

Los granitos del Paleozoico inferior de la sierra de Inca Viejo, Puna Austral: aspectos texturales de la mezcla de magmas y modelo petrogenético

Alexis I. NIEVES^{1,2}, Nestor O. SUZAÑO³, Raúl A. BECCHIO^{1,2} y Agustín ORTÍZ^{1,2}

¹IBIGEO-CONICET, Salta, Argentina. Email: geoalex656@gmail.com

²Instituto GEONORTE, Universidad Nacional de Salta - Salta, Argentina..

³Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Jujuy - S.S. de Jujuy, Argentina

Editor: Mónica López de Luchi

RESUMEN

En el borde occidental de la Puna Austral, en la sierra de Inca Viejo aflora el Complejo intrusivo Diablillos el cual registra procesos de mezcla de magmas que tuvieron lugar durante el desarrollo del Arco Famatiniano. Este complejo está compuesto por dioritas, cuarzo-dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos (sieno y monzogranitos) intruidos en un basamento de grado metamórfico bajo y medio. Las tonalitas, granodioritas y monzogranitos son componentes híbridos que resultan de la mezcla (*mixing*) entre las dioritas y granitos. Además, se observan procesos de hibridación mecánicos (*mingling*). El estudio de las relaciones de campo y la petrografía de detalle evidencian sucesivos pulsos de magmas dioríticos en una cámara magmática de composición granítica, generando productos con distintos grado de cristalización e hibridación. En este contexto de cámara magmática, se desarrolla una gran diversidad de texturas que reflejan una historia evolutiva compleja desde la generación de los magmas hasta su emplazamiento y consolidación final. Así, se identificaron texturas típicas de una etapa de enfriamiento lento (ej. ocelli de cuarzo, plagioclasa manteada, feldespatos potásicos corroídos) que ocurren en la corteza baja y otro evento de enfriamiento rápido (ej. apatita acicular) que tiene lugar en la corteza media-superior. La mezcla de magmas probablemente es el proceso de diferenciación magmática dominante en la sierra de Inca Viejo. Por otro lado, la integración de los resultados obtenidos permite elaborar un modelo conceptual de mezcla de magmas compuesto de cuatro etapas que consideran la interacción entre pulsos de magma máfico y un hospedante félsico en sus diferentes estados reológicos. En este sentido, las variaciones composicionales observadas en el complejo intrusivo Diablillos podrían ser explicadas por mezcla de diferentes proporciones de magmas félsicos y máficos.

Palabras clave: *magmatismo, granitoides, hibridación; desequilibrio textural.*

ABSTRACT

The granites of the Lower Paleozoic from the sierra de Inca Viejo, Puna Austral. Textural aspects of the mixture of magmas and petrogenetic model.

The Diablillos intrusive Complex which outcrops in the Inca Viejo Range, Eastern Puna Austral, record magma mixing process, during the Famatinian Arc evolution. This complex is formed by diorites, quartz-diorites, tonalites, granodiorites and granites (syeno and monzogranites) intruding low- to medium grade metamorphic rocks. The tonalites and granodiorites facies are hybrids that resulted from mixing between diorites and granites. In some cases, mechanic hybridization (*mingling*) was distinguished. Field relationships and petrography show successive dioritic magma pulses into a magmatic chamber of granitic composition, developing products with different degrees of crystallization and hybridization. In the context of a magmatic chamber, the different magmatic textures reflect a complex evolution from the generation of magmas until their emplacement and final consolidation. In this scenario, both slow cooling magmatic textures (such as, ocelli quartz, mantled plagioclase, corroded K-feldspars) as well as rapid cooling textures (e.g. acicular apatite) developed at lower crustal levels and intermediate-upper crustal levels respectively were identified. Magma mixing is probably the dominant magmatic differentiation process in the Inca Viejo range. The integrated results, allowed us to draw a conceptual mixing model, showing the interaction between mafic and felsic magmas at different rheological stages. Therefore the compositional variations observed in the Diablillos Intrusive Complex could be explained by mixing different proportions of felsic and mafic magmas.

Keywords: *magmatism; granitoids, hybridization; textural disequilibrium.*

INTRODUCCIÓN

La mayoría de los petrólogos reconocen que el amplio rango composicional observado en muchos plutones calcoalcalinos resultan de la mezcla (*mixing y mingling*) entre magmas máficos juveniles y félsicos de origen cortical (ej., Frost y Mahood 1987, Hibbard 1991, Babarin 2005, entre otros). Por otro lado, está bien documentado que el subplacado de magmas máficos (derivados del manto) juegan un rol importante en la generación de fundidos anatéticos (ej. Otamendi *et al.* 2012, Anen y Spark 2002). El subplacado proporciona energía calórica para la anatexis cortical y la subsecuente mezcla entre los fundidos máficos y aquellos anatéticos. Frecuentemente, la mezcla de magmas se evidencia a partir de datos geoquímicos (trends lineales en diagramas harker) y/o isotópicos (Nd-Sr-Hf), pero fundamentalmente a partir de evidencias de campo (Suzaño *et al.* 2017), asociaciones minerales atípicas y pretrográficas a través de la identificación de numerosas texturas de desequilibrio generadas durante el proceso de interacción (Hibbard 1991). El estudio detallado de las texturas de desequilibrio permite inferir condiciones de presión y temperatura de su formación y elaborar una hipótesis acerca de los distintos estadios de evolución de una cámara magmática. En esta contribución se describen e interpretan una gran variedad de asociaciones de texturas de mezcla de magmas registradas en una suite de rocas ígneas (dioritas a sienogranitos) que constituyen el Complejo intrusivo Diablillos (Becchio *et al.* 2011), sierra de Inca Viejo, Puna Austral. Los granitoides del Complejo intrusivo Diablillos se caracterizan por contener abundantes enclaves de variada composición, cuerpos máficos desmembrados e intrusiones máficas de pequeño volumen. Las evidencias de campo y geoquímicas indicativas de mezcla de magmas y la geocronología han sido establecidas previamente por Becchio *et al.* (2011), Suzaño *et al.* (2015, 2017) y Ortíz *et al.* (2017). Sin embargo, las asociaciones texturales de desequilibrio están pobremente descritas y no se ha propuesto un modelo genético integrado para los granitoides que contienen enclaves de variadas composiciones. La excelente exposición de las

relaciones de campo en el Complejo intrusivo Diablillos, constituye un laboratorio de campo y la oportunidad de estudiar en forma directa el proceso de interacción entre magmas de composición contrastada. Consideramos que el estudio detallado de las texturas de desequilibrio es un elemento fundamental para reconocer, definir y analizar los mecanismos de mezcla de magmas, de modo que permita establecer un modelo genético coherente para cada facies reconocida en el Complejo intrusivo Diablillos.

De acuerdo con nuestro estudio, las características texturales y las relaciones de campo sugieren intrusión multiepisódica de magma máfico en una cámara magmática félsica con variados estadios de cristalización. El análisis de las texturas de mezcla permite identificar una etapa de enfriamiento lento y una etapa de enfriamiento rápido. Estas etapas están directamente vinculadas con un posición específica dentro de la corteza donde habría ocurrido el proceso de interacción. Por último, se elabora un modelo conceptual de mezcla de magmas para la sierra de Inca Viejo.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Complejo intrusivo Diablillos (Becchio *et al.* 2011) (Figs. 1 y 2) está situado en la sierra de Inca Viejo, entre los salares de Centenario - Ratones y Diablillos, borde oriental de la Puna Austral. En general, los antecedentes geológicos de la zona están vinculados a aspectos estratigráficos, petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de carácter regional (Viramonte *et al.* 1993, Lucassen *et al.* 1996, Becchio *et al.* 1999a, b, Hongn y Mon 1999, Mon y Hongn 1991, 1996, Hongn y Seggiaro 2001, Domínguez *et al.* 2006, Viramonte *et al.* 2007, Lucassen *et al.* 2000, Lucassen y Becchio 2003).

El Complejo intrusivo Diablillos intruye rocas de basamento de bajo a alto grado metamórfico del Neoproterozoico - Paleozoico inferior intruídas por granitoides de la faja magmática de la Puna Oriental (Fig. 1). El basamento Neoproterozoico - Cámbrico está representado por pizarras, filitas, metacuarcitas y esquistos sillimaní-

cos del Complejo Metamórfico Rio Blanco (Hongn y Seggiaro 2001) que constituyen el sector norte de la sierra de Inca Viejo. Esquistos y gneises (orto y paragneises) con intercalaciones de anfíbolitas de la Formación Pachamama (Aramayo 1986) afloran en el contrafuerte occidental de la sierra Inca Viejo. En las inmediaciones del salar del Hombre Muerto, Lucassen y Becchio (2003) determinaron una edad de metamorfismo aproximadamente 515 Ma (U/Pb en titanita, TIMS).

El basamento ordovícico está integrado por secuencias marinas de bajo a muy bajo grado, pizarras-grauvacas con intercalaciones de vulcanitas de la Formación Falda Ciénaga (Llanvirniano - Llandeiliiano, Aceñolaza *et al.* 1976) aflorantes en el borde occidental del Filo de Copalayo y borde oriental del salar Centenario. En Copalayo, en contacto tectónico (Mon y Hongn 1996) se apoyan unidades metamórficas de mediano a alto grado compuestas por micaesquistos, ortogneises granítico-granodiorítico-tonalíticos con edad de cristalización de 467±10 Ma (U/Pb en circones, ICP-MS, Domínguez *et al.* 2006) y en menor medida migmatitas, esquistos con granate-estaurolita y anfíbolitas. En el borde oriental del salar Centenario afloran unidades ordovícicas volcansedimentarias, filitas, metarenitas y micaesquistos con metamorfismo de bajo a mediano grado intercalados con metariolitas, metadacitas (485 y 472 Ma, U-Pb en circon, ICP-MS, Viramonte *et al.* 2007) y metabasaltos con εNd entre +2,3 y +2,5 (magmatismo bimodal, Becchio *et al.* 1999a).

El basamento Neoproterozoico - Cámbrico y Ordovícico es intruido por voluminosos granitos y granodioritas (Complejo Eruptivo Oire) con edades de emplazamiento entre 462 y 520 Ma (U/Pb en circones, ICP-MS, Viramonte *et al.* 2007, Insel *et al.* 2012, Ortíz *et al.* 2017, entre otros) que constituyen la faja magmática de la Puna Oriental. De acuerdo a los datos geoquímicos y composiciones isotópicas Sm-Nd de vulcanitas y plutonitas, Viramonte *et al.* (2007) y Becchio *et al.* (1999a) sugieren un origen común para granitos y vulcanitas y proponen que los magmas derivan del reciclaje de corteza continental (Meso-Paleoproterozoica) con poca participación de materiales juveniles, aunque nuevos

aportes (ej. Suzaño *et al.* 2017) sugieren que una parte del magmatismo se habría generado por mezcla entre magmas graníticos anatócticos y basálticos juveniles.

METODOLOGÍA

Se realizaron trabajos de recolección de datos estructurales y toma de muestras (55) de las distintas unidades ígneas máficas, félsicas y productos intermedios (granodioritas y tonalitas, Becchio *et al.* 2011) que constituyen el Complejo intrusivo Diablillos. Se hizo énfasis en la identificación y descripción de los aspectos estructurales y texturales relacionados con la interacción de magmas. Se realizaron observaciones de campo como, relaciones de contacto entre plutones y roca de caja, presencia de enclaves en los distintos granitos, su morfología, contactos, asociaciones minerales atípicas tanto en enclaves como en el hospedante, identificación y descripción de texturas de desequilibrio. Durante esta etapa se estableció la temporalidad relativa de los procesos de intrusión a través de sus relaciones de campo e identificación y/o confirmación de los granitos previamente establecidos como híbridos (ej. Becchio *et al.* 2011). Las tareas de gabinete estuvieron abocadas a la caracterización petrográfica de 40 secciones delgadas mediante el uso de microscopio de polarización. Se identificaron y caracterizaron texturas de desequilibrio interpretadas como indicativas de mezcla de magmas. Estas texturas fueron documentadas mediante fotomicrografías digitales y esquemas para una visualización más clara.

GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE INCA VIEJO

La sierra de Inca Viejo tiene forma alargada en sentido N-S, aproximadamente 15 km de longitud y una superficie total de 36 km² (Fig. 2). Becchio *et al.* (2011) definen el Complejo intrusivo Diablillos compuesto por rocas graníticas a dioríticas. Por su parte, y sobre la base de sus características macroscópicas y posición geográfica, Hongn y Seggiaro (2001) y Suzaño *et al.* (2015) asociaron el Complejo intrusivo

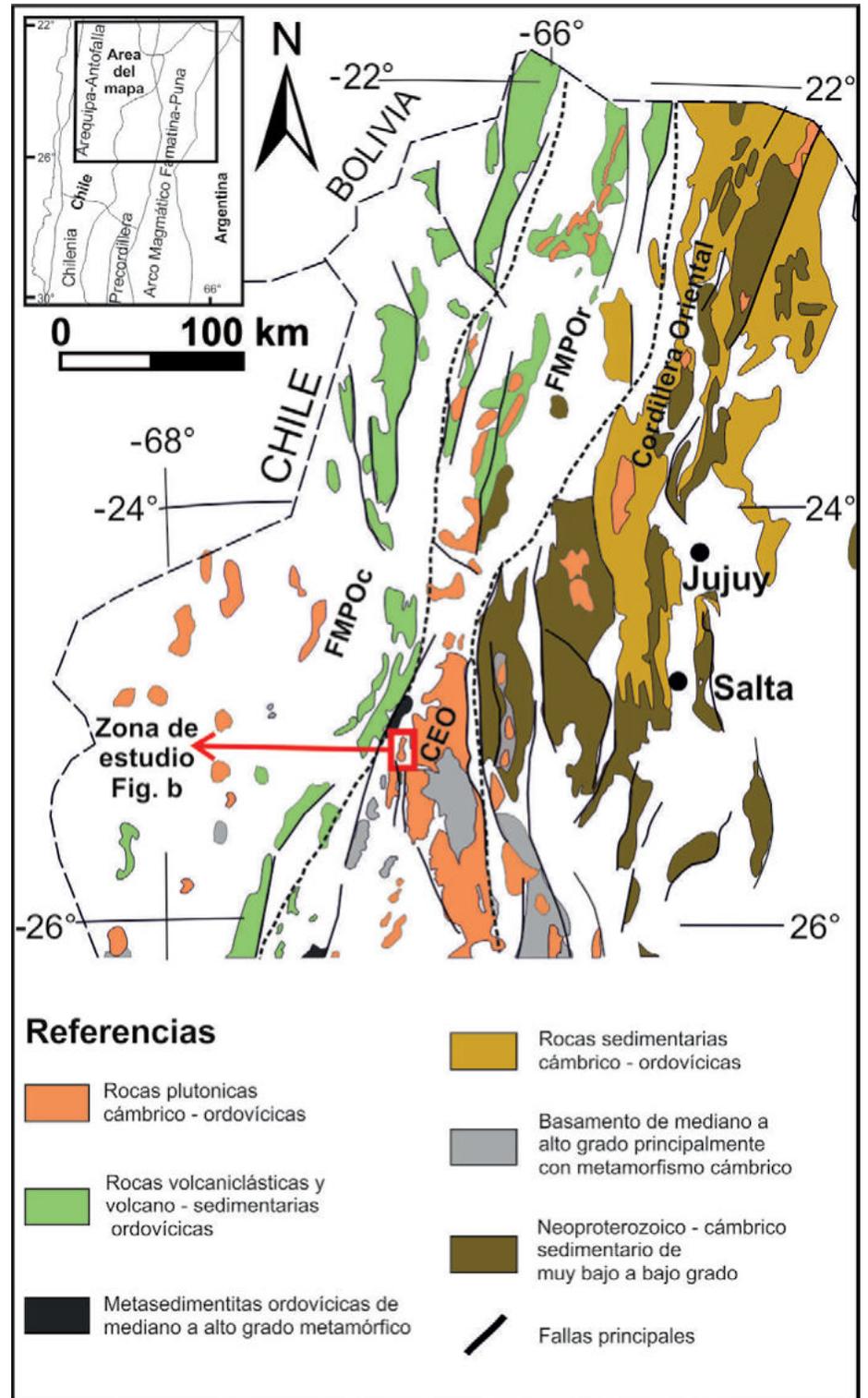


Figura 1. Ubicación del área de estudio. a) Localización del área de estudio en el contexto regional. FMPOr (Faja magmática de la Puna Oriental), FMPOc (Faja magmática de la Puna Occidental).

Diablillos como parte del Complejo Erup-tivo Oire (Blasco y Zappettini, 1996, Fig. 2). El Complejo intrusivo Diablillos está emplazado en rocas metamórficas de grado bajo a medio aflorantes en el extremo norte y borde oriental de la sierra de Inca

Viejo que fueron asignadas al Complejo metamórfico Río Blanco por Hongn y Seggiaro (2001). Estas rocas comprenden una secuencia rítmica de metapelitas (filitas, filitas moteadas) y metagrauvascas con intercalaciones de potentes bancos

de metacuarcitas (Fig. 2). En el borde occidental de la sierra de Inca Viejo, afloran para y ortogneises de grado medio de la Formación Pachamama intruidos por diques básicos concordantes con la foliación regional (N-S aproximadamente). El contacto intrusivo del Complejo intrusivo Diablillos es neto. En el borde oriental, donde ocurren rocas de bajo grado metamórfico, se desarrollan hornfels de hasta 50 cm de espesor que están mejor expuestos cuando la caja esta compuesta por bancos arenosos. Los dominios pelíticos exhiben motas de biotita en las cercanías del contacto y de clorita en las zonas más alejadas. Además, en la zona de contacto se observan inyecciones leucocráticas (aplitas y granitos) de hasta 50 cm de espesor concordantes con el bandeo composicional original del Complejo metamórfico Río Blanco .

Hacia el norte y sur de la sierra, se emplazan cuerpos subvolcánicos terciarios con desarrollo de alteración hidrotermal y concentración de minerales de interés económicos (ej. Simón *et al.* 2017). Los afloramientos de basamento y las unidades intrusivas están parcialmente cubiertos por depósitos cuaternarios aluviales, fluviales y salares de particular interés para la extracción de salmueras ricas en litio y boratos.

COMPLEJO INTRUSIVO DIABLILLOS

El Complejo intrusivo Diablillos (Fig. 2) está compuesto por sienos y monzogranitos, granodioritas, tonalitas, cuarzo dioritas y dioritas. Las rocas intermedias y ácidas contienen abundante enclaves microgranulares máficos, cuerpos máficos desmembrados, asociaciones mineralógicas y texturas de desequilibrio, y exhiben relaciones de contacto intrusivas, que evidencian variados grados de interacción entre sus miembros composicionales extremos. Estas características son particularmente notorias en tonalitas, granodioritas y monzogranitos (Fig. 3a) ubicados en el borde oriental del Complejo intrusivo Diablillos, mientras que los granitos del norte de la sierra (Fig. 2) solo contienen escasos enclaves microgranulares máficos.

En afloramiento, en general los granitoi-

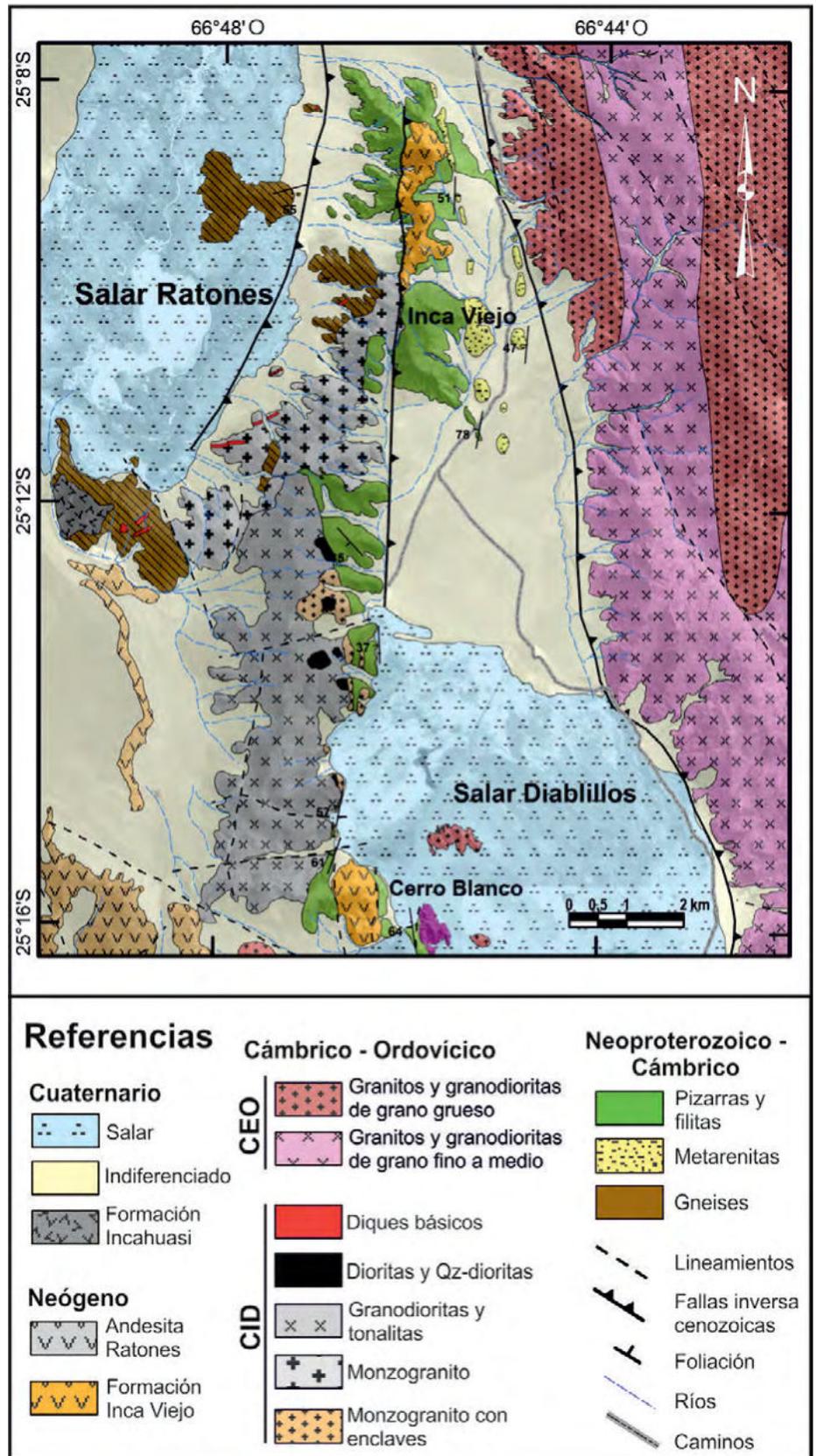


Figura 2. Mapa geológico del Complejo intrusivo Diablillos (CID). CEO (Complejo eruptivo Oire).

des son de aspecto masivo y localmente exhiben foliación magmática evidenciada por un bandeo magmático grosero (leucogranitos y monzogranito con contactos

difusos) y orientación preferencial de minerales y enclaves (Fig. 3b) en dirección paralela a la elongación de la sierra.

De acuerdo a las características litológicas y petrográficas dominantes, se ajustaron las unidades generales definidas previamente (Suzaño *et al.* 2015) durante las observaciones de campo. Se definen las siguientes facies: (1) facies de granitos (G), (2) facies de tonalita y granodiorita biotíticas (GT), (3) facies de diorita cuarzoza y diorita anfibólica (QDA).

Facies de granito (G)

Está constituida por dos unidades, sienogranito y monzogranito. El monzogranito aflora en el extremo norte y en el borde centro-oriental de la sierra de Inca Viejo (Fig. 2) en forma de cuerpos alargados de hasta 700 m de longitud y se emplazan en forma subparalela a la sierra. Se caracterizan por contener abundante enclaves de color gris oscuro a verde oscuro y cuerpos máficos desmembrados (Figs. 3a, d) generalmente de grano más fino que el hospedante, de variada morfologías, tamaños y de distribución amplia pero heterogénea dentro del granito. En algunos sectores, los enclaves aparecen fuertemente concentrados y en contacto entre sí constituyendo hasta un 80% en volumen (Fig. 3a). Los cuerpos máficos desmembrados son menos comunes que los enclaves pero de amplia distribución, varían desde tabulares con bordes altamente irregulares a completamente desmembrados resultando en cuerpos subsféricos de hasta el metro en diámetro dispersos en la masa granítica. Ocasionalmente se observan cuerpos tabulares con terminaciones en cuerpos esféricos (desmembrados). El contacto de los cuerpos máficos desmembrados con su hospedante granítico es generalmente neto, aunque en algunos casos esta representado por un delgado borde formado por biotitas de color marrón de grano fino de hasta 2 cm de espesor. Ambos tipos de contacto ocurren dentro del mismo afloramiento. Además, se observan intrusiones de pequeños *stocks* de cuarzo diorita anfibólica (Fig. 2) de geometría globosa y contactos netos con el hospedante.

El sienogranito (Fig. 3c) aflora como un cuerpos de dimensiones del orden del metro e intruye de manera indistinta a

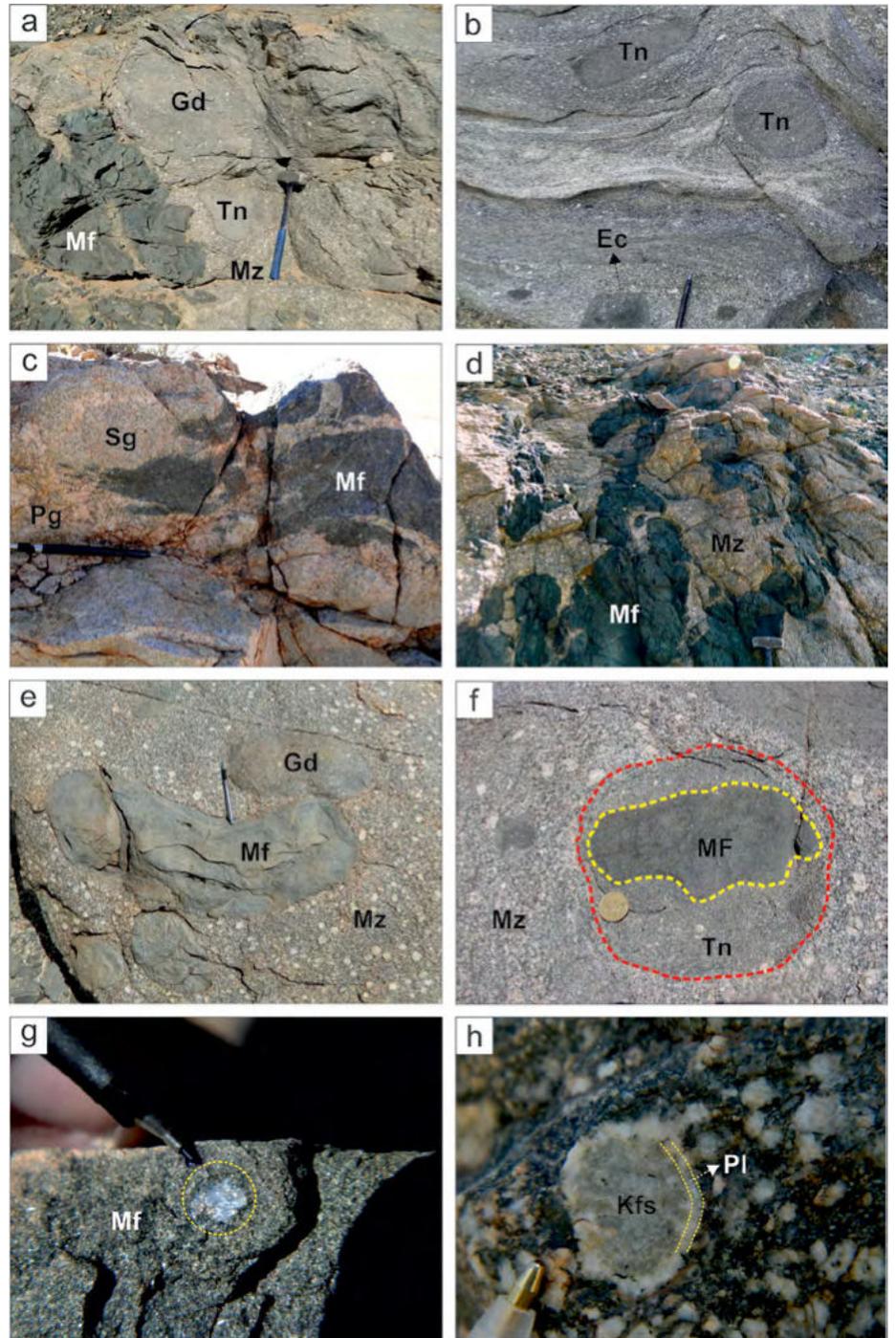


Figura 3. Afloramientos de granitoides del borde oriental de la sierra de Inca Viejo. a) Monzogranito (Mz) porfírico con diques máficos desmembrados (Mf) y enclaves granodioríticos (Gd) y tonalíticos (Tn); b) Granodiorita (Gd) con flujo magmático y enclaves tonalíticos (Tn), granodioríticos (Gd) y máficos (Mf); c) Sienogranito (Sg) con diferenciados pegmatíticos (Pg) asociados con magmas máfico (Mf); d) Dique máfico desmembrado (Mf) en un monzogranito porfírico (Mz); e) Enclaves granodioríticos (Gd) y máficos (Mf) en contacto neto con el monzogranito porfírico (Mz); f) Monzogranito (Mz) con un EMM compuesto formado por un núcleo máfico (Mf) y un borde híbrido de composición tonalítica (Tn); g) Diorita (Mf) con cuarzo azul ocellar (círculo); h) Granodiorita (Gd) con feldespato potásico (Kfs) manteado con plagioclasa (Pl) (rapakivi).

cuerpos máficos desmembrados y monzogranitos. El contacto con el hospedante es difuso e irregular (Fig. 3c). El sienogranito es de color gris claro y tiene textura general equigranular de grano medio.

El monzogranito y los cuerpos máficos desmembrados son intruidos por diques de pegmatitas simples de espesor inferior al metro que tienen la particularidad de contener soles de turmalina y epidoto de

hábito fibro-radial. Eventualmente, la pegmatita contiene enclaves de tonalita con bordes transicionales e irregulares.

Enclaves. El monzogranito contiene enclaves de diversas composiciones, morfología, tamaños y relaciones de contactos. Entre ellos se registran enclaves microgranulares máficos principalmente de composición diorítica y con menos frecuencia enclaves tonalíticos y granodioríticos. Los enclaves tonalíticos presentan forma redondeada hasta ameboide y contacto neto con el hospedante (Figs. 3a, e). Los enclaves granodioríticos tienen forma redondeada, contacto neto (Fig. 3e) y en algunos casos difuso. La morfología de los enclaves microgranulares máficos varía desde redondeada, lobulado, cuspad, crenulado hasta irregular. En algunos casos se observa abundante enclaves microgranulares máficos próximos a los cuerpos máficos desmembrados. En general, los enclaves microgranulares máficos exhiben contactos netos (Figs. 3a, c, e), en algunos casos con desarrollo de un borde (<2cm) de color pardo-rojizo compuesto principalmente por biotitas o bien, exhiben un borde de composición granodiorítica-tonalítica con un relicto de enclaves microgranulares máficos en su parte central (enclave compuesto, Fig. 3e). Los enclaves microgranulares máficos alcanzan hasta los 1,5 m de diámetro y exhiben variable contenido de fenocristales de feldespato potásico subredondeados y cuarzo azul ocelar (ver Hibbard 1990) que consiste en cristales de cuarzo ovoidal rodeado por cristales de anfíbol (Fig. 3g). La matriz es de grano fino y color verde oscuro (Fig. 3g). En menor proporción se reconoce enclaves microgranulares máficos porfíricos con fenocristales de plagioclasa subhedral inmersos en una matriz fina verde oscuro.

Facies de granodioritas y tonalitas (GT)

En el núcleo de la sierra de Inca Viejo afloran las facies de granodiorita y tonalita. Estas rocas constituyen un único cuerpo con variaciones mineralógicas y texturales transicionales de granodiorita a tonalita. El cuerpo intrusivo tiene forma elongada en sentido norte-sur, con una extensión de 7,5 km de largo por 2 km de ancho (Fig. 2), constituyendo la facies de mayor distribución areal.

En general, se observa que la granodiorita ocurre como cuerpos laminares intruidos en la tonalita con la que exhibe contactos transicionales. La granodiorita es porfírica con fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa inmersos en una matriz oscura, de grano medio con abundante biotita. Ocasionalmente, los fenocristales de feldespato potásico exhiben un delgado borde externo de color blanquecino de plagioclasa (rapakivi, Fig. 3h).

En las cercanías del contacto con monzogranitos del borde oriental de la sierra, la granodiorita contiene abundantes enclaves microgranulares máficos y menos comúnmente schlieren máficos elongados a irregulares, compuestos principalmente por biotita y anfíbol. En menor proporción se observan enclaves de tonalita equigranular de grano fino, subredondeados (Fig. 3b) y xenolitos de metagrauvas con contactos netos. Los enclaves microgranulares máficos tienen formas globulares (tamaños entre 5 a 50 cm), textura equigranular de grano fino a porfírica con variable contenido de fenocristales de plagioclasa, cuarzo y ocasionalmente feldespato potásico en una matriz de grano fino compuesta principalmente anfíbol. El contacto enclaves microgranulares máficos-hospedante es neto a transicional. En este último, se observa una zona híbrida (< 10 cm) con características texturales de ambas facies involucradas, es decir, fenocristales de feldespato potásico de la granodiorita y matriz fina con características similares a los enclaves microgranulares máficos.

La tonalita como cuerpo independiente ocurre en el núcleo de la sierra de Inca Viejo (Fig. 2) y es intruido por diques pegmatíticos que no superan el metro de espesor. En general, la tonalita es de color gris medio a oscuro, de textura equigranular de grano fino, aunque también se observan variedades con escasos fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz compuesta por plagioclasa y biotita y abundante cuarzo intersticial. Al igual que en el monzogranito y la granodiorita, esta facies contiene abundante enclaves microgranulares máficos (< 2 m de diámetro) dispersos en todo el cuerpo en forma heterogénea. Los enclaves microgranulares máficos son equigranulares de grano fino y contacto generalmente neto con el

hospedante. En algunos sectores están concentrados conformando cuerpos desmembrados de formas globulares con tamaños de hasta 2 m.

Facies de diorita (DA)

Constituye la facies de menor expresión areal y aflora en el sector medio de la ladera del borde centro-oriental de la sierra Inca Viejo (Fig. 2). Estas dioritas forman cuerpos intrusivos globulares de hasta 300 m de diámetro, cuerpos elongados de 500 m de longitud, cuerpos desmembrados y enclaves microgranulares máficos alojados en los granitoides.

Sobre la base de la composición mineralógica y textura, se reconocen dos grupos de dioritas anfibólicas: diorita cuarzosa equigranular a levemente porfíricas y dioritas porfíricas con fenocristales de plagioclasa.

Diorita cuarzosa: es de grano fino, color verde oscuro y ocurre principalmente como cuerpos desmembrados y enclaves microgranulares máficos en contacto neto con el hospedante.

Se observan también cuerpos de dioritas cuarzosa de dimensiones métricas intruidos en monzogranitos. Estas dioritas cuarzosas contienen enclaves del monzogranito hospedante de formas redondeadas a irregulares y geometría tabular de hasta 1m de espesor. El contacto entre estas litologías varía de neto a difuso. Los enclaves de monzogranito ocurren como cuerpos desmembrados y en algunos casos, incorporan parte de la facies máfica de manera tal que origina una zona de contacto con característica intermedia entre estas dos litologías

Diorita: es levemente porfírica y se caracteriza por contener cantidad variable de ocelli de cuarzo (Fig. 3g), fenocristales de feldespato potásico subredondeados y de plagioclasa subhedral, inmersos en una matriz fina de color verde oscuro. La diorita porfírica es la facies máfica más extendida y constituye *stocks*.

Facies de dique máficos (D)

Esta facies aflora en el borde occidental de la sierra de Inca Viejo. Los diques intruyen granitos del Complejo intrusivo Diablillos y la caja en dirección NE-SO, similar a la orientación de la foliación regional. Los diques alcanzan hasta 40 m de espesor

(Fig. 2). Tienen textura porfírica a equigranular de grano fino y el contacto con los monzogranitos es neto.

PETROGRAFÍA

Durante el análisis petrográfico, se hizo énfasis en la identificación y descripción de rasgos texturales que evidencien desequilibrio relacionado a la interacción de fundidos magmáticos de diferentes composiciones (Figs. 4-5). Para indicar las fases minerales, se utiliza las abreviaturas propuestas por Whitney y Evans (2010). Las condiciones de captura fotográfica bajo el microscopio de polarización se representan con la simbología NX y N// para indicar la posición con o sin analizador. La composición de la plagioclasa se obtuvo según el método Michael Levy.

Las rocas estudiadas del Complejo intrusivo Diablillos han sido clasificadas en los campos de sienogranito, monzogranito, granodiorita, tonalita, diorita cuarzosa y diorita-gabro de acuerdo al cálculo modal y clasificación en el diagrama de rocas ígneas plutónicas de Streckeisen (1967). Se aclara que el término textural de tamaño de grano, hace referencia a los minerales de la matriz cuando el tipo textural es porfírico.

Facies de granitos

Sienogranito: de grano fino y textura equigranular hipidiomórfica. Está compuesto por feldespato potásico, plagioclasa (albita-oligoclasa según el método Michael Levy) y cuarzo como minerales esenciales. Moscovita, escasa biotita, circón, turmalina y titanita subhedral son minerales accesorios. El feldespato potásico (~45,7%) es microclino subhedral. La plagioclasa (~18,6%) es subhedral y está alterada a sericita. El cuarzo (~32,7%) es anhedral y de extinción ondulosa. La moscovita es subhedral y en algunos casos constituye agregados de grano fino. La biotita es subhedral, forma agregados cristalinos y tiene inclusiones de circón y titanita.

Monzogranito: se reconoce monzogranito biotítico y en menor proporción monzogranito de dos micas. Ambas litologías son de grano medio a grueso y de textura equigranular hipidiomórfica a porfírica. El

monzogranito equigranular está compuesto por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico como minerales principales.

El monzogranito porfírico contiene fenocristales de plagioclasa y microclino (0,5-1 cm) inmersos en una matriz de grano medio compuesta por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y moscovita, apatita, circón y minerales opacos. La plagioclasa (oligoclasa-andesina) generalmente presenta inclusiones de biotita, en algunos casos se observan cristales con zonación compleja y conformando glomeropórfiros. La mayoría de las plagioclasas zonadas desarrollan estructuras

tipo núcleo-borde y/o núcleo-manto-borde (Fig. 4a). En general, éstos núcleos son subredondeados, y su superficie ha sido interpretada como una zona de reabsorción producto de un desequilibrio térmico (ej. Pietranik y Koepke, 2014). Cuando la plagioclasa desarrolla un manto, el núcleo es rodeado de un nuevo borde de plagioclasa, cuyo crecimiento en algunos casos exhibe zonación interna. Finalmente, el manto es rodeado por un delgado borde que trunca la zonación interna del manto y está en contacto directo con los minerales de la matriz. De acuerdo con Suzaño *et al.* (2017), las plagioclasas muestran patro-

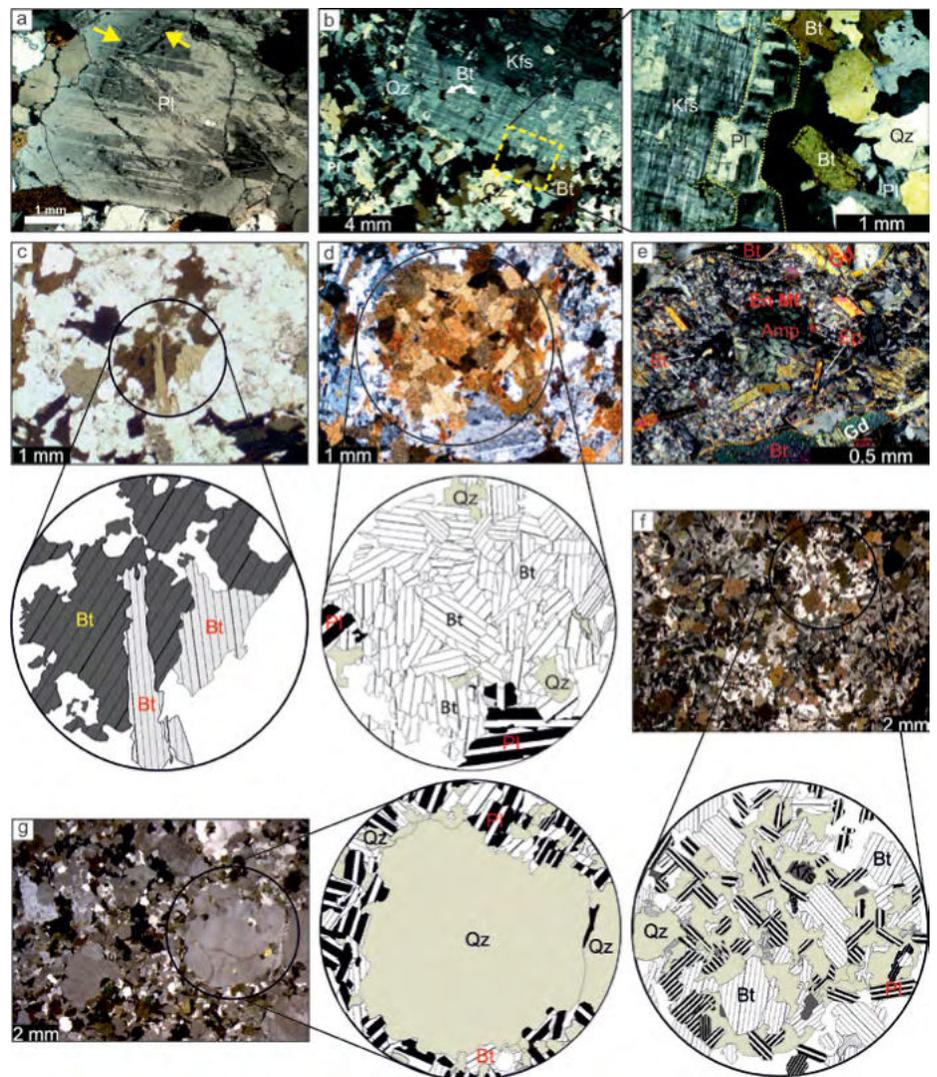


Figura 4. Fotomicrografías de texturas de mezcla de magmas. a) Detalle de plagioclasa de núcleo subredondeado (reabsorción) y sobrecrecimiento de plagioclasa límpida. Notar en el interior del núcleo, zonas de reabsorción de menor expresión (flecha amarilla); Nicoles cruzados; b) Textura rapakivi en granodiorita; Nicoles cruzados; c) biotita *blade-shaped* (Bt, círculo negro). Nicoles paralelos. Observese los dos tipos de biotitas; d) Glomeropórfiro de biotita. Nicoles cruzados; e) Enclave máfico en granodiorita. Nicoles cruzados; f) Cuarzo poiquilítico (Qz, círculo negro) con inclusiones de biotita (Bt) y plagioclasa (Pl). Nicoles cruzados; g) Fenocristales de cuarzo engolfado (Qz, círculo negro). Nótese sus bordes compuestos por plagioclasa, cuarzo y biotita. Nicoles cruzados.

nes generales de zonación inversa desde el núcleo al manto, seguido por un borde pobre en anortita.

Los fenocristales de microclino son de forma subredondeada con bordes irregulares e inclusiones de plagioclasa euhedral, cuarzo, biotita y moscovita.

La biotita es abundante (hasta 25%), particularmente en monzogranitos biotíticos y, en conjunto con moscovita, apatita, circón, titanita y minerales opacos constituyen los minerales accesorios. La biotita es de color marrón, forma laminar, poco alterada y con inclusiones de circón y rutilo. La moscovita presente en el monzogranito de dos micas exhibe forma subhedral y en numerosos casos conforma agregados de grano fino y orientada cuando la roca esta deformada debido al metamorfismo de bajo grado que afecta toda la region (Becchio *et al.* 1999). El cuarzo tiene forma anhedral y extinción ondulosa.

Facies de granodiorita y tonalita biotítica

Granodiorita: tiene textura porfírica hipidiomórfica compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico (microclino) subordinado, inmersos en una matriz de grano medio. La matriz está compuesta por cuarzo, plagioclasa, epidoto subhedral, biotita, minerales opacos y feldespato potásico. Entre los minerales opacos se reconoce ilmenita rodeada por rutilo.

Los fenocristales de microclino (0,5-1,5 cm) tienen forma subredondeada y frecuentemente contienen inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita. Algunos de sus individuos presentan un reborde de plagioclasa (textura rapakivi) (Fig. 4b). El reborde en general está compuesto por cristales de plagioclasa de grano fino. La plagioclasa ocurre como fenocristales (de hasta 3 mm) y como constituyente de la matriz. La primera tiene forma subhedral, y en algunos casos desarrolla textura mirmequítica cuando está en contacto con feldespato potásico y en otros zonación compleja exhibiendo estructura tipo núcleo-manto-borde con tendencia general inversa. El núcleo tiene forma subredondeada y varía desde oligoclasa a labradorita. El manto muestra una zonación interna inversa variando desde An_{33} a An_{46} mientras que el borde muestra composi-

ción homogénea desde An_{30} a An_{34} . Adicionalmente, la plagioclasa de la matriz tiene forma de tablillas subhedral a euhedral (listones) y composición similar al borde de los fenocristales de plagioclasa. La biotita (30%) es el mafito más abundante, de color marrón y con forma subhedral. Frecuentemente está asociada a minerales opacos y en algunos sectores se altera a clorita. Se distingue dos tipos de biotitas; (a) una de color marrón oscuro que presenta bordes corroídos y (b) una segunda población de tonalidad más clara que forma delgadas láminas (Fig. 4c) que definen una textura de tipo *blade-shape* (Hibbard 1991). La biotita *blade-shape* tiene color marrón claro y se caracteriza por su elongación marcada en una dirección (círculo negro, Fig. 4c) y por exhibir planos de clivaje bien desarrollados. De acuerdo con Hibbard (1991), la biotita *blade-shape* se forma en sistemas de hibridación de mezclas de magmas. La biotita de bordes corroídos e irregulares también constituye agregados cristalinos monominerales (clots) con formas redondeadas a irregulares (Fig. 4d) que en muchos casos superan los 5 mm en tamaño.

Eventualmente se observan micro-enclaves máficos (~1,1 cm) de textura porfírica, forma irregular y contactos difusos con la matriz circundante (Fig. 4e). El micro-enclave está compuesto de anfíbol, plagioclasa, y epidoto subhedral, como minerales accesorios ocurren circón, titanita, abundante apatita acicular y minerales opacos.

Tonalita: se reconocen dos variedades, equigranular hipidiomórfica (más abundante) y porfiroide. La primera es de grano fino, compuesta por tablillas de plagioclasa (andesina-oligoclasa) (33-42%), cuarzo (22-32%) y biotita (26-36%) como minerales principales. Circón, apatita, anfíbol y opacos están como accesorios. La tonalita porfiroide está compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. La matriz es de grano fino formada por abundante listones de plagioclasa, cuarzo intersticial, biotita, circón, apatita acicular, epidoto subhedral, escaso anfíbol y minerales opacos.

Se reconocen dos tipos de cuarzo: cuarzo poiquilítico (Fig. 4f) y fenocristales de cuarzo engolfado (Fig. 4g). El cuarzo poiquilítico corresponde a cristales de cuarzo

de tamaño considerable (superan los 4 mm) de bordes muy irregulares y con numerosas inclusiones de biotita, apatita y plagioclasa subhedral a euhedral. Los fenocristales de cuarzo engolfado muestran bordes irregulares y los engolfamientos son ocupados por cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita similares a aquéllos de la matriz. El cuarzo engolfado generalmente es límpido, de extinción ondulosa y frecuentemente se observan fracturas.

La plagioclasa ocurre como fenocristal (de hasta 3 mm) y como constituyente de la matriz. Los fenocristales tienen forma subhedral y algunos muestran zonación compleja tipo núcleo-manto-borde. Suzaño *et al.* (2017) reportan fenocristales de plagioclasa con núcleos subredondeados que tienen zonación inversa que varía desde composición andesina (núcleo) a labradorita (borde). A este fenocristal lo rodea un manto interno y otro externo de plagioclasa. El manto interno contiene inclusiones de biotita y exhibe un patrón de zonación inversa variando desde oligoclasa a andesina. El borde externo que está en contacto con la matriz es menos cálcico y varía desde composición andesina a oligoclasa. La plagioclasa de la matriz tiene forma de tablillas subhedral a euhedral (Fig. 4f y Fig. 5a) sin zonación ópticamente distinguible. Sin embargo, Suzaño *et al.* (2017) mediante análisis de microsonda electrónica en plagioclasas muestra que las de tipo núcleo-manto-borde tienen un núcleo y borde externo de composición andesina y manto interno con altos contenido de andesina-labradorita. Al igual que en las granodioritas, este tipo litológico también tiene biotita tipo *blade-shape*.

La apatita (Fig. 5a) es abundante y ocurre como cristales elongados (acicular) sin distribución preferencial. Está omnipresente como inclusiones en las distintas fases minerales de la roca (plagioclasa, cuarzo, biotita).

Facies de diorita cuarzosa y diorita

Diorita cuarzosa: tiene textura porfírica a equigranular hipidiomórfica de grano fino. Los fenocristales son de plagioclasa (labradorita-andesina) inmersos en una matriz compuesta por abundante anfíbol (45-50%), listones de plagioclasa, cuarzo

y escasa biotita. Minerales opacos, apatita acicular, titanita y epidoto subhedral están como minerales accesorios. Eventualmente, se observan cristales de mayor tamaño de cuarzo y feldespato potásico y microenclaves tonalíticos.

La plagioclasa tiene forma subhedral a euhedral y una incipiente alteración a sericita. En algunos casos conforma glomeropórfiros, es decir fenocristales compuestos por varios cristales de plagioclasa. Cumünmente, los glomeropórfiros están consituidos por cristales de plagioclasa límpidos (labradorita-andesina). Menos frecuentemente, se observan glomero-

pórfiros compuestos por cristales de plagioclasa esponjosa (Fig. 5b) y otros que contienen plagioclasa zonada (bytownita-labradorita) de forma subredondeada pero con bordes altamente irregulares (Fig. 5c). Una cuarta tipología de glomeropórfiro contienen individuos de plagioclasa poiquilítica (labradorita-andesina, Fig. 5d) con abundante inclusiones de cuarzo y de anfíbol de grano muy fino. Finalmente, en algunos glomeropórfiros se observan cristales de plagioclasas subhedral a euhedral, todo en conjunto rodeado por un delgado borde de crecimiento de plagioclasa (Fig. 5e). También se identi-

có plagioclasas con una zona interna que contiene numerosas inclusiones de anfíbol de grano muy fino (Fig. 5f). Se trata de un cristal de plagioclasa que exhibe un núcleo subredondeado rodeado de un borde interno (0,3-0,5 mm) compuesto de finas inclusiones de anfíboles y todo el conjunto rodeado de un borde externo de plagioclasa límpida (<0,1 mm) en contacto directo con los minerales de la matriz.

Los cristales de mayor tamaño de cuarzo son de forma subredondeada, límpidos y de extinción oscilatoria marcada. Se caracterizan por el desarrollo de un delgado contorno de cristales de anfíbol y escasa biotita (ocelli de cuarzo) (Figs. 6a y 3h) cuyo tamaño de grano es menor que el de los anfíboles de la matriz.

Otra característica notable de la diorita cuarzosa es la presencia de microenclaves de composición tonalítica rodeados por un borde de plagioclasa (Fig. 6b). La plagioclasa de estos microenclaves tiene textura similar al de la tonalita de grano fino y forma subredondeada, mientras que la plagioclasa que rodea al enclave es de grano más grueso.

Ocasionalmente, en el contacto entre diorita cuarzosa y rocas félsicas (granodiorita y monzogranito), se identifica una zona interna (<1 cm) rica en biotita de grano fino (Fig. 6c) y escasos fenocristales de feldespato potásico mantecado (Fig. 6d). En esta zona, el anfíbol está remplazado parcial o totalmente por biotitas. Se destaca que los individuos de biotita conservan el hábito del anfíbol. Por su parte, los fenocristales de feldespato potásico mantecado desarrollan una delgada capa de anfíbol seguido de un borde externo de feldespato potásico. Tienen forma anhedral y bordes irregulares que están en contacto con la matriz diorítica de grano fino. Son abundantes en el hopedante granítico.

Diorita: Tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (labradorita-andesina) inmersos en una matriz de grano fino compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol, escasa biotita y cuarzo. Titanita, minerales opacos y ocasionalmente epidoto son minerales accesorios. La plagioclasa es límpida y zonada, de forma anhedral y bordes irregulares. En algunos casos muestra textura poiquilítica y exsoluciones de cuarzo.

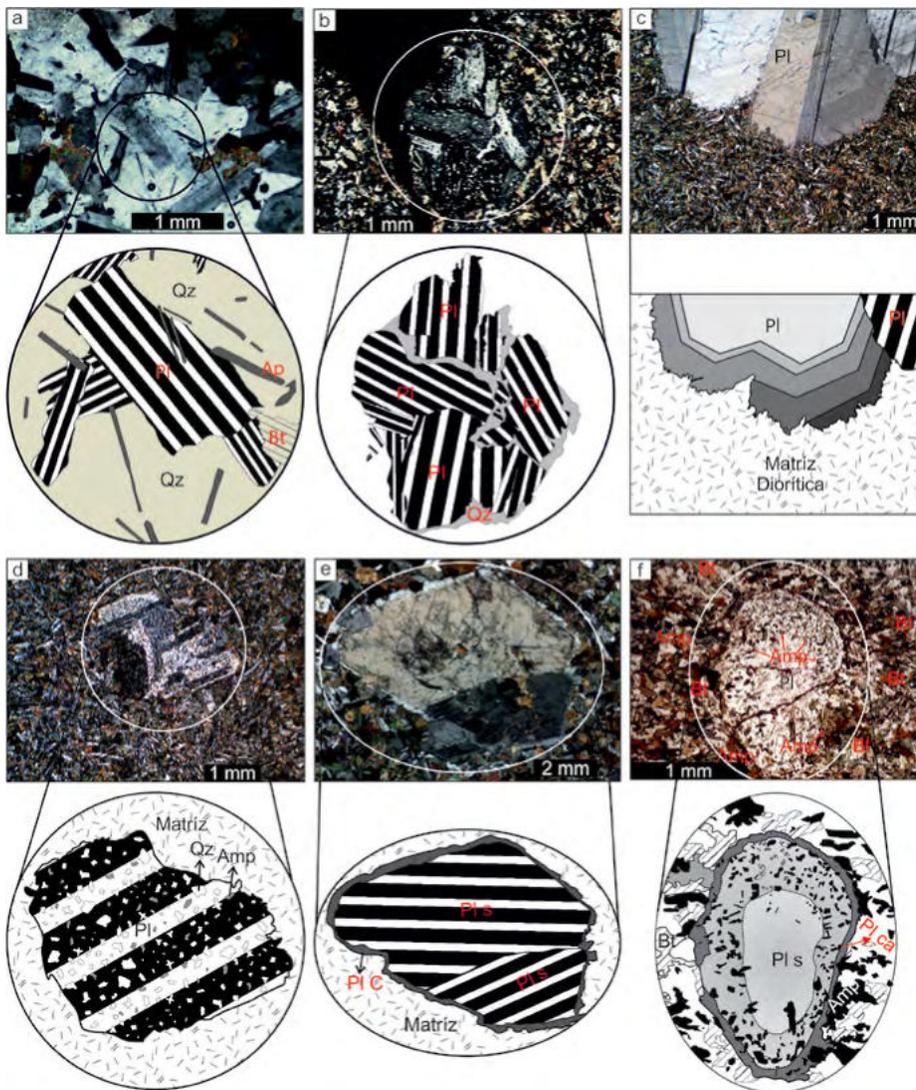


Figura 5. Fotomicrografías de texturas de mezcla de magmas. a) Apatita acicular (Ap) en plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qz). Nícoles cruzados; b) Glomeropórfiro de plagioclasa (Pl) en una matriz diorítica. Nícoles cruzados; c) fenocristal de plagioclasa (Pl) zonada inmersa en una matriz fina. Notar además que este fenocristal tiene sus bordes corroídos. Nícoles cruzados; d) Glomeropórfiro de plagioclasa esponjosa y poiquilítica (inclusiones de hornblenda). Nícoles cruzados; e) Plagioclasa sódica con un borde mas calcico. Nícoles cruzados; f) Plagioclasa mantecada con anfíboles. Notar que el borde de plagioclasa tiene finas inclusiones de anfíboles y un sobre crecimiento de plagioclasa límpida; Nícoles cruzados.

DISCUSION

Mingling y *mixing* corresponden a procesos distintos donde dos o más magmas interactúan entre sí. El *mingling* ocurre cuando los magmas todavía mantienen sus entidades físicas tales como el índice de color y la textura (ej. Fig. 3a). Por su parte, el *mixing* ocurre cuando los magmas que interactúan se mezclan por difusión a escala atómica, formando un fundido esencialmente homogéneo. El *mixing* se produce a todas las escalas y en las más variadas composiciones entre magmas interactuantes (Wiebe 1980).

Uno de los mecanismos más aceptados en la generación de grandes volúmenes de magmas híbridos es a partir de la intrusión de magmas máficos en una cámara magmática félsica parcialmente cristalizada (ej. Vernon 1987). Esto genera movimientos en forma de flujo masivo o bien convección (Castro *et al.* 1994). Como consecuencia se forman enclaves microgranulares máficos de variada formas y tamaños o bien cuerpos máficos desmembrados interpretados como diques sinmagmáticos desmembrados (Castro *et al.* 1994) que constituyen enjambres de enclaves microgranulares máficos cuando existe una disrupción extrema dentro del hospedante. Las características observadas en el Complejo intrusivo Diablillos como por ej.: ocurrencia de enclaves de variadas composiciones y grados de hibridación especialmente de los enclaves microgranulares máficos y diques máficos sinmagmáticos desmembrados quienes exhiben variados tipos de contacto con el hospedante graníticos (intermedio-félsico), sugieren intrusión y posterior disrupción de enormes volúmenes de magmas de composición máfica en una cámara magmática félsica. Los distintos estadios existentes entre *mingling* y *mixing* pueden ser interpretados como una evolución progresiva de una cámara magmática que tiende a su completa homogeneización.

Mingling

En las facies graníticas abundan enclaves microgranulares máficos (Fig. 3) de variadas formas y relaciones de contacto neto con el hospedante (Figs. 3a, e) y cuerpos máficos desmembrados (Fig. 3d). De acuerdo a la reología del mag-

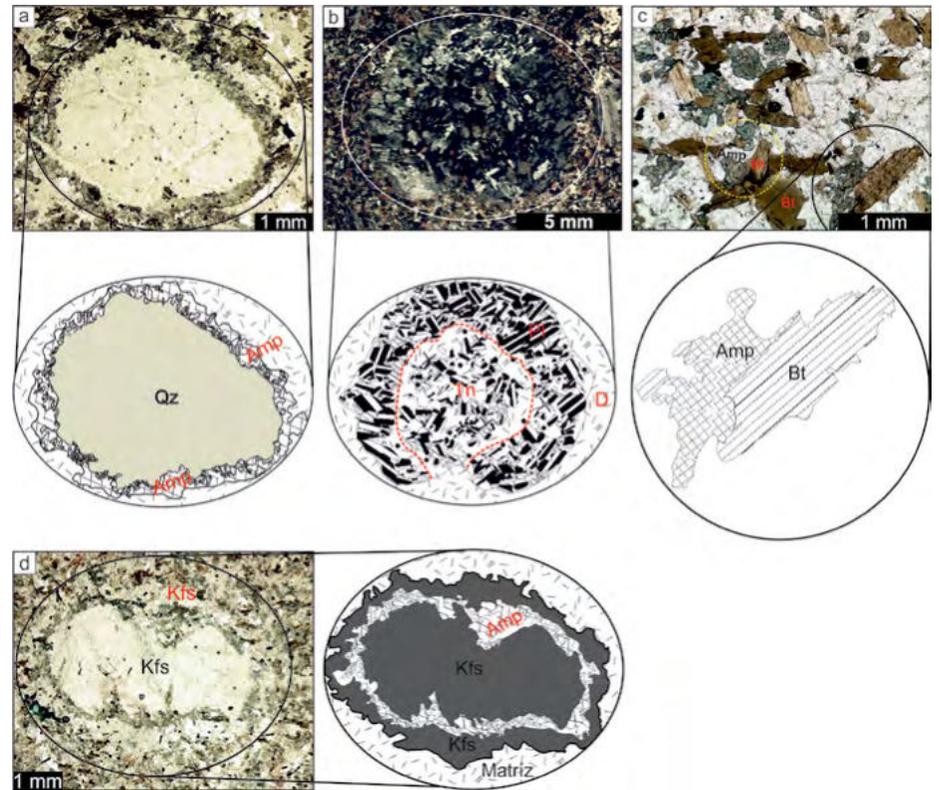


Figura 6. Fotomicrografías de texturas de mezcla de magmas. a) Cuarzo (Qz) manteado con Anfíbol (Amp) en cuarzodioritas. Nícoles X; b) Enclave tonalítico (En Tn) en Qz-diorita (D). Nícoles cruzados; c) Pasaje de Anfíbol a biotita. Nícoles cruzados; d) Feldespato potásico (kfs) doblemente manteado con anfíbol (Amp) y feldespato potásico (Fsp). Nícoles cruzados.

ma máfico respecto del magma hospedante granítico, los cuerpos máficos desmembrados pueden clasificarse como diques sinmagmáticos desmembrados y enclaves microgranulares máficos. Los diques sinmagmáticos se habrían intruido y desmembrado generando enclaves microgranulares máficos con contactos generalmente neto ocasionalmente desarrollando un delgado borde de biotita en el interior del enclave microgranular máfico. De acuerdo a Kumar (2010), los diques máficos sinplutónicos se emplazan siguiendo fracturas caóticas formadas por enfriamiento y cristalización del cuerpo granítico. Las relaciones de contacto dique y enclaves microgranulares máficos con el hospedante sugieren que los magmas máficos intruyen a granitoides del Complejo intrusivo Diablillos en el nivel de emplazamiento final constituyendo diques desmembrados o como enjambres de enclaves microgranulares máficos en el caso de desmembramiento extremo. Se interpreta que el magma félsico contenía suficiente cantidad de cristales (>70%); con-

dición necesaria para generar abundantes canales y red de venillas que son ideales para la propagación y emplazamiento de los diques máficos (Kumar 2010).

Mixing

El proceso de mezcla *mixing* en el Complejo intrusivo Diablillos ha sido claramente expuesto a través de evidencias de campo (Becchio *et al.* 2011, Suzaño *et al.* 2015) y geoquímicas (Suzaño *et al.* 2017, Ortiz *et al.* 2017). Una cámara magmática silícea de origen cortical profunda inyectada por magmas derivados del manto (Castro *et al.* 1994 y citas allí), considerados como miembros extremos (end-members), es el escenario más favorable para la generación de magmas híbridos como las del Complejo intrusivo Diablillos (mozogranitos, tonalitas y granodioritas). La inyección sinplutónica de magma máfico produce convección en la cámara magmática originando disrupción de los cuerpos máficos. En el caso del Complejo Intrusivo Diablillos, se propone dos mecanismo de mezcla para la

generación de magmas híbridos: mezcla por inyección y convección (ver Castro *et al.* 1994). La mezcla por inyección habría ocurrido durante la intrusión de end-member máfico en una cámara magmática de composición probablemente sienogranítica y de naturaleza híbrida (descrito en el apartado: Modelo de hibridación de magmas y de enclaves microgranulares máficos asociados), modificando la composición del magma máfico (y por ende de su contraparte félsica) por captura de cristales, fragmentos de magma y gotas de líquido desde el end-member félsico. La mezcla por convección se habría producido cuando la cámara magmática alcanza el equilibrio térmico entre los fundidos, al menos localmente. Este mecanismo propuesto para el Complejo intrusivo Diablillos, habría modificado la composición de un magma inicial generando granitos híbridos (ej. monzogranitos). La recurrencia de intrusión de magmas máfico habría producido magmas híbridos de composición granodiorítica y tonalítica. Por tanto, el equilibrio térmico (temperatura por encima del solidus) y convección, son condiciones necesarios para producir mezcla de magmas de forma homogénea (Castro *et al.* 1994).

Estadios de cristalización de Complejo Intrusivo Diablillos: texturas de enfriamiento rápido y lento

De acuerdo a las texturas identificadas en todas las facies del Complejo intrusivo Diablillos, se reconoce una etapa de enfriamiento lento y otra de enfriamiento rápido (ver Castro *et al.* 1991), seguido de una etapa de consolidación final. Estas etapas estarían directamente vinculadas a distintos niveles dentro de la corteza donde tuvieron lugar los procesos de mezcla de magmas, emplazamiento y consolidación final del Complejo intrusivo Diablillos. Así, las texturas de enfriamiento lento ocurren en niveles inferior-medio de la corteza e incluyen la mayoría de las texturas identificadas tales como plagioclasas con zonas de reabsorción y con zonación compleja. Por su parte, las texturas que indican enfriamiento rápido tendrían lugar en niveles corticales someros, posterior al emplazamiento de los cuerpos magmáticos. El enfriamiento rápido se manifiesta

en la alta tasa de nucleación (ej. apatita acicular, microlitos de plagioclasa. Los procesos de enfriamiento rápido y lento habrían ocurrido de manera reiterada en el Complejo intrusivo Diablillos. Ello se sustenta en que las rocas que consideramos que participan como miembros finales (*end-members*) en la mezcla de magmas también son productos híbridos (mezcla escalonada), es decir magmas ya hibridados actúan nuevamente como end-member en un nuevo evento de mezcla por inyección de nuevos pulsos de magmas de distinta composición. A ello se suma que en una misma roca (tonalitas) coexisten texturas de enfriamiento lento (ej. ocelli de cuarzo y plagioclasas con patrones de zonación núcleo-manto-borde), rápido (ej. textura de grano fino y apatita acicular) y aquéllas asociadas a la consolidación final del cuerpo (ej. cuarzo poiquilítico). Por otro lado, como se dijo mas arriba, existe una etapa final de consolidación del complejo, la cual también se interpreta como una fase de enfriamiento lento tal como sugiere la presencia de cuarzo poiquilítico (Castro *et al.* 1991, Fig. 4f). Esta etapa es posterior al emplazamiento y a la etapa de enfriamiento rápido del Complejo intrusivo Diablillos.

De ese modo, las etapas de enfriamiento pueden agruparse en tres estadios de cristalización para los magmas que constituyen el Complejo intrusivo Diablillos, de acuerdo a grandes rasgos de la secuencia de cristalización para productos de mezcla de magmas planteado por Castro *et al.* (1991), Hibbard (1995) y Pistone *et al.* (2015), entre otros.

Estadio I: implica el evento de mezcla de magmas en niveles inferior de la corteza donde las condiciones de enfriamiento lento son óptimas para la generación de la mayoría de las texturas registradas en el Complejo intrusivo Diablillos. Se registraron las siguientes texturas:

1) Fenocristales de plagioclasa con zonas de reabsorción (Figs. 4a y 5c, monzogranitos, tonalitas, dioritas cuarzosas y dioritas). La plagioclasa con patrón de zonación compleja del tipo núcleo-manto-borde (ej. tendencia general inversa con núcleo subredondeado sódico con borde cálcico y plagioclasas con núcleos subredondeados cálcicos con bordes más sódicos, Suzaño *et al.* 2017) que desarrollan bordes

de reabsorción particularmente comunes en núcleos (Fig. 4a), son evidencias de un fuerte desequilibrio térmico-composicional. Este tipo de texturas en plagioclasas sugiere que tales cristales en monzogranitos, tonalitas y dioritas cuarzosas son producto del desequilibrio térmico y composicional entre los magmas que participan en el evento de mezcla (Suzaño *et al.* 2017, Ortiz *et al.* 2017).

2) Ocelli de cuarzo (Fig. 6a, dioritas cuarzosas y dioritas). El cuarzo ovoidal en sistemas de mezcla de magmas tiene un origen similar al feldespato potásico ovoidal (Hughes 1971, Carsten 1983, Hibbard 1995). Castro *et al.* (2013) interpreta esta textura como producto de la captura de cristales de cuarzo por parte del magma máfico al atravesar el borde parcialmente cristalizado de la cámara magmática granítica. El ocelli de cuarzo es del tipo azul (Fig. 3g), típicamente interpretado como una característica del magmatismo granítico de la Puna (Hongn y Seggiaro 2001) y adicionalmente exhibe bordes con disolución parcial debido al calentamiento generado por el sistema máfico.

3) Biotita *blade-shape*. Es un tipo inusual de biotita (Fig. 4c), típica de sistemas híbridos (Hibbard 1995) y ha sido observado en granodioritas y tonalitas. El escenario óptimo para la cristalización de biotita *blade* es durante procesos de mezcla de un sistema silicoaluminoso rico en Mg y Fe (Hibbard 1995) (ej. diorítico) con otro sistema rico en K (ej. leucogranítico).

4) Agregados monominerales de biotitas (granodioritas y tonalitas, Fig. 4d). Se interpretan como formados en el fundido cuando el aumento de temperatura por ingreso de magma máfico produce movilidad y agrupamiento de los cristales de biotita. Otra posibilidad es que estos agregados monominerálicos se originen a partir de cristales previos de anfíbol proveniente del componente máfico (Castro *et al.* 1991). Este proceso es similar al pasaje de anfíbol a biotita en las zonas de contacto de enclaves microgranulares máficos -hospedante félsico, donde el hierro y magnesio son aportados por el sistema máfico y el potasio es aportado por el sistema más félsico (Hibbard 1995).

5) Microenclaves máficos (granodioritas, Fig. 4e). Son comunes en el hospedante félsico-intermedio cuando existe un proce-

so de mezcla de magmas. (Vernon 1991, Barbarin 1990, Barbarin y Didier 1991, entre otros). Por consiguiente, su presencia en el Complejo intrusivo Diablillos sería el resultado de la dispersión de fragmentos de magma máfico e inclusiones máficas en el hospedante híbrido granodiorítico.

6) Cuarzo engolfado (tonalitas, Fig. 4g). Los cristales de cuarzo se observan en tonalitas, las cuales se consideran productos híbridos. Por lo cual, estos cristales se interpretan como provenientes del end-member félsico que, al mezclarse con el magma máfico habría experimentado sobrecalentamiento y disolución con desarrollo de bordes engolfados y corroídos.

7) Plagioclasa esponjosa (diorita cuarzosa, Fig. 5b). Es el resultado de la disolución (y/o mezcla directa) generada por recalentamiento de la plagioclasa del sistema más félsico cuando se mezcla con un magma máfico de mayor temperatura (Hibbard 1995). Es una textura compatible con mezcla de magmas, aunque también se forma en sistemas cerrados. Esta textura se enmarca en el proceso de mezcla cuando se evalúa en conjunto con otras texturas indicativas de mezcla (ej. pasaje de anfíbol a biotita, plagioclasa zonada cálcica, ocelli de cuarzo, fenocristales de plagioclasa con zonas de reabsorción, entre otros).

8) Plagioclasa con zonación inversa y zonas con inclusión de anfíbol (diorita cuarzosa, Fig. 5f). Suzaño *et al.* (2017) reconocen que la plagioclasa con estructura núcleo-manto-borde prácticamente en todas las facies que muestran una tendencia general inversa, muestran subzonas también con patrones internos inversos y normales. Estas evidencias permiten suponer que el proceso de interacción fue compleja y multiepisódica y que la cristalización de horblenda y plagioclasa ocurrió en distintas etapas de la evolución de los fundidos (se explica en el apartado: Modelo general de eventos de mezcla de magmas).

9) Plagioclasa de bordes/o zonas cálcicas (dioritas, tonalitas y granodioritas Fig. 5e). La zonación inversa tiene lugar solo durante el proceso de mezcla de magmas (Hibbard 1995). Para ello, es necesario que el ingreso de magmas máficos que aumenten la temperatura del sistema félsico produciendo desequilibrio térmico

y químico con generación de un magma híbrido. Ello produce que sobre los cristales de plagioclasa crezcan rebordes más anortítico que en el interior del mismo cristal. Suzaño *et al.* (2017) reconoce plagioclasas con textura núcleo-manto-borde en tonalitas y granodioritas. Los mantos de plagioclasa de estas rocas exhiben una zonación interna inversa marcada (An_{28} a An_{47}) y un borde con An (25 a 37) compatible con la composición general de la roca (reequilibrio).

10) Textura rapakivi (granodiorita, Figs. 3h, 4b). Consiste en la generación de mantos de plagioclasa por disolución parcial de un feldespato alcalino y homogéneo (microclino) derivado de un sistema más félsico (Stimac y Wark 1992). Estos mantos de plagioclasa cristalizan a medida que progresa la disolución debida a la fusión intergranular de los bordes de microclino. Se interpreta que el microclino deriva de un end-member de composición sienogranítica.

La presencia de enclaves principalmente máficos y en menor medida tonalíticos y granodioríticos con inclusiones de fenocristales interpretados como derivados del magma félsico permite inferir que el magma que originó los enclaves intruyó un hospedante granítico en estado magmático (intrusión sinplutónica). La presencia de fenocristales (principalmente plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo) es común en cuerpos sinplutónicos desmembrados máficos y de enclaves tonalíticos (Castro *et al.* 1991) y granodioríticos.

Estadio II: Intrusión de magmas graníticos y magmas máficos del Complejo intrusivo Diablillos en el nivel del emplazamiento. La intrusión de los magmas del Complejo intrusivo Diablillos se produjo en niveles someros de la corteza. En estas condiciones se formarían minerales de grano fino tales como la apatita, que tiene ese típico hábito acicular registrada principalmente en intrusiones tonalíticas, máficas y cuerpos máficos desmembrados. Este tipo de hábitos sugieren un rápido enfriamiento de los magmas tonalíticos y máficos en contacto con la roca de caja. El rápido enfriamiento se deduce de la presencia de apatitas de hábito acicular (Fig. 5a), listones de plagioclasa (Wyllie *et al.* 1962) y anfíbol parcialmente alterado a biotita (Fig. 6c) (Hibbard 1995). Esta última textura es

particularmente abundante en las zonas de contacto entre algunos cuerpos desmembrados y el hospedante granítico. Por otro lado, el monzogranito y la granodiorita tienen textura de grano medio a grueso y no exhiben texturas de enfriamiento rápido a pesar de intruir en el mismo nivel de emplazamiento que la tonalita, con la que muestra contactos transicionales. Probablemente, el monzogranito y granodiorita intruyeron después de un período no muy largo a la intrusión de la tonalita, pero en un medio más caliente. Este escenario podría explicar las diferencias texturales y coexistencia de texturas de enfriamiento rápido y lento en tonalitas (ver Etapa III). Por lo tanto, el desarrollo de una textura fina con listones de plagioclasa y apatitas aciculares en tonalitas sugieren que ésta fue la primera facies en intruir niveles corticales superiores.

Otra evidencia de este tipo de enfriamiento rápido está relacionado con el emplazamiento de diques sinplutónico de magma máfico en tonalita, granodiorita y monzogranito que generan cuerpos desmembrados con texturas indicativas de alto índice y densidad de nucleación (ej. Castro *et al.* 1991).

Estadio III: Consolidación final del complejo. Implica la formación de grandes cristales de cuarzo poiquilítico (Fig. 4f) en tonalitas. Este tipo de cuarzo es intersticial y habría cristalizado simultáneamente con bordes de plagioclasa idiomórfica (formados en el estadio II) de la matriz (núcleo con zonación inversa An_{28-47} y borde con zonación normal An_{31-38}) y de los fenocristales (borde An_{25-36}) en las variedades porfíricas (Suzaño *et al.* 2017). Los minerales de este estadio estarían relacionados a una etapa de enfriamiento lento de líquidos residuales, pero en niveles someros de la corteza.

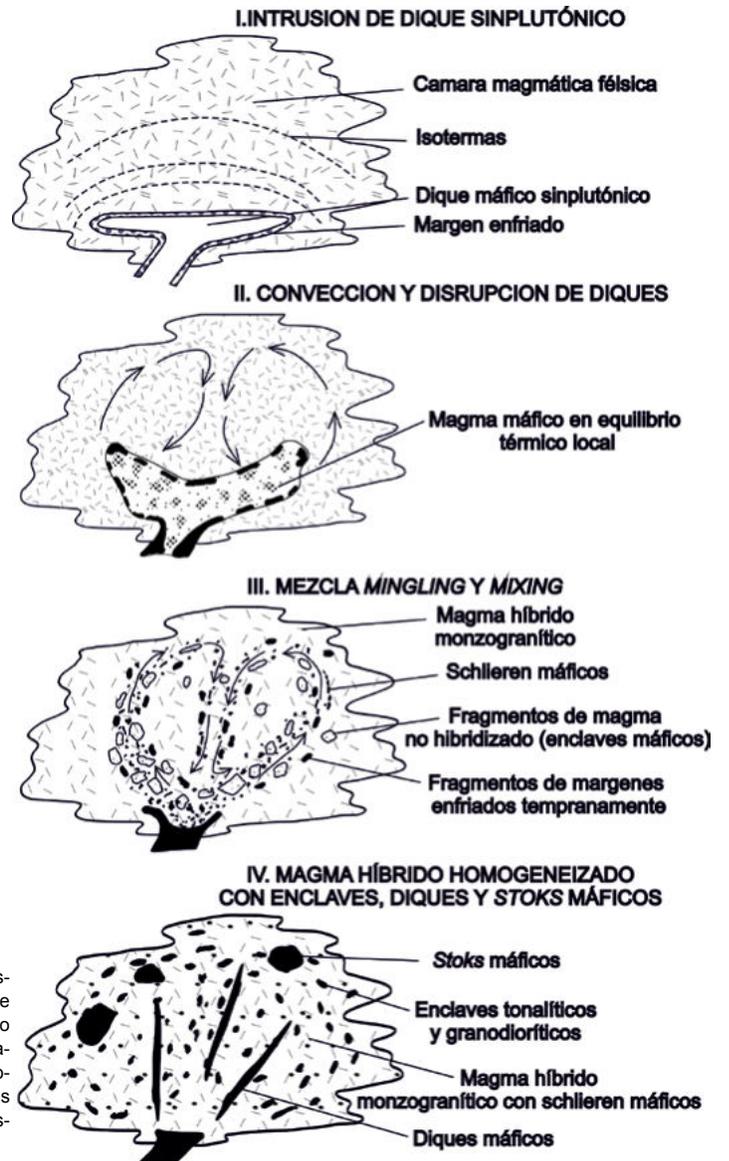
Modelo de hibridación de magmas y de enclaves asociados

Se propone un modelo genético (Fig. 7) que ilustra la evolución de una cámara magmática temprana de composición sienogranítica que experimenta inyecciones de magma máfico en forma de diques sinmagmáticos. Este modelo es similar al propuesto por Castro *et al.* (1991), el cual consta de 4 fases y, fue propuesto para

generar magmas híbridos (monzogranítico, granodiorítico y tonalítico) enclaves tonalíticos, aunque también es aplicable para la generación de enclaves de distinta composición solo variando la proporción de mezcla entre los magmas que constituyen los miembros extremos.

En una primera fase (fase I, Fig. 7), se asume una cámara magmática profunda de composición similar al sienogranito (Fig. 3c) de origen anatécico (ej. Lucasen *et al.* 2000, Sola *et al.* 2013) que experimenta inyecciones de magmas máficos (en forma de diques sinplutónicos). Los magmas máficos inyectados interactúan con el hospedante una vez alcanzado el equilibrio térmico en forma localizada, generando pequeños volúmenes de magmas híbridos de distinta composición de acuerdo a las proporciones de mezcla local. Por otro lado, el aporte calórico proporcionado por estas inyecciones habría producido ascenso de las isotermas y formación de celdas convectivas. El flujo de magma no solo produce disrupción en los diques máficos y generación de enclaves de variada composición (tonalítico y granodiorítico) y enclaves microgranulares máficos con bordes enfriados (fase II) sino que en un estadio más avanzado conduce a la mezcla homogénea de sus end-members (fase III) produciendo un magma híbrido de composición monzogranítico con 0,14 a 0,35 en proporción de magma máfico (Suzaño *et al.* 2017) con enclaves de variada composición. En esta etapa se habrían generado todas las texturas de enfriamiento lento descritas en el estadio I de enfriamiento. El hecho de encontrar enclaves de diferentes composiciones en un mismo magma híbrido monzogranítico podría ser explicado aplicando los conceptos expuestos por Perugini y Poli (2000) y Perugini *et al.* (2003). En una misma cámara magmática con inyecciones de magmas máfico que experimenta una mezcla caótica, estos autores reconocen regiones de mezcla activa y regiones de mezcla aisladas. La región de mezcla activa y región de mezcla aislada corresponden a regiones de hibridación y regiones donde la mezcla es eficiente y menos eficiente respectivamente. Los enclaves máficos del magma híbrido corresponden a fracciones de magmas que persistieron en regiones de mezcla poco eficientes

Figura 7. Modelo propuesto del posible escenario de generación de un híbrido monzogranítico con enclaves de variadas composiciones, estoks y diques máficos. Adaptado de Castro *et al.* (1991).



(IMR), aunque también pueden experimentar cierto grado de hibridación (ej. Fig. 3f). En regiones de mayor eficiencia (región de mezcla activa) se genera una fase híbrida homogénea donde los enclaves microgranulares máficos son totalmente asimilados o bien están presentes exhibiendo bordes difusos (Fig. 3f). Una de las características de magmas generados en la región de mezcla aislada es la presencia de fases minerales como el cuarzo azul y/o feldespato potásico que puede ser incorporado a los enclaves microgranulares máficos. Otra posibilidad que explique la variedad de enclaves en magmas híbridos del Complejo intrusivo Diablillos es que, después de generar un magma híbrido (ej. monzo-

granito), éste continúe experimentando inyecciones (constituyen un nuevo miembro extremo híbrido) y disrupciones de magma máfico. De acuerdo al grado de mezcla entre estos dos nuevos end-members se habrían formado sectores localizados de mezcla con generación de productos híbridos de composiciones tonalítica y granodiorita. Las inyecciones máficas y sus productos desmembrados que no hayan alcanzado a hibridarse se habrían conservado como enclaves microgranulares máficos de distintas tipologías (ej. enclaves microgranulares máficos multicomponentes, Suzaño *et al.* 2017) y con distintas relaciones de contacto con el hospedante. Cualquiera sea el caso, el flujo magmático generado por inyección térmica habría

diseminado los enclaves microgranulares máficos de las distintas tipologías, en algunos casos generando schillieren, y los enclaves de composición tonalítica-granodiorítica. Los enclaves microgranulares máficos generados por este proceso adquirieron formas redondeadas y alargadas, en algunos casos orientados; una de sus características más notable es la captura de cristales (xenos) de cuarzo, feldespato y plagioclasa (Vernon *et al.* 1988). Finalmente, en la fase IV, los magmas con enclaves habrían ascendido y emplazado en niveles someros de la corteza. En estas condiciones de menor temperatura se

intruyen nuevos pulsos de magma máfico que intruyen como diques y dan lugar a la formación de cuerpos desmembrados de enclaves microgranulares máficos asociados y pequeños cuerpos máfico intrusivos (*stocks*). Esta fase a nivel microscópico está representada por las texturas de enfriamiento rápido como apatitas aciculares (dioritas) y transformación de anfíbol a biotita en los bordes de enclaves microgranulares máficos desmembrados. Durante la etapa final de enfriamiento del magma se generan las texturas de enfriamiento lento que indican consolidación final de la cámara magmática (Estadio III).

Modelo general de eventos de mezcla de magmas

Las relaciones de campo, rasgos estructurales y litológicos, sumados al análisis petrográfico de texturas de disequilibrio secuencial evolutivo (Fig. 8) en cuatro etapas para precisar aspectos temporales relativos que dieron lugar a las facies del Complejo intrusivo Diablillos acotado a los 501 ± 17 Ma (Suzaño *et al.* 2015) y entre los ~ 515 y 520 Ma (Ortiz *et al.* 2017).

Se considera un reservorio de magma máfico, hidratado de origen mantélico (ej. Viramonte *et al.* 2007, Suzaño *et al.* 2017, Ortiz *et al.* 2017) homogéneo ubicado en la base de la corteza (subplacado, ej. Otamendi *et al.* 2010). Eventualmente pulsos de estos magmas máfico intruyen en forma de diques sinmagmático a una cámara magmática félsica cuyos fundidos derivarían de la fusión parcial de una corteza inferior fértil de acuerdo con modelos petrogenéticos propuesto para la región (ej. Otamendi *et al.* 2010, Sola *et al.* 2013, 2017). El proceso de intrusión de sucesivos pulsos de magma máfico y su interacción con fundidos félsicos de la cámara magmática pueden perdurar en el tiempo (Jackson *et al.* 2003).

Etapa 1: implica subplacado de magmas máficos en la base de la corteza y generación de fundidos graníticos peraluminosos, de composición similar al sienogranito del Complejo intrusivo Diablillos derivados de una fuente fértil tipo Formación Puncoviscana (Sola *et al.* 2013, 2017). Posteriormente ocurre la interacción y mezcla de ambos fundidos de acuerdo al modelo de hibridación arriba propuesto, ascenso y emplazamiento en niveles superiores de la corteza. El modelo considera que el magma máfico puede interactuar en distintas proporciones con el magma félsico de composición granítica (sienogranito) produciendo una fase híbrida de composición monzogranítica con enclaves (granodioritas y tonalitas). Por otro lado, las distintas facies híbridas (tonalitas y granodioritas) pueden ser generadas en forma escalonada a través de sucesivos pulsos de magmas máficos (Suzaño *et al.* 2017) en una cámara magmática ya hibridada en una proporción 0,40 a 0,67 de magma máfico. Las tonalitas y granodioritas muestran aspecto homogéneo, sin

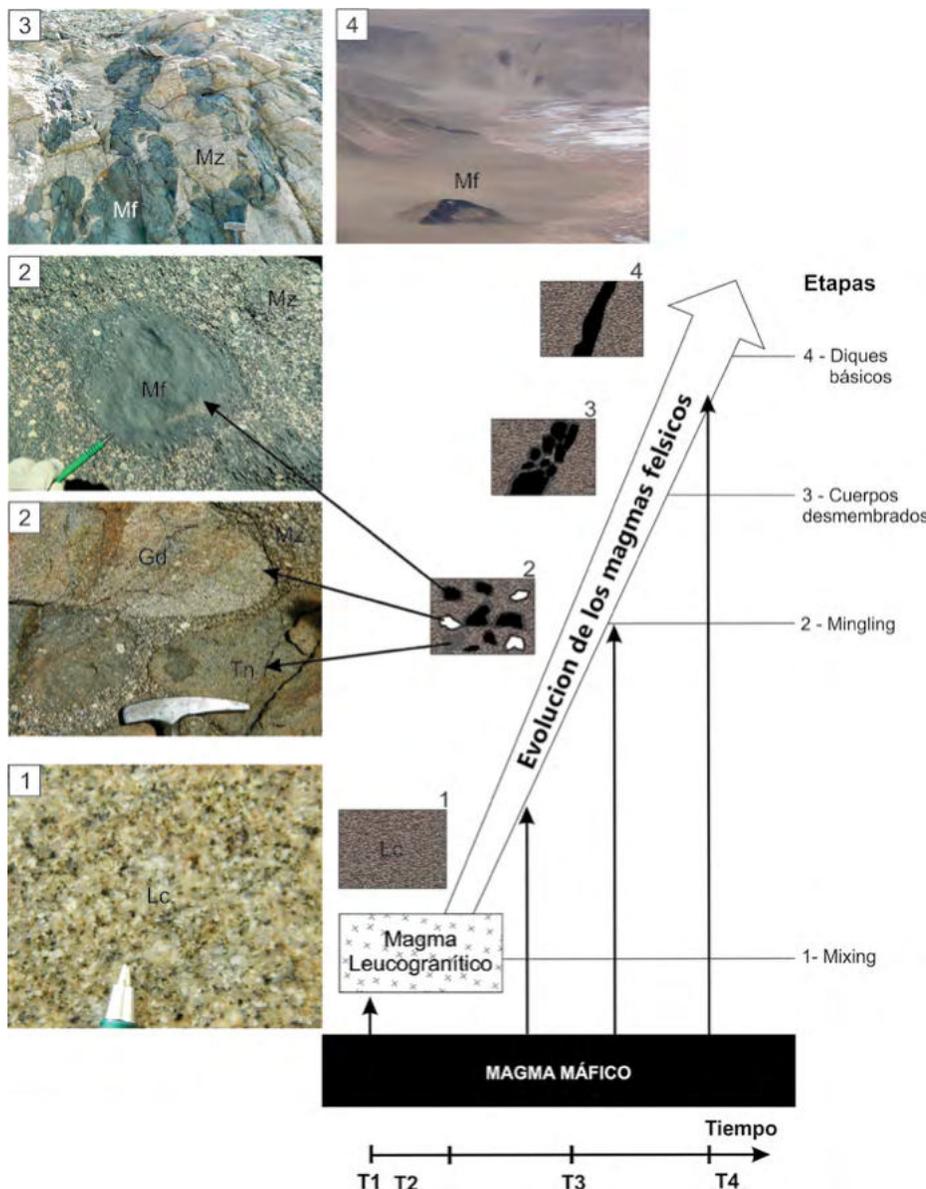


Figura 8. Modelo conceptual del proceso de mezcla de magmas en el borde occidental del salar de Diablillos. Adaptado de Barbarin (2004).8

embargo algunas evidencias como las texturas de desequilibrio registradas principalmente por plagioclasas (estructuras en nucleo-manto-borde con zonación inversa general), la presencia de enclaves microgranulares máficos parcialmente asimilados, schlieren máficos sumados a las evidencias geoquímicas (Suzaño *et al.* 2017, Ortíz *et al.* 2017) sugieren el proceso de *mixing* en su génesis. De acuerdo a las relaciones de campo, las tonalitas y granodioritas fueron las primeras facies en intruir la caja metamórfica. El tamaño de grano más fino y la presencia de texturas de enfriamiento rápido (agujas de apatitas y tablillas de plagioclasa) soportan esta afirmación. Posteriormente intruye la facies de monzogranito híbrido en un medio más caliente, desarrollando una textura más gruesa y finalmente pulsos menores de magmas sienograníticos y pegmatitas. Los enclaves microgranulares máficos presentes en las distintas facies graníticas del Complejo intrusivo Diablillos con bordes parcialmente asimilados podrían resultar del ascenso del magma hacia niveles medios-superiores de la corteza (Didier 1973, Didier y Barbarin 1991, Garcia-Moreno *et al.* 2006, entre otros). En estas condiciones, los dos fundidos interactuantes no alcanzaron a mezclarse completamente ya que es posible distinguir ambos end-members (*mingling*). Posteriormente el monzogranito con enclaves asciende e intruye a granodioritas, tonalitas y la roca de caja de la parte media y oriental de la sierra de Inca Viejo.

Etapas 2: se asume una cámara magmática ya instaurada en niveles someros de la corteza que experimenta un segundo evento de intrusión de magma máfico en varios pulsos de acuerdo con las realaciones de contacto con el hospedante (netos y con bordes de reacción de anfíbol a biotita). La intrusión de estos magmas produce cuerpos máficos desmembrados y en algunos casos cuerpos globulosos cartografiados a escala del mapa (Fig. 2). Los cuerpos desmembrados son interpretados como diques sinmagmáticos emplazados en todas las facies del Complejo intrusivo Diablillos, en sus distintos estadios de cristalización, aunque todavía en estado magmático (*crystal mush*). Las evidencias son los cuerpos desmembrados de bordes netos y eventualmente con bordes de

biotitas generadas a expensas de anfíbol. Posteriormente, pequeños volúmenes de magmas de composición sienogranítica y textura pegmatítica son intruidos. Estos magmas representarían la última etapa de la evolución magmática del Complejo intrusivo Diablillos debido a que intruyen indistintamente a granitos y cuerpos máficos desmembrados.

Etapas 4: está representado por un tercer pulso de magma máfico emplazado como diques tardíos de rumbo NE-SO en un estadio ya cristalizado del Complejo intrusivo Diablillos. Intruyen a la facies de monzogranitos y rocas metamórficas de mediano grado del borde occidental de la sierra de Inca Viejo. Este pulso de magma máfico tendría una expresión areal más regional de manera que excede el Complejo intrusivo Diablillos; teniendo en cuenta la orientación y similitudes con cuerpos máficos encontrados en zonas aledañas.

CONCLUSIONES

En esta contribución se muestra sistemáticamente que los granitoides de la sierra de Inca Viejo constituyen un ejemplo excepcional para el estudio de los procesos de mezcla *mixing* y *mingling* debido a la ocurrencia de una gran variedad de texturas. La presencia de texturas compatibles con mezcla de magmas, combinado con la presencia de enclaves microgranulares máficos, también a escala regional, permite sugerir que la mezcla de magmas fue el principal proceso de diferenciación magmática de las unidades identificadas en el Complejo intrusivo Diablillos. Las asociaciones texturales permiten inferir una etapa de enfriamiento lento dominante (ej. ocelli de cuarzo, plagioclasa con estructura núcleo-manto-borde, feldespatos potásicos corroídos, entre otros) y otra de enfriamiento rápido (apatitas aciculares, listones de plagioclasa) en el Complejo intrusivo Diablillos.

El end-member monzogranítico muestra relaciones de campo, texturas y contenido de enclaves microgranulares máficos que indican su naturaleza híbrida. La integración de los datos permitió plantear dos posibles modelos. Un modelo propone la génesis profunda del híbrido de composición monzogranítica, granodiorita y tonalita so-

bre la base de la presencia de abundantes texturas de enfriamiento lento y su aspecto homogéneo (*mixing*) que requiere condiciones de presión y temperatura reinantes en profundidad para que el proceso de *mixing* sea efectivo. El otro es un modelo conceptual que explica las distintas etapas evolutivas del Complejo intrusivo Diablillos de acuerdo a la intrusión multiepisódica de magmas máficos en un cámara magmática félsica. El modelo consiste en la generación de un producto híbrido como monzogranito, granodiorita y tonalita portadores de enclaves de variada composición y cuerpos máficos desmembrados.

AGRADECIMIENTOS

A la cátedra de Petrología Ígnea y Metamórfica de la Universidad Nacional de Salta (UNSa) por el apoyo brindado en la prestación de sus instalaciones. A la empresa Rodinia Lithium, Silver Standard por facilitar hospedaje y ayuda en las tareas de campo. Al Dr. Marcelo Arnosio (UNSa) por trabajos de campo en forma conjunta. Al laboratorio de petrotomía de la UNSa y al Técnico Víctor Liendro por la elaboración de secciones delgadas. Los trabajos de campo fueron subsidiados por el CONICET, proyecto PIP 6103-CONICET, Programa N° 1978/0 CIUNSA-UNSa.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F., Toselli, A. y Durand, F. 1976. Estratigrafía y paleontología de la región del Hombre Muerto, provincia de Catamarca, Argentina. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 109-123, San Miguel de Tucumán.
- Annen, C. y Sparks, R.S.J. 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 937-955.
- Annen, C., Blundy, J.D., y Sparks, R.S.J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47: 505-539.
- Aramayo, C. 1986. Geología y petrología del borde NE del Salar del Hombre Muerto (prov. de Catamarca). Tesis profesional, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta (inedita), 122 p., Salta.

- Barbarin, B. 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B11): 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: 155-177.
- Barbarin, B. y Didier, J. 1991. Macroscopic features of mafic microgranular enclave. En: Didier, J. y Barbarin, B. (eds), *Enclaves and granite Petrology*, Elsevier: 253-262, Amsterdam.
- Barbarin, B. y 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: 145-153.
- Becchio, R. 2000. Petrología y geoquímica del basamento del borde oriental de la Puna Austral. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Salta (inédita) 183pp, Salta.
- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y WeEMMr, K. 1999a. El basamento Paleozoico inferior del noroeste de Argentina (238±278S) -metamorfismo y geocronología. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 58-72, Salta.
- Becchio, R., Lucassen, F., Kasemann, 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). *Acta Geológica Hispana* 34: 273-300.
- Becchio, R.A., Suzaño N.O., Amosio M., Nieves, A.I.A. y Lopez Solano F. 2011. La mezcla de magma como proceso de diferenciación cortical durante la evolución del Orogénico farnatiniano. Salar de Diablillos. Noroeste argentino. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1:142-143, Neuquén.
- Blasco, G. y Zappettini, E. 1996. Hoja geológica San Antonio de los Cobres, 2566-1, Programa Nacional de Cartas Geológicas, escala 1: 250.000. *Boletín* 217, 126 p., Buenos Aires.
- Carstens, H. 1983. Simultaneous crystallization of quartz-feldspar intergrowths from granitic magmas. *Geology* 11: 339-341.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. y De La Rosa, J.D. 1991. Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. *Geologische Rundschau* 80: 109-120.
- Castro Dorado, A., Moreno-Ventas Bravo, I. y Rosa Díaz, J.D.L. 1994. Rocas plutónicas híbridas y mecanismos de hibridación en el Macizo Ibérico Hercínico. *Boletín Geológico y Minero*, 105(3): 63-83.
- Didier, J. 1973. *Granites and their Enclaves: The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites*. Elsevier, 393 p., Amsterdam.
- Barbarin, B. y Didier, J. 1991. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Enclaves and Granite Petrology* 135-153.
- Domínguez, F., Becchio, R., Viramonte, J.G., Martino, R., y 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. Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9: 161-168.
- Frost, T.P. y Mahood, G.A. 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* 99: 272-291.
- García-Moreno, O., Castro, A., Corretgé, L.G., y El-Hmidi, H. 2006. Dissolution of tonalitic enclaves in ascending hydrous granitic magmas: an experimental study. *Lithos* 89: 245-258.
- Hibbard, M.J. 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. En Elsevier (ed.) *Enclaves and granite petrology*: 431-444, Amsterdam.
- Hibbard, M.J. 1995. Mixed magma rocks. En Prentice-Hall (ed) *Petrography to petrogenesis*: 242-260, New Jersey.
- Hongn, F.D. y Mon, R. 1999. La deformación ordovícica en el borde oriental de la Puna. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte J.G. (eds.) *Relatorio del Congreso Geológico Argentino*.
- Hongn, F.D. y Seggiaro, R.E. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi, 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 248, 96 p., Buenos Aires.
- Hughes, C.J. 1971. Anatomy of a granophyre intrusion. *Lithos*, 4: 403-415.
- Insel, N., Grove, M., Haschke, M., Barnes, J.B., Schmitt, A.K. y 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: TC6006, doi:10.1029/2012TC003168.
- Jackson, M.D., Cheadle, M.J. y Atherton, M.P. 2003. Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108: 2332, doi:10.1029/2001JB001050.
- Kumar, S. 2010. Mafic to hybrid microgranular enclaves in the Ladakh batholith, northwest Himalaya: Implications on calc-alkaline magma chamber processes. *Journal of the Geological Society of India* 76: 5-25.
- Lucassen, F. y Becchio, R. 2003. Timing of high grade 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., Wilke H., Viramonte, J., Becchio R., Franz G., Laber A., WeEMMr K. y Vroon, P. 1996. The Paleozoic Basement of the Central Andes (18°- 26°S). A metamorphic view. 3° International Symposium Andean Geodynamics. Collection Colloques et Séminaires: 779-782, Paris.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H.G., Franz, G., Thirlwall, M.F., Viramonte, J. y WeEMMr, 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: 697-715.
- Lucassen, F., Becchio, R. y 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: 445-463.
- Mon, R. y F. Hongn. 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1): 1-10.
- Mon, R. y Hongn, F. 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S Latitude. *Geologische Rundschau* 80:745-758.
- Ortiz, A., Hauser, N., Becchio, R., Suzaño, N., Nieves, A., Sola, A. y Reimold, W. 2017. Zircon U-Pb ages and Hf isotopes for the Diablillos Intrusive Complex, Southern Puna, Argentina: Crustal evolution of the Lower Paleozoic Orogen, Southwestern Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 80: 316-339.
- Perugini, D. y Poli, G. 2000. Erratum to "Chaotic

- dynamics and fractals in magmatic interaction processes: a different approach to the interpretation of mafic microgranular enclaves². *Earth Planet. Sci. Lett.* 175 (2000) 93–103]. *Earth and Planetary Science Letters* 177: 129.
- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G. y Eleftheriadis, G. 2003. Magma mixing in the Sithonia Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology* 78: 173–200.
- Pinotti, L.P., D'Eramo, F. J., DeMartis, M., Coniglio, J.E. y Tubía Martínez, J.M. 2010. Estructuras magmáticas en granitos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 562-572.
- Pietranik, A. y Koepke, J. 2014. Plagioclase transfer from a host granodiorite to mafic microgranular enclaves: diverse records of magma mixing. *Mineralogy and Petrology* 108: 681-694.
- Pistone, M., Blundy, J.D. y Brooker, R. A. 2016. Textural and chemical consequences of interaction between hydrous mafic and felsic magmas: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 171: 8.
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. y Burg, J.P. 2006. Development of igneous layering during growth of pluton: the Tarçouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* 413: 271-286.
- Simón V.E., Bustos E. y Amosio M. 2017. Mapeo de alteración hidrotermal del Prospector Inca Viejo, Puna salteña. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas: 135-142, San Miguel de Tucumán.
- Sola, A.M., Becchio, R.A. y 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.
- Sola, A.M., Hasalová, P., Weinberg, R.F., Suzaño, N.O., Becchio, R.A., Hongn, F.D. y Botelho, N. 2017. Low-P melting of metapelitic rocks and the role of H₂O: Insights from phase equilibria modelling. *Journal of Metamorphic Geology* 35: 1131-1159.
- Stimac, J.A. y Wark, D.A. 1992. Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavas, Clear Lake, California: Implications for the origin of rapakivi texture. *Geological Society of America Bulletin* 104: 728-744.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12: 1-33.
- Suzaño, N., Becchio, R., Nieves, A., Sola, A. y Ortiz, A. 2015. Mezcla de magmas en el arco magmático Famatiniano del noroeste de Argentina: ejemplo en el complejo intrusivo Diablillos, Puna Austral. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32: 433-454.
- Suzaño, N., Becchio, R., Sola, A., Ortiz, A., Nieves, A., Quiroga, M. y Fuentes, G. 2017. The role of magma mixing in the evolution of the Early Paleozoic calc-alkaline granitoid suites. Eastern magmatic belt, Puna, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 76: 25-46.
- Vernon, R.H. 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings, New South Wales* 309: 77-103.
- Vernon, R.H. 1987. K-feldspar megacrysts in granites phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth-Science Reviews* 23: 1-63.
- Vernon, R.H. 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. *Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology* 13: 277-291.
- Vernon, R.H., Etheridge, M.A. y Wall, V.J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos* 22: 1-11.
- Viramonte, J.G., Becchio, R., Coira, B., Aramayo, C., Omarini, R. y Garcia-Cacho, A. 1993. Aspectos petrológicos y geoquímicos del basamento preordovícico del borde oriental de la Puna Austral, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino Actas 4: 307-318, Mendoza.
- Viramonte, J.M., Becchio, R.A., Viramonte, J.G., Pimentel, M.M. y Martino, R.D. 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. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95: 185.
- Wiebe, R.A. 1980. Commingling of contrasted magmas in the plutonic environment: examples from the Nain anorthositic complex. *Journal of Geology* 88: 197-209.
- Wiebe, R.A., Jellinek, M., Markley, M.J., Hawkins, D.P. y Snyder, D. 2007. Steep schlieren and associated enclaves in the Vinalhaven granite, Maine: possible indicators for granite rheology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153: 121-138.
- Wyllie, P.J., Cox, K.G. y Bigger, G.M. 1962. The habit of apatite in syenitic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology* 3: 238-243.

Recibido: 27 de febrero, 2019.

Aceptado: 18 de septiembre, 2019.