolucionados. Es necesario destacar que las rocas del CID y CEO, en su conjunto, definen un patrón continuo no-cotético marcado desde dioritas hasta leucogranitos. La tendencia definida por estos complejos se solapan con el campo composicional de la Formación Puncoviscana con una leve tendencia de los magmas silíceos hacia el vértice F debido a los altos contenidos en FeOt+MgO. Una posible explicación para este patrón estaría relacionada con la asimilación de rocas de caja (p.ej., Clemens y Stevens, 2012) o bien por procesos mezcla de magmas. La asimilación de roca de caja no se sustenta con las observaciones de campo, sin embargo, es probable que hayan experimentado asimilación durante el ascenso de los magmas a niveles superiores (p.ej., Beard *et al.*, 2005). El CID ofrece excelentes afloramientos donde se observa que el mecanismo principal de diferenciación magmática de la serie diorita-monzogranito fue por mezcla de magmas entre miembros máficos juveniles y componentes graníticos. Los magmas más evolucionados del CID y CEO tienen altos contenidos de FeOt, MgO, y CaO comparados con leucogranitos (Sola *et al.*, 2013) de Cordillera Oriental (Figuras 9c y 13) y fundidos experimentales a partir de materiales de composición similar a la Formación Puncoviscana (Patiño Douce y Harris, 1998; 6–8 Kbars). Por otro lado, los fundidos generados a partir de fusión de migmatitas máficas de Valle Fértil están empobrecidos en K₂O (leucotonalita). Estas características geoquímicas particulares de las rocas del CID y CEO, excluiría un origen simple por fusión parcial o cristalización fraccionada (sistema cerrado) a partir de un magma parental (Figura 14).

Las altas proporciones modales de plagioclasa en los miembros intermedios (tonalitas/granodioritas con CaO >3%), sumado al elevado contenidos de K₂O–MgO–FeOt en monzogranitos (Tabla 1) y abundantes texturas indicativas de mezcla de magmas (plagioclasa manteada en las dioritas-tonalitas y zonadas en granodioritas-monzogranitos), sugieren un sistema abierto en donde la simple cristalización fraccionada no podría generar todo el espectro de rocas del CID. De este modo y basados principalmente en las relaciones de campo, una evolución por procesos de cristalización fraccionada temprana combinado con mezcla de magmas, pareciera ser el escenario más adecuado al menos para el CID. Sin embargo, no se descarta que el CID sea producto de una evolución compleja y multi-estadio de procesos de mezcla de magmas, asimilación y cristalización fraccionada.

Evidencias de procesos de mezcla de magma y emplazamiento múltiple

La ocurrencia de enclaves (EMM y de composición intermedia) y diques básicos disruptados incorporados como glóbulos de magma de forma redondeadas, elipsoidales y en algunos casos muy irregulares en las distintas facies del CID, claramente indican procesos de mezcla de magmas (*mingling*) como uno de los principales procesos de diferenciación magmática (Becchio *et al.*, 2011). El tamaño de grano homogéneo de los EMM sugiere un rápido equilibrio térmico con el hospedante. Sin embargo, el desarrollo de bordes enriquecidos en biotita observados en muchos de los cuerpos de diorita desmembrados, indican condiciones de desequilibrio químico sin transferencia mecánica importante de materiales. La concentración de biotitas en el contacto de dioritas-hospedante es el resultado de la rápida caída en temperatura y difusión de K, Si, Al, Rb y H₂O desde el hospedante hacia el EMM y Ca, Fe, Mg, Sr, Cr, Ni y V desde el EMM hacia el

hospedante (Eberz y Nicholls, 1990). Este proceso es interpretado como una combinación de cristalización fraccionada *in situ* de glóbulos aislados de magma, transferencia de masa por la difusión química e intercambio metasomático (p.ej., Eberz y Nicholls, 1988) en condiciones de subsólido de los magmas. Además, la interacción de los EMM con el magma hospedante puede inducir un intercambio físico-químico local (Barbarin y Didier, 1992; Pesquera y Pons, 1989) de materiales y en consecuencia producir una zona híbrida (EMM zonados, Figura 5). La asociación de xenocristales félsicos (fenocristales de plagioclasa zonada, cuarzo, feldespato potásico, Figura 6f) en una matriz máfica fina compuesta por anfíbol, plagioclasa cálcica y biotita en la zona híbrida del EMM, resultan del mecanismo antes mencionado durante el proceso de mezcla (*mixing* local o limitado, p.ej., Barbarin y Didier, 1992; Farner *et al.*, 2014). Los xenocristales actúan como nuevos núcleos de crecimiento mineral o pueden comportarse como minerales estables en un nuevo magma híbrido (Vernon, 1983, 1984). La transferencia de masa entre los magmas involucrados en la mezcla, conlleva a la generación de una gran variedad de texturas típicas (Barbarin, 1990; Hibbard, 1991) tales como plagioclasa manteada con hornblenda, esponjosa, en tamiz y parcialmente asimiladas, cuarzo *ocelli* en los EMM y plagioclasa zonadas, hornblenda parcialmente reemplazadas por biotita, texturas rapakivi, apatitas aciculares y asimilación parcial de los feldespatos potásicos en la fase híbrida (granodioritas y tonalitas) e inclusive en los miembros extremos del CID (p.ej., cuarzo *ocelli* en dioritas).

En las distintas facies del CID se destaca la presencia de cuerpos desmembrados de dioritas interpretados como diques sin-magmáticos que intrusionan una cámara magmática constituida por las facies de tonalitas-granodioritas y monzogranitos. El contacto de los diques sinmagmáticos y de los EMM con el hospedante es del tipo lobulado neto a transicional. El contacto neto estaría indicando diferencias reológicas marcadas entre los magmas actuantes, mientras que los transicionales experimentaron asimilación e hibridación parcial. La variedad de contactos de EMM-hospedante, sumado a los contactos intrusivos entre las facies del CID y de acuerdo con las evidencias petrográficas y geoquímicas, los magmas máficos (diorita) habrían intrusionado a magmas de composición intermedia-félsica en forma multi-episódica continua y a niveles estructurales diferentes (EMM parcialmente hibridizados y a cuarzo *ocelli*) durante la evolución magmática del CID. En este esquema evolutivo, se considera a las facies de tonalitas y granodioritas como magmas híbridos (*mixing*) con mezcla en distintas proporciones, en términos volumétricos, de los *end-members* (dioritas-monzogranitos). Los procesos de que originaron la facies híbrida y sus EMM parcialmente hibridizados (Poli y Tommasini, 1991), no tuvieron lugar a niveles corticales de emplazamiento (rocas metamórficas de bajo a mediano grado). De hecho, los procesos de *mixing* y de asimilación de EMM por el hospedante se ven favorecidos bajo condiciones de corteza inferior (ver Beard *et al.*, 2005), tal como los descritos por Otamendi *et al.* (2009) en el ámbito del magmatismo Famatiniano de Valle Fértil-La Huerta. Una vez intrusionada la facies híbrida e instaurada una cámara magmática en niveles superiores de la corteza (enfriamientos rápido evidenciada por la textura fina y apatitas aciculares), probablemente estos magmas experimentaron procesos de cristalización fraccionada (Mezcla y Cristalización Fraccionada, MFC de Christofides *et al.*, 2007), evidenciada principalmente por las relaciones texturales observadas en tonalitas (p.ej., plagioclasa y biotita euhedral con cuarzo intersticial, Figura 8d). En una etapa posterior, se produce el ascenso e intrusión de un pulso de magmas de composición monzogranítica (facies de monzogranitos biotíticos) con EMM y enclaves de tonalitas-granodioritas. El contacto con los enclaves (EMM y de tonalitas-granodioritas) con el hospedante monzogranítico varía desde transicional a neto. En los contactos transicionales se observa

una transferencia mecánica de cristales desde el hospedante hacia los enclaves indicando la contemporaneidad de los magmas actuantes. Es probable que hayan actuado procesos de disolución parcial de los EMM durante el ascenso del magma monzogranítico (García-Moreno et al., 2006).

En la cámara magmática ya establecida en niveles medios de la corteza, intrusionan pulsos de magmas máficos como diques desmembrados y como cuerpos globosos cartografiados (Figura 2), en relación de mezcla del tipo *mingling* con el hospedante. Los cuerpos desmembrados representarían diques sin-magmáticos emplazados en las distintas facies de CID y las variaciones del tipo de contacto indican múltiples pulsos en distintos estadios de cristalización. Finalmente, las pegmatitas representan la última etapa de la evolución magmática del CID e intrusionan indistintamente a granitoides y cuerpos básicos desmembrados. Finalmente, un nuevo pulso de magma máfico intrusiona como diques de rumbo NE-SO en un estadio ya cristalizado del CID. Los diques están emplazados en monzogranitos y rocas metamórficas de mediano grado en el borde occidental de la sierra de Inca Viejo.

CONCLUSIONES

Se define el complejo intrusivo Diablillos (CID) compuesto por facies de diques básicos, dioritas anfibólicas, tonalitas y granodioritas biotíticas y finalmente monzogranitos biotíticos. La edad tentativa de cristalización de una muestra de roca híbrida (tonalita) es de 501 ± 17 Ma. Probablemente, la edad obtenida para el magmatismo correspondería a una edad máxima, ya que, si se descartara la influencia de los datos correspondientes a los núcleos heredados, podría resultar de edad más joven. Las evidencias de campo y petrográficas tales como presencia de enclaves microgranulares máficos (EMM), diques sin-magmáticos desmembrados, xenocristales (feldespato potásico redondeado, cuarzo ocelli, plagioclasa manteada entre otros) en las distintas facies del CID indican interacción entre magmas de composición geoquímica contrastadas del tipo *mixing*. La facies de tonalita y granodiorita representan fases híbridas (*mixing*). Por otro lado, la presencia de cuerpos dioríticos desmembrados (diques sin-magmáticos) en las fases híbridas, sugieren una continuidad en el proceso de *mingling*. El proceso de hibridación no ocurrió en el nivel de emplazamiento final, probablemente tuvo lugar en niveles inferiores de la corteza mientras que el *mingling* ocurre en una cámara magmática ya establecida debido a pulsos constantes de magma básico. La presencia de texturas de mezcla (cuarzo ocelli, plagioclasa manteada, xenocristales de feldespato potásico) en muestras de diorita y monzogranito (plagioclasa zonada), indican que los magmas extremos del CID ya estaban contaminados. El magmatismo del CID podría derivar de una fuente mixta, donde los magmas de origen corticales interactúan y contaminan a magmas máficos juveniles.

El CID es producto de una evolución compleja multi-episódica en un sistema abierto en donde actúan principalmente procesos de mezcla de magmas, acompañados probablemente por cristalización fraccionada y asimilación de roca de caja.

De acuerdo con las edades y afinidades geoquímicas del CID y CEO (p.ej., en conjunto definen líneas de evolución no-cotéticas), se propone al proceso de mezcla de magmas como mecanismo de diferenciación magmática para el magmatismo Paleozoico inferior del borde oriental de la Puna. Este mecanismo es extrapolable a una extensa región en donde ocurre la faja magmática de la Puna oriental por más de 600 km en sentido norte-sur. Los niveles de emplazamiento de estos magmas tienen lugar en niveles medios a superiores de la corteza en comparación al magmatismo de Valle Fértil.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los Drs. Peter Schaaf y Alina Tibaldi cuyos comentarios, sugerencias y revisiones realizadas mejoraron sustancialmente la versión preliminar del manuscrito. Los autores quieren agradecer al CONICET, proyecto PIP 6103-CONICET, Programa N° 1978/0 CIUNSA-UNSA por el financiamiento en las tareas de campo y análisis geoquímicos a la empresa Rodinia Lithium, Silver Standard por brindar hospedaje y ayuda en las tareas de campo. Al Dr. Marcelo Arnosio (Universidad Nacional de Salta) por trabajos de campo en forma conjunta. Al Dr. Marcio Pimentel y Laboratorio Isotopía y Geocronología (Universidad do Rio Grande do Sul) por los análisis geocronológicos. Al Geól. Ricardo Pereyra y Alejandro Nieva por su asistencia en los trabajos de laboratorio.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F., Toselli, A., González, O., 1976, Geología de la región comprendida entre el Salar de Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31, 127-136.
- Bahlburg, H., 1990, The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: geodynamic evolution from back-arc to foreland basin: Geotektonische, Forschungen, 75, 1-107.
- Bahlburg, H., Hervé, F., 1997, Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile: Geological Society of America Bulletin, 109(7), 869-884.
- Bahlburg, H., Berndt, J., Gerdes, A., 2014, The ages of the Faja Eruptiva de la Puna Oriental northwestern Argentina (resumen) en Actas del XIX Congreso Geológico Argentino (en CD), Córdoba: Asociación Geológica Argentina, S21-S24.
- Barbarin, B., 1990, Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California: Journal of Geophysical Research, 95, 17747-17756
- Barbarin, B. 2005, Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts: Lithos, 80(1), 155-177.
- Barbarin, B., Didier, J. 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83(1-2), 145-153.
- Beard, J.S., Ragland, P.C., Crawford, M.L., 2005, Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas: Geology 33, 681-684.
- Becchio, R. 2000, Petrología y geoquímica del basamento del borde oriental de la Puna Austral: Salta, Argentina, Universidad Nacional de Salta, tesis doctoral, 183 pp.
- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y Wemmer, K. 1999a, El basamento Paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27° S) metamorfismo y geocronología, en Bonorino, G.G., Omarini, R., Viramonte, J. (eds.), Geología del noroeste Argentino: Salta, XIV Congreso Geológico Argentino, 1, 58-72.
- Becchio, R., Lucassen, F., Kaseman, S., Franz, G.; y Viramonte, J., 1999b, Geoquímica y sistemática isotópica de rocas metamórficas del Paleozoico inferior: noroeste de Argentina y norte de Chile (21°-27° S), en Colombo, F., Queralt, I., y Petrinovic, I., (eds.), Geología de los Andes centrales meridionales: el noroeste Argentino: Barcelona, Acta Geológica Hispánica, 34, 273-299.
- Becchio R., Sola A., Suzaño N., Pimentel M., 2011, Recycled crustal material as a source of magma and crust homogenization during the Paleozoic, South Eastern Puna and Eastern Cordillera, NW Argentina (resumen) en Abstract 22nd Latin American Colloquium, Heidelberg: Germany Research Foundation, p. 16.
- Blasco, G., Zappettini, E.O., Hongn, F., 1996, Hoja Geológica 2566-1, escala 1:250,000: San Antonio de los Cobres: Buenos Aires, Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 110, 126 pp.
- Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 1992, Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids

- of the Adamello Massif, Italy: *Journal of Petrology*, 33(5), 1039-1104.
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., y Dantas, E.L., 2009, High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IC-MS): *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(1), 1-16.
- Castro, A., 2013, Tonalite-granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis: *Earth-Science Reviews*, 124, 68-95.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., De la Rosa, J.D., 1990, Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain: *Geological Journal*, 25(3-4), 391-404.
- Castro, A., Jesds, D., De la Rosa, J.D., Stephens, W.E., 1991, Magma mixing in the subvolcanic environment: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 9-26.
- Castro, A., Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., 2014, Fractionation and incipient self-granulitization during deep-crust emplacement of Lower Ordovician Valle Fértil batholith at the Gondwana active margin of South America: *Gondwana Research*, 25(2), 685-706.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., Wyborn, D., 1987, The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: *Journal of Petrology*, 28(6), 1111-1138.
- Chen Y.D., Price R.C., White A.J.R., Chappell B.W. 1989. Inclusions in three S-type granites from southeastern Australia: *Journal Petrology*, 30, 1181-1218.
- Christofides, G., Perugini, D., Koroneos, A., Soldatos, T., Poli, G., Eleftheriadis, G., Neiva, A.M., 2007, Interplay between geochemistry and magma dynamics during magma interaction: An example from the Sithonia Plutonic Complex (NE Greece): *Lithos* 95(3), 243-266.
- Cisterna, C.E., Medina M.E., y Fernández Turiel J.L., 2004, Evidencias de fraccionamiento y mezcla de magmas en el Complejo intrusivo La Angostura, Sistema de Famatina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (1), 45-56.
- Clemens, J.D., Stevens, G., 2012, What controls chemical variation in granitic magmas?: *Lithos*, 134, 317-329.
- Coira, B., Kay S.M., Perez, B., Woll, B., Hanning, M., Flores, P., 1999, Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile: *Geological Society of America Special Paper*, 336, 145-170.
- Coira, B., Kirschbaum, A., Hongn, F., Pérez, B., Menegatti, N., 2009a, Basic magmatism in northeastern Puna, Argentina: Chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc: *Journal of South American Earth Sciences*, 28(4), 374-382.
- Coira, B., Koukharsky M., Ribeiro Guevara, S., Cisterna, C.E., 2009b, Puna (Argentina) and northern Chile Ordovician basic magmatism: A contribution to the tectonic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, 27, 24-35.
- Damm, K.W., Pichowiak, S., Harmon, R.S., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R., Niemeyer, H., 1990, Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; the basement revisited: *Geological Society of America Special Papers*, 241, 101-126.
- Damm, K.W., Harmon, R.S., Kelley, S., 1994, Some isotope and geochemical constraints on the origin and evolution of the Central Andean basement (19°-24°S), *en* Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger P.J. (eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes: Heidelberg, Springer*, 263-275.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73(03), 135-149.
- DeCelles, P.G., Carrapa, B., Horton, B.K., Gehrels, G.E., 2011, Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation: *Tectonics*, 30(6).
- De Paolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- Didier, J. 1973. Granites and their enclaves: the bearing of enclaves on the origin of granites: Amsterdam, Elsevier, 393 pp.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991, Conmingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks, *en* Enclaves and Granite Petrology: Amsterdam: Elsevier: 393-402.
- Do Campo, M., Guevara, S. R., 2005, Provenance analysis and tectonic setting of late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 19(2), 143-153.
- Domínguez, F., Becchio, R., Viramonte, J.G., Martino, R., Pimentel, M., 2006, El basamento ígneo-metamórfico del borde occidental del salar Centenario: Petrografía y estructura. Puna Austral. Salta. Avances en microtectónica y geología estructural: Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicaciones especiales, 9, 161-168.
- Elburg M. A., 1996, U-Pb ages and morphologies of zircon in microgranitoid enclaves and peraluminous host granite: evidence for magma mingling: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 177-189
- Eberz, G.W., Nicholls, I.A., 1988, Microgranitoid enclaves from the Swifts Creek Pluton SE-Australia: textural and physical constraints on the nature of magma mingling processes in the plutonic environment: *Geologische Rundschau*, 77(3), 713-736.
- Eberz, G.W., Nicholls, I.A., 1990, Chemical modification of enclave magma by post-emplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 47-55.
- Eichelberger, J.C., 1980, Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs: *Nature*, 288, 446-450.
- Farner, M.J., Lee, C.T.A., Putirka, K.D., 2014, Mafic-felsic magma mixing limited by reactive processes: A case study of biotite-rich rinds on mafic enclaves: *Earth and Planetary Science Letters*, 393, 49-59.
- Fernández, C., Becchio, R., Castro, A., Viramonte, J.M., Moreno-Ventas, I., Corretgé, L.G., 2008, Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation: *Gondwana Research*, 14(3), 451-473.
- Fourcade, S., Allegre, C.J., 1981, Trace elements behavior in granite genesis: A case study The calc-alkaline plutonic association from the Queriguit complex (Pyrénées, France): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76(2), 177-195.
- García-Moreno, O., Castro, A., Corretgé, L.G., El-Hmidi, H., 2006, Dissolution of tonalitic enclaves in ascending hydrous granitic magmas: an experimental study: *Lithos*, 89, 245-258.
- Gray, C.M., 1984, An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia: *Earth and Planetary Science Letters*, 70(1), 47-60.
- Grissom, G.C., Debari, S.M., Snee, L.W., 1998, Geology of the Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina: implications for Early Palaeozoic Andean tectonics: *Geological Society, London, Special Publications*, 142(1), 297-323.
- Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R.H., Pimentel, M.M., 2011, Combined U-Pb and Lu-Hf isotope data on turbidites of the Paleozoic basement of NW Argentina and petrology of associated igneous rocks: Implications for the tectonic evolution of western Gondwana between 560 and 460 Ma: *Gondwana Research*, 19(1), 100-127.
- Hibbard, M.J., 1991, Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems: Enclaves and granite petrology: Amsterdam, Elsevier, 431-444.
- Hongn, F.D., 1992, Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna: Salta, Argentina, Universidad Nacional de Salta, tesis doctoral, 228 pp.
- Hongn, F.D., Mon, R., 1999, La deformación ordovícica en el borde oriental de la Puna, *en* González Bonorino, G., Omarini, R., Viramonte, J.G., (eds.), *Geología del noroeste argentino*: Salta, Argentina, XIV Congreso Geológico Argentino, 1, 212-216.
- Hong F.D., Seggiaro, R.E., 2001, Hoja Geológica 2566-III., Cachi, 1:250.000: Buenos Aires, Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, 1 mapa.
- Hongn, F., Riller, U., 2007, Tectonic Evolution of the Western Margin of Gondwana Inferred from Syntectonic Emplacement of Paleozoic Granitoid Plutons in Northwest Argentina: *Journal of Geology*, 115, 163-180.
- Hongn, F., Tubia, J.M., Aranguren, A., Vegas, N., Mon, R., Dunning, G., 2010, Magmatism coeval with lower Paleozoic shelf basins in NW-Argentina (Tastil batholith): Constraints on current stratigraphic and tectonic interpretations: *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 289-305.
- Insel, N., Grove, M., Haschke, M., Barnes, J.B., Schmitt, A. K., Strecker, M.R., 2012, Paleozoic to early Cenozoic cooling and exhumation of the basement underlying the eastern Puna plateau margin prior to plateau growth: *Tectonics*, 31(6).
- Irvine, T., Baragar, W., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5),

- 523-548.
- Kirschbaum, A., Hongn, F.D., Menegatti, N., 2006, The Cobres Plutonic Complex, eastern Puna (NW Argentina): petrological and structural constraints for Lower Paleozoic magmatism: *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 252-266.
- Kleine, T., Mezger, K., Zimmermann, U., Münker, C., y Bahlburg, H., 2004, Crustal Evolution along the Early Ordovician Proto-Andean Margin of Gondwana: Trace Element and Isotope Evidence from the Complejo Igneo Pocitos (Northwest Argentina): *The Journal of geology*, 112(5), 503-520.
- LeMaitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, S., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Lork, A., Bahlburg, H., 1993, Precise U–Pb ages of monazite from the Faja Eruptiva the Puna Oriental and the Cordillera Oriental, NW Argentina (resumen), *en* *Actas del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza: Asociación Geológica Argentina, 4, 1-6.
- Lucassen, F., Becchio, R., 2003, Timing of highgrade metamorphism: Early Palaeozoic U–Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26–29°S): *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 649-662.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H.G., Franz, G., Thirlwall, M.F., Viramonte, J., Wemmer, K., 2000, Proterozoic–Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18–26 S)—a mobile belt of the South American craton: *Journal of South American Earth Sciences*, 13(8), 697-715.
- Lucassen, F., Becchio, R., Franz, G., 2011, The Early Palaeozoic high-grade metamorphism at the active continental margin of West Gondwana in the Andes (NW Argentina/N Chile): *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3), 445-463.
- Méndez, B., Navarini, A., Plaza, D., Viera, O., 1973, Faja Eruptiva de la Puna Oriental (resumen), *en* *V Congreso Geológico Argentino*: Carlos Paz, Córdoba, Argentina, Actas, 4, 89-100.
- Ludwig, K.R., 2003, User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 74 pp.
- Ludwig, K.R., Mundil, R., 2002, Extracting reliable U–Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(15), p. A463.
- Mon, R., Hongn F., 1996, Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1), 1-10.
- Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Tibaldi, A.M., Bergantz, G.W., Jesús, D., Vujovich, G.I., 2009, Generation of tonalitic and dioritic magmas by coupled partial melting of gabbroic and metasedimentary rocks within the deep crust of the Famatinian magmatic arc, Argentina: *Journal of Petrology*, 50(5), 841-873.
- Otamendi, J.E., Pinotti, L.P., Basei, M.A.S., 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 Sciences*, 30(1), 29-45.
- Otamendi, J.E., Ducea, M.N., 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(4), 761-800.
- Patíño Douce, A.E., 1999, What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?, *en* Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*: Special Publication, Geological Society of London, 168: 55-75.
- Patíño Douce, A.E., Harris, N., 1998, Experimental constraints on Himalayan anatexis: *Journal of Petrology*, 39(4), 689-710.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Pesquera, A., Pons, J., 1989, Field evidence of magma mixing in the Aya granitic massif (Basque Pyrenees, Spain): *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*, 10, 441-454.
- Poli, G.E., Tommasini, S., 1991, Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoides: *Journal of Petrology*, 32(3), 657-666.
- Poma, S., Quenardelle, S., Litvak, V., Maisonnave, E.B., Koukharsky, M., 2004, The Sierra de Macon, plutonic expression of the Ordovician magmatic arc, Salta Province Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 16(7), 587-597.
- Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A., Clavero, J., 2000, Hoja Geológica 2769-II, Paso de San Francisco, 1:250,000: Buenos Aires, Programa Nacional de Cartas Geológicas, Servicio Geológico Minero Argentino, 1 Mapa.
- Seifert, W., Rhede, D., Thomas, R., Förster, H. J., Lucassen, F., Dulski, P., Wirth, R., 2011, Distinctive properties of rock-forming blue quartz: inferences from a multi-analytical study of submicron mineral inclusions: *Mineralogical Magazine*, 75(4), 2519-2534.
- Shand, S.J., 1943, *The Eruptive Rocks*: New York, John Wiley, 2nd ed., 444 pp.
- Sola, A.M., Becchio, R.A., Pimentel, M.M., 2013, Petrogenesis of migmatites and leucogranites from Sierra de Molinos, Salta, Northwest Argentina: A petrologic and geochemical study: *Lithos*, 177, 470-491.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.
- Tibaldi, A., Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Vujovich, G.I., Martino, R., 2009, Condiciones físicas de formación de gabros y migmatitas derivadas de rocas máficas en el centro de la Sierra de Valle Fértil, San Juan: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(3), 487-503.
- Vernon, R.H., 1983, Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites: *Journal and Proceedings*, New South Wales, 309, 77-103.
- Vernon, R. H. 1984, Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment: *Nature*, 309, 438-439.
- Vernon, R.H. 1990, Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence: *Journal of Geophysical Research*, 95, 17849-17859.
- Vernon, R.H., 2014, Microstructures of microgranitoid enclaves and the origin of S-type granitoides: *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(2), 227-239.
- Viramonte, J.G., Becchio, R., Coira, B., Aramayo, C., Omarini, R., García-Cacho, A. 1993, Aspectos petrológicos y geoquímicos del basamento preordovícico del borde oriental de la Puna Austral, Argentina, *en* 12° Congreso Geológico Argentino, y II Congreso exploración de hidrocarburos, Mendoza: Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, Actas, 4, 307-318,
- Viramonte, J.M., Becchio, R., Viramonte, J., Pimentel, M., Martino, R., 2007, Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U–Pb and Sm–Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 24, 167-183.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American mineralogist*, 95(1), 185.
- Zimmermann, U., 2005, Provenance studies of very low-to low-grade metasedimentary rocks of the Puncovicana complex, northwest Argentina: *Geological Society, London, Special Publications*, 246(1), 381-416.
- Zimmermann, U., Bahlburg, H., Mezger, K., Berndt, J., Kay, S.M., 2014, Origin and age of ultramafic rocks and gabbros in the southern Puna of Argentina: an alleged Ordovician suture revisited: *International Journal of Earth Sciences*, 103(4), 1023-1036.

Manuscrito recibido: Diciembre 19, 2014

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 25, 2015

Manuscrito aceptado: Septiembre 29, 2015