



Petrología y estructura del plutón Cóndor Huasi, sierra del Tigre, Provincia de Córdoba: un leucomonzogranito sintectónico con granate y turmalina

Jorge A. SFRAGULLA^{1,2}, Alina B. GUERESCHI^{1,3} y Roberto D. MARTINO^{1,3}

¹ Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (CFEfyN), Universidad Nacional de Córdoba (UNC), Córdoba.

² Secretaría de Minería, Provincia de Córdoba.

³ CICTERRA (CONICET-UNC) y CIGEA (CFEfyN-CNEA), Ciudad Universitaria, Córdoba.

Emails: sfragulla@unc.edu.ar

Editor: Juan E. Otamendi

Recibido: 15 de diciembre de 2022

Aceptado: 10 de mayo de 2023

RESUMEN

El plutón Cóndor Huasi aflora al oeste de las Sierras Pampeanas de Córdoba, con forma tabular-curva (eje mayor orientado N 330°) y concordante con la foliación S_2 de los esquistos bandeados encajonantes. Presenta dos facies, gruesa y fina, de leucomonzogranitos muscovíticos con biotita, apatita, granate y turmalina. El granate ($Sps_{36-43}Grs_{32-36}Alm_{21-28}Py_{0-1}$) tiene un núcleo de origen metamórfico profundo y un borde reequilibrado en el entorno magmático del granito. Considerando la biotita primaria, la temperatura de cristalización sería de ~ 631 °C. La estructura interna del plutón muestra dos foliaciones. Si_1 es primaria, de flujo magmático, materializada por la orientación planar de xenolitos y enclaves, y por el entramado de feldespatos en el granito. Si_2 es secundaria, producida por deformación subsólida, entre ~ 650-700 °C y ~ 400-250 °C. El emplazamiento habría sido sintectónico en el flanco oriental de un pliegue mayor de tipo 1C, con plano axial de clivaje S_3 , expresado como fracturas abanicadas en el plutón. La foliación Si_2 , paralela a S_3 , sería un plano de aplastamiento con cizalla durante el plegamiento. Geoquímicamente son granitos moderadamente peraluminosos y calcoalcalinos, ricos en K, con altos contenidos en SiO_2 , fuertemente diferenciados y sincolisionales. Por comparación con plutones menores similares de las Sierras Pampeanas Orientales, como el cercano plutón La Yeya Norte y el plutón Los Alanices de la Serie Ordovícica de Granitos y Granodioritas de baja temperatura de la Sierra de San Luis, pertenecería al Ciclo Orogénico Famatiniano. Sin embargo, el emplazamiento en el flanco oriental de un pliegue mayor formado por esquistos bandeados neoproterozoicos, sugiere una antigüedad mayor.

Palabras clave: granito, emplazamiento, deformación, Sierras Pampeanas Orientales, Ciclo Orogénico Famatiniano.

ABSTRACT

Petrology and structure of the Cóndor Huasi Pluton, Sierra del Tigre, Province of Córdoba: a syntectonic leucomonzogranite with garnet and tourmaline.

The Cóndor Huasi pluton outcrops to the west of the Sierras Pampeanas of Córdoba, with a tabular-curved shape (major axis N 330°) and concordant with the S_2 foliation of the banded schists country-rocks. It is composed of two facies, coarse and fine, of muscovitic leucomonzogranites with biotite, apatite, garnet and tourmaline. The garnet ($Sps_{36-43}Grs_{32-36}Alm_{21-28}Py_{0-1}$) is xenolithic, with a deep metamorphic core and a reequilibrated rim in the magmatic setting of the granite. Considering the primary biotite, the crystallization temperature would be ~ 631 °C. The internal structure of the pluton shows two foliations. Si_1 is a primary magmatic flow foliation, materialized by the planar orientation of xenoliths and enclaves, and by the network of feldspars in the granite. Si_2 is a secondary foliation, produced by subsolid deformation, between ~ 650-700 °C and ~ 400-250 °C. The emplacement was syntectonic on the eastern flank

of a major type 1C fold, with an axial plane of S_3 cleavage, expressed as fan-shaped fractures in the pluton. Si_2 , parallel to S_3 , was a shear flattening plane during folding. Geochemically, the granite is moderately peraluminous and calc-alkaline, rich in K, with high SiO_2 contents, strongly differentiated and sincolisional. By comparison with similar minor plutons of the Sierras Pampeanas Orientales, such as the nearby La Yeya Norte pluton and the Los Alanices pluton of the low-temperature Ordovician Series of Granites and Granodiorites of the Sierra de San Luis, it would be related to the Famatinian Orogenic Cycle. However, the emplacement on the eastern flank of a major fold formed by Neoproterozoic banded schists suggests an older age.

Keywords: granite, emplacement, deformation, Eastern Sierras Pampeanas, Famatinian Cycle.

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Pampeanas de Córdoba (Fig. 1) tienen una historia tectonotérmica y magmática compleja en la que numerosos plutones graníticos menores fueron generados en distintos ambientes geotectónicos (Sims et al. 1998, D'Eramo et al. 2014, Lira y Sfragulla 2014, Otamendi et al. 2014, y bibliografía citada en estos trabajos) durante los ciclos orogénicos Pampeano (Proterozoico superior-Cámbrico) y Famatiniano (Cámbrico superior-Ordovícico), y el Evento Tectonotérmico Achaliano (Devónico). Estudios petrológicos y geoquímicos permiten la caracterización de cada cuerpo intrusivo y su probable filiación geotectónica. Sin embargo, muchos de ellos tienen características similares y carecen de dataciones isotópicas que permitan su asignación precisa al magmatismo cámbrico, ordovícico o devónico-carbonífero. En estos casos, los análisis estructurales de deformaciones dúctiles y frágiles tanto en los cuerpos plutónicos como en sus rocas encajonantes pueden hacer aportes significativos con respecto al emplazamiento y su correlación regional.

El plutón Cóndor Huasi aflora en las estribaciones orientales de la Sierra del Tigre (o de Quebrada del Tigre), en el sector más occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Figs. 1 y 2). Los primeros antecedentes geológicos sobre el plutón se deben a Olsacher (1972), quien lo define como un granito con turmalina con marcada foliación, considerándolo una derivación del batolito de Achala. Ametrano (1997), quien estudió los yacimientos wolframíferos de Altautina, afirmó que los plutones graníticos de Cóndor Huasi, La Yeya y San José corresponden a leucomonzogranitos altamente evolucionados, especializados y colisionales del Devónico inferior. Bonalumi et al. (1999) describieron al plutón como un granito muscovítico con textura holocristalina granular, fuertemente deformada, con biotita, apatita y turmalina accesorias, y lo ubican dentro del magmatismo ordovícico. Sfragulla (2013), en su tesis doctoral, realiza la cartografía y la caracterización petrográfica y geoquímica del plutón. Sfragulla et al. (2019) presentaron nuevos datos sobre quimismo mineral y estructura del cuerpo plutónico, los que son ampliados e interpretados en este trabajo.

El área estudiada se ubica en el departamento San Javier, al centro-oeste de la provincia de Córdoba, y abarca la periferia norte de la ciudad de Villa Dolores, más precisamente entre las localidades de Piedra Pintada y Sauce Arriba y la cuesta de Santa Rita (Fig. 3).

Los objetivos del presente trabajo son: 1) caracterizar petrográfica y geoquímicamente el plutón Cóndor Huasi y las

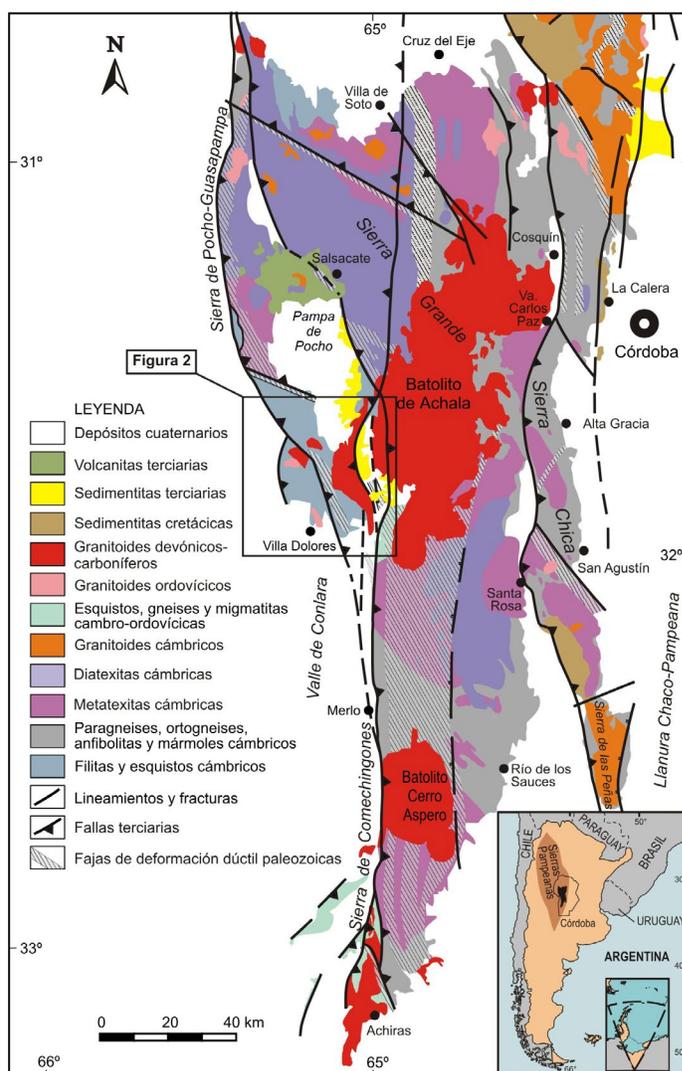


Figura 1. Mapa geológico de las Sierras Pampeanas de Córdoba donde se indica la ubicación del área de la figura 2 (modificado de Guereschi y Martino 2014).

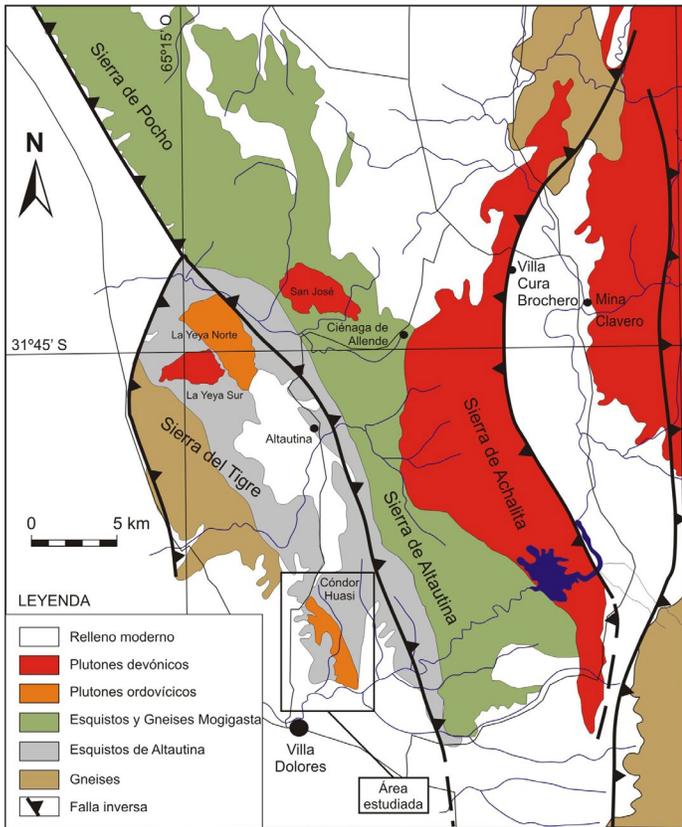


Figura 2. Mapa geológico del sector centro-occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba donde se indica la ubicación del área estudiada del plutón Cónдор Huasi (modificado de Bonalumi et al. 1999).

relaciones con sus rocas encajonantes, 2) analizar los rasgos estructurales de deformación dúctil y frágil, 3) interpretar los procesos vinculados a su emplazamiento y su probable correlación regional en el contexto geotectónico de las Sierras Pampeanas de Córdoba.

MARCO GEOLÓGICO

Las Sierras Pampeanas de Córdoba (Fig. 1, Martino et al. 2020 y referencias citadas allí) están constituidas por una serie de cordones montañosos formados por rocas metamórficas polideformadas representadas por migmatitas (metatexitas y diatexitas), con menor proporción de gneises, anfibolitas, mármoles, serpentinitas, esquistos y filitas (Neoproterozoico-Cámbrico). Estas rocas están imbricadas por fajas de deformación dúctil contraccionales, de probables edades cámbricas, ordovícico-silúricas y devónico-carboníferas. El conjunto está intruido por granitoides cámbricos, ordovícicos y devónico-carboníferos. Entre estos últimos, se destacan por su extensión los batolitos de Achala y de Cerro Áspero-Alpa Corral. Los cordones montañosos están orientados norte-sur, limitados por fallas inversas vergentes al oeste

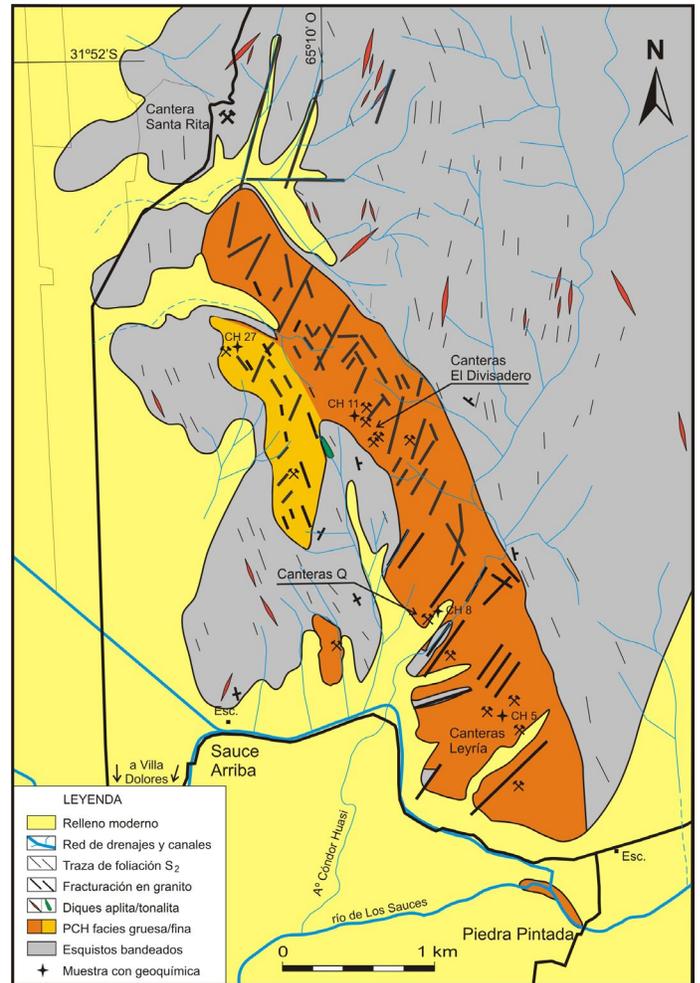


Figura 3. Mapa geológico del plutón Cónдор Huasi (PCH) y su encajonante metamórfico (modificado de Sfragulla 2013).

y separados por sedimentos intermontanos cenozoicos (paleógeno-neógenos y cuaternarios). Existe además una escasa cubierta sedimentaria discontinua, de edades paleozoica superior (sedimentitas continentales carbonífero-pérmicas), mesozoica (sedimentitas continentales y volcanitas cretácicas) y cenozoica (paleógeno-neógena y cuaternaria). En el sector noroeste de las sierras, volcanitas traquiandesíticas y depósitos piroclásticos neógenos se superponen al paisaje de bloques basculados al este. Estos cordones emergen de la llanura Chacopampeana de edad cuaternaria (sedimentos continentales y suelos, Pleistoceno-Holoceno).

En las Sierras Pampeanas de Córdoba (Fig. 1), estructuras de deformación dúctil y frágil, de distintas edades, se superponen en un patrón complejo. Martino y Guerreschi (2014 y referencias citadas allí) siguiendo el concepto orogénico de una tectónica en pisos (niveles estructurales) distinguen una superestructura y una infraestructura, referidas a la estructura interna de los bloques de basamento metamórfico neoproterozoico-cámbrico. Las rocas que afloran pertenecen

mayoritariamente a la infraestructura, con restos dispersos de la superestructura. Las unidades de la superestructura comprenden rocas metasedimentarias de grado bajo como filitas, esquistos micáceos y esquistos bandeados, en las que se reconocen estructuras como clivaje, esquistosidad, plegamiento similar y *kink-bands*. La superestructura presenta contactos transicionales, intrusivos y tectónicos con la infraestructura. La infraestructura comprende rocas metamórficas de grado medio a alto, principalmente migmatitas (metatexitas y diatexitas), gneises, anfibolitas, mármoles y rocas calcosilicáticas. La principal estructura reconocida en la infraestructura es una foliación metamórfica estratiforme, muy penetrativa y de distribución regional. Esta foliación tiene una tendencia estructural con rumbo dominante N 330° y buzamiento al este con ángulos medios a bajos. Esta foliación fue retrabajada formando pliegues en vaina, pliegues isoclinales oblicuos y pliegues reclinados, por deformación no coaxial en los niveles medios a bajos de la corteza neoproterozoica-paleozoica inferior. Esto dio como resultado una fábrica penetrativa B (plegada) + S (planar), reconocible a todas las escalas de observación y en ambos niveles estructurales, en las Sierras Pampeanas de Córdoba.

La sierra del Tigre es una serranía baja ubicada al oeste de la sierra de Altautina (Fig. 2). Esta sierra, junto con las sierras de Pocho y Guasapampa, forman el cordón más occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Fig. 1). La sierra del Tigre está formada por rocas metamórficas de grado medio de edad neoproterozoica a paleozoica inferior, pertenecientes a la superestructura mencionada más arriba (Martino y Gueschi 2014). Estas metamorfitas forman una franja de unos 7 km de ancho y 25 km de largo entre el norte de Villa Dolores y el borde noroeste de la Sierra del Tigre. Fueron denominadas Esquistos de Altautina por Bonalumi et al. (1999). Esta unidad está compuesta por tres litologías: esquistos bandeados, cuarcitas micáceas y micacitas. Los esquistos bandeados son los más abundantes arealmente y forman el encajonante del plutón Cóndor Huasi objeto de este trabajo (Fig. 3).

METODOLOGÍA

Se realizó el estudio petrográfico detallado mediante microscopía óptica de 30 secciones delgadas y se seleccionó una muestra representativa para determinar la composición química de las fases minerales principales y accesorias del granito del plutón Cóndor Huasi. Los análisis químicos se realizaron con una microsonda electrónica en modo dispersivo en longitudes de onda (WDS) marca Jeol JXA 8230, ubicada en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por

Rayos X (LAMARX, CONICET-UNC), en la Facultad de Matemática, Astronomía, Física y Computación de la Universidad Nacional de Córdoba. Las condiciones operativas usadas durante las rutinas de medición fueron: potencial de activación de 15 kV, corriente de haz de rayo electrónico de 20 nA (10 nA para plagioclasa), haz de electrones de 3-5 μm de diámetro y tiempo de conteo de 20 segundos (10 segundos en el pico y 5 segundos en cada fondo). Se utilizaron minerales naturales y compuestos sintéticos como estándares. Además, se empleó un espectrómetro dispersivo en energías (EDS) para la identificación y el análisis semicuantitativo de fases minerales accesorias. Para evaluar la composición química de los granates analizados, se usó *garnetRF* (Schönig et al. 2021), un esquema de discriminación de roca hospedante de granate que se basa en un algoritmo de aprendizaje automático (*machine-learning*) entrenado en un gran conjunto de datos de 13.615 análisis químicos de granate que cubre una amplia variedad de litologías que contienen granate.

Los análisis geoquímicos de cuatro muestras representativas del plutón Cóndor Huasi se realizaron en los laboratorios *ActLabs* (Canadá), donde se analizaron elementos mayoritarios, traza y tierras raras. La digestión de las muestras se hizo mediante perlas fundidas en metaborato-tetraborato de litio, disueltas en solución nítrica débil. Los análisis se hicieron mediante espectrometría de emisión de plasma (ICP) para los elementos mayoritarios, combinado con espectrometría de masas (ICP/MS) para los elementos traza y tierras raras.

LITOLOGÍA Y RELACIONES DE CAMPO

A continuación, se describen las litologías y relaciones de campo del plutón Cóndor Huasi, sus enclaves y xenolitos, y rocas encajonantes. Además, se describirán brevemente los principales cuerpos intrusivos menores del plutón y de sus rocas encajonantes ya que, dada su variedad y complejidad, una descripción más detallada excede los objetivos del presente trabajo.

Plutón Cóndor Huasi

El plutón Cóndor Huasi tiene una forma groseramente tabular-curvada, alargada aproximadamente en la dirección N 330° y ensanchada en su tramo sur. El borde oriental es curvo convexo hacia el encajonante metamórfico, mientras que el borde occidental es irregular, con entrantes y salientes marcadas por fracturas de rumbo N 30° e interdigitaciones de relleno moderno y granito, visibles a escala del mapa (Fig. 3). Tiene una longitud aproximada de 5 km, con un ancho máximo de 1 km en su sector sur (relación axial ~ 1:5) y de

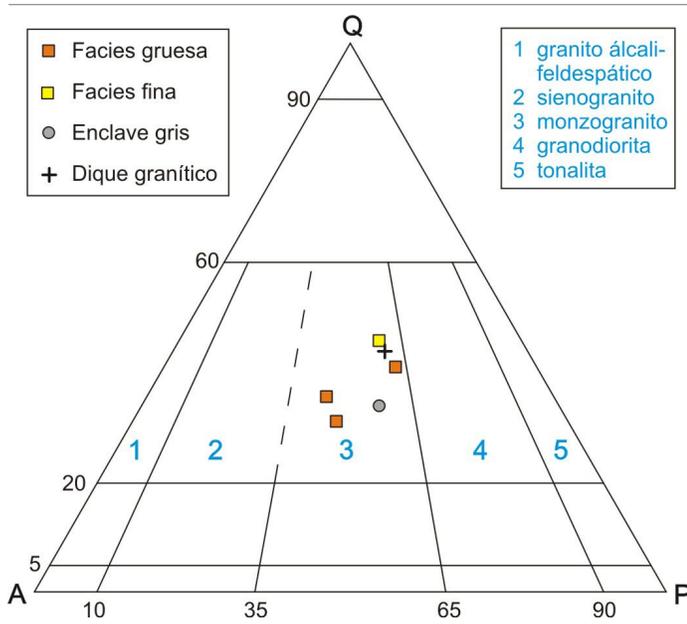


Figura 4. Triángulo QAP de Streckeisen (1974) con la clasificación modal de las rocas del plutón Cóndor Huasi y algunos cuerpos intrusivos menores asociados.

0.7-0.5 km de ancho hacia el norte, abarcando una superficie aproximada de 6 km². Los afloramientos más australes se encuentran en el balneario Piedra Pintada, al este de Villa Dolores. En general, son rocas graníticas de color gris claro que aparecen cortadas por un marcado sistema de fracturas de rumbo N 30°, asociadas a los entrantes y salientes del borde occidental mencionados más arriba (Fig. 3). Los contactos con la roca encajonante son netos y muestran que el plutón es concordante a localmente discordante, con bajo ángulo,

con la foliación metamórfica del encajonante.

El plutón está compuesto por dos facies monzograníticas de color gris y distinta granulometría (Cuadro 1 y Fig. 4). La roca que predomina es la facies gruesa (Fig. 5abc), aflorante al este, que engloba enclaves félsicos grises de composición granítica y xenolitos de rocas metamórficas (esquistos bandeados y ortogneises, Fig. 5b). En el oeste del plutón aflora una facies fina. El contacto entre ambas facies es gradacional.

Facies gruesa: Aflora en el sector este y sureste del intrusivo, al norte de Piedra Pintada (Fig. 3). Es un granito grisáceo claro, de grano medio a grueso (Fig. 5c), con una foliación deformacional, denominada aquí foliación interna Si₂, marcada por el alineamiento grosero de filosilicatos, con un rumbo generalmente N-S a NNO y buzamientos al este. En la parte central y noreste del plutón, la foliación Si₂ está menos marcada. En el contacto oeste, las rocas están intruidas por diques de granitos muscovíticos (ver más adelante). Un rasgo muy común son sectores de la roca con mayor granulometría, en forma de “bolsones” pegmatoides con cuarzo y turmalina, a veces en cristales bien desarrollados.

Macroscópicamente es una roca de color gris blanquecino, de grano grueso, compuesta por microclino, plagioclasa, cuarzo, muscovita, biotita, turmalina y escaso granate, en la que en muchos casos puede observarse un marcado alineamiento de las micas (foliación interna Si₂).

Microscópicamente la roca está formada por un entramado de cristales anhedrales a subhedrales gruesos, no orientados a débilmente orientados, de plagioclasa y microclino,

Tabla 1. Petrografía y composición modal (%) del plutón granítico Cóndor Huasi y cuerpos intrusivos menores asociados

Facies	Gruesa	Fina	Enclave gris	Dique granítico
Color	gris claro	gris claro	gris oscuro	blanco grisáceo
Estructura	maciza	maciza	maciza	maciza
Tamaño de grano	grueso	fino	fino	fino
Clasificación	leucomonzogranito	leucomonzogranito	monzogranito	leucomonzogranito
cuarcio	28.7-35.1	38.26	26.95	38.63
microclino	19-33.9	18.8	22.75	19.9
plagioclasa	26.4-31.4	26.85	29.97	29.45
biotita	1.15-2.27	2.74	7.14	
muscovita	5.2-11.6	12.28	12.52	10.69
apatita	x	x	x	x
circón	x	x	x	x
minerales opacos	x		x	x
turmalina	x	x	x	x
granate	x	x		x
índice de color	2.13-2.91	3.74	7.14	1.31

x: cantidades menores al 1 %

de entre 4 y 6 mm de largo, definiendo una foliación interna magmática Si_1 poco marcada. Este entramado encierra agregados intersticiales, con formas irregulares y lentiformes (cintas groseras), de cristales xenomorfos de cuarzo más fino (< 1 mm) alargados según la foliación interna Si_2 . También se reconocen algunos pequeños “parches” de cuarzo con textura granoblástica poligonal. La orientación de la cara (001) de las

micas marca más claramente la foliación Si_2 . En general, se clasifica como una textura interlobada inequigranular según Moore (1970, en Passchier y Trouw 2005).

El cuarzo se presenta en granos anhedrales, con extinción ondulosa, bandas de deformación y escasos granos con texturas en damero (Fig. 6a). Muestra una fuerte reducción del tamaño de grano, con una intensa migración de los bordes y



Figura 5. Fotografías de afloramientos: a) Vista panorámica del plutón Cóndor Huasi desde canteras El Divisadero hacia el sudeste, donde se observa el plano subhorizontal de la foliación interna magmática Si_1 ; b) Vista en planta del contacto del granito con un xenolito ortognésico; nótese el plano subhorizontal Si_1 que es usado para la extracción de bloques. Ancho de la cabeza de la piqueta de escala: 20 cm; c) Vista en planta de detalle de la facies gruesa del leucomonzogranito Cóndor Huasi; d) Vista en perfil de los esquistos bandedados del encajonante metamórfico del plutón mostrando la fábrica B + S (plano axial de los pliegues B y fábrica planar S_2) descrita en el texto. Lápiz de escala: 15 cm.

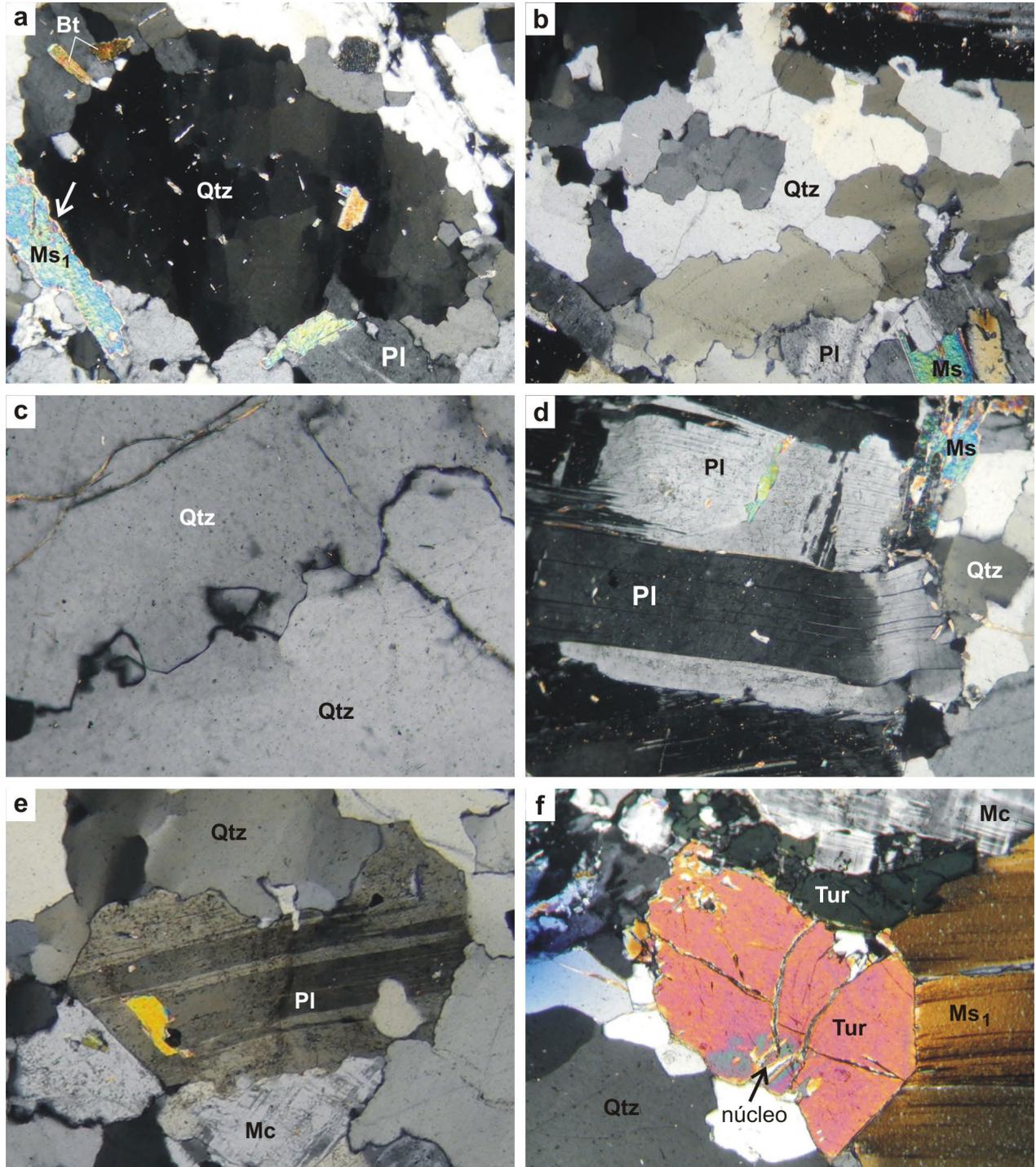


Figura 6. Fotomicrografías (a nicoles cruzados) de la facies gruesa del plutón granítico Cóndor Huasi: a) Grano de cuarzo (Qtz) con textura en damero e intensa migración de bordes de grano; nótese que la muscovita (Ms_1) fija el límite de grano del cuarzo (*pinning*) de una manera ondulada (flecha). El resto de los granos de cuarzo muestra una intensa recrystalización por abultamiento (*bulging*). Ancho de la fotomicrografía 1.5 mm; b) Agregados de cuarzo con bordes de grano lobulados y cuspidales, fuerte migración de bordes de grano (*grain boundary migration*) y evidencias de abultamiento (*bulging*). Ancho de la fotomicrografía 1 mm; c) Detalle de bordes de granos de la interfase en cuarzo, en el que se destaca un abultamiento muy pronunciado (*bulging*) Ancho de la fotomicrografía 0.2 mm; d) Plagioclasa (PI) muy deformada internamente, con maclas polisintéticas acuñaadas y flexuradas e interfaces lobuladas con cristales vecinos. Ancho de la fotomicrografía 2 mm; e) Relación cuarzo-plagioclasa con bordes de grano lobulados-cuspidales, indicando poco contraste reológico entre ambas fases minerales; se observan, además, débil extinción ondulosa y bandas de deformación incipientes en el cuarzo y maclas acuñaadas y flexuradas en la plagioclasa. Ejemplo tomado de la facies fina (Fig. 3). Ancho de la fotomicrografía 1 mm; f) Cristales de turmalina (Tur) en matriz de cuarzo, muscovita y microclino. El grano mayor de turmalina está fracturado en dos etapas: una fractura oblicua que corta a todo el cristal y luego otra, que desplaza a la anterior, rellena con venillas de feldespató potásico. Hacia el borde inferior y al centro, se encuentra el núcleo de la turmalina (flecha) y el resto del cristal es el borde. Ancho de la fotomicrografía 0.6 mm.

abultamientos (*bulging*, Fig. 6abc). En general, es xenomórfico en toda la roca y algunos granos tienen formas poligonales con juntas triples a 120° . La plagioclasa es subhedral a anhedral, con extinción ondulosa, maclas acufiadas y curvadas (Fig. 6d), desmezclas antipertíticas de microclino, mirmequitas de cuarzo y alteración sericítica. En contacto con el cuarzo, la plagioclasa presenta bordes lobulados-cuspidales (Fig. 6e). El microclino es anhedral, con maclado en enrejado muy distorsionado, extinción ondulosa, pertitas en parches y flamiformes, y alteración caolínica. Ambos tipos de feldespatos tienen fracturas rellenas por cuarzo y delgadas láminas de muscovita secundaria. La biotita se reconoce en cristales pardos subhedrales, generalmente alterada a clorita, y la muscovita (Ms_1) lo hace en cristales subhedrales (Fig. 6a). Ambas micas presentan extinción ondulosa, flexuras y acodamiento (*kinking*). La turmalina forma cristales subhedrales de color verde, con pleocroísmo a celeste y pardo, fracturados y desplazados por microfallas (Fig. 6f). El granate se presenta con formas anhedrales irregulares, de color rosado y también fracturado. Se reconocen, además, apatita en cristales anhedrales, ilmenita y circón. Como minerales secundarios, se reconocen: muscovita (Ms_2), clorita, epidoto, hematita, sericita y minerales arcillosos. Cabe agregar que el circón de esta facies se presenta en cristales cortos, rosados, subhedrales y de aspecto lechoso. Es muy escaso en las fracciones pasante #100, retenida #200 y en la pasante #200. El mal estado de conservación no permitió la obtención de datos isotópicos para realizar un fechado radimétrico preciso. Modalmente se clasifica a esta roca como leucomonzogranito muscovítico, debido a la escasez de minerales máficos y a la abundancia de muscovita que presenta.

Facies fina: Aflora al oeste de canteras El Divisadero (Fig. 3). Es una roca maciza de grano fino, color gris y composición mineralógica similar a la facies gruesa, con los rasgos de formacionales más acentuados. Microscópicamente presenta una textura interlobada inequigranular, con alineación de las micas que determinan la foliación macroscópica (Si_2). Los cristales presentan un tamaño máximo de 3 mm de largo. El cuarzo forma cristales anhedral, con bordes lobulados, bandas de deformación, extinción ondulosa y fracturados. La plagioclasa aparece en cristales subhedrales tabulares a anhedral, con bordes lobulados, maclado flexurado y acufiada, extinción ondulosa, desmezclas antipertíticas de microclino y alteración sericítica. En contacto con los agregados de cuarzo, la plagioclasa presenta sus bordes intergranos lobulados (Fig. 6e). El microclino se presenta en cristales anhedral, con maclado en enrejado distorsionado, abundantes pertitas en parches y alteración caolínica y, en grado menor, sericítica. La muscovita (Ms_1) forma cristales tabulares, con bordes

irregulares, levemente flexionados. Como accesorios aparecen biotita cloritizada, en agregados asociados a muscovita; granate, en agregados elongados en sentido de la foliación y con alteración sericítica en fracturas; turmalina verde azulada; apatita; y circón. Como minerales secundarios, se encuentran: muscovita (Ms_2), en cristales subhedros desarrollados sobre plagioclasa y feldespato potásico; clorita; escaso epidoto; hematita, sericita y minerales arcillosos. Modalmente se clasifica a esta roca como leucomonzogranito muscovítico.

Enclaves y xenolitos

Dentro del plutón Cóndor Huasi, aparecen enclaves elipsoidales simples (una sola litología) de composición granítica, de color gris y grano fino, que pueden ser clasificados como enclaves microgranulares félsicos. También hay enclaves simples de pegmatitas desmembradas. Algunos enclaves son compuestos (formados por dos litologías) integrados por material pegmatítico y granítico fino. También se encuentran xenolitos de esquistos bandeados, angulosos, que constituyen la roca encajonante del plutón (ver más adelante), y xenolitos de ortogneises, tabulares y de color negro. En general, dada su naturaleza planar general, yacen subhorizontalmente definiendo una foliación interna Si_1 de origen magmático (ver más adelante el acápite Estructura).

Enclaves félsicos grises: Estos enclaves se encuentran dentro de la facies gruesa, tienen forma elipsoidal, con diámetros que no superan los 50 cm. Generalmente son visibles en los cortes frescos de las canteras y se diferencian del granito que los rodea por ser de grano más fino y de color más oscuro. Macroscópicamente son de color gris oscuro y grano fino, y están compuestos por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, muscovita y escasa turmalina. Microscópicamente presentan textura protomilonítica, con porfiroclastos de feldespatos menores a 2 mm, rodeados por una matriz anastomosada de naturaleza micácea. El cuarzo es anhedral, con extinción ondulosa y en agregados finos, fracturado. La plagioclasa forma cristales anhedral con maclado flexurado y mirmequitas en contacto con microclino. El microclino se presenta en cristales anhedral, con abundantes pertitas en parches, extinción ondulosa, deformación del maclado y fuerte alteración sericítica. La biotita se encuentra en cristales subhedros tabulares, con bordes festoneados, color pardo poco pleocroico y parcialmente alterada a clorita. Como accesorios aparecen: muscovita subhedral, levemente flexurada; apatita, en cristales anhedral grandes y aciculares pequeños; y circón. Como minerales secundarios, se encuentran: sericita, clorita y minerales arcillosos.

Xenolitos de ortogneises: Estos xenolitos aparecen incluidos dentro de la facies gruesa. Tienen forma de placas

y de masas tabulares, de pocos centímetros de espesor y aproximadamente dos metros de diámetro, generalmente de base plana y en posición subhorizontal (Fig. 5b). Macroscópicamente son rocas de color gris oscuro, de grano grueso, foliadas (en algunos casos con aspecto de gneises de ojos), compuestas principalmente por biotita, cuarzo, plagioclasa y escasa muscovita. Microscópicamente tienen textura milonítica, con porfiroclastos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, rodeados por una matriz compuesta por muscovita y biotita orientadas en el sentido de la foliación de la roca. Como accesorio se observa apatita, en granos anhédros. Los porfiroclastos de minerales félsicos presentan rasgos de deformación como extinción ondulosa y formación de agregados recristalizados en el cuarzo, y deformación en las maclas de los feldespatos, a lo que se suma una fuerte alteración sericitica. Un rasgo notable es que el cuarzo recristalizado deja láminas de biotita en su interior (*left-over mica inclusions*).

Cuerpos intrusivos menores en el plutón Cónдор Huasi

Dentro del plutón Cónдор Huasi, se reconocen una serie de cuerpos intrusivos menores, en forma de diques de granito muscovítico, pegmatitas, aplitas y venas, cuyas relaciones estructurales se tratan en el acápite Estructura (ver más adelante).

Granito muscovítico: Afloran en forma de diques, con rumbo N 290°/70° S, al suroeste de las canteras El Divisadero (Fig. 3), dentro de la facies gruesa del plutón, con la que contactan de forma neta. Diques similares se encuentran más al oeste, cortando en forma discordante al encajonante metamórfico sureste de la facies fina del plutón. Macroscópicamente son rocas blanquecinas, de grano fino, ricas en muscovita. Vista al microscopio, la roca presenta una textura inequigranular hipidiomórfica, con láminas de muscovita alineadas definiendo una foliación en toda la roca. Los cristales presentan un tamaño máximo de 2 mm, pero son más comunes los de 1-1.5 mm. Además de los minerales primarios principales cuarzo, plagioclasa y microclino, aparecen como accesorios turmalina, granate, apatita y minerales opacos. Como minerales secundarios, se presentan muscovita, hematita y minerales arcillosos. Modalmente se clasifica a esta roca como leucomonzogranito muscovitizado, debido a la escasa cantidad de mafitos y a la abundante muscovita secundaria que presenta.

Pegmatitas: En el sector sur y centro sur del plutón, afloran cuerpos de pegmatitas que han sido explotadas en forma artesanal para extraer cuarzo. El cuerpo más importante aflora al oeste de las canteras Q (Fig. 3), tiene rumbo N 358°, con un largo de 10 m y un ancho de 4 m. Es una pegmatita de tipo

zonado, simple, con una zona externa de escaso desarrollo y grano fino compuesta por cuarzo y plagioclasa, una zona intermedia compuesta por bloques decimétricos de feldespato potásico y cuarzo, con muscovita, turmalina y granate como accesorios, y núcleo de cuarzo. El conjunto se halla cortado por cuerpos de reemplazo de albita, muscovita y granate de grano fino, que forman bandas paralelas de rumbo N 0°/50° E. Al norte de las canteras Leyría (Fig. 3), aflora otro cuerpo de pegmatita de rumbo N 0°/70° O, con un largo de 30 m y un ancho de 1 m. Se compone de cuarzo, en partes ahumado, y en el contacto con la facies gruesa del granito se observa abundante turmalina. Vista al microscopio, la roca de caja muestra abundante muscovita secundaria y apatita, y carece totalmente del feldespato potásico y de la biotita que aparecen en el granito fresco, sugiriendo un proceso de greisenización.

Aplitas: Al norte de la Sierra del Tigre (Fig. 2; Olsacher 1972), afloran un conjunto de diques de aplitas con potencias que varían entre 0.5 y 2 m. También se reconocen al norte de Sauce Arriba y al oeste de las canteras Q (Fig. 3), intruyendo a la facies fina del plutón Cónдор Huasi y al encajonante metamórfico. Son rocas rosadas de grano muy fino y presentan granate, apatita y eventualmente turmalina como accesorios.

Venas: Se encuentran venas de espesores centimétricos, compuestas de cuarzo con turmalina y cuarzo con sulfuros en soles, orientadas N 295°/80° N. También se reconocen venas de cuarzo puro, orientadas N 70-75°/80-90° N, individuales o con disposición en *echelon*, conformando en conjunto un patrón conjugado (ver Estructura).

Rocas encajonantes del plutón Cónдор Huasi

Las rocas encajonantes del plutón Cónдор Huasi son esquistos bandeados de amplia distribución en la sierra del Tigre (Fig. 2). Están intruidos de manera compleja por una serie de filones, diques y venas.

Esquistos bandeados: Se presentan con un relieve suave, con foliación metamórfica compuesta S_2 (fábrica B + S, Fig. 5d) de rumbo N 330° a N 30°, buzando con altos ángulos hacia el este y oeste. Son rocas de grano fino a muy fino, con alternancia de capas claras ricas en cuarzo y capas oscuras biotíticas, de espesores milimétricos. Mineralógicamente están compuestas por cuarzo, biotita, muscovita de grano muy fino y escasas plagioclasa y turmalina. La importancia de estas rocas y su distribución regional se discuten en Martino et al. (2009).

Filones: En la cantera Santa Rita (Fig. 3), se encuentran filones decimétricos de colores gris a verde, de composición diorítica a tonalítica, deformados, en forma concordante con la foliación S_2 de los esquistos bandeados. Fueron definidos

por Olsacher (1972) como dioritas cuarcíferas biotíticas. Se reconocen, además, una serie de filones de tonalitas biotíticas, de color gris, con espesores entre 1 y 20 cm, también concordantes con la foliación S_2 de los esquistos bandeados, pero cortando a las dioritas. También se encuentran filones de pegmatitas no zonadas, con muscovita, turmalina y granate accesorios, concordantes con la foliación S_2 de los esquistos bandeados.

Diques: En una quebrada ubicada al oeste de canteras El Divisadero (Fig. 3), discordante con la foliación de los esquistos bandeados encajonantes del sector centro-oeste del plutón Cándor Huasi, aflora un dique de tonalita verdosa, de rumbo norte-sur, con unos 100 m de largo y 30 m de potencia. Esta roca aparece también como xenolitos angulosos dentro de la facies fina del plutón Cándor Huasi. Macroscópicamente es una roca maciza, de grano medio a grueso, internamente deformada, que engloba, a su vez, xenolitos de esquistos bandeados. Se reconocen, además, diques de leucotonalita de poco espesor que cortan a la tonalita verdosa. Es una roca blanquecina, de grano fino a medio, que se caracteriza por llevar turmalina y granate como accesorios y por tener un menor grado de deformación que la tonalita verdosa que le sirve de caja. Se reconocen también, en el encajonante oeste del plutón Cándor Huasi, diques de granodiorita de hasta 50 m de espesor, que cortan en forma neta y discordante la foliación S_2 de los esquistos bandeados, englobando xenolitos angulosos de éstos. Macroscópicamente son rocas grisáceas, de grano fino a medio y ricas en biotita, con turmalina como accesorio. Estos diques están intruidos por filones de leucogranito de composición similar al plutón Cándor Huasi.

Venas: Están compuestas por cuarzo y son de espesores milimétricos a centimétricos. Algunas venas se encuentran plegadas junto con la foliación metamórfica S_2 de los esquistos bandeados y otras cortan de manera discordante a dicha foliación.

QUÍMICA MINERAL

La caracterización química de las fases minerales principales y accesorias del granito del plutón Cándor Huasi (Cuadro 2) se determinó en una muestra representativa de la facies gruesa (CH-8). Se presentan, además, los resultados obtenidos mediante la utilización del programa *garnetRF* (Schönig et al. 2021) para la discriminación de la roca hospedante del granate.

Caracterización química de los minerales

Plagioclasa (número de puntos de análisis $n = 40$):

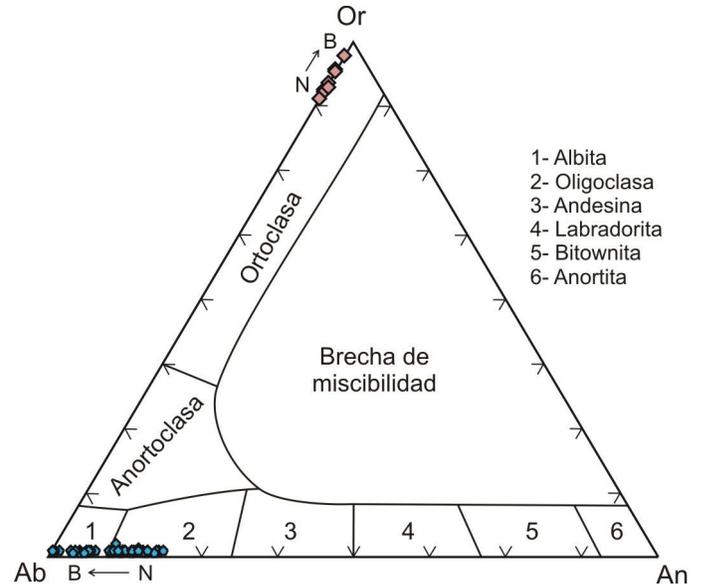


Figura 7. Composición de plagioclasa (símbolos celestes) y feldespato potásico (símbolos rosados) en el granito Cándor Huasi según el diagrama ternario de clasificación de feldespatos (Deer et al. 1963). N: núcleo, B: borde.

Forma cristales subhedrales a anhedrales de hasta 4 mm de largo. Muestran una leve zonación normal, con un núcleo con una composición de oligoclasa sódica (An_{19-10}) y bordes más lípidos albiticos (An_{4-6}); los contenidos de ortoclasa son muy bajos (0.5-1 %, Fig. 7). La plagioclasa en las exsoluciones peritéticas en feldespato potásico, en forma de parches anhedral a subhedrales de hasta 0.5 mm, tienen una composición más albitica (An_{7-5}), con bordes de albita casi pura (An_1).

Feldespato potásico ($n = 8$): Forma cristales subhedrales a anhedral de hasta 6 mm de largo. Muestran una leve zonación, con un núcleo con una composición de 88-92 % de ortoclasa y 8-11 % de albita, y un borde con 95-97 % de ortoclasa y 3-6 % de albita (Fig. 7). Contiene exsoluciones de plagioclasa albitica descriptos más arriba hasta parches irregulares de albita casi pura (An_{1-2}).

Biotita ($n = 6$): Forma escasas láminas subhedrales de hasta 2 mm de largo, parcialmente alteradas, que serían de origen primario. Tienen bordes desflecados y separación de clivajes que alojan lentes sigmoidales delgadas de feldespato potásico, cuarzo, titanita y/o calcita. En el diagrama cuadrilátero annita-siderofilita-flogopita-eastonita (Fig. 8a) para clasificación de las micas (Speer 1984), las biotitas analizadas tienen composiciones enriquecidas en la molécula de siderofilita, con aluminio tetraédrico (Al^{IV}) de 2.38 a 2.67 a.p.u.f. (22 O) y una relación $Fe/(Fe + Mg)$ de 0.65-0.69. Se destacan los altos contenidos de Al^{IV} , que son típicos de biotitas que cristalizan en magmas peraluminosos (Clarke et al. 2005). En el diagrama ternario $10 TiO_2 - FeO_T (= FeO + MnO) - MgO$

Tabla 2. Composición química de los minerales del plutón Cóndor Huasi (facies gruesa, muestra CH8)

Feldespatos										
%peso	C2PI1	C2PI2	C2PI3	C2PI6	C2PI8	C2PI9	C2PI10	C2PI11	C2PI12	C2PI13
SiO ₂	65.76	65.21	64.49	63.96	66.22	64.97	64.62	64.43	65.89	64.17
Al ₂ O ₃	21.36	20.31	20.46	21.37	19.81	19.7	20.65	20.09	20.13	20.06
FeO	0.0413	0.0762	0.0482	0	0.062	0.1033	0.172	0.0963	0.2064	0.0688
MnO	0.0082	0.0825	0.0246	0	0.074	0.0739	0.4267	0.1477	0.1476	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0667	0.0665
CaO	1.66	2.66	3.36	3.11	2.28	2.46	2.26	2.6	1.3972	2.3
Na ₂ O	10.49	10.57	10	9.7	10.6	10.53	10.51	10.32	11.1	11.26
K ₂ O	0.1026	0.0946	0.1166	0.1111	0.0903	0.1014	0.4033	0.1609	0.1097	0.1875
SrO	0	0.0221	0.0295	0	0	0	0.0307	0	0	0
BaO	0	0.2476	0.0985	0	0	0	0	0.1477	0.1967	0.246
P ₂ O ₅	0.0909	0.038	0.0264	0.2118	0.0227	0.0113	0.0792	0.0641	0.2156	0.0113
Total	99.51	99.31	98.65	98.46	99.16	97.95	99.15	98.06	99.46	98.37

Feldespatos										
%peso	C2PI14	C2PI15	C2PI16	C1PI7	C1PI8	C1PI9	C1PI10	C1PI11	C1PI12	C1PI13
SiO ₂	66.09	65.11	66.53	69.26	68.7	65.85	67.65	69.15	66.27	66.94
Al ₂ O ₃	20.69	19.91	18.67	19.02	18.86	20.23	19	18.08	19.41	19.24
FeO	0.0413	0.0275	0	0.0139	0	0	0.0831	0.0208	0.0069	0.0967
MnO	0.082	0.0082	0	0.066	0	0	0	0.0495	0.0412	0
MgO	0.0651	0.0555	0.0447	0.1786	0.0115	0	0.0113	0.0671	0.0781	0.0225
CaO	2.77	2.52	1.1417	0.2354	0.3986	1.48	0.7903	0.2414	1.44	1.1663
Na ₂ O	9.42	10.03	11.38	12.42	11.43	10.33	11.1	11.47	10.85	11.22
K ₂ O	0.1182	0.1666	0.1784	0.1486	0.1383	0.1556	0.1355	0.1254	0.1231	0.0973
SrO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BaO	0	0.1477	0	0	0	0	0	0	0.1484	0.6418
P ₂ O ₅	0.0302	0.0038	0.0493	0.0267	0.0611	0.2664	0.0153	0.0038	0.2358	0.0418
Total	99.31	97.98	97.99	101.37	99.60	98.31	98.79	99.21	98.60	99.47

Feldespatos										
%peso	C1PI14	C1PI15	C10PI17	C10PI18	C10PI19	C10PI20	C10PI21	C10PI22	C10PI23	
SiO ₂	68.09	68.95	64.51	64.82	64.33	63.27	63.65	62.87	62.36	
Al ₂ O ₃	19.97	18.69	21.29	21.14	20.95	22.84	21.93	21.92	22.07	
FeO	0	0	0	0	0.1049	0.007	0.014	0	0	
MnO	0	0.0413	0.0538	0	0.0358	0	0	0	0.0358	
MgO	0.0112	0.0118	0	0	0	0.0099	0	0	0	
CaO	0.9426	0.2405	2.88	2.5	3.08	3.27	3.15	3.9	3.96	
Na ₂ O	10.45	11.49	10.84	11.11	10.51	9.42	10.32	9.57	9.92	
K ₂ O	0.1294	0.1095	0.1097	0.1318	0.0978	0.0918	0.1024	0.1374	0.1667	
SrO	0	0	0	0	0	0	0	0.0819	0	
BaO	0.1978	0.0494	0.0495	0.3957	0	0.099	0.1484	0	0.1977	
P ₂ O ₅	0.0114	0	0.2272	0	0	0	0.0302	0.1057	0.2373	
Total	99.80	99.58	99.96	100.10	99.11	99.01	99.35	98.59	98.95	

de Nachit et al. (2005), las biotitas analizadas se proyectan en el campo de las biotitas primarias (Fig. 8b). En todos los casos se alejan de los valores bajos en TiO₂ de las biotitas secundarias, confirmando su origen magmático. Además, las biotitas analizadas muestran contenidos de AlVI siempre me-

nores que 1 (0.88-0.99 a.p.f.u. en 22 O), como criterio para ser estrictamente magmáticas, ya que las biotitas secundarias presentan mayor contenido de Al en este sitio octaédrico (Nachit et al. 2005).

Muscovita (n = 12): La Ms₁, de origen primario, forma lá-

Feldespatos									
%peso	C10PI24	C10PI25	C10PI26	C10PI27	C10PI28	C10PI29	C10PI30	C10PI31	C10PI32
SiO ₂	62.33	63.6	62.87	64.07	66.23	64.54	64.09	63.93	62.09
Al ₂ O ₃	21.7	22.05	22.31	22.05	21.96	21.4	22.58	22.32	24.83
FeO	0.0349	0.0279	0	0	0	0	0.063	0	0
MnO	0	0.0179	0.0717	0	0.0269	0	0	0	0
MgO	0	0	0.02	0	0.0202	0.01	0.0492	0	0
CaO	3.58	3.13	3.77	2.59	0.9271	1.2768	2.82	2.4	3.56
Na ₂ O	9.99	9.85	9.55	9.79	11.53	10.57	9.61	10.14	9.91
K ₂ O	0.1432	0.1848	0.0921	0.146	0.088	0.0727	0.1189	0.1604	0.1704
SrO	0	0.0862	0	0.0727	0	0	0	0	0
BaO	0.1482	0	0	0.099	0.1483	0.1978	0	0	0
P ₂ O ₅	0.2413	0.2419	0.1964	0.3598	0	0.2815	0	0.0606	0.2301
Total	98.17	99.19	98.88	99.18	100.93	98.35	99.33	99.01	100.79

Feldespatos										
%peso	C10PI33	C10PI34	C1Fd1	C1Fd2	C1Fd3	C1Fd4	C1Fd5	C1Fd6	C2Fd4	C2Fd5
SiO ₂	62.66	63.46	65.54	64.54	64.65	63.48	64.71	65.11	65.24	64.19
Al ₂ O ₃	24.7	22.42	17.96	17.61	17.55	17.49	17.11	17.73	17.63	17.13
FeO	0	0.0349	0.0412	0.124	0.0689	0	0	0	0	0.1369
MnO	0.0359	0	0	0.0987	0.0082	0.0817	0	0.0329	0.0245	0.0245
MgO	0.1662	0.1185	0	0.0207	0	0	0	0	0.021	0
CaO	3.87	3.1	0	0.0098	0.0145	0.0209	0	0.0061	0.0053	0.0634
Na ₂ O	8.99	9.56	0.3261	1.0466	1.0605	1.2526	0.8775	0.6158	0.6618	0.9656
K ₂ O	0.1475	0.1254	16.6	15.6	15.21	15.15	15.69	16	16.09	15.92
SrO	0	0	0	0	0	0.0088	0	0	0	0
BaO	0	0.2473	0	0.2488	0	0.4942	0	0	0	0.0989
P ₂ O ₅	0.1548	0.00	0.0508	0.3103	0.2121	0.2685	0.1644	0	0.0145	0.3479
Total	100.72	99.07	100.52	99.61	98.77	98.25	98.55	99.49	99.69	98.88

Micas									
%peso	C6Bt1	C6Bt2	C4Bt3	C6Bt4	C6Bt5	C6Bt6	C11Ms1	C11Ms2	C11Ms3
SiO ₂	35.22	36.09	37.46	34.9	34.01	35.04	44.29	45.63	45.16
TiO ₂	2.18	1.6053	2.51	1.87	1.75	1.68	0.282	0.180	0.463
Al ₂ O ₃	19.71	18.93	19.15	19.99	19.33	20.18	37.61	37.08	38.04
FeO	23.1	22.32	21.32	23.76	23.48	23.35	1.71	1.88	1.89
MnO	0.7907	0.8708	0.8624	0.9081	0.9068	0.827	0.0092	0.055	0.0183
MgO	6.09	6.15	6.32	6.36	5.92	5.81	0.6027	0.5495	0.5491
CaO	0.0235	0.2603	0.0599	0.0559	0.0637	0.1021	0.0724	0.0437	0.0876
Na ₂ O	0	0.3007	0.0716	0.0849	0	0.1694	0.8058	0.3626	0.5645
K ₂ O	9.59	8.78	9.47	9.27	9.27	9.29	10.46	10.48	10.67
BaO	0.0466	0	0	0.1398	0	0.0933	0	0.099	0
Total	96.75	95.31	97.22	97.34	94.73	96.54	95.84	96.36	97.44

minas subhedrales de hasta 2 mm de largo, con desarrollo de simplectitas de cuarzo en los bordes en contacto con feldespato K y venillas de calcita en planos de clivaje. Posee hasta 11 % de componente paragonítico y hasta 3 % de óxidos de Fe, Mn, Mg y Ti. La Ms₂, de origen secundario, forma láminas subhedrales más finas (< 0.5 mm), se asocia a clorita y tiene hasta 6 % de componente paragonítico y hasta 5 % de óxidos de Fe, Mn, Mg y Ti. En el diagrama (Fe_t + Mg)-Al^{IV}-Al^{VI}

(Fig. 9a) utilizado por Guidotti (1984) para la clasificación de las micas blancas, ambos tipos texturales se ubican entre la composición de la muscovita ideal y la ferrimuscovita [fórmula teórica: K(Al,Fe³⁺)₂(AlSi₃O₁₀)(OH)₂]. En el diagrama Mg-Ti-Na (Fig. 9b) de Miller et al. (1981), los puntos analizados para las Ms1 se ubican en el campo de las micas blancas primarias, mientras que los de la Ms₂ caen en el campo de las micas blancas reequilibradas o secundarias.

Micas									
%peso	C11Ms4	C9Ms5	C9Ms6	C9Ms7	C9Ms8	C9Ms9	C9Ms10	C5Ms11	C5Ms12
SiO ₂	45.17	44.01	45.81	45.6	44.73	44.1	45.28	45.92	47.44
TiO ₂	0.334	0.231	0.128	0.308	0.180	0.206	0.282	0.281	0.256
Al ₂ O ₃	37.43	36.33	38.07	37.25	37.63	38.58	37.15	33.9	33.76
FeO	1.8	1.99	1.78	2.18	1.97	1.81	1.89	3.17	2.84
MnO	0.0275	0.0275	0.0206	0.0046	0.0091	0	0.0229	0.1008	0.091
MgO	0.56	0.6529	0.6624	0.6752	0.7032	0.6518	0.6027	1.3308	1.2625
CaO	0.0561	0.0716	0.0844	0.0933	0.0513	0.0302	0.0284	0	0.0158
Na ₂ O	0.4254	0.1067	0.3936	0.5765	0.4783	0.478	0.7975	0.4228	0.2573
K ₂ O	10.58	10.42	10.75	10.93	10.98	10.63	10.37	11.03	11.52
BaO	0	0	0.2965	0.0989	0.0494	0	0.1482	0	0
Total	96.38	93.84	98.00	97.72	96.78	96.49	96.57	96.16	97.44

Granate									
%peso	C2Grt1	C2Grt2	C2Grt3	C2Grt4	C2Grt5	C2Grt6	C2Grt7	C2Grt8	C7Grt9
SiO ₂	37.03	36.94	37.19	37.85	38.11	37.32	37.57	36.88	37.5
TiO ₂	0.0116	0.2392	0.3237	0.2744	0.345	0.3099	0.3339	0.1175	0
Al ₂ O ₃	21.36	21.33	21.25	21.97	20.51	20.52	20.47	21.2	20.65
FeO	16.07	12.77	11.63	11.25	10.89	10.9	11.47	14.18	16.87
MnO	19.06	15.82	16.53	16.98	18.04	17.25	17.11	18.42	19.06
MgO	0.3917	0.2399	0.0771	0.1523	0.1602	0.2294	0.1367	0.1904	0.4631
CaO	6.51	12.5	12.61	12.99	12.62	12.79	13.08	8.34	5.63
Na ₂ O	0	0	0	0.0424	0	0	0.0092	0.0059	0.1406
K ₂ O	0.0097	0	0.0144	0	0	0.0152	0.0229	0.0217	0.0074
Cr ₂ O ₃	0.0137	0	0.0511	0	0	0	0	0.0167	0
Total	100.46	99.84	99.68	101.51	100.68	99.33	100.20	99.37	100.32

Granate									
%peso	C7Grt10	C7Grt11	C7Grt12	C7Grt13	C7Grt14	C7Grt15	C7Grt16	C7Grt17	C7Grt20
SiO ₂	37.65	38.08	37.01	37.54	37.35	38.01	37.82	37.71	36.71
TiO ₂	0.1666	0.2023	0.3449	0.2505	0.5709	0.2858	0.2381	0.2974	0.0576
Al ₂ O ₃	20.58	20.61	20.35	20.72	20.52	20.63	19.83	20.89	20.36
FeO	13.39	12.99	11.95	11.89	10.09	11.24	12.44	13.21	17.63
MnO	16.09	16.57	17.4	16.61	18.68	17.66	16.59	16.22	20.67
MgO	0.2581	0.2793	0.1962	0.2205	0.1303	0.152	0.1436	0.0968	0.4136
CaO	11.86	11.91	12.19	12.52	11.87	12.36	12.48	11.73	4.12
Na ₂ O	0.094	0.1727	0	0.1016	0.0035	0	0.1414	0	0.0253
K ₂ O	0.0064	0.0032	0.0044	0.0312	0	0.0089	0.0041	0.0061	0.0468
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0.0113	0.0084	0.0112	0.0436
Total	100.10	100.82	99.45	99.88	99.21	100.36	99.70	100.17	100.08

Granate (n = 20): Forma cristales esqueléticos incompletos subhedrales a anhedrales, de 1-1.5 mm de largo, asociados a plagioclasa, cuarzo y biotita cloritizada (Fig. 10a, b). Tiene una composición rica en espesartina, grosularia y almandino, con escaso piropo (Sps₃₆₋₄₃Grs₃₂₋₃₆Alm₂₁₋₂₈Py₀₋₁). Los perfiles composicionales muestran una zonación (Fig. 10c), con un núcleo (Grt₁) en forma de campana, con algunas variaciones, para espesartina (de 36 a 43 %) y más suave para grosularia (de 36 a 32 %), mientras que tiene forma de

campana invertida para almandino (de 21 a 28 %) y más levemente para piropo (de 0.3 a 1 %). Se observa un borde delgado (Grt₂), modificado por difusión, con mayor contenido de espesartina (hasta 47 %), marcada disminución de grosularia (10-18 %), fuerte aumento del almandino (hasta 36-39 %) y leve aumento del piropo (hasta 2 %). Los contenidos de TiO₂ son de 0.2-0.5 % en el núcleo y descienden casi a cero en el borde.

Turmalina (n = 13): Forma cristales subhedrales incom-

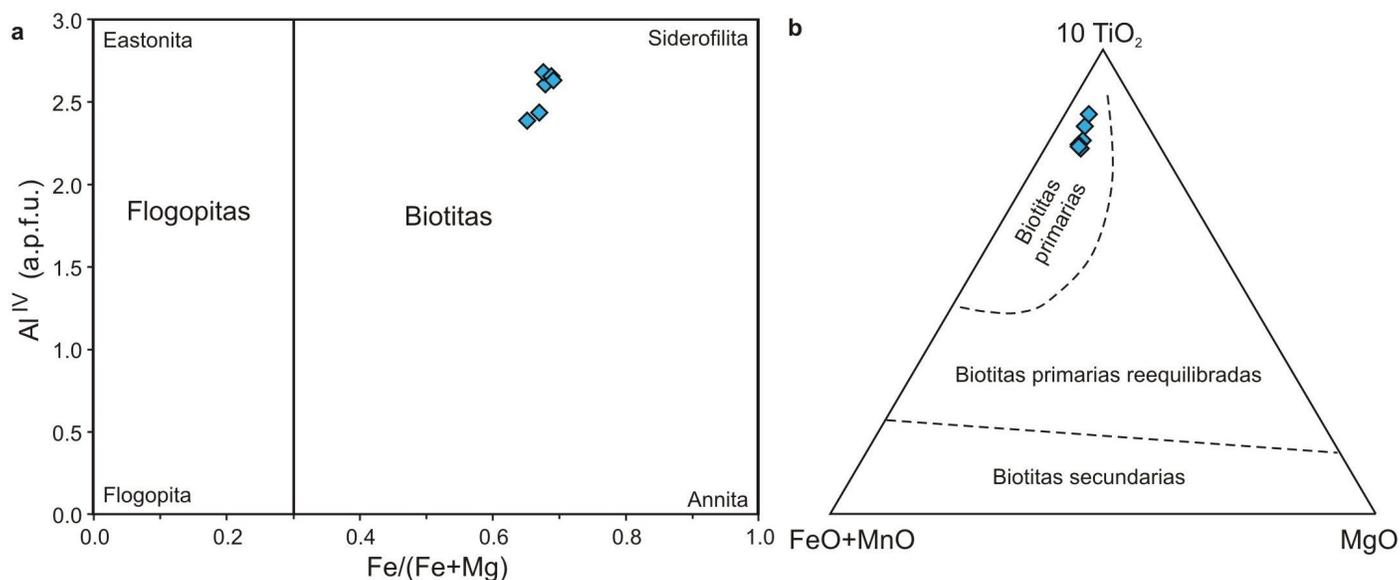


Figura 8. Composición de las biotitas del granito Cónдор Huasi. a) Diagrama clasificatorio de Speer (1984), donde se observa un enriquecimiento en la molécula de siderofilita. b) Diagrama de Nachit et al. (2005) que discrimina biotitas magmáticas o primarias de las reequilibradas y secundarias.

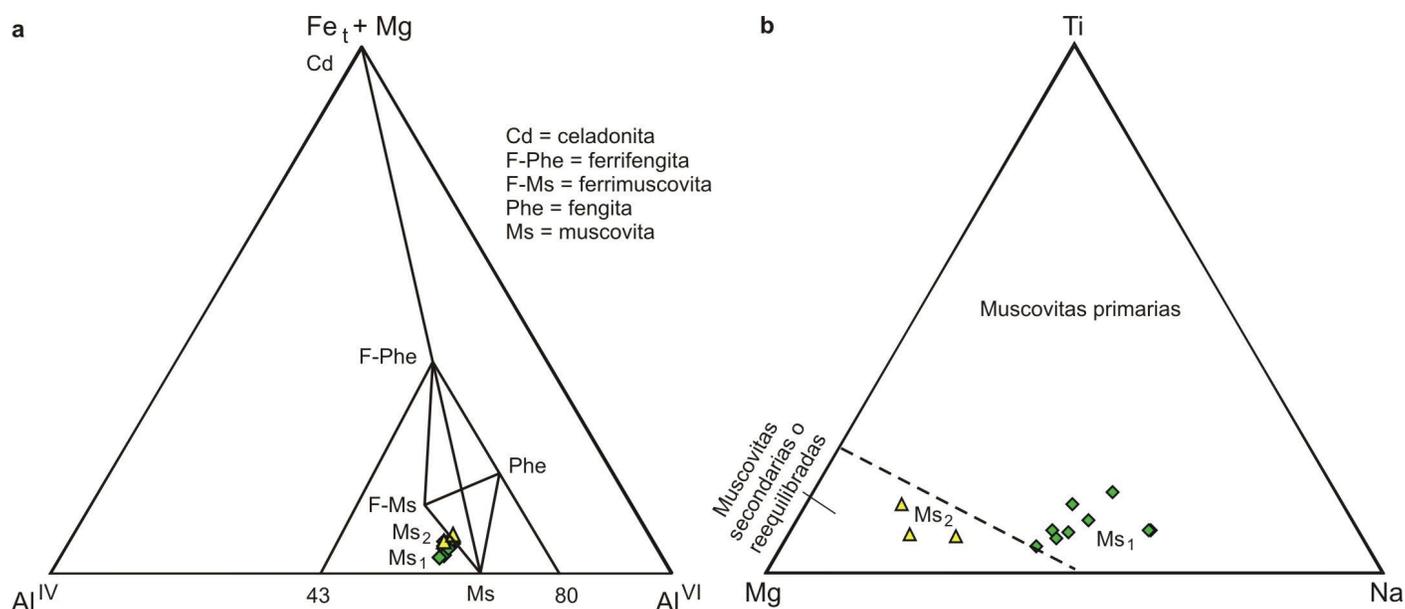


Figura 9. Composición de las muscovitas del granito Cónдор Huasi: a) Diagrama (Fe+Mg)-Al^{IV}-Al^{VI} utilizado por Guidotti (1984) para clasificar la composición de la muscovita; b) Diagrama Mg-Ti-Na, con el límite de campos entre muscovitas primarias (Ms₁) y secundarias o reequilibradas (Ms₂) según Miller et al. (1981).

pletos de hasta 1 mm de largo, fracturados, con venillas de feldespato potásico (Fig. 6f). Es de tipo chorlo y muestra una zonación oscilatoria en bandas, con un núcleo con relación Fe/(Fe + Mg) variable entre 0.67-0.75 y un borde con relación 0.63. El contenido de Al₂O₃ tiene valores de 33-35 % en el núcleo y de 30-32 % en el borde.

Apatita: Forma cristales subhedrales (< 0.5 mm) y tiene una composición casi pura, no se ha detectado la presencia de flúor ni de cloro.

Ilmenita: Contiene Mn (hasta 6 % de MnO) y está rodeada

por coronas delgadas de titanita aluminosa, la que también se encuentra alojada en clivajes de biotita.

Clorita (n = 6): De origen secundario, forma escamas anhedrales finas (< 0.5 mm), tiene una relación Fe/(Fe+Mg) de 0.65 a 0.68 similar a la biotita y se clasifica como ripidolita.

Discriminación de la roca hospedante del granate

Los resultados obtenidos aplicando el programa *garnetRF* (Schönig et al. 2021) a la composición química de los grana-

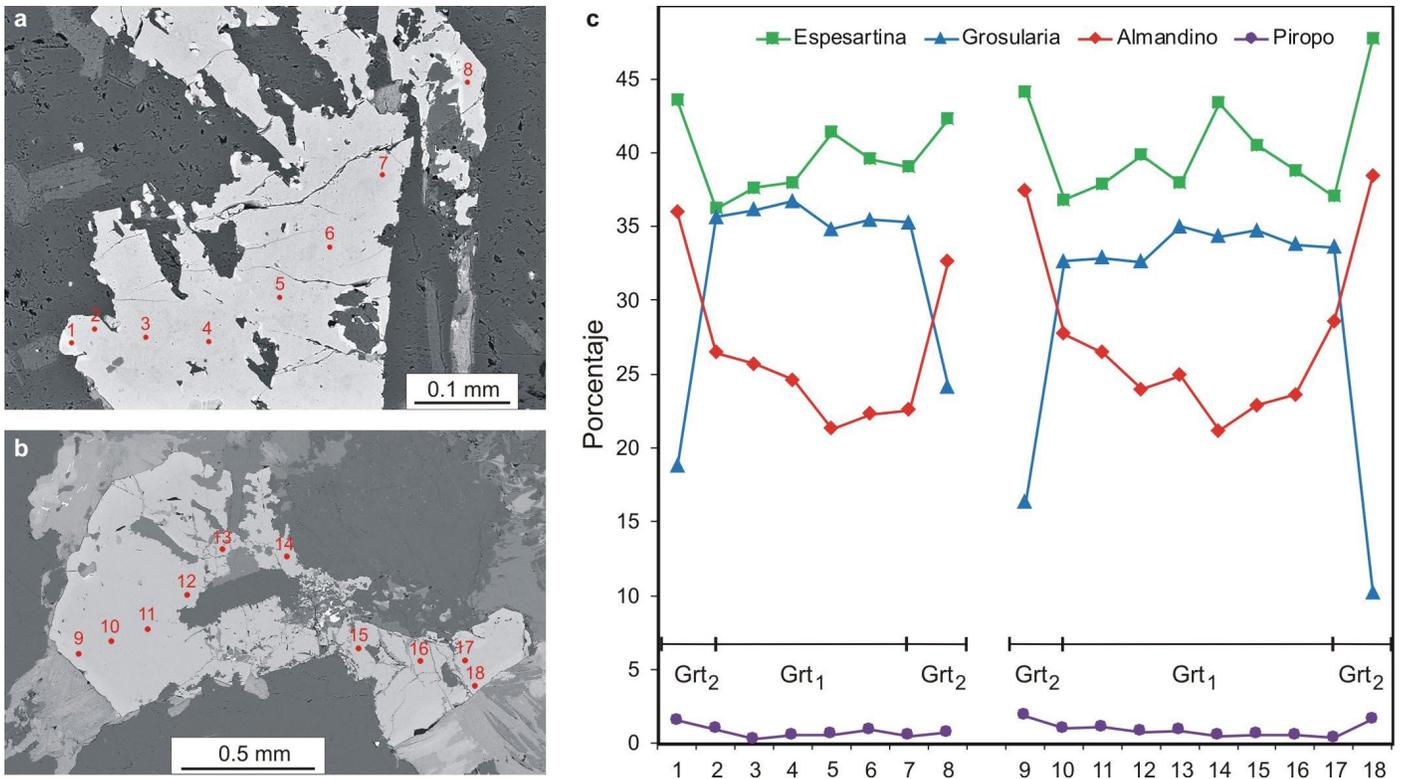


Figura 10. a-b) Imágenes de electrones retrodifundidos de dos granates del granito Cóndor Huasi con los puntos analizados químicamente; c) Perfiles composicionales de los dos granates que muestran una zonación, con un núcleo (Grt₁) y un borde delgado (Grt₂), modificado por difusión (explicación en el texto).

tes analizados del granito Cóndor Huasi indican, con un error de 5 %, que la roca hospedante original habría sido metamórfica, con un porcentaje menor de probabilidad de origen metasomático para el núcleo del granate (Fig. 11a). En cuanto a la facies metamórfica, con un error de 16 %, sería esquistos verde/esquistos azul, con un porcentaje menor de probabilidad de una facies de mayor presión para el núcleo del granate (Fig. 11b). La composición aparente de la roca hospedante, con un error de 7 %, sería félsica-intermedia/metasedimentaria, con un porcentaje menor de probabilidad de una composición máfica para el núcleo del granate (Fig. 11c). Se hace notar que las tasas más altas de clasificación errónea con este programa (Schönig et al. 2021) se dan en la predicción para establecer el granate metamórfico cálcico (clasificado erróneamente como metasomático) y el granate ígneo máfico (clasificado erróneamente como metamórfico).

GEOTERMOMETRÍA

Las condiciones de temperatura de cristalización y de deformación del granito del plutón Cóndor Huasi se determinaron a partir de la composición de la biotita, las texturas y microestructuras, y la clorita.

Termometría Ti en biotita: La concentración de Ti en biotita asociada con óxidos de Fe-Ti se puede utilizar para estimaciones confiables de temperatura en rocas ígneas y metamórficas (Patiño Douce 1993, Henry et al. 2005, Chambers y Kohn 2012). Aunque el geotermómetro de Ti en biotita fue calibrado empíricamente en rocas metapelíticas, varios autores lo han aplicado a ortogneises y granitoides (Honarmand et al. 2016, Tóth et al. 2018, Ballesteros-Camaro y Ríos-Guerrero 2019, Guerreschi y Martino 2021). Dada la coexistencia de biotita con ilmenita, se utilizó el geotermómetro Ti en biotita (Henry et al. 2005), con una precisión estimada en ± 24 °C en el rango de temperatura más bajo y de ± 12 °C a temperaturas más altas, a una presión calibrada entre 4-6 Kb. Las temperaturas calculadas indican un valor máximo de 631 °C, que sería el más cercano a la temperatura de cristalización de la biotita primaria del plutón Cóndor Huasi.

Termometría basada en texturas y microestructuras: Los rasgos texturales y microestructurales reconocidos en el cuarzo y los feldespatos permiten precisar el rango de temperatura de la deformación del plutón Cóndor Huasi. La intensa migración de bordes de grano en el cuarzo (Fig. 6b) indica una recrystalización dinámica pronunciada a temperaturas superiores a 500 °C (Stipp et al. 2002). Las texturas en damero en cuarzo (Fig. 6a) son consistentes con la deformación en

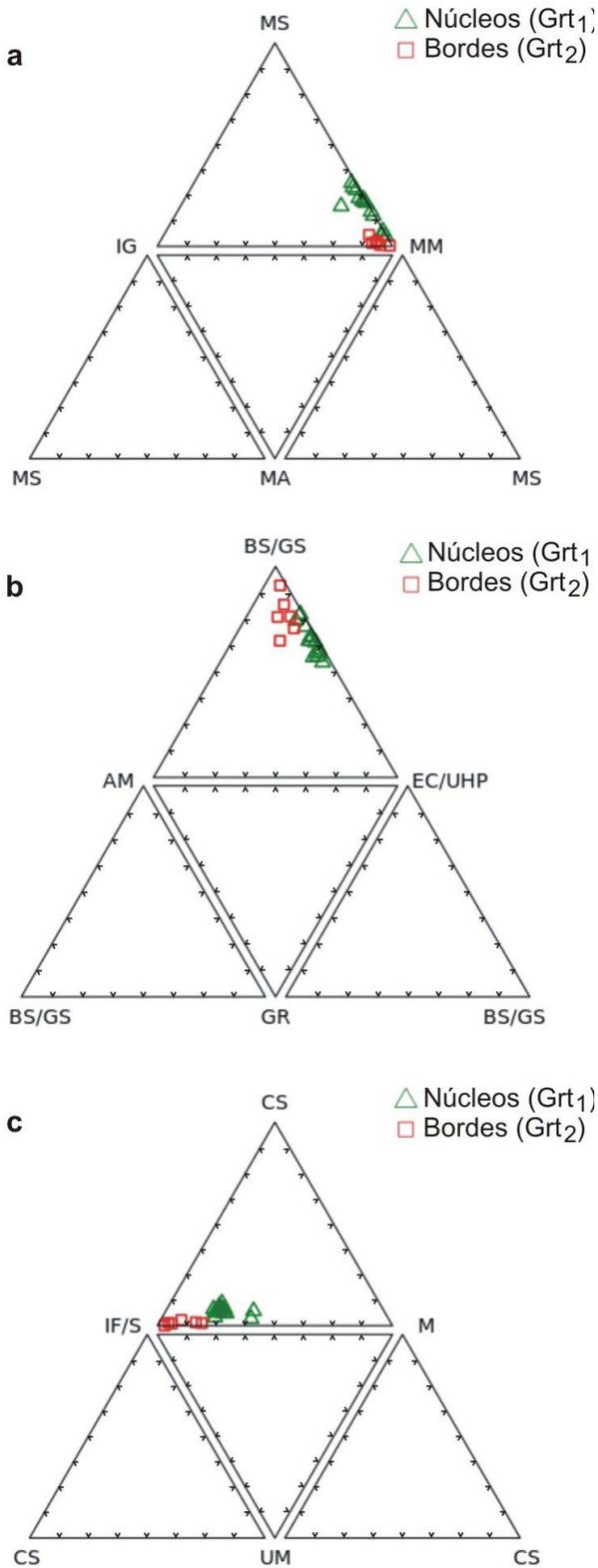


Figura 11. Discriminación de roca hospedante de dos granates del granito Cónдор Huasi usando el esquema *garnetRF* (Schönig et al. 2021); a) Ambiente; b) Facies metamórfica; c) Composición. Abreviaturas: AM, facies de anfibolitas; BS/GS, facies de esquistos azul/esquistos verde; CS, calcosilicático; CE/UHP, facies de eclogita/ultra-alta presión; GR, facies de granulita; IF/S, félsico-intermedio/metasedimentario; IG, rocas ígneas; M, máfico; MA, rocas del manto; MM, rocas metamórficas; MS, rocas metasomáticas; UM, ultramáfico.

condiciones de alta temperatura (> 650 °C, Kruhl y Huntzman 1991). Los rasgos microestructurales en los feldespatos indican deformación cristaloplástica en un régimen de deformación por reptación de dislocaciones (Ji y Mainprice 1990), con migración de bordes de grano, si bien estos rasgos no son dominantes en todo el agregado. Los límites lobulados-cuspidales entre cuarzo y plagioclasa, comunes en esta roca (Fig. 6e), implican un mecanismo de fluencia por difusión (Gower y Simpson 1992, Martelat et al. 1999, Rosenberg y Stünitz 2003), típico de la deformación de plagioclasa a alta temperatura (~ 650-750 °C). En conjunto, estos rasgos evidencian una fuerte deformación plástica intracristalina, en la cual hay un dominio de la migración de bordes de grano en el cuarzo (Stipp et al. 2002) y en la interacción con la plagioclasa, que indicaría altas temperaturas, que podrían estimarse en más de 650 °C.

La deformación registrada en el cuarzo con extinción ondulosa, bandas de deformación y recristalización por abultamiento (*bulging*) implica una menor temperatura (~ 400-250 °C, Stipp et al. 2002). Las pertitas flamiformes y en parches, las mirmequitas de cuarzo en plagioclasa y las simplectitas de cuarzo en muscovita (Ms1) en contacto con microclino estarían relacionadas con deformación en estas últimas condiciones.

Termometría en clorita: Las temperaturas de formación de la clorita obtenidas por distintos geotermómetros (Cathelineau 1988, Jowett 1991) varían entre 356 °C y 403 °C.

GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Las rocas del plutón Cónдор Huasi (4 muestras, Cuadro 3) son moderadamente peraluminosas y calcoalcalinas, ricas en K. Tienen contenidos altos en SiO₂ y tenores bajos en Fe₂O₃^{tot}, MgO, TiO₂ y CaO, con K₂O más alto que Na₂O.

En los diagramas de Harker (Fig. 12), se observa que las dos facies definidas para el plutón Cónдор Huasi se agrupan con escasa variabilidad en los tenores de los óxidos analizados. En los diagramas, se incluyen un análisis del plutón La Yeya Norte (Sfragulla 2013), ubicado más al norte del área estudiada (Fig. 2), y el campo composicional del granito Los Alanices (López de Luchi et al. 2007, 2011, Wul 2018), que presentan características petrográficas parecidas a las del plutón estudiado.

De acuerdo con los contenidos de Rb, Ba y Sr que determinan los distintos grados de diferenciación de granitos calcoalcalinos (El Bouseily y El Sökkary 1975), las muestras analizadas del plutón Cónдор Huasi corresponden a granitos fuertemente diferenciados. En los diagramas de discrimina-

Tabla 3. Elementos mayoritarios (% peso), traza (ppm) y relaciones interelementos de las facies graníticas del plutón Cóndor Huasi

Facies	Gruesa				Fina				
Muestra	CH5	CH8	CH11	CH27	Muestra	CH5	CH8	CH11	CH27
SiO ₂	75	71.78	75.44	74.38	Pr	1.03	1.12	1.17	1.57
TiO ₂	0.05	0.06	0.08	0.067	Nd	3.70	4.30	4.30	6.5
Al ₂ O ₃	14.14	15.14	13.83	14.19	Sm	1.00	1.20	1.20	1.6
Fe ₂ O ₃	0.81	0.87	1.04	1.27	Eu	0.36	0.49	0.31	0.37
MnO	0.06	0.06	0.06	0.08	Gd	1.30	1.30	1.40	1.7
MgO	0.2	0.24	0.26	0.24	Tb	0.30	0.30	0.30	0.4
CaO	0.78	0.96	0.78	0.70	Dy	2.00	2.10	2.20	2.5
Na ₂ O	3.62	3.54	3.56	3.43	Ho	0.40	0.40	0.40	0.5
K ₂ O	4.63	5.23	4.28	4.78	Er	1.10	1.20	1.20	1.4
P ₂ O ₅	0.34	0.27	0.29	0.35	Tm	0.17	0.19	0.19	0.21
PPC	0.74	0.76	0.73	0.76	Yb	1.10	1.20	1.20	1.4
Total	100.38	98.92	100.36	100.1	Lu	0.18	0.18	0.18	0.18
Sc	3	2	4	4	Hf	1.2	1.2	1.2	1.3
Be	17	6	7	10	Ta	2.9	1.8	2.6	2.7
V	< 5	< 5	< 5	< 5	W	2	2	2	2
Zn	<30	<30	35	40	Tl	1.5	1	1.4	1.4
Ga	15	16	15	17	Pb	45	42	55	26
Rb	250	207	219	260	Bi	0.6	2.1	0.8	0.9
Sr	58	81	43	48	Th	2.6	2	2	2.4
Y	12	13	13	16	U	1.9	2.4	6.7	2
Zr	30	31	30	44	ASI	1.14	1.14	1.16	1.16
Nb	9	7	9	9	Rb/Sr	4.31	2.56	5.09	5.42
Cs	59.1	33.1	43.9	45.9	K/Rb	153.74	209.73	162.23	152.61
Ba	188	302	124	183	Sr/Y	4.83	6.23	3.30	3.00
La	4.60	5.10	5.20	6.2	ΣETR	26.54	29.28	29.75	37.53
Ce	9.30	10.20	10.50	13	Eu/Eu*	0.97	1.20	0.73	0.69
					(La/Yb) _N	2.82	2.87	2.92	2.99

PPC: pérdida por calcinación

ASI: índice de saturación de alúmina

ción para granitos tipo A (Whalen et al. 1987), que muestran los campos de granitos pampeanos, famatinianos y achalianos (Rapela et al. 2008), los granitos del plutón Cóndor Huasi se proyectan en el campo de los granitos I + S junto a los granitos pampeanos y famatinianos. En el diagrama $10.000 \cdot Ga/Al$ vs. K/Rb , las rocas de Cóndor Huasi se ubican claramente en el campo de los granitos famatinianos.

En cuanto al ambiente geotectónico de formación, por sus características químicas las rocas de Cóndor Huasi se distribuyen como sincolisionales en el diagrama de Pearce et al. (1984) y en el diagrama $Rb/30-Hf-Ta \cdot 3$ de Harris et al. (1986, Fig. 13a).

El patrón de tierras raras es bastante plano, con poca diferencia entre las tierras raras livianas y pesadas, y con sumatorias de tierras raras totales bajas (ΣREE : 28.5 ppm). Se observa una anomalía negativa de Eu, que es pequeña para la facies fina ($Eu/Eu^* = 0.69$) y muy pequeña (0.73-0.97) a levemente positiva (1.20) para la facies gruesa (Fig. 13b).

ESTRUCTURA

Se describe a continuación la estructura interna del plutón Cóndor Huasi, de su encajonante metamórfico y la estructura general plutón-encajonante.

Plutón

Foliaciones internas: En el plutón Cóndor Huasi se reconocen dos foliaciones internas (Fig. 14a,b): una primaria, de flujo magmático, y otra secundaria producida por deformación plástica en estado sólido. La foliación interna de flujo magmático (Si_1), orientada $N 290^\circ/5-15^\circ E$ a subhorizontal (Fig. 5a), está bien marcada por xenolitos y enclaves elipsoidales (forma grosera de lentejas alargadas), con una relación largo:ancho:espesor $\approx 3:2:1$. Están diversamente orientados, con su eje mayor tanto hacia $N 70^\circ$ como hacia $N 330^\circ$ (subperpendiculares entre sí). A escala microscópica, esta foliación interna

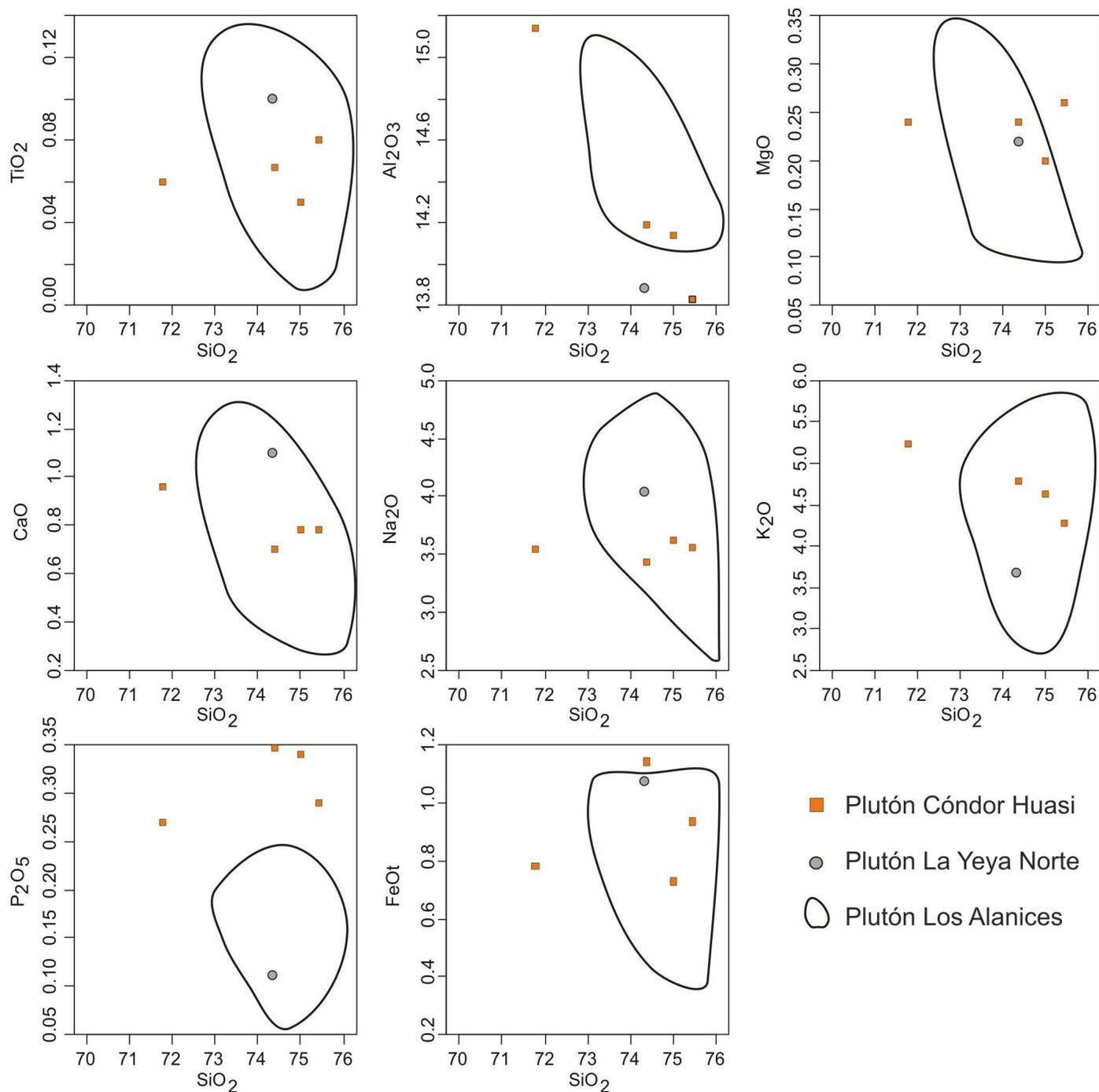


Figura 12. Diagramas de Harker para elementos mayoritarios de las rocas del plutón Cónдор Huasi. Se incluyen los datos composicionales del plutón La Yeya Norte (Sfragulla 2013) y el campo correspondiente al plutón Los Alanices (Wul 2018).

Si₁ está marcada por una orientación de los filosilicatos y, en menor medida, de los cristales de feldespatos, como se describió más arriba. La foliación magmática Si₁ está cortada por otra foliación interna, de origen tectónico (Si₂), orientada N 10°-350°/30° E. Su buzamiento es variable dentro del cuerpo, con valores de N 340°/50-70° E hasta 90°. A este plano se asocian bandas rojizas de cataclasitas (microbrechas), de ancho decimétrico, con finas bandas milimétricas de clorita en su parte central.

Planos de cizalla frágil: Además de las foliaciones internas, se reconocen dos planos de cizalla frágil (Fig. 14d y c): (1) orientado N 115°/80° N, de cinemática sinistral, relleno con venas de cuarzo, turmalina y soles de sulfuros, y (2) N 70-75°/80-90° N, de cinemática dextral predominante, relleno con venas de cuarzo-turmalina, desplazando a xenolitos y venas de cuarzo. Los espesores de las venas oscilan entre 1 y 10 cm. Ambos planos conforman un sistema de cizallas conjugadas, producto de un acortamiento este-oeste (eje

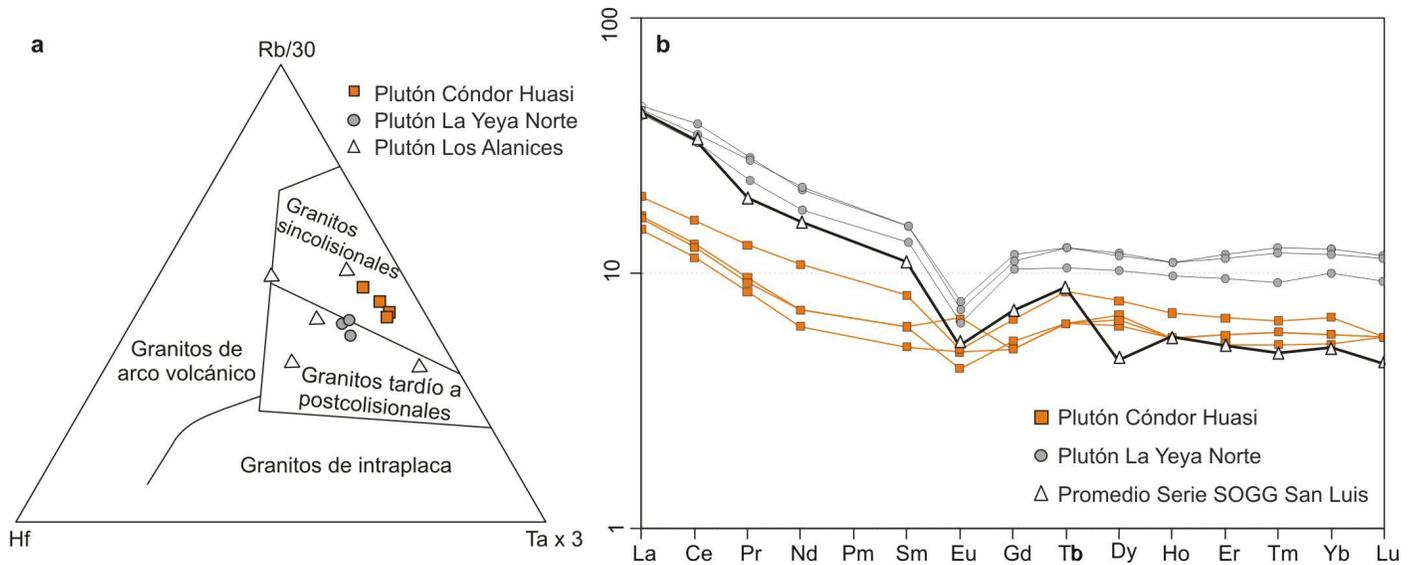


Figura 13. a) Diagrama de discriminación tectónica de granitos colisionales de Harris et al. (1986); b) Diagrama de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Boynton 1984); los triángulos representan el valor promedio de las rocas de la Serie Ordovícica de Granitos y Granodioritas (OGGS) de la Sierra de San Luis (López de Luchi et al. 2007).

orientado N 273°/30°) y alargamiento norte-sur (eje orientado N 180°/14°) que habría afectado al plutón posteriormente al desarrollo de Si_1 y Si_2 . Estos ejes fueron reconstituidos basados en las estrías encontradas en los planos de cizalla (orientadas N 310°/54° y N 252°/8°). La cizalla dextral (2) habría funcionado tardíamente, ya que las venas de cuarzo de la cizalla (1) fueron desplazadas por (2). En esta última orientación, se reconocen venas de cuarzo con disposición en *échelon*, con cinemática sinistral, en un corredor de casi 50 metros existente en la cantera Leyría (Fig. 3). Se deduce que la cizalla (2) tuvo una cinemática compleja, funcionando predominantemente de manera dextral pero también localmente con movimientos sinistral.

Las foliaciones internas Si_1 y Si_2 del plutón Cóndor Huasi, junto con el plano de cizalla (2), permiten la extracción de bloques de granito en varias canteras. Son planos denominados en la jerga minera como seda, trincante y levante respectivamente.

Encajonante metamórfico

Los esquistos bandeados encajonantes poseen una fábrica deformacional compuesta (plegada y planar) tipo B + S muy bien desarrollada (Fig. 5d). La orientación general, considerando la fábrica S (\approx foliación metamórfica regional S_2), es N 340°/70° E (Fig. 15ab). La fábrica B asociada está formada por pliegues simétricos, similares, de plano axial orientado N 350°/83° E (casi coincidente con la fábrica S) y ejes N 340°/20° (Fig. 15c). Además, hay dos familias de venas de cuarzo: una plegada (plano axial N 35°/85° E; eje: N 70°/65°)

y la otra planar, no deformada: N 20°/75° E (Fig. 15ab). Estas venas no estarían relacionadas con las descritas más arriba, asociadas al plutón.

Estructura general plutón-encajonante

Como se dijo más arriba, el patrón general de afloramiento del plutón Cóndor Huasi muestra la facies predominante de granito de grano grueso, algo arqueado hacia el este, con una facies menor de granito de grano más fino al oeste (Fig. 3). En conjunto, ambas facies se disponen con una dirección de alargamiento N 330°, con una longitud de aproximadamente 5 km y un ancho máximo de 1 km. La relación con las rocas encajonantes, formadas por esquistos bandeados, es concordante a ligeramente discordante con la fábrica S de éstos (foliación metamórfica regional S_2). Considerando el área abarcada por la Fig. 3 y analizando la geomorfología general y principalmente la red de drenaje, muy cubierta de vegetación y delineada por ella, puede verse una gran estructura plegada, con una geometría general del tipo 1C (isógonas débilmente convergentes; Ramsay 1967), en cuyo flanco oriental se encuentra el plutón (Fig. 16). En el tercio norte del plutón, se observa un fracturamiento vertical orientado N 30°, espaciado aproximadamente 100 m y suavemente abanicado hacia el sur. Este fracturamiento conformaría el clivaje de plano axial S_3 de la estructura plegada mayor. En la figura 16 se marcan las trazas de las distintas estructuras planares reconocidas.

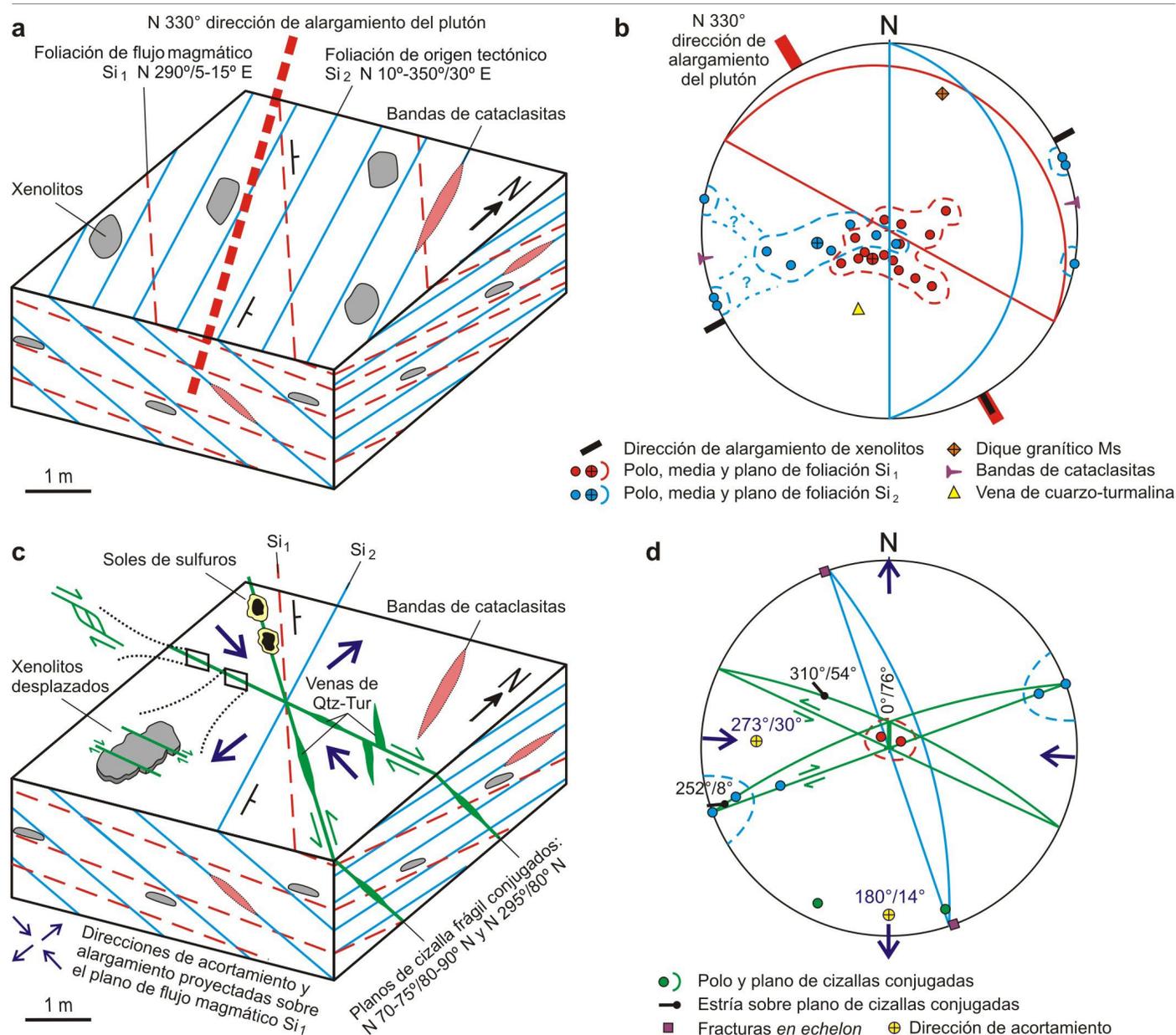


Figura 14. a) Bloque diagrama esquemático de la estructura interna del plutón Cónдор Huasi mostrando la relación entre la foliación magmática Si_1 y la foliación tectónica Si_2 . Notar la disposición de los xenolitos diversamente orientados en el plano Si_1 y las bandas epidotizadas paralelas a Si_2 . El plano Si_2 se usa en las canteras para la extracción de bloques; b) Red estereográfica (hemisferio inferior de la red de Schmidt) con la orientación de los planos Si_1 y Si_2 ; c) Bloque diagrama esquemático de la estructura frágil del plutón Cónдор Huasi. Notar el desplazamiento de xenolitos y de venas de cuarzo por el funcionamiento tardío de una de las cizallas conjugadas; d) Red estereográfica con la orientación de los planos de las cizallas conjugadas y su relación con los planos Si_1 y Si_2 (canteras Leyría, Fig. 3). Las flechas indican las direcciones de acortamiento y alargamiento. Ver explicación en el texto.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

A continuación, se interpretan las principales observaciones de campo, petrográficas y estructurales, así como los resultados obtenidos de la química mineral, termometría y geoquímica del granito del plutón Cónдор Huasi a los fines de discutir el probable origen del granate, proponer una hipótesis sobre el emplazamiento y la deformación asociada, y establecer una correlación geológica regional en el ámbito

de las Sierras Pampeanas Orientales (Sierras de Córdoba y de San Luis).

Origen del granate

En un granito peraluminoso, el granate puede haber cristalizado directamente del magma o ser de origen xenolítico y se pueden usar criterios texturales y químicos para discriminar su origen. Texturalmente los granates del plutón Cónдор Huasi difieren de los típicos granates euhedros de ori-

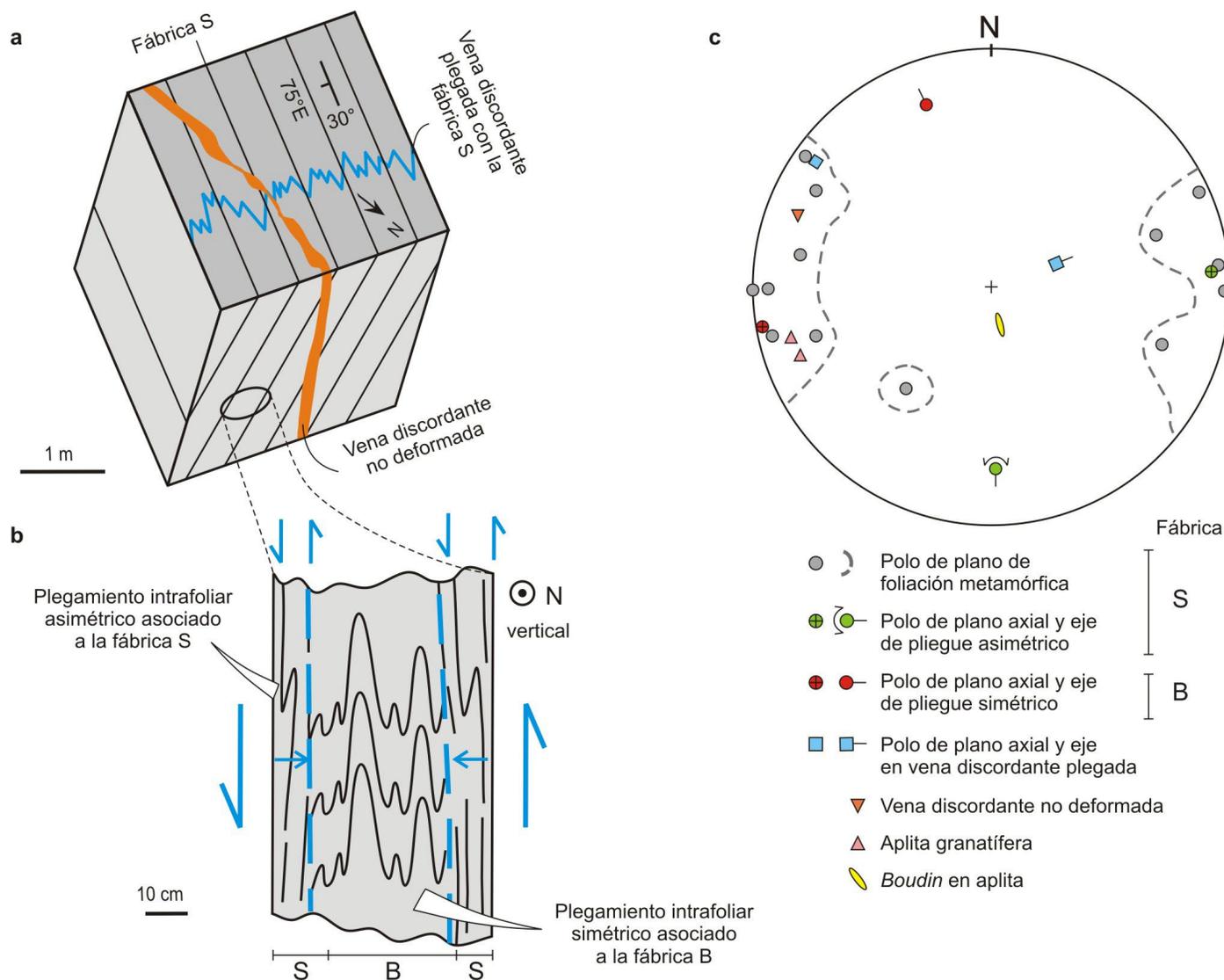


Figura 15. a) Bloque diagrama esquemático de la estructura interna de los esquistos bandeados encajonantes del plutón Cónдор Huasi mostrando principalmente la fábrica S y las venas discordantes; b) Detalle de la fábrica B asociada a S con la deducción del sentido del movimiento (véase Fig. 5d); c) Red estereográfica (hemisferio inferior de la red de Schmidt) con la orientación de los planos de la fábrica B y S. Ver explicación en el texto.

gen magmático y muestran bordes de reacción que indican un desequilibrio con el entorno del granito que los contiene. Químicamente tienen altos contenidos en MnO, CaO y FeO, y patrones de zonación que los diferencian de los típicos granates de origen ígneo.

En general, los granates ígneos félsicos tienen mayor contenido de MnO y menor contenido de MgO y CaO que los granates metamórficos. Los altos contenidos de MnO reflejan la cristalización de magmas ricos en Al y Mn altamente fraccionados (p. ej., Dahlquist et al. 2007), lo que permite el crecimiento del granate a presiones tan bajas como 3 kb (p. ej., Green 1977). Las condiciones de formación de baja presión también concuerdan con bajos contenidos de CaO, y el granate rico en Ca en rocas ígneas solo ocurre en intrusiones emplazadas profundamente (p. ej., Anderson et al. 2008).

Además, a las temperaturas de cristalización de los fundidos félsicos, el Mg se particiona en el fundido, lo que da como resultado un granate bajo en Mg (Green 1977).

En cuanto a la zonación, el tipo de zonación normal en forma de campana del Mn sería típico de granates metamórficos de bajo grado y de granates cristalizados en magmas muy félsicos ($\text{SiO}_2 = 73\text{-}76\%$), a temperaturas inferiores a $\sim 700^\circ\text{C}$ (Leake 1967, Miller y Stoddard 1981, Manning 1983), donde la velocidad de difusión intracrystalina es muy lenta (Yardley 1977, Spear 1993). Esto permitiría diferenciarlos de granates ígneos de granitos peraluminosos que también tienen mucho Mn, pero no tienen zonación o en ese caso la zonación es inversa (Dahlquist et al. 2006 y referencias allí citadas). Los perfiles composicionales del Mn en los granates analizados (espesartina, Fig. 10c) del plutón Cónдор Huasi tienen una

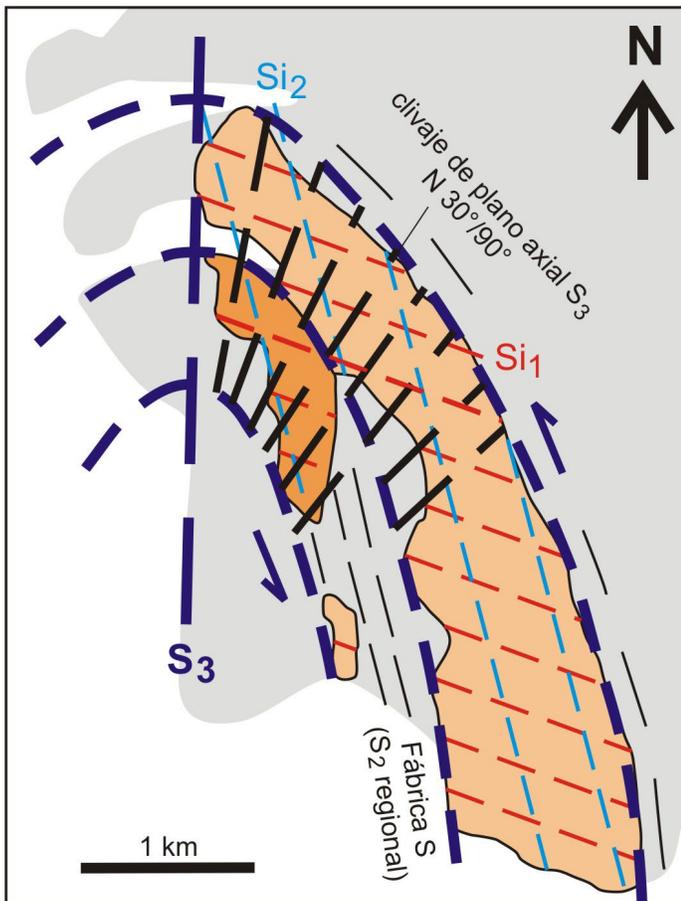


Figura 16. Esquema a escala del mapa, basado en los drenajes, fracturas y geomorfología, que muestra al plutón Cóndor Huasi emplazado en el flanco oriental de un pliegue mayor tipo 1C, deformado por una cizalla sinistral materializada por la foliación Si_2 . En el tercio norte del plutón, un fracturamiento vertical orientado N 30°, espaciado ~100 m y suavemente abanicado hacia el sur, marca el clivaje de plano axial S_3 de la estructura plegada mayor. Para comparación, se marcan las trazas de las distintas estructuras planares reconocidas.

zonación en forma de campana en la región central (Grt_1), indicando una baja velocidad de difusión al momento de su formación, probablemente en condiciones subsólidas a temperaturas inferiores a ~ 700 °C. El enriquecimiento de Mn en los bordes habría tenido lugar en una etapa póstuma (Grt_2).

Los perfiles composicionales de Ca (grosularia, Fig. 10c) en forma de campana suave en la región central (Grt_1), en los granates analizados del plutón Cóndor Huasi, son similares a los del Mn (espesartina, Fig. 10c), sugiriendo también un origen en condiciones subsólidas. Sin embargo, hacia el borde (Grt_2), el Ca muestra un comportamiento opuesto al de Mn, Fe y Mg, con un abrupto descenso que sugiere un reequilibrio composicional con el medio hospedante, en este caso el granito que contiene plagioclasa sódica. Los perfiles composicionales de Fe (almandino) y Mg (piropo) muestran un comportamiento contrario al de Mn y Ca, con una zonación normal similar a los granates encontrados en rocas metamór-

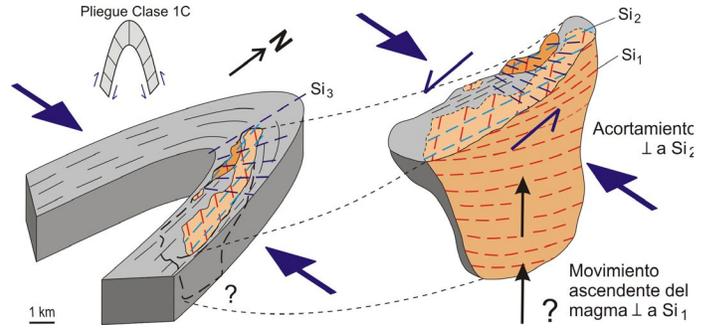


Figura 17. Esquema interpretativo en tres dimensiones del emplazamiento del plutón Cóndor Huasi en el flanco oriental de un pliegue mayor tipo 1C. Detalle del flanco oriental del pliegue, su estructura y las foliaciones Si_1 y Si_2 del plutón, producto la primera del movimiento ascendente del magma y la segunda del acortamiento por el plegamiento que deforma al plutón emplazado sintectónicamente.

ficas, aunque los contenidos de Mg son extremadamente bajos. Tanto Fe como Mg muestran bordes enriquecidos como el Mn.

De acuerdo con los resultados obtenidos con el programa *garnetRF* (Schönig et al. 2021), a partir de la composición química de los granates analizados, la roca hospedante original de los granates del plutón Cóndor Huasi habría sido metamórfica, probablemente en facies de esquistos verdes/esquistos azules y con composición félsica-intermedia/metasedimentaria. Se hace notar que los granates no provendrían de las rocas encajonantes aflorantes en el entorno del plutón, ya que estos esquistos bandeados no contienen granate, pero podrían provenir de una roca más profunda.

En síntesis, se deduce que el núcleo del granate (Grt_1) se habría formado en condiciones subsólidas, probablemente en un entorno metamórfico profundo, mientras que el borde (Grt_2) sería producto de un reequilibrio composicional, también en condiciones subsólidas, en el entorno magmático del plutón Cóndor Huasi.

Condiciones de emplazamiento y deformación

El único registro textural del flujo magmático (foliación interna Si_1) en el plutón Cóndor Huasi está dado por la débil orientación de los cristales de plagioclasa y microclino, mejor representada en los afloramientos por la orientación planar de enclaves y xenolitos. La temperatura de ~ 631 °C, obtenida para la biotita primaria, sería la más cercana a la temperatura de cristalización del granito cuando se emplazó y desarrolló la foliación interna de flujo magmático Si_1 .

Las evidencias texturales y microestructurales permiten estimar que la deformación dúctil que habría dado origen a la foliación Si_2 se habría iniciado en un rango de temperatura de ~ 650-700 °C finalizando en un rango de ~ 400-250 °C, habría sido en condiciones subsólidas y se habría producido

luego de cristalizado completamente el plutón Cóndor Huasi. El hecho de que la temperatura de cristalización de la biotita primaria sea similar o un poco más baja que las temperaturas de la deformación en estado sólido a subsólido indican un emplazamiento sintectónico para el plutón Cóndor Huasi. Las últimas etapas de la deformación dúctil, probablemente favorecidas por la presencia de fluidos de baja temperatura, estarían relacionadas a la formación de la clorita, asociada texturalmente a la muscovita secundaria (Ms_2), a temperaturas entre 356° y 403 °C.

En cuanto a la deformación frágil que produjo el sistema de cizallas conjugadas, al que se asocian las venas de cuarzo-turmalina y soles de sulfuros, se habría producido posteriormente, en condiciones completamente rígidas del plutón Cóndor Huasi.

Hipótesis sobre el emplazamiento y deformación

La estructura general plutón-encajonante, basada en los drenajes, fracturas y geomorfología a escala del mapa (Fig. 16), muestra que el plutón Cóndor Huasi está emplazado en el flanco oriental de un pliegue mayor tipo 1C (isógonas débilmente convergentes; Ramsay 1967). La foliación deformacional Si_2 del plutón es aproximadamente paralela al plano axial S_3 de la estructura plegada y se puede interpretar como un plano de aplastamiento con cizalla. Esta cizalla tiene movimiento sinistral y habría deformado los flancos del pliegue mayor y el plutón (Fig. 16). Por lo tanto, el plutón Cóndor Huasi sería sintectónico ya que se habría emplazado mientras se desarrollaba el plegamiento y la cizalla asociada a sus flancos. Basándose en la hipótesis planteada, en la figura 17 se esquematiza el emplazamiento del plutón en el flanco oriental del pliegue, con sus foliaciones internas Si_1 y Si_2 , producto la primera del movimiento ascendente del magma y la segunda del acortamiento por el plegamiento que deforma al plutón ya emplazado.

Correlación geológica regional

Debido a la mala conservación de los circones, no pudieron obtenerse datos geocronológicos confiables del plutón Cóndor Huasi. Por ello, se consideran las características petrográficas, geoquímicas y estructurales para establecer una correlación regional. La comparación con plutones similares indica que el plutón Cóndor Huasi podría pertenecer al Ciclo Orogénico Famatiniano; sin embargo, la estructura general plutón-encajonante sugiere que podría ser más antiguo, probablemente neoproterozoico.

Las dos facies graníticas del plutón Cóndor Huasi serían cogenéticas, ya que se agrupan con escasa variabilidad en

los tenores de los óxidos analizados en los diagramas Harker (Fig. 12). Ambas facies muestran un comportamiento geoquímico similar a otros plutones graníticos con granate y turmalina, como La Yeya Norte (Sfragulla 2013), ubicado más al norte del área estudiada (Fig. 2), y Los Alanices (López de Luchi et al. 2007, 2011; Wul 2018), en la Sierra de San Luis, siendo la única diferencia notable con los plutones mencionados la mayor riqueza en fósforo del plutón Cóndor Huasi.

El bajo contenido en tierras raras del plutón Cóndor Huasi se debe a la escasa cantidad de minerales accesorios portadores de dichos elementos. La anomalía positiva del Europio presente en algunas muestras ya fue observada por Ametrano (1997), quien la adjudica a que el Eu^{3+} es incompatible con los feldespatos en sistemas con alta fugacidad de O_2 . Una explicación alternativa podría ser una fuente enriquecida en hornblenda, clinopiroxeno o granate (Rollinson 1993) o su derivación a partir de fusión parcial de una fuente cortical, pero con escasa diferenciación magmática.

El plutón Cóndor Huasi presenta rasgos deformacionales similares y comparte el mismo encajonante metamórfico de esquistos bandeados con el plutón La Yeya Norte (Fig. 2), de edad ordovícica temprana (471 \pm 9/-32 Ma, U/Pb en circón, Sfragulla 2013). Además, es análogo a los plutones Los Alanices y El Peñón, este último de edad cámbrica tardía (497 \pm 8 Ma, SHRIMP U/Pb en circón), que afloran al noroeste de la Sierra de San Luis (Steenken et al. 2005, López de Luchi et al. 2007, 2011, Wul 2018). Con estos últimos plutones también comparte el encajonante metamórfico (esquistos bandeados) y las características petrográficas (presencia de turmalina y granate, escaso circón) y geoquímicas (bajos tenores de ETR, con patrones de distribución similares y pequeñas anomalías de Eu), además de clasificar como sincolisionales en los diagramas de discriminación geotectónica. Los plutones mencionados de la Sierra de San Luis fueron incluidos en la Serie Ordovícica de Granitos y Granodioritas (OGGS) de baja temperatura, cercanos a 700°C, utilizando termometría basada en la saturación de Zr en los fundidos, derivados de fusión parcial de rocas metasedimentarias (López de Luchi et al. 2007, Wul 2018). En el caso del plutón Cóndor Huasi, considerando la biotita primaria, la temperatura de cristalización habría sido cercana a ~ 631 °C. En cuanto a los granates del plutón Cóndor Huasi, serían de origen metamórfico y podrían provenir de una fuente metasedimentaria profunda, luego re-equilibrados en el entorno magmático del plutón.

Los plutones nombrados de la sierra de San Luis también tienen rasgos de deformación bien marcados, en los que se identifican foliaciones de alta temperatura en estado sólido (López de Luchi et al. 2007). Los autores mencionados postulan que la deformación habría sido activa no sólo duran-

te toda la historia de cristalización sino también durante las etapas de enfriamiento (López de Luchi et al. 2007). En el plutón Cónдор Huasi, la deformación que habría dado origen a la foliación interna Si_2 también se habría producido en estado subsólido-sólido, luego de cristalizado completamente el fundido, en un rango de temperatura de $\sim 650-700$ °C a $\sim 400-250$ °C.

Las evidencias petrográficas, geoquímicas y deformacionales regionales discutidas más arriba sugieren que el plutón Cónдор Huasi pertenecería al Ciclo Orogénico Famatiniano. Sin embargo, la relación estructural del plutón con su encajonante, formado en esquistos bandeados, sugiere que la edad del plutón podría ser más antigua. Los esquistos bandeados son rocas particulares, con bandeo tectónico, que afloran desde las Sierras Pampeanas hasta la Puna y la Cordillera Oriental (Martino et al. 2009). Los esquistos bandeados del Complejo Metamórfico Conlara de la Sierra de San Luis, encajonantes de los plutones Los Alanices y El Peñón, fueron datados en 564 ± 21 Ma en granate (método $^{207}Pb/^{206}Pb$ PbSL, lixiviación por etapas; Siegesmund et al. 2010). Los esquistos bandeados de Tuclame (noroeste de las Sierras de Córdoba, Fig. 1), con los que se correlacionan los esquistos de Altautina, encajonantes de los plutones Cónдор Huasi y La Yeya Norte, pasan en transición a migmatitas fechadas en ~ 530 Ma (Rapela et al. 1998), donde además quedan como xenolitos, por lo que serían más viejos, probablemente del Neoproterozoico (Rapela et al. 1998, Martino et al. 2009).

El aspecto controversial en relación con la edad del plutón Cónдор Huasi surge del hecho de que las condiciones de ductilidad de los esquistos bandeados neoproterozoicos del encajonante deberían haberse mantenido hasta el momento del emplazamiento del plutón. La relación de éste con sus esquistos bandeados encajonantes indica que se habría emplazado sintectónicamente en el flanco oriental de un pliegue mayor tipo 1C, con la foliación interna Si_2 del plutón paralela al plano axial S_3 del pliegue. Esto implica que la edad del plutón podría ser neoproterozoica. Esta cuestión se podrá dilucidar cuando se disponga de datos geocronológicos del plutón o de los esquistos bandeados encajonantes del área de Altautina.

Por último, es de destacar que las venas de cuarzo y los soles de sulfuros reconocidos en el plutón Cónдор Huasi también fueron detectados en el cercano plutón San José (ubicado más al norte, Fig. 2), de edad devónica temprana (U-Pb en circón, 413 ± 19 Ma, inicio del Evento Tectonotérmico Achaliano, Sfragulla 2013), por lo que se asignaría esta edad mínima para la deformación frágil (sistema de cizallas conjugadas) descrita para el área estudiada en este trabajo.

CONCLUSIONES

El plutón Cónдор Huasi está formado por dos facies, gruesa y fina, compuestas por leucomonzogranitos muscovíticos con biotita, apatita, granate y turmalina, emplazado concordantemente con la foliación S_2 de los esquistos bandeados encajonantes.

La plagioclasa es oligoclasa sódica (An_{19-10}), la escasa biotita primaria está enriquecida en siderofilita y hay dos muscovitas, una primaria (Ms_1) y una secundaria o reequilibrada (Ms_2), asociada a clorita. El granate zonado tiene una composición $Sps_{36-43}Grs_{32-36}Alm_{21-28}Py_{0-1}$, con un núcleo (Gr_1) formado en condiciones subsólidas en un entorno metamórfico profundo y un borde (Gr_2) reequilibrado composicionalmente, también en condiciones subsólidas, en el entorno magmático del granito Cónдор Huasi. Una temperatura de 631°C, en biotita primaria, sería la más cercana a la de cristalización del plutón Cónдор Huasi.

La estructura interna del plutón muestra dos foliaciones, una magmática primaria (Si_1), materializada por la orientación planar de xenolitos y enclaves y por el entramado de feldspatos en el granito, y otra secundaria (Si_2), producida por deformación en estado subsólido, luego de cristalizado completamente el fundido, iniciada a $\sim 650-700$ °C y finalizada en $\sim 400-250$ °C. El emplazamiento habría sido sintectónico en el flanco oriental de un pliegue mayor de tipo 1C, con un plano axial de clivaje S_3 , expresado como fracturas abanicadas en el plutón e interpretado como un plano de aplastamiento con cizalla.

Geoquímicamente son granitos moderadamente peraluminosos y calcoalcalinos, ricos en K, con altos contenidos en SiO_2 , fuertemente diferenciados y sincolisionales. Por comparación con otros plutones menores de las Sierras Pampeanas Orientales, se lo considera parte del Ciclo Orogénico Famatiniano, ya que es similar y comparte las rocas encajonantes con el cercano plutón La Yeya Norte y el plutón Los Alanices, de la Serie Ordovícica de Granitos y Granodioritas de baja temperatura de la Sierra de San Luis. Sin embargo, el emplazamiento en el flanco oriental de un pliegue mayor formado por esquistos bandeados neoproterozoicos, sugiere una antigüedad mayor.

Las venas de cuarzo y los soles de sulfuros, asociados a un sistema de cizallas conjugadas frágiles, se asignan al inicio del Evento Tectonotérmico Achaliano del Devónico temprano.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Martín Fasola por la colaboración en las

tareas de campo y a la Secretaría de Minería de la Provincia de Córdoba por la provisión del vehículo de campaña. Este trabajo fue financiado con los proyectos SeCyT-UNC Conso-lidar Tipo 3 (Res. 411-2018), CONICET-PIP 00628, ANPCyT-FONCyT PICT-2016-0746 y CONICET-PIP 11220200103191. Se agradecen los comentarios y sugerencias de los revisores y del editor de la revista que contribuyeron a mejorar el manuscrito.

REFERENCIAS

- Ametrano, S. 1997. Los yacimientos de tungsteno de la Sierra de Altautina, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (iné-dita), 301 p., Buenos Aires.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L. y Mazdab, F. 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69(1): 121-142.
- Ballesteros-Camaro, C.A. y Ríos-Guerrero, J. 2019. Química mineral de biotitas en neises de la Suite Metamórfica Rio Urubú aflorantes en la Serra Repartimento, Dominio Guiana Central en el Cratón Amazónico, Brasil: implicaciones petrogenéticas. *Boletín de Geología* 41(1): 97-116.
- Bonalumi, A., Martino, R., Baldo, E., Zarco, J., Sfragulla, J. A., Carignano, C., Tauber, A., Kraemer, P., Escayola, M., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. 1999. Hoja Geológica 3166-IV, Villa Dolores, Provincias de Córdoba, La Rioja y San Luis. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 250: 123 p., Buenos Aires.
- Boynnton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier: 63-114, Amsterdam.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23: 471-485.
- Chambers, J. A. y Kohn, M. J. 2012. Titanium in muscovite, biotite, and hornblende: modeling, thermometry, and rutile activities of metapelites and amphibolites. *American Mineralogist* 97 (4): 543-555.
- Clarke, D.B., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., el Baghdadi, M., Erdmann, S., Förster, H-J., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, R.A., Kontak, D.J., Koller, F., Gomes, C.L., London, D., Morgan Vi, G.B., Neves, L.J.P.F., Pattison, D.R.M., Pereira, A.J.S.C., Pichavant, M., Rapela, C.W., Renno, A. D., Richards, S., Roberts, M., Rottura, A., Saavedra, J., Sial, A. N., Toselli, A. J., Ugidos, J. M., Uher, P., Villaseca, C., Visonà, D., Whitney, D.L., Williamson, B. y Woodard, H.H. 2005. Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. *Journal of Petrology* 46: 441-472.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Galindo, C. y Casquet, C. 2006. Diferencias entre granates de rocas ígneas y metamórficas de edad famatiniana (Ordovícico), en las Sierras Pampeanas (Argentina). *Macla, Revista de la Sociedad Española de Mineralogía* 6: 155-158.
- Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Alasino, P.H., Saavedra, J. y Fanning, C.M. 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos* 95: 177-207.
- D'Eramo, F., Pinotti, L., Bonalumi, A., Sfragulla, J., Demartis, M., Coniglio, J. y Baldo, E. 2014. El magmatismo ordovícico en las Sierras Pampeanas de Córdoba. En: Martino, R.D. y Guereschi A.B. (eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. 19° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 233-254, Córdoba.
- El Bouseily, A. y El Sokkary, A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology* 16: 207-219.
- Gower, R.J.W. y Simpson, C., 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzo-feldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *Journal of Structural Geology* 14: 301-313.
- Green, T.H. 1977. Garnet in silicic liquids and its possible use as a PT indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65: 59-67.
- Guereschi, A.B. y Martino, R.D. 2021. Mineral chemistry and deformation in a temperature gradient in the Sierras Pampeanas of Córdoba (Argentina): The Chicamoltina Tonalite-Trondhjemite Orthogneiss. *Journal of South American Earth Science* 108: 103172 (26 p.).
- Guidotti, C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. En: Baileys, S.W. (ed.), *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America 13: 357-468.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. y Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: Coward, M.P. y Ries, A.C. (eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society, Special Publication 19: 67-81.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. y Thomson, J.A. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90(2-3): 316-328.
- Honarmand, M., Omran, N. R., Neubauer, F., Nabatian, G., Emami, M. H., Bernroider, M., Ahmadian, J., Ebrahimi, M. y Liu, X. 2016. Mineral chemistry of a Cenozoic igneous complex, the Urumieh-Dokhtar magmatic belt, Iran: Petrological implications for the plutonic rocks. *Island Arc* 25(2): 137-153.
- Ji, S. y Mainprice, D. 1990. Recrystallization and fabric development in plagioclase. *Journal of Geology* 98: 65-79.
- Jowett, E. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada-Society of Economic Geologists, Joint Annual Meeting, Program with Abstract 16: A62.
- Kruhl, J.H. y Huntemann, T. 1991. The structural state of the former lower continental crust in Calabria (S. Italy). *Geologische Rundschau* 80: 289-302.
- Leake, B.E. 1967. Zoned garnets from the Galway granite and its aplites. *Earth and Planetary Science Letters* 3: 311-316.
- Lira, R. y Sfragulla, J. 2014. El magmatismo devónico-carbonífero: El batolito de Achala y los plutones menores al norte del cerro Champaquí.

- En: Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba. 19° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 293-347, Córdoba.
- López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A. y Naumann, R. 2007. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 138-166.
- López de Luchi, M.G., Ianizzotto, N.F., Martínez Dopico, C.I. y Cerredo, M.E. 2011. Tourmaline Granites of the Conlara Metamorphic Complex. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 196-197, Neuquén.
- Manning, D.A.C. 1983. Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine* 47: 353-358.
- Martelat, J.E., Schulmann, K., Lardeaux, J.M., Nicollet, C. y Chardon, H. 1999. Granulite microfabrics and deformation mechanisms in southern Madagascar. *Journal of Structural Geology* 21: 671-687.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Sfragulla, J.A. 2009. Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 280-298.
- Martino, R. D. y Guerreschi, A. B., 2014. La estructura neoproterozoica-paleozoica inferior del complejo metamórfico de las Sierras de Córdoba. En Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino, I-A-2: 95-128, Asociación Geológica Argentina, Córdoba.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B., Carignano, C.A., Sfragulla, J.A. y Bonalumi, A.A. 2020. Mapa Geológico de la Provincia de Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Publicaciones 176: 82 p., Buenos Aires. <https://repositorio.segemar.gob.ar/handle/308849217/4117>.
- Miller, C.F. y Stoddard, E.F. 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman Piute Range, California. *Journal of Geology* 89: 233-246.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J. y Dollase, W.A. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist* 19: 25-34.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. y Ben Ohod, M. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendu Geosciences* 337: 1415-1420.
- Olsacher, J. 1972. Descripción geológica de la Hoja 21h, Cerro Champaquí. Provincia de Córdoba. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería 133: 1-64, Buenos Aires.
- Otamendi, J. E., Cristofolini, E. A., Fagiano, M. R., Pinotti, L. P. y D'Eramo, F. J. 2014. Los granitos devónicos del sur de la Sierra de Comechingones. En: Martino, R.D. y Guerreschi A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba. 19° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 277-291, Córdoba.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonic*. Springer Verlag, 2nd edition, 366 p., Berlin.
- Patiño Douce, A.E. 1993. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability. *Chemical Geology* 108: 133-162.
- Pearce, J.A., Harris, B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Ramsay, J.G. 1967. *Structural Geology. Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, 568 p., New York.
- Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. y Fanning, C.M. 2008. The Devonian Achala Batholith of the Sierras Pampeanas: F-rich, aluminous A-types granites. 6° South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 8 p. (en disco compacto), San Carlos de Bariloche.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142: 181-217.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical Editions, 352 p., Singapur.
- Rosenberg, C.L. y Stünitz, H. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology* 25: 389-408.
- Schönig, J., Von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R. y Meinhold, G. 2021. Garnet major-element composition as an indicator of host-rock type: a machine learning approach using the random forest classifier. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 176-98: 1-21.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Th, Th-Pb y Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142: 259-281.
- Sfragulla, J.A. 2013. *Plutonismo de las Sierras de Altautina y Quebrada del Tigre, Sierras Pampeanas Orientales, Argentina*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inérita), 308 p., Salta.
- Sfragulla, J.A., Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. 2019. Petrología y estructura del plutón Cóndor Huasi, sudeste de sierra del Tigre, Provincia de Córdoba. 13° Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica y Metalogénesis (XIII MINMET- IV PIMMA), Actas: 269-270, Córdoba.
- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic phases equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Monograph 1, 779 p., Washington.

- Speer, J. A. 1984. Micas in igneous rocks. En: Bailey, S.W. (eds.), *Micas, Review of Mineralogy* 13: 299-356.
- Steenken, A., López de Luchi, M.G., Martino, R.D., Siegesmund, S., y Wemmer, K., 2005. SHRIMP dating of the El Peñón granite: a time marker at the turning point between the Pampean and the Famatinian cycles within the Conlara Metamorphic Complex (Sierra de San Luis, Argentina). Tomo 1: 265-272. 16° Congreso Geológico Argentino. La Plata.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250-700 °C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.
- Streckeisen, A. L. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau, Internationale Zeitschrift für Geologie* 63: 773-785.
- Tóth, T.M. y Schubert, F. 2018. Evolution of the arc-derived orthogneiss recorded in exotic xenoliths of the Kőrös Complex (Tisza Megaunit, SE Hungary). *Journal of Geoscience* 63 (1): 21-46.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Wul, J.G. 2018. Petrología y potencial económico de las pegmatitas ubicadas al norte del batolito de Renca, provincia de San Luis, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 366 p., Buenos Aires.
- Yardley, B.W.D. 1977. An empirical study of diffusion in garnet. *American Mineralogist* 62: 793-800.