



Universidad Nacional de Río Negro

Sede Alto Valle – Valle Medio

Trabajo Final de Grado

**ESTRUCTURA Y FÁBRICA MAGNÉTICA DEL BATOLITO PILCANIYEU (JURÁSICO
INFERIOR), PRECORDILLERA PATAGÓNICA, RÍO NEGRO**

Autora: Antonella Belen Peletay Marticorena

Directores: Claudia Beatriz Zaffarana y Pablo Diego González

ÍNDICE

1.0	RESUMEN.....	9
1.1.	ABSTRACT.....	10
2.0	INTRODUCCIÓN.....	11
2.1.	OBJETIVOS	13
3.0	CONTEXTO TECTONOMAGMÁTICO	14
3.1.	MAGMATISMO DE ARCO DEL TRIÁSICO SUPERIOR	14
3.2.	MAGMATISMO DE INTRAPLACA Y DE ARCO DEL JURÁSICO TEMPRANO	15
3.3.	MAGMATISMO DE ARCO DEL JURÁSICO MEDIO Y TRANSICIÓN ANDINA.....	16
4.0	GEOLOGÍA LOCAL DEL ÁREA DE ESTUDIO	16
5.0	MATERIALES Y MÉTODOS	20
6.0	RESULTADOS	24
6.1.	CARTOGRAFÍA Y CONTROL DE CAMPO	24
6.2.	PETROGRAFÍA Y MICROESTRUCTURAS	31
6.2.1.	<i>Facies granodiorita y diques monzodioríticos</i>	<i>32</i>
6.2.2.	<i>Facies sienogranito y diques aplítico-muscovíticos</i>	<i>34</i>
6.2.3.	<i>Diques riolíticos.....</i>	<i>36</i>
6.3.	ESTUDIO DE MAGNETISMO DE ROCAS	38
6.4.	ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	43
6.4.1.	<i>Parámetros escalares del ASM</i>	<i>43</i>
6.4.2.	<i>Parámetros vectoriales</i>	<i>49</i>
6.5.	GEOCRONOLOGÍA U-Pb LA-ICP-MS	51
7.0	DISCUSIÓN.....	52
8.0	CONCLUSIONES.....	54

9.0 AGRADECIMIENTOS	56
10.0 REFERENCIAS	57
11.0 APENDICE	64
11.1. ASM Y MAGNETISMO DE ROCAS.....	64
<i>11.1.1. Base teórica del método de ASM y magnetismo de rocas</i>	<i>64</i>
11.2. DESCRIPCIÓN DE SECCIONES DELGADAS.....	71
<i>11.2.1. Facies granodiorita y diques monzodioríticos que la intruyen.....</i>	<i>71</i>
<i>11.2.2. Facies sienogranito y diques aplítico-muscovíticos que la intruyen.....</i>	<i>78</i>
<i>11.2.3. Diques riolíticos tardíos</i>	<i>81</i>
11.3. TABLAS Y FIGURAS ASM.....	86
11.4. MAGNETISMO DE ROCAS	89
11.5. TABLA DE EDADES CALCULADAS PARA LOS CIRCONES DE LA MUESTRA C668 DE SIENOGRANITO	92

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Parámetros escalares y microestructuras de los sitios analizados. Los parámetros son el promedio real de las muestras del sitio según la matemática tensorial. Km es la susceptibilidad magnética media, L es la lineación, F es la foliación, Pj es el grado de anisotropía corregido por Jelinek (1981) y T es el parámetro de forma. El Rumbo (F) e Inc. (F) son el rumbo e inclinación de la foliación magnética en el sitio y Dir. de inc. (L) e Inc. (L) son los de la lineación magnética.....	24
Tabla 2. Datos de muestras con estudios de ciclos de histéresis que permiten obtener Ms (magnetización de saturación), Mr (magnetismo remanente) y Hc (campo coercitivo), y de campo magnético reverso o <i>backfield</i> que permiten obtener Hcr (coercitividad de la remanencia). Las últimas dos columnas representan los parámetros calculados para crear el diagrama de Day <i>et al.</i> (1977).....	38
Tabla 3. Parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) por sitio y espécimen. Km: susceptibilidad magnética promedio. L: lineación magnética; F: foliación magnética; P: grado de anisotropía; Pj: grado de anisotropía corregido por Jelinek (1981); T: parámetro de forma. Kmax_D/I, Kint_Dec/I y Kmin_D/I: declinación e inclinación magnética de los	

ejes principales K1, K2 y K3. FTest_F y FTest_F12 son los semiejes de la elipse de confianza del eje K1. FTest_F23 y E12 son los semiejes de confianza del eje K2. E23 y E13 son los semiejes de la elipse de confianza de componentes del tensor de susceptibilidad magnética de los ejes K13.....87

Tabla 4. Resultados de la datación de los circones de la facies sienogranito. En verde se muestran los valores con discordancia menor al 10%. En amarillo se resaltan los valores filtrados según la distancia a la curva de concordia, con límites entre -5 y +7 (Vermeesch, 2021). 92

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Bosquejo geológico regional que exhibe la ubicación del Batolito Pilcaniyeu junto con su localidad de estudio, sus principales unidades coetáneas y fallas asociadas a su emplazamiento. Unidades morfoestructurales (CN: cuenca Neuquina; MNP: Macizo Norpatagónico; PP: Precordillera Patagónica; CÑ: cuenca de Ñirihuau; CPS: Cordillera Patagónica Septentrional). ZFH: Zona de Falla de Huincul. FP: falla Pichileufú. FPI: falla Pilcaniyeu. FRC: falla Río Chico. Modificado de Zaffarana *et al.* (2024). 13

Figura 2. Esquema del régimen tectónico dominante propuesto por Giacosa *et al.* (2001) para el emplazamiento del Batolito Pilcaniyeu y la evolución estructural de la cuenca cretácica: a) Disposición actual de los principales elementos estructurales en el sector nordeste de la Hoja Bariloche: 1: zona de cizalla dúctil Carhué; 2: sedimentitas de la Formación Angostura Colorada; 3: falla Pilcaniyeu; 4: Batolito Pilcaniyeu; 5: diques; 6: cataclasis de rumbo NO; 7: cataclasis de rumbo NE; 8: falla Pichileufú; 9: falla Río Chico; y 10: antifforma de Río Chico; b) Jurásico Inferior a Medio: emplazamiento de granodioritas y granitos (+) en una zona dilatante ubicada en el cambio de rumbo de las fallas Río Chico y Pichileufú; e: zona de emplazamiento de los diques que representan fracturas extensionales; Ra y Rs: cataclasis NE y NO que representa cizallas tipo Riedel; T1 y T3: esquema del campo de esfuerzos aproximado para la época; c) Cretácico Superior; formación de un depocentro continental (traza de polígonos) asociado al rejuego extensional o transtensional de la falla Pilcaniyeu (línea discontinua, límite oeste del depocentro); d) Cenozoico: inversión tectónica de la cuenca cretácica (traza de puntos) asociado al rejuego compresivo de la falla Pilcaniyeu (línea continua al nordeste con triángulos); formación de la antifforma homónima de Río

Chico (x) asociado al rejuego compresivo de la falla Río Chico (línea continua al sur con triángulos).	20
Figura 3. Trabajo de campo y de laboratorio durante la aplicación del método de ASM : a) Perforadora portátil y bidón de agua conectado a la misma mediante una manguera; b) Orientación de un cilindro de ASM in situ mediante un orientador que consta de una brújula magnética y una brújula solar; c) Microscopio petrográfico utilizado para clasificación modal y análisis de microestructuras en los cortes delgados realizados a partir de las rocas estudiadas por ASM; d) Colección de cilindros medidos en el susceptibilímetro Kappabridge MFK-1A del laboratorio del IGeBA.....	23
Figura 4. Composición SENTINEL 2A RGB 12 4 2 del área de estudio.....	25
Figura 5. Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Giacosa <i>et al.</i> (2001).	26
Figura 6. Afloramientos de la Formación Cushamen en la región de Pilcaniyeu: a) Detalle del esquisto biotítico granatífero; b) Pliegue cerrado y recumbente preservado en metatexitita, con plano axial de rumbo NE-SO.	27
Figura 7. Fotografías de los afloramientos de la facies granodiorita: a) Milonita de la facies granodiorita; b) Granodiorita foliada cortada por un dique aplítico; c) Granodiorita foliada con enclaves microgranulares orientados de manera paralela a la foliación; d) Granodiorita con enclave microgranular subsférico y grumo de biotita; e) Dique monzodiorítico en contacto con la facies granodiorita.....	29
Figura 8. Fotografías de los afloramientos de la facies sienogranito: a) Sienogranito intruído por un dique aplítico-muscovítico; b) Cataclasis penetrativa NE-SO afectando tanto a la facies sienogranito como a un dique aplítico; c) Sienogranito de grano fino sin cataclasis; d) Miarola rellena por cuarzo y feldespato; e) Cúpula pegmatítica de cuarzo y feldespato....	30
Figura 9. Fotografías de los afloramientos de los diques riolíticos: a) Panorámica que muestra los afloramientos de algunos de los diques riolíticos con orientación NO-SE. Nótese cómo los diques afloran exhibiendo formas de crestones sobre la superficie, lo cual facilita su reconocimiento en terreno; b) Detalle de un dique riolítico intruyendo la facies granodiorita.	31
Figura 10. Diagrama ternario QAP de clasificación de los granitoides y diques del Batolito Pilcaniyeu. Modificado de Le Maitre (2002).	31

Figura 11. Fotomicrografías de la facies granodiorita: a) Granodiorita con cristales de anfíbol con núcleos de piroxenos; b) Faja orientada de anfíbol en granodiorita; c) Enclave microgranular máfico en granodiorita; d) Monzogranito; e) Dique monzodiorítico. Abreviaturas de minerales: Amp: anfíbol. Cpx: clinopiroxeno. Bt: biotita. Pl: plagioclasa. Qz: cuarzo. Fk: feldespato potásico. Mc: microclino.34

Figura 12. Fotomicrografías de la facies sienogranito: a) Cristales de circón y titanita en sienogranito; b) Fractura submagmática rellena por biotita sobre plagioclasa; c) Dique aplítico; d) Dique muscovítico con micas orientadas. Abreviatura de los minerales: Fk: feldespato potásico. Bt: biotita. Zr: circón. Ti: titanita. Qz: cuarzo. Pl: plagioclasa. Ms: muscovita.36

Figura 13. Fotomicrografías de los diques riolíticos: a) Fenocristal de feldespato inmerso en matriz afanítica felsítica; b) Fenocristales de cuarzo con engolfamientos; c) Agregado de cuarzo granoblástico poligonal; c) Textura esferulítica. Abreviaturas de los minerales: Fk: feldespato potásico. Qz: cuarzo. Esf: esferulita.37

Figura 14. Diagrama de Day *et al.* (1977) para la discriminación de dominios magnéticos en granos de magnetita, expresado como la relación de remanencia (M_r/M_s) en función de la coercitividad remanente normalizada (H_{cr}/H_c). Se indican los campos correspondientes a dominio simple (SD), dominio pseudosimple (PSD) y multidominio (MD).39

Figura 15. Ciclos de histéresis y curvas termomagnéticas obtenidas para la facies granodiorita y sus diques monzodioríticos asociados: a) Ciclo de histéresis de la facies granodiorita: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); b) Curvas termomagnéticas de la facies granodiorita: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul); c) Ciclo de histéresis de los diques monzodioríticos: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); d) Curvas termomagnéticas de los diques monzodioríticos: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul).40

Figura 16. Ciclos de histéresis y curvas termomagnéticas obtenidas para la facies sienogranito y sus diques aplítico-muscovíticos asociados: a) Ciclo de histéresis de la facies sienogranito: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); b) Curvas termomagnéticas de la facies sienogranito: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul); c) Ciclo de histéresis de los diques aplítico-muscovíticos: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); d) Curvas

termomagnéticas de los diques aplítico-muscovíticos: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul).	41
Figura 17. Ciclos de histéresis y curvas termomagnéticas obtenidas para los diques riolíticos: a) Ciclo de histéresis: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); b) Curvas termomagnéticas: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul); c) Ciclo de histéresis: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); d) Curvas termomagnéticas: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul). 42	
Figura 18. Diagramas de parámetros escalares (Km, Pj y T) del Batolito Pilcaniyeu y su roca de caja a nivel SITIO: a) Diagrama de grado de anisotropía corregida Pj versus la susceptibilidad media Km. La línea punteada representa la división entre el dominio paramagnético y ferromagnético; b) Diagrama de parámetro de forma T versus el grado de anisotropía Pj.....	45
Figura 19. Mapa que representa los valores medios de susceptibilidad magnética (Km) en cada sitio, diferenciando aquellos superiores e inferiores al valor umbral de 4×10^{-4} SI, que separa comportamientos paramagnéticos de ferromagnéticos (Bouchez <i>et al.</i> , 2000; Hrouda, 2010). Se indica también la litología correspondiente.	46
Figura 20. Mapa que muestra los valores del grado de anisotropía magnética (Pj) en cada sitio, diferenciando entre anisotropías alta, moderada, baja y muy baja. Se indica también la litología correspondiente.	47
Figura 21. Mapa que muestra los valores del parámetro de forma (T) de los elipsoides en cada sitio, diferenciando entre formas proladas, triaxiales y obladas. Se indica también la litología correspondiente.	48
Figura 22. Mapas de parámetros vectoriales obtenidos mediante ASM: a) Orientación de la foliación magnética (K3); b) Distribución de la orientación de K3 en estereogramas por facies; c) Orientación de la lineación magnética (K1); d) Distribución de la orientación de K1 en estereogramas por facies.....	50
Figura 23. Estereogramas del elipsoide de ASM de los diques monzodioríticos y su dato medido en campo: a) Sitio Pilca002; b) Sitio Pilca11; c) Sitio Pilca22. Se representan los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad magnética: K1 (máximo, rojo), K2 (intermedio, verde) y K3 (mínimo, azul).	51

- Figura 24. a) Diagrama Tera-Wasserburg donde se puede apreciar la población principal de circones que define la edad concordante $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y las herencias; b) Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ promedio ponderada de edades jóvenes.52
- Figura 25. Modelo de emplazamiento del Batolito Pilcaniyeu modificado de Giacosa *et al.* (2001) y contrastado con los resultados estructurales, microestructurales y magnéticos de este trabajo: a) Modelo propuesto por Giacosa *et al.* (2001); b) Modelo teórico de cuenca de *pull-apart* a partir de un *releasing bend*; c) Modelo de emplazamiento del Batolito Pilcaniyeu integrando los elementos de fábrica mineral en campo y magnética (distribución de ejes K3 y K1) obtenidos en este trabajo.54
- Figura 26. Tipos de comportamientos magnéticos. Los diagramas muestran la magnetización (flecha sin relleno) adquirida bajo un campo magnético externo (flecha sólida) y su magnetización tras haber retirado el campo inductor. Modificado de Tarling y Hrouda (1993).65
- Figura 27. Elipsoide de susceptibilidad magnética y su proyección esférica equiangular. Se observan los ejes principales K1 ($K_{\max}$) $\geq$ K2 (K_{int}) $\geq$ K3 ($K_{\min}$) que definen la lineación magnética (K1), el plano de foliación (K2 y k2) y el polo del plano de foliación (K3). Modificado de Tarling y Hrouda (1993).67
- Figura 28. Relación entre la petrofábrica y la magnetofábrica. Tomada de Borradaile y Jackson (2010).68
- Figura 29. Diagrama de Burton-Johnson *et al.* (2019) que ilustra la relación entre los tres ejes principales de susceptibilidad y las direcciones de los ejes principales de esfuerzo y deformación. K1, 2 y 3: eje de susceptibilidad máximo, intermedia y mínimo. λ 1, 2 y 3: eje de deformación máximo, intermedio y mínimo. σ 1, 2 y 3: eje de esfuerzo principal máximo, intermedio y mínimo. Se muestra la elipse de susceptibilidad junto con la lineación magnética (K1) y el plano de foliación (plano perpendicular a K3).68
- Figura 30. a) Obtención de parámetros de los diagramas de histéresis y comportamiento de los minerales magnéticos; b) Curvas de variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura y comportamiento de los minerales magnéticos. Modificado de Borradaile y Jackson (2010) y de Ruzzante *et al.* (2021).71
- Figura 31. Proyecciones estereográficas y diagramas de parámetros escalares (K_m , P_j y T) de las fábricas magnéticas de la facies a nivel Intra-sitio. Según el color de las letras: verde

(Formación Cushamen), rosado (monzogranito), rojo (granodiorita), naranja (milonita), negro (diques monzodioríticos), violeta (sienogranito), amarillo (diques aplíticos muscovíticos). Las trazas de líneas negras dentro de los estereogramas corresponden con el dato medido en campo sobre ese sitio.....	88
Figura 32. Resultados de los estudios de magnetismo de rocas: curvas de ciclos de histéresis, curvas de Backfield y curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura.....	89
Figura 33. Resultados de los estudios de magnetismo de rocas: Curvas de ciclos de histéresis, curvas de IRM, de Backfield y curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura.	90
Figura 34. Resultados de los estudios de magnetismo de rocas: Curvas de ciclos de histéresis, curvas de IRM, de Backfield y curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura.	91

1.0 RESUMEN

El Batolito Pilcaniyeu es un cuerpo plutónico Jurásico emplazado en la Precordillera Patagónica (Río Negro). El intrusivo se compone de tres facies principales: 1) facies granodiorita intruida por diques monzodioríticos; 2) facies sienogranito intruida por diques aplítico-muscovíticos; y 3) diques riolíticos tardíos, que intruyen a todas las mencionadas. La roca de caja se atribuye a esquistos y metatexitas de la Formación Cushamen.

Entre muchas incógnitas que rodean a este cuerpo intrusivo, aún persisten interrogantes respecto a su edad y especialmente, a sus condiciones de emplazamiento. En este sentido, Giacosa *et al.* (2001) propusieron que el batolito se habría emplazado durante el Jurásico Temprano a Medio bajo un régimen tectónico extensional o bien transtensional dentro de zonas dilatacionales asociadas al cambio de rumbo de las fallas Río Chico y Pichileufú, de movimiento levógiro. Sin embargo, hasta el momento no se contaba con datos estructurales que respalden este modelo. Este trabajo demuestra el potencial de combinar la petrología ígnea, geocronología U-Pb en circones y técnicas estructurales como el ASM para caracterizar con precisión la estructura interna de suites ígneas, edad y contexto tectónico de emplazamiento.

Las fábricas minerales (magmáticas y de estado sólido) relevadas en campo siempre son paralelas o subparalelas a las fábricas magnéticas. En este sentido, la facies granodiorita presenta fábricas minerales predominantemente subhorizontales, caracterizada por un eje mínimo magnético (K3) subvertical y un eje máximo (K1) subhorizontal de rumbo NE-SO. La facies sienogranito exhibe predominantemente fábricas subverticales de rumbo NO-SE, con eje máximo (K1) subhorizontal orientado NE-SO.

La datación U-Pb por LA-ICP-MS en circones obtenida de la facies sienogranito, arrojó una edad de $183,34 \pm 0,84$ Ma, correspondiente al Jurásico Temprano (Toarciano). Este evento es temporalmente concomitante con el Batolito Subcordillerano y con el estadio V1 de la Gran Provincia Ígnea Silícea Chon Aike.

La integración de los datos estructurales, microestructurales y magnéticos permitió probar el modelo de emplazamiento del Batolito Pilcaniyeu asociado a un régimen tectónico transtensional con desarrollo de zonas dilatacionales de tipo *pull-apart*, con dirección de

extensión de rumbo NE-SO. Este estilo de emplazamiento está vinculado a la evolución de un *releasing bend* entre las fallas Río Chico y Pichileufú, ambas de movimiento levógiro.

1.1. ABSTRACT

The Pilcaniyeu Batholith is a Jurassic plutonic body emplaced in the Patagonian Precordillera (Río Negro). The intrusion comprises three main facies: (1) a granodiorite facies intruded by monzodioritic dikes; (2) a syenogranite facies intruded by aplite–muscovite dikes; and (3) late rhyolitic dikes that cut all previously mentioned units. The country rock is attributed to schists and metatexites of the Cushamen Formation.

Among the numerous uncertainties surrounding this intrusive body, questions remain regarding its age and particularly its emplacement conditions. In this regard, Giacosa *et al.* (2001) proposed that the batholith would have been emplaced during the Early to Middle Jurassic under an extensional or transtensional tectonic regime within dilatational zones associated with the bending of the Río Chico and Pichileufú sinistral faults. However, until now, no structural data were available to support this model. This study demonstrates the potential of integrating igneous petrology, U-Pb zircon geochronology, and structural techniques such as AMS to precisely characterize the internal structure, age, and tectonic emplacement context of igneous suites.

Mineral fabrics (magmatic and solid-state) measured in the field are always parallel or subparallel to magnetic fabrics. In this sense, the granodiorite facies exhibits predominantly subhorizontal mineral fabrics, characterized by a subvertical minimum magnetic axis (K3) and a subhorizontal maximum axis (K1) striking NE–SW. The syenogranite facies displays predominantly subvertical fabrics striking NW–SE, with a subhorizontal maximum axis (K1) oriented NE–SW.

The LA-ICP-MS U-Pb zircon dating from the syenogranite facies yielded an age of 183.34 ± 0.84 Ma, corresponding to the Early Jurassic (Toarcian). This event is temporally concomitant with the Subcordilleran Batholith and with Stage V1 of the Chon Aike Silicic Large Igneous Province.

The integration of structural, microstructural, and magnetic data allowed us to validate the emplacement model of the Pilcaniyeu Batholith as being associated with a transtensional tectonic regime, involving the development of pull-apart-type dilatational zones with an NE-SW-oriented extension direction. This emplacement style is linked to the evolution of a releasing bend between the Río Chico and Pichileufú sinistral faults.

2.0 INTRODUCCIÓN

El Triásico Superior-Jurásico Inferior, estuvo caracterizado por un proceso de extensión generalizada que afectó regionalmente la corteza patagónica (Mpodozis y Ramos, 2008). En este contexto tectónico, se desarrollaron: (1) el Batolito de la Patagonia Central, compuesto por un grupo de plutones calco-alcalinos de orientación NNO (Rapela *et al.*, 1991); (2) la Gran Provincia Ígnea Silíceá Chon Aike (Silicic Large Igneous Province Chon Aike), o también denominada SLIP Chon Aike por su acrónimo en inglés (Navarrete *et al.*, 2019), presente a lo largo y ancho de la Patagonia extra-Andina con continuación en la Península Antártica y caracterizada por volcanismo riolítico (Pankhurst *et al.*, 2000); y (3) El Cinturón Plutónico Subcordillerano en la región Andina, orientado según un eje longitudinal de rumbo NNO-SSE, que se extiende entre Chubut y Río Negro a lo largo de la Precordillera Patagónica (Fig. 1). Tanto la SLIP Chon Aike como el Cinturón Plutónico Subcordillerano tienen un origen relacionado a la tectónica extensional del Jurásico Temprano, aunque pertenecen a distintos ambientes tectónicos, los cuales son, de intraplaca para la primera y de subducción-arco magmático para el cinturón (Haller *et al.*, 1999; Rapela *et al.*, 2005; Navarrete *et al.*, 2024).

En este contexto, se emplazó el Batolito Pilcaniyeu el cual, con la evolución de su conocimiento, ha recibido diversas nomenclaturas y ha sido vinculado con distintos magmatismos regionales. Recientemente, por su edad jurásica, sus características geoquímicas y petrográficas y la distribución geográfica de sus afloramientos Zaffarana *et al.* (2024) atribuyeron los granitoides jurásicos de Pilcaniyeu como equivalentes plutónicos de las volcanitas riolíticas de la SLIP Chon Aike (Fig. 1).

Entre muchas incógnitas que rodean a este cuerpo intrusivo, aún persisten interrogantes respecto a su edad y especialmente, a sus condiciones de emplazamiento. En este sentido,

Giacosa *et al.* (2001) propusieron que el batolito se habría emplazado durante el Jurásico Temprano a Medio bajo un régimen tectónico extensional o bien transtensional dentro de zonas dilatacionales asociadas a fallas de rumbo. Sin embargo, hasta el momento no se cuenta con datos estructurales que respalden este modelo.

En este Trabajo Final de Grado (TFG), con el fin de abordar esta problemática, se propone un análisis integrado que combina el estudio de estructuras en afloramiento, microestructuras en secciones delgadas y el método de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM). Adicionalmente, para acotar con mayor precisión la edad de cristalización magmática de este intrusivo, se incorpora una datación U-Pb en circones. Este enfoque multidisciplinario permite evaluar el mecanismo de emplazamiento del Batolito Pilcaniyeu y contribuir a la comprensión de los procesos tectonomagmáticos jurásicos en el norte de la Patagonia.

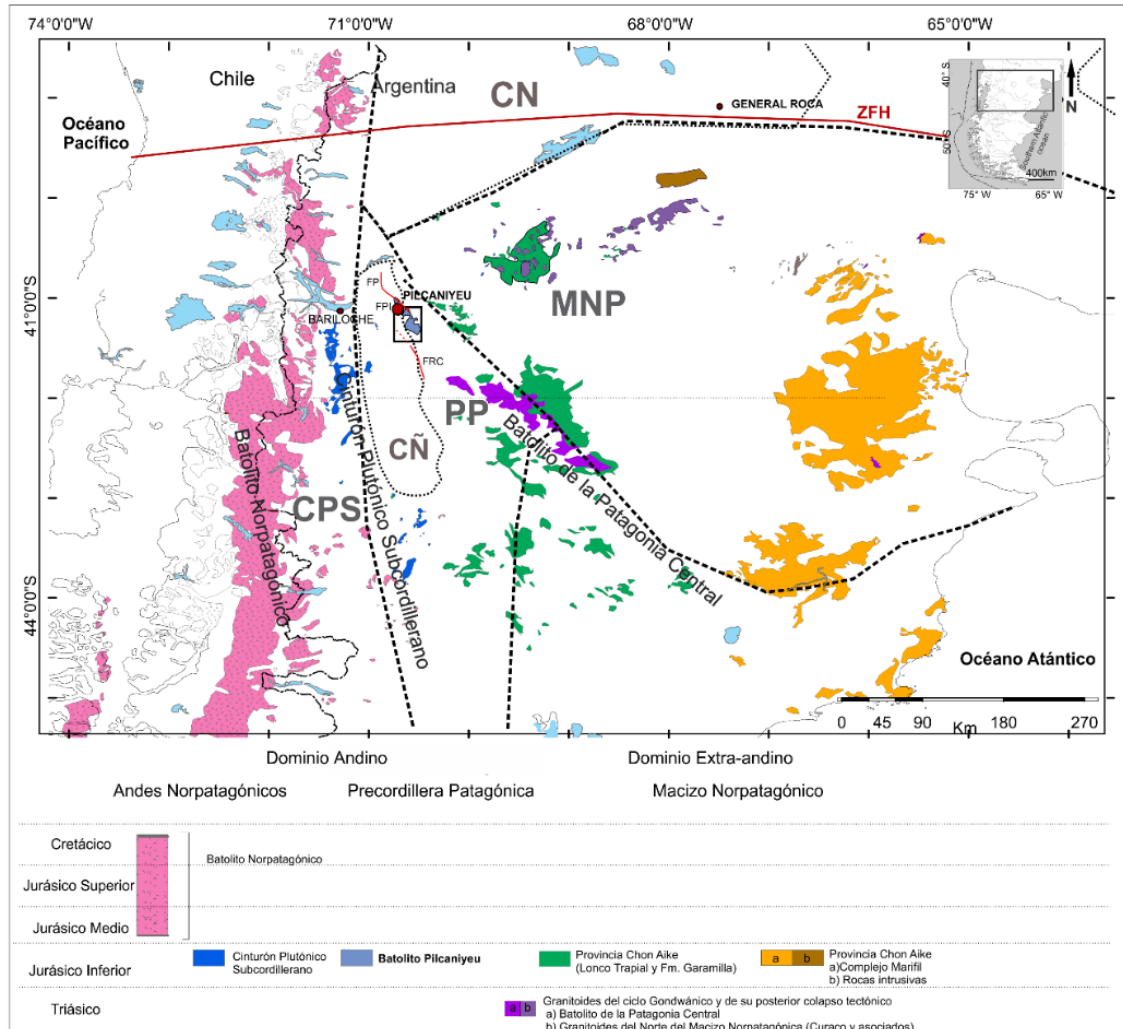


Figura 1. Bosquejo geológico regional que exhibe la ubicación del Batolito Pilcaniyeu junto con su localidad de estudio, sus principales unidades coetáneas y fallas asociadas a su emplazamiento. Unidades morfoestructurales (CN: cuenca Neuquina; MNP: Macizo Norpatagónico; PP: Precordillera Patagónica; CÑ: cuenca de Ñirihau; CPS: Cordillera Patagónica Septentrional). ZFH: Zona de Falla de Huincul. FP: falla Pichileufú. FPI: falla Pilcaniyeu. FRC: falla Río Chico. Modificado de Zaffarana *et al.* (2024).

2.1. Objetivos

El objetivo general de este TFG en Geología de la UNRN es caracterizar la geología, estructura interna y fábrica magnética del Batolito Pilcaniyeu. Para ello se plantean como objetivos específicos: 1) Elaborar un mapa geológico del cuerpo ígneo intrusivo, diferenciando sus facies internas y los contactos con las rocas de caja; 2) Realizar un análisis mineralógico, textural, composicional y microestructural de sus granitoides; 3) Caracterizar la fábrica

magnética de las rocas a través de la aplicación de la técnica de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM); 4) Evaluar el posible contexto tectónico transtensional del emplazamiento del batolito, a partir del análisis integrado de los antecedentes bibliográficos disponibles con los resultados estructurales, microestructurales, magnéticos y de la edad U-Pb en circones obtenidos en este trabajo.

3.0 CONTEXTO TECTONOMAGMÁTICO

El área de estudio se ubica en la Precordillera Patagónica la cual está integrada por un numeroso grupo de sierras y cordones montañosos de rumbo submeridional, ubicados al este de la Cordillera Nordpatagónica y separados de ella por una zona amplia con depósitos miocenos de la cuenca de Ñirihuau (Fig. 1). La Precordillera Patagónica constituye una subunidad de los Patagónides y se caracteriza por un relieve fuertemente condicionado por estructuras neógenas, razón por la cual ha sido incorporada dentro del antepaís patagónico fragmentado (*Patagonian broken foreland*, Bilmes *et al.*, 2013).

La evolución geodinámica del sector norte de Patagonia, tras el colapso extensional del Orógeno Gondwánico durante el Triásico y el consecuente desmembramiento inicial de Pangea, se define por una compleja interacción entre procesos tectónicos y magmáticos que se desarrollaron principalmente entre el Triásico Superior y el Cretácico.

3.1. Magmatismo de arco del Triásico Superior

Durante el Triásico Tardío, la región del retroarco patagónico experimentó un episodio de subducción de bajo ángulo (*flat-slab*). Este proceso provocó la migración del arco magmático hacia el interior del continente, a más de 800 km de la paleo-trinchera ubicada hacia el oeste, en la actual región de Chile (Navarrete *et al.*, 2019). Este arco está representado por el Batolito de la Patagonia Central, el cual está compuesto por un grupo de plutones calco-alcalinos de orientación NNO (Rapela *et al.*, 1991). Si bien originalmente se lo vinculó a un magmatismo de intraplaca extensional a transtensional (Rapela *et al.*, 1991, 1992), estudios posteriores permitieron interpretarlo como un arco magmático asociado a una subducción de bajo ángulo (Rapela y Pankhurst, 1992, Navarrete *et al.*, 2019). El mismo se habría emplazado bajo un régimen transpresivo sinistral con reactivación de estructuras NO-SE preexistentes del

basamento Gondwánico (Von Gosen y Loske, 2004; Zaffarana y Somoza, 2012; Zaffarana *et al.*, 2010, 2014, 2017).

3.2. Magmatismo de intraplaca y de arco del Jurásico Temprano

Hacia el Jurásico Temprano, tras la fase de *flat-slab*, la losa subductada habría experimentado un desprendimiento y hundimiento (*slab break-off*), generando ascenso de calor mantélico y promoviendo la fusión parcial de la corteza inferior (Navarrete *et al.*, 2019, 2024). En este contexto tectónico, en el sector extra-Andino de la Patagonia se produjo la efusión de rocas ígneas pertenecientes al magmatismo ácido de la Gran Provincia Ígnea Silíceá Chon Aike (SLIP Chon Aike; Navarrete *et al.*, 2019), un episodio de gran extensión que abarco desde la Patagonia argentina hasta la Península Antártica. Este magmatismo ocurrió en un ambiente de intraplaca bajo un régimen extensional durante las etapas iniciales de la fragmentación de Gondwana occidental y su origen ha sido objeto de debate. Por un lado, los modelos clásicos la asocian a los efectos térmicos de la pluma mantélica del Karoo (Storey *et al.*, 1992; Riley *et al.*, 2001; Foley *et al.*, 2023), que habría promovido la fusión cortical. En contraste, modelos recientes proponen que su génesis estaría asociada al colapso térmico posterior al *slab break-off*, dentro de una subducción activa y dinámica (Navarrete *et al.*, 2019, 2024).

Según Féraud *et al.* (1999) y Pankhurst *et al.* (2000) el volcanismo de la SLIP Chon Aike migró desde el NE, con edades jurásicas hacia el SO, con edades más jóvenes. Migración que luego fue explicada como una “succión hacia el suroeste” de la pluma mantélica del Karoo inducida por el *rollback* de la placa durante el restablecimiento de la subducción en el Jurásico Temprano (Navarrete *et al.*, 2019). El volcanismo inicialmente fue dividido en cuatro estadios de actividad denominados V0 a V3 (Féraud *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000). Más recientemente redistribuidos en tres estadios principales: 190-180 Ma (estadio 1), 180-165 Ma (estadio 2) y 165-150 Ma (estadio 3), mostrando una expansión progresiva desde los bordes hacia el centro de la provincia (Navarrete *et al.*, 2024).

De manera concomitante, durante la migración hacia el suroeste de las rocas de la SLIP Chon Aike, se emplazó a lo largo del borde oeste del continente el Cinturón Plutónico Subcordillerano (Haller *et al.*, 1999; Rapela *et al.*, 2005). Este cinturón tiene un rumbo predominante NNO y su origen está relacionado con un ambiente de arco magmático dominado

por extensión ligada a procesos de *slab rollback* dentro de los Andes (Rapela *et al.*, 2005; Echaurren *et al.*, 2017). Este cinturón plutónico coincidió parcialmente con rocas volcánicas intermedias de la Formación Lonco Trapial y con ignimbritas silíceas gruesas de la Formación Marifil hacia el este (Folguera *et al.*, 2019).

Durante el Jurásico Temprano y de manera contemporánea con los estadios iniciales de la SLIP Chon Aike y con el emplazamiento de los plutones del Cinturón Plutónico Subcordillerano, se desarrolló el magmatismo que dio origen al Batolito Pilcaniyeu, el cual constituye el objeto de estudio de este TFG. El batolito se habría emplazado en una posición de retroarco respecto del arco magmático Andino Jurásico Inferior a Medio (Castro *et al.*, 2011), vinculado a una zona dilatante generada por el cambio de rumbo entre las fallas Río Chico y Pichileufú, ambas de movimiento levógiro (Giacosa *et al.*, 2001).

3.3. Magmatismo de arco del Jurásico Medio y transición andina

Durante el Jurásico Medio, los procesos de *slab rollback* continuaron dentro de los Andes, favoreciendo el inicio del emplazamiento del Batolito Norpatagónico (Echaurren *et al.*, 2016, 2017). Sus suites plutónicas más tempranas están representadas por granitoides de ~170 Ma identificados en las cercanías de Bariloche (Castro *et al.*, 2011). El Batolito Norpatagónico se asocia a un arco magmático que se mantuvo activo desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior (Pankhurst *et al.*, 1998). Hacia el Cretácico Medio comenzó la contracción de la orogenia Andina y su magmatismo asociado. Este último estuvo acompañado por el emplazamiento generalizado del Batolito Norpatagónico y el volcanismo conexo, cuyo eje ~N-S permaneció relativamente estable hasta el Cenozoico (Somoza y Zaffarana, 2008; Pankhurst *et al.*, 1999; Hervé *et al.*, 2007; Castro *et al.*, 2011).

4.0 GEOLOGÍA LOCAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las rocas más antiguas de la zona de estudio corresponden al basamento metamórfico de la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964), que aflora de manera discontinua al norte y nordeste de la intersección de las rutas 23 y 40 (Fig. 5). Está compuesta esencialmente por esquistos y paragneises con biotita, muscovita y granate, migmatitas y ortogneises biotítico granatíferos, y en menor proporción por anfibolitas y pegmatitas milonitizadas (Giacosa *et al.*,

2001). Si bien corresponden a las rocas de caja regional del Batolito Pilcaniyeu, no se ha logrado identificar un sitio donde ambas unidades estén en contacto directo (Marcos *et al.*, 2018; Giacosa *et al.*, 2001).

Dentro del protolito de la Formación Cushamen han sido descriptas rocas volcánicas ácidas y básicas (Cerrodo y López de Luchi 1999), como así también diamictitas (Duhart *et al.*, 2002; Marcos *et al.*, 2018; 2020). La evolución térmica y tectónica de las metamorfitas de la Formación Cushamen es compleja y está caracterizada por varias fases de deformación y metamorfismo (Cerrodo, 1997; Marcos *et al.*, 2020). La fábrica dominante corresponde a una foliación penetrativa S_2 , de rumbo NNO-SSE e inclinación subvertical, producida durante el evento deformacional D_2 y asociada al pico del metamorfismo regional de presión media (Cerrodo y López de Luchi, 1995; Cerredo, 1997). Esta foliación sobreimprime a una foliación más antigua S_1 , de orientación E-O, desarrollada durante la fase deformacional D_1 . Posteriormente, la foliación S_2 fue afectada por fajas de cizalla dúctil asociadas a la fase compresiva D_3 , vergente hacia el NE, representada en el sector nordeste del área de estudio por la Zona de Cizalla Dúctil Carhué, de rumbo NO (Giacosa *et al.*, 2001; Cerredo y López de Luchi, 1995). Finalmente, toda la secuencia metamórfica fue afectada por una deformación tardía D_4 , expresada por pliegues abiertos con plano axial de rumbo general NE-SO (Cerrodo y López de Luchi, 1995). Según criterios estratigráficos y resultados de datos geocronológicos K-Ar y Rb-Sr, la Formación Cushamen fue asignada a un rango amplio de edades, variable entre el Precámbrico y el Pérmico (Halpern *et al.*, 1971; Rabassa, 1975; Ravazzoli y Sesana, 1977; Linares *et al.*, 1988, 1997). Sin embargo, los resultados de diversas dataciones según el método U-Pb en circones detríticos de los protolitos psamopelíticos, arrojaron edades de c. 440 Ma y 369 ± 8 Ma, lo cual indica que la edad máxima de sedimentación de dichos protolitos estaría comprendida entre el Llandoveryano (Silúrico inferior) y el Fameniano (Devónico Superior) (Hervé *et al.*, 2005, 2018; Marcos *et al.*, 2020). Asimismo, se puede estimar que los eventos tectono-metamórficos registrados en la Formación Cushamen tendrían una edad aproximada comprendida entre el Carbonífero-Pérmico (Pankhurst *et al.*, 2006; Serra-Varela *et al.*, 2024).

Durante el Mesozoico, la tectónica extensional generalizada propició el emplazamiento de varias unidades magmáticas y volcánicas. Tal es el caso del Batolito Pilcaniyeu, el cual se emplazó durante el Jurásico Temprano en un contexto tectónico extensional o bien

transtensional caracterizado por zonas dilatacionales de tipo *pull apart* (Rapela y Alonso, 1991; Giacosa *et al.*, 2001). Esta unidad está compuesta por granodioritas y tonalitas con hornblenda y biotita, granitos biotíticos y varias generaciones de diques. Las granodioritas y tonalitas con hornblenda y biotita exhiben niveles miloníticos, mientras que los granitos biotíticos presentan cataclasis penetrativa (Giacosa *et al.*, 2001).

Los granitoides del Batolito Pilcaniyeu inicialmente fueron incluidos por Rabassa (1974) bajo el nombre informal de “Basamento Cristalino-Granitos”, al cual le atribuyó una edad pérmica. Posteriormente, Alonso (1987) realizó análisis Rb-Sr en roca total e informó una errorcrona de $194,5 \pm 4,6$ Ma, que luego fue refinada con datos adicionales, arrojando un valor de $186,4 \pm 3,5$ Ma (Alonso, 1990, en Rapela y Alonso, 1991). Esta edad permitió agruparlas bajo la denominación de “Superunidad Pilcaniyeu” dentro del Batolito de la Patagonia Central del Jurásico Inferior (Rapela y Alonso, 1991; Rapela *et al.*, 1991; 1992). Más tarde, Giacosa *et al.* (2001) redefinieron formalmente la unidad bajo la denominación de “Plutonitas Pilcaniyeu”, incorporando dentro de ella a los numerosos diques que intruyen a los cuerpos graníticos. Estudios posteriores demostraron que el Batolito de la Patagonia Central tiene edad Triásico Superior (Rapela *et al.*, 2005; Zaffarana *et al.*, 2014; Lagorio *et al.*, 2021). La edad jurásica temprana indica que el emplazamiento del Batolito Pilcaniyeu es contemporáneo con el emplazamiento del Batolito Subcordillerano (Rapela *et al.*, 2005), el cual está compuesto por los granitoides de La Angostura, Leleque, Aleusco y José de San Martín, cuyas edades U-Pb SHRIMP en circones son de 181 ± 2 , 181 ± 3 , 185 ± 2 y 182 ± 2 Ma, respectivamente (Rapela *et al.*, 2005). Por otra parte, el Batolito Pilcaniyeu también es concomitante con la efusión de las riolitas e ignimbritas del episodio V1 de la Provincia Ígnea Gigante Chon Aike (Zaffarana *et al.*, 2024).

Entre de las estructuras reportadas por Giacosa *et al.* (2001) asociadas al Batolito Pilcaniyeu (Fig. 2a), el rasgo estructural más antiguo corresponde a zonas de cizalla dúctil de entre 10 a 20 m de espesor, desarrolladas en las granodioritas y tonalitas del batolito, las cuales presentan un rumbo general NNO y una inclinación de 40° hacia el este. Estas zonas están compuestas por rocas con foliación milonítica bien desarrollada que pasan a rocas indeformadas (Fig. 2a: 1). Hacia la periferia del batolito, en los cuerpos graníticos más evolucionados, la deformación adquiere un carácter frágil, manifestándose mediante cataclasis penetrativa. Esta

se expresa como clivaje de fractura con dos familias principales: una de rumbo NE y buzamiento entre 40°-80° hacia el SE (Fig. 2: 7), y otra de rumbo NO con buzamiento entre 40°-80° hacia el NE (Fig. 2a: 6). Ambos sistemas son posteriormente cortados por microfallas inversas de rumbo NE y por un conjunto de diaclasas subverticales de rumbo NO. Otro elemento estructural relevante es el conjunto de diques asociados al batolito (Fig. 2a: 5), tanto por su abundancia como por la persistencia en sus orientaciones y espesores. Estos presentan rumbos NO a NNO, inclinaciones subverticales, longitudes de 1 a 5 km y espesores de entre 10 y 20 m (Giacosa *et al.*, 2001).

A partir de las estructuras reconocidas en relación al Batolito Pilcaniyeu, Giacosa *et al.* (2001) definieron que la edad de la deformación es pre-Formación Huitrera, indicando una edad pre-cretácica que estaría relacionada al emplazamiento de granitoides jurásicos. En base a ello, propusieron un modelo estructural en el cual el Batolito Pilcaniyeu se habría emplazado durante el Jurásico Inferior a Medio, bajo un régimen tectónico extensional o bien transtensional, dentro de zonas dilatacionales tipo *pull-apart* (Fig. 2b). En este contexto, el batolito se habría ubicado en una zona dilatante desarrollada en el cambio de rumbo entre las fallas Río Chico y Pichileufú, ambas con movimiento levógiro. Las fracturas extensionales habrían actuado como conductos de ascenso e inyección de los diques, mientras que la cataclasis periférica observada en los granitos más evolucionados representaría cizallas de tipo Riedel formadas durante las etapas finales de consolidación del cuerpo (Fig. 2b).

Durante el Jurásico Superior, el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior (Fig. 2c), el sistema estructural mantuvo un régimen extensional a transtensional heredado del Jurásico Medio. Este contexto favoreció que hacia el límite nordeste del Batolito Pilcaniyeu, se depositaron los sedimentos correspondientes a la Formación Angostura Colorada, asociada a la falla Pilcaniyeu. Esta estructura delimitó el margen occidental del depocentro, que recibió aportes clásticos derivados de los plutones ubicados al suroeste (Giacosa *et al.*, 2001).

Finalmente, durante el Cenozoico (Fig. 2d), se generó el rejuego contraccional de la Falla Pilcaniyeu, provocando la inversión tectónica positiva de la cuenca cretácica (Giacosa *et al.*, 2021). De igual modo, la inversión positiva de la falla Río Chico produjo la antiforma homónima de Río Chico, desarrollada en las rocas metamórficas de la Formación Cushamen.

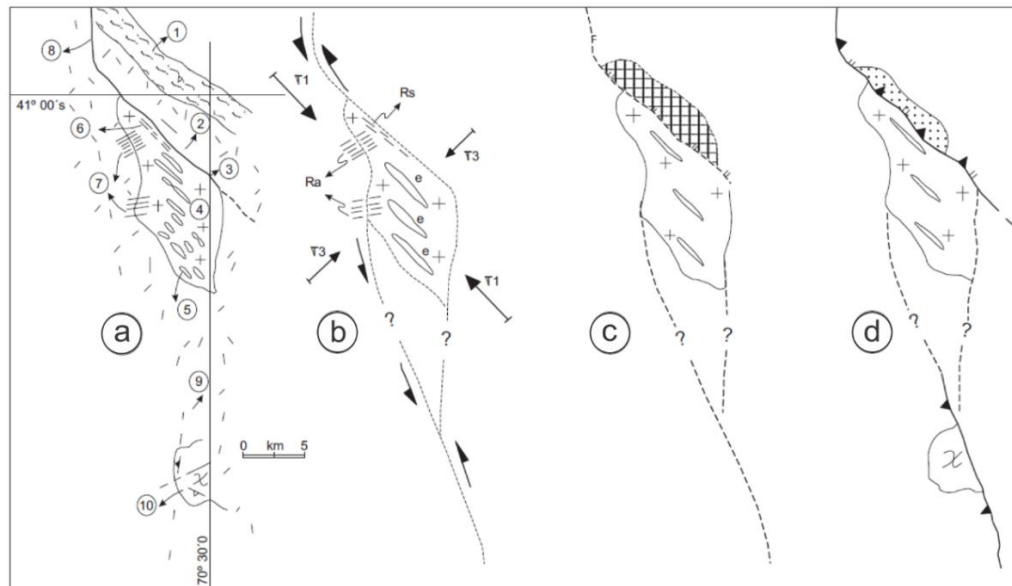


Figura 2. Esquema del régimen tectónico dominante propuesto por Giacosa *et al.* (2001) para el emplazamiento del Batolito Pilcaniyeu y la evolución estructural de la cuenca cretácica: a) Disposición actual de los principales elementos estructurales en el sector nordeste de la Hoja Bariloche: 1: zona de cizalla dúctil Carhué; 2: sedimentitas de la Formación Angostura Colorada; 3: falla Pilcaniyeu; 4: Batolito Pilcaniyeu; 5: diques; 6: cataclasis de rumbo NO; 7: cataclasis de rumbo NE; 8: falla Pichileufú; 9: falla Río Chico; y 10: antiforma de Río Chico; b) Jurásico Inferior a Medio: emplazamiento de granodioritas y granitos (+) en una zona dilatante ubicada en el cambio de rumbo de las fallas Río Chico y Pichileufú; e: zona de emplazamiento de los diques que representan fracturas extensionales; Ra y Rs: cataclasis NE y NO que representa cizallas tipo Riedel; T1 y T3: esquema del campo de esfuerzos aproximado para la época; c) Cretácico Superior; formación de un depocentro continental (traza de polígonos) asociado al rejeugo extensional o transtensional de la falla Pilcaniyeu (línea discontinua, límite oeste del depocentro); d) Cenozoico: inversión tectónica de la cuenca cretácica (traza de puntos) asociado al rejeugo compresivo de la falla Pilcaniyeu (línea continua al nordeste con triángulos); formación de la antiforma homónima de Río Chico (x) asociado al rejeugo compresivo de la falla Río Chico (línea continua al sur con triángulos).

Con posterioridad al batolito, la estratigrafía del área de Pilcaniyeu se completa con unidades sedimentarias y volcánicas cuya edad varía entre el Cretácico y el Cuaternario (Fig. 5).

5.0 MATERIALES Y MÉTODOS

Durante las tareas de gabinete previas al campo se recopiló los antecedentes bibliográficos del área de estudio y se interpretaron imágenes satelitales con el fin de preparar un mapa base para las tareas de campo. A los fines de identificar y discriminar las distintas unidades litológicas presentes en el área de estudio, se utilizó una imagen SENTINEL-2A cuya

resolución espacial de 10 metros resultó adecuada para mejorar el mapeo geológico. La composición utilizada fue RGB 12-4-2, ya que resalta las diferencias espectrales entre rocas de distinta composición. La imagen, con corrección atmosférica integrada, fue descargada desde Google Earth Engine (<https://code.earthengine.google.com/>). Además, se preparó una base de datos en un Sistema de Información Geográfica (SIG) mediante la combinación del software *Global Mapper 17* y *QGIS 3.34.7*.

Durante el trabajo de campo se recolectaron muestras de las rocas graníticas, de sus diques asociados y de las rocas de caja. Se relevaron 24 sitios de muestreo de ASM (Tabla 1) mediante una perforadora portátil (Fig. 3a) con la ayuda de un orientador magnético para retirar los cilindros orientados (Fig. 3b). En cada uno de los sitios de ASM se tomaron un mínimo de 5 cilindros, dando un total de 126 cilindros. El posicionamiento espacial de los sitios de muestreo se registró con GPS y se tomaron datos estructurales con brújula geológica. Los datos relevados fueron registrados mediante notas y fotografías, tanto en libreta de campo como en la aplicación móvil *StraboSpot 1.19.7* (<https://www.strabospot.org/>).

Posteriormente, en gabinete, se procesaron los datos en el SIG, se corrigió el mapa preliminar y se generaron 5 mapas temáticos de ASM. Por contratación de servicios de terceros, se realizaron 24 láminas delgadas de las rocas recolectadas en el campo. Su posterior análisis mineralógico, textural, composicional y microtectónico fue realizado bajo uno de los microscopios petrográficos del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG, CONICET-UNRN, Fig. 3c). Los porcentajes modales de los minerales para la clasificación QAP de las rocas plutónicas (Le Maitre, 2002) se estimaron mediante comparadores visuales.

Con el fin de asegurar consistencia terminológica a lo largo de este manuscrito, se empleará el nombre de la unidad litoestratigráfica conforme a los estándares establecidos para la nomenclatura de rocas ígneas, tanto a nivel nacional (Llambías, 2015) como internacional (Murphy y Salvador, 2000), y que corresponde al de Batolito Pilcaniyeu en reemplazo de Plutonitas Pilcaniyeu o Superunidad Pilcaniyeu. Esta decisión garantiza la coherencia terminológica y facilita la comparación con estudios previos y futuros, respetando los criterios definidos por organismos geológicos reconocidos.

Para las mediciones de ASM, los cilindros fueron preparados en el IIPG, donde cada uno de los 126 cilindros fue rebanado en partes cada 2,2 cm de largo. Las mediciones de ASM a campos bajos se realizaron mediante un susceptibilímetro Kappabridge MFK-1A (Agico) en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel A. Valencio (Fig. 3d), el cual forma parte del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGeBA, UBA-CONICET). Adicionalmente, se seleccionaron 10 muestras representativas de las diferentes litologías para estudios de magnetismo, que son necesarios para caracterizar e interpretar de forma correcta la mineralogía magnética de las rocas (Rochette, 1988). Estas fueron molidas a polvo en el laboratorio del IIPG y medidas en el laboratorio del IGeBA. Las técnicas de magnetismo de rocas empleadas fueron ciclos de histéresis, variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura, magnetización remanente isotérmica (IRM) y campo magnético reverso (“*backfield*”). Los datos obtenidos de ambos análisis se procesaron con el software *Anisoft5* (<https://www.agico.com/text/software/anisoft/anisoft.php>) y *Microsoft Excel*. La totalidad de los resultados de ASM y magnetismo de rocas se encuentra en el [Apéndice 11.3](#) y [11.4](#). La base teórica de ambos métodos se encuentra en el [Apéndice 11.1.1](#).

Por otro lado, se realizó una datación radiométrica por el método de ablación láser y espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (LA-ICP-MS) U-Pb en circones de un granito en colaboración con LA.TE.Andes SA (Salta), a fin de obtener la edad de su cristalización magmática. Tanto la reducción de datos, como el cálculo de edad y la representación en gráficos fue facilitada por el mismo laboratorio. Detalles metodológicos pueden ser encontrados en: “ <https://www.lateandes.com/> ”. La totalidad de los resultados se encuentra en el [Apéndice 11.5](#).



Figura 3. Trabajo de campo y de laboratorio durante la aplicación del método de ASM : a) Perforadora portátil y bidón de agua conectado a la misma mediante una manguera; b) Orientación de un cilindro de ASM in situ mediante un orientador que consta de una brújula magnética y una brújula solar; c) Microscopio petrográfico utilizado para clasificación modal y análisis de microestructuras en los cortes delgados realizados a partir de las rocas estudiadas por ASM; d) Colección de cilindros medidos en el susceptibilímetro Kappabridge MFK-1A del laboratorio del IGeBA.

Sitio	Litología	N	Lat	Long	Km	L	F	PJ	T	Rumbo (F)	Inc. (F)	Dir.de inc. (L)	Inc. (L)	Microestructura
P-01	Dique aplítico	4	41°11'22.97"S	70°41'12.35"O	3.77E-04	1.0126	1.0139	1.026975	-0.115	78.5	31	233.8	14.2	Submagmática
P-02	Monzogranito	6	41°9'14.57"S	70°35'58.85"O	3.51E-04	1.00821667	1.03508333	1.04658333	0.53068333	260.4	38	39.7	26.6	E.S. de alta T*
P-002	Dique diorítico	5	41°9'14.57"S	70°35'58.85"O	6.62E-04	1.00488	1.00732	1.01238	0.20566	289.8	82	291.2	9.7	Sin sección
P-03	Granodiorita	5	41°9'13.78"S	70°35'59.69"O	3.87E-04	1.03268	1.03352	1.06814	0.05308	239.4	39	52.5	5.6	Sin sección
P-04	Granodiorita	6	41°8'58.26"S	70°38'42.68"O	4.11E-04	1.00745	1.00798333	1.0161	0.14326667	241.9	40	256.3	11.6	Magmática
P-05	Sienogranito	5	41°14'7.44"S	70°40'59.79"O	9.75E-04	1.00916	1.00696	1.01644	-0.09328	41.9	78	45	13.8	Submagmática
P-06	Sienogranito	6	41°14'7.66"S	70°41'3.17"O	7.13E-05	1.01296	1.0192	1.03282	0.20034	158.7	82	162.7	25.2	Sin sección
P-07	Dique aplítico	5	41°11'27.25"S	70°41'27.57"O	1.75E-04	1.00764	1.02894	1.0391	0.4821	53.3	58	79.2	35.4	Submagmática
P-08	Milonita	5	41°9'29.44"S	70°39'40.57"O	4.86E-05	1.00788	1.02084	1.03012	0.44496	157.4	85	160.3	31.9	E.S. de muy baja T*
P-09	Milonita	5	41°9'29.76"S	70°39'37.71"O	3.38E-04	1.00202	1.00168	1.00378	-0.05878	330.8	16	76.3	14.9	E.S. de muy baja T*
P-11	Dique monzodiorítico	5	41°9'7.75"S	70°35'37.32"O	5.33E-04	1.00312	1.00346	1.00662	0.07326	131.7	70	219	70.2	Magmática
P-12	Granodiorita	6	41°9'9.16"S	70°35'34.56"O	4.59E-04	1.0203	1.03611667	1.05898333	0.20346667	8.7	26	127.4	23.4	E.S. de alta T*
P-14	Milonita	6	41°9'3.37"S	70°36'21.18"O	2.04E-04	1.02198333	1.0733	1.1019	0.53218333	252.4	4.9	40.5	2.6	E.S. de muy baja T*
P-15	Granodiorita	5	41°9'2.59"S	70°36'26.54"O	3.99E-04	1.01024	1.05694	1.07318	0.69342	121.7	44	277.2	21.8	E.S. de mod. a baja T*
P-16	Milonita	5	41°8'59.35"S	70°36'22.00"O	1.31E-04	1.01526	1.0596	1.0802	0.58286	226.5	11	10	6.7	E.S. de muy baja T*
P-17	Dique muscovítico	7	41°6'32.37"S	70°38'11.10"O	1.86E-05	1.0291	1.04822857	1.08218571	0.0215	54.2	84	57.6	30	E.S. de mod. a baja T*
P-18	Granodiorita	5	41°9'58.82"S	70°34'56.23"O	9.62E-05	1.00752	1.01152	1.01954	0.17324	338.1	26	76	25.7	E.S. de mod. a baja T*
P-19	Sienogranito	5	41°9'58.71"S	70°34'59.17"O	4.81E-04	1.00624	1.0186	1.02634	0.46564	15.1	22	19.7	1.8	E.S. de alta T*
P-20	Formación Cushamen	5	41°9'1.45"S	70°36'27.43"O	8.38E-05	1.01566	1.03916	1.0577	0.43296	167	37	192.2	18	E.S. de muy baja T*
P-21	Formación Cushamen	4	41°9'1.58"S	70°36'27.45"O	2.87E-04	1.0141	1.064025	1.084525	0.648825	163.7	16	217.8	12.80	E.S. de muy baja T*
P-22	Dique diorítico	5	41°9'30.17"S	70°35'39.07"O	6.87E-04	1.00692	1.00552	1.01254	-0.10676	293.2	69	109.3	10	Magmática
P-23	Granodiorita	5	41°9'30.19"S	70°35'39.57"O	3.90E-04	1.01618	1.04182	1.06072	0.40654	156.5	11	279.7	9.2	Sin sección
P-24	Granodiorita	6	41°9'29.29"S	70°35'36.59"O	3.99E-04	1.01895	1.06183333	1.08635	0.50276667	73.6	29	187.3	26.6	E.S. de alta T*
P-25	Granodiorita	5	41°9'24.80"S	70°35'35.77"O	4.79E-04	1.01082	1.0253	1.0378	0.38294	72.6	44	239.9	12	Magmática

Tabla 1. Parámetros escalares y microestructuras de los sitios analizados. Los parámetros son el promedio real de las muestras del sitio según la matemática tensorial. Km es la susceptibilidad magnética media, L es la lineación, F es la foliación, Pj es el grado de anisotropía corregido por Jelinek (1981) y T es el parámetro de forma. El Rumbo (F) e Inc. (F) son el rumbo e inclinación de la foliación magnética en el sitio y Dir. de inc. (L) e Inc. (L) son los de la lineación magnética.

6.0 RESULTADOS

En esta sección se presentarán los resultados obtenidos, comenzando con el análisis de imágenes satelitales, de los datos de campo y del mapa geológico derivado de los mismos. Luego se exhibirán las caracterizaciones mineralógico-texturales y microestructurales. Posteriormente se expondrán los resultados de los estudios de magnetismo de rocas y ASM realizados para las rocas de la Formación Cushamen y del Batolito Pilcaniyeu. Finalmente, se presentará la datación U-Pb en circones de un sienogranito.

6.1. CARTOGRAFÍA Y CONTROL DE CAMPO

El análisis combinado de las imágenes satelitales y las observaciones de campo permitió identificar y diferenciar a las rocas metamórficas de la Formación Cushamen (CU) y a los granitoides del Batolito Pilcaniyeu (Fig. 4). La discriminación espectral realizada mediante la composición RGB 12 4 2 permitió diferenciar a la CU expuesta al noreste del área de estudio (Figs. 4 y 5), aunque no se la observó en contacto directo con los granitoides. La CU se reconoce

en la imagen por su tonalidad rosada atribuible a la alta reflectancia en las bandas 12 y 2 (Fig. 4).

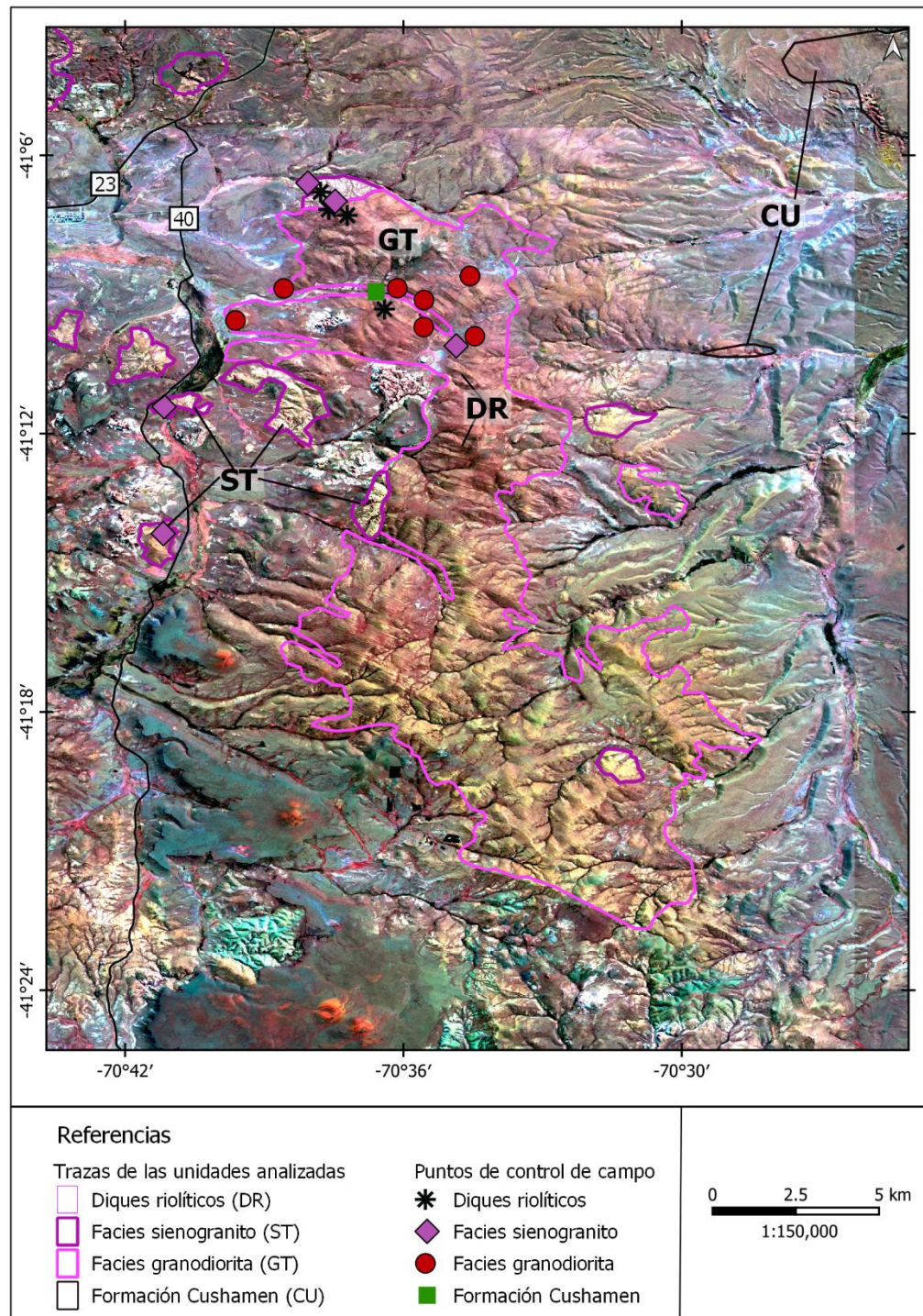


Figura 4. Composición SENTINEL 2A RGB 12 4 2 del área de estudio.

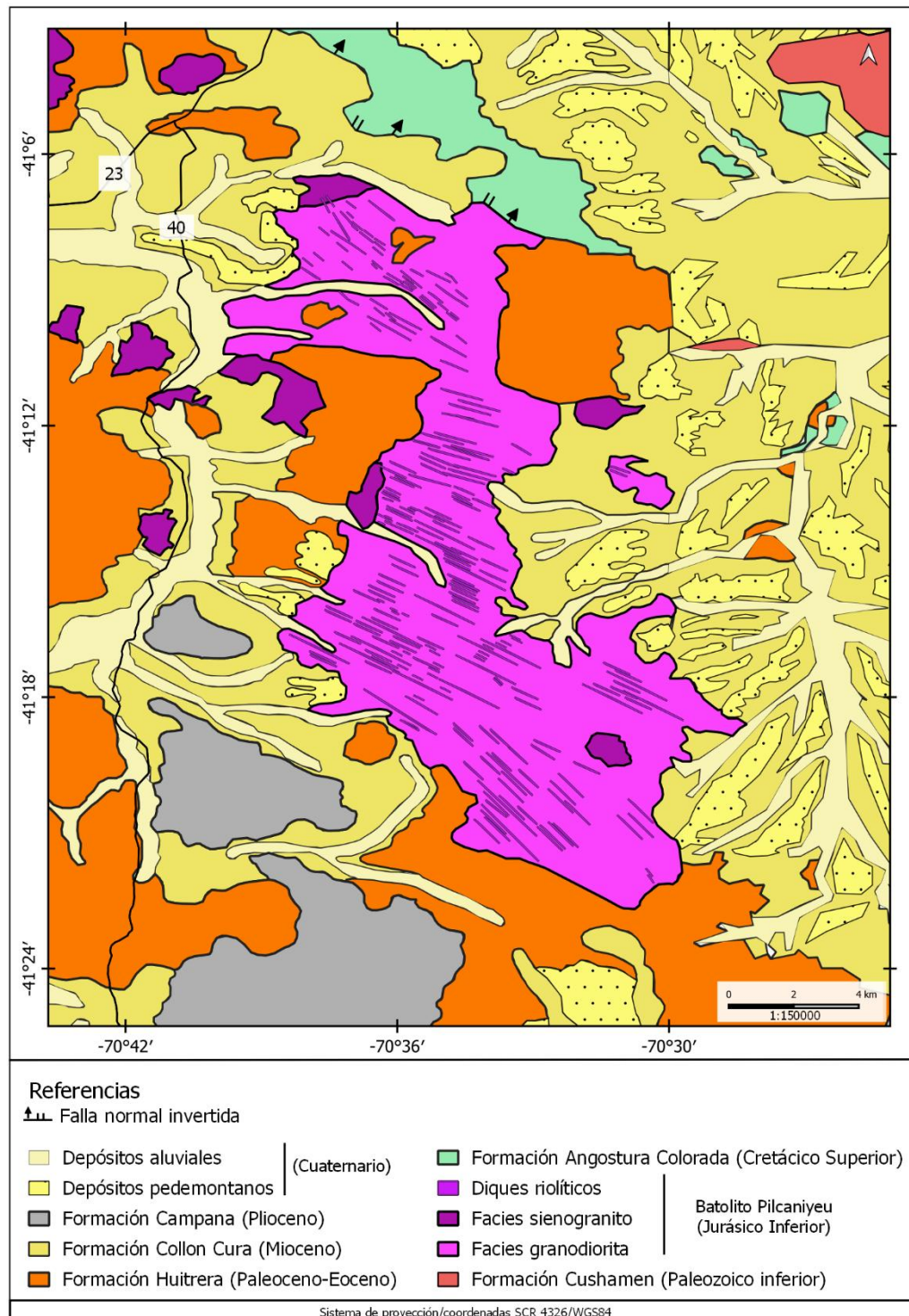


Figura 5. Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Giacosa *et al.* (2001).

La CU aflora en sectores ubicados en las cabeceras de cañadones generados por escorrentías intermitentes (Fig. 4). Se identificaron pequeños afloramientos discontinuos de rocas metamórficas compuestos por esquistos biotíticos con porfiroblastos de granate (Fig. 6a) y migmatitas tipo metatexitas plegadas (Fig. 6b). Los pliegues son cerrados, recumbentes y con plano axial de rumbo NO-SE.



Figura 6. Afloramientos de la Formación Cushamen en la región de Pilcaniyeu: a) Detalle del esquisto biotítico granatífero; b) Pliegue cerrado y recumbente preservado en metatexita, con plano axial de rumbo NO-SE.

El Batolito Pilcaniyeu está compuesto por tres facies: la facies granodiorita (GT) intruida por diques monzodioríticos, la facies sienogranito (ST) intruida por diques aplítico-muscovíticos, y los diques riolíticos tardíos (DR), que intruyen a todas las rocas anteriores.

La GT es la que tiene una distribución más extensa de afloramientos, los cuales cubren un área de aproximadamente 182 km² y en planta exhibe una morfología alargada en dirección NO-SE con relación axial de ~2,4. En la imagen satelital, estas rocas se distinguen por su color morado, asociado a su mayor reflectancia en las bandas 12 y 2, y menor en la banda 4 (Fig. 4). Localmente, en algunos afloramientos, la granodiorita pasa en transición a monzogranitos rosados sin anfíbol.

La facies granodiorita incluye sectores con fajas de milonitas que exhiben un contacto transicional con fajas de granodioritas indeformadas. En la milonita, la foliación milonítica es penetrativa, con inclinación predominante subhorizontal y menos frecuente subvertical, este último de rumbo NO-SE. La foliación milonítica está definida por *ribbons* de cuarzo que

alternan con dominios micáceos (Fig. 7a). Se registraron lineaciones con cabeceos de 14° , 45° y 54° desde el NO sobre el plano de foliación milonítica subvertical y cabeceos de 59° y 70° desde el O-NO y de 72° desde el E-SE sobre los planos subhorizontales. Los datos mencionados fueron graficados sobre estereogramas (ver [Apéndice 11.3](#)).

La foliación magmática se encuentra bien desarrollada en la facies granodiorita, en la mayoría de sus afloramientos. Es predominantemente subhorizontal y está marcada por la orientación preferencial del anfíbol (Fig. 7b), así como en algunos casos, por la elongación de enclaves máficos y grumos de biotita (Fig. 7c, d). En algunos sectores, la foliación magmática es concordante con la foliación milonítica descrita en los afloramientos. Los enclaves máficos, de composición diorítica a monzodiorítica cuarzosa, son comunes en esta facies y presentan morfologías elongadas o subesféricas y están en contacto transicional con la granodiorita. En algunos afloramientos, la granodiorita está atravesada por diques sinmagmáticos aplíticos (Fig. 7b).

Los diques monzodioríticos son de geometría tabular, con bordes irregulares, espesores de hasta 2,6 m y orientaciones NO-SE. Intruyen tanto a las granodioritas como a los monzogranitos, lo que justifica su inclusión dentro de la facies (Fig. 7e).

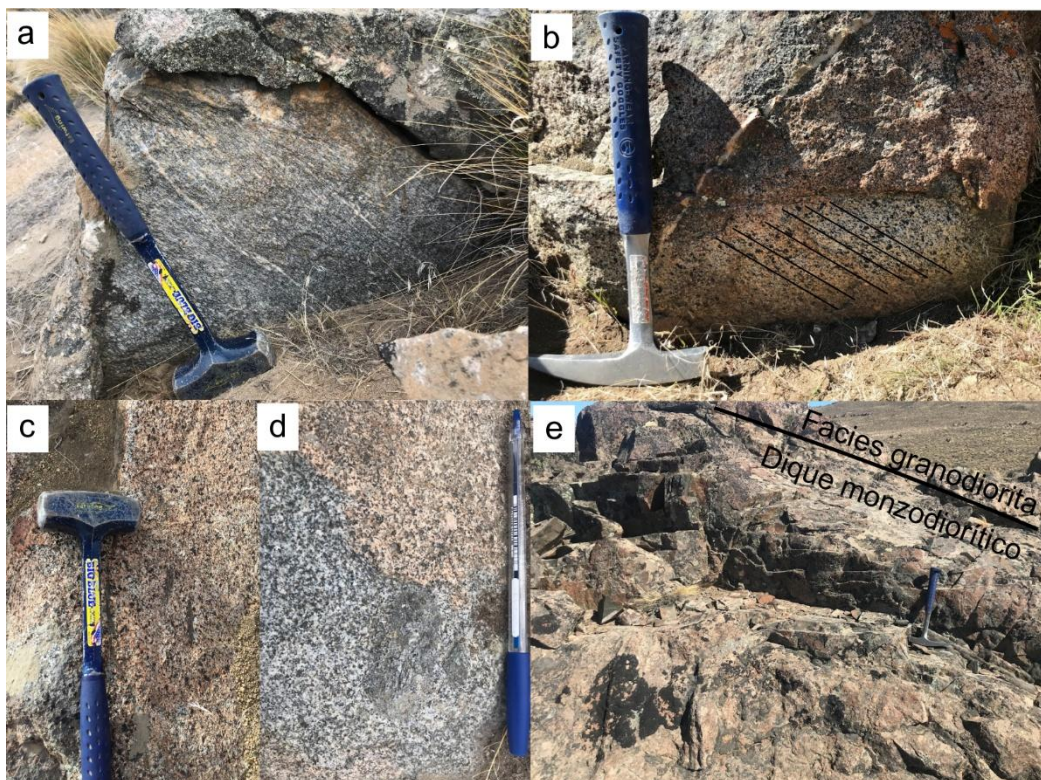


Figura 7. Fotografías de los afloramientos de la facies granodiorita: a) Milonita de la facies granodiorita; b) Granodiorita foliada cortada por un dique aplítico; c) Granodiorita foliada con enclaves microgranulares orientados de manera paralela a la foliación; d) Granodiorita con enclave microgranular subesférico y grumo de biotita; e) Dique monzodiorítico en contacto con la facies granodiorita.

En torno a la GT se reconocen pequeños stocks de ST de morfología circular y áreas variables entre 1 y 4,1 km². En la imagen satelital, se presentan con un tono amarillo pálido, atribuible a su alta reflectancia en las bandas 12 y 4 (Fig. 4). Los diques de aplitas asociados a los sienogranitos tienen orientaciones variables y espesores que oscilan entre 2 cm y 40 cm, presentando contactos netos e irregulares con la roca de caja.

La facies sienogranito y los diques aplítico-muscovíticos en la mayoría de sus afloramientos, presentan cataclasis penetrativa de rumbo general NE-SO y minoritariamente NO-SE, así como también diaclasas de rumbo NO-SE (Fig. 8a, b). Además, se reconocieron sectores donde esta facies se encuentra afectada por fajas de milonitas con foliación espaciada, de rumbo NO-SE con inclinación moderada (40°), la cual está definida por la orientación preferencial de las micas y el estiramiento del cuarzo. En los sectores indeformados, el

sienogranito presenta un grado de alteración leve a moderado y la biotita aparece agrupada en grumos (Fig. 8c). En el sector norte del área de estudio se reconocieron cavidades miarolíticas rellenas por cuarzo y feldespato y una cúpula pegmatítica compuesta por cuarzo y feldespato dentro de la facies sienogranito (Fig. 8d, e).



Figura 8. Fotografías de los afloramientos de la facies sienogranito: a) Sienogranito intruído por un dique aplítico-muscovítico; b) Cataclasis penetrativa NE-SO afectando tanto a la facies sienogranito como a un dique aplítico; c) Sienogranito de grano fino sin cataclasis; d) Miarola rellena por cuarzo y feldespato; e) Cúpula pegmatítica de cuarzo y feldespato.

La facies tardía del Batolito Pilcaniyeu está representada por diques riolíticos que intruyen todas las rocas antes descriptas. Son cuerpos tabulares de rumbo NNO-SSE a NO-SE y espesores de hasta 16 m. En la composición RGB, se diferencian por presentar un tono amarillo intenso y homogéneo (Fig. 4).

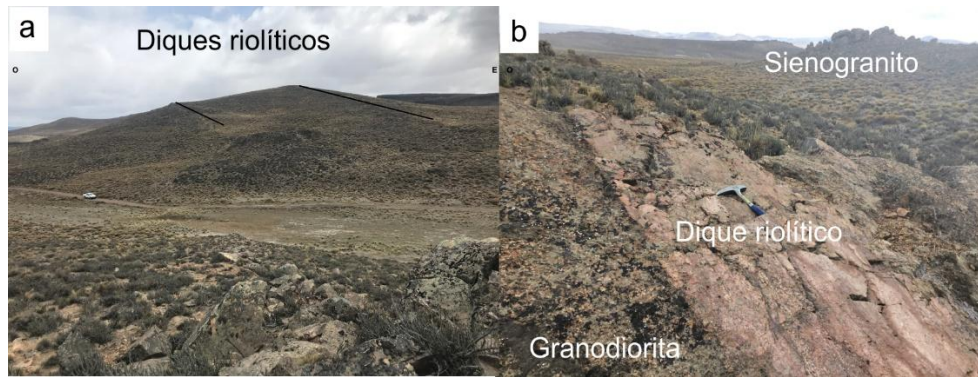


Figura 9. Fotografías de los afloramientos de los diques riolíticos: a) Panorámica que muestra los afloramientos de algunos de los diques riolíticos con orientación NO-SE. Nótese cómo los diques afloran exhibiendo formas de crestones sobre la superficie, lo cual facilita su reconocimiento en terreno; b) Detalle de un dique riolítico intruyendo la facies granodiorita.

6.2. PETROGRAFÍA Y MICROESTRUCTURAS

Los porcentajes modales de las distintas facies del Batolito Pilcaniyeu fueron representados en un diagrama ternario QAP para rocas plutónicas (Fig. 10). En total se analizaron 24 secciones delgadas, de las cuales 12 corresponden a la facies granodiorita y a los diques monzodioríticos, 5 a la facies sienogranito y a los diques aplítico-muscovíticos, y los 7 restantes pertenecen a los diques riolíticos.

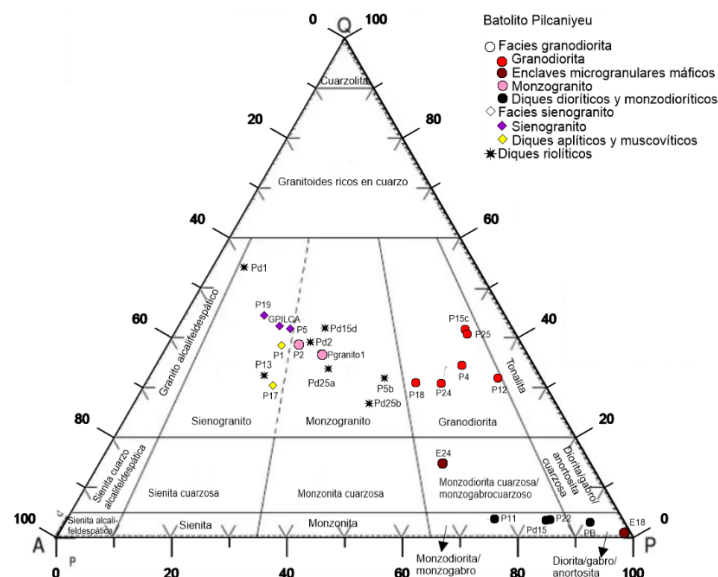


Figura 10. Diagrama ternario QAP de clasificación de los granitoides y diques del Batolito Pilcaniyeu. Modificado de Le Maitre (2002).

6.2.1. Facies granodiorita y diques monzodioríticos

Las granodioritas son blanco grisáceas, tienen un tamaño de grano medio a grueso y una textura granosa equigranular a inequigranular. Modalmente están compuestas por plagioclasa (30-40%), minerales máficos (15-38%), principalmente anfíbol y biotita, cuarzo (21-25%), feldespato potásico (5-18%) y minerales accesorios (1-2%), tales como circón y apatita (Fig. 10). La plagioclasa se presenta en secciones tabulares euhedrales a subhedrales, que en ocasiones se encuentran unidas en sineusis. Tiene maclas polisintéticas, zonación compleja y alteración leve a argilominerales en los núcleos. El cuarzo es anhedral, con bordes lobulados y mayormente se presenta intersticial o como oikocristal, siendo cristales poiquilíticos con inclusiones de cristales más pequeños de plagioclasa. El feldespato potásico es tabular, subhedral e intersticial, con macla de Carlsbad y alteración leve a moderada a argilominerales. El anfíbol es subhedral, de hábito prismático, con maclas lamelares y clinopiroxeno en los núcleos (Fig. 11a). En algunos casos, se agrupan en grumos o en fajas orientadas (Fig. 11b). La biotita es laminar, euhedral, con inclusiones de circón y alteración leve a clorita.

Los enclaves microgranulares máficos, en las granodioritas, varían de afaníticos microcristalinos a porfíricos. Están compuestos por microlitos máficos (50-80%), principalmente anfíbol, biotita y piroxeno, plagioclasa (15-30%), feldespato (hasta 12%), cuarzo (hasta 7%) y minerales opacos (hasta 5%, Fig. 10). La plagioclasa se presenta como microlitos o megacristales zonados, euhedrales a subhedrales, mientras que el cuarzo y el feldespato son anhedrales e intersticiales. (Fig. 11c). Presenta contacto transicional a irregular con la granodiorita hospedante. En algunos sectores los límites son difusos, con bordes redondeados y evidencias de reabsorción parcial de plagioclasas en el enclave, mientras que en otros los contactos son más netos, especialmente frente a cristales de feldespato.

En algunos afloramientos, la granodiorita pasa en transición a monzogranito rosado sin anfíbol. Los monzogranitos son de grano fino a medio, con textura granosa equigranular. Modalmente, se componen por cuarzo (34-37%), feldespato potásico (30-40%), plagioclasa (20-28%) y micas (8-10%), biotita y muscovita, y como minerales accesorios circón y apatita (Fig. 10). El cuarzo es anhedral, se presenta como agregados granulares con bordes lobulados. El

feldespato potásico está presente como ortosa y como microclino. La ortosa es tabular, subhedral, presenta textura pertítica, macla de Carlsbad y en algunos casos fracturas rellenas por cuarzo. El microclino presenta macla de tartán y textura pertítica, leve alteración a argilominerales, e inclusiones de biotita y circón. La plagioclasa es tabular, euhedral a subhedral, presenta maclas polisintéticas, zonación y alteración moderada a sericita y argilominerales, con inclusiones de circón y biotita. Los minerales micáceos están representados principalmente por biotita. La biotita es laminar, euhedral, presenta alteración leve a moderada a clorita e inclusiones de circón con halos pleocroicos (Fig. 11d). En algunos cortes delgados también se observa muscovita, con hábito laminar y euhedral.

Las monzodioritas de los diques son grises y meso- a melanocráticas, de tamaño de grano fino a medio, con texturas porfíricas a glomeroporfíricas y matriz microgranosa que por sectores es pilotáxica (Fig. 11e). Esencialmente están compuestas por plagioclasa (30-40%), anfíbol (15-35%) y piroxeno ($\leq 15\%$), y en menor proporción por minerales opacos (4-15%), feldespato potásico (2-12%), cuarzo (1-2%), como accesorio apatita (1-2%) y vesículas (1-2%, Fig. 10).

La facies granodiorita conserva una amplia variedad de microestructuras desde magmáticas-sub-magmáticas, pasando por estado sólido de alta temperatura hasta de baja temperatura, todas transicionales entre sí. Las microestructuras magmáticas se caracterizan por el arreglo granoso equigranular y la orientación por flujo en el anfíbol que internamente no exhibe deformación intracrystalina. Como microestructuras submagmáticas están las fracturas en los cuarzos y feldespatos rellenas por biotita y cuarzo. Las microestructuras de estado sólido de alta temperatura corresponden a cuarzo tipo *chessboard*, migración de bordes de grano (GBM, por su acrónimo en inglés *grain boundary migration*), plagioclasas con deformación tipo *kink* (maclas acodadas) y la presencia de microclino, así como mirmequitas secundarias en los monzogranitos. Las microestructuras de estado sólido correspondientes a condiciones de moderada a baja temperatura se evidencian por la presencia de subgranos de cuarzo y por la orientación preferencial de minerales máficos que exhiben deformación intracrystalina.

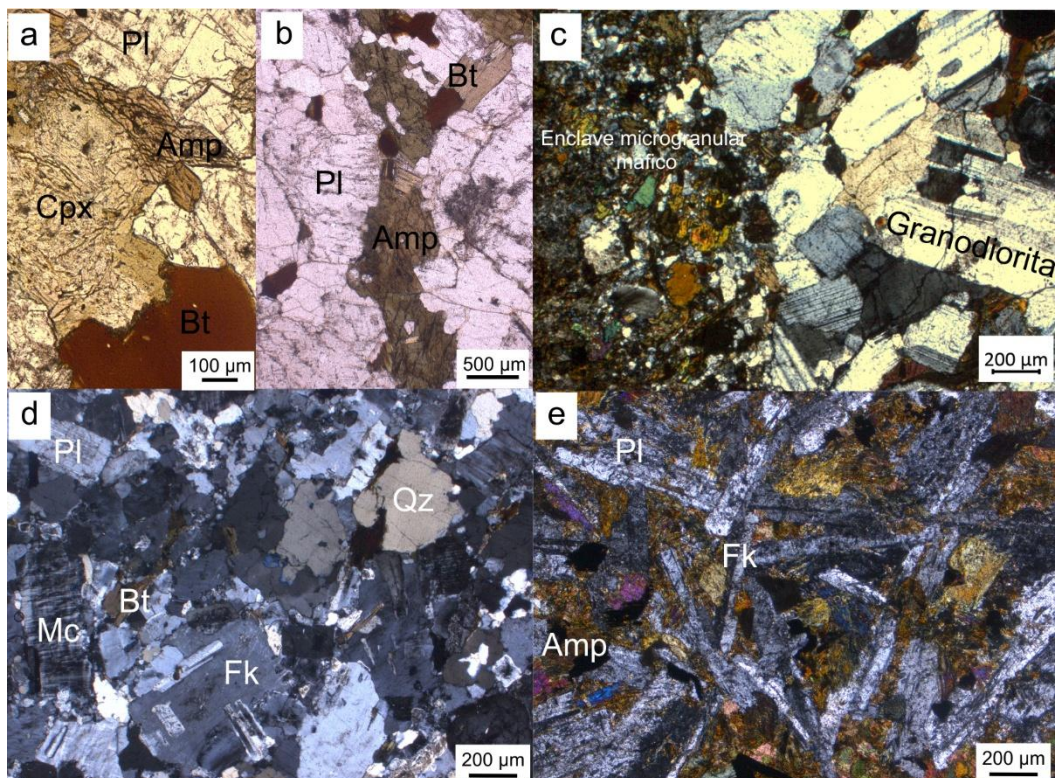


Figura 11. Fotomicrografías de la facies granodiorita: a) Granodiorita con cristales de anfíbol con núcleos de piroxenos; b) Faja orientada de anfíbol en granodiorita; c) Enclave microgranular máfico en granodiorita; d) Monzogranito; e) Dique monzodiorítico. Abreviaturas de minerales: Amp: anfíbol. Cpx: clinopiroxeno. Bt: biotita. Pl: plagioclase. Qz: cuarzo. Fk: feldespato potásico. Mc: microclino.

6.2.2. Facies sienogranito y diques aplítico-muscovíticos

Los sienogranitos son rojizos con textura granosa equigranular fina a gruesa (Fig. 12a, b). Modalmente, están compuestos por cuarzo (33-36%), feldespato potásico (30-33%), plagioclase (10-23%) y biotita (~10%), con proporciones menores de minerales opacos (~2-3%) y accesorios como circón y titanita (1-2%, Fig. 10). El cuarzo es subhedral a anhedral, con bordes rectos a lobulados, presentándose en ocasiones como agregados granulares con fracturas rellenas por biotita. El feldespato potásico está presente como ortosa y como microclino. Consisten en cristales oikocristalinos, subhedrales, con textura pertítica, alteración moderada a fuerte a argilominerales e inclusiones de circón. La plagioclase es tabular, euhedral a subhedral, con maclas polisintéticas, zonación compleja, alteración moderada en sus núcleos y presencia de fracturas rellenas por biotita (Fig. 12b). La biotita es laminar, euhedral a subhedral,

frecuentemente asociada a grumos, y también como relleno en las citadas fracturas. Como accesorio se identificó titanita y circón (Fig. 12a).

La aplita de los diques es de grano fino a medio y contiene abundante muscovita (Fig. 12c, d). Están compuestas por feldespato potásico (34-38%), cuarzo (22-35%) y plagioclasa (16-18%), acompañados por biotita y muscovita (5-25%), así como de minerales opacos (2-3%) y accesorios como circón y apatita (1%, Fig. 10). El feldespato potásico es tabular, subhedral, con textura perítica, macla de Carlsbad e inclusiones de minerales opacos, presentando alteración moderada a fuerte a minerales arcillosos. El cuarzo se presenta como individuos anhedrales a subhedrales o como agregados granulares. Tiene bordes lobulados e inclusiones de circón. La plagioclasa es tabular, subhedral y con alteración leve a fuerte a argilominerales. La biotita aparece como cristales laminares, euhedrales a subhedrales, con inclusiones de minerales opacos. En una de las muestras (P17), la muscovita es abundante, laminar, euhedral y con orientación preferencial (Fig. 12d).

Desde el punto de vista microestructural, la facies sienogranito exhibe una fábrica submagmática sobreimpuesta a la magmática, evidenciada por la presencia de fracturas rellenas por biotita. En forma sectorizada, se sobreimponen microestructuras de estado sólido de alta temperatura, caracterizadas por microclino secundario y subgranos de cuarzo. Además, se identificaron algunas microestructuras de estado sólido de moderada a baja temperatura, como las micas con deformación intracristalina orientadas por la milonitización.

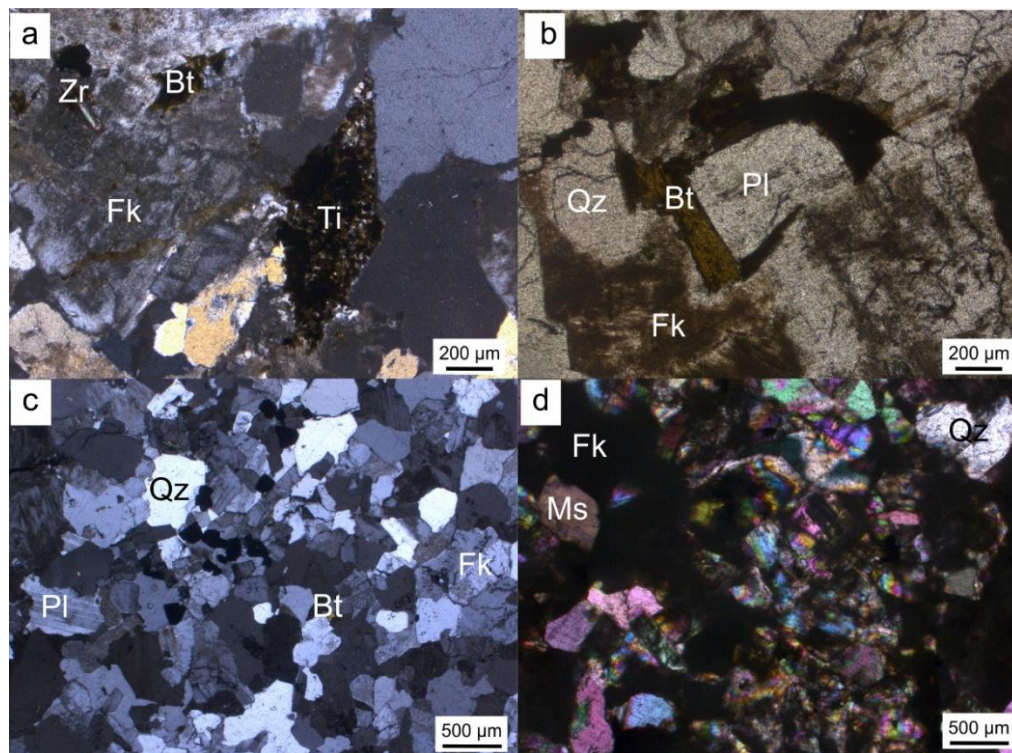


Figura 12. Fotomicrografías de la facies sienogranito: a) Cristales de circón y titanita en sienogranito; b) Fractura submagmática rellena por biotita sobre plagioclasa; c) Dique aplítico; d) Dique muscovítico con micas orientadas. Abreviatura de los minerales: Fk: feldespato potásico. Bt: biotita. Zr: circón. Ti: titanita. Qz: cuarzo. Pl: plagioclase. Ms: muscovita.

6.2.3. Diques riolíticos

Las riolitas son de grano fino a muy fino y textura porfírica a microporfírica. Presentan fenocristales (20-25%) y microfenocristales (15-20%) que, en orden de abundancia, corresponden a cuarzo, feldespato alcalino y plagioclase. Están inmersos en una pasta afanítica que por sectores presenta esferulitas primarias (55-65%). Además, contiene biotita, muscovita (5-12%) y minerales accesorios como circón y apatito (1-2%, Fig. 10). En general, las riolitas exhiben una alteración propilítica avanzada, evidenciada por presencia de argilominerales, epidoto y clorita secundaria.

Los fenocristales y microfenocristales de cuarzo son anhedrales a subhedrales, con bordes lobulados y engolfamientos (Fig. 13b). La plagioclase es tabular, subhedral a euhedral, se presenta zonada, con maclas polisintéticas y alteración parcial a argilominerales y epidoto.

Contiene inclusiones de biotita, clorita u opacos y puede formar asociaciones en sineusis. El feldespato potásico, presente como microclino o como sanidina es tabular, con textura pertítica, alteración leve a moderada a argilominerales y con inclusiones de circón. En sus bordes presentan texturas de inter-crecimiento (Fig. 13a). La biotita y muscovita son subhedrales y pueden agruparse en grumos o se ubican en forma intersticial entre los cristales de la pasta.

La matriz afanítica es microcristalina felsítica y está compuesta por cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, con grados variables de alteración a argilominerales. Las esferulitas primarias de la pasta son de tipo simples o anidadas, y están compuestas por cuarzo y feldespatos dispuestos radialmente desde un núcleo-cristal de feldespato alcalino o plagioclasa (Fig. 13c, d). Entre las esferulitas suele presentarse cuarzo granoblástico poligonal con extinción normal (Fig. 13c).

Las riolitas también exhiben microestructuras submagmáticas, tales como fracturas rellenas por biotita o por cuarzo, y de estado sólido de alta temperatura sobreimpuestas a éstas, evidenciada por la presencia de microclino y texturas mirmequíticas secundarias.

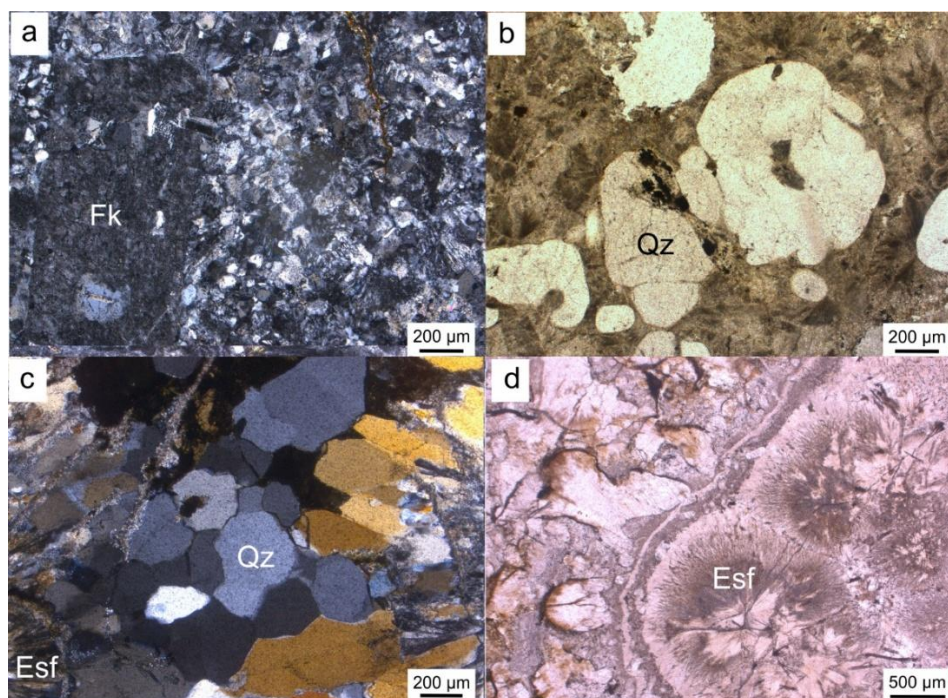


Figura 13. Fotomicrografías de los diques riolíticos: a) Fenocristal de feldespato inmerso en matriz afanítica felsítica; b) Fenocristales de cuarzo con engolfamientos; c) Agregado de cuarzo granoblástico poligonal; c) Textura esferulítica. Abreviaturas de los minerales: Fk: feldespato potásico. Qz: cuarzo. Esf: esferulita.

6.3. ESTUDIO DE MAGNETISMO DE ROCAS

Para estos estudios se aplicaron los métodos de magnetismo de rocas con el objetivo de identificar los minerales responsables del control de la ASM y, a partir de estos resultados, determinar el tamaño de grano (y tipo de dominios, si son magnetitas de tipo dominio simple, pseudosimple o dominio múltiple) de las magnetitas presentes. Se seleccionaron diez muestras representativas de todas las facies de granitoides del Batolito Pilcaniyeu y se realizaron estudios de histéresis y *backfield*, a partir de los cuales se obtuvieron los parámetros de magnetización de saturación (Ms), magnetismo remanente (Mr), campo coercitivo (Hc) y coercitividad de la remanencia (Hcr) (Tabla 2). Además, se realizaron curvas termomagnéticas y, dado que en todas las muestras predomina la magnetita, se construyó el diagrama de Day *et al.* (1977) (Fig. 15). En este se observa que las muestras se ubican mayoritariamente en el campo multidominio (MD) y en menor medida en el campo de dominio pseudosimple (PSD). Al no observar ninguna muestra en el dominio simple (SD), esto permite un análisis directo de la fábrica magnética (Rochette, 1988). Como las muestras exhiben un similar comportamiento magnético según litología, se las describirá como un conjunto, de la forma siguiente:

Muestra	Facies/litología	Ms	Mr	Hc	Hcr	X (Hcr/Hc)	Y (Mr/Ms)
Pilca 1	Diques aplítico-muscovíticos	0.0064983	0.0018702	24.639	48.9597	1.98708146	0.28779835
Pilca 5	Facies sienogranito	0.11822	0.011295	10.8758	43.4391	3.99410618	0.09554221
PD15D	Diques riolíticos tardíos	0.033837	0.0025917	6.672	38.8927	5.82924161	0.07659367
PD15B	Diques riolíticos tardíos	0.035908	0.0014279	4.1599	26.1078	6.27606433	0.03976551
PD15	Diques monzodioríticos	0.016417	0.00067012	3.8417	31.4995	8.19936486	0.04081866
P22	Diques monzodioríticos	0.027199	0.0092838	25.6666	45.2808	1.7641916	0.34132873
P17	Diques aplítico-muscovíticos	0.0098758	0.00119	7.6487	41.2022	5.3868239	0.12049657
P13	Diques riolíticos tardíos	0.023856	0.00086298	3.8106	32.3679	8.49417415	0.03617455
P12	Facies granodiorita	0.003574	0.00051247	12.7332	49.7432	3.90657494	0.14338836
P11	Diques monzodioríticos	0.033853	0.0012666	5.609	41.0896	7.3256552	0.0374147

Tabla 2. Datos de muestras con estudios de ciclos de histéresis que permiten obtener Ms (magnetización de saturación), Mr (magnetismo remanente) y Hc (campo coercitivo), y de campo magnético reverso o *backfield* que permiten obtener Hcr (coercitividad de la remanencia). Las últimas dos columnas representan los parámetros calculados para crear el diagrama de Day *et al.* (1977).

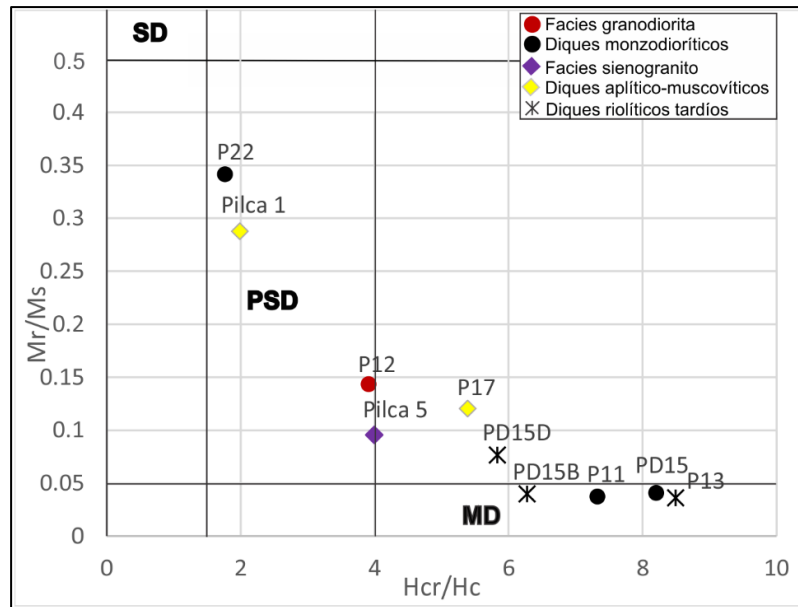


Figura 14. Diagrama de Day *et al.* (1977) para la discriminación de dominios magnéticos en granos de magnetita, expresado como la relación de remanencia (Mr/Ms) en función de la coercitividad remanente normalizada (Hcr/Hc). Se indican los campos correspondientes a dominio simple (SD), dominio pseudosimple (PSD) y multidominio (MD).

En la **facies granodiorita**, el ciclo de histéresis muestra una fuerte influencia de minerales paramagnéticos, reflejada en la tendencia a no saturar de la curva original y en su separación respecto a la curva recalculada sin fracción paramagnética (Fig. 15a). En las curvas termomagnéticas se observa una tendencia cóncava en la curva de calentamiento, atribuida a fases paramagnéticas, junto con un pequeño pico Hopkinson hacia los 580 °C y caída de la magnetización a los 600 °C. Esta temperatura de Curie confirma que la fase ferromagnética principal es magnetita (Fig. 15b). En el diagrama de Day, se ubica en el campo PSD, indicando magnetita de grano fino (Fig. 14).

En los **diques monzodioríticos** asociados a la facies granodiorita, el ciclo de histéresis muestra la coexistencia de fases paramagnéticas y ferromagnéticas, con predominio de las primeras, evidenciado por la tendencia de la curva original a no saturar (Fig. 15c). La curva termomagnética de calentamiento presenta igualmente una forma cóncava por la fracción paramagnética, pero con un pico Hopkinson más marcado a los 580 °C y caída de la magnetización hacia los 600 °C, lo que indica nuevamente magnetita como fase principal (Fig. 15d). En el diagrama de Day, los diques monzodioríticos se ubican mayormente en el campo

MD y minoritariamente en el campo PSD, indicando magnetita de mayor tamaño que en la granodiorita (Fig. 14).

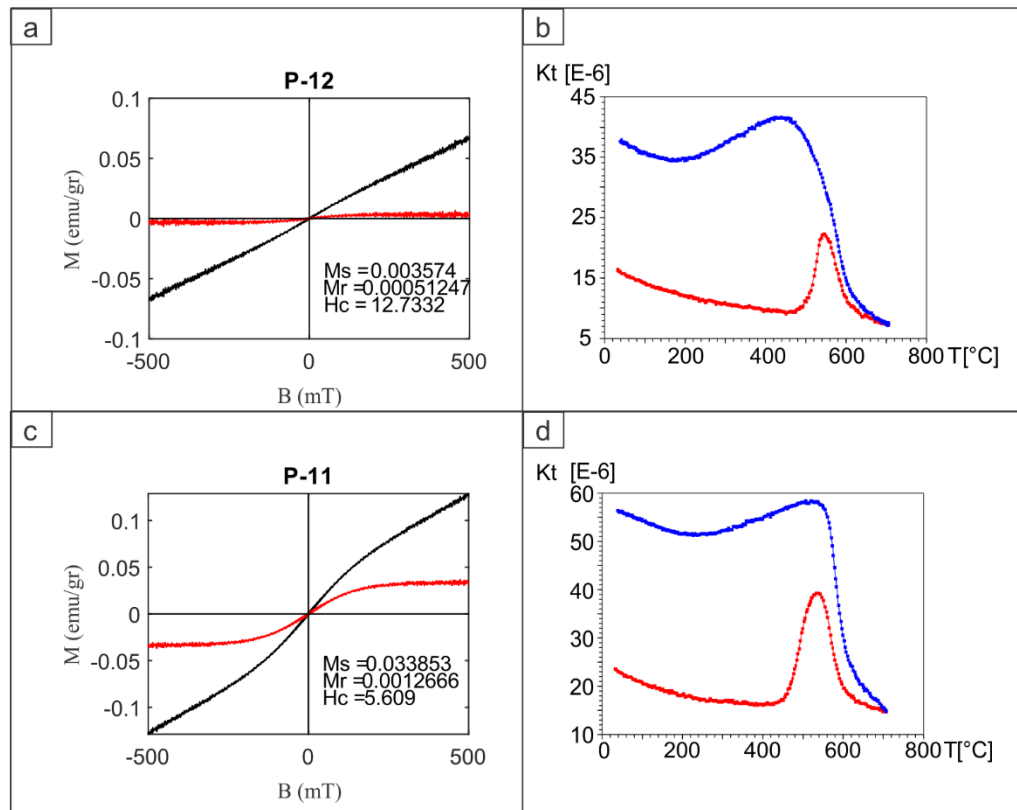


Figura 15. Ciclos de histéresis y curvas termomagnéticas obtenidas para la facies granodiorita y sus diques monzodioríticos asociados: a) Ciclo de histéresis de la facies granodiorita: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); b) Curvas termomagnéticas de la facies granodiorita: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul); c) Ciclo de histéresis de los diques monzodioríticos: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); d) Curvas termomagnéticas de los diques monzodioríticos: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul).

En la **facies sienogranito**, el ciclo de histéresis muestra mayor influencia de minerales ferromagnéticos, reflejada en la tendencia a saturar de la curva original y en su escasa separación respecto a la recalculada (Fig. 16a). En las curvas termomagnéticas se observa una mínima contribución paramagnética, que genera la leve concavidad de la curva de calentamiento, con un pico Hopkinson cercano a 590 °C y caída de la magnetización hacia los 600 °C, confirmando la magnetita como mineral magnético principal (Fig. 16b). En el diagrama de Day, se ubica en el campo PSD, lo que indica magnetita de grano fino (Fig. 14).

En los **diques aplítico-muscovíticos**, asociados a los sienogranitos, el ciclo de histéresis muestra saturación y baja contribución paramagnética. El ruido de las curvas se asocia a la baja susceptibilidad magnética (Fig. 16c). En las curvas termomagnéticas se reconoce un pico Hopkinson hacia 580 °C y caída de la magnetización a los 600 °C, confirmando a la magnetita como fase principal y sin evidencia de fases paramagnéticas (Fig. 16d). En el diagrama de Day, los diques aplítico-muscovíticos se ubican en el campo PSD cercano a SD, lo que sugiere la presencia de magnetita de tamaño muy fino (Fig. 14).

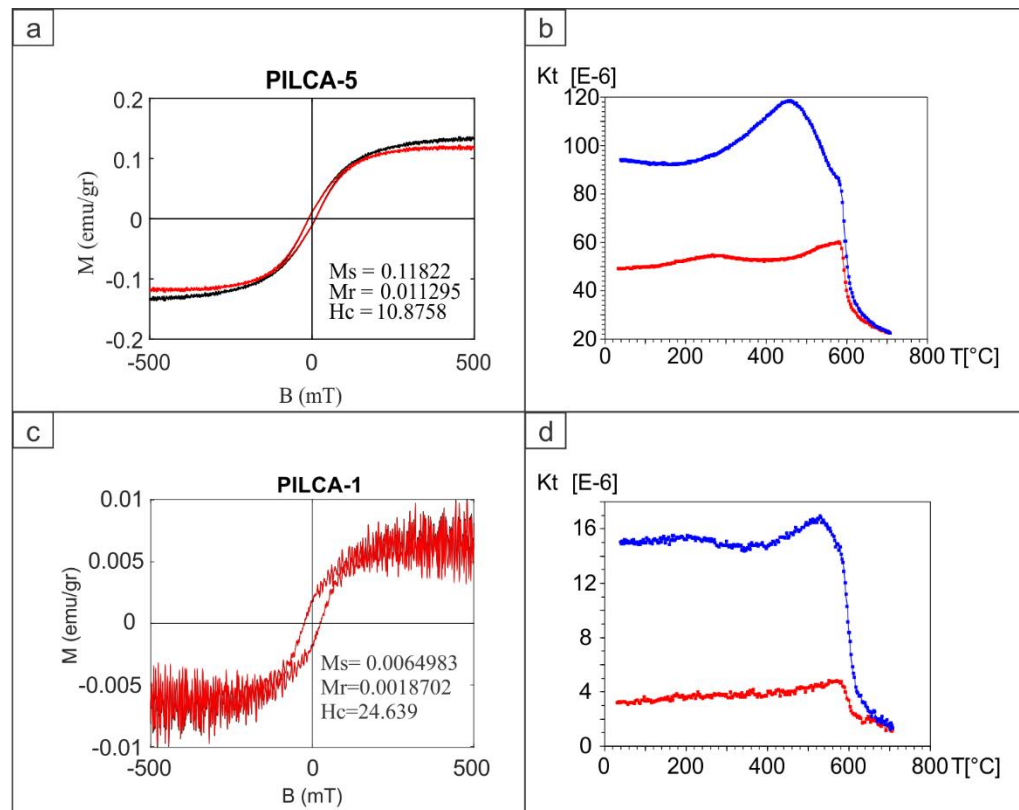


Figura 16. Ciclos de histéresis y curvas termomagnéticas obtenidas para la facies sienogranito y sus diques aplítico-muscovíticos asociados: a) Ciclo de histéresis de la facies sienogranito: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); b) Curvas termomagnéticas de la facies sienogranito: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul); c) Ciclo de histéresis de los diques aplítico-muscovíticos: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); d) Curvas termomagnéticas de los diques aplítico-muscovíticos: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul).

Los **diques riolíticos** tardíos, en el ciclo de histéresis no muestran influencia paramagnética significativa, debido a la saturación de la curva original y su mínima separación con la curva recalculada. Se observa alto nivel de ruido, compatible con su baja susceptibilidad

magnética (Fig. 17a, c). En las curvas termomagnéticas, la de calentamiento no indica presencia de minerales paramagnéticos, presentando un pico Hopkinson de baja y moderada amplitud a $\sim 510^\circ\text{C}$ y descenso de la magnetización antes de 600°C , lo que confirma a la magnetita como fase ferromagnética principal (Fig. 17b, d). En el diagrama de Day, se ubican en el campo MD, coherente con granos de magnetita de mayor tamaño y en el campo PSD, indicando magnetita de grano fino (Fig. 14).

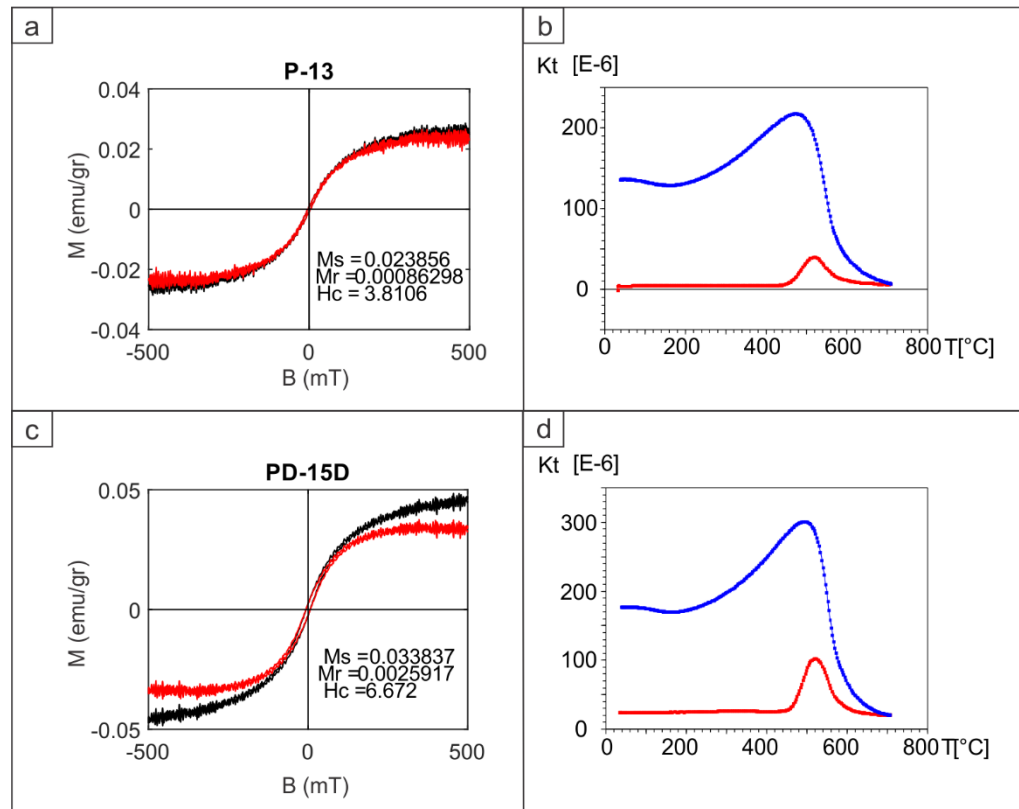


Figura 17. Ciclos de histéresis y curvas termomagnéticas obtenidas para los diques riolíticos: a) Ciclo de histéresis: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); b) Curvas termomagnéticas: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul); c) Ciclo de histéresis: curva original (negra) y curva recalculada sin fracción paramagnética (roja); d) Curvas termomagnéticas: curva de calentamiento (roja) y enfriamiento (azul).

En síntesis, la facies granodiorita se caracteriza por magnetita PSD, con curvas de histéresis influenciadas por una fracción paramagnética significativa. Sus diques monzodioríticos presentan respuestas similares, aunque con magnetita MD, reflejando granos de mayor tamaño. El sienogranito muestra un comportamiento también dominado por magnetita PSD, pero con menor contribución paramagnética que la granodiorita. Sus diques aplítico-

muscovíticos exhiben una respuesta más débil y ruidosa, con baja susceptibilidad y magnetita muy fina, en PSD cercano a SD. Finalmente, los diques riolíticos tardíos presentan nula contribución de fases paramagnéticas y la menor concentración ferromagnética, con señales de histéresis muy ruidosas, baja susceptibilidad y magnetita MD a PSD.

6.4. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

En este apartado se describirán, en primer lugar, los parámetros escalares de la AMS, lo cual se realiza describiendo los parámetros como susceptibilidad magnética total o K_m , el grado de anisotropía P_j que refleja la intensidad de la fábrica magnética y la forma del elipsoide (oblado, prolado, triaxial) mediante el parámetro T . También se presentará la representación gráfica del grado de anisotropía (P_j) en función de la susceptibilidad media (K_m) y del parámetro T frente a P_j , a nivel de sitio. Los parámetros escalares se presentan diferenciados según las distintas facies consideradas en este estudio, ya que exhiben variaciones de origen composicional. Asimismo, se incluyen los mapas derivados del ploteo de los parámetros que describen la forma del elipsoide de AMS (Figs. 19-21), y el tipo de fábrica se describe asociado a su microestructura correspondiente, ya que las fábricas fueron adquiridas durante el enfriamiento progresivo del Batolito Pilcaniyeu. Por último, se muestran los parámetros direccionales de la AMS, correspondientes a la foliación y lineación magnética.

Los estudios de ASM se realizaron en un total de 24 sitios distribuidos en los afloramientos tanto del Batolito Pilcaniyeu como de su roca de caja. De estos sitios, 2 corresponden a rocas del basamento asignadas a la Formación Cushamen, mientras que los 22 restantes pertenecen a unidades plutónicas. Dentro de estas últimas, 16 sitios corresponden a la facies granodiorita: 8 en granodiorita, 1 en monzogranito, 4 en rocas miloníticas derivadas de granodiorita y 3 en diques monzodioríticos asociados. Los 6 sitios restantes se ubican en la facies sienogranito, de los cuales 3 corresponden a sienogranito y 3 a diques aplítico-muscovíticos asociados.

6.4.1. Parámetros escalares del ASM

Formación Cushamen

Los valores de susceptibilidad magnética media K_m para los sitios de la Formación Cushamen varían entre 8.38×10^{-5} y 2.87×10^{-4} SI (Tabla 1). Estos valores bajos están dentro del rango paramagnético (Figs. 18a y 19, Bouchez *et al.*, 2000; Hrouda, 2010), lo que sugiere que minerales como biotita, micas blancas y posiblemente clorita controlan la ASM en estas rocas. La fábrica magnética muestra valores de P_j bajos a moderados (Fig. 20) que varían entre 1.05 y 1.08 (Tabla 1), lo que refleja una anisotropía moderada, coherente con procesos metamórficos de grado medio-alto (Fig. 18a). Los parámetros de forma T varían entre 0.43 y 0.64 (Tabla 1) indicando predominantemente elipsoides oblados a triaxiales (Figs. 18b y 21).

Facies granodiorita y diques monzodioríticos asociados

Las rocas de esta facies presentan una dispersión amplia en los valores de susceptibilidad magnética media K_m que varía entre 9.62×10^{-5} y 4.79×10^{-4} SI (Tabla 1). Se puede separar por un comportamiento paramagnético, correspondiente a rocas con microestructuras de estado sólido de moderada a baja temperatura hasta muy baja temperatura y a uno más ferromagnético para las rocas con microestructuras magmáticas, submagmáticas y de estado sólido de alta temperatura (Figs. 18a y 19). Estos valores y las curvas termomagnéticas de la sección anterior, sugieren que la fábrica magnética de la facies está influenciada tanto por minerales paramagnéticos como ferromagnéticos. El grado de anisotropía P_j varía de muy bajo a moderado (Fig. 20) con valores comprendidos entre 1.003 y 1.086 (Tabla 1), con tendencia general a valores mayores en las muestras con microestructuras de estado sólido de muy baja temperatura y valores menores para rocas con microestructuras magmáticas, submagmáticas y de estado sólido de alta temperatura (Fig. 18a). El parámetro de forma T varía entre -0.05 y 0.69 (Tabla 1), se observa que las granodioritas con microestructura de estado sólido de moderada a baja y muy baja temperatura se concentran en el campo oblado, mientras que las granodioritas y monzogranitos con microestructuras magmáticas y de estado sólido de alta temperatura presentan elipsoides triaxiales (Figs. 18b y 21).

Los diques monzodioríticos muestran valores de K_m que varían entre 5.33×10^{-4} y 6.87×10^{-4} (Tabla 1) indicando un dominio ferromagnético (Figs. 18a y 19), con valores de P_j muy bajos (Fig. 20) que varían entre 1.006 y 1.012 (Tabla 1), reflejando fábricas débilmente

anisotrópicas (Fig. 18a). En cuanto al parámetro de forma T, presenta valores que varían entre -0.10 y 0.20 (Tabla 1), ubicándolos en el campo triaxial (Figs. 18b y 21).

Facies sienogranito y diques aplítico-muscovíticos asociados

Los sienogranitos y los diques que lo intruyen presentan valores de Km que varían entre 1.86×10^{-5} y 9.75×10^{-4} SI (Tabla 1). Observándose que en general los sienogranitos tienen comportamiento ferromagnético, mientras que los diques aplítico-muscovíticos son más paramagnético (Figs. 18a y 19). El Pj es bajo a moderado (Fig. 20) con valores que varían entre 1.01 y 1.082 (Tabla 1), observándose una relación clara con la Km, cuando este es menor, mayor grado de anisotropía presenta, observando que a su vez se relaciona con microestructuras de estado sólido de moderada a baja temperatura (sitio Pilca17, Fig. 18a). Los parámetros de forma de la facies T varían entre -0.11 y 0.48 (Tabla 1), distribuyéndose sobre el campo triaxial (Figs. 18b y 21).

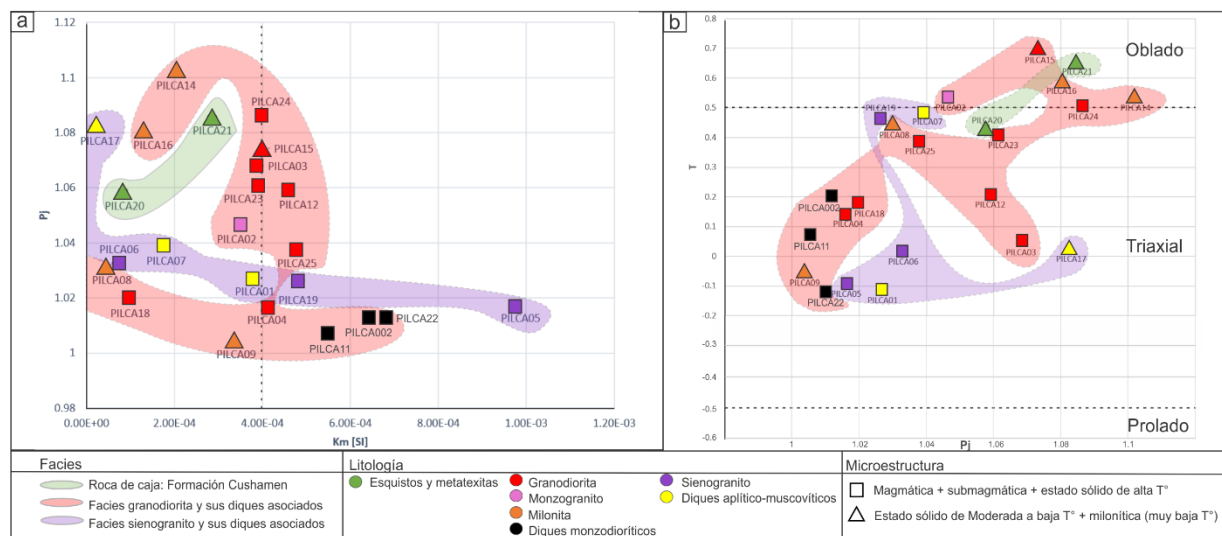


Figura 18. Diagramas de parámetros escalares (Km, Pj y T) del Batolito Pilcaniyeu y su roca de caja a nivel SITIO: a) Diagrama de grado de anisotropía corregida Pj versus la susceptibilidad media Km. La línea punteada representa la división entre el dominio paramagnético y ferromagnético; b) Diagrama de parámetro de forma T versus el grado de anisotropía Pj.

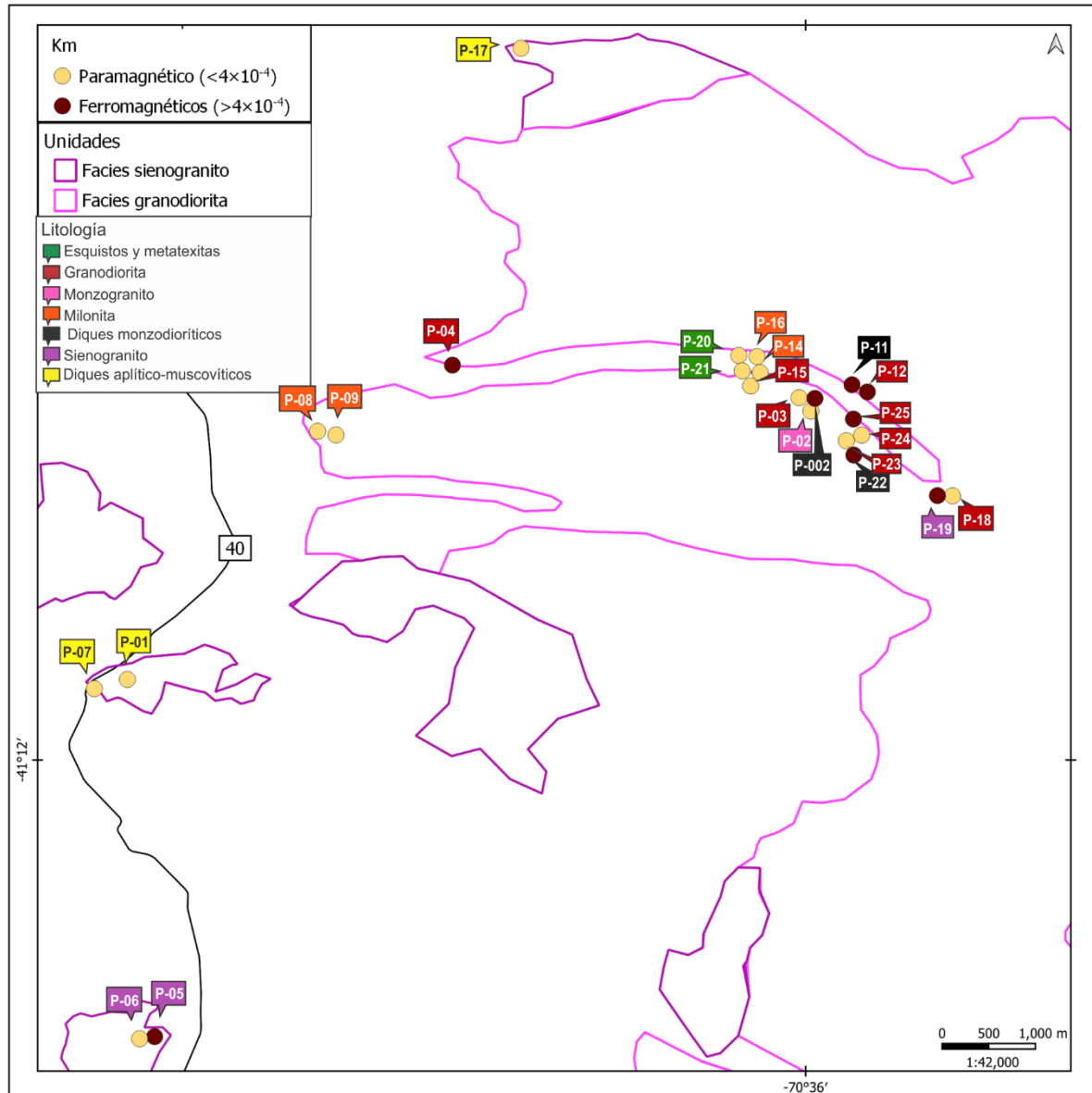


Figura 19. Mapa que representa los valores medios de susceptibilidad magnética (Km) en cada sitio, diferenciando aquellos superiores e inferiores al valor umbral de 4×10^{-4} SI, que separa comportamientos paramagnéticos de ferromagnéticos (Bouchez *et al.*, 2000; Hrouda, 2010). Se indica también la litología correspondiente.

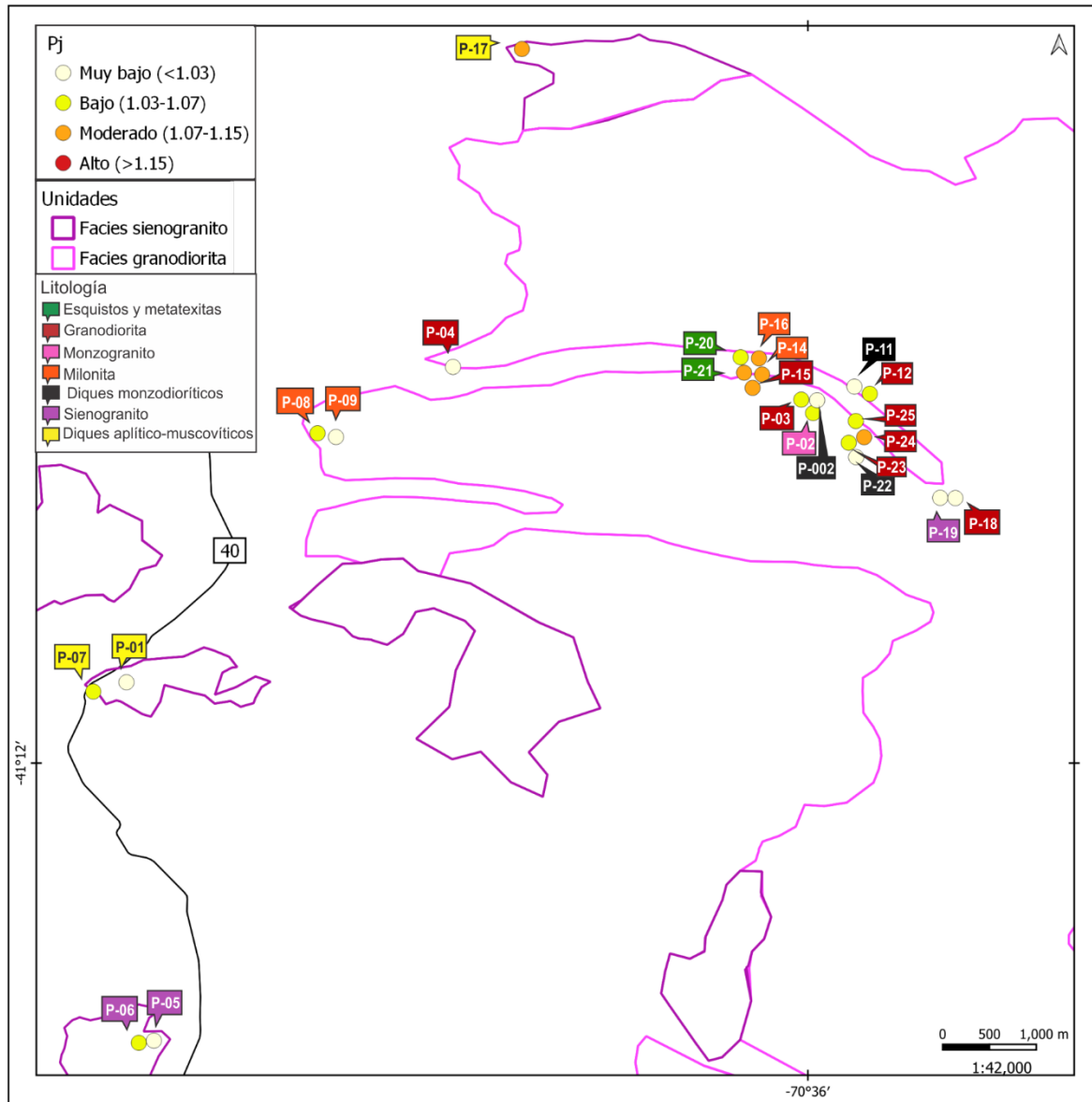


Figura 20. Mapa que muestra los valores del grado de anisotropía magnética (Pj) en cada sitio, diferenciando entre anisotropías alta, moderada, baja y muy baja. Se indica también la litología correspondiente.

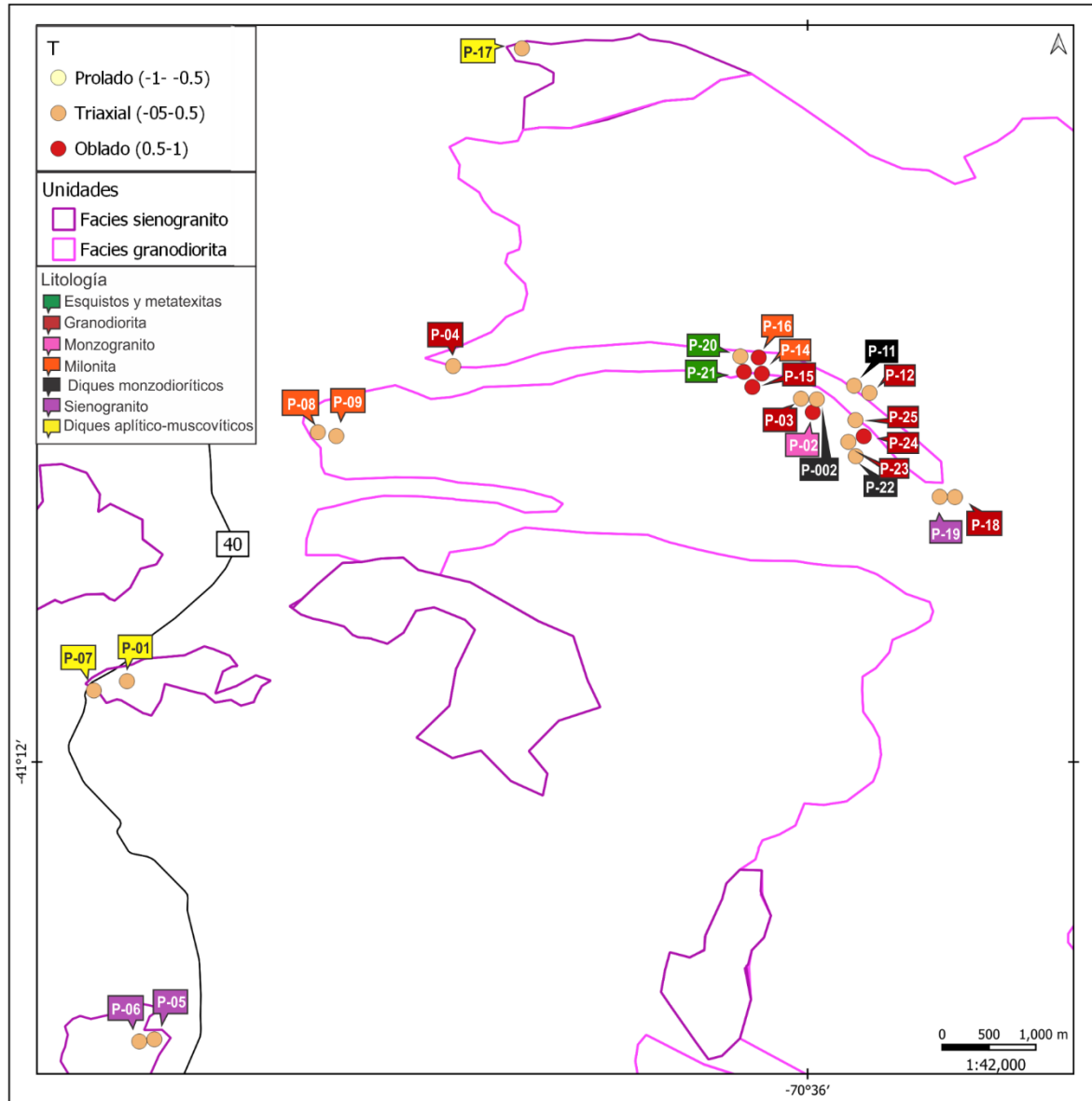


Figura 21. Mapa que muestra los valores del parámetro de forma (T) de los elipsoides en cada sitio, diferenciando entre formas proladas, triaxiales y obladas. Se indica también la litología correspondiente.

6.4.2. Parámetros vectoriales

Cuando se plotean en un mapa los datos de foliación magnética (Fig. 22a) y lineación magnética (Fig. 22c), se observa que las diferentes facies presentan distribuciones y orientaciones variables, reflejando contrastes significativos en la fábrica magnética de cada litología. A partir de la orientación de los ejes mínimos (K3) y máximos (K1) del elipsoide de susceptibilidad magnética, en las figuras 22b y 22d se ilustra la distribución de los polos de los planos de foliación (dado por el semieje de anisotropía mínima K3) y de las lineaciones (representado por el semieje de anisotropía máxima K1) para cada facies, lo que permite comparar de manera simple los patrones de fábrica entre granodioritas y sus milonitas con los sienogranitos y sus diques asociados. En la Tabla 2 y 3 se presentan los parámetros vectoriales del AMS, dado por la orientación espacial de los vectores K1, K2 y K3, así como los semiejes de sus elipses de confianza.

La Formación Cushamen (sitios 20 y 21, Fig. 22a) presenta una foliación subhorizontal, con un eje mínimo (K3) subvertical y una lineación magnética (K1) subhorizontal orientada NE-SO (Fig. 22c).

En la facies granodiorita, los 13 sitios en su conjunto, ya sea que presenten microestructuras magmáticas o de estado sólido (sitios 02, 03, 04, 08, 09, 12, 14, 15, 16, 18, 23, 24 y 25, Fig. 22a) presentan una fábrica magnética predominante subhorizontal (Fig. 22a). Caracterizada por un eje mínimo (K3) subvertical (Fig. 22b) y un eje máximo (K1) subhorizontal orientado NE-SO (Fig. 22d). Menos frecuente, en algunos sitios las fábricas presentan inclinaciones moderadas (30° - 45°) definiendo orientaciones NE-SO y NO-SE (Fig. 22a), con lineaciones magnéticas de baja inclinación orientadas NE-SO y NO-SE (Fig. 22c).

En la facies sienogranito y los diques aplítico-muscovíticos que la intruyen, los sitios en su conjunto, tanto con microestructuras submagmáticas (sitio 01, 05 y 07) como de estado sólido de alta (sitio 19) y de moderada a baja temperatura (sitio 17), exhiben una fábrica magnética subvertical (Fig. 22a), caracterizada por un eje mínimo (K3) subhorizontal orientado NO-SE (Fig. 22c) y un eje máximo (K1) subhorizontal orientado NE-SO (Fig. 22d).

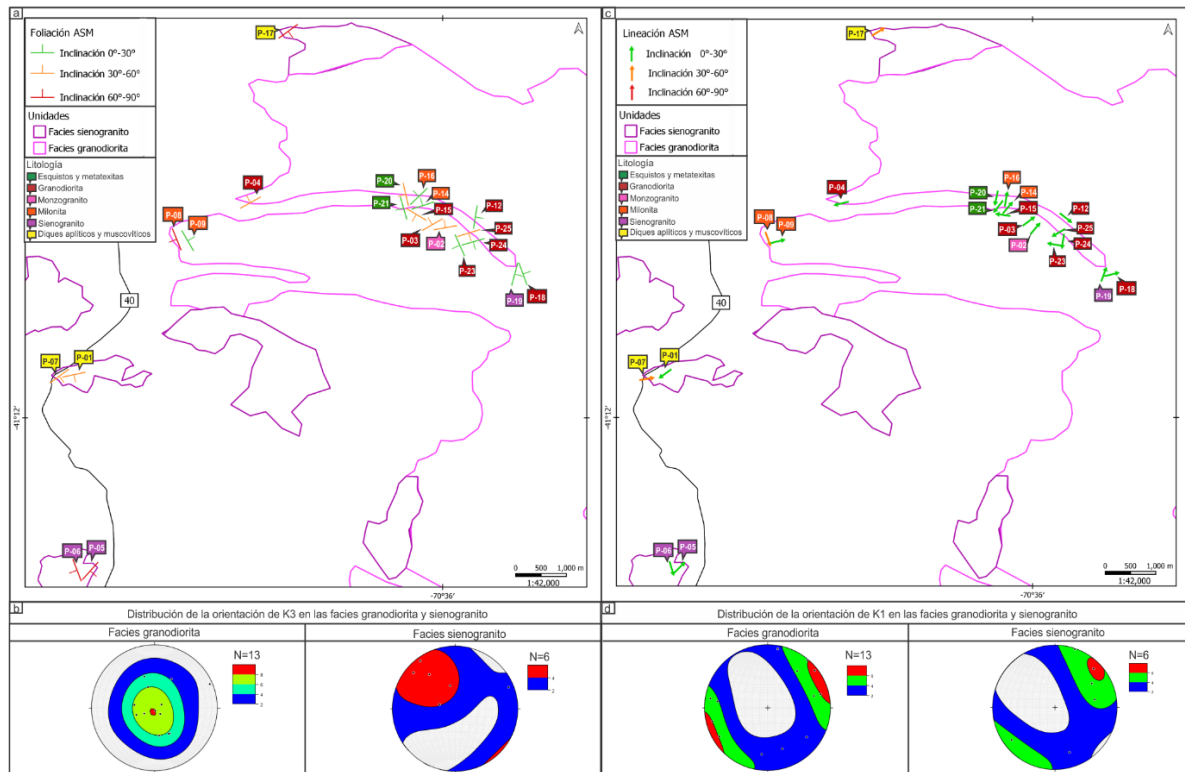


Figura 22. Mapas de parámetros vectoriales obtenidos mediante ASM: a) Orientación de la foliación magnética (K3); b) Distribución de la orientación de K3 en estereogramas por facies; c) Orientación de la lineación magnética (K1); d) Distribución de la orientación de K1 en estereogramas por facies.

Con el fin si los **diques monzodioríticos** presentan una correspondencia entre la fábrica magnética y la estructura medida en campo, se representó la orientación de las paredes de los diques sobre la proyección estereográfica de los ejes principales de susceptibilidad. Tal como se observa en la figura 23, los diques monzodioríticos presentan una fábrica magnética subvertical de rumbo NO-SE paralelas a las paredes de los diques medidas en campo.

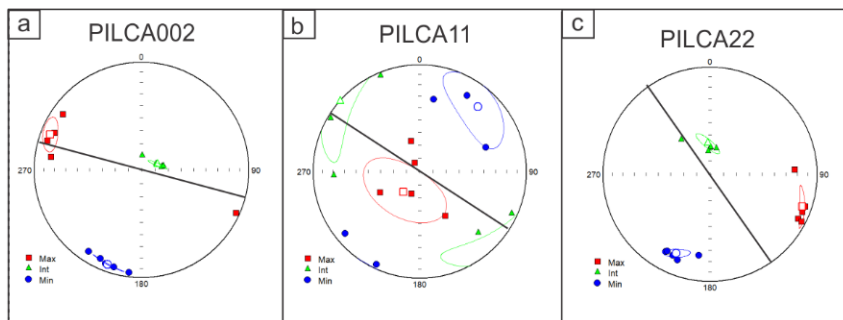


Figura 23. Estereogramas del elipsoide de ASM de los diques monzodioríticos y su dato medido en campo: a) Sitio Pilca002; b) Sitio Pilca11; c) Sitio Pilca22. Se representan los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad magnética: K1 (máximo, rojo), K2 (intermedio, verde) y K3 (mínimo, azul).

6.5. GEOCRONOLOGÍA U-Pb LA-ICP-MS

Se realizó una datación geocronológica U-Pb en circones mediante el método de ablación láser y espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (LA-ICP-MS). La muestra corresponde a un sienogranito (C668). Se realizaron un total de 90 análisis en granos individuales, los cuales fueron inicialmente graficados en un diagrama Tera-Wasserbug con el objetivo de visualizar la dispersion general del sistema isotópico (Fig. 24a). Este gráfico permitió distinguir, por un lado, un grupo principal de circones jóvenes con edades en torno a 172-220 Ma y por otro lado, de forma subordinada, algunos análisis con relaciones isotópicas más radiogénicas que definen edades en 309 Ma, 388 Ma, 623 Ma y 1033 Ma, consistentes con la existencia de circones heredados del Paleozoico y Proterozoico. De este conjunto, se seleccionaron los análisis con discordancia menor al 10% (es decir, datos que están entre 90% y 110% de concordancia). Sobre estas mediciones, se aplicó un filtrado estadístico mediante IsoplotR, basado en la distancia a la curva de concordia según el criterio utilizado por el laboratorio (Vermeesch, 2021). El subconjunto final quedó conformado por 24 análisis, sobre el cual se calculó una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ promedio ponderada de $183,34 \pm 0,84$ Ma (MSWD=1,78), interpretada como la edad de cristalización magmática del sienogranito, que lo ubica en el Jurásico Inferior (Toarciano temprano) (Fig. 24b).

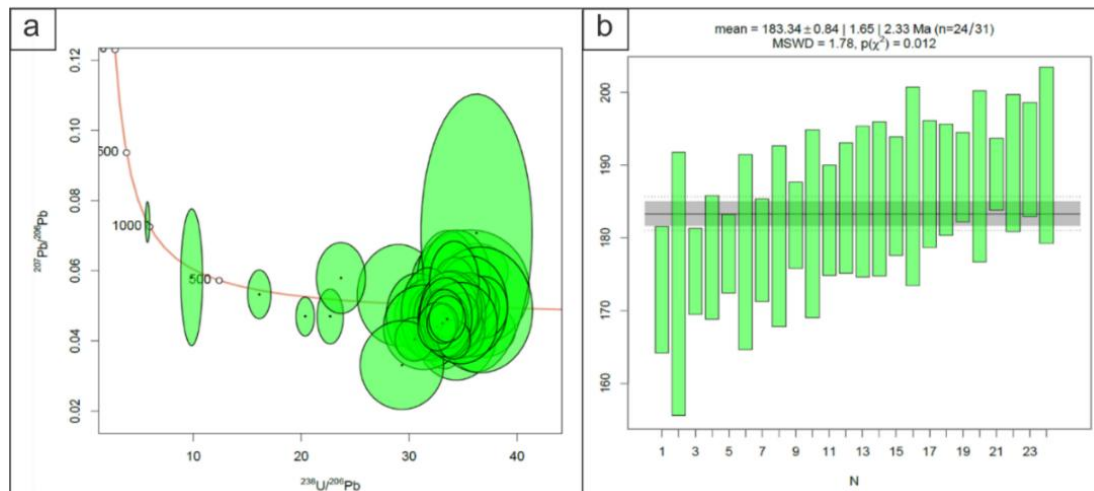


Figura 24. a) Diagrama Tera-Wasserburg donde se puede apreciar la población principal de circones que define la edad concordante $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y las herencias; b) Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ promedio ponderada de edades jóvenes.

7.0 DISCUSIÓN

La caracterización petrográfica y cartográfica de las rocas que integran el Batolito Pilcaniyeu permitió redefinir la organización estratigráfica previamente propuesta por Rapela y Alonso (1991) y por Giacosa *et al.* (2001). En este trabajo se reconocieron tres facies principales dentro del cuerpo: 1) facies granodiorita intruida por diques monzodioríticos, 2) facies sienogranito intruida por diques aplítico-muscovíticos y 3) un conjunto de diques riolíticos tardíos que intruyen a las facies mencionadas anteriormente. Además, se identificó a los esquistos y las metatexitas de la Formación Cushamen como su roca de caja regional.

Sobre la base del análisis microestructural de este TFG, la facies granodiorita registra un rango de condiciones de deformación que abarca desde fábricas puramente magmáticas hasta miloníticas, evidenciando una evolución progresiva desde altas a muy bajas temperaturas. La facies sienogranito conserva principalmente fábricas con microestructuras submagmáticas, de estado sólido de alta y de moderada a baja temperatura, con desarrollo de cataclasis penetrativa observable en campo, lo que indicaría que se habrían emplazado durante la etapa de enfriamiento de las granodioritas y probablemente de manera sincrónica con su exhumación. De este modo, las facies se habrían emplazado en condiciones reológicas diferentes: exclusivamente dúctiles en el caso de las granodioritas y frágil-dúctil en los sienogranitos.

Los estudios de magnetismo en rocas confirman que la magnetita es el principal mineral que controla la fábrica magnética, con dominio PSD a MD (Fig. 14). En las granodioritas y los diques monzodioríticos que la intruyen se observa una contribución paramagnética significativa respecto de la ferromagnética (Fig. 15). En la facies sienogranito y los diques aplítico-muscovíticos que la intruyen predomina la influencia de los minerales ferromagnéticos en la susceptibilidad magnética total (Fig. 16). Los minerales ferromagnéticos son también los responsables de la fábrica magnética en los diques riolíticos, aunque las curvas presentan mayor ruido debido a su baja susceptibilidad, probablemente asociada a la escasa cantidad de magnetita presente en estas rocas (Fig. 17).

De acuerdo con Giacosa *et al.* (2001), el Batolito Pilcaniyeu se habría emplazado durante el Jurásico Inferior a Medio en un contexto tectónico regional extensional o bien transtensional con desarrollo de zonas dilatacionales de tipo *pull-apart* (p. ej., Rapela y Alonso, 1991) con dirección de extensión de rumbo NE-SO (Giacosa *et al.*, 2001). En este marco, el emplazamiento de las granodioritas y granitos del batolito estaría vinculado a una zona dilatante localizada en el cambio de rumbo de las fallas Río Chico y Pichileufú, ambas de movimiento levógiro (Fig. 25a). Mientras que el enjambre de diques riolíticos representaría el relleno de magmas en fracturas extensionales o bien fallas normales activas durante esta etapa (Fig. 25b). De acuerdo con la edad U-Pb en circones obtenida desde la facies de sienogranito, esta configuración tectónica se habría mantenido alrededor de los ~183 Ma (Jurásico Inferior, Toarciano).

Las fábricas minerales medidas en el campo (magmáticas y de estado sólido) son paralelas o subparalelas a las fábricas magnéticas y a su vez, son consistentes con el modelo propuesto por Giacosa *et al.* (2001) (Fig. 25c). En la facies granodiorita la fábrica magnética es predominantemente subhorizontal, caracterizada por un eje mínimo (K3) subvertical y un eje máximo (K1) subhorizontal orientado NE-SO. Los diques monzodioríticos que la intruyen presentan fábricas magnéticas subverticales de rumbo NO-SE, las cuales son paralelas a las paredes del dique. En la facies sienogranito la fábrica magnética predominante es subvertical, caracterizada por un eje mínimo (K3) subhorizontal orientado NO-SE y un eje máximo (K1) subhorizontal en dirección NE-SO. Esta diferencia de fábrica respecto a la fábrica de la facies granodiorita, podría relacionarse al control estructural del clivaje de fractura NE con inclinaciones medias a altas (40°-80°) mencionada por Giacosa *et al.* (2001), posiblemente

asociada a deformaciones posteriores vinculada con la orogenia Andina, las cuales pudieron haber modificado la fábrica magnética original (Fig. 25c).

Finalmente, este TFG demuestra el potencial de combinar la petrología ígnea, geocronología U-Pb en circones y técnicas estructurales como el ASM para caracterizar con precisión la estructura interna de suites ígneas, edad y contexto tectónico de emplazamiento.

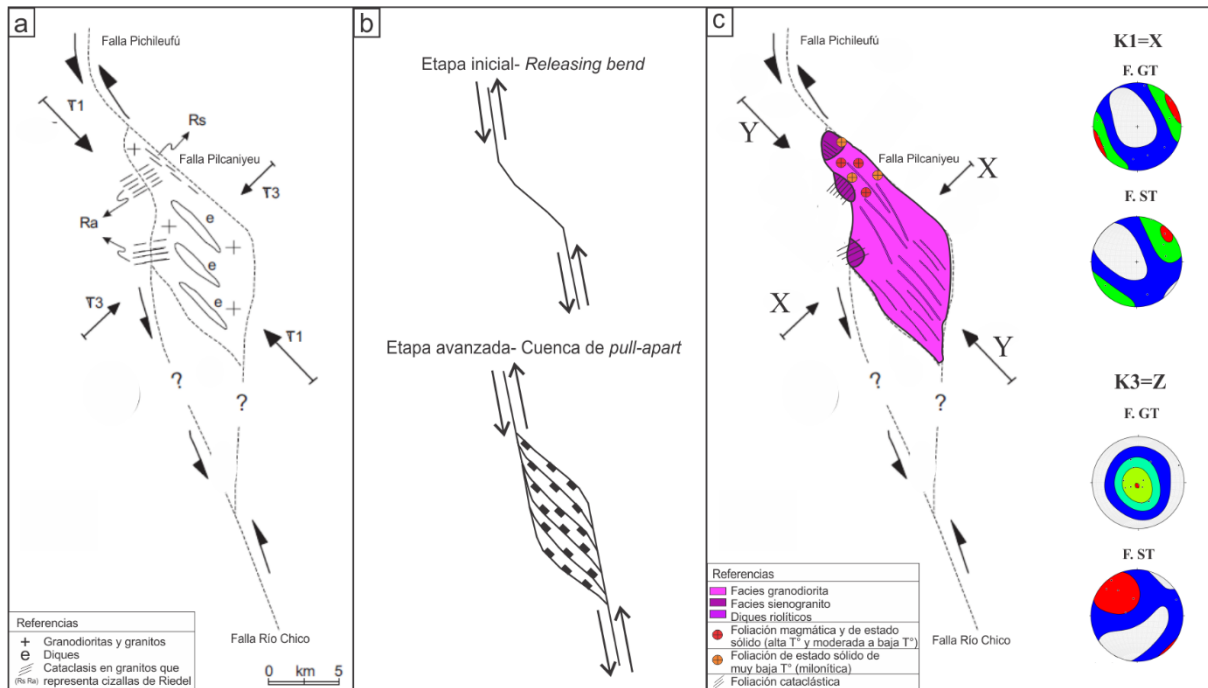


Figura 25. Modelo de emplazamiento del Batolito Pilcaniyeu modificado de Giacosa *et al.* (2001) y contrastado con los resultados estructurales, microestructurales y magnéticos de este trabajo: a) Modelo propuesto por Giacosa *et al.* (2001); b) Modelo teórico de cuenca de *pull-apart* a partir de un *releasing bend*; c) Modelo de emplazamiento del Batolito Pilcaniyeu integrando los elementos de fábrica mineral en campo y magnética (distribución de ejes K3 y K1) obtenidos en este trabajo.

8.0 CONCLUSIONES

El análisis cartográfico integrado con imágenes satelitales y control de campo permitió definir que el Batolito Pilcaniyeu se compone de tres unidades:

1. facies granodiorita intruida por diques monzodioríticos;
2. facies sienogranito intruida por diques aplítico-muscovíticos; y

3. diques riolíticos tardíos.

En cuanto al análisis petrográfico y microestructural, las facies granodiorita y sienogranito del Batolito Pilcaniyeu reflejan una deformación progresiva durante el enfriamiento de los cuerpos plutónicos. Las granodioritas registran una evolución continua desde fábricas puramente magmáticas hasta fábricas de estado sólido de alta y baja temperatura, incluyendo texturas miloníticas. Por su parte, los sienogranitos exhiben microestructuras submagmáticas y de estado sólido de alta a moderada-baja temperatura, con desarrollo de cataclasis observable en campo.

Las fábricas minerales medidas en el campo (magmáticas y de estado sólido) siempre son paralelas o subparalelas a las fábricas magnéticas. En la facies granodiorita, las fábricas magmáticas, de estado sólido y magnéticas son predominantemente subhorizontales. La anisotropía magnética se caracteriza por un eje mínimo (K3) subvertical y un eje máximo (K1) subhorizontal con rumbo NE-SO. Los diques monzodioríticos que intruyen esta facies presentan fábricas magmáticas subverticales de rumbo NO-SE, con fábricas magnéticas paralelas a las paredes del dique. En la facies sienogranito, las fábricas en los sectores afectados por cataclasis son subverticales, con orientación predominante NE-SO, es decir, paralelas a los planos de cataclasis posteriores.

La datación U-Pb en circones del sienogranito arrojó una edad concordante de $183,34 \pm 0,84$ Ma, situando el emplazamiento del Batolito Pilcaniyeu en el Jurásico Temprano (Toarciano). Este evento es temporalmente concomitante con el Cinturón Plutónico Subcordillerano y con el estadio V1 de la Gran Provincia Ígnea Silícea Chon Aike.

La integración de datos de campo, petrográficos, estructurales, magnéticos y geocronológicos indica que el Batolito Pilcaniyeu se emplazó en condiciones sintectónicas, dentro de un ambiente transtensional tipo *pull-apart*, asociado a un *releasing bend* de una falla de movimiento levógiro y extensión dominante NE-SO.

9.0 AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco a mis directores Claudia Zaffarana y Pablo González, por su acompañamiento, dedicación y orientación a lo largo del desarrollo de este Trabajo Final de Grado.

A Víctor Ruiz González, por instruirme en la medición de los sitios ASM en Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGeBA).

A Florencia Bechis, por gestionar los permisos de acceso a la Estancia Pilcañeu, donde se localiza la zona de estudio, y a todas las personas que allí trabajan, por su amabilidad y colaboración durante el trabajo de campo.

Al Proyecto PI de la Universidad Nacional de Río Negro (UNRN) 40A-798, con el cual se solventó este Trabajo Final de Licenciatura. Al Concejo Interuniversitario Nacional (CIN) por haberme otorgado por un año la Beca CIN en el cual se desarrolló en partes, la temática del presente trabajo.

A la Universidad Nacional de Río Negro, por brindar una educación pública, gratuita y de calidad, y por haberme permitido formarme profesionalmente en mi ciudad de origen.

A la comisión evaluadora, por el tiempo dedicado a la lectura y corrección de este trabajo, los cuales contribuyeron de manera significativa a la calidad del manuscrito. A todos los docentes que formaron parte de mi formación, por transmitir sus conocimientos con vocación y entusiasmo. A las cátedras de Geomorfología, Fundamentos de Ciencias de la Tierra y Mineralogía, por haberme dado un lugar dentro del plantel docente como ayudante alumna.

A mis amigos de la vida, por acompañarme siempre con cariño, y a las amistades que me dejó esta etapa, por hacer de ella una experiencia inolvidable. En especial a Camila, Nadia, Ángela, Damiano, Facundo, Franco, Joaquín y Agustín.

Por último, a mi familia, por su amor y apoyo incondicional, pero sobre todo por inculcarme el valor del esfuerzo y la perseverancia. Gracias a su acompañamiento y aliento pude estudiar y recibirme de la Licenciatura en Geología.

10.0 REFERENCIAS

Alonso, G. 1987. Resultados geoquímicos y geocronológicos preliminares de los cuerpos graníticos de Pilcaniyeu, provincia de Río Negro. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27–29, Tucumán.

Alonso, G. 1990. Estudio geoquímico e isotópico del plutonismo granítico en el sector occidental del Macizo Norpatagónico, área de Pilcaniyeu–Lipetrén, provincia de Río Negro. CONICET.

Bilmes, A., D’Elia, L., Franzese, J.R., Veiga, G.D. y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.

Borradaile, G.J. y Jackson, M. 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology* 32(10): 1519-1551.

Bouchez, J.L. 1997. Granite is Never Isotropic: An Introduction to AMS Studies of Granitic Rocks. En: *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Springer, 95-112, Dordrecht.

Bouchez, J.L. 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 330(1): 1-14.

Burton-Johnson, A., Macpherson, C.G., Muraszko, J.R., Harrison, R.J. y Jordan, T.A. 2019. Tectonic strain recorded by magnetic fabrics (AMS) in plutons, including Mt Kinabalu, Borneo: A tool to explore past tectonic regimes and syn-magmatic deformation. *Journal of Structural Geology*, 119: 50–60.

Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R.D., Becchio, R., Corretgé, L.G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M. y Liu, D.Y. 2011. Petrology and SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 32(4): 508-530.

Day, R., Fuller, M. y Schmidt, V.A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 13: 260-267.

Echaurren, A., Oliveros, V., Folguera, A., Ibarra, F., Creixell, C. y Lucassen, F. 2017. Early Andean tectonomagmatic stages in north Patagonia: Insights from field and geochemical data. *Journal of the Geological Society* 174(3): 405-421.

Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller, M. 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 172 (1–2): 83-96.

Foley, M.L., Putlitz, B., Baumgartner, L.P., Renda, E.M., Ulianov, A., Siron, G. y Chiaradia, M. 2023. Identifying crustal contributions in the Patagonian Chon Aike Silicic Large Igneous Province. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 178(11): 80.

Getzlaff, M. 2007. *Fundamentals of magnetism*. Springer Science & Business Media, 256 p., Berlín.

Giacosa, R., Heredia, N., Césari, O., Zubia, M. 2001. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche (provincias de Río Negro y Neuquén). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín: 279, 67.

Halpern, N., Linares, E. y Latorre, O. 1971. Edad Rb/Sr de rocas volcánicas e hipabisales (?) del área norte de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26(2): 169–174.

Haller, M.J., Linares, E., Ostera, H. y Page, S. 1999. Petrology and geochronology of the sub-cordilleran plutonic belt of Patagonia. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 210-214, Carlos Paz.

Hervé, F., Faundez, V., Calderón, M., Massonne, H.J. y Willner, A.P. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. En: Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society of London: 5-52, Londres.

Hervé, F., Haller, M.J., Duhart, P. y Fanning, C.M. 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel formations, North Patagonian Massif, Argentina: Geological implications. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 309-314, La Plata.

Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia.

Hrouda, F. 2010. Modelling relationship between bulk susceptibility and AMS in rocks consisting of two magnetic fractions represented by ferromagnetic and paramagnetic minerals

– Implications for understanding magnetic fabrics in deformed rocks. *Journal of the Geological Society of India* 75: 254-266.

Jackson, M. 1991. Anisotropy of magnetic remanence – A brief review of mineralogical sources, physical origins and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure and Applied Geophysics* 136: 1-28.

Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79(3-4): 63-67.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America. *Geology* 17(4): 324-328.

Knight, H., Stevenson, C., Maffione, M., McCarthy, W., Burton-Johnston, A. y Lawrence, A. 2024. Testing the sensitivity of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) to the regional tectonic strain field in granite plutons: insights from two orogen-scale studies. *Tektonika*.

Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D., Zaffarana, C.B., Giacosa, R. y González, P.D. 2021. El magmatismo pérmico y triásico de la región de Gastre y Sierra del Medio, Suroeste del Macizo Norpatagónico. En: Giacosa, R. (ed.), *Geología y recursos naturales de la Provincia de Chubut*. XXI Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 291-329, Puerto Madryn.

Linares, E., Haller, M., Ostera, H., Cagnoni, M. y Galante, G. 1997. Radiometric ages of the crystalline basement of the Rio Chico region, Ñorquinco department, Río Negro Province, Argentina. *South American Symposium on Isotope Geology, Actas*: 170-175.

Linares, E., Cagnoni, M., Do Campo, M. y Ostera, H. 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro provinces, Argentine Republic. *Journal of South American Earth Sciences* 1(1): 53-61.

Llambías, E.J. (coord.) 2015. *Geología de los cuerpos ígneos*. 4ª edición, corregida y aumentada. Edición Especial 70º Aniversario de la Asociación Geológica Argentina. Vol. 32, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires.

Llambías, E.J. y Sato, A.M. 2024. Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. XXII Congreso Geológico Argentino, Relatorio.

Marcos, P. 2020. Los basamentos famatinianos y gondwánicos del sector occidental del norte de la Patagonia.

Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 481-497.

Murphy, M.A. y Salvador, A. 2000. International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphy – International Stratigraphic Guide – An Abridged Version. Episodes 23(5): 231-266.

Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M. y Folguera, A. 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. Earth-Science Reviews 194: 125-159.

Navarrete, C., Gianni, G., Tassara, S., Zaffarana, C., Likerman, J., Márquez, M., Wostbrock, J., Planavsky, N., Tardani, D. y Perez Frasette, M. 2024. Massive Jurassic slab break-off revealed by a multidisciplinary reappraisal of the Chon Aike silicic large igneous province. Earth-Science Reviews 249: 104651.

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Storey, B.C., Rapela, C.W., Riley, T.R. y Márquez, M. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research 81: 113-136.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. Earth-Science Reviews 76(3-4): 235-257.

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. Journal of Petrology 41(5): 605-625.

Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F. y Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. Journal of the Geological Society, London 156: 673-694.

Pavón Pivetta, C., Gregori, D., Benedini, L., Garrido, M., Strazzere, L., Geraldés, M. y Marcos, P. 2020. Contrasting tectonic settings in Northern Chon Aike Igneous Province of Patagonia: subduction and mantle plume-related volcanism in the Marifil Formation. International Geology Review 62(15): 1904-1930.

Porquet, M., Pueyo, E.L., Román-Berdiel, T., Olivier, P., Longares, L.A., Cuevas, J., Ramajo, J., Antolín, B., Aranguren, A., Auréjac, J.B., Bouchez, J.L., Casas, A.M., Denéle, Y.,

Gleizes, G., Hilaro, A., Izquierdo-Llavall, E., Leblanc, D., Oliva-Urcia, B., Santana, V., Tubía, J.M. y Vegas, N. 2017. Anisotropy of magnetic susceptibility of the Pyrenean granites. *Journal of Maps* 13(2): 438-448.

Rabassa, J. 1974. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro, Argentina. Fundación Bariloche, Publicación N°17: 1-129, San Carlos de Bariloche.

Rabassa, J. 1975. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro, Argentina. Publicación Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Energéticos 17. Buenos Aires.

Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. *Geología Argentina* 29(24): 41-96.

Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina. *Actas XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza* 3: 439-451.

Rapela, C. y Alonso, G. 1991. Composición litológica y geoquímica del Batolito de la Patagonia Central. *Actas VI Congreso Geológico Chileno* 2: 236-240, Viña del Mar.

Rapela, C.W., Dias, G.F., Franzese, J.R., Alonso, G. y Benvenuto, A.R. 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18: 121-138.

Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. En: Storey, B.C., Alabaster, T. y Pankhurst, R.J. (eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-Up*. Geological Society, London, Special Publications 68: 209-220.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Harrison, S.M. 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 291-304.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: The Early Jurassic Subcordilleran Belt of northwestern Patagonia. En: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 246: 217-239.

Raposo, M.I.B., Pressi, L.F. y de Assis Janasi, V. 2012. Magnetic fabrics and their relationship with the emplacement of the Piracaia pluton, SE Brazil. *International Journal of Earth Sciences* 101(3): 773-786.

Ravazzoli, I.A. y Sesana, F.L. 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Servicio Geológico Nacional, Boletín.

Riley, T.R., Leat, P.Y., Pankhurst, R.J. y Harris, C. 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* 42(6): 1043-1065.

Rochette, P. 1988. Inverse magnetic fabric in carbonate bearing rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 90: 229-237.

Ruzzante, J., Alonso Castillo, P. y Suárez-Ántola, R. 2021. *Temas de Magnetismo y Superconductividad*. 1ª ed.

Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S. y Castro, C.E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 48-69.

Serra-Varela, S., Verdecchia, S. O., Colombo, F., Lembo Wuest, C. I., Benítez, M. E., Murra, J. A. y Baldo, E. G. 2024. U-Th-Pb chemical dating in monazite in the andalusite-garnet-staurolite-sillimanite schists of the Cushamen Complex (Chubut, Argentina): reconstructing the P-T-t path. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 81 (4): 748–757.

Somoza, R. y Zaffarana, C.B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean Cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 271(1-4): 267-277.

Somoza, R., Tomlinson, A.J., Zaffarana, C.B., Singer, S.E., Puigdomenech Negre, C.G., Raposo, M.I.B. y Dilles, J.H. 2015. Tectonic rotations and internal structure of Eocene plutons in Chuquicamata, northern Chile. *Tectonophysics* 654: 113-130.

Stacey, F.D. 1960. Magnetic anisotropy of igneous rocks. *Journal of Geophysical Research* 65(8): 2429-2442.

Storey, B.C., Alabaster, T., Hole, M.J., Pankhurst, R.J. y Wever, H.E. 1992. Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. In: Storey, B.C., Alabaster, T. y Pankhurst, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication 68: 149–163, London.

Tarling, D. y Hrouda, F. (eds.). 1993. *Magnetic anisotropy of rocks*. Springer, Dordrecht, 217 pp.

Tauxe, L. 2005. Lectures in Paleomagnetism. EarthRef.org, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego.

Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. y Passarelli, C.R. 2005. El basamento cristalino de los Andes Norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32(2): 167-187.

Vermeesch, P. 2021. On the treatment of discordant detrital zircon U–Pb data. *Geochronology* 3: 247–257.

Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la región extra-andina del Departamento de Cushamen (Chubut), entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(2): 85-107.

Von Gosen, W. y Loske, W. 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut Province, Argentina, and the “Gastre fault system”. *Journal of South American Earth Sciences* 18(1): 73-88.

Zaffarana, C.B., Montenegro, T. y Somoza, R. 2012. The host rock of the central Patagonian batholith in Gastre: Further insights on the Late Triassic to Early Jurassic deformation in the region. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69(1): 106-126.

Zaffarana, C.B., Orts, D., Gallastegui, G., Suárez, R., Poma, S., Pernich, S. y Aramendía, B. 2024. Reviewing the geochemistry and petrology of the Subcordilleran Plutonic Belt, Early Jurassic magmatic arc in northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 145: 105065.

Zaffarana, C.B. y Somoza, R. 2012. Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society, London* 169(4): 371-379.

Zaffarana, C.B., Somoza, R. y López de Luchi, M. 2014. The Late Triassic Central Patagonian Batholith: Magma hybridization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences* 55: 94-122.

Zaffarana, C.B., Somoza, R., Mercader, R., Giacosa, R. y Martino, R.D. 2010. Anisotropy of magnetic susceptibility study in two classical localities of the Gastre Fault System, central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 30(3-4): 151-166.

Zaffarana, C.B., Somoza, R., Orts, D.L., Mercader, R., Boltshauser, B., González, V. y Puigdomenech, C. 2017. Internal structure of the Late Triassic Central Patagonian batholith at Gastre, southern Argentina: Implications for pluton emplacement and the Gastre fault system. *Geosphere* 13(6): 1973-1992.

11.0 APENDICE

11.1. ASM y magnetismo de rocas

11.1.1. *Base teórica del método de ASM y magnetismo de rocas*

La Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) es un método que permite analizar la susceptibilidad magnética (K) de las rocas, una propiedad física que se utiliza para realizar estudios estructurales y de fábrica magnética, ya que es rápido, económico y eficaz. Esta propiedad es direccional y proviene de la orientación preferencial de minerales magnéticos anisótropos, los cuales poseen la capacidad de adquirir una magnetización (M) a partir de un campo inducido (H) y que en su conjunto conforman la fábrica magnética de una roca. El método permite determinar las fábricas magnéticas de casi todos los tipos de rocas, aún en las que son vistas por otros métodos como isótropas (Bouchez, 1997).

El ASM depende del comportamiento de los minerales magnéticos presentes en las rocas, los cuales se clasifican en tres tipos según su respuesta ante campos magnéticos de baja intensidad (Fig. 26): diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos (Tauxe, 2005). Los minerales diamagnéticos adquieren una magnetización débil en sentido opuesto al campo aplicado, presentando valores de susceptibilidad magnética negativos y muy bajos (del orden de $-14 \cdot 10^{-6}$ SI), y pierden dicha magnetización en ausencia del campo. Entre los más comunes se encuentran el cuarzo, los feldespatos, sulfuros no magnéticos, calcita, entre otros. Los minerales paramagnéticos responden adquiriendo una magnetización débil en la misma dirección y sentido del campo inductor, con valores de susceptibilidad positivos pero bajos (del orden de $5 \cdot 10^{-4}$ SI), sin retención de la magnetización una vez retirado el campo. Este tipo incluye a las olivinas férricas, piroxenos, anfíboles, biotita, ilmenita, entre otros. En el último grupo, dentro de los minerales ferromagnéticos, adquieren valores muy altos de susceptibilidad magnética cuando

son sometidos a un campo externo y poseen momentos magnéticos incluso en ausencia del mismo, lo que les permite retener una magnetización remanente (Bouchez, 1997). Este grupo comprende ciertos óxidos y sulfuros de hierro y titanio, como la magnetita, ilmenita, hematita y pirrotina. Dentro de los ferromagnéticos se reconocen tres subtipos según el ordenamiento de sus momentos magnéticos al retirar el campo inductor: ferromagnéticos puros, ferrimagnéticos y antiferromagnéticos. En los ferromagnéticos puros, todos los momentos magnéticos se alinean en la misma dirección y sentido, como ocurre con el hierro nativo. En los ferrimagnéticos, los momentos se alinean en la misma dirección que el campo, pero con sentidos opuestos parcialmente compensados, generando una magnetización neta en dirección del campo externo; un ejemplo de ello es la magnetita. Por último, en los antiferromagnéticos, los momentos magnéticos se orientan en sentidos opuestos de igual magnitud, anulándose mutuamente, como sucede en la ilmenita.

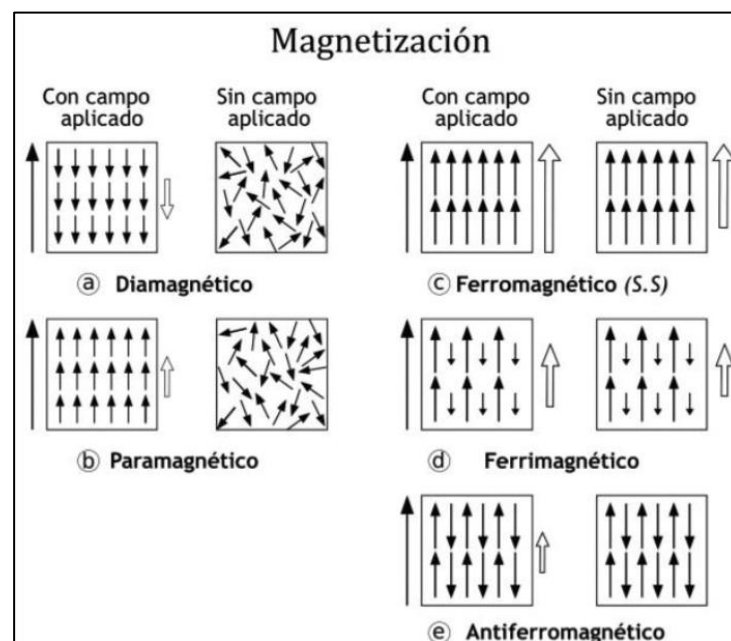


Figura 26. Tipos de comportamientos magnéticos. Los diagramas muestran la magnetización (flecha sin relleno) adquirida bajo un campo magnético externo (flecha sólida) y su magnetización tras haber retirado el campo inductor. Modificado de Tarling y Hrouda (1993).

Al ser una propiedad direccional, la variación de la susceptibilidad magnética K con la orientación se describe matemáticamente por un tensor asimétrico de segundo orden y que visualmente se representa por un elipsoide definido por la magnitud y orientación de tres ejes

ortogonales: K1, K2 y K3, siendo la máxima, intermedia y mínima susceptibilidad (Porquet *et al.*, 2017). Los mismos conforman los tres autovectores que diagonalizan el tensor de susceptibilidad, cuya orientación en el espacio puede ser definida tanto en coordenadas cartesianas como en coordenadas polares (declinación e inclinación). Se define como susceptibilidad magnética promedio (Km) al parámetro definido por el promedio del módulo de los vectores K1, K2 y K3: $K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$. Este parámetro es adimensional y tiene significado composicional, ya que, como se describió anteriormente, la susceptibilidad magnética de las rocas está directamente relacionada con su composición mineralógica. Por tanto, cuando el valor de la Km sea mayor que 4×10^{-4} SI, la roca se considera ferromagnética y cuando la Km sea menor a ese valor, la roca se considera paramagnética (Bouchez, 2000)

Para la obtención de esta propiedad, es a partir de una muestra cilíndrica orientada, donde se realizan mediciones de la susceptibilidad magnética en 15 direcciones diferentes. Los datos obtenidos pueden dividirse en parámetros escalares y parámetros vectoriales. Los primeros se relacionan con la anisotropía y forma del elipsoide de susceptibilidad, obteniéndose a través de relaciones entre los ejes y los segundos, de la orientación espacial de los ejes principales. Dentro del elipsoide el eje K1 es denominado eje de lineación magnética, los ejes K1 y K2 se encuentran sobre un mismo plano y definen el plano de foliación magnética del elipsoide, mientras que el eje K3 se encuentra perpendicular a este y representa el polo del plano de foliación. Comúnmente las direcciones de los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad se grafican en proyecciones estereográficas equiareales o equiangulares. Por convención los datos se representan en el hemisferio inferior y los ejes de máxima, intermedia y mínima susceptibilidad se simbolizan con cuadrados, triángulos y círculos respectivamente (Fig. 27).

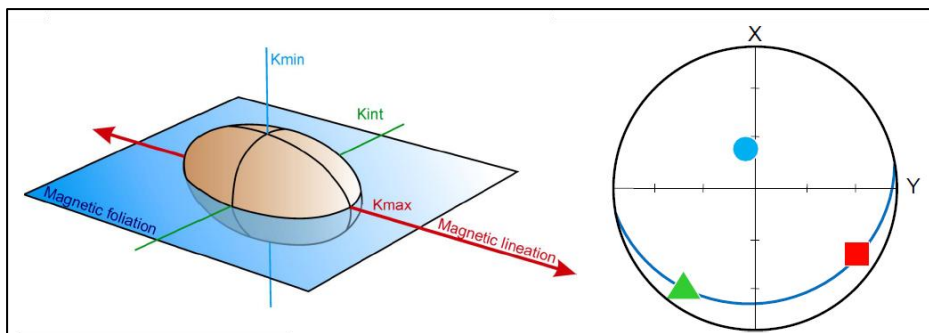


Figura 27. Elipsoide de susceptibilidad magnética y su proyección esférica equiangular. Se observan los ejes principales $K_1 (K_{max}) \geq K_2 (K_{int}) \geq K_3 (K_{min})$ que definen la lineación magnética (K_1), el plano de foliación (K_2 y k_2) y el polo del plano de foliación (K_3). Modificado de Tarling y Hrouda (1993).

Entre los parámetros más importantes para describir la fábrica magnética de las rocas, además de la susceptibilidad media (K_m), se encuentra la Lineación (L), Foliación (F), grado de anisotropía corregida (P_j) y el parámetro de forma (T). Tanto L como F son parámetros vectoriales; L se define a partir de la relación entre los ejes K_1 y K_2 (Basley y Buddington, 1960) como $L = K_1/K_2$. F se define por la relación entre los ejes K_2 y K_3 (Stacey *et al.* 1960) como $F = K_2/K_3$. Tanto P_j como T son parámetros escalares; el primero, describe la intensidad de la deformación e indica el grado de anisotropía y se define como $P_j = [2(a_1^2 + a_2^2 + a_3^2)]^{1/2}$ donde $a_i = \ln(k_i/k_m)$ (Jelinek, 1981). El parámetro T describe la forma del elipsoide, el cual puede variar entre formas proladas, obladas y triaxiales, definido por la combinación de la foliación y lineación como $T = (\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L)$ (Jelinek, 1981). El elipsoide magnético será oblado para $0 \leq T \leq 1$ y prolado para $-1 \leq T \leq 0$. En general, elipsoides con T entre -0.5 y 0.5 se describen como triaxiales.

La utilidad de este estudio para el análisis estructural radica en que en general existe una correspondencia directa entre el elipsoide de deformación finita, definido por los ejes $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ y el elipsoide de anisotropía de susceptibilidad, definido por los ejes $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ (Borradaile y Jackson, 2010). Por lo que cuando se estudia la susceptibilidad magnética también se estudia la deformación (Fig. 28). De esta manera, a petrofábricas proladas ($\lambda_1 > \lambda_2 = \lambda_3$) le corresponden magnetofábricas proladas ($K_1 > K_2 = K_3$), a petrofábricas obladas ($\lambda_1 = \lambda_2 > \lambda_3$) le corresponden magnetofábricas obladas ($K_1 = K_2 > K_3$) y a petrofábricas triaxiales ($\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$) le corresponden magnetofábricas triaxiales ($K_1 > K_2 > K_3$). A su vez, dentro de un campo de deformación coaxial, las orientaciones de los ejes principales de susceptibilidad corresponden a la dirección de los

ejes principales de deformación durante la formación de la fábrica, como se muestra en la Figura 29 (Burton-Johnson *et al.*, 2019), donde K1, K2 y K3 son paralelos a σ_3 , σ_2 y σ_1 , respectivamente.

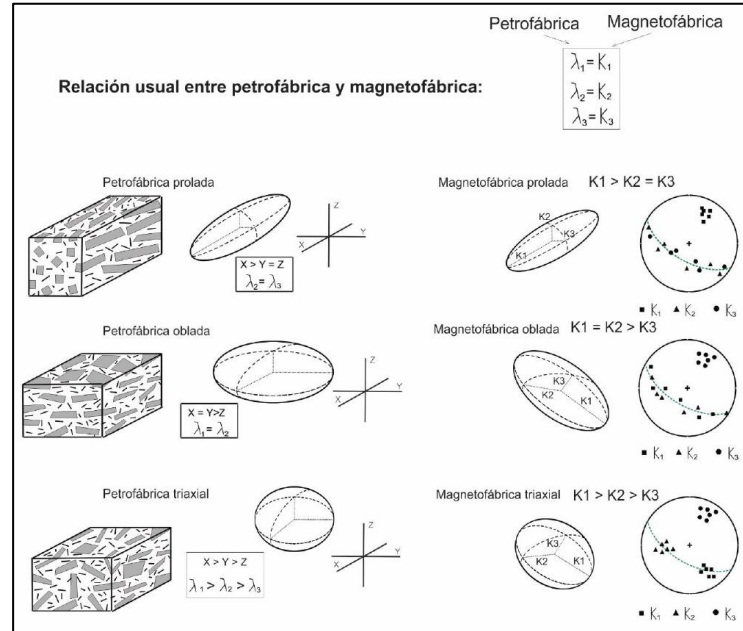


Figura 28. Relación entre la petrofábrica y la magnetofábrica. Tomada de Borradaile y Jackson (2010).

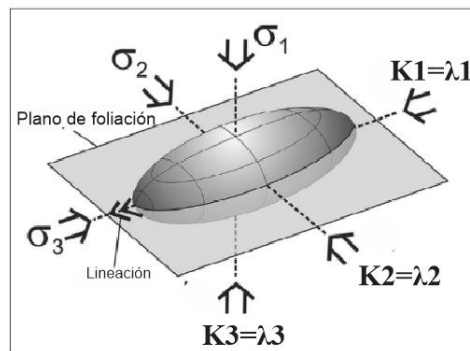


Figura 29. Diagrama de Burton-Johnson *et al.* (2019) que ilustra la relación entre los tres ejes principales de susceptibilidad y las direcciones de los ejes principales de esfuerzo y deformación. K1, 2 y 3: eje de susceptibilidad máximo, intermedia y mínimo. λ_1 , 2 y 3: eje de deformación máximo, intermedio y mínimo. σ_1 , 2 y 3: eje de esfuerzo principal máximo, intermedio y mínimo. Se muestra la elipse de susceptibilidad junto con la lineación magnética (K1) y el plano de foliación (plano perpendicular a K3).

La anisotropía de susceptibilidad magnética se ha vuelto un método de rutina en los estudios de fábrica de granitoides, debido a que su textura homogénea y su tamaño de grano

dificultan la estimación visual de la foliación y la lineación magmática en campo. La relación general entre los elipsoides de susceptibilidad magnética y el de la petrofábrica establece que la foliación magnética es paralela a la foliación estructural y que la lineación magnética se corresponde con la lineación estructural. En ocasiones, esta relación puede no corresponderse debido a la presencia de una mineralogía en particular, la magnetita, un mineral importante para los estudios de fábrica magnética. La magnetita presenta varios tipos, puede ser de dominio simple (single-domain o SD), cuando los granos son pequeños, de dominio múltiple (multi-domain o MD), cuando los granos son de mayor tamaño y de dominio pseudo múltiple (pseudo-single domain o PSD). La importancia de determinar la forma en la que se presenta este mineral en las rocas radica en que la magnetita SD puede generar fábricas magnéticas inversas, en las que los ejes de susceptibilidad K1 y K3 están invertidos (Rochette, 1988).

Además de identificar qué tipo de magnetita está presente en la roca, es fundamental determinar qué minerales son responsables de la susceptibilidad y del control de la fábrica magnética. Para ello, se utilizan dos métodos de mineralogía magnética: los ciclos de histéresis y las curvas de variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura. Para caracterizar a los minerales ferromagnéticos de las rocas, se utilizan curvas de adquisición de magnetización remanente isotérmica (IRM) y de campo magnético reverso (“*backfield*”).

Los ciclos de histéresis consisten en la medición del momento magnético (M) de una muestra en función de un campo magnético aplicado, del cual se obtiene gráficamente una curva que, según su forma, permite obtener cualitativamente una aproximación de los minerales que dominan la susceptibilidad magnética (diamagnéticos, paramagnéticos o ferromagnéticos, Fig. 30a). Además, aporta información sobre parámetros magnéticos característicos del material, como la magnetización de saturación (Ms), que representa el máximo valor alcanzado por M para el cual la muestra no puede magnetizarse más, la magnetización remanente (Mr), que es la magnetización que persiste una vez que el campo externo ha sido retirado y la coercitividad (Hc), que indica la resistencia que opone un material ferromagnético a desmagnetizarse totalmente luego de haber alcanzado la saturación.

Las curvas de variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura (Hrouda, 2010) muestran características típicas de los minerales magnéticos presentes en una roca. Este

método consiste en medir la susceptibilidad magnética bajo la aplicación de un campo bajo y constante, mientras la muestra es sometida a un ciclo controlado de calentamiento y enfriamiento, generalmente desde temperatura ambiente hasta aproximadamente 700–750 °C. Durante el experimento, los minerales magnéticos responden de manera característica al incremento térmico, por ejemplo, la forma de la curva de los minerales paramagnéticos describe una hipérbola, mientras que, la curva de los minerales ferromagnéticos es más compleja y se caracteriza por un descenso agudo de la susceptibilidad al alcanzar una temperatura crítica conocida como temperatura de Curie (T_c , Fig. 30b). Por encima de la temperatura de Curie, los minerales ferromagnéticos se comportan como paramagnéticos (Getzlaff, 2007).

La magnetización remanente isotérmica (IRM) es un tipo de remanencia adquirida por una muestra previamente desmagnetizada al ser expuesta a un campo magnético de alta intensidad durante en un corto intervalo de tiempo a determinada temperatura (generalmente ambiente). El método consiste en aplicar sucesivos pulsos de campo magnético directo, de intensidad creciente. A medida que aumenta la intensidad del campo aplicado, la muestra adquiere una magnetización remanente creciente, la cual continúa hasta que, en cierto punto esto produce la saturación, donde la magnetización remanente ya no varía significativamente frente a incrementos de campo. Este estado se denomina magnetización remanente isotérmica de saturación (SIRM) y representa la capacidad máxima de una muestra para retener una magnetización remanente. El análisis de las curvas de adquisición de IRM permite determinar la coercitividad de la remanencia (H_{cr}) y obtener información sobre el espectro de coercitividad, la composición mineralógica magnética y el estado de dominio de los minerales presentes.

El estudio de campo reverso o *backfield* se representa gráficamente por curvas, las cuales se obtienen al llevar una muestra a la saturación magnética y luego aplicarle pulsos de campo magnético en sentido opuesto hasta que llegue a la desmagnetización total. Su importancia radica en obtener el valor del campo magnético necesario para que esto ocurra, denominado coercitividad de la remanencia (H_{cr}).

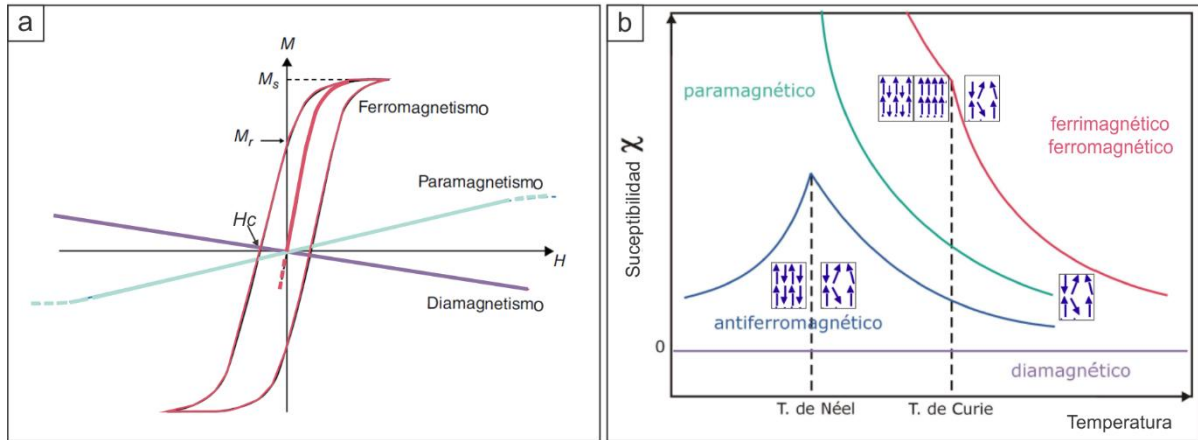


Figura 30. a) Obtención de parámetros de los diagramas de histéresis y comportamiento de los minerales magnéticos; b) Curvas de variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura y comportamiento de los minerales magnéticos. Modificado de Borradaile y Jackson (2010) y de Ruzzante *et al.* (2021).

A partir de los parámetros obtenidos de las curvas de los dos métodos, si se determina que la susceptibilidad magnética del material está dominada por magnetita, se construye el Diagrama de Day *et al.* (1977), del cual se logra determinar el tipo de magnetita. Este diagrama se encuentra delimitado por campos que determinan tamaños de granos de magnetita presente en las muestras (SD, PSD y MD mencionados anteriormente). Si los granos analizados son de dominio simple, para saber si la fábrica magnética está invertida o no se debe aplicar el método de la anisotropía de la remanencia magnética anhisterética (AARM). Este método arroja un elipsoide de AARM similar al de ASM, con la diferencia de que, al expresar únicamente la respuesta de la remanencia magnética, va a considerar solo a los minerales ferromagnéticos, aislándolos de los dia y paramagnéticos (Jackson, 1991; Raposo *et al.*, 2012). El elipsoide de AARM obtenido de este estudio es comparado con el de ASM y según las fábricas se correspondan o no, se obtendrá el dato de si la fábrica magnética debido a la magnetita está invertida o no (Somoza *et al.*, 2015).

11.2. Descripción de secciones delgadas

11.2.1. Facies granodiorita y diques monzodioríticos que la intruyen

Pilca A

La muestra tiene un índice de color mesocrático, es holocristalina, fanerítica, inequigranular de grano fino. Está compuesta por plagioclasa (34%), minerales máficos (28%) siendo biotita y anfíbol, cuarzo (22%), feldespato (8%), opacos (4%) y como accesorios un 3% de circón.

La plagioclasa es tabular, euhedral, con zonación compleja y núcleo levemente más alterado que los bordes a argilominerales, tiene inclusiones de biotita y aparece frecuentemente como antecristal. Dentro de los máficos, el anfíbol es subhedral, presenta maclas lamelares y se observan en muchos individuos núcleos remanentes de piroxeno. La biotita es laminar, euhedral a subhedral y presenta alteración leve a moderada a clorita e inclusiones de opacos y circón. El cuarzo es oicocristalino y con extinción ondulante. El feldespato es menos abundante, subhedral e intersticial.

La roca tiene textura granosa inequigranular, con presencia de texturas poiquilíticas, evidenciadas por el cuarzo que engloba otros minerales y coroníticas en los minerales máficos. Su microestructura es magmática y se clasifica como una granodiorita.

P12

La muestra tiene un índice de color mesocrático, es holocristalina, fanerítica, equigranular de grano medio. Se compone por plagioclasa (40%), minerales máficos (34%) siendo biotita y anfíbol, cuarzo (21%), feldespato (5%), minerales opacos (4%) y un 2% de circón como accesorio.

La plagioclasa es tabular, subhedral, se presenta como varios cristales unidos en sineusis, con maclas ahusadas y leve alteración a argilominerales e inclusiones de circón. Dentro de los máficos, el anfíbol es subhedral y se presenta agrupado en grumos. La biotita es intersticial y presenta inclusiones tanto de circón como de opacos. El cuarzo es intersticial y anhedral, con bordes rectos y extinción de tipo *chessboard*. El feldespato es intersticial y poco abundante.

La roca presenta una textura granosa equigranular y microestructura de estado sólido de alta temperatura, evidenciado por el cuarzo con extinción de tipo *chessboard*. Se clasifica como a una granodiorita.

P15 c

La muestra tiene un índice de color mesocrático, es holocristalina, fanerítica, equigranular de grano medio. Compuesta por minerales máficos (38%) siendo biotita, anfíbol y piroxeno, plagioclasa (30%), cuarzo (25%), feldespato (5%), opacos (2%) y un 2% de accesorios, siendo circón y apatita.

Los minerales máficos aparecen en fajas elongadas orientadas y en grumos. El anfíbol es euhedral a subhedral, presenta individuos con macla simple, algunos con deformación, inclusiones de biotita y apatita. El piroxeno es subhedral, con inclusiones de biotita, plagioclasa y circón. La biotita es laminar, euhedral con leve alteración a clorita, presenta inclusiones de opacos y circón. La plagioclasa es tabular, euhedral a subhedral, con zonación y alteración moderada a sericita e inclusiones de circón. El cuarzo es intersticial, anhedral, con bordes lobulados y extinción ondulante. El feldespato es tabular, subhedral y presenta macla de Carlsbad.

La roca presenta textura magmática granosa equigranular con microestructuras sobreimpuestas de estado sólido de temperatura baja a moderada, evidenciado por la orientación preferencial de los minerales máficos con deformación intracristalina. La muestra se clasifica como una granodiorita.

P18

La muestra tiene un índice de color leucocrático, es holocristalina, fanerítica, equigranular de grano fino. Está compuesta por plagioclasa (38%), cuarzo (25%), feldespato (18%) y un 15% de minerales máficos, siendo biotita, anfíbol, y minerales opacos (3%). Como accesorio presenta un 1% de apatita y circón.

La plagioclasa es tabular, subhedral, con zonación compleja, alteración moderada en su núcleo a argilominerales e inclusiones de apatita. Se observaron individuos con fracturas rellenas por biotita. El cuarzo es oicocrystalino, anhedral, con bordes lobulados, extinción ondulante y fracturas rellenas por biotita. También se presenta frecuentemente recrystalizado como subgranos anhedrales. El feldespato es tabular, subhedral, con macla de Carlsbad y

presenta leve alteración a argilominerales. Dentro de los máficos, el anfíbol se agrupa en grumos anhedrales a subhedrales y la biotita es laminar, subhedral, con leve alteración a clorita.

En el corte se observa la presencia de una inclusión máfica afanítica microcristalina, compuesta por microlitos máficos (80%) siendo biotita, piroxeno y anfíbol, así como microlitos de plagioclasa (15%) y opacos dispersos (5%). Presenta fracturas rellenas por biotita que afectan tanto a la inclusión máfica como a la roca de caja. El contacto entre ambos es irregular y difuso en algunas zonas, con bordes más redondeados, observándose presencia de plagioclasas reabsorbidas en el enclave y siendo más neto en otras zonas en contacto con feldespato.

La roca presenta una textura granosa equigranular con microestructuras de estado sólido de moderada a baja temperatura, evidenciada por la recrystalización de subgranos de cuarzo. Se clasifica como una granodiorita, con una inclusión diorítica.

P24

La muestra tiene un índice de color leucocrático, es holocristalina, fanerítica, equigranular de grano medio. Compuesta por plagioclasa (40%), cuarzo (24%), máficos (17%) siendo anfíbol y biotita, en menor abundancia feldespato (14%) y opacos (2%). Como accesorio presenta un 2% de circón

La plagioclasa es tabular, euhedral a subhedral, con maclas polisintéticas, generalmente ahusadas y con deformación de tipo *kink*. Presenta microfracturas irregulares, individuos zonación compleja y alteración leve en su núcleo a argilominerales. El cuarzo es intersticial, anhedral, con extinción de tipo *chessboard* y ondulante, presentándose también como subgranos recrystalizados. El anfíbol es subhedral, en algunos individuos se conservan núcleos remanentes de piroxeno y presenta inclusiones de opacos. La biotita es laminar, euhedral, con leve alteración a clorita y tiene inclusiones circón. El feldespato es intersticial, tabular y subhedral.

La muestra presenta un enclave porfírico constituido por megacristales de plagioclasa (28%) zonados, rodeados por una matriz muy fina de máficos (53%) siendo anfíbol, biotita y piroxeno. Feldespato (12%) intersticial, subhedral y cuarzo (7%) intersticial, anhedral, con extinción ondulante. El contacto entre el enclave y la roca es transicional, presentando leve

alteración cerca del mismo y aumentando hacia el enclave, relacionado espacialmente a venillas tardías.

La roca presenta una textura granosa equigranular, con microestructuras de estado sólido de alta temperatura, evidenciadas por cuarzo con extinción tipo *chessboard*, recristalización en subgranos y plagioclasas con *kinks*. Se clasifica como una granodiorita, con un enclave cuarzo diorítico.

P25

La muestra tiene un índice de color mesocrático, es holocrystalina, fanerítica, equigranular de grano medio. Compuesta por máficos (36%) siendo anfíbol, biotita y piroxeno, plagioclasa (30%), cuarzo (24%), feldespato (5%) y opacos (2%). Como accesorio un 3% de circón y apatita.

Los minerales máficos se agrupan en grumos. El anfíbol es subhedral, con secciones basales macladas, inclusiones de biotita y opacos. La biotita es laminar, euhedral y presenta inclusiones de circón. El piroxeno es subhedral y se encuentra rodeado por biotita. La plagioclasa es tabular, subhedral, presenta maclas polisintéticas, zonación y tiene alteración leve a moderada en sus núcleos a argilominerales. El cuarzo es anhedral, con bordes lobulados y extinción ondulante. El feldespato es intersticial, con leve alteración a argilominerales.

La roca presenta una textura magmática pura, granosa equigranular y se clasifica como una granodiorita.

MONZOGRANITOS DE LA FACIES GRANODIORITA

Pilca 2

La muestra es leucocrática, holocrystalina, fanerítica, equigranular de grano fino. Está compuesta por cuarzo (34%), ortosa (22%), plagioclasa (20%), microclina (12%) y biotita (10%). Como accesorios un 3% de circón y apatita.

El cuarzo es anhedral, con bordes lobulados y extinción ondulosa, también se encuentra presente como subgranos recristalizados. El feldespato ortosa es tabular, subhedral, con textura

perítica y mirmequítica en sus bordes, como inclusión presenta biotita. Se observan individuos actuando como oikocristales, englobando cadacristales de plagioclasa sin orientación preferencial. La plagioclasa es tabular, euhedral, presenta maclas polisintéticas, zonación y núcleos alterados levemente a argilominerales. El feldespato microclina es tabular, subhedral, con macla de tartán y presenta alteración leve a argilominerales e inclusiones de biotitas euhedrales así como de circón. La biotita es laminar, subhedral a euhedral y presenta alteración leve a clorita e inclusiones de circón con halos pleocroicos.

La roca presenta una textura granosa equigranular con microestructuras de estado sólido de alta temperatura, evidenciadas por la presencia de microclina y texturas mirmequíticas. Se clasifica como un monzogranito.

Pgranito 1

La muestra tiene un índice de color leucocrático, es holocristalina, fanerítica, equigranular de grano grueso. Está compuesta por cuarzo (37%), plagioclasa (28%), ortosa (18%), microclina (8%) y un 8% de minerales micáceos, siendo biotita y muscovita. Como accesorio 1% de circón.

El cuarzo es anhedral, con bordes rectos y aparece como agregados granulares con extinción ondulosa y de tipo *chessboard*, algunos individuos presentan migración de bordes de grano. La plagioclasa es tabular, euhedral a subhedral, presenta núcleos con alteración moderada a sericita e inclusiones de biotita, así como de circón. El feldespato ortosa es tabular, subhedral, presenta textura perítica, macla de Carlsbad, alteración leve a argilominerales y en ocasiones, fracturas rellenas por cuarzo. El feldespato microclina es tabular, subhedral, tiene textura perítica, macla de tartán y presenta alteración moderada a argilominerales, así como inclusiones de circón. La biotita es laminar, euhedral y está alterada leve a moderadamente a clorita. La muscovita es laminar e intersticial.

La roca exhibe textura magmática granosa equigranular. Su microestructura es de estado sólido de alta temperatura, evidenciado por la presencia de microclina y cuarzo *chessboard*. La muestra se clasifica como un monzogranito.

DIQUES MONZODIORÍTICOS

P11

Roca mesocrática, holocristalina, equigranular, fanerocristalina de grano fino a medio. Se compone por cristales de plagioclasa (40%), anfíbol (35%), feldespato (12%), minerales opacos (10%), cuarzo (2%), vesículas en muy baja abundancia (1%) y como accesorio 1% de apatita.

La plagioclasa es tabular, subhedral a euhedral. Algunos individuos presentan zonación, con núcleos con alteración moderada a sericita y argilominerales. El anfíbol es prismático, euhedral a subhedral, presenta alteración leve a moderada a clorita y óxidos. En algunos individuos se observaron trazas de piroxeno en sus núcleos. El feldespato es tabular, subhedral y tiene alteración leve a moderada a argilominerales. El cuarzo es anhedral y poco abundante.

La roca presenta una textura magmática pura intersertal y se clasifica como un dique monzodiorítico.

PB

Roca melanocrática, holocristalina, inequigranular, fanerocristalina de grano fino a muy fino, compuesta por fenocristales y microfenocristales de anfíbol (10%) y clinopiroxeno (8%) rodeados por una matriz muy fina de plagioclasa (30%), anfíbol (20%), piroxeno (15%), minerales opacos (12%) y feldespato (2%). Contiene vesículas en baja abundancia (2%) y cuarzo (1%).

La plagioclasa es tabular, subhedral, con alteración moderada a sericita y argilominerales. El anfíbol es prismático, subhedral y presenta alteración moderada en sus bordes a clorita y epidota. En algunos individuos se observa la presencia de bordes de opacos. El clinopiroxeno presenta secciones basales octogonales, euhedrales, con maclado simple. Algunos individuos se presentan formando grumos. Tiene fracturas regulares y alteración baja en sus bordes a argilominerales y óxidos. El feldespato es tabular, euhedral y presenta alteración leve a argilominerales.

La roca tiene una textura magmática pura, siendo glomeroporfírica con matriz pilotáxica. Se clasifica como un dique diorítico.

Pdique 15b

Muestra porfírica, fanerocristalina con fenocristales de plagioclasa (25%), anfíbol (15%) y en menor abundancia feldespato (8%) inmersos en una matriz cristalina de plagioclasa (24%), minerales máficos (22%), siendo piroxeno y anfíbol, opacos (4%) y 2% de cuarzo.

La plagioclasa es tabular, euhedral, con moderada a baja alteración en sus núcleos a argilominerales, algunos individuos están fracturados y desplazados. El feldespato es tabular, subhedral y presenta alteración leve a argilominerales. El anfíbol, como fenocristal presenta una alteración fuerte a argilominerales y coronas de reacción. Los máficos de la matriz son anfíboles y piroxenos, siendo subhedrales a anhedrales, rodeados por plagioclasas que se disponen paralelamente. Presentan alteración moderada a fuerte a argilominerales y a biotita.

La roca tiene textura magmática pura, siendo porfírica con matriz intergranular. Se clasifica como un dique monzodiorítico.

P22

Roca mesocrática, holocristalina, inequigranular, fanerocristalina de grano fino a muy fino, compuesta por microfenocristales de plagioclasa (10%) rodeados por una matriz de plagioclasa (36%), anfíbol (30%), minerales opacos (15%) y en menor abundancia feldespato (7%) y cuarzo (2%)

La plagioclasa es tabular, subhedral y presenta alteración leve a argilominerales e inclusiones de anfíbol. El anfíbol es prismático, subhedral, con alteración leve a clorita e inclusiones de opacos. Los opacos aparecen dispersos en la matriz asociados a los máficos y tanto el cuarzo, como el feldespato son intersticiales.

La roca presenta textura magmática pura, siendo microporfírica con matriz poiquilítica. La muestra se clasifica como un dique monzodiorítico.

11.2.2. *Facies sienogranito y diques aplítico-muscovíticos que la intruyen*

P19

La muestra tiene un índice de color leucocrático, es holocristalina, fanerítica, equigranular de grano fino a muy fino. Compuesta por feldespato (30%), cuarzo (32%), biotita (11%), microclina (10%), plagioclasa (10%) y por minerales opacos (5%). Como accesorios se presenta un 2% de circón.

El feldespato es de tipo ortosa y microclina, el primero es oikocritalino, subhedral, con textura pertítica y alteración leve a moderada a argilominerales. La microclina es tabular, subhedral, con inclusiones de biotita, opacos y alteración moderada a argilominerales. El cuarzo es anhedral, con bordes mayormente lobulados, extinción ondulante y fracturas rellenas por biotita, como inclusiones tiene circón. También aparece como subgranos recrystalizados. La plagioclasa es tabular, subhedral y tiene inclusiones de circón, presenta alteración moderada a argilominerales y venillas rellenas por biotita. La biotita es laminar, euhedral a subhedral.

La roca presenta una textura granosa equigranular con microestructuras de deformación de alta temperatura, evidenciado por la presencia de microclina. Se clasifica como un sienogranito.

Pilca 5

La muestra tiene un índice de color leucocrático, es holocristalina, fanerítica, equigranular de grano medio. Se compone por cuarzo (36%), feldespato (33%), plagioclasa (17%), biotita (11%) y opacos (3%). Como accesorios tiene un 2% de circón y titanita.

El cuarzo se presenta como agregados granulares, es subhedral, con bordes rectos, tiene extinción ondulosa y minoritariamente de tipo *chessboard*. El feldespato es tabular, subhedral, con textura pertítica, macla de Carlsbad, con inclusiones de circón y alteración moderada a fuerte a argilominerales, algunos individuos contienen fracturas rellenas por biotita. La plagioclasa es tabular, euhedral, con zonación, macla polisintética, fuerte alteración a argilominerales y fracturas rellenas por biotita. La biotita es laminar, subhedral y se presenta formando grumos o relleno de fracturas que afectan a toda la roca.

La roca presenta textura granosa equigranular, con microestructura submagmática, evidenciado por las fracturas rellenas por biotita. Se clasifica como un sienogranito.

La muestra tiene un índice de color leucocrático, es holocristalina, fanerítica y equigranular de grano grueso. Compuesta por cuarzo (36%), feldespato (34%), plagioclasa (15%), un 11% de minerales máficos, siendo biotita, y opacos (2%). Como accesorio se presenta circón (2%)

El cuarzo es anhedral, con bordes rectos, extinción ondulante y fracturas concoides irregulares. El feldespato es tabular, subhedral, con textura pertítica y alteración moderada a fuerte a argilominerales, con inclusiones de biotita y de circón. La plagioclasa es tabular, subhedral, tiene zonación, alteración leve a moderada en sus núcleos a argilominerales y fracturas rellenas por biotita. La biotita es laminar, euhedral y aparece en ocasiones, relleno de fracturas submagmáticas.

La roca presenta una textura granosa equigranular, con microestructura submagmática, evidenciado por la presencia de fracturas rellenas por biotita. Se clasifica como un sienogranito.

DIQUES APLÍTICO-MUSCOVÍTICOS

Pilca 1

La muestra es hololeucocrática, holocristalina, fanerítica, equigranular de grano muy fino, fanerocrystalina a microcristalina. Presenta textura aplítica y seriada. Se compone por feldespato (38%), cuarzo (35%), plagioclasa (18%), biotita (5%) y un 3% de opacos. Como accesorio tiene un 1% de apatita.

El feldespato es tabular, subhedral, con textura pertítica, macla de Carlsbad y alteración moderada a argilominerales. El cuarzo aparece como agregados anhedrales con bordes lobulados. La plagioclasa es tabular, subhedral, presenta alteración leve a argilominerales y fracturas rellenas por biotita. La biotita es laminar, euhedral y tiene inclusiones de opacos.

La textura de la roca es aplítica y seriada, con microestructura submagmática, evidenciado por la presencia de fracturas rellenas por biotita. Se clasifica como un dique aplítico.

La muestra es mesocrática, holocristalina, equigranular de grano medio. Está compuesta por feldespato (34%), minerales micáceos (25%), siendo muscovita y biotita, cuarzo (22%), plagioclasa (16%), opacos (2%) y como accesorio 1% de circón.

El feldespato es tabular, subhedral y está fuertemente alterado a argilominerales, presenta fracturas rellenas por biotita e inclusiones de opacos. La muscovita es abundante, laminar, euhedral y presenta orientación preferencial, la biotita es laminar y subhedral. El cuarzo es anhedral a subhedral y presenta fracturas concoides, así como inclusiones de circón. La plagioclasa es tabular, subhedral y presenta alteración moderada a fuerte a argilominerales, con inclusiones de biotita.

La roca presenta una textura granosa equigranular con microestructuras de deformación de moderada a baja temperatura, evidenciado por la orientación preferencial de las micas. Se clasifica como un dique granítico muscovítico.

11.2.3. Diques riolíticos tardíos

P5b

La roca es inequigranular, de grano fino, porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa (18%), cuarzo (14%) y feldespato (12%), rodeados por una matriz afanítica microcristalina felsítica de iguales componentes (55%). Presenta un 10% de biotita y clorita secundaria, opacos y 1% de apatita como mineral accesorio. La muestra está fuertemente alterada y fracturada.

Entre los fenocristales, la plagioclasa es tabular, euhedral, frecuentemente orientada, con zonación y alteración fuerte a argilominerales. Presenta inclusiones de biotita y clorita, así como fracturas rellenas por biotita. El cuarzo es anhedral, con bordes lobulados, engolfamientos e inclusiones de la matriz felsítica, presentando fracturas concoides rellenas por biotita. El feldespato se orienta en dirección preferencial, está fracturado y desplazado, con alteración fuerte a argilominerales e inclusiones de apatita.

La matriz se compone por un conjunto microcristalino afanítico de plagioclasa, cuarzo y feldespato, la cual presenta alteración moderada a argilominerales. Los minerales máficos, que incluyen biotita y clorita, forman pequeños grumos sobre la matriz y rellenan fracturas.

La roca presenta una textura porfírica con matriz felsítica seriada. La presencia de fracturas rellenas por biotita y la fracturación de granos con desplazamientos relativos evidencian una microestructura submagmática y cataclástica. La roca se clasifica como una riolita.

P13

Roca leucocrática, fanerocrystalina, inequigranular, microporfírica de grano muy fino. Está compuesta por microfenocristales de plagioclasa (18%) y feldespato (14%), inmersos en una pasta esferulítica primaria (59%). Presenta epidoto (5%) y opacos (4%).

Entre los microfenocristales, la plagioclasa es tabular, euhedral, con zonación, alteración moderada a epidoto e inclusiones de opacos con algunos individuos fracturados. El feldespato es tabular, euhedral y tiene fuerte alteración a argilominerales. La pasta es esferulítica, compuesta por cuarzo y feldespato con hábito fibroso y vidrio intersticial que irradian desde núcleos de microfenocristales de plagioclasa.

La roca presenta textura magmática pura, microporfírica con pasta esferulítica y se clasifica como una riolita.

Pdique 15d

Roca leucocrática, fanerítica, inequigranular de grano fino. Se compone por fenocristales de cuarzo (25%), plagioclasa (22%) y microclino (17%), inmersos en una pasta esferulítica primaria (22%), minerales micaceos (12%), siendo muscovita y biotita, así como opacos (3%). Como accesorio presenta 1% de circón.

Entre los fenocristales, el cuarzo es granular, anhedral, con engolfamientos, fracturas irregulares e inclusiones de opacos. La plagioclasa es tabular, euhedral a subhedral, con maclas ahusadas, alteración moderada a fuerte a argilominerales y epidoto. El microclino es tabular, subhedral, con textura pertítica, macla de tartán, inclusiones de circón y alteración moderada a

argilominerales. La pasta que los rodea se compone por esferulitas primarias de cuarzo y feldespato fibroso con vidrio intersticial que irradia desde núcleos de fenocristales de feldespato y plagioclasa.

La roca presenta textura porfírica con pasta esferulítica y microestructura de alta temperatura, evidenciado por la presencia de microclina. Se clasifica como una riolita

Pdique 1

Muestra leucocrática, hipocristalina, inequigranular de grano fino a muy fino, compuesta por esferulitas primarias con cuarzo (30%), feldespato (30%) y vidrio (12%), rodeado por una pasta afanítica de microlitos de cuarzo (10%), biotita (10%), plagioclasa (4%) y un 3% de opacos, como mineral accesorio tiene 1% de apatito.

Las esferulitas se presentan anidadas y en algunos sectores con bandeamiento por flujo. Se componen por cuarzo y feldespato fibroso con vidrio intersticial. La pasta afanítica que los rodea se compone principalmente por cuarzo granular, subhedral y poligonal, que van migrando a más lobulados. La biotita es laminar, subhedral y aparece intersticial entre el cuarzo granular o como inclusiones sobre las esferulitas.

La roca presenta textura porfírica esferulítica, con microestructuras de deformación de temperatura moderada, evidenciado por la migración del cuarzo desde agregados poligonales a lobulados. Se clasifica como riolita.

Pdique 2

La roca es holocristalina, equigranular, afanítica microcristalina de grano muy fino. Está compuesta por cuarzo (33%), feldespato (30%), plagioclasa (20%) y minerales micaceos (12%), siendo en orden de abundancia biotita y muscovita. Presenta epidoto (3%), opacos (1%) y como accesorio circón (1%).

El cuarzo aparece como agregados anhedrales o formando texturas de intercrecimiento granofíricas, mirmequíticas o vermiculares junto a feldespato. Los feldespatos y las plagioclasas están fuertemente alterados a argilominerales y epidoto, son tabulares, subhedrales a anhedrales,

con inclusiones de opacos. La biotita es laminar, subhedral y la muscovita es intersticial, laminar y subhedral.

La roca presenta una textura microgranosa de grano muy fino y microestructura de deformación de alta temperatura, evidenciado por las texturas mirmequíticas que presenta. Se clasifica como una riolita.

Pdique 25 b

Roca leucocrática, holocristalina, equigranular de grano muy fino, siendo afanítica microcristalina. Se compone por plagioclasa (35%), feldespato (28%), cuarzo (23%), biotita (5%), opacos (8%) y circón como accesorio (1%).

Las plagioclasas y feldespatos son tabulares, subhedrales a euhedrales, con alteración moderada a argilominerales e inclusiones de circón. El cuarzo es anhedral e intersticial y los opacos están distribuidos regularmente en la roca agrupados en grumos. La roca presenta fracturas rellenas por cuarzo y biotita, se observa que en esas zonas se produce la mayor alteración de feldespatos y plagioclasas a sericita.

La roca presenta una textura microgranosa felsítica con microestructura submagmática, evidenciado por la presencia de fracturas rellenas por cuarzo y biotita. Se clasifica como una riolita.

Pdique 25 a

Roca leucocrática, holocristalina, porfirica fanerocristalina de grano fino, compuesta por fenocristales de feldespato (31%), cuarzo (29%) y plagioclasa (26%), rodeados por una matriz cristalina microgranosa de iguales componentes. Contiene un 8% de minerales micáceos, siendo mica biotita y muscovita, con opacos (5%) y circón como mineral accesorio (1%).

Entre los fenocristales, el feldespato es tabular, euhedral a subhedral, con textura pertítica, mirmequítica y alteración fuerte a argilominerales. Algunos individuos presentan fracturas rellenas por biotita y tienen inclusiones de cuarzo, así como de plagioclasa. El cuarzo es granular, anhedral y presenta engolfamientos. La plagioclasa es tabular, subhedral, con maclas ahusadas y zonación. Presenta alteración moderada a argilominerales y suele aparecer

en sineusis, presentando fracturas rellenas por biotita. La muscovita es laminar e intersticial y la biotita se presenta relleno de fracturas. Las texturas vermiculares son características y abundantes en la matriz cristalina microgranosa que rodea a los fenocristales.

La roca presenta textura porfírica con matriz microgranosa con texturas vermiculares. Presenta microestructura submagmática, evidenciado por las fracturas rellenas por biotita con deformación sobreimpresa de alta temperatura, manifestado por la textura mirmequítica. Se clasifica como una riolita.

11.3. TABLAS Y FIGURAS ASM

Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA20-1	1.92E-05	1.0082	1.039	1.0475	1.0508	0.6494	161.4	45	276.4	22.9	24.5	36.2	5.4	0.3	8.2	59.4	22	16.9
PILCA20-2	8.25E-05	1.0042	1.0423	1.0467	1.0517	0.8164	339.1	36.8	234.3	18.8	122.8	47.1	197.9	3.9	348.3	28.7	3.2	2.7
PILCA20-3	1.39E-04	1.0207	1.0344	1.0559	1.0564	0.2459	348.1	18.6	245.1	33.7	101.8	50.2	989.1	416.2	1038	3.5	2.1	1.2
PILCA20-4	5.05E-05	1.0207	1.0554	1.0772	1.0798	0.4493	202.3	33.4	310	24.8	68.8	46.2	329.3	63.2	353.3	9	3.2	2.6
PILCA20-5	1.28E-04	1.0245	1.0247	1.0498	1.0498	0.0038	185	12.5	276.3	5.7	30.3	76.2	562.2	412.2	412.7	3.3	3.5	1.5
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA21-1	3.17E-04	1.011	1.0563	1.068	1.073	0.666	227.1	4.3	317.4	4.3	92.4	83.9	4537.2	339.7	7941.2	3.9	0.8	0.6
PILCA21-2	3.94E-04	1.0246	1.0893	1.1161	1.1223	0.5573	224.6	13.8	315.2	2.4	54.9	76	8951.5	1328.8	14757.5	2	0.6	0.4
PILCA21-3	3.02E-04	1.0065	1.0525	1.0594	1.0653	0.7739	222.7	32.6	319.5	10.4	64.8	55.4	766.8	25.6	1440	13.4	1.7	1.4
PILCA21-4	1.34E-04	1.0143	1.058	1.0731	1.0775	0.5981	204.7	3.1	295.6	15.7	103.8	73.9	1568.4	113	2064	5.1	1.6	1.2
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA02-1A	3.25E-04	1.0041	1.0207	1.0249	1.0267	0.6675	49.6	10	315.5	22.1	162.3	65.5	11329.6	532.2	15658.9	2.5	0.6	0.5
PILCA02-1B	3.36E-04	1.0065	1.0189	1.0254	1.0264	0.4867	28.5	28.1	288.2	18.5	169.3	55.4	2669.4	325.7	3229.3	3	1.2	0.9
PILCA02-2	3.19E-04	1.0091	1.0155	1.0248	1.025	0.2601	53.1	20.1	301.9	44.6	160.1	38.6	759.3	223.2	654.6	3.7	2.2	1.5
PILCA02-3	3.42E-04	1.0075	1.0148	1.0225	1.0229	0.3237	26.8	28	291.7	9.5	184.7	60.1	4619.1	1121.9	4754.1	1.9	1.1	0.7
PILCA02-4	3.60E-04	1.0094	1.0624	1.0723	1.0788	0.7325	246.2	4.2	342	53.9	153.2	35.7	62668.6	2746.4	91484.9	1.3	0.2	0.2
PILCA02-5	4.21E-04	1.0127	1.0782	1.0919	1.0997	0.7136	327.8	24.8	68.7	22.2	195.4	55.6	254943.6	9460.5	369139.8	0.6	0.1	0.1
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA03-1	4.28E-04	1.0095	1.0341	1.0439	1.0462	0.5595	4	30.9	259	23.3	138.7	49.6	5049.6	542.3	6999.9	2.4	0.7	0.5
PILCA03-2	3.85E-04	1.0412	1.0524	1.0958	1.096	0.1176	41.1	6.3	309.3	16.4	151.6	72.4	1576	680.9	1137	2.2	2	1.1
PILCA03-3	3.34E-04	1.0273	1.0201	1.048	1.0482	-0.1512	35.9	25.2	252	59.7	133.4	15.6	819.8	771.3	389	2.2	3.1	1.2
PILCA03-4	3.11E-04	1.0283	1.0306	1.0597	1.0597	0.0381	39.8	14.3	300.1	33.4	149.5	52.9	2795.1	1374.9	1699.2	1.5	1.6	0.9
PILCA03-5	4.79E-04	1.0571	1.0304	1.0893	1.0906	-0.2986	255.2	4.3	139.4	80.2	345.9	8.8	4041	4461.3	1144	1	1.9	0.6
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA04-2	3.86E-04	1.0099	1.003	1.013	1.0136	-0.5288	69.8	4.8	160.5	8.8	311.6	80	749.2	920.4	68	2.4	6.5	1.8
PILCA04-3A	4.37E-04	1.0017	1.0098	1.0116	1.0125	0.7003	88.5	7.7	354.7	26.3	193.6	62.4	370	16.9	520.5	13.8	2.5	2.2
PILCA04-3B	4.35E-04	1.0012	1.0102	1.0114	1.0126	0.7938	87.9	7.8	354.2	25.5	193.7	63.2	403.1	8.4	610.2	19.1	2.4	2.2
PILCA04-4	3.77E-04	1.0165	1.0078	1.0245	1.025	-0.3538	253.8	13.5	5.1	56.4	155.8	30.1	2723.5	3331.5	740	1.3	2.7	0.8
PILCA04-5	4.05E-04	1.0118	1.01	1.0219	1.022	-0.0833	276	38.4	14.1	10.1	116.2	49.8	1642.7	1208.1	831.5	2.2	2.5	1.2
PILCA04-6	4.24E-04	1.0036	1.0071	1.0107	1.0109	0.3314	343.3	70.5	206.7	14.5	113.3	12.8	264.7	75.3	294.9	7.7	3.9	2.5
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA12-1	5.53E-04	1.0119	1.038	1.0504	1.0526	0.5186	42.5	11.3	135.3	13.5	273.8	72.3	22116.2	2802.5	27490.9	1.3	0.4	0.3
PILCA12-2	4.89E-04	1.0281	1.0113	1.0397	1.0409	-0.4217	121.6	4.1	235.1	79.8	31	9.3	7402.6	8496.5	1451.1	0.7	1.8	0.5
PILCA12-3	4.31E-04	1.0212	1.0176	1.0391	1.0392	-0.0916	123.1	10.9	256	74.2	30.9	11.3	765.5	590.3	404.6	2.7	3.4	1.5
PILCA12-4	3.85E-04	1.014	1.0693	1.0843	1.0904	0.6561	87.9	35.8	182.5	6.2	281	53.5	1630.9	129.5	2648.2	5.6	1.2	0.9
PILCA12-5	4.83E-04	1.0162	1.0379	1.0547	1.0562	0.3956	132.4	27	31.3	20.8	268.7	54.8	1613.4	407.1	1794.4	3.3	1.3	0.9
PILCA12-6	4.12E-04	1.0304	1.0426	1.0743	1.0746	0.1638	145.2	22	51.9	7.9	303.3	66.5	3873.6	1391.2	3030.2	1.4	1.2	0.7
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA15-1	4.10E-04	1.0133	1.0636	1.0777	1.0832	0.648	273.4	36.1	150.1	37	31.3	32.6	7827.7	608.1	12187.1	2.7	0.6	0.5
PILCA15-2	4.17E-04	1.012	1.0628	1.0756	1.0813	0.6729	266.5	35.9	150.1	31.5	31.3	38.2	11049.2	825.3	20047.8	2.4	0.5	0.3
PILCA15-3	4.04E-04	1.004	1.0555	1.0597	1.0669	0.8627	248.7	32.9	149	14.5	38.7	53.3	748.5	8.5	1470.5	21.6	1.7	1.4
PILCA15-4	3.96E-04	1.0126	1.0608	1.0742	1.0794	0.6498	228.7	8.7	320.2	9.6	97.3	77	6590.8	457.2	8480.4	2.9	0.6	0.5
PILCA15-5	3.66E-04	1.0093	1.042	1.0517	1.0551	0.6337	112.9	20.8	247.1	61.4	15.5	18.7	965.7	77.7	1316.9	8.3	1.8	1.6
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA18-1	1.19E-04	1.0098	1.0165	1.0166	-0.1958	73.9	30.8	338.2	9.4	233.2	57.5	48.6	37.4	16.8	9.7	14.5	6.3	
PILCA18-2	1.39E-04	1.0031	1.0115	1.0146	1.0153	0.5772	63.6	20.9	330.9	6.8	223.8	67.9	249.7	24.9	338.5	14.2	3.9	3.1
PILCA18-3	1.23E-04	1.0111	1.009	1.0202	1.0203	-0.1053	48.2	30.4	143.6	9.1	248.4	58	84.8	56.2	41.5	8.2	11.2	5
PILCA18-4	6.10E-05	1.0102	1.0259	1.0363	1.0375	0.4305	96.1	23.7	3.1	6.8	258.1	65.2	161	31.8	191.3	13.2	5.4	3.9
PILCA18-5	3.93E-05	1.0034	1.0046	1.008	1.008	0.1596	130.2	13.1	221	3.3	324.8	76.5	6.6	2.2	5.1	32.3	27.6	17.1
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA23-1	4.29E-04	1.0127	1.0204	1.0334	1.0336	0.2295	293.3	5.4	30.6	53.5	199.4	36	4374.3	1788.6	4363.5	1.7	1.1	0.6
PILCA23-2	5.37E-04	1.0196	1.033	1.0533	1.0538	0.2522	82.1	3.7	350.5	24.2	180.4	65.5	856.3	299.5	867.4	3.3	2.1	1.2
PILCA23-3	3.84E-04	1.0183	1.0562	1.0755	1.0787	0.5028	276.8	8.8	185.3	9.6	48.6	76.9	28439.3	4982	43074.6	0.9	0.3	0.2
PILCA23-4	2.28E-04	1.0146	1.054	1.0695	1.0732	0.567	280.7	10.1	188.4	13.2	47.1	73.3	1832.9	176.4	2462.8	4.5	1.4	1.1
PILCA23-5	3.75E-04	1.0157	1.0455	1.0619	1.0643	0.4812	263.3	23.3	166.7	15.1	46.5	61.7	8616.9	1434	10356.4	1.6	0.5	0.4
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA24-1	4.27E-04	1.0177	1.0594	1.0782	1.0819	0.5334	300.8	3.6	208.8	29.6	37	60.1	9886.3	1119.9	12960.7	1.6	0.6	0.4
PILCA24-2	3.51E-04	1.0103	1.0908	1.102	1.1127	0.7891	127.4	3.2	218.9	25.5	30.6	64.3	20483.2	518.5	33725.3	3.3	0.4	0.4
PILCA24-3	3.08E-04	1.0142	1.0578	1.0728	1.0772	0.5992	213.5	36.5	36.1	53.5	304.4	1.3	7015.3	594.3	9469.8	2.3	0.6	0.5
PILCA24-4A	5.56E-04	1.0204	1.0596	1.0812	1.0845	0.4826	169.8	28.3	69.8	17.8	311.8	55.7	1970.4	301.6	2349	3.2	1.2	0.9
PILCA24-4B	3.80E-04	1.0175	1.0676	1.0863	1.0912	0.5807	172.3	25.6	71.7	20.9	307.4	55.9	238	23.3	305.4	11.6	3.3	2.7
PILCA24-5	3.71E-04	1.0336	1.0358	1.0706	1.0706	0.0316	183.6	35.6	79.3	19.1	326.6	48.1	6948.7	3735.3	4613.8	0.8	1	0.5
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA25-1	3.76E-04	1.0119	1.01	1.022	1.022	-0.0841	194.9	10.2	99	29.8	301.8	58.1	2892.9	1855.2	1478.8	1.4	1.9	0.9
PILCA25-2	4.69E-04	1.0082	1.0398	1.0483	1.0517	0.6538	54.6	33	201.6	52.3	313.7	16.2	1319.8	72.7	1813.3	6.6	1.6	1.3
PILCA25-3	6.93E-04	1.0019	1.0172															

Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA14-1	1.91E-04	1.0261	1.1059	1.1348	1.143	0.5918	359.2	9.1	89.8	3.4	200.3	80.3	960.7	89.1	1276	5.7	1.7	1.3
PILCA14-2	1.06E-04	1.022	1.0754	1.099	1.104	0.539	346.1	13.8	76.8	2.5	176.7	76	144.3	15.2	169.8	13.7	4.7	3.7
PILCA14-3	2.12E-04	1.0231	1.0519	1.0762	1.0781	0.3791	221.9	15.8	125.6	20.9	346.2	63.3	740.3	190.3	866.2	4.5	2.1	1.4
PILCA14-4	2.49E-04	1.0363	1.0729	1.1118	1.1139	0.328	226.3	26.2	127.6	17.2	8	57.9	5415.8	1927.2	6716.4	1.6	0.8	0.5
PILCA14-5	2.38E-04	1.0126	1.0793	1.0929	1.101	0.7179	14.3	23.9	281	7.3	175.1	64.8	3888.3	136.8	5471.8	4.5	0.9	0.8
PILCA14-6	2.28E-04	1.0118	1.0544	1.0668	1.0714	0.6373	32.3	19.2	299.5	7.9	188.1	69.1	3111.2	200.3	4457.3	3.9	1	0.8
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA16-1	2.06E-04	1.0149	1.0444	1.06	1.0624	0.4926	9.8	2.6	279.6	4.7	128	84.6	2232.5	209.6	1938.3	3.5	1.5	1.1
PILCA16-2	8.45E-05	1.0151	1.0569	1.0728	1.0769	0.5746	8.7	10.9	275.6	15.6	132.4	70.8	1055.3	88	1295.8	5.6	1.7	1.4
PILCA16-3	1.31E-04	1.019	1.0763	1.0968	1.1026	0.5922	183	3.6	273.4	5.4	59.7	83.5	3257.5	222.8	4106	3.4	1.1	0.9
PILCA16-4	1.10E-04	1.0165	1.066	1.0836	1.0885	0.5916	15.5	14.2	283.8	7	168.2	74.1	1676.4	201	2802.6	5.1	1.3	0.9
PILCA16-5	1.22E-04	1.0108	1.0544	1.0658	1.0706	0.6633	7.8	12.4	274.8	13.4	139	71.6	1311.5	69.7	1816.6	6.3	1.5	1.2
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA02-6	6.58E-04	1.0041	1.0072	1.0113	1.0115	0.281	305.2	11.3	79.9	74.2	213.0	11.0	2443.5	779.4	2337.4	2.5	1.4	0.9
PILCA02-7	6.57E-04	1.0045	1.0066	1.0111	1.0112	0.1816	114.3	4.3	1.9	78.9	205.0	10.2	1049.0	468.8	975.5	3.4	2.4	1.3
PILCA02-8	6.00E-04	1.0054	1.0074	1.0129	1.0129	0.1551	293.0	13.0	81.5	74.9	201.3	7.6	1074.2	558.6	1043.0	3.0	2.2	1.1
PILCA02-9	6.77E-04	1.007	1.0068	1.0139	1.0139	-0.0166	278.4	15.8	79.8	73.3	186.9	5.0	450.5	355.5	334.1	3.7	3.9	1.6
PILCA02-10	7.20E-04	1.0034	1.0086	1.0120	1.0124	0.4272	287.2	9.1	67.5	78.2	196.0	7.4	691.8	170.4	1034.1	5.3	2.1	1.3
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA11-1	7.11E-04	1.0042	1.0036	1.0078	1.0078	-0.0729	150.3	50.7	267.3	20.4	10.7	31.9	312.3	242.3	163.4	4.4	4.8	2.2
PILCA11-2	4.45E-04	1.0025	1.0026	1.0051	1.0051	0.004	201.2	72.1	300.9	3.1	31.9	17.6	25.8	13.9	16.4	14.8	16.7	8.3
PILCA11-3	6.12E-04	1.0011	1.0023	1.0034	1.0035	0.3516	343.5	65.5	136.3	22.1	230.4	10.1	27.6	7.6	27.7	22.7	10.1	7.4
PILCA11-4	3.90E-04	1.0054	1.0064	1.0119	1.0119	0.0835	242.7	55.3	337.6	3.4	70.0	34.5	228.1	128.8	156.5	5.7	4.4	2.5
PILCA11-5	5.05E-04	1.0024	1.0024	1.0048	1.0048	0.0001	330.9	82.1	114.4	6.4	205.0	4.7	144.8	87.5	75.4	7.6	6.9	3.9
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA22-1	7.25E-04	1.0052	1.0049	1.0101	1.0101	-0.024	112.2	8.1	359.2	70	204.8	18.2	1641.9	1025.5	896.1	2	2.1	1
PILCA22-2	5.52E-04	1.0069	1.006	1.013	1.013	-0.0723	116.8	9.3	1.1	69.3	209.9	18.3	1021.7	688	489.9	2.5	2.9	1.4
PILCA22-3	7.32E-04	1.0072	1.0048	1.0121	1.0122	-0.1971	108.8	7.3	354.9	72.4	200.9	15.9	902.2	861.6	347.3	2.2	3	1.2
PILCA22-4	7.21E-04	1.0068	1.0061	1.0129	1.013	-0.0504	86.9	22.3	320.1	55.5	187.8	24.8	423.5	271.3	208.4	3.5	3.8	1.9
PILCA22-5	7.04E-04	1.0085	1.0058	1.0144	1.0144	-0.19	117.4	5.1	13.4	69.8	209.2	19.5	181.6	155.2	58	5.4	6.9	3.2
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA05-1	1.27E-03	1.0158	1.0061	1.0221	1.0228	-0.4394	64	57.4	223.1	30.9	318.9	9.5	25485.3	28706.9	4125.3	0.4	1	0.3
PILCA05-2	1.46E-03	1.0155	1.0112	1.0269	1.027	-0.1598	219.4	25.1	315.4	12.7	69.9	61.4	1493.5	1192.9	571.3	1.9	2.5	1.1
PILCA05-3	6.40E-04	1.0043	1.0024	1.0067	1.0068	-0.2849	54	13.1	199.4	74.2	322	8.7	147.9	149.3	46.9	5.7	10.3	3.6
PILCA05-4	3.78E-04	1.0034	1.0079	1.0114	1.0116	0.3901	74.1	37.6	219.7	47	329.8	17.8	134.3	21.9	144.4	1.1	5.8	4
PILCA05-5	1.13E-03	1.0068	1.0072	1.014	1.014	0.0276	20.2	42.9	164.1	40.9	271.5	19	1365.9	615.1	868.7	2.1	2.4	1.2
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA06-1	7.81E-05	1.0128	1.0154	1.0283	1.0284	0.0919	157.1	3.2	327.7	86.8	67.1	0.5	39	21.1	24.1	14.7	10.7	6.5
PILCA06-2	6.32E-05	1.0199	1.022	1.0424	1.0424	0.0492	169.3	47.9	297.7	29.3	44.5	27.3	47.6	27.5	35.4	11.2	10.8	5.2
PILCA06-3	8.75E-05	1.0072	1.0143	1.0216	1.0219	0.3284	128.4	24.7	27.2	22.9	259.8	55.2	22.8	4.6	22.7	23.2	14.6	9.7
PILCA06-4	8.08E-05	1.0087	1.0274	1.0364	1.038	0.5136	171	34.4	336.4	54.7	76.3	6.9	62.8	7.2	76.2	20.1	7.5	5.7
PILCA06-5	4.72E-05	1.0162	1.0169	1.0334	1.0334	0.0186	172.1	13.9	304.5	69.8	78.5	14.4	40.5	25.7	24.2	13.6	12.4	6.6
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA19-1	2.15E-04	1.0004	1.0252	1.0257	1.0295	0.965	63.5	23.3	161	16.9	283.8	60.6	616.8	0.3	1023.3	60.9	1.8	2
PILCA19-2	2.43E-04	1.0117	1.0147	1.0265	1.0266	0.1137	206.0	10.2	110.2	2.2	8.1	79.6	3000	1588.1	2518.4	1.8	1.5	0.7
PILCA19-3	2.93E-04	1.0063	1.0083	1.0147	1.0147	0.1356	34.1	0.9	303.6	26.9	125.9	63.1	183.4	69.6	144.9	6.4	5.6	3.1
PILCA19-4	6.92E-04	1.0079	1.0219	1.03	1.0311	0.4667	20.6	12.1	118.8	33.8	273.7	53.5	565.2	91.8	646.4	6	2.1	1.6
PILCA19-5	9.65E-04	1.0049	1.0229	1.0279	1.0298	0.6472	15.6	1.2	106.1	21.8	282.7	68.2	3681.7	253.7	4800.6	3.8	0.8	0.7
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA01-1	3.75E-04	1.0177	1.0175	1.0355	1.0355	-0.0075	111	36.1	231.1	34.5	350.1	35.2	1565.1	808.3	918.7	1.8	2.2	1.1
PILCA01-2	2.81E-04	1.0176	1.0288	1.0469	1.0473	0.239	215.1	1.8	305.2	3.4	96.8	86.1	4523.8	1391	3912.2	1.6	1.1	0.7
PILCA01-3	5.73E-04	1.0075	1.0073	1.0149	1.0149	-0.0159	226.9	49.8	122.9	11.6	23.7	37.8	2519.6	1733.9	1700	1.3	1.5	0.7
PILCA01-4	2.79E-04	1.0076	1.002	1.0096	1.0102	-0.5765	191.2	47.2	95.4	5.4	0.5	42.3	162.3	267.6	19.6	4	14.9	2.8
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA07-1	2.44E-04	1.0006	1.0036	1.0042	1.0045	0.7302	75.2	6.5	328.2	68.9	167.6	20	9.1	0.4	15.7	61.2	15.8	12.6
PILCA07-3	1.16E-04	1.0124	1.0556	1.0687	1.0732	0.6301	217.6	40	79.2	41.7	327.7	22.3	282.1	20.5	414.5	13.1	3.4	2.6
PILCA07-2	3.11E-04	1.0023	1.0021	1.0044	1.0044	-0.0379	57.9	42.2	230.1	47.5	324.4	3.9	51.3	31.8	27.6	9.7	10.7	5.3
PILCA07-5	7.86E-05	1.0146	1.0319	1.047	1.0481	0.3695	77.2	36.4	190.9	28.6	308.5	40.3	131.9	32.1	118.1	11.6	4.8	3.8
PILCA07-4	1.27E-04	1.0083	1.0515	1.0602	1.0653	0.7186	111	45.7	219.1	16.8	323.5	39.5	201	8.3	319.4	18.7	3.6	2.8
Sitio-Espécimen	Km	L	F	P	Pj	T	Kmax_D	Kmax_J	Kint_D	Kint_J	Kmin_D	Kmin_J	FTest_F	FTest_F12	FTest_F23	E12	E23	E13
PILCA17-1	2.16E-05	1.0166	1.0266	1.0436	1.044	0.2279	278.5	22.8	142.7	59.6	16.8	19	6.6	3.1	7.6	35.3	24.5	13.1
PILCA17-2	1.22E-05	1.0259	1.009	1.0352	1.0366	-0.4801	353.3	5.4	90	51.1	258.9	38.4	4.1	4.9	0.6	27.6	56.4	21.9
PILCA17-3	2.31E-05	1.0291	1.0041	1.0333	1.0364	-0.7525	40.1	14	145	45.9	297.6	40.7	41.3	59.5	1.2	7.3	42.8	6.7
PILCA17-4	1.64E-05	1.0163	1.0563	1.0735	1.0772	0.545	240	17.4	102.7	67	334.7	14.7	11.3	1.1	13.9	43	17.9	14
PILCA17-5	6.40E-06	1.0308	1.1292	1.1641	1.1744	0.6003	38.6	24.1	27.2	53	141.4	26.3	19.5	2.3	32.1	39	12.3	8.5
PILCA17-6	3.05E-05	1.0068	1.0052	1.012	1.0121	-0.1402	284.2	8.4	20.3	36	183	52.7	1.1	0.9	0.5	47.4	55	30.2

confianza del eje K1. FTest_F23 y E12 son los semiejes de confianza del eje K2. E23 y E13 son los semiejes de la elipse de confianza de componentes del tensor de susceptibilidad magnética de los ejes K13.

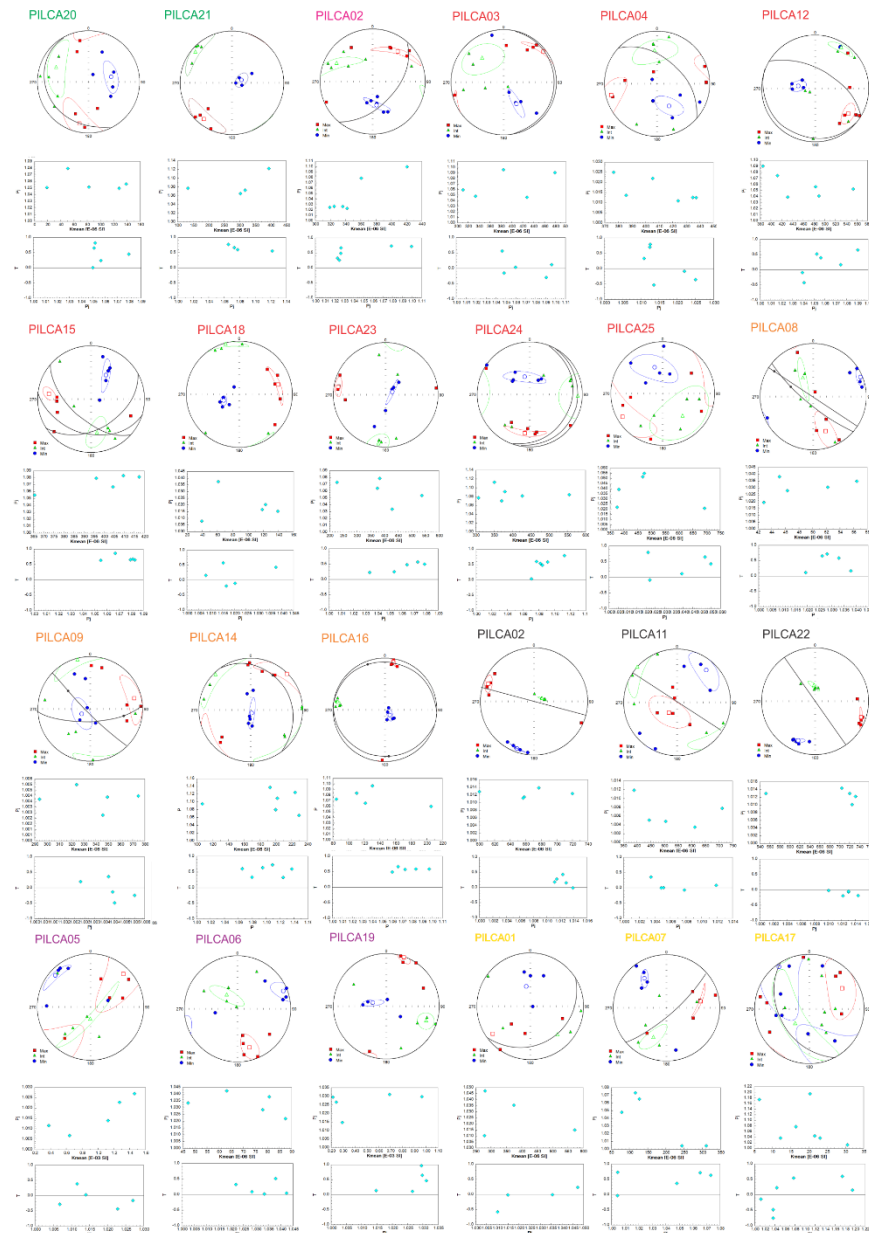


Figura 31. Proyecciones estereográficas y diagramas de parámetros escalares (Km, Pj y T) de las fábricas magnéticas de la facies a nivel Intra-sitio. Según el color de las letras: verde (Formación Cushamen), rosado (monzogranito), rojo (granodiorita), naranja (milonita), negro (diques monzodioríticos), violeta (sienogranito), amarillo (diques aplíticos muscovíticos). Las trazas de líneas negras dentro de los estereogramas corresponden con el dato medido en campo sobre ese sitio.

11.4. Magnetismo de rocas

Facies granodiorita y diques monzodioríticos asociados

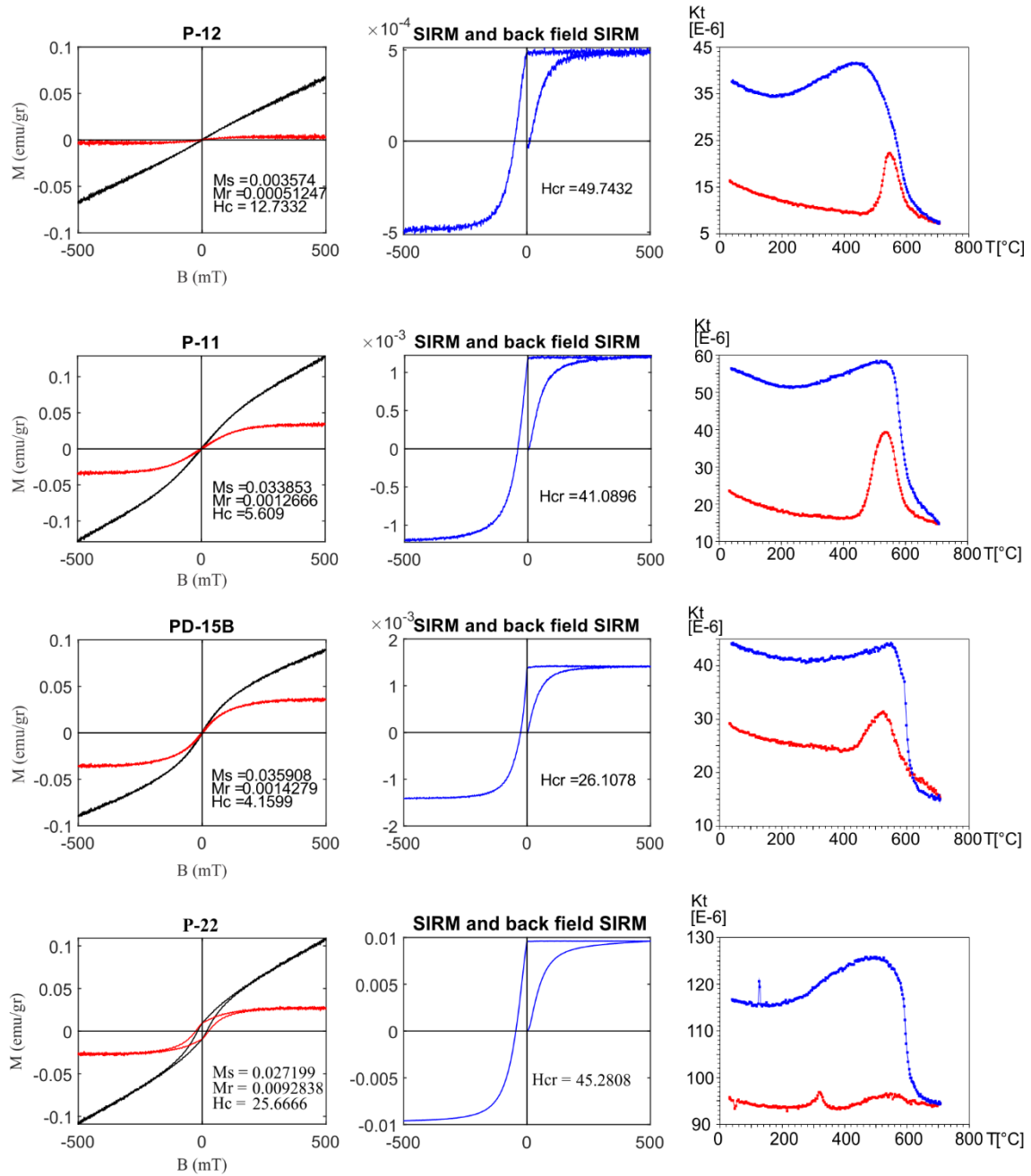


Figura 32. Resultados de los estudios de magnetismo de rocas: curvas de ciclos de histéresis, curvas de Backfield y curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura.

Facies sienogranito y diques aplíticos-muscovíticos asociados

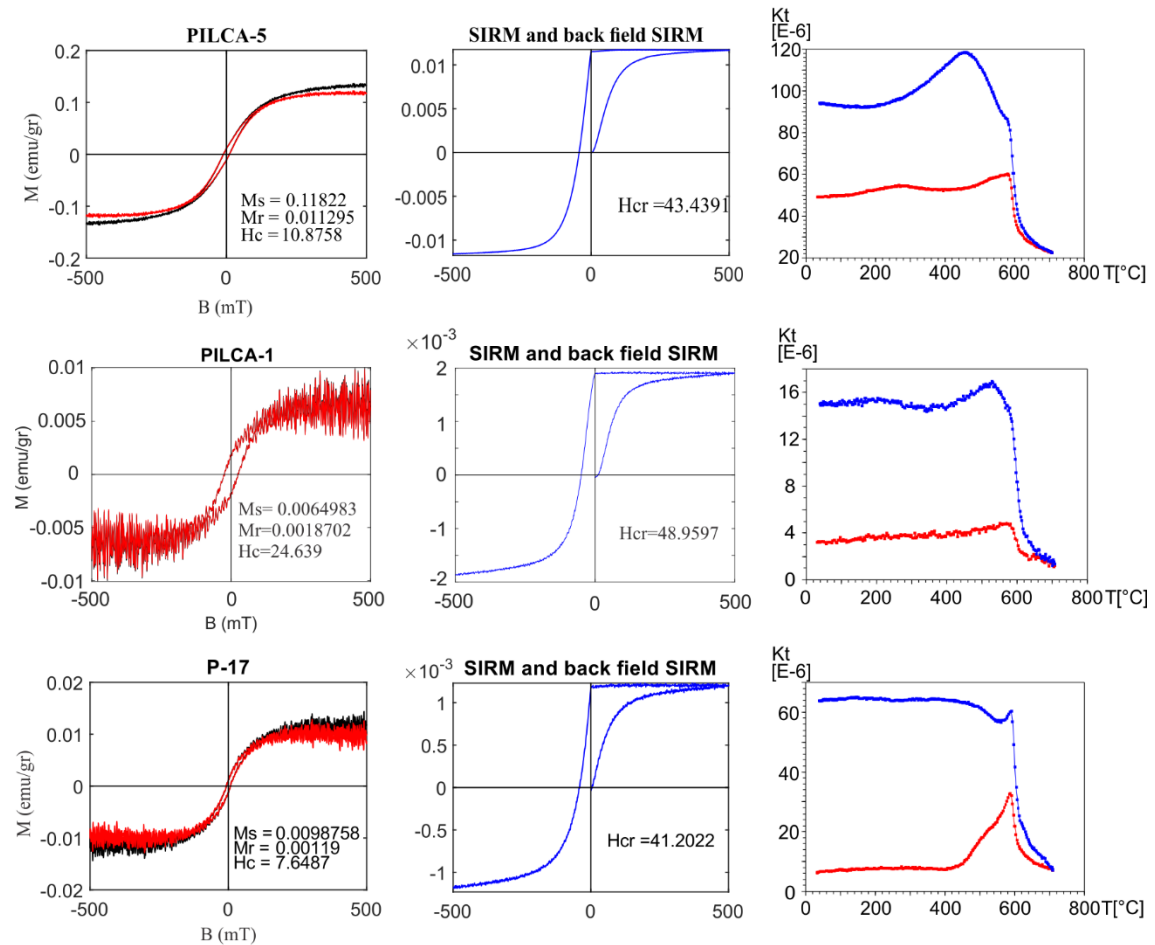


Figura 33. Resultados de los estudios de magnetismo de rocas: Curvas de ciclos de histéresis, curvas de IRM, de Backfield y curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura.

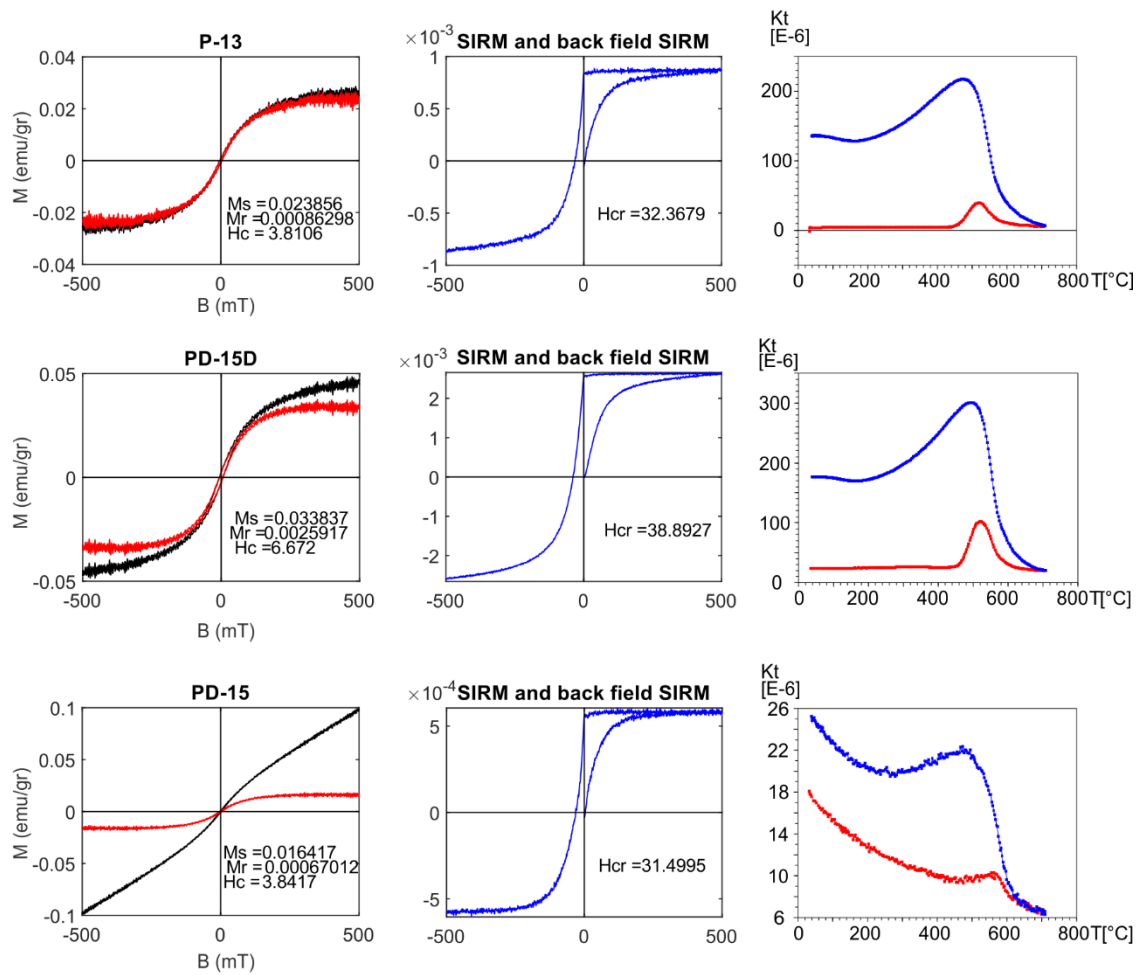


Figura 34. Resultados de los estudios de magnetismo de rocas: Curvas de ciclos de histéresis, curvas de IRM, de Backfield y curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura.

11.5. Tabla de edades calculadas para los circones de la muestra C668 de sienogranito

Muestra-punto	Contenidos químicos			Relaciones radiogénicas								Edad Isotópica (Ma)						Edad Recomendada		Distancia a la concordia	
	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U (máscia)	207Pb/235U	1e	206Pb/238U	1e	207Pb/206Pb	1e	Rho XY	Rho YZ	206Pb/238U	1e	207Pb/235U	1e	207Pb/206Pb	1e	Edad Preferida	1e		
76 C668 - 76	150.09	184.71	0.81	0.160983	0.026303	0.034083	0.00184	0.0331	0.005167	0.069972	0.356219	216.1	11.7	151.6	24.8	0.0	0.0	216.1	11.7	143%	
69 C668 - 69	615.41	824.84	0.75	0.190789	0.012688	0.032784	0.00079	0.040446	0.002543	0.06228	0.310741	207.9	5.0	177.3	11.8	0.0	0.0	207.9	5.0	117%	
85 C668 - 85	480.41	882.20	0.54	0.152578	0.008646	0.029271	0.000534	0.040397	0.002285	0.061814	0.233922	186.0	3.4	144.2	8.2	0.0	0.0	186.0	3.4	129%	
15 C668 - 15	371.96	618.12	0.60	0.182962	0.01839	0.030058	0.000782	0.041733	0.00397	0.04251	0.196928	190.9	5.0	170.6	17.1	0.0	0.0	190.9	5.0	112%	
82 C668 - 82	424.16	866.25	0.49	0.172711	0.011398	0.029564	0.000636	0.04185	0.002643	0.05584	0.240848	187.8	4.0	161.8	10.7	0.0	0.0	187.8	4.0	116%	
9 C668 - 9	602.90	1293.88	0.47	0.18377	0.013421	0.029447	0.000511	0.042075	0.002742	0.038084	0.186389	187.1	3.2	171.3	12.5	0.0	0.0	187.1	3.2	109%	
31 C668 - 31	101.23	171.04	0.59	0.183169	0.025332	0.029095	0.001311	0.042395	0.005555	0.051773	0.236093	184.9	8.3	170.8	23.6	0.0	0.0	184.9	8.3	108%	
25 C668 - 25	445.01	666.67	0.67	0.19157	0.017732	0.031126	0.000912	0.042984	0.003581	0.051441	0.25472	197.6	5.8	178.0	16.5	0.0	0.0	197.6	5.8	111%	
59 C668 - 59	329.34	553.89	0.59	0.175035	0.013576	0.028688	0.000729	0.042988	0.003184	0.052861	0.228788	182.3	4.6	163.8	12.7	0.0	0.0	182.3	4.6	111%	
63 C668 - 63	176.26	242.63	0.73	0.175627	0.020624	0.031875	0.001552	0.043866	0.004932	0.075235	0.314616	202.3	9.8	164.3	19.3	0.0	0.0	202.3	9.8	123%	
12 C668 - 12	901.88	794.98	1.13	0.188559	0.012439	0.030095	0.000922	0.043602	0.003014	0.074079	0.305788	191.1	5.9	175.4	11.6	0.0	0.0	191.1	5.9	109%	
11 C668 - 11	761.83	705.78	1.08	0.178347	0.013406	0.027248	0.000963	0.043022	0.003159	0.071806	0.304674	173.3	6.1	166.6	12.5	0.0	0.0	173.3	6.1	104%	
44 C668 - 44	747.71	1432.53	0.52	0.168283	0.009187	0.020881	0.000524	0.043883	0.002314	0.057071	0.226331	185.1	3.3	157.9	8.6	0.0	0.0	185.1	3.3	116%	
88 C668 - 88	463.04	733.25	0.63	0.190724	0.01218	0.030693	0.000679	0.044077	0.002809	0.053043	0.241747	194.9	4.3	177.2	11.9	0.0	0.0	194.9	4.3	110%	
67 C668 - 67	1488.84	1237.52	1.20	0.185016	0.009324	0.029643	0.000498	0.043845	0.002103	0.053428	0.236868	188.3	3.2	172.4	8.7	0.0	0.0	188.3	3.2	109%	
27 C668 - 27	614.19	815.59	0.75	0.199049	0.014315	0.030554	0.000759	0.044435	0.003149	0.053008	0.240978	194.0	4.8	184.3	13.3	0.0	0.0	194.0	4.8	105%	
65 C668 - 65	671.18	1089.26	0.62	0.182392	0.010559	0.029064	0.000538	0.044186	0.002729	0.050975	0.235003	184.7	3.4	170.1	9.8	0.0	0.0	184.7	3.4	109%	
66 C668 - 66	1366.10	1981.01	0.69	0.185361	0.008905	0.029084	0.000453	0.044358	0.002109	0.050908	0.235008	184.8	2.9	172.7	8.3	0.0	0.0	184.8	2.9	107%	
19 C668 - 19	1223.19	1672.39	0.73	0.173609	0.007732	0.027895	0.000433	0.044206	0.001864	0.056005	0.232359	177.4	2.8	162.5	7.2	0.0	0.0	177.4	2.8	109%	
29 C668 - 29	463.66	585.45	0.79	0.19908	0.015925	0.031209	0.000912	0.04499	0.005253	0.057258	0.268533	198.1	5.8	184.3	14.7	0.0	0.0	198.1	5.8	107%	
49 C668 - 49	185.62	633.06	0.29	0.287219	0.015349	0.049076	0.000541	0.046949	0.002263	0.054066	0.317173	308.8	5.3	256.4	13.7	45.6	2.2	308.8	5.3	120%	
89 C668 - 89	633.67	1105.97	0.57	0.192832	0.010305	0.030214	0.000538	0.046939	0.002314	0.052179	0.232329	191.9	3.4	179.0	9.6	0.0	0.0	191.9	3.4	107%	
21 C668 - 21	160.17	450.90	0.36	0.306289	0.020906	0.044078	0.000971	0.049491	0.003199	0.04642	0.303558	278.1	6.1	271.3	18.5	45.1	3.1	278.1	6.1	102%	
81 C668 - 81	284.96	358.42	0.80	0.1771	0.019372	0.028752	0.001148	0.045083	0.004749	0.059251	0.241722	182.7	7.3	165.6	18.1	0.0	0.0	182.7	7.3	110%	
70 C668 - 70	1770.40	1216.26	1.46	0.185847	0.010952	0.029381	0.000594	0.045163	0.002543	0.054231	0.23353	186.7	3.8	173.1	10.2	0.0	0.0	186.7	3.8	108%	
62 C668 - 62	657.20	615.62	1.07	0.184129	0.013702	0.028844	0.000721	0.045282	0.003215	0.052467	0.224402	183.3	4.6	171.6	12.8	0.0	0.0	183.3	4.6	107%	
28 C668 - 28	687.06	627.51	1.09	0.176083	0.018266	0.028275	0.000883	0.045334	0.00462	0.048354	0.191163	179.7	5.6	164.7	17.1	0.0	0.0	179.7	5.6	109%	
83 C668 - 83	454.64	560.26	0.80	0.19694	0.014881	0.029904	0.000755	0.045837	0.003263	0.050979	0.23135	189.9	4.8	182.5	13.7	0.0	0.0	189.9	4.8	104%	
60 C668 - 60	357.03	741.53	0.48	0.188508	0.017005	0.030624	0.000859	0.046052	0.004724	0.050498	0.209937	194.5	5.5	175.4	15.8	0.0	0.0	194.5	5.5	111%	
33 C668 - 33	815.72	1522.26	0.54	0.195604	0.009795	0.029995	0.000534	0.045979	0.002139	0.054563	0.249876	190.5	3.4	181.4	9.1	0.0	0.0	190.5	3.4	105%	
38 C668 - 38	460.96	536.54	0.86	0.191626	0.013807	0.028994	0.000582	0.045983	0.003893	0.054961	0.194918	183.9	4.8	178.0	12.8	0.0	0.0	183.9	4.8	103%	
77 C668 - 77	874.66	1307.84	0.67	0.194562	0.012177	0.029631	0.000516	0.046211	0.002618	0.042352	0.197009	188.2	3.3	180.5	11.3	7.6	0.4	188.2	3.3	104%	
90 C668 - 90	560.17	823.12	0.68	0.184925	0.011299	0.029816	0.000615	0.046263	0.002698	0.054471	0.228091	189.4	3.9	172.3	10.5	10.3	0.6	189.4	3.9	110%	
3 C668 - 3	160.07	365.21	0.44	0.226213	0.024459	0.031036	0.001411	0.046521	0.004704	0.057702	0.300029	197.0	9.0	207.1	22.4	23.6	2.4	197.0	9.0	95%	
61 C668 - 61	17.09	992.18	0.02	0.199242	0.017245	0.029179	0.000687	0.046264	0.003835	0.039848	0.179195	185.4	4.4	184.5	16.0	10.3	0.9	185.4	4.4	100%	
41 C668 - 41	1205.51	824.85	1.46	0.181254	0.010911	0.028769	0.000555	0.046271	0.002648	0.050903	0.209774	182.8	3.5	169.1	10.2	10.7	0.6	182.8	3.5	108%	
72 C668 - 72	326.00	453.15	0.72	0.196268	0.015164	0.02993	0.000906	0.046497	0.003046	0.059727	0.265908	190.1	5.8	182.0	14.1	22.4	1.6	190.1	5.8	104%	
30 C668 - 30	136.33	278.21	0.38	0.239202	0.027657	0.03251	0.001245	0.046946	0.005041	0.045015	0.246964	206.2	7.9	217.8	25.2	45.4	4.9	206.2	7.9	95%	
71 C668 - 71	165.70	388.00	0.43	0.207147	0.0172	0.030093	0.00089	0.046622	0.003365	0.051751	0.243887	191.1	5.7	191.2	15.9	28.8	2.3	191.1	5.7	100%	
46 C668 - 46	109.16	1655.17	0.66	0.190188	0.029904	0.030442	0.000615	0.047152	0.001872	0.045154	0.236922	190.9	2.8	179.5	7.6	28.5	1.1	190.9	2.8	111%	
68 C668 - 68	109.32	703.25	1.56	0.190154	0.014084	0.029955	0.000671	0.046616	0.003033	0.046724	0.212107	190.3	4.3	176.8	13.1	28.5	1.9	190.3	4.3	108%	
7 C668 - 7	712.91	1337.99	0.53	0.20201	0.010233	0.029679	0.000466	0.046609	0.002204	0.045514	0.21135	188.5	3.0	186.8	9.5	28.2	1.3	188.5	3.0	101%	
84 C668 - 84	356.04	342.46	1.04	0.179065	0.018297	0.029942	0.000889	0.046685	0.004621	0.048612	0.192472	190.2	5.6	167.3	17.1	32.1	3.2	190.2	5.6	114%	
80 C668 - 80	799.29	1448.87	0.55	0.18956	0.008266	0.029344	0.000439	0.046705	0.001939	0.053116	0.226442	186.4	2.8	176.3	7.7	33.1	1.4	186.4	2.8	106%	
43 C668 - 43	286.10	510.28	0.56	0.180087	0.014164	0.02869	0.00084	0.046647	0.003475	0.059337	0.241866	182.3	5.3	168.1	13.2	30.1	2.2	182.3	5.3	108%	
40 C668 - 40	687.05	732.19	0.94	0.20999	0.015323	0.031398	0.00076	0.047061	0.003456	0.049631	0.220048	199.3	4.8	193.5	14.1	51.2	3.8	199.3	4.8	103%	
73 C668 - 73	1852.92	1449.26	1.28	0.186783	0.00809	0.028595	0.000506	0.046738	0.001967	0.062539	0.257254	181.8	3.2	173.9	7.5	34.8	1.5	181.8	3.2	105%	
52 C668 - 52	1215.66	1989.25	0.61	0.181099	0.007559	0.028759	0.000421	0.046981	0.0017	0.055641	0.247353	182.8	2.7	169.0	7.1	47.2	1.7	182.8	2.7	108%	
51 C668 - 51	450.97	797.96	0.57	0.179591	0.010912	0.029422	0.000696														