

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ

FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA



PONTIFICIA
UNIVERSIDAD
CATÓLICA
DEL PERÚ

Análisis Petromineralógico, Geoquímico y Estructural de las fases magmática, tardi-magmática y post-magmática del Granito de Paita (Dominio Amotape-Tahuín): ¿Un sistema Greisen en el Norte del Perú?

TESIS PARA OBTENER EL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO

AUTOR

Jorge Alvaro Espinoza Otayza

ASESOR:

Dr. Jean Vallance

Lima, Mayo, 2021



I do not know what I may appear to the world, but to myself I seem to have been only like a boy playing on the sea-shore, and diverting myself in now and then finding a smoother pebble or a prettier shell than ordinary, whilst the great ocean of truth lay all undiscovered before me.

Isaac Newton

It's okay not to know all the answers. It's better to admit our ignorance than to believe answers that might be wrong. Pretending to know everything closes the door to finding out what's really there.

Neil deGrasse Tyson



FOTO: El autor en la cima del contacto norte del Granito de Paita, desde donde se aprecia el intrusivo y su roca de caja.



FOTO: Asesor y compañeros del grupo de investigación de la Geología del Macizo de Paita PUCP.

En memoria de Carlos Eduardo Otayza Hurtado

(1964-2017)



Resumen

El Granito de Paita es un complejo ígneo plutónico que incluye stocks graníticos, cuerpos de pegmatita y aplita. El cuerpo plutónico principal consiste en un monzogranito de muscovita-biotita con textura hipidiomórfica, equigranular, de grano fino y con indicios de deformación probablemente sin-magmática. Los cuerpos de pegmatita presentan morfologías marginales, de *pods*, y de diques. Estos últimos incluyen adicionalmente diques de aplita y aplo-pegmatita bandeada que describen un arreglo de diques trenzados (*braided dykes*). Las características petrográficas y geoquímicas del Granito de Paita sugieren derivación de la fusión parcial de rocas pelíticas, en ausencia de vapor, y diferenciación magmática por fraccionamiento de plagioclasa, biotita, muscovita, zircón y monacita. Se propone un modelo de emplazamiento pasivo dominado por tectónica en un sistema transtensional de *pull-apart*, en un contexto geodinámico de extensión tectónica asociado cronológica y espacialmente al *rifting* Permo-Triásico del margen occidental de Pangea.

A lo largo del Macizo de Paita se observó alteración hidrotermal en forma de albitización, turmalinización y greisenización. Las dos primeras son locales, mientras que la greisenización es más extensa y forma bandas ricas en cuarzo-muscovita. Esta alteración es temprana y coetánea con los *pods* de pegmatita desarrollados en el intrusivo principal, pero anterior al emplazamiento de los demás cuerpos de pegmatita, siendo los diques de pegmatita las últimas fases en la secuencia intrusiva. La clasificación de los magmas como de tipo S, las asociaciones de alteración hidrotermal descritas y los contenidos anómalos de estaño en el Granito de Paita sugieren potencial asociación con sistemas greisen Sn±W. Sin embargo, en las muestras de pegmatita y greisen estudiadas no se han reconocido minerales de mena metálicos (p.ej., casiterita, wolframita). Las características petrográficas y geoquímicas del Granito de Paita sugieren moderado grado de diferenciación magmática, limitada interacción con fluidos

hidrotermales y emplazamiento en profundidades mayores a los 8 km, características poco óptimas para el desarrollo de mineralización hidrotermal de gran escala. Se descarta también el potencial para encontrar mineralización hidrotermal encajada en la zona de cúpula debido al nivel profundo de erosión.



Abstract

The Paita Granite is a plutonic complex that includes granite stocks, pegmatite, and aplite bodies. The main plutonic body consists of a muscovite biotite-bearing, hypidiomorphic, equigranular, fine-grained monzogranite with textural evidence of syn-magmatic deformation. Pegmatite bodies are of marginal, pods, and dyke morphologies, the latter including additionally aplite and banded aplite-pegmatite dikes that describe braided arrangement. The petrographic and geochemical characteristics of the Paita Granite suggest pelitic-derived, vapour-absent partial melting and magmatic differentiation by fractionation of plagioclase, biotite, muscovite, zircon, and monazite. A passive emplacement in a transtensional pull-apart system, in a geodynamic context of tectonic extension associated chronologically and spatially with the Permo-Triassic rifting of western Pangea is proposed.

Hydrothermal alteration of albitization, tourmalinization, and greisenization are observed throughout the Paita Massif. While albitization and tourmalinization are local, greisenization is more widespread and appears as quartz-muscovite rich bands. This alteration is early and contemporaneous with the pegmatite pods developed in the main intrusive, but previous to the other pegmatite bodies. The pegmatite dikes are the last phases in the intrusive sequence. The classification as a S-type granite, the hydrothermal alteration associated, and the anomalous tin contents in the Paita Granite suggest potential association with greisen Sn ± W systems. However, metallic ore minerals (eg, cassiterite, wolframite) have not been recognized in the studied pegmatite and greisen samples. The petrographic and geochemical characteristics of the Paita Granite suggest a moderate degree of magmatic differentiation, limited interaction with hydrothermal fluids, and emplacement at depths greater than 8 km, which are not optimal for the development of large-scale hydrothermal mineralization. The

potential to find hydrothermal mineralization in the cupula zone is also ruled out due to the deep level of erosion.



Agradecimientos

Este trabajo de tesis es resultado no solo de mi esfuerzo y dedicación, sino de un grupo de personas, desde profesores, parientes y amigos, que vieron nacer una idea desde sus inicios hasta volverse en este gran proyecto que definió gran parte de mi línea de carrera. Mis agradecimientos van en primer lugar al Dr. Jean Vallance, profesor, asesor, mentor y amigo, por su trabajo, dedicación, colaboración y guía en este proyecto, por los momentos de discusión geológica y por su incesante apoyo en mi formación profesional. Agradezco a la excelente labor educativa de los docentes de la Especialidad de Ingeniería Geológica: Jorge Rafael Sáez Paz, Silvia Rosas Lizárraga, Lisard Torró i Abat y Willem Viveen. Agradezco a la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP), casa de estudios de la cual me siento honrado y feliz de formar parte y a la Dirección de Gestión de la Investigación, que a través de la subvención DGI-2019-6-0009 se financió el presente trabajo. Agradezco a mis parientes: Humberto de la Rosa Ramírez (tío), por apoyar y fomentar el primer viaje de campo en el área de estudio hace ya cinco años; Nieves Margarita Hurtado de Otayza (abuelita), en quien siempre encontré cariño y apoyo; a Harlem Williams Espinoza Ramirez y Sonia Katherine Otayza Hurtado (padres), por haberme formado como persona y dado todo el amor, cariño, apoyo, consuelo y alegría en mi vida. Al grupo de amigos y compañeros de estudio en la PUCP del proyecto de la Geología del Macizo de Paita: Silvana Janeth Stipetich Santillán, gran amiga y engrane esencial en el grupo de campo; Rodrigo Hurtado de Mendoza y Elisa Portal Letona, mis mejores deseos en el testigo que ahora les doy. Y a mis amigos Christian Patrick Quispe Cárdenas, Pablo Ernesto Valverde Rodríguez, Carlos Gustavo Bravo Lembcke, Edinsson Jorginho Ramos Espinoza, por haber compartido conmigo a lo largo de la carrera.

Tabla de Contenidos

1.	Introducción.....	1
1.1.	Contexto general.....	1
1.2.	Problemática.....	5
1.2.1.	Yacimientos Tipo Greisen	5
1.2.2.	Cinturón Estannífero de los Andes	6
1.2.3.	Producción y Metalogénesis de Estaño y Wolframio en el Perú	6
1.2.4.	Problemática del Trabajo	7
1.3.	Objetivo del Trabajo	7
1.4.	Hipótesis	9
1.5.	Justificación	9
1.5.1.	Importancia y demanda del Estaño y el Wolframio	9
1.5.2.	Justificación del Trabajo.....	10
1.6.	Metodología	11
1.6.1.	Petrografía.....	11
1.6.2.	Geoquímica de Roca Total	11
1.7.	Marco Geológico	13
1.7.1.	Geología Regional.....	13
1.7.2.	Marco Geodinámico	13
1.7.3.	Complejo Metamórfico El Oro	14
1.7.4.	Cerros de Amotape y Macizo de Illescas	15
1.7.5.	Geología Local.....	16
2.	Petrografía.....	17
2.1.	Rocas Intrusivas	17
2.1.1.	Granitos de dos micas.....	19
2.1.2.	Granito de turmalina.....	27

2.1.3.	Leucogranito brechado	31
2.1.4.	Intrusivos de Carácter Máfico.....	32
2.2.	Pegmatitas y aplitas	33
2.2.1.	Pegmatitas.....	33
2.2.2.	Diques de Aplita y de Aplo-Pegmatita.....	42
2.3.	Alteraciones Hidrotermales.....	46
2.3.1.	Albitización.....	46
2.3.2.	Turmalinización	47
2.3.3.	Greisenización.....	49
3.	Secuencia Intrusiva	55
4.	Litogeoquímica de Roca Total	62
4.1.	Base de datos.....	62
4.2.	Elementos mayores.....	62
4.3.	Patrones normalizados de REE	67
4.4.	Rb, Sr y Ba	69
5.	Geología Estructural	71
5.1.	Geología Estructural del Granito de Paita	71
5.2.	Geología Estructural de los Diques de Pegmatita, Aplita y Aplo-pegmatita.....	81
6.	Discusión.....	83
6.1.	Petrología del Granito de Paita	83
6.1.1.	Discusión de la Petrografía	83
6.1.2.	Caracterización y evolución geoquímica.....	85
6.1.3.	Petrogénesis Ígnea y Tectonomagmatismo.....	91
6.1.4.	Emplazamiento del Granito de Paita.....	94
6.2.	Prospectividad	102
6.2.1.	Arquitectura Litosférica.....	103
6.2.2.	Geodinámica Transitoria.....	104

6.2.3. Fertilidad.....	106
6.2.4. Preservación de la zona de depósito primaria.....	114
7. Conclusiones	117
8. Recomendaciones	121
9. Referencias.....	123
10. Anexos	142



Índice de Figuras

<i>Figura 1. (a)</i> Detalle de la ubicación y extensión del Dominio Geotectónico Amotape-Tahuín y distribución de los Macizos de Illescas, Paita, Amotapes y el Complejo Metamórfico El Oro. Intrusivos Epizonales y Catazonales caracterizados por Bellido et al. (2009). <i>(b)</i> Detalle satelital de la geología del Macizo de Paita. <i>(c)</i> Detalle de la zona de estudio y extensión del Granito de Paita, imagen tomada de Espinoza y Stipetich (2019). FUENTE IMÁGENES SATELITALES: Esri, USGS, NOAA, Garmin, NPS, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, AeroGRID, IGN, y la comunidad de usuarios de GIS. Coordenadas en metros UTM-WGS-1984-17S.	4
<i>Figura 2.</i> Esquema de los elementos críticos de un sistema mineral. Extraído, modificado y traducido de McCuaig y Hronsky (2014).....	8
<i>Figura 3.</i> Esquema del rol de los metales que más impacto tendrán en nuevas tecnologías. Fuente: <i>Massachusetts Institute of Technology</i> (MIT) y RioTinto (2018).	10
<i>Figura 4.</i> Detalle de la subdivisión de las diferentes intrusiones y facies magmáticas encontradas y estudiadas en el Granito de Paita.	17
<i>Figura 5.</i> Mapa geológico con las diferentes litologías y estructuras aflorando en la zona de estudio.	19
<i>Figura 6.</i> Granito de dos micas deformado de grano fino. <i>(a)</i> y <i>(b)</i> Fotos de afloramiento y acercamiento donde se aprecian enclaves surmicáceos (ricos en biotita) con foliación planar por deformación. Escala: 10 cm y lapicero. <i>(c)</i> y <i>(d)</i> Fotos de especímenes de mano del granito de dos micas deformado de grano fino. Notar la anisotropía en la dirección de elongación los cristales de biotita. Escala: 1 cm. <i>(e)</i> y <i>(f)</i> Misma foto de sección representativa del granito de dos micas de grano fino a luz plana polarizada y luz a polarizadores cruzados respectivamente. .22	
<i>Figura 7. (a)</i> Foto de espécimen de mano del granito de dos micas de grano fino, facies no deformada. Notar la ausencia de alineación en biotita. Rectángulo rojo indica un feldespato potásico de grano medio. Escala: 1 cm. <i>(b)</i> Detalle de un fenocristal de feldespato potásico de grano medio. <i>(c)</i> y <i>(d)</i> Misma foto de sección representativa del granito de dos micas de grano fino no deformado a luz planopolarizada y a polarizadores cruzados respectivamente. <i>(e)</i> Detalle de la textura micrográfica en los bordes de un cristal de feldespato potásico de grano medio. <i>(f)</i> Detalle de una muscovita mostrando crecimiento tipo simplectita con el cuarzo.	23
<i>Figura 8. (a)</i> Detalle de un enclave xenolítico de gneis. <i>(b)</i> Detalle de una zona del granito de dos micas de grano fino con peculiar abundancia de enclaves surmicáceos redondeados (flecha). <i>(c)</i> Detalle de un enclave rico en biotita de tamaño peculiarmente grande. Notar la foliación metamórfica. <i>(d)</i> Peculiar zona de granito con abundantes enclaves xenolíticos de tamaños cercanos a los 10 cm.	24
<i>Figura 9. (a)</i> Foto de campo mirando hacia el E y mostrando el contacto norte del Granito de Paita de color claro (flecha roja) comparado con la roca caja metamórfica más oscura. Notar la verticalidad del contacto manifestado el por la forma casi recta del contacto frente a la abrupta topografía. <i>(b)</i> Foto de un espécimen de mano del granito del contacto norte. Escala: 1 cm. <i>(c)</i> y <i>(d)</i> Misma foto de sección representativa del granito del contacto norte con luz plana polarizada y a polarizadores cruzados respectivamente. <i>(e)</i> Detalle de un feldespato potásico con textura micrográfica. <i>(f)</i> Detalle de una muscovita con hábito esquelético (flecha roja) compara con una muscovita tabular (flecha verde).	26
<i>Figura 10.</i> Foto aérea tomada con dron de la zona de afloramiento del Granito de Turmalina con su respectiva cartografía litológica y estructural.	29
<i>Figura 11. (a)</i> Foto de muestra de mano del Granito de Turmalina. Escala: 1 cm. <i>(b)</i> Sección representativa a luz plana polarizada. <i>(c)</i> Sección representativa a luz con polarizadores cruzados. Diferente zona que la foto b. <i>(d)</i> Detalle de una turmalina subautomorfa zonada. <i>(e)</i> Detalle de un cristal de zircón hospedado en una turmalina, el cual desarrolla un halo metamictico. <i>(f)</i> Detalle de dos cristales de granate en parte arrastrados debido a imperfecciones en la elaboración de la lámina delgado-pulida.	30

Figura 12. (a) Foto de muestra de mano del leucogranito brechado. Escala: 1 cm. *(b)* Detalle de la textura fanerítica de un clasto del leucogranito brechado con una muscovita con interferencias de tercer orden en el medio. *(c)* Detalle de una textura micrográfica muy compleja. *(d)* Sección representativa con luz a polarizadores cruzados. La línea blanca discontinua corresponde al contacto entre la matriz y un clasto anguloso.....32

Figura 13. (a) Detalle de un cuerpo de pegmatita *stockscheider* lenticular leucocrático de grano grueso entre el granito de dos micas de grano fino (izquierda) y la roca de caja metasedimentaria (derecha). *(b)* y *(c)* Detalle de una pegmatita *stockscheider*. *(d)* y *(e)* Detalle de una pegmatita *stockscheider* con textura de solidificación unidireccional, desde la roca de caja metasedimentaria (parte oscura) hacia el granito, de feldespatos potásico de hábito plumoso penetrando en una zona aplítica. Mango y punta de comba de escalas.35

Figura 14. (a) Arreglo pegmatítico tipo capas complejas. *(b)* Detalle de la composición y litología de cada capa. G: granito. A: aplita. P: pegmatita. *(c)* Foto en afloramiento.36

Figura 15. (a) Foto de un pod de pegmatita, emplazado en un dique de aplo-pegmatita, con la característica geometría en forma de vaina. *(b)* Detalle de un pod de pegmatita de ~40 cm dentro del granito de dos micas de grano fino. Notar la mineralogía a cuarzo+feldespatos+muscovita. *(c)* Detalle de un bloque de granito de dos micas de grano medio con un pod de pegmatita con un cristal de feldespato de ~20 cm. *(d)* Foto de un pod de pegmatita con textura bloqui (cuarzo+feldespatos) en el granito de dos micas de grano medio. *(e)* Foto de un ejemplo de pod de pegmatita (1°) desarrollado dentro del granito de dos micas de grano medio (2°). La zona 3° corresponde al granito de dos micas de grano fino, facies deformada, la cual encajona al granito de dos micas de grano grueso. *(f)* Detalle del tamaño de grano grueso y mineralogía a cuarzo+feldespatos+turmalina+muscovita del pod de pegmatita.....37

Figura 16. (a) Foto de un dique de pegmatita de 3 cm de potencia. *(b)* Foto de un dique de pegmatita de 12 cm de potencia.38

Figura 17. (a) Foto de afloramiento de un dique de pegmatita. *(b)*, *(c)* y *(d)* fotos y esquema de la muestra de mano del dique de pegmatita completo y en corte, con las bandas (1), (2) y (3).....39

Figura 18. (a) Foto de afloramiento de un dique de pegmatita. *(b)* Detalle de muestra de mano del mismo dique de pegmatita con las bandas (1) con los feldespatos en solidificación unidireccional (líneas rojas discontinuas), (2) aplítica y (3) el núcleo de cuarzo. *(c)* y *(d)* Detalle de la zona (2) y zona (3) a microscopio petrográfico con luz a polarizadores cruzados. *(e)* Detalle de un cristal de turmalina esquelética. *(f)* Detalle de una plagioclasa de la banda (1) con maclado polisintético afectado por torsión. *(g)* Detalle de una plagioclasa de la banda (2) afectada por torsión.41

Figura 19. (a) Foto de muestra de mano de un contacto entre un dique de pegmatita (incompleto) y el granito de dos micas de grano fino encajonante. *(b)* Detalle de la nucleación heterogénea de una ortoclasa pegmatítica con solidificación unidireccional (flecha azul) a partir de una microclina granítica preexistente (flecha roja, notar maclado tatrán). *(c)* Texturas de solidificación unidireccional de cuarzo (flechas). *(d)* Textura de solidificación unidireccional de ortoclasa zonada (flecha).....42

Figura 20 (a) Foto de un dique de aplita bandeado, con bandas con turmalina hacia los contactos y un núcleo más muscovítico. *(b)* Foto de un dique de aplita de ~30 cm. Escala: 10 cm. *(c)* Foto de una muestra de mano de un dique de aplita. Escala: 1 cm. *(d)* y *(e)* Misma foto de sección representativa de un dique de aplita a luz plana polarizada y luz con polarizadores cruzados respectivamente. *(f)* Detalle de un cristal de turmalina zonado. *(g)* Sección basal de un grano de turmalina con inclusión de topacio. *(h)* e *(i)* Simplectita formada por el intercrecimiento de cuarzo y granate a luz plana polarizada y con luz a polarizadores cruzados respectivamente.45

Figura 21. Detalle de dos diques de aplo-pegmatita bandeadas. P : banda de pegmatita, A: banda de aplita.46

Figura 22. Fotos de secciones delgadas, a luz con polarizadores cruzados, de diferentes rocas ígneas donde se tiene que una microclina relicta (flecha roja) presenta una relación de reemplazamiento por una plagioclasa secundaria no maclada (flecha azul) en: *(a)* el granito de dos micas de grano fino con un cristal de cuarzo no afectado (flecha verde); *(b)* una microclina con textura micrográfica precursora (flecha verde señala el cuarzo

micrográfico); (c) en el leucogranito brechado, (d) en un dique de aplita y (e) y (f) en un cristal de feldespato en crecimiento unidireccional de la banda 1 de un dique de pegmatita, fotos rotadas 10°, notar que la plagioclasa secundaria tiene un ligero maclado polisintético.47

Figura 23. (a) Dique con cuarzo hacia el núcleo y muscovita hacia las paredes, y turmalinización masiva en los metasedimentos (flecha roja). Escala: 10 cm. (b) Dique de cuarzo con un potente halo de turmalinización masivo. (c) Foto de un dique de cuarzo sinuoso, con muscovita hacia las paredes y desarrollo de un halo de turmalinización masivo que siguió la foliación de las metasedimentarias encajonantes. (d) Dique de cuarzo con turmalinización hacia una roca de caja de metarenisca.48

Figura 24. (a) Espécimen de mano de un granito de dos micas de grano fino con un denominado “ojo de turmalinización” (flecha). (b) Espécimen de mano de un granito con un enclave rico en biotita (flecha) el cual fue analizado a microscopio petrográfico. Escala: 2 cm. (c) Detalle del ensamble mineral a micas-turmalina del enclave surmicáceo turmalinizado. (d) Detalle de una turmalina con inclusiones de zircón con halos metamórficos (flecha) y de un mineral fibrolítico. Notar el grado de opacitización de las biotitas. (e) Detalle del ensamble de las micas del enclave. Notar el carácter tardío de la muscovita y la turmalina con respecto a la biotita. Detalle de lamelas de biotita residual en un cristal de muscovita (flecha).49

Figura 25. (a) y (b) Fotos de afloramiento de unas bandas greisen poco potentes, con arreglo entrecruzado similar a un stockwork. Flechas rojas señalan diques de aplita tardíos con tendencia vertical, no corresponden a bandas greisen. (c) Foto de afloramiento de una banda greisen muy potente cerca de la zona del contacto con la caja metasedimentaria. Escala: 10 cm. (d) y (e) Fotos a microscopio petrográfico, luz plana polarizada, de las zonas de contacto entre las bandas greisen y el granito de dos micas de grano fino. Notar en ambos casos la sericitización de los feldespatos y opacitización y cloritización de la biotita en la zona del granito.51

Figura 26. (a) Foto de afloramiento de una zona del granito de dos micas de grano fino con cristales de muscovita en forma de “ojos”. (b) Foto de un espécimen de mano de un granito greisenizado no pervasivo, el cual describe una textura críptica. Flecha roja señala una muscovita secundaria de ~5 mm. Flecha azul señala una zona con turmalinización tipo “ojo”. (c), (d), (e) y (f) Fotos de secciones delgado-pulidas, con luz plana polarizada y a polarizadores cruzados, de estas mismas zonas con muscovitas secundarias de grano medio, los cuales muestran que se tratan de zonas a cuarzo-muscovita (greisen) y la muscovita presenta una textura esquelética con cuarzo.52

Figura 27. (a) Detalle de una muscovita esquelética, con cuarzo, en una sección delgada de un granito de dos micas de grano fino. (b) Detalle de una muscovita secundaria en la zona de contacto entre el granito de dos micas de grano fino y una banda greisen. Notar el grado de cloritización de la biotita. Flechas azules señalan láminas de biotita relicticas interestratificadas en la muscovita secundarias. Flecha roja señala mineral opaco incluido en muscovita. (c) Detalle de una biotita relictica interestratificada en una muscovita secundaria en la zona del contacto entre el granito de dos micas de grano fino y una banda greisen. (d) Detalle de una muscovita gruesa con inclusiones interestratificadas de opacos (flecha roja) y biotita relictica (flechas azules). (e) Detalle de una muscovita secundaria con una inclusión preservada de una biotita relictica cloritizada, opacitizada y con inclusiones de cuarzo. (f) Detalle de una muscovita con inclusiones de opacos en los clivajes del cristal pero sin residuos de biotita.54

Figura 28. Evolución temporal de las diferentes fases graníticas e hidrotermales del Granito de Paita.55

Figura 29. Secuencia paragenética de las diferentes fases graníticas e hidrotermales del Granito de Paita.55

Figura 30. Esquema ilustrado de la secuencia intrusiva e hidrotermal en el Granito de Paita. 1° Emplazamiento de la intrusión de dos micas de grano fino con sus facies deformada, no deformada y enclavíferas. 2° Desarrollo de la primera generación de pegmatitas marginales y *pods* asociados a la primera intrusión. 3° Desarrollo de la alteración greisen en bandas a lo largo del macizo ígneo. 4° Nuevas intrusiones de granito de dos micas de grano medio, leucogranito brechado y granito de turmalina. 5° Desarrollo de la segunda generación de pegmatitas marginales y *pods* asociados a las últimas intrusiones graníticas. 6° Desarrollo de los diques de pegmatita, aplita y aplo-pegmatita que cortan a toda la secuencia anterior. 7° Desarrollo de los diques de cuarzo masivo subparalelos e interconectados con los diques de la etapa 6. Este es solo un esquema ilustrativo secuencial, no representa las localizaciones, formas o las dimensiones reales de las diferentes fases.56

Figura 31. (a) Foto de afloramiento de una relación de mingling entre el granito de dos micas de grano medio (flecha roja) y el granito de dos micas de grano fino. Notar que ambas intrusiones se encuentran cortadas por un dique de aplita. *(b)* Foto de afloramiento de un pod de pegmatita en el contacto entre el granito de turmalina y el granito de dos micas de grano fino. *(c), (d), (e)* y *(f)* Detalle de pequeños pods de pegmatita del granito de dos micas de grano fino (flecha roja) con presencia de feldespato+turmalina, mostrando transiciones laterales hacia bandas a cuarzo+muscovita (greisen, flecha azul). 58

Figura 32. (a) y *(b)* Foto de afloramiento donde se aprecia que los diques angostos de pegmatita (flecha roja) cortan a los enjambres de bandas greisen (flecha azul) en el granito de dos micas de grano fino. Notar en la foto *(a)* la fuerte anisotropía y control estructural de las bandas greisen. *(c)* Foto de afloramiento donde se aprecia que un dique de pegmatita corta tanto al granito de dos micas de grano fino y al granito de turmalina. *(d)* Detalle de un dique donde se tiene un sector pegmatítico (flecha roja) hacia el extremo final del dique, y un sector aplítico (flecha azul) hacia el centro del dique. *(e)* Foto de afloramiento de un dique de pegmatita poco potente (flecha roja) corta, invade e incluso se reorienta hacia la pared de un dique de aplita preexistente. Escala: 10 cm. *(f)* Detalle de un dique de aplita (flecha roja) y de un dique de cuarzo masivo ± feldespato (flecha azul). 60

Figura 33. (a) Diagrama propuesto (K-Na)/Al vs (Fe+Mg-K)/Al con concentraciones molares o a.p.f.u. Composiciones ideales de or: ortosa, ab: albita, ms: muscovita, bt: biotita y recta gris corresponde a las proporciones de feldespato alcalino An25: An/Or=0.25, Ab50: Ab/Or=0.25, Ab75: Ab/Or=0.75. Diagramas binarios *(b)* K/Na vs Na/Ca en unidades de mol/mol, *(c)* TiO₂ vs FeO_t+MgO (wt%) y *(d)* TiO₂ vs Mg# = MgO/(MgO+FeO_t) en proporciones molares. Diagramas ternarios *(e)* An-Ab-Or de Blundy y Cashman (2001) y *(f)* Cz-Ab-Or de O'Connor (1965) con los campos de Barker (1979). Valores en wt% normativo CIPW. Cálculos realizados con normalización de elementos mayores al 100%, sin incluir LOI y asumiendo condiciones reductoras con Fe₂O₃/FeO = 0.25 (en wt%)..... 65

Figura 34. Diagramas binarios *(a)* A vs CNK de Clarke (2019). A = Al₂O₃ (mol), CNK = CaO + Na₂O + K₂O (mol), campos de las categorías de granitos peraluminosos DP : Débilmente peraluminoso, MP : Moderadamente Peraluminoso, FP : Fuertemente Peraluminoso y HP : Hiperperaluminoso. *(b)* Diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983) con las divisiones minerales originales, y campos de peraluminosidad delimitados por Villaseca et al. (1998) en Nabelek (2019). A = Al - (K + Na + 2Ca) (mol), B = Fe + Mg + Ti (mol). Campos altamente - P : campo de los granitos tipo S del Lachlan Fold Belt, Australia; moderadamente - P : campo de los plutones con cordierita del Macizo Central, Francia; ligeramente - P : campo de algunos granitoides tipo I; f - P : campo de los granitos terciarios del Alto Himalaya (*Tertiary High Himalaya Granites*)..... 66

Figura 35. Diagrama Al₂O₃ / TiO₂ vs CaO / Na₂O (wt%) adaptado de Sylvester (1998) donde se detalla el campo de los granitos fuertemente peraluminosos (FP), el límite entre los resultados experimentales de la fusión de diferentes protolitos a diferentes condiciones de temperatura y porcentaje de fusión parcial (% F), y los vectores de cristalización fraccionada de oligoclasa (An₂₀), feldespato potásico (K-feld), biotita (Bt) e ilmenita (Ilm). ... 67

Figura 36. Patrones de tierras raras de las diferentes litologías del Macizo de Paita normalizado al Condrito CI estimado de Palme y O'Neil (2014). Composición de la corteza continental promedio estimado por Rudnick y Gao (2004). La anomalía positiva en Tm marcada en línea roja discontinua corresponde al análisis del granito del contacto norte. 68

Figura 37. Diagramas binarios *(a)* Sr, *(b)* Ba y *(c)* Rb vs Na/Ca en unidades de ppm vs mol/mol. 69

Figura 38. Diagrama ternario Rb-Ba-Sr de los análisis del Macizo de Paita. Concentraciones de fondo de El Bouseily y El Sokkary (1975). Zonas de fusión con presencia y sin vapor de fundidos derivados de pelitas en base a los ratios de Harris e Inger (1992). Curva divisoria de las fuentes de fusión ricas y pobres en arcillas de Sylvester (1998) adaptado al diagrama ternario. 70

Figura 39. Mapa del perímetro del Granito de Paita con detalle de las dimensiones y direcciones de los ejes principales de elongación aflorante del intrusivo..... 71

Figura 40. Detalle de la geometría del contacto norte en *(a)* satélite y *(b)* mapeo. Notar la perpendicularidad entre el contacto y las curvas de nivel, lo cual sugiere un buzamiento vertical. *(c)* Foto de afloramiento extraído de Espinoza y Stipetich (2019) del contacto vertical entre el granito central y la secuencia metasedimentaria. 72

Figura 41. (a) Mapeo de las fallas mayores aflorantes en el Granito de Paita con detalle de las fallas de rumbo N75°-85°E (pequeñas líneas guía color blanco), N15°E (verde) y N150°-160°E (rojo). *(b)* Ubicación de una foto de afloramiento de una falla N75°-85°E en la carretera Paita-Isllilla delineada con rojo. *(c)* Misma falla donde se muestra el detalle del material panizado y relleno de arcillas ricas en material carbonoso. *(d)* Ubicación y foto de campo de una quebrada muy pronunciada el cual corresponde a una falla N150°-160°E. Notar que la quebrada presenta relleno de material sedimentario monomítico (granito local) tamaño gravas subredondeados a angulares correspondientes a deposición fluvial y brechas de ladera. *(e)* Detalle de un afloramiento de brecha de falla clastosoportada de potencia ~0.8 m con clastos subredondos de granito en una matriz de roca molida en parte argilizada y teñida de ocre por los óxidos de hierro. 74

Figura 42. Mapeo de la extensión en apófisis hacia los extremos NO y SE del Granito de Paita. 75

Figura 43. (a) Mapeo de los diques y apófisis del Granito de Paita hacia la secuencia metasedimentaria. *(b)* y *(c)* Imagen satelital y mapeo respectivo a una zona donde afloran diques paralelos al contacto N-S del Granito de Paita. *(d)* y *(e)* Imagen satelital y mapeo respectivo de una zona donde afloran diques ortogonales al contacto del Granito de Paita. Notar la forma en cuchilla de los diques más potentes. *(f)* Foto de afloramiento de un dique con forma de cuchilla. *(g)* Foto de afloramiento de los diques paralelos al contacto del Granito de Paita. *(h)* e *(i)* Fotos de afloramiento donde se aprecia estructuras de *boudinage* en diques de granito. Fuente de imágenes satelitales: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar, Geographics, CNES/Airbus, DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN y la comunidad de usuarios de GIS. 78

Figura 44. (a) Mapeo de los diferentes enclaves de bloques de caja grandes y observables a gran escala. *(b)* y *(c)* Detalle en satélite y mapeo de los diferentes bloques de caja (flechas) presentes en el intrusivo hacia el contacto sur. Notar que estos enclaves se encuentran cortados por diques graníticos pequeños. *(d)* y *(e)* Foto y esquema de un bloque de caja de grandes dimensiones en afloramiento, el cual está cortado e invadido por diferentes diques de granito. *(f)* Detalle de uno de los bloques de caja aflorando hacia el contacto sur. *(g)* y *(h)* Fotos de diferentes pequeños bloques de caja angulosos de las litologías locales de metareniscas y pizarra moteada respectivamente, extraídos de Espinoza y Stipetich (2019). *(i)* Foto paisajística donde se aprecia diferentes fragmentos de roca de caja oscura hacia el contacto o este del intrusivo central. 80

Figura 45. (a) Detalle de un dique de aplita a escala de afloramiento. *(b)* Detalle de la terminación en punta de los diques de pegmatita menos potentes (flecha). *(c)* Foto de afloramiento con ocurrencia de lado a lado de diferentes diques de aplita o de pegmatita poco potentes (flecha roca), se aprecia además un dique de granito de turmalina (flecha azul). 82

Figura 46. Diagramas binarios *(a)* Th vs La + Ce, *(b)* Th vs Yb + Lu, *(c)* Zr / Hf vs Th, *(d)* Zr / Hf vs Th. *(d)* Diagrama propuesto Zr / Hf vs La_{CN} / Lu_{CN} de las diferentes litologías del Macizo de Paita. Vectores del fraccionamiento conceptuales (no calculados) de granate (Grt), zircón (Zir) y monacita (Mnc) en base a los coeficientes de fraccionamiento experimentales: $^{Gr}D_{La}=0.29^1$, $^{Gr}D_{Lu}=29.6^1$, $^{Zir}D_{La}=1.3^2$, $^{Zir}D_{Lu}=923^2$, $^{Zir}D_{Zr}=3500^3$, $^{Zir}D_{Hf}=2645^3$, $^{Mnc}D_{La}=1504^4$, $^{Mnc}D_{Lu}=77^4$. CN : normalizado a condrito. ¹ Arth (1976) en Duke et al. (1992). ² Bea et al. (1994). ³ Mahood y Hildreth (1983) en Duke et al. (1992). ⁴ Stepanov et al. (2012) Corrida C3322. 89

Figura 47. Diagramas binarios *(a)* TiO₂ vs Ta / Nb y *(b)* Ta vs Ta / Nb de Stepanov et al. (2014). Vectores Bt - Ms indican los vectores de fraccionamiento de biotita y muscovita calculados en base al modelo de Stepanov et al. (2014). 91

Figura 48. Diagrama binario Pb vs Ba (ppm) de Finger y Schiller (2012) para discriminar los granitos tipo S primarios de baja temperatura de los granitos tipo S de baja temperatura secundarios y producto de la diferenciación de magmas primarios tipo S de alta temperatura. Los análisis representados en el diagrama corresponden a los análisis realizados por Bellido et al. (2009). La zona roja corresponde a las composiciones de Ba (ppm) de los granitos de dos micas de Paita. 92

Figura 49. Diagrama propuesto de P-T para explicar la posible petrogénesis y evolución del Granito de Paita. (1), (2), (3) y (4) son procesos de calentamiento, fusión, ascenso adiabático, y emplazamiento y enfriamiento respectivamente; detalles en el texto. Zonas grises: áreas de las condiciones P-T convencionales de las facies metamórficas. Basado en Winter (2014) pp. 563. Líneas grises continuas indican los límites del diagrama de fases Al₂SiO₅. Líneas grises discontinuas corresponden a las gradientes geotérmicas de la Corteza Continental

“Normal” en Winter (2014) pp. 563, 30 °C/km en Winter (2014) pp. 563 y 40 °C/km en Winter (2014) pp. 401. Curva azul continua: *Solidus* del granito saturado en agua de Johannes y Holtz (1996). Curva azul discontinua: *Solidus* teórico de granito deprimido por saturación en volátiles de acuerdo al modelo de Strong (1988) en Robb (2004) pp. 103. Línea negra “Ms” corresponde a la curva de fusión por deshidratación de la muscovita para un esquistos de biotita-muscovita de Patiño Douce y Harris (1998). Línea negra “Bt” corresponde a la curva de fusión por deshidratación de la biotita para un protolito con biotita $Mg/Mg+Fe=0.48$ de Le Breton y Thompson 93

Figura 50. Detalle de los diferentes tipos de fallamiento según la configuración de los esfuerzos principales. El plano en gris indica el plano de apertura perpendicular a σ_3 . Figura extraída de Vigneresse et al. (1999)..... 95

Figura 51. Propuesta de la evolución y emplazamiento del Granito de Paita regido por esfuerzos en un contexto local de cizalla sinistral tipo *pull-apart* explicando la geometría (forma) del intrusivo en superficie y la configuración de los diques de aplita, pegmatita y aplo-pegmatita. 98

Figura 52. Ejemplo de un caso particular que ilustra el ascenso y emplazamiento activo de granitos de forma plana (*flat-shaped plutons*) dominados por magmatismo (*magmatic-dominated*) a causa del cambio de la dirección de los esfuerzos principales ilustrado en el diagrama (a) de P_m vs σ donde σ son los esfuerzos en las direcciones X, Y, Z (colores azul, rojo y verde respectivamente) y P_m es la presión magmática generada por la presencia de un magma interactuando mecánicamente con la roca de caja ilustrado en (b). En (i) se tiene que las condiciones regionales (originales) son $\sigma_x = \sigma_3$, $\sigma_y = \sigma_2$ y $\sigma_z = \sigma_1$ el cual corresponde a un contexto tensional (*Figura 54 b*). El valor del P_m incrementa con cada nuevo pulso magmático, esta presión empuja las paredes hacia la dirección de menor esfuerzo (σ_3) haciendo que el esfuerzo en esta dirección incremente ($\sigma_3 + P_m$) mientras que el esfuerzo intermedio (σ_2) incrementa proporcional al módulo de Poisson ($\sigma_2 + \nu P_m$), y el esfuerzo vertical no cambia puesto que solo depende del *overburden*; este incremento de esfuerzos se encuentra ilustrado en (c) y graficado en (a). Notar que como σ_3 es horizontal el plano de apertura es vertical, lo cual permite el ascenso vertical del magma. El incremento de σ_x y σ_y en un P_m y νP_m progresivo respectivamente conlleva eventualmente a que estas direcciones de esfuerzo superen en intensidad al *overburden*. En (ii) se tiene un reajuste de esfuerzos según $\sigma_x = \sigma_3$, $\sigma_y = \sigma_1$ y $\sigma_z = \sigma_2$ correspondiendo a un contexto de cizalla (*Figura 54 d*) donde todavía se tiene ascenso magmático puesto que σ_3 sigue siendo horizontal. Conforme varía ahora el valor del ratio de esfuerzos Φ (*stress ratio of principal stress differences*) se tiene una transición de un contexto transtensional ($\Phi > 0.5$) hacia uno de cizalla simple ($\Phi = 0.5$) y finalmente hacia uno transpresivo ($\Phi < 0.5$). En (iii) se tiene que ahora el σ_x supera el σ_z siendo ahora la configuración de esfuerzos $\sigma_x = \sigma_2$, $\sigma_y = \sigma_1$ y $\sigma_z = \sigma_3$ correspondiendo finalmente a un contexto compresivo (*Figura 54 f*) provocando ahora un plano de apertura horizontal puesto que σ_3 es ahora vertical, lo cual se traduce en (d) el fin del ascenso magmático e inicio de la extensión horizontal del lacolito. Finalmente, en (iv) se tiene que la presión magmática supera el *overburden*, lo cual resulta en el inflamiento del lacolito empujando verticalmente la roca techo (Paterson et al., 1991). Basado en el modelo de Vigneresse et al. (1999), imágenes (b), (c) y (d) extraídas de la misma publicación. Este es un caso particular donde inicialmente se tiene un contexto regional extensivo y con $\Phi > 1-v$ 99

Figura 53. (a) y (b) Esquemas simplificados del concepto de Sistema Mineral. (c) Esquema de la relevancia de la barrera de umbral para la generación de cuerpos minerales. Imágenes extraídas de McCuaig y Hronsky (2014). 103

Figura 54. Diagrama FeO_t vs Fe_2O_3/FeO de Blevin (2004). Campos con $FeO_t > 2\%$ corresponde a magmas MFO: muy fuertemente oxidados, FO: fuertemente oxidados, MO: moderadamente oxidados, MR: moderadamente reducidos, FR: fuertemente reducidos. El campo con $FeO_t < 2\%$ corresponde al empleo de otros criterios. La zona roja corresponde a las composiciones de FeO_t de los granitos de dos micas de Paita, y los datos graficados corresponden a los análisis realizados por Bellido et al. (2009). 107

Figura 55. Diagramas binarios P_2O_5 (wt%) vs Sn (ppm) propuesto para (a) los contenidos de Sn que se podrían considerar “anómalos” dentro de una amplia gama de datos de los magmas riolíticos en general (background) con sus isocurvas de poblaciones de datos 25%, 50% y 75%; casos de granitos conocidos parentales a sistemas hidrotermales a Sn; y granitos mineralizados. Detalle de los datos, referencias y tratamiento en Anexos D. (b) Diagrama ampliado y enfocado en la zona de los granitos parentales a los sistemas hidrotermales a Sn. (c) Diagrama aplicado para el Granito de Paita con las isocurvas de las concentraciones de fondo (*background*) y la zona de las composiciones de los granitos parentales a sistemas hidrotermales a Sn. *Basado en Robb (2004), pp. 24. ** *Background*..... 109

Figura 56. (a) Diagrama Rb/Sr vs Fe₂O₃/FeO de Blevin and Chappell (1995) en Černý et al. (2005) donde se ilustra las asociaciones de composiciones magmáticas con metales dominantes en la mineralización hidrotermal relacionada. La zona roja corresponde a las composiciones de Rb/Sr del Granito de Paita, y los análisis graficados corresponden a los realizados por Bellido et al. (2009). *(b)* Diagrama Zr / Hf vs Nb / Ta de Ballouard et al. (2016).
..... 110

Figura 57. Gráfico de presión-temperatura que muestra las condiciones aproximadas en las que se producirían magmas por fusión de anfibolita- (I), biotita- (II) y moscovita (III), y los niveles esperados en la corteza terrestre a los que las fracciones de fusión se elevarían adiabáticamente, en función del solidus saturado de agua. Extraído de Robb (2004).
..... 113

Figura 58. Sección vertical esquemática a través de una cúpula típica de granito mineralizado hidrotermalmente, que muestra características sobresalientes de sistemas poco profundos relacionados a Sn-W-Mo mineralizados. Extraído de Černý et al. (2005).
..... 115

Figura 59. Ilustración esquemática del efecto de la erosión en la preservación de un sistema mineral tipo greisen. *(a)* Con el desarrollo de mineralización en la zona de cúpula central y extendida de un granito lacolítico con forma de cuña emplazado en una roca de caja metamórfica cortada a diferentes niveles erosivos. *(b)* Caso se tiene el granito con contactos buzando hacia la roca de caja, lo cual indica que todavía existe granito enterrado en profundidad y cabe la posibilidad de la preservación de algunas zonas de la cúpula hacia estos contactos preferentemente que en el centro del intrusivo. *(c)* Caso donde se tiene el granito con contactos buzando hacia el intrusivo, lo cual indica que no existe granito enterrado bajo la roca de caja y por ende no hay preservación de la cúpula mineralizada.
..... 116



Índice de Tablas

<i>Tabla 1.</i> Índices geoquímicos de diferenciación magmática e interacción hidrotermal comparados con rangos “normales” y las litologías ígneas e hidrotermal (greisen) del Granito de Paíta.	111
---	-----



1. Introducción

1.1. Contexto general

En la Cordillera de la Costa, que se extiende a lo largo del margen costanero del Perú, afloran rocas metamórficas de basamento de edad predominantemente paleozoica, que en el caso del complejo de Arequipa alcanzan una edad precámbrica (Vargas, 1970; Palacios et al., 1995).

En el sector norte, esta secuencia metamórfica aflora en un área que se extiende desde la Península de Illescas hasta Ecuador en el conocido como Dominio Geotectónico Amotape-Tahuín (Litherland et al., 1994; Palacios, 1994; Sánchez et al., 2006b; Bellido et al., 2009). En este sector, los afloramientos de rocas metamórficas corresponden a metasedimentos del Paleozoico intruídos por granitoides triásicos (*Figura 1 a*).

En el Macizo de Paita (*Figura 1 b*), el cuerpo plutónico objeto del presente estudio de tesis es el Granito de Paita (*Figura 1 c*). Este intruyó en una secuencia metasedimentaria conocida como la Serie Metamórfica del Área de Paita y es descrito como un monzogranito de dos micas, peraluminoso, de tipo S, derivado de la anatexis de material pelítico cortical (Palacios, 1994; Bellido et al., 2009; Espinoza y Stipetich, 2019).

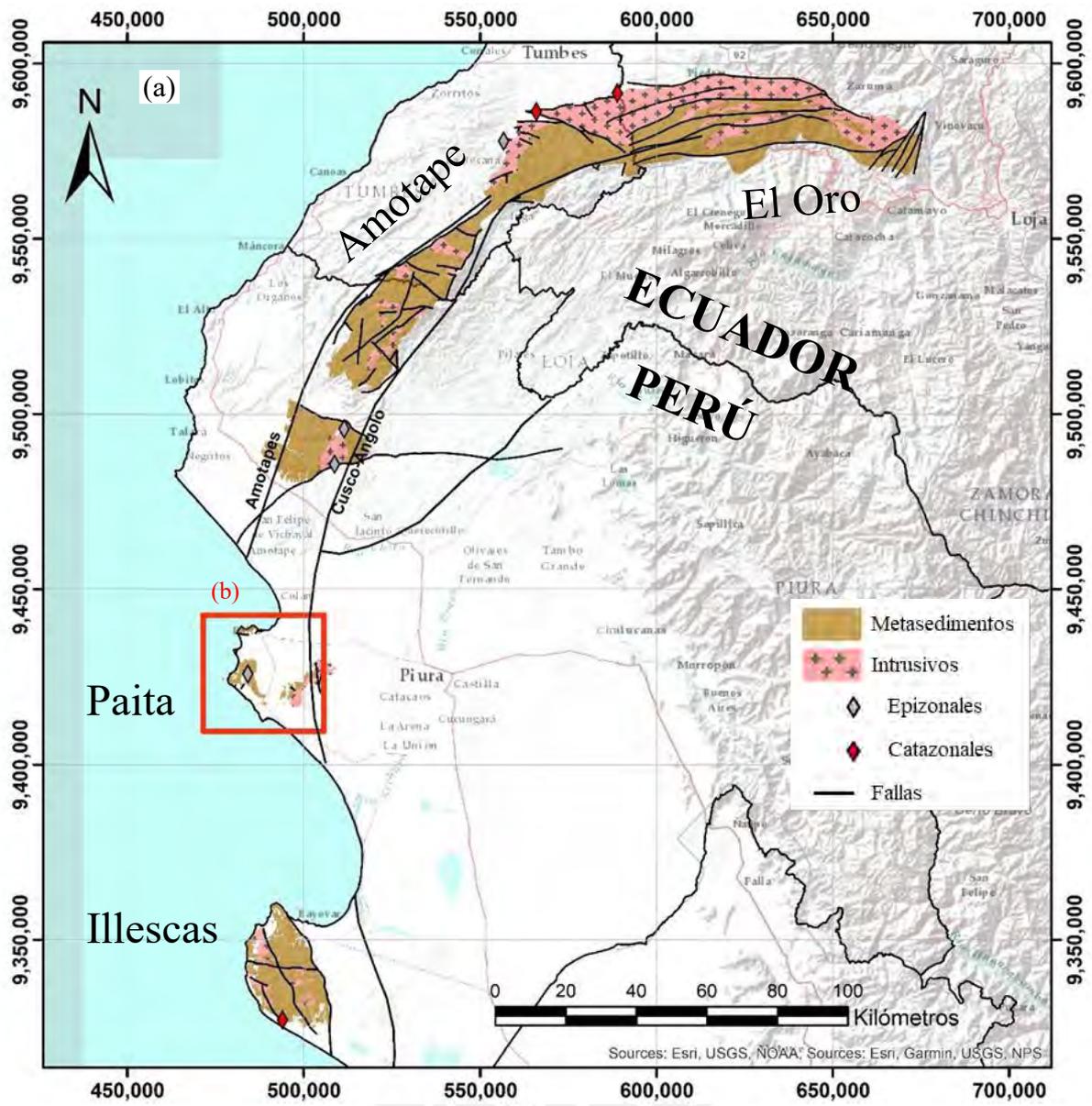






Figura 1. (a) Detalle de la ubicación y extensión del Dominio Geotectónico Amotape-Tahuín y distribución de los Macizos de Illescas, Paita, Amotapes y el Complejo Metamórfico El Oro. Intrusivos Epizonales y Catazonales

caracterizados por Bellido et al. (2009). (b) Detalle satelital de la geología del Macizo de Paita. (c) Detalle de la zona de estudio y extensión del Granito de Paita, imagen tomada de Espinoza y Stipetich (2019). FUENTE IMÁGENES SATELITALES: Esri, USGS, NOAA, Garmin, NPS, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, AeroGRID, IGN, y la comunidad de usuarios de GIS. Coordenadas en metros UTM-WGS-1984-17S.

1.2. Problemática

1.2.1. Yacimientos Tipo Greisen

Los depósitos tipo Greisen fueron definidos y ampliamente estudiados en Europa por la presencia y explotación histórica de estaño y tungsteno. Ejemplos clásicos de estos yacimientos en Europa incluyen Cornuallas (Inglaterra, p.ej., Geevor), Erzgebirge/Krušné Hory (Alemania/República Checa, p.ej., Zinnwald/Cínovec) y España (Galicia)-Portugal (p.ej., Panasqueira), todos ellos asociados a intrusivos graníticos Hercínicos emplazados en rocas metamórficas de edad Paleozoica (Chesley et al., 1993; Clark et al., 1993; Breiter et al., 1999).

Los greisen son sistemas magmático-hidrotermales formados por la circulación de fluidos hidrotermales enriquecidos en compuestos y elementos volátiles como agua, cloro, boro, flúor, fósforo, etc. (Pollard et al., 1988) genéticamente asociados a magmas graníticos fuertemente diferenciados (Lehmann, 1982; Groves y McCarthy, 1978), de la serie ilmenita (Ishihara, 1977), de tipo S (Chappell y White, 2001), peraluminosos y/o peralcalinos de tipo A, y enriquecidos en elementos litófilos incompatibles (Černý et al., 2005). Estos sistemas se desarrollan en contextos tectónicos extensionales post-orogénicos y/o anorogénicos (Pirajno, 2009).

La mineralización es producto de la circulación de fluidos hidrotermales post-magmáticos provenientes de la evolución de los magmas antes descritos, generando en la roca de caja, y en el intrusivo parental, la alteración hidrotermal que le da el nombre al sistema.

Un greisen es una roca metamórfica de grano grueso producto del reemplazamiento metasomático de un granito por un ensamble de alteración conformada predominantemente por cuarzo y muscovita junto con minerales accesorios como topacio, fluorita, turmalina, apatito y/o micas litíferas (Shcherba, 1970; Burt, 1981).

1.2.2. Cinturón Estannífero de los Andes

Un ejemplo local de yacimientos Sn+W±polimetálicos asociados a intrusivos se encuentra en el cinturón estannífero de los Andes, que se extiende a lo largo de la Cordillera Oriental Andina desde el sur-oeste del Perú, a través de Bolivia hasta el norte de Argentina. Este cinturón aloja yacimientos a estaño genéticamente asociados a magmatismo granítico de afinidad peraluminosa emplazados en rocas metasedimentarias clásticas paleozoicas durante el Triásico-Jurásico y el Oligoceno-Mioceno (Mlynarczyk y Williams-Jones, 2005; Gemrich et al., 2021). Los estilos de mineralización descritos incluyen vetas, greisen y pórfidos. Se han identificado tres épocas estanníferas a lo largo de la zona: Triásico-Jurásico, Oligoceno-Mioceno y Mioceno, correspondientes a las edades del magmatismo reportadas en esta franja (Mlynarczyk y Williams-Jones, 2005). Los principales intrusivos y depósitos minerales que presentan edades triásica-jurásicas son Sarita, Chojlla, Fabulosa, Cachaltaya y Bolsa Negra, encontrándose en Cachaltaya alteración hidrotermal y mineralización tipo greisen (Lehmann, 1985).

1.2.3. Producción y Metalogénesis de Estaño y Wolframio en el Perú

El Perú ocupa el cuarto puesto mundial como productor de estaño (USGS, 2019). En la actualidad todo el estaño en el Perú deriva de un único yacimiento, San Rafael, operado por Minsur S.A. Este yacimiento se encuentra en Puno, en la terminación norte del cinturón estannífero de los Andes, en la franja metalogenética localmente conocida como “Depósitos de Sn-Cu-W relacionados con intrusivos del Oligoceno-Mioceno” (Acosta et al., 2009; Carlotto

et al., 2009). En esta misma franja, la mina Regina, también conocida como Palca XI, operada por la compañía Minera Sillustani, fue históricamente un productor importante de wolframio hasta su cierre en 1993 (Farrar et al., 1990). La producción de wolframio actual en el Perú se limita a la franja metalogenética de “Depósitos de W-Mo-Cu relacionados con intrusivos del Mioceno Superior”, ubicado en el departamento de Ancash, donde se ubica la mina Pasto Bueno (Acosta et al., 2009; Carlotto et al., 2009). El mapa metalogenético vigente no señala otras zonas prospectivas para estaño o tungsteno en el Perú.

1.2.4. Problemática del Trabajo

El Macizo de Paita presenta características geológicas compatibles con los sistemas greisen ya que se trata de un granito peraluminoso emplazado en metasedimentos, enriquecido en estaño (hasta 16.9 ppm; Bellido et al., 2009), por lo que se le considera como un granito especializado en estaño en el sentido de Lehman (1982). Sin embargo, establecer una relación directa de este complejo con potenciales yacimientos greisen requiere una investigación más profunda de la geología general, petrología, geoquímica, cronología, tectónica, génesis y evolución del granito mismo, del Macizo de Paita y del dominio geotectónico al cual pertenece.

1.3. Objetivo del Trabajo

La prospección geológica, la primera fase de la actividad minera, busca identificar zonas donde puedan ser encontrados yacimientos minerales a partir de evidencias geológicas. Requiere de conocimientos teóricos sobre petrología, condiciones geodinámicas, evolución, procesos, formación, etc., de los diferentes yacimientos minerales con el objetivo de buscar zonas de características equivalentes o similares. McCuaig y Hronsky (2014) señalan tres

elementos esenciales para la determinación de objetivos de exploración: fertilidad, arquitectura litosférica, y geodinámica y preservación del sistema (*Figura 2*).

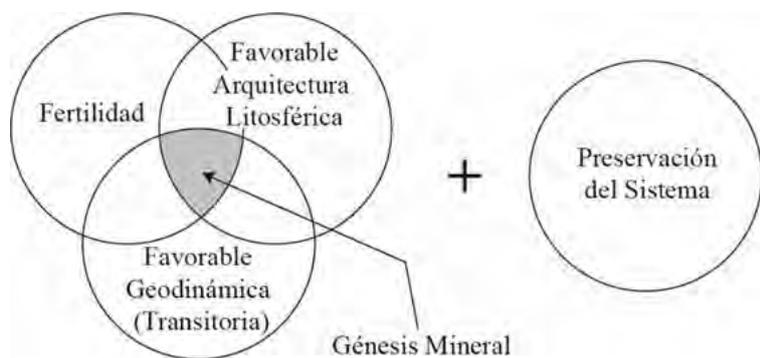


Figura 2. Esquema de los elementos críticos de un sistema mineral. Extraído, modificado y traducido de McCuaig y Hronsky (2014).

De este modo, el objetivo general del presente estudio es estudiar las características geológicas del Granito de Paita para evaluar una potencial conexión con un sistema estannífero.

Los objetivos específicos son:

- Caracterizar petrográficamente las diferentes litologías del Granito de Paita, y sus fases tardi- y post-magmáticas asociadas.
- Caracterizar geoquímicamente el Granito de Paita y sus fases tardi- y post-magmáticas asociadas.
- Interpretar las condiciones estructurales durante el emplazamiento del Granito de Paita y de sus fases tardi- y post-magmáticas.
- Proponer un modelo petrológico-estructural de la evolución magmático-hidrotermal del Granito de Paita.

1.4. Hipótesis

El Granito de Paita es un intrusivo especializado a estaño, post-orogénico, cuyo emplazamiento se dio en un contexto transtensional (*pull-apart*) controlado por fallas de cizalla sinistral. Los procesos y fases magmática, pegmatítica e hidrotermal generaron fluidos fértiles para sistemas mineralizantes tipo greisen de estaño.

1.5. Justificación

1.5.1. Importancia y demanda del Estaño y el Wolframio

El estaño es un metal base cuyas propiedades anticorrosivas y conductoras de electricidad y su capacidad para incrementar la dureza en aleaciones metálicas lo convierten en una materia prima en alta demanda. Actualmente el estaño se usa en aleación con otros metales para soldaduras, incrementar la resistencia de las vigas de acero en construcción y, más importante en esta última década, como aleación para cables conductores de alta duración.

De acuerdo con un estudio realizado en el 2018 por el *Massachusetts Institute of Technology* (MIT) y presentado por RioTinto, el estaño será esencial en sistemas electrónicos para vehículos autónomos y eléctricos, robótica avanzada, energía renovable, computación e informática avanzadas (*Figura 3*).

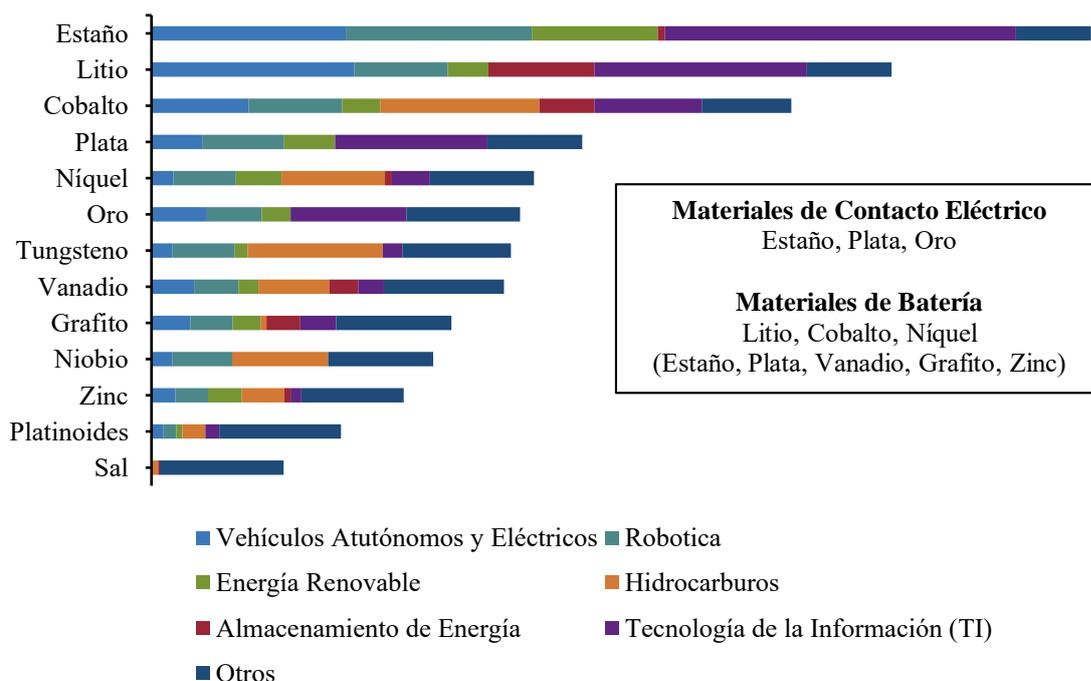


Figura 3. Esquema del rol de los metales que más impacto tendrán en nuevas tecnologías. Fuente: *Massachusetts Institute of Technology (MIT)* y *RioTinto (2018)*.

El wolframio, también llamado tungsteno, es un metal base de alto valor por sus propiedades como un metal pesado, duro, conductor y de alto punto de fusión. Históricamente ha sido importante para fabricación de armas bélicas (p.ej., durante la Segunda Guerra Mundial Historia de España y el Mundo, 2016). Sus aplicaciones van desde la fabricación de bombillas de luz por su alto punto de fusión, abrasivos y cortadores metálicos por su alta dureza, y más importante en la última década, como fibras de alambres conductores para circuitos eléctricos (Goldfarb, 2014).

1.5.2. Justificación del Trabajo

Como menciona el estudio del MIT (2018), el estaño y el tungsteno tendrán un papel muy importante en el desarrollo y fabricación de dispositivos tecnológicos en el futuro. Sin embargo, en el Perú se han identificado pocas franjas metalogenéticas asociadas a

mineralización de estaño y tungsteno. Las actividades extractivas en el margen costanero norte del Perú son predominantemente la explotación de fosfatos (Bayovar) e hidrocarburos (Talara), mientras que hay registro de actividades mineras metálicas puntuales en el margen costanero del norte del Perú (Rodríguez et al., 2011).

Por lo tanto, este estudio es importante en los campos de la prospección geológica y la metalogénesis del Perú ya que evalúa el potencial para generación de objetivos de exploración para Sn ± W en la costa norte.

1.6. Metodología

1.6.1. Petrografía

Se elaboraron un total de 12 secciones delgadas y 10 secciones delgado-pulidas en el Laboratorio QUEMSCAN de la PUCP a partir de muestras representativas de las litologías identificadas en campo. Estas fueron estudiadas mediante un microscopio petrográfico marca Zeiss en el Laboratorio de Microscopía de la Especialidad de Ingeniería Geológica de la Sección de Ingeniería de Minas de la PUCP.

1.6.2. Geoquímica de Roca Total

Para el presente estudio se realizaron análisis litogeoquímicos de roca total por métodos de plasma acoplado inductivamente (ICP) en los laboratorios ALS, sede Lima. Se contrató un análisis multielemental de elementos mayores, pérdidas por calcinación, elementos trazas. El tratamiento de las muestras fue: chancado a 70% pasante a 2 mm, cuarteo en un divisor rotatorio Boyd y un pulverizado de 250 g de muestra a 85% pasante a 75 μm . Los elementos mayores fueron analizados por método de emisión atómica de plasma acoplado inductivamente (ICP-AES) sobre muestras fundidas con metaborato de litio (LiBO_2 / $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) y su concentración se reportó como porcentaje en peso de óxidos (wt %). Los elementos trazas

fueron analizados por método de espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) sobre muestras fundidas con metaborato de litio y su concentración se reportó en partes por millón (ppm). El hierro fue reportado como Fe_2O_3 total. Las pérdidas por calcinación (LOI: *loss on ignition*) se determinó a 1000 °C. El Anexo A muestra los elementos analizados con sus unidades y límites de detección.



1.7. Marco Geológico

1.7.1. Geología Regional

El Dominio Geotectónico Amotape-Tahuín, DGAT en adelante, está conformado por una secuencia de formaciones metasedimentarias de edad Paleozoica (Palacios, 1994) intruidas por plutones triásicos de composición granítica (Bellido et al., 2009; Sánchez et al., 2006b). Comprende los macizos de Illescas, Paita y los Cerros Amotape prolongándose hasta el Ecuador donde es denominado “Complejo Metamórfico El Oro” por Litherland et al. (1994) (*Figura 1*).

1.7.2. Marco Geodinámico

No hay certeza sobre qué evento geológico desencadenó el metamorfismo regional registrado en el DGAT. Se han documentado diversos procesos orogénicos, magmáticos y extensivos durante el Paleozoico en el dominio andino. Autores como Ramos y Aleman (2000) postulan que la Orogenia Aleghaniana (Carbonífero-Pérmico) fue responsable de una fase de deformación tipo *strike-slip* en el segmento norte de los Andes, y de magmatismo sin-colisional tipo S en el segmento sur de los Andes. En la Cordillera Central de Colombia se registra metamorfismo regional que habría afectado a intrusiones Pérmicas en posible asociación con eventos de colisión durante el ensamble del supercontinente Pangea (Spikings y Paul, 2019). Sin embargo, la geodinámica del basamento paleozoico del DGAT sigue siendo un tema de estudio abierto.

Hacia inicios del Mesozoico, empieza un evento de extensión precursor de la separación y ruptura del margen occidental de Pangea. En el margen sudamericano se registra una fase de *rifting* en un ambiente de retroarco hacia finales del Triásico, el cual estaría conectado a anatexia de la corteza continental y generación de una litósfera oceánica hacia el norte de la

deflexión de Huancabamba. Al sur de esta se registró un *rift* abortado asociado a vulcanismo máfico, con la depositación de las rocas del grupo Mitu durante el Triásico, y posterior formación de la plataforma carbonatada del Grupo Pucará durante el Triásico-Jurásico (Spikings et al., 2016; Cochrane et al., 2014, Spikings y Paul, 2019). Bellido et al. (2009) proponen que los granitoides del DGAT serían producto de una fusión por descompresión de la corteza continental durante un evento extensivo de adelgazamiento cortical, evento posiblemente asociado a las primeras fases del *rifting* Triásico antes mencionado.

1.7.3. Complejo Metamórfico El Oro

El Complejo Metamórfico El Oro es una cadena orogénica constituida por rocas metamórficas e ígneas en la Provincia El Oro, Ecuador, próximo a la frontera con Perú. Las rocas sedimentarias y metasedimentarias corresponden a las unidades paleozoicas El Tigre y La Victoria. La unidad El Tigre está constituida por subarcos intercaladas con lutitas de origen turbidítico, débilmente metamorfizadas, de ambiente de margen pasivo (Litherland et al., 1994). La unidad La Victoria es el equivalente metamórfico de la unidad El Tigre, compuesto por una secuencia metamórfica prógrada de tipo “Abukuma” (Miyashiro, 1961) de filitas biotíticas y esquistos porfidoblásticos de andalucita y cordierita, producto de un metamorfismo térmico asociado al emplazamiento de los granitos Moromoro.

Los granitos Moromoro son un complejo ígneo constituido por granitos peraluminosos de tipo S, porfiríticos, foliados, de granulometría media a fina con un ensamble de biotita ± muscovita ± granate (Litherland et al., 1994). Los granitos Moromoro son subdivididos en la unidad La Florida, el Plutón Marcabelí y el Plutón El Prado. Dataciones radiométricas de estas rocas arrojan edades de entre 207 y 220 ± 6 Ma (K-Ar en biotita; Feiniger y Silberman, 1982). En este complejo también se encuentran presentes otras secuencias metamórficas de mayor grado que abarcan esquistos verdes, esquistos azules, eclogitas, serpentinitas y complejos

ultramáficos, pero que por su edad (Jurásico) no forman parte del contexto geológico del DGAT.

1.7.4. Cerros de Amotape y Macizo de Illescas

La secuencia metasedimentaria de los Cerros de Amotape está conformada por las formaciones Cerro Negro (Devónico), Chaleco de Paño (Pensilvaniano), Cerro Prieto (Pensilvaniano) y Palaus (Pérmico; Palacios, 1994; Sánchez et al., 2006a; García et al., 2015; entre otros). Análisis geoquímicos realizados por Bellido et al. (2009) y Espinoza y Stipetich (2019) sugieren que estas rocas metamórficas tienen protolitos sedimentarios de margen pasivo procedentes de la erosión de rocas ígneas máficas a intermedias. En el Macizo de Illescas afloran rocas metamórficas como pizarras, esquistos, gneises y hasta migmatitas (Jaimes et al., 2014) cuyas edades inferidas se remontan al Precámbrico (Caldas et al., 1980).

Los intrusivos del DGAT son granitoides (granitos, granodioritas, tonalitas, entre otros) divididos, según el nivel de emplazamiento, en epizonales y catazonales (*Figura 1 a*). Los granitoides epizonales son leucogranitos de dos micas \pm cordierita, emplazados en metasedimentos de bajo grado tipo pizarras y esquistos. En los contactos de estos intrusivos es común encontrar una aureola de metamorfismo de contacto. Los granitoides catazonales son monzogranitos y granodioritas emplazados en metasedimentos de alto grado tipo paragneises y gneises-migmatíticos, están muy deformados, no desarrollaron aureolas de contacto, y pueden llegar a tener un carácter migmatítico (Bellido et al., 2009).

Dataciones en estos granitoides arrojan edades Triásicas de 220 ± 1.5 Ma (U-Pb en zircón, Zona Pananga y Potrero; Bellido et al., 2009), 222.9 ± 1.2 y 219.5 ± 1.2 Ma (Ar-Ar en biotita, Zonas Quebrada de la Angostura, Matapalo y Peñitas; Sánchez et al., 2006b) y de 222 ± 1.2 Ma en el propio Granito de Paita (Ar-Ar en muscovita; Ulrich, 2005).

1.7.5. Geología Local

Los afloramientos metasedimentarios del Macizo de Paita corresponden a la Serie Metamórfica del Área de Paita (Palacios, 1994). Espinoza y Stipetich (2019) describen una secuencia metamórfica de bajo grado constituida por pizarras grafitosas, metareniscas cuarcíferas, cuarcitas, filitas porfidoblásticas con cordierita-biotita y, en zonas contiguas al Granito de Paita, andalucita.

Espinoza y Stipetich (2019) señalan dos eventos metamórficos responsables del metamorfismo de la Serie Metamórfica del Área de Paita. El evento regional M1, que agrupa a más de un posible evento compresivo, habría sido responsable de la formación de rocas metamórficas de bajo grado foliadas, así como de estructuras de plegamiento, replegamiento y fallamiento. Un metamorfismo de contacto (M2) causado por el emplazamiento del Granito de Paita habría dado lugar a la neoformación de porfidoblastos de cordierita \pm andalucita y corneanización en los metasedimentos como resultado de un incremento de temperatura.

2. Petrografía

2.1. Rocas Intrusivas

En el Macizo de Paita se han identificado diferentes facies magmáticas incluyendo plutones, pegmato-aplíticas, que en campo se reconocen como cuerpos marginales, *pods* y diques, magmático-hidrotermales (greisen en bandas de alteración de variadas potencias) y diques de cuarzo masivo tardíos. Las relaciones de campo indicarían un carácter polifásico del magmatismo (ver capítulo Secuencia Intrusiva).

La subdivisión usada para este estudio se basa en la ubicación, relaciones intrusivas, composición litogeoquímica, mineralogía, desarrollo interno de facies y variedades texturales. Se han discriminado granitos de dos micas (hasta tres intrusiones y cinco facies), un granito de turmalina-muscovita sin biotita, un leucogranito brechado sin minerales ferromagnesianos, y otras intrusiones de composición más máfica. La *Figura 4* ilustra el detalle de esta clasificación.

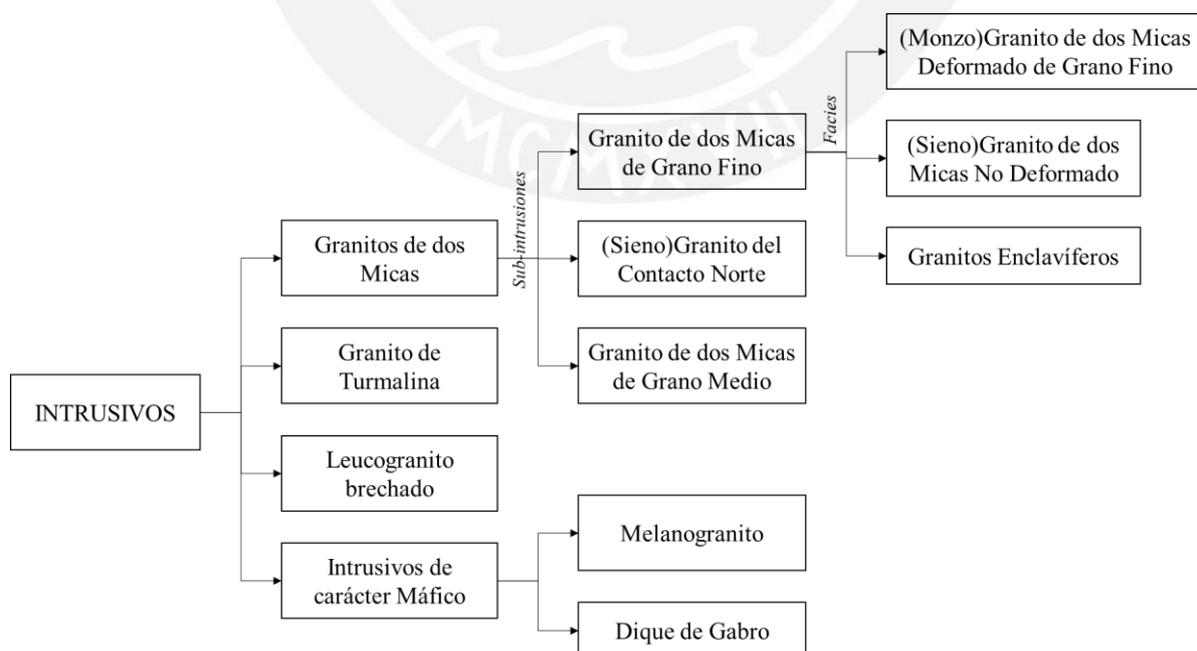


Figura 4. Detalle de la subdivisión de las diferentes intrusiones y facies magmáticas encontradas y estudiadas en el Granito de Paita.

Los granitos de dos micas son los que afloran, con diferencia, de manera más extensa. Los granitos de turmalina, el leucogranito brechado y las intrusiones de carácter máfico, en cambio, son muy locales. A modo de referencia, el granito de dos micas de grano fino y facies deformada abarca >90% de los afloramientos ígneos del Macizo de Paita (*Figura 5*).

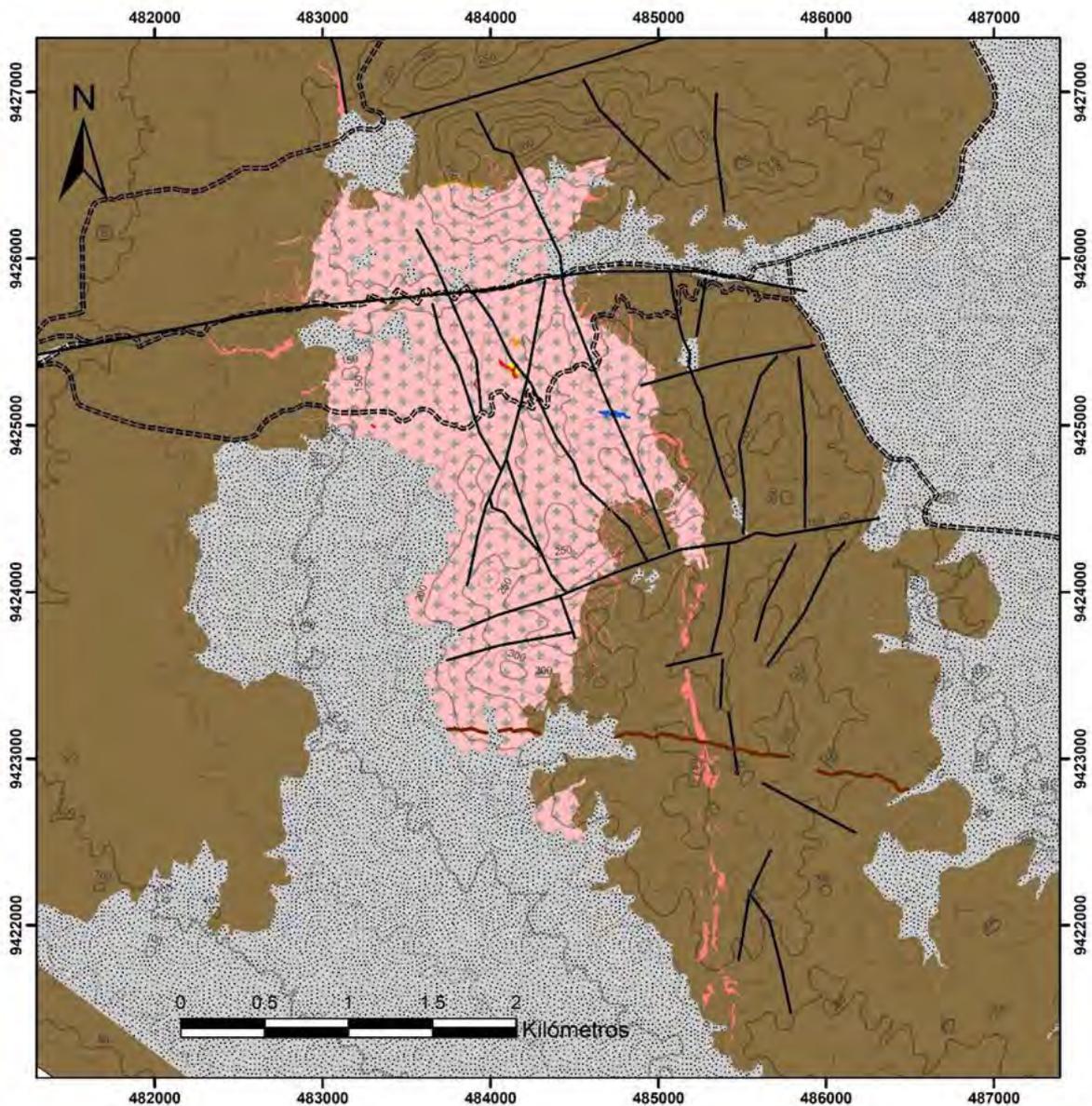




Figura 5. Mapa geológico con las diferentes litologías y estructuras aflorando en la zona de estudio.

2.1.1. Granitos de dos micas

Es el tipo de granito más común en el Macizo de Paita y ha sido descrito por diversos autores (p.ej., Palacios, 1994; Bellido et al., 2009, Espinoza y Stipetich, 2019). En este estudio se han reconocido tres sub-intrusiones diferentes que comparten la característica mineralógica de presentar biotita y muscovita: 1) granito de dos micas de grano fino, que es la más abundante; 2) sienogranito del contacto norte; y 3) granito de dos micas de grano medio.

2.1.1.1. Granito de dos micas de grano fino

Presenta una tonalidad marrón rojiza en afloramiento debido a la presencia pátinas de óxidos e hidróxidos supérgenos. En este estudio se han discriminado hasta tres facies asociadas al intrusivo central de dos micas de grano fino: (monzo)granito de muscovita-biotita deformado (de grano fino), (sieno)granito de dos micas no deformado (de grano fino) y granitos enclavíferos.

2.1.1.1.1. (Monzo)Granito de dos micas deformado de grano fino

Es la más común a lo largo del Macizo de Paita. Esta facies es reportada por Palacios (1994) como “granito gneisificado”. La denominación de “deformado” empleada en el presente trabajo responde a la orientación planar de los cristales de biotita. Comúnmente, los enclaves adquieren estructuras planares elongadas paralelas a la foliación descrita por los cristales de biotita y por tanto la anisotropía en estas rocas se puede clasificar como de tipo plano-linear. (Figura 6 a, b, c y d).

Bajo microscopio, presenta una textura fanerítica equigranular de grano fino (0.1-1 mm) (Figura 6 e y f). Está compuesto mayoritariamente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita. El cuarzo se presenta en forma de cristales xenomorfos (0.1-0.4 mm hasta 0.8-1.2 mm) con extinción ondulante. Los cristales de microclina predominan sobre los de ortoclasa, son subautomorfos a automorfos, prismáticos a tabulares, presentan frecuentemente texturas micrográficas y carecen de texturas peritéticas. Los cristales de muscovita son automorfos, de grano fino a medio (~0.8 mm, <1.5 mm); algunos muestran hábitos tabulares/micaceos y otros hábitos, esqueléticos/intersticiales con texturas simplectíticas con cuarzo, y muy localmente deformación en *mica fish* y extinción ondulante. Los cristales de biotita son subautomorfos a automorfos, tabulares a elongados, con tamaños entre 0.6-1 mm, con una fuerte orientación preferente y extinción ondulante; localmente contienen inclusiones de zircón con halos metamórficos. La biotita presenta alteraciones parciales a clorita y opacitización. La plagioclasa es sódica (según el método de Michel-Levy) con maclado polisintético siguiendo la ley de la albita, periclina y menor maclado en tablero de ajedrez. Los cristales de plagioclasa son subautomorfos tabulares, de 0.3-0.7 mm de longitud y presentan una leve a moderada alteración a sericita. El apatito es accesorio y aparece en forma de cristales

xenomorfos a subautomorfos de 0.1-0.3 mm de tamaño. Se han observado cantidades traza de turmalina, granate, zircón y topacio.

Por su proporción en cuarzo y feldespatos ($\sim 42\% \text{ cz} + 21\% \text{ k-feld} + 17\% \text{ plag}$) y la presencia de biotita y muscovita ($\sim 12\% \text{ bt} + 8\% \text{ ms}$) se clasifica como un monzogranito de dos micas.

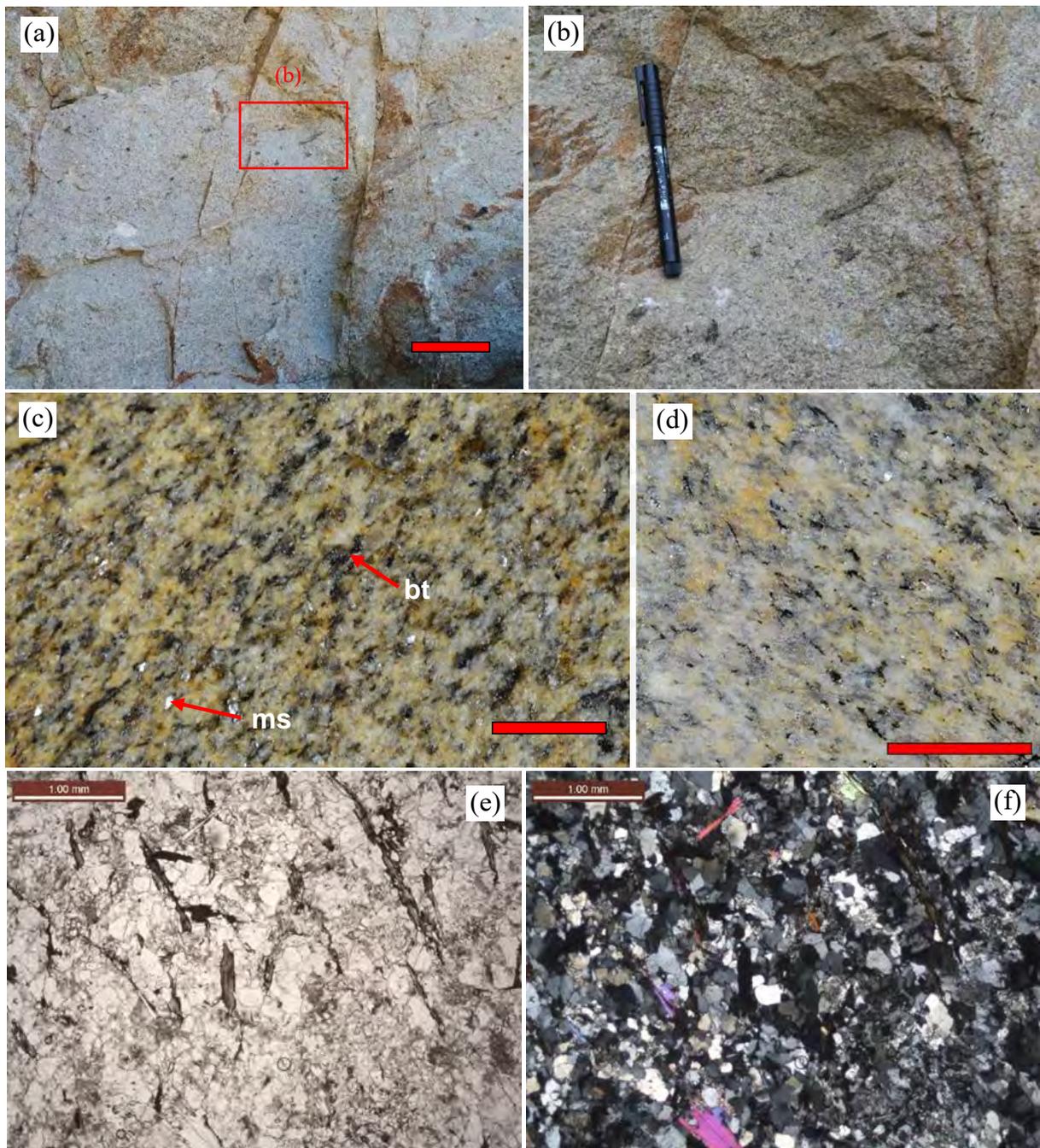


Figura 6. Granito de dos micas deformado de grano fino. (a) y (b) Fotos de afloramiento y acercamiento donde se aprecian enclaves surmicáceos (ricos en biotita) con foliación planar por deformación. Escala: 10 cm y lapicero. (c) y (d) Fotos de especímenes de mano del granito de dos micas deformado de grano fino. Notar la anisotropía en la dirección de alongación los cristales de biotita. Escala: 1 cm. (e) y (f) Misma foto de sección representativa del granito de dos micas de grano fino a luz plana polarizada y luz a polarizadores cruzados respectivamente.

2.1.1.1.2. (Sieno)Granito de dos micas no deformado

Granito de dos micas caracterizado por ausencia de la anisotropía (*Figura 7 a*). De extensión muy restringida, aflora en una zona central del Granito de Paita (*Figura 5*). Exhibe una textura fanerítica de grano fino (0.2-0.6 mm) y equigranular (*Figura 7 b y c*). Mineralógicamente está compuesto de forma mayoritaria por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita. Los cristales de cuarzo son xenomorfos, de grano fino (0.1-0.6 mm, 0.8-1 mm) y presentan extinción ondulante. Los cristales de feldespato potásico se presentan como i) cristales xenomorfos, equigranulares, de grano fino (0.3-0.5 mm) en proporciones similares de ortoclasa y microclina; y ii) como fenocristales de ortoclasa subredondeados, de grano medio (>1.5 mm) y con bordes/contactos de estos cristales mostrando textura micrográfica (*Figura 7 a, b y e*). La biotita se presenta como agregados subautomorfos tabulares de grano fino (0.3-1 mm) sin alineación preferente ni alteración. Los cristales de muscovita son subautomorfos a automorfos, de grano fino a medio (0.7-1.4 mm) observándose tanto formas tabulares como pecilíticas formando localmente intercecimientos simplectíticos con cuarzo (*Figura 7 f*). Los cristales de plagioclasa son subautomorfos a automorfos prismáticos con maclado polisintético, según la ley de la albita, de grano fino (0.3-1 mm) y frecuentemente se presentan alterados a sericita. El apatito es accesorio.

Por su proporción en cuarzo y feldespatos (34% cz + 28% k-feld + 10% plag) y la presencia de biotita y muscovita (14% bt + 10% ms) se se clasifica como un sienogranito de dos micas.

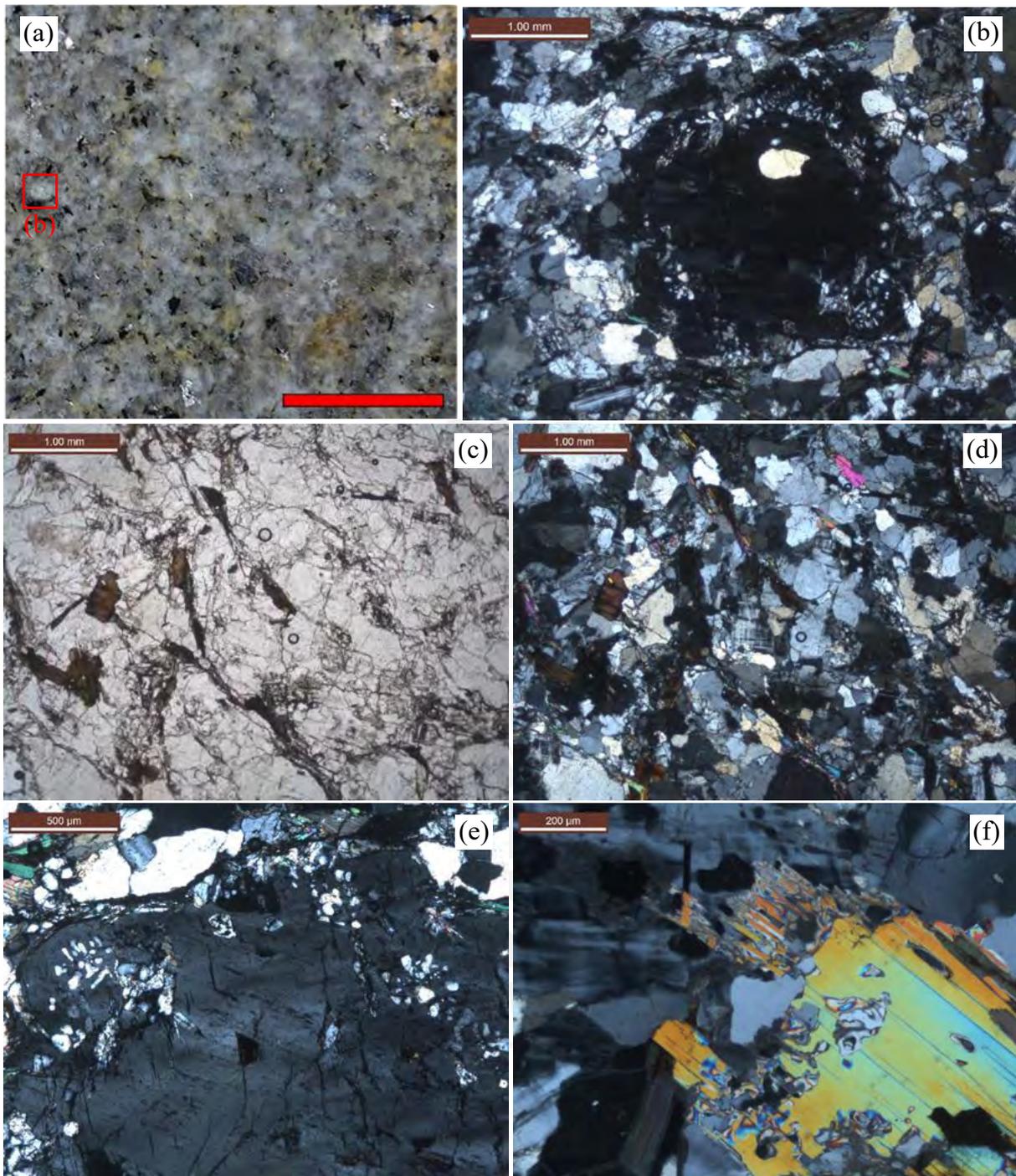


Figura 7. (a) Foto de espécimen de mano del granito de dos micas de grano fino, facies no deformada. Notar la ausencia de alineación en biotita. Rectángulo rojo indica un feldespato potásico de grano medio. Escala: 1 cm. *(b)* Detalle de un fenocristal de feldespato potásico de grano medio. *(c)* y *(d)* Misma foto de sección representativa del granito de dos micas de grano fino no deformado a luz planopolarizada y a polarizadores cruzados respectivamente. *(e)* Detalle de la textura micrográfica en los bordes de un cristal de feldespato potásico de grano medio. *(f)* Detalle de una muscovita mostrando crecimiento tipo simplectita con el cuarzo.

2.1.1.1.3. Granito Enclavífero

Se diferencia por la abundancia de enclaves, llegando a ser éstos un constituyente mayoritario (~9%, <15 %). Los enclaves más abundantes y frecuentes corresponden a i) enclaves surmicáceos (ricos en biotita) con geometrías subredondeadas; y, menos frecuentemente ii) xenolitos menos micáceos, con feldespato y cuarzo observables, con foliación metamórfica de esquisto y hasta bandeamiento gneisico (*Figura 8 a*). Los enclaves del primer tipo son relativamente pequeños (<1 cm; *Figura 8 b*), llegando extraordinariamente a medir hasta 7 cm – en cuyo caso es posible apreciar foliación metamórfica (*Figura 8 c*). Los xenolitos metamórficos son angulosos y de variados tamaños, poco abundantes en el centro del intrusivo, pero localmente abundantes en particular hacia el contacto sur (*Figura 8 d*).

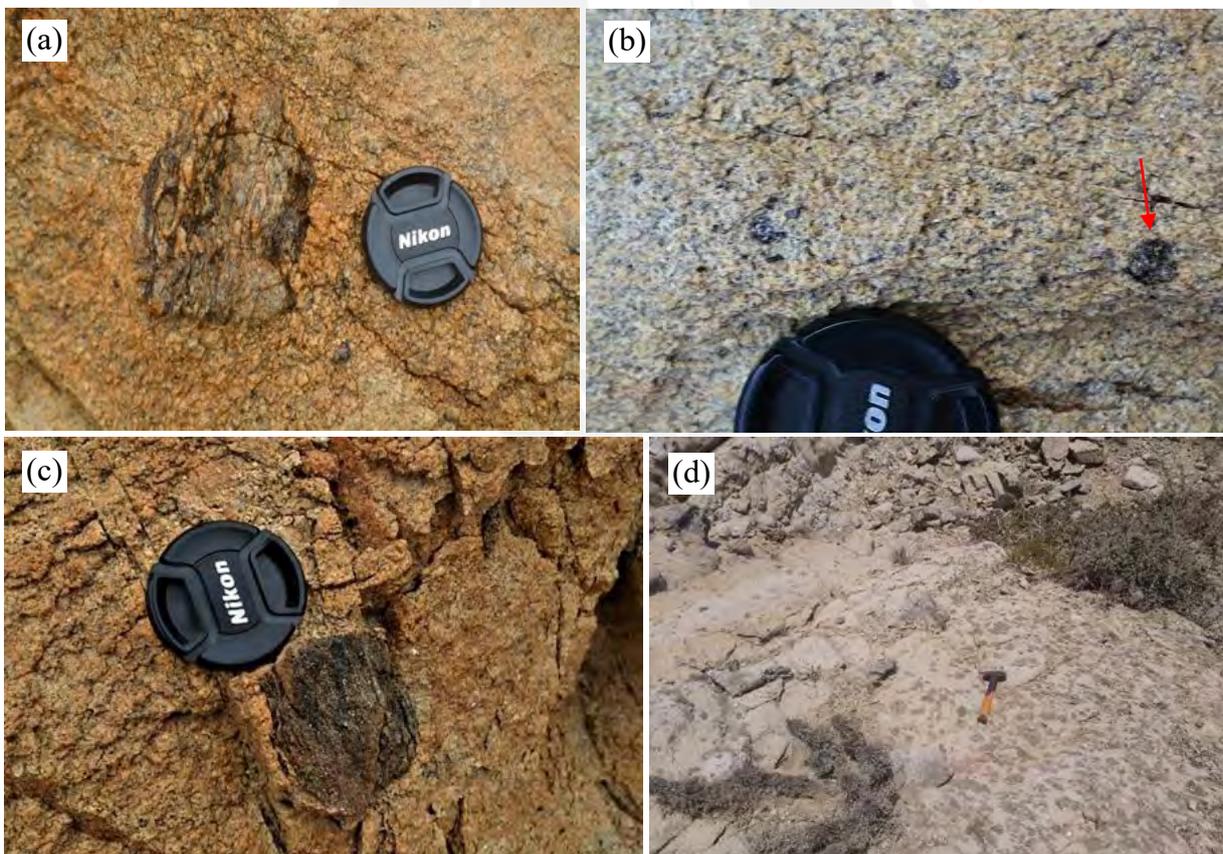


Figura 8. (a) Detalle de un enclave xenolítico de gneis. (b) Detalle de una zona del granito de dos micas de grano fino con peculiar abundancia de enclaves surmicáceos redondeados (flecha). (c) Detalle de un enclave rico en

biotita de tamaño peculiarmente grande. Notar la foliación metamórfica. (d) Peculiar zona de granito con abundantes enclaves xenolíticos de tamaños cercanos a los 10 cm.

2.1.1.2. (Sieno)Granito del contacto norte

Granito de dos micas más leucocrático y con una granulometría ligeramente más gruesa que en el granito de dos micas de grano fino central (*Figura 9 a*). Aflora en forma de un pequeño lente de entre 10 y 20 m de espesor orientado de manera concordante con el contacto entre el granito central y la secuencia metasedimentaria encajonante (*Figura 5*).

Este granito presenta una textura fanerítica equigranular de grano fino a medio (~0.2-1.5 mm) con una débil a ausente anisotropía (*Figura 9 b, c y d*). Presenta una composición mayoritaria de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita. Los cristales de cuarzo son inequigranulares (0.1-0.4 mm y ~2 mm), xenomorfos y presentan extinción ondulante. La microclina y la ortoclasa aparecen en proporciones similares, y sus cristales son xenomorfos a subautomorfos con longitudes de 0.3-1.2 mm; algunos cristales muestran intercrecimientos micrográficos (*Figura 9 e*). Los cristales de muscovita son subautomorfos a automorfos de grano fino (0.4-1.2 mm) con hábitos tabulares/micáceos, simplectíticos y esqueléticos (*Figura 9 f*). La biotita se presenta como cristales subautomorfos y equigranules de 0.3-0.6 mm con inclusiones de zircón con halos metamícticos. Las plagioclasas se encuentran en menor proporción comparado con el granito de dos micas de grano fino y deformado central; los cristales son xenomorfos equigranulares de ~0.15 mm con maclado polisintético según la ley de la albita. El apatito es un mineral accesorio.

Por su proporción en cuarzo y feldespatos (40% cz + 22 k-feld + 10% plag) y presencia de micas (16% bt + 12% ms) se clasifica como un sienogranito de dos micas de grano fino a medio.

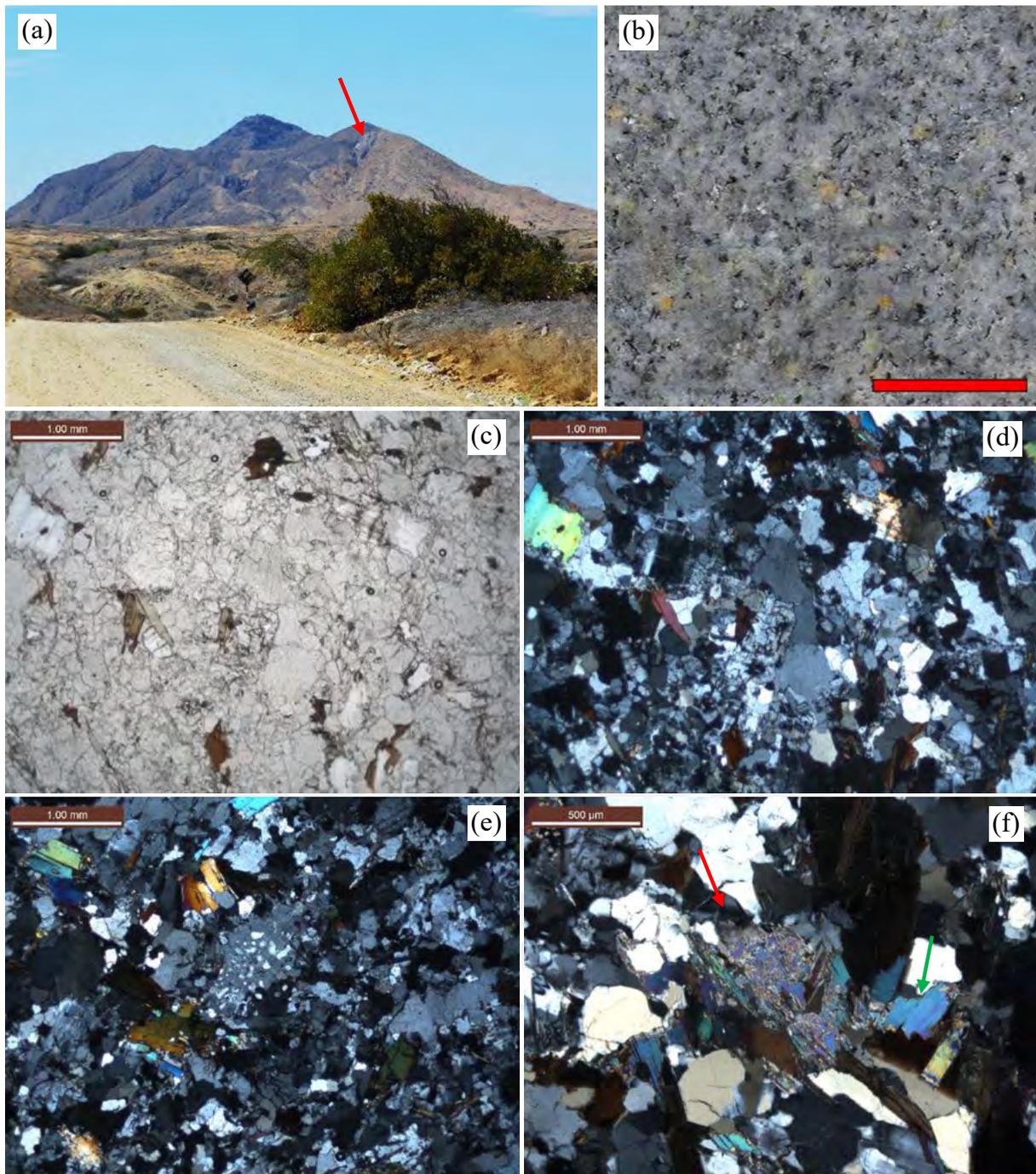


Figura 9. (a) Foto de campo mirando hacia el E y mostrando el contacto norte del Granito de Paita de color claro (flecha roja) comparado con la roca caja metamórfica más oscura. Notar la verticalidad del contacto manifestado el por la forma casi recta del contacto frente a la abrupta topografía. (b) Foto de un espécimen de mano del granito del contacto norte. Escala: 1 cm. (c) y (d) Misma foto de sección representativa del granito del contacto norte con luz plana polarizada y a polarizadores cruzados respectivamente. (e) Detalle de un feldespato potásico con textura micrográfica. (f) Detalle de una muscovita con hábito esquelético (flecha roja) compara con una muscovita tabular (flecha verde).

2.1.1.3. Granito de dos micas de grano medio

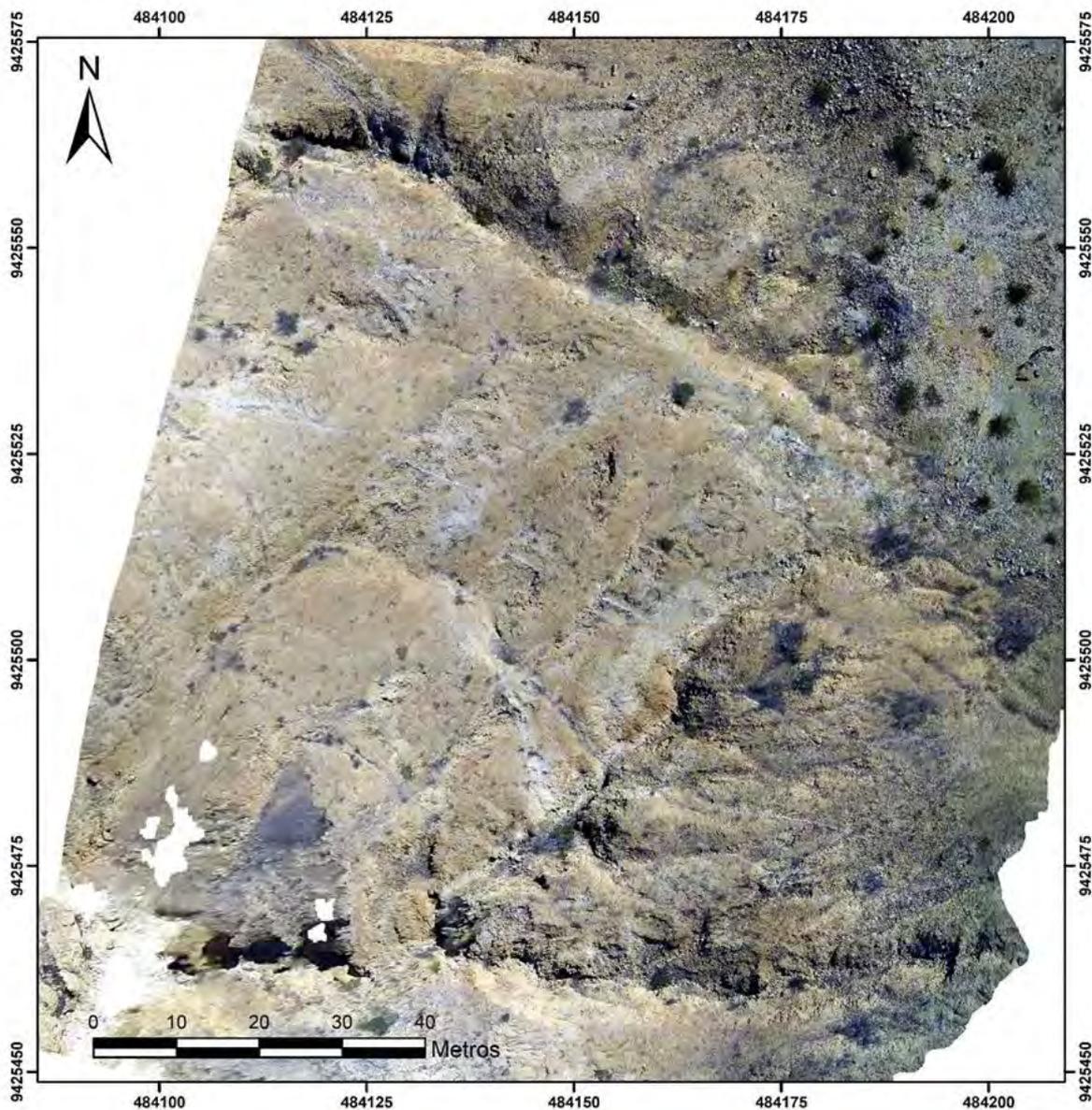
Los afloramientos de este tipo de granito son muy locales y muestran una geometría lenticular con extensiones menores a los 50 m. Las tres intrusiones principales encontradas presentan una asociación espacial con pegmatitas de un mismo tipo (ver capítulo Pegmatitas y Aplitas). En campo se observan contactos netos entre estos granitos y el granito de dos micas de grano fino, con relaciones que sugieren procesos de *mingling* (Figura 31 a). Presenta una textura fanerítica, equigranular, de grano medio a grueso, y con muscovita dominante sobre biotita.

2.1.2. Granito de turmalina

Intruye al granito de dos micas de grano fino, observándose también localmente relaciones que sugieren procesos de *mingling* entre ambos intrusivos. El granito de turmalina presenta una geometría muy irregular y tiene una extensión limitada a una área de 40 x 50 m² (Figura 10). Contiene muscovita y turmalina como constituyentes principales y se caracteriza por ausencia de biotita (Figura 11 a).

Petrográficamente, el granito de turmalina presenta una textura fanerítica equigranular, de grano fino (0.1-0.6 mm; Figura 11 b y c). Mineralógicamente, el granito de turmalina presenta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, muscovita y turmalina mayoritarios. Los cristales de cuarzo son xenomorfos de grano fino (0.1-0.3 mm) con extinción ondulante. La plagioclasa es sódica (estimaciones realizadas con el método de Michel-Levy), y forma cristales subautomorfos a automorfos tabulares, con maclados de albita, Carlsbad o periclina; los cristales son de grano fino, de 0.2-0.5 mm, y se encuentran moderada a fuertemente sericitizados. Los feldespatos potásicos son tanto de microclina como de ortoclasa, y aparecen en forma de cristales subautomorfos, de 0.1-0.3 mm; su proporción es mucho menor que la de la plagioclasa. Algunos cristales de feldespato potásico se encuentran alterados a albita. Los

cristales de feldespato potásico se encuentran débilmente sericitizados. Los cristales de muscovita son automorfos tabulares, de grano fino (0.2-0.7 mm) con notoria alineación preferente. La turmalina aparece como cristales automorfos, de < 5 mm que forman agregados discontinuos (no prismáticos); bajo el microscopio petrográfico se observa que la turmalina presenta zonaciones marcadas e inclusiones de zircón con halos metamórficos (*Figura 11 d y e*). Se observaron cristales xenomorfos de granate en proporciones muy bajas (*Figura 11 f*) así como proporciones traza de zircón.



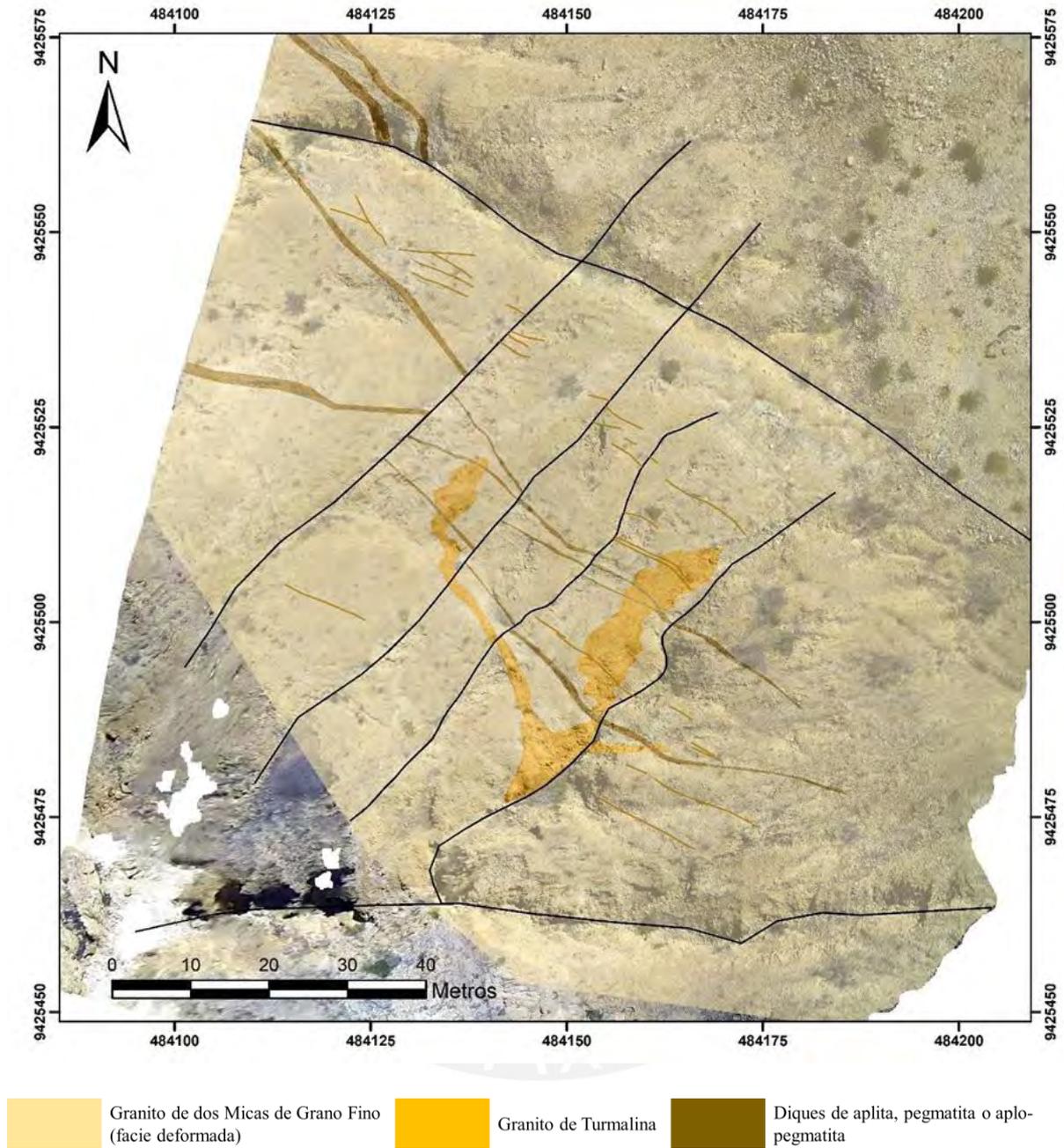


Figura 10. Foto aérea tomada con dron de la zona de afloramiento del Granito de Turmalina con su respectiva cartografía litológica y estructural.

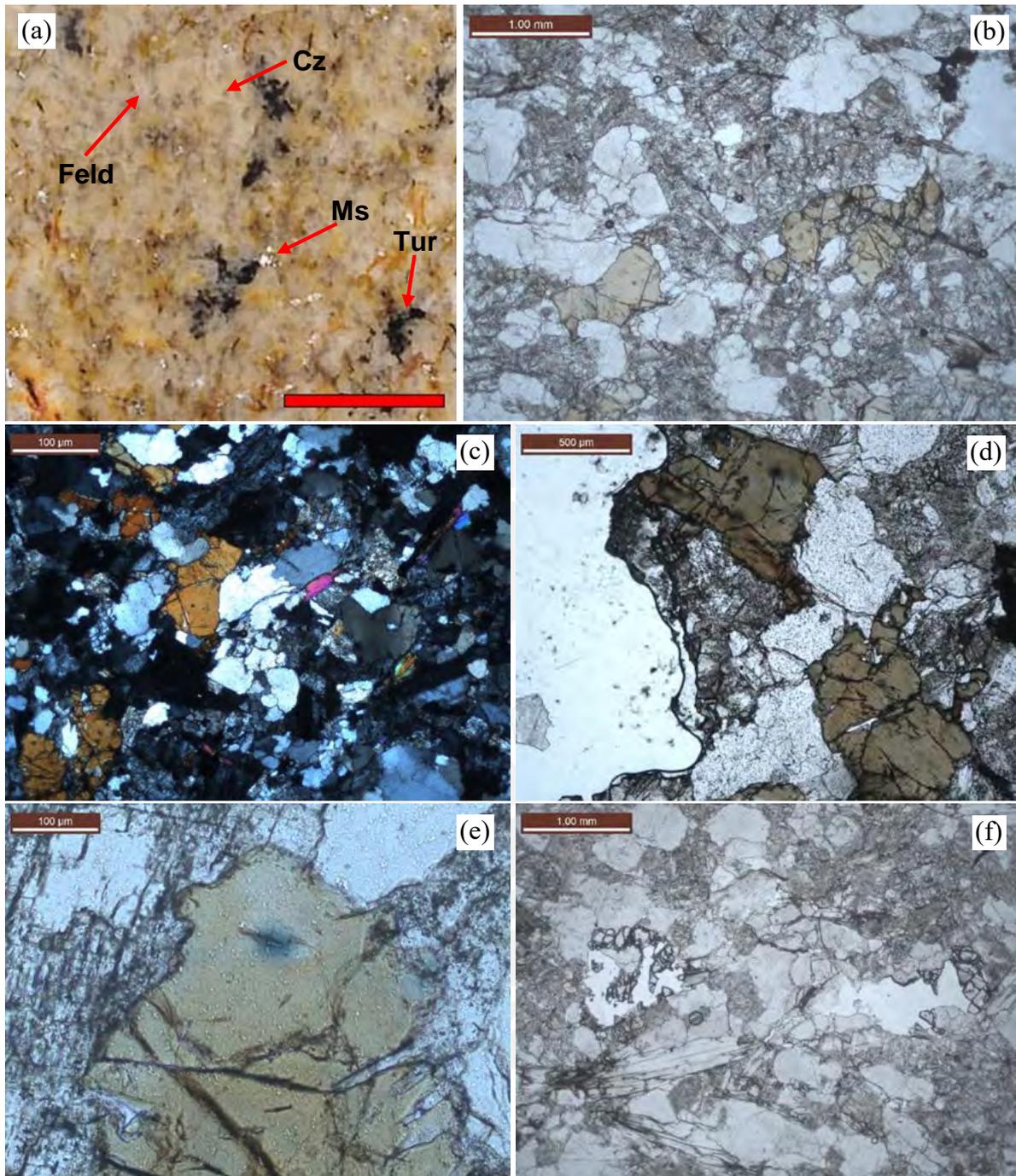


Figura 11. (a) Foto de muestra de mano del Granito de Turmalina. Escala: 1 cm. (b) Sección representativa a luz plana polarizada. (c) Sección representativa a luz con polarizadores cruzados. Diferente zona que la foto b. (d) Detalle de una turmalina subautomorfa zonada. (e) Detalle de un cristal de zircón hospedado en una turmalina, el cual desarrolla un halo metamictico. (f) Detalle de dos cristales de granate en parte arrastrados debido a imperfecciones en la elaboración de la lámina delgado-pulida.

La proporción mineralógica es la siguiente: 40% cz + 12% k-feld + 30% plag + 10% mus. + 7% turm. La proporción plagioclasa-feldespatos potásico corresponde a la de una

granodiorita ($P/A > 65/35$) según la clasificación USGS. Sin embargo, la plagioclasa es claramente sódica y en caso de presentar una composición $Ab > 95$ se clasificaría como un granito de feldespato alcalino.

2.1.3. Leucogranito brechado

Es la fase magmática más leucocrática encontrada en el Macizo de Paita. Se ha identificado en un solo afloramiento de 180 m x 30 m aproximadamente. Se trata de una roca brechada compuesta por clastos de leucogranito en una matriz blanquecina muy fina (*Figura 12 a*). La denominación de “leucogranito” se debe a la tonalidad blanquecina del granito por la ausencia de minerales ferromagnesianos como biotita y turmalina (esta última observada solo como mineral accidental en afloramiento).

Los clastos corresponden a una roca ígnea de textura fanerítica, de grano fino a medio (0.2-1.2 mm) equigranular (*Figura 12 b*). Las fases minerales mayoritarias son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y muscovita. Los cristales de cuarzo son xenomorfos de grano fino (0.2-0.5 mm) con extinción ondulante. Los feldespatos potásicos incluyen cristales de ortoclasa y microclina hipidomorfos (0.4-0.8 mm a 1.6 mm en fenocristales). Los intercrecimientos micrográficos de cuarzo y feldespato potásico son muy frecuentes (*Figura 12 c*). Las plagioclasa es albítica, subautomorfa y de hábito prismático (0.6-1.2 mm). Cierta población mayoritaria de plagioclasa presenta relaciones de reemplazamiento y resorción con cristales de feldespato potásico. Los cristales de muscovita son subautomorfos a automorfos con tamaños de ~1.4 mm. La matriz es microgranular y formada por cristales de cuarzo, feldespatos y muscovita de grano muy fino (< 0.05 mm, *Figura 12 d*).

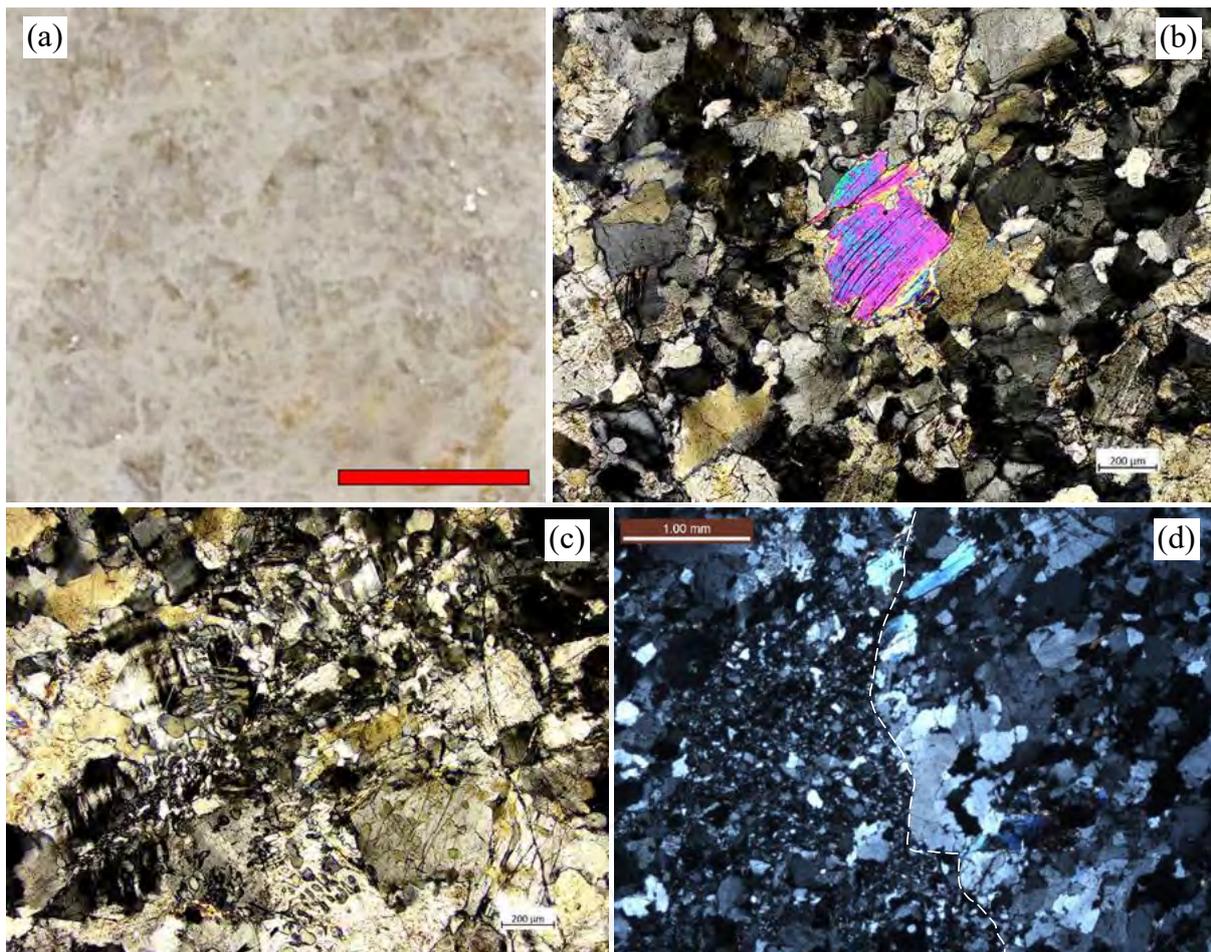


Figura 12. (a) Foto de muestra de mano del leucogranito brechado. Escala: 1 cm. (b) Detalle de la textura fanerítica de un clasto del leucogranito brechado con una muscovita con interferencias de tercer orden en el medio. (c) Detalle de una textura micrográfica muy compleja. (d) Sección representativa con luz a polarizadores cruzados. La línea blanca discontinua corresponde al contacto entre la matriz y un clasto anguloso.

Macroscópicamente la textura brechada es monomítica y matriz soportada. Los clastos son angulosos a subangulosos y sus tamaños varían entre 0.2 y 3 cm. Los clastos presentan una mineralogía modal de 48% cz + 12% k-feld + 18% plag + 12% ms.

2.1.4. Intrusivos de Carácter Máfico

A continuación, se describen algunos rasgos observados en intrusivos máficos. No se llevaron a cabo análisis petrográficos microscópicos ni geoquímica de roca total, por lo que su descripción y clasificación son aproximadas en este estadio.

2.1.4.1. Melanogranito

Ha sido identificado en un afloramiento muy pequeño ubicado hacia el contacto sur. Este intrusivo presenta interpenetraciones con el granito de dos micas de grano fino derivadas de procesos de *mingling*. Se caracteriza litológicamente por una gran abundancia de biotita (~25%), que aparece junto con cuarzo y feldespatos y proporciones menores de muscovita.

2.1.4.2. Dique de Gabro

Se trata de un dique de composición máfica observable desde imagen satelital que corta al intrusivo central y a la roca de caja metasedimentaria (*Figura 5*). Este dique presenta una potencia de 7 a 12 m y un rumbo E-O en el Granito de Paita, y N100°E en la secuencia metasedimentaria. En afloramiento, la relación con el granito de dos micas central es cortante y tajante. En muestra de mano presenta una textura fanerítica de grano fino, con constituyentes máficos >85% (piroxeno y/o anfíbol), y está aparentemente libre de micas y cuarzo.

2.2. Pegmatitas y aplitas

Los diques de aplita y pegmatita fueron reportados por primera vez en el Granito de Paita por Espinoza y Stipetich (2019).

Si bien la mineralogía en las diferentes fases pegmatíticas y aplíticas es muy similar, éstas difieren notoriamente en la granularidad, texturas y distribución. En este estudio, las fases pegmatíticas y aplitas en el Macizo de Paita se clasificaron según dos criterios: morfología y secuencia. Según la morfología se pueden distinguir 1) pegmatitas marginales, 2) *pods* de pegmatita y 3) diques de pegmatita, aplita y aplo-pegmatita bandeada.

2.2.1. Pegmatitas

Las pegmatitas observadas en el Macizo de Paita se desarrollan en distintas fases evolutivas y discordantes. Las descripciones petrográficas de las pegmatitas se limitan a observaciones de campo y descripciones macroscópicas de muestras.

A pesar de tratarse de diferentes cuerpos y fases pegmatíticas, todas presentan la misma mineralogía dominada por cuarzo + feldespatos + muscovita \pm turmalina de grano grueso a muy grueso.

2.2.1.1. Cuerpos marginales

Se denomina cuerpos marginales a los cuerpos de pegmatita emplazados en los contactos de las intrusiones con sus rocas de caja (de naturaleza ígnea como metamórfica), referidos en la literatura como *pericontact pegmatites* (Breiter et al., 2005). Morfológicamente, los cuerpos son irregulares a lenticulares, con la notoria y diagnóstica característica de ser concordantes a los contactos de los propios granitos, razón por la cual se las asocia genéticamente al emplazamiento y cristalización de los propios intrusivos encajonantes.

Las morfologías marginales de pegmatitas observadas y estudiadas son las siguientes:

2.2.1.1.1. Stockscheider

Este tipo de pegmatitas se presentan como cuerpos lenticulares a filonianos discontinuos emplazados entre la roca de caja metasedimentaria y el intrusivo central de dos micas de grano fino (*Figura 13 a, b y c*). Las potencias son inferiores a los 20 cm, tienen una extensión métrica pero discontinua, y rumbo paralelo al contacto con el intrusivo central, el cual varía N-S o E-O dependiendo de la ubicación. Presentan texturas de solidificación unidireccional con feldespatos potásicos plumosos de hasta 10 cm (*Figura 13 d y e*).

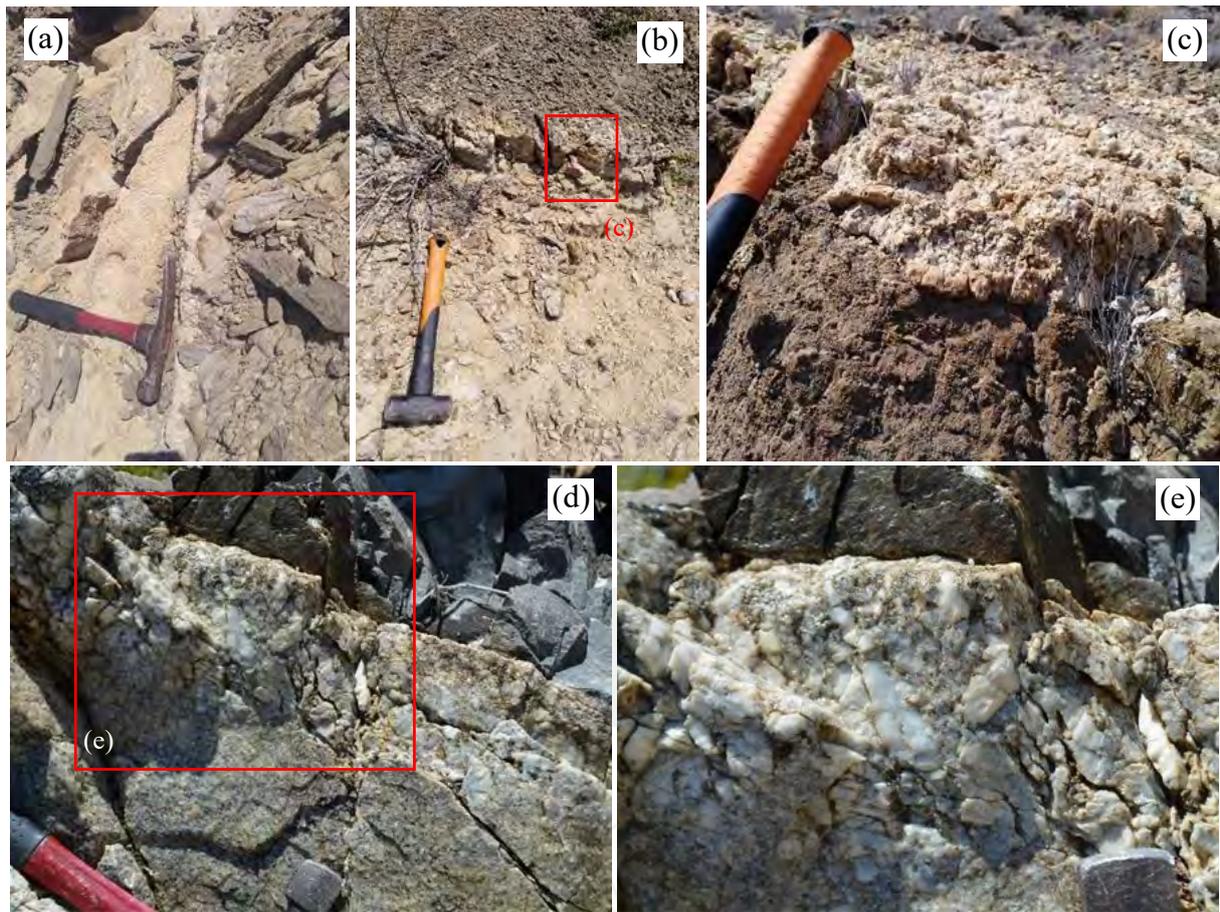


Figura 13. (a) Detalle de un cuerpo de pegmatita *stockscheider* lenticular leucocrático de grano grueso entre el granito de dos micas de grano fino (izquierda) y la roca de caja metasedimentaria (derecha). (b) y (c) Detalle de una pegmatita *stockscheider*. (d) y (e) Detalle de una pegmatita *stockscheider* con textura de solidificación unidireccional, desde la roca de caja metasedimentaria (parte oscura) hacia el granito, de feldespato potásico de hábito plumoso penetrando en una zona aplítica. Mango y punta de comba de escalas.

2.2.1.1.2. Capas complejas (Complex sheets)

En uno de los contactos entre el granito de dos micas de grano medio y el granito de dos micas de grano fino se ha reconocido un complejo donde las bandas de pegmatitas se alternan con bandas de granito y de aplita (Figura 14). Esta secuencia rítmica y su ubicación a lo largo de los contactos entre dos intrusivos diferentes corresponde a la definición de los complejos pegmatíticos marginales tipo *Complex sheets* descritos en intrusivos Hercínicos por Breiter et al. (2018).

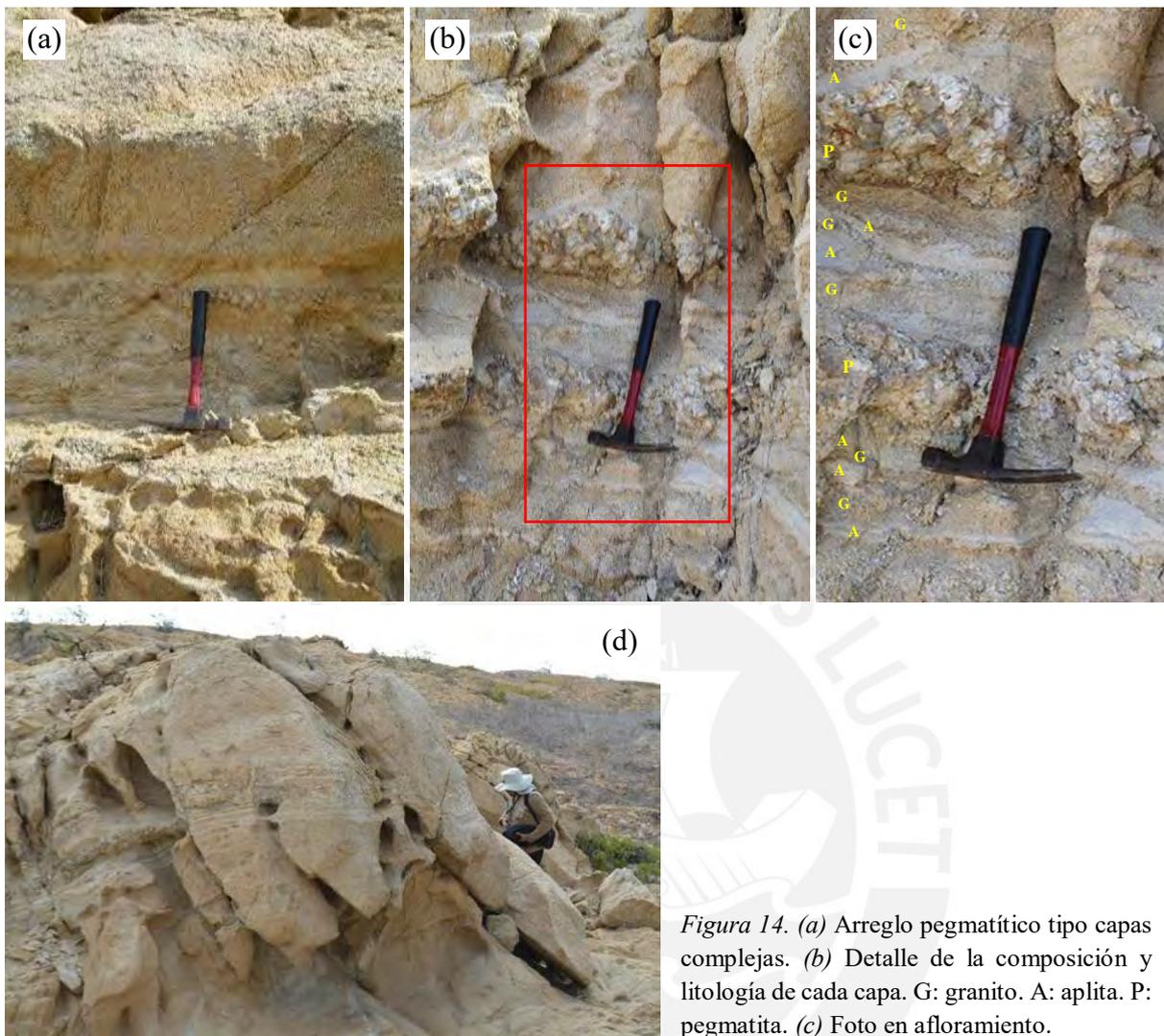


Figura 14. (a) Arreglo pegmatítico tipo capas complejas. (b) Detalle de la composición y litología de cada capa. G: granito. A: aplita. P: pegmatita. (c) Foto en afloramiento.

2.2.1.2. Pods

Los *pods* de pegmatita son cuerpos irregulares con forma de vaina (Draper y Yani, 1987). En el Granito de Paita, estos *pods* están localizados en el interior, y menos frecuentemente en los contactos de los diferentes intrusivos, sin ser considerados estos últimos como pegmatitas marginales; excepcionalmente, también aparecen dentro de algunos diques de aplo-pegmatita (Figura 15 a). Los tamaños son muy variables, desde inferiores a los 15 cm como los observados en el granito de dos micas de grano fino (p.ej., Figura 31 e y f) hasta los 50 cm (Figura 15 b). En los *pods* encontrados en granitos de dos micas de grano medio, se observan

cristales de hasta 20 cm (*Figura 15 c*) y dimensiones de *pod* de hasta 1 m (*Figura 15 d, e y f*). Estas pegmatitas presentan estructuras concéntricas, con predominancia de muscovita hacia los bordes y de cuarzo hacia el núcleo, mas no se observaron texturas de solidificación unidireccional. Los cristales de feldespatos potásico presentan texturas peritéticas.

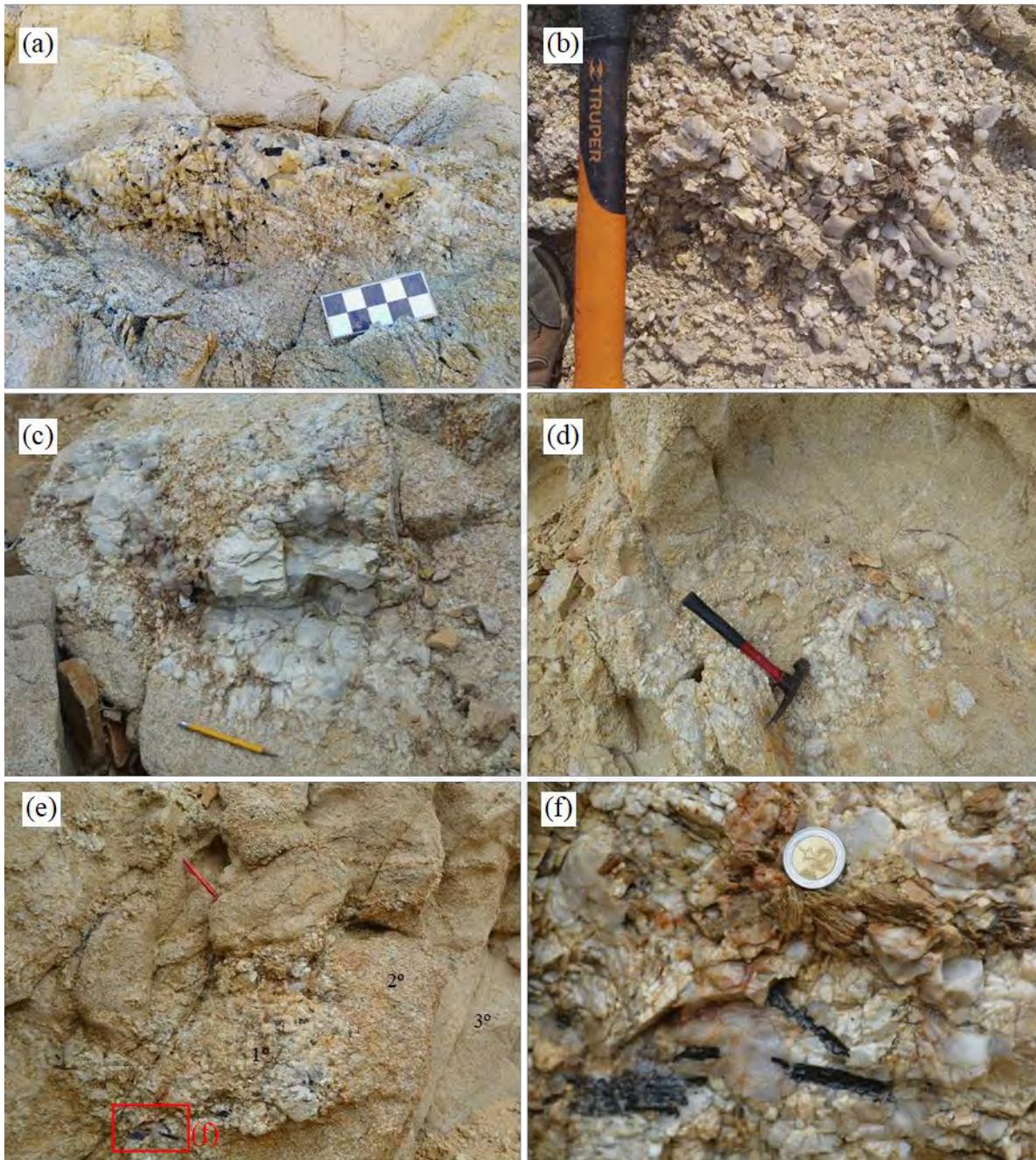


Figura 15. (a) Foto de un *pod* de pegmatita, emplazado en un dique de aplo-pegmatita, con la característica geometría en forma de vaina. (b) Detalle de un *pod* de pegmatita de ~40 cm dentro del granito de dos micas de grano fino. Notar la mineralogía a cuarzo+feldespatos+muscovita. (c) Detalle de un bloque de granito de dos micas

de grano medio con un pod de pegmatita con un cristal de feldespato de ~20 cm. (d) Foto de un pod de pegmatita con textura bloqui (cuarzo+feldespato) en el granito de dos micas de grano medio. (e) Foto de un ejemplo de pod de pegmatita (1º) desarrollado dentro del granito de dos micas de grano medio (2º). La zona 3º corresponde al granito de dos micas de grano fino, facies deformada, la cual encajona al granito de dos micas de grano grueso. (f) Detalle del tamaño de grano grueso y mineralogía a cuarzo+feldespato+turmalina+muscovita del pod de pegmatita.

2.2.1.3. Diques

Son los cuerpos de pegmatita más comunes en el Granito de Paita. Presentan potencias variadas, mayormente <5 cm (Figura 16 a), llegando a alcanzar los 50 cm (Figura 16 b).

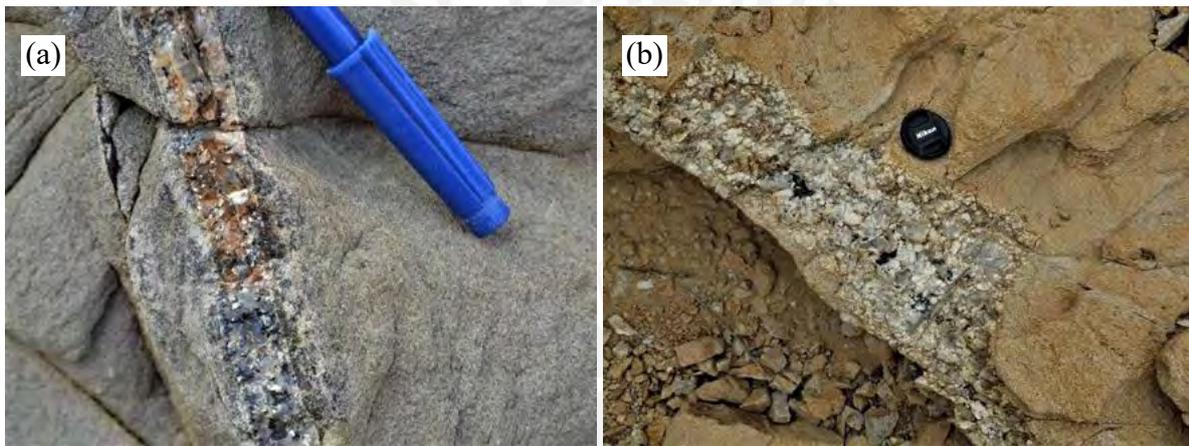


Figura 16. (a) Foto de un dique de pegmatita de 3 cm de potencia. (b) Foto de un dique de pegmatita de 12 cm de potencia.

La distribución mineral y textural interna de los diques está separada en bandas que no siempre son paralelas ni concordantes a las paredes del dique (Figura 17 y Figura 18 b). A nivel general, el esquema de bandeamiento observado, principalmente en los diques de mayor espesor, es el siguiente:

- (1) Bandas externas de feldespatos + turmalina ± cuarzo con texturas de solidificación unidireccional. Los cristales tienden al automorfismo, con tamaños medios a gruesos, dependiendo de la potencia del dique, con excepción del cuarzo.

- (2) Bandas intermedias de cuarzo + feldespatos + turmalina + muscovita, con texturas pegmatíticas (grano grueso a medio e inequigranulares), faneríticas (grano medio a fino y equigranulares) o aplíticas (grano fino y equigranulares), sin distribución notoria ni texturas de solidificación unidireccional.
- (3) Un núcleo de cuarzo \pm turmalina. El cuarzo es masivo, y los cristales de turmalina son automorfos a subautomorfos.

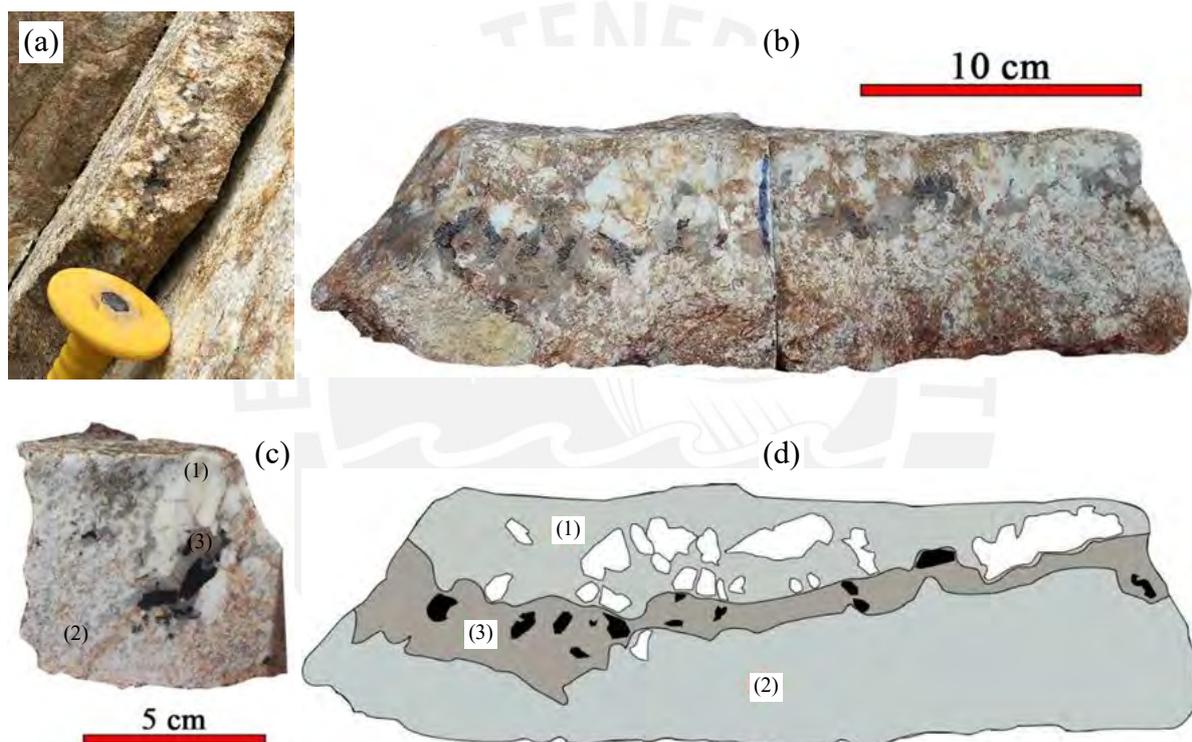
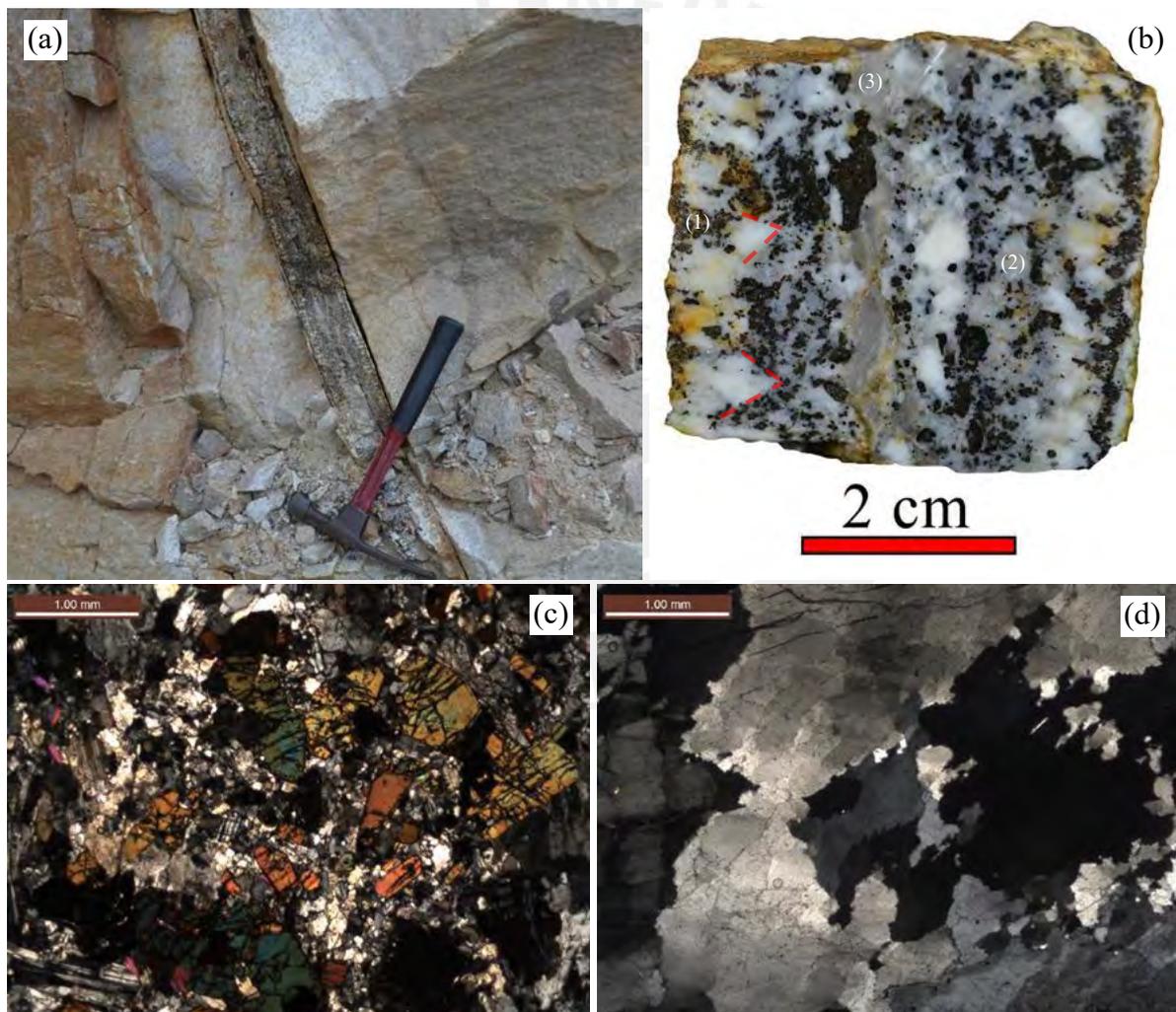


Figura 17. (a) Foto de afloramiento de un dique de pegmatita. (b), (c) y (d) fotos y esquema de la muestra de mano del dique de pegmatita completo y en corte, con las bandas (1), (2) y (3).

Bajo microscopio petrográfico, los feldespatos potásicos se encuentran en menor concentración que la plagioclasa, estas últimas de composición sódica. Los cristales de turmalina son elongados y presentan zonación e inclusiones de zircón con desarrollo de halos metamícticos. Ocasionalmente muestran texturas esqueléticas (Figura 18 e). En la banda (1) son apreciables las texturas de solidificación unidireccional resaltadas por la neoformación de

minerales como turmalina, y nucleación heterogénea de feldespatos y cuarzo, que aprovechan la preexistencia de estos minerales en las paredes graníticas (*Figura 19*). Los diques de pegmatita presentan también indicios de deformación como torsión de plagioclasa, fracturamiento de turmalina y extinción ondulante en cuarzo, microclina y plagioclasa en la banda (2) y formación de subgranos, bordes suturados y extinción ondulante en el cuarzo de la banda (3) (*Figura 18 f y g*). Se han reconocido diques con texturas gráficas en la banda (2), y muy localmente cristales automorfos de granate en la banda (3).



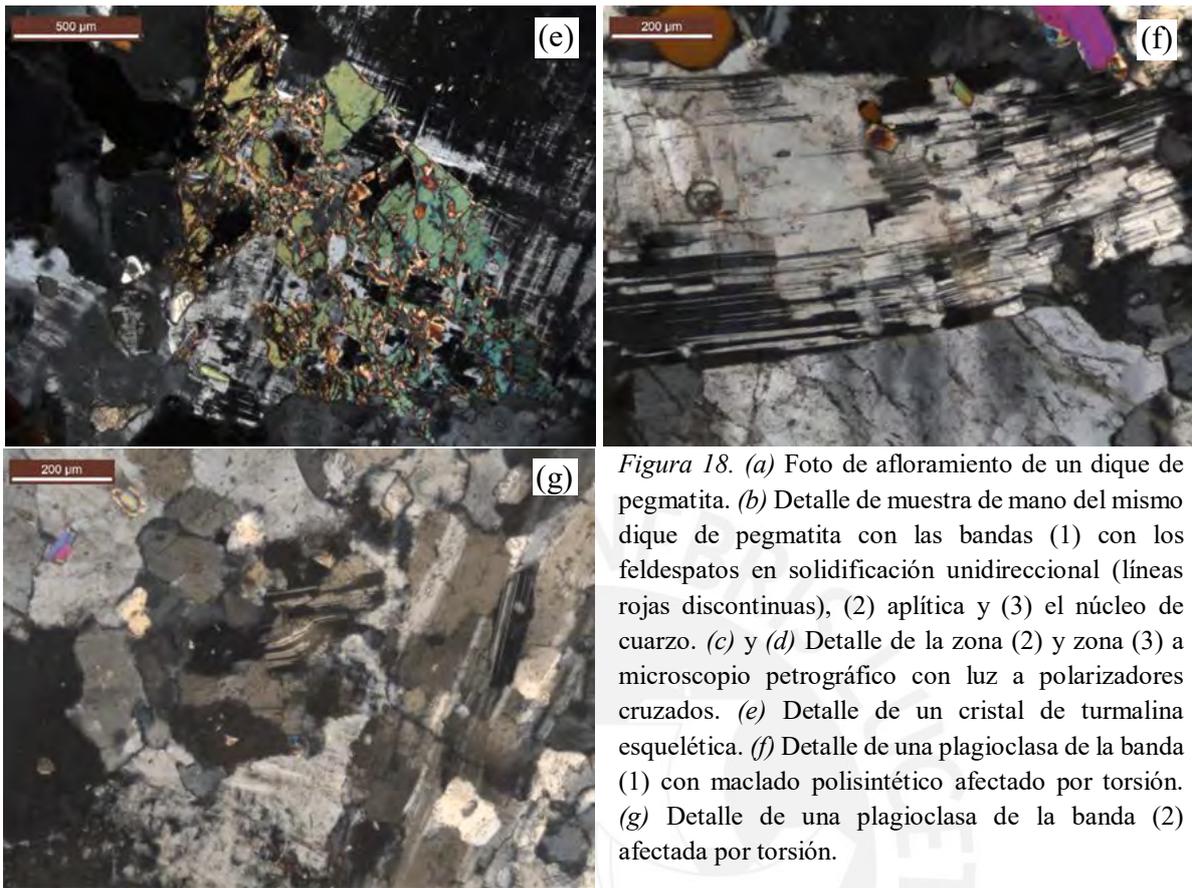


Figura 18. (a) Foto de afloramiento de un dique de pegmatita. (b) Detalle de muestra de mano del mismo dique de pegmatita con las bandas (1) con los feldspatos en solidificación unidireccional (líneas rojas discontinuas), (2) aplítica y (3) el núcleo de cuarzo. (c) y (d) Detalle de la zona (2) y zona (3) a microscopio petrográfico con luz a polarizadores cruzados. (e) Detalle de un cristal de turmalina esquelética. (f) Detalle de una plagioclasa de la banda (1) con maclado polisintético afectado por torsión. (g) Detalle de una plagioclasa de la banda (2) afectada por torsión.



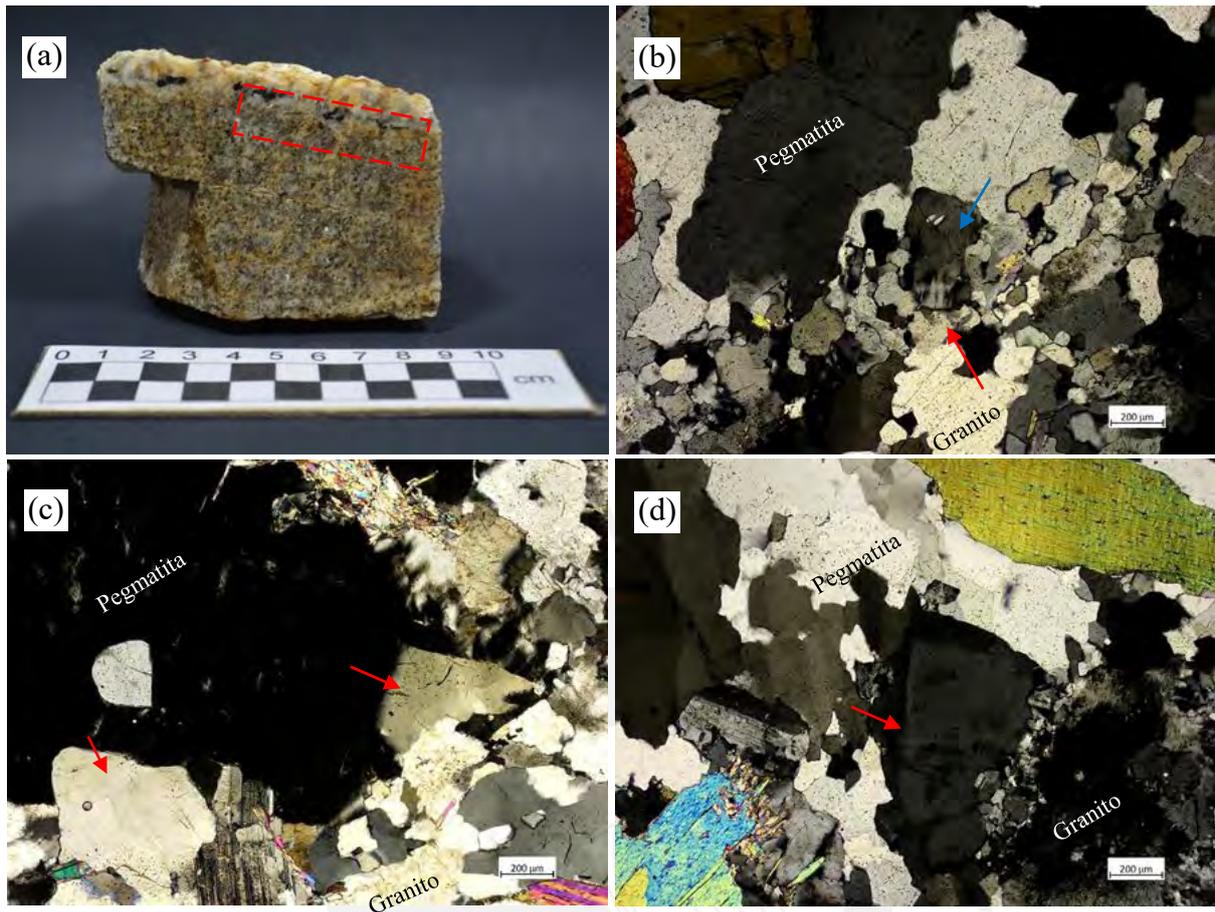


Figura 19. (a) Foto de muestra de mano de un contacto entre un dique de pegmatita (incompleto) y el granito de dos micas de grano fino encajonante. (b) Detalle de la nucleación heterogénea de una ortoclasa pegmatítica con solidificación unidireccional (flecha azul) a partir de una microclina granítica preexistente (flecha roja, notar maclado tatrán). (c) Texturas de solidificación unidireccional de cuarzo (flechas). (d) Textura de solidificación unidireccional de ortoclasa zonada (flecha).

2.2.2. Diques de Aplita y de Aplo-Pegmatita

Afloran en forma de diques de rumbo similar a los diques de pegmatita. Los diques de aplita presentan espesores comprendidos entre 10 y 40 cm. En los diques de mayor espesor se observa bandeamiento y texturas de solidificación unidireccional de turmalina automorfa desde los hastiales hacia adentro (similar a la banda (1) de los diques de pegmatita; *Figura 20 a*). No obstante, predomina una distribución homogénea no bandeada (*Figura 20 b*).

Petrográficamente, las aplitas presentan una textura fanerítica, hipidiomórfica equigranular, de grano fino a medio (0.3-1.2 mm; *Figura 20 c, d y e*). Las fases minerales mayoritarias son cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, muscovita y turmalina. Los cristales de cuarzo son xenomorfos, con tamaños de 0.2-0.4 mm y extinción ondulante. Los cristales de plagioclasa son automorfos prismáticos con maclado de albita y periclina, y tamaños de 0.6-1.2 mm; presentan una débil sericitización. Los cristales de ortoclasa son xenomorfos de grano medio (>0.8 mm), aparecen en menor proporción que los cristales de plagioclasa, y normalmente están fuertemente alterados a sericita y albita. Los cristales de muscovita son automorfos tabulares/micáceos de 0.4-0.8 mm y no muestran orientación preferente. Se encuentran también cristales aciculares de muscovita rellenando espacios de clivaje de los cristales de plagioclasa sódica. Los cristales de turmalina son automorfos prismáticos/columnares, con dimensiones de hasta 1.2 mm en la dirección cristalográfica *c* y 0.3-0.8 mm en sección basal. Los cristales de turmalina muestran una fuerte zonación (*Figura 20 f*) y localmente presentan inclusiones de topacio (*Figura 20 g*) y zircón, mostrando halos metamórficos en el último caso. Proporciones minoritarias de cristales subautomorfos de 0.2-0.5 mm de apatito y trazas de topacio y granate son observadas. Los cristales de granate presentan intercrecimientos simplectíticos con cuarzo (*Figura 20 h e i*).

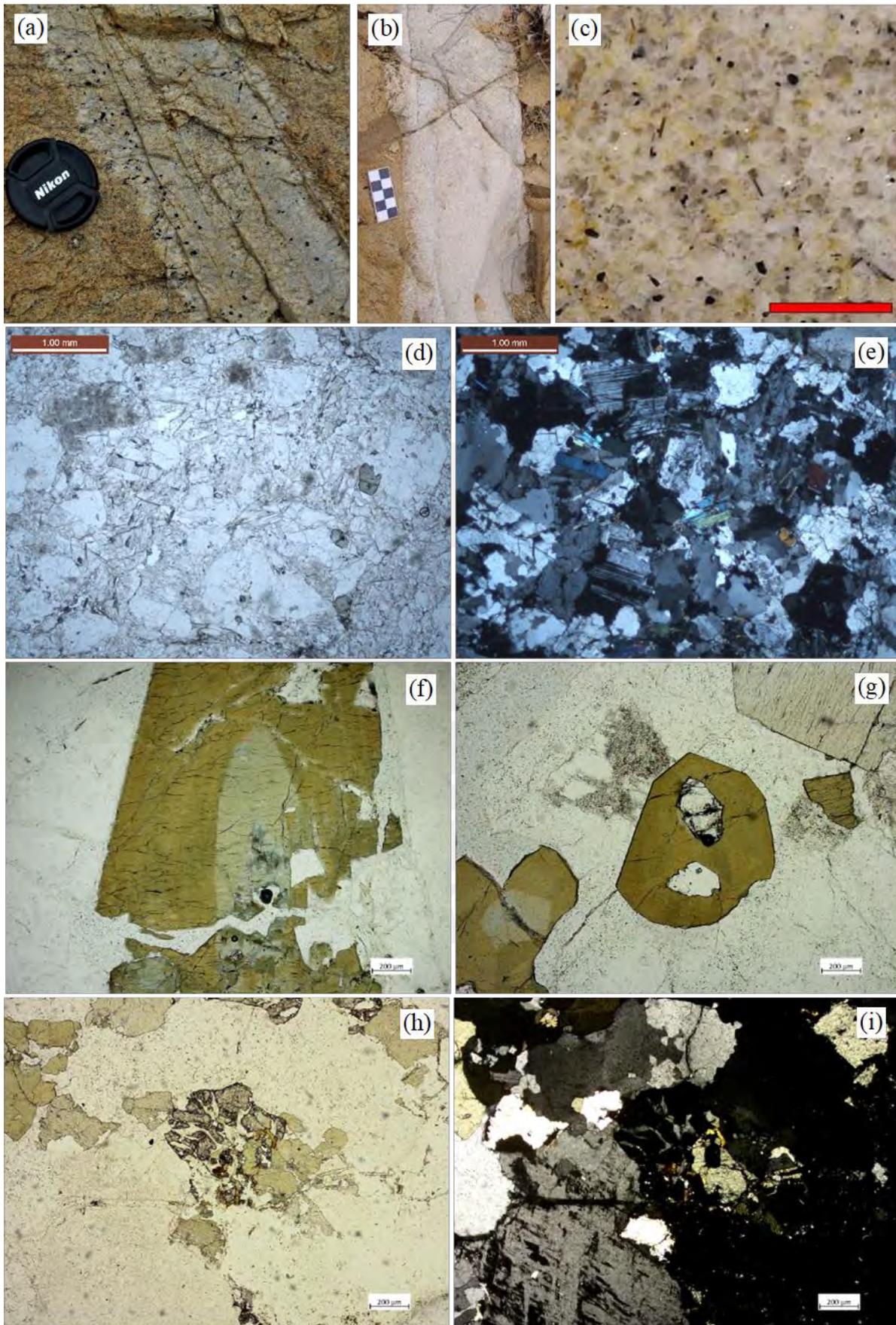


Figura 20 (a) Foto de un dique de aplita bandeado, con bandas con turmalina hacia los contactos y un núcleo más muscovítico. *(b)* Foto de un dique de aplita de ~30 cm. Escala: 10 cm. *(c)* Foto de una muestra de mano de un dique de aplita. Escala: 1 cm. *(d)* y *(e)* Misma foto de sección representativa de un dique de aplita a luz plana polarizada y luz con polarizadores cruzados respectivamente. *(f)* Detalle de un cristal de turmalina zonado. *(g)* Sección basal de un grano de turmalina con inclusión de topacio. *(h)* e *(i)* Simplectita formada por el intercrecimiento de cuarzo y granate a luz plana polarizada y con luz a polarizadores cruzados respectivamente.

La proporción mineralógica es de 42% cz + 40% plag + 4% k-feld + 6% mus + 8% turm siendo el 40% de plagioclasa distribuida en 25% primaria y 15% secundaria (albitización). En una primera instancia la proporción cuarzo-feldespática correspondería a la de una granodiorita-tonalita en el diagrama ternario de Streckeisen, debido a la abundancia de plagioclasa sobre la ortoclasa. Sin embargo, los efectos de la albitización podrían enmascarar la proporción primaria de feldespato potásico. Además, se debe considerar la composición albitica de la plagioclasa primaria aun desconocida, por lo que una designación nominal a la litología de las aplitas sigue abierta.

Finalmente, los diques de aplo-pegmatita son cuerpos mixtos con desarrollo diferenciado en bandas. El contacto con la roca de caja suele estar marcado por crecimientos pegmatíticos, mientras que hacia el interior de los diques la secuencia es cíclica entre bandas de aplita y pegmatita pero arbitraria en cuanto a espesores y forma de cada una (*Figura 21*). Estos cuerpos pueden alcanzar espesores mayores a los de los diques de pegmatita o de aplita, normalmente entre 20-50 cm, llegando a medir 2 m de potencia en el caso del dique de aplo-pegmatita más grande encontrado. Las bandas de pegmatita están formadas principalmente por cuarzo + feldespatos, y las bandas de aplita por cuarzo + feldespatos + turmalina.

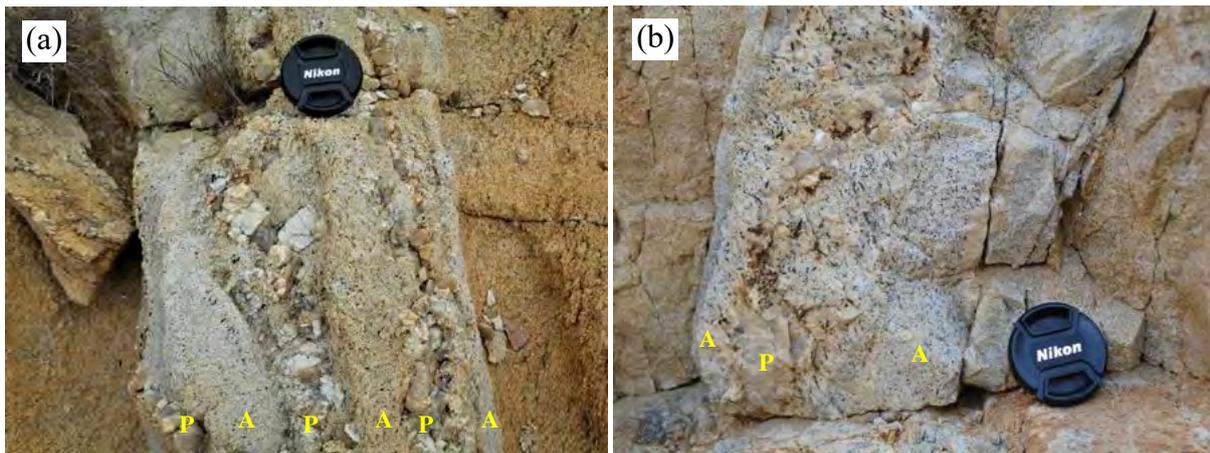


Figura 21. Detalle de dos diques de aplo-pegmatita bandeadas. P : banda de pegmatita, A: banda de aplita.

2.3. Alteraciones Hidrotermales

2.3.1. Albitización

Esta alteración se observó petrográficamente en granitos, pegmatitas y aplitas. En los granitos y en los diques de aplita, la albita secundaria aparece como cristales xenomorfos de grano fino, con maclado en tablero de ajedrez, pero predominantemente sin macla, y con relaciones de reemplazamiento y resorción de feldespatos potásicos relícticos. Los cristales de plagioclasa secundarios presentan alteración moderada a sericita (*Figura 22 a, b, c y d*). En los diques de pegmatita, la albitización se presenta en algunos feldespatos con texturas de solidificación unidireccional de la banda (1) donde estos mismos corresponden a cristales de plagioclasa automorfos, con leve maclado polisintético según la ley de albita, de grano grueso, y con inclusiones relícticas de feldespato potásico (*Figura 22 e y f*). La proporción de plagioclasa secundaria en los granitos de dos micas es despreciable. En el granito de turmalina se tiene plagioclasa que ha reemplazado cierta cantidad de feldespatos potásicos, pero estos representan <5%. Sin embargo, en el leucogranito brechado y en los diques de aplita, la proporción de plagioclasa secundaria es mayoritaria.

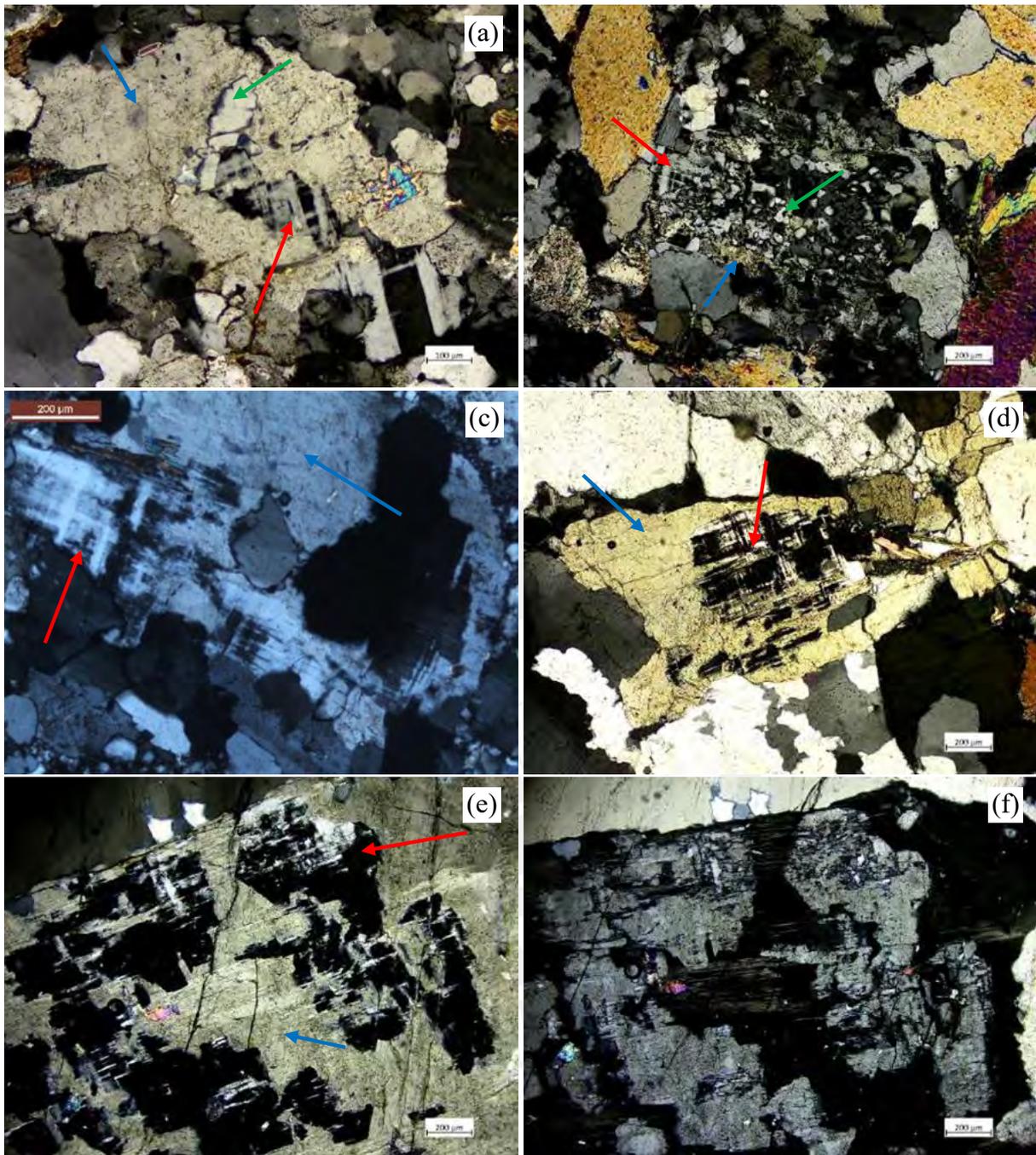


Figura 22. Fotos de secciones delgadas, a luz con polarizadores cruzados, de diferentes rocas ígneas donde se tiene que una microclina relíctica (flecha roja) presenta una relación de reemplazamiento por una plagioclasa secundaria no maclada (flecha azul) en: (a) el granito de dos micas de grano fino con un cristal de cuarzo no afectado (flecha verde); (b) una microclina con textura micrográfica precursora (flecha verde señala el cuarzo micrográfico); (c) en el leucogranito brechado, (d) en un dique de aplita y (e) y (f) en un cristal de feldespato en crecimiento unidireccional de la banda 1 de un dique de pegmatita, fotos rotadas 10° , notar que la plagioclasa secundaria tiene un ligero maclado polisintético.

2.3.2. Turmalinización

Se ha reconocido turmalinización en la roca de caja metasedimentaria asociada a diques de potencia < 10 cm de cuarzo masivo, con muscovita hacia las paredes. Los halos de alteración son < 5 cm y corresponden a turmalina masiva a acicular cuyo desarrollo ha sido controlado por la foliación en pizarras o las fracturas y/o porosidad en metareniscas (*Figura 23*).



Figura 23. (a) Dique con cuarzo hacia el núcleo y muscovita hacia las paredes, y turmalinización masiva en los metasedimentos (flecha roja). Escala: 10 cm. (b) Dique de cuarzo con un potente halo de turmalinización masivo. (c) Foto de un dique de cuarzo sinuoso, con muscovita hacia las paredes y desarrollo de un halo de turmalinización masivo que siguió la foliación de las metasedimentarias encajonantes. (d) Dique de cuarzo con turmalinización hacia una roca de caja de metarenisca.

En el interior del Granito de Paita se observan “ojos de turmalinización” de < 2 cm de diámetro, siendo más abundante en los enclaves surmicáceos (*Figura 24 b*); en estos “ojos”, la turmalina aparece en el centro pasando a un halo de cuarzo-muscovita (*Figura 24 a*). En los enclaves surmicáceos, los cristales de turmalina se concentran hacia el centro de estos (*Figura*

24 c) y presentan tamaños ~1 mm, formas subautomorfas a automorfas, zonación, e inclusiones de zircón con halos metamícticos y un mineral fibrolítico traslúcido, probablemente rutilo (Figura 24 d).

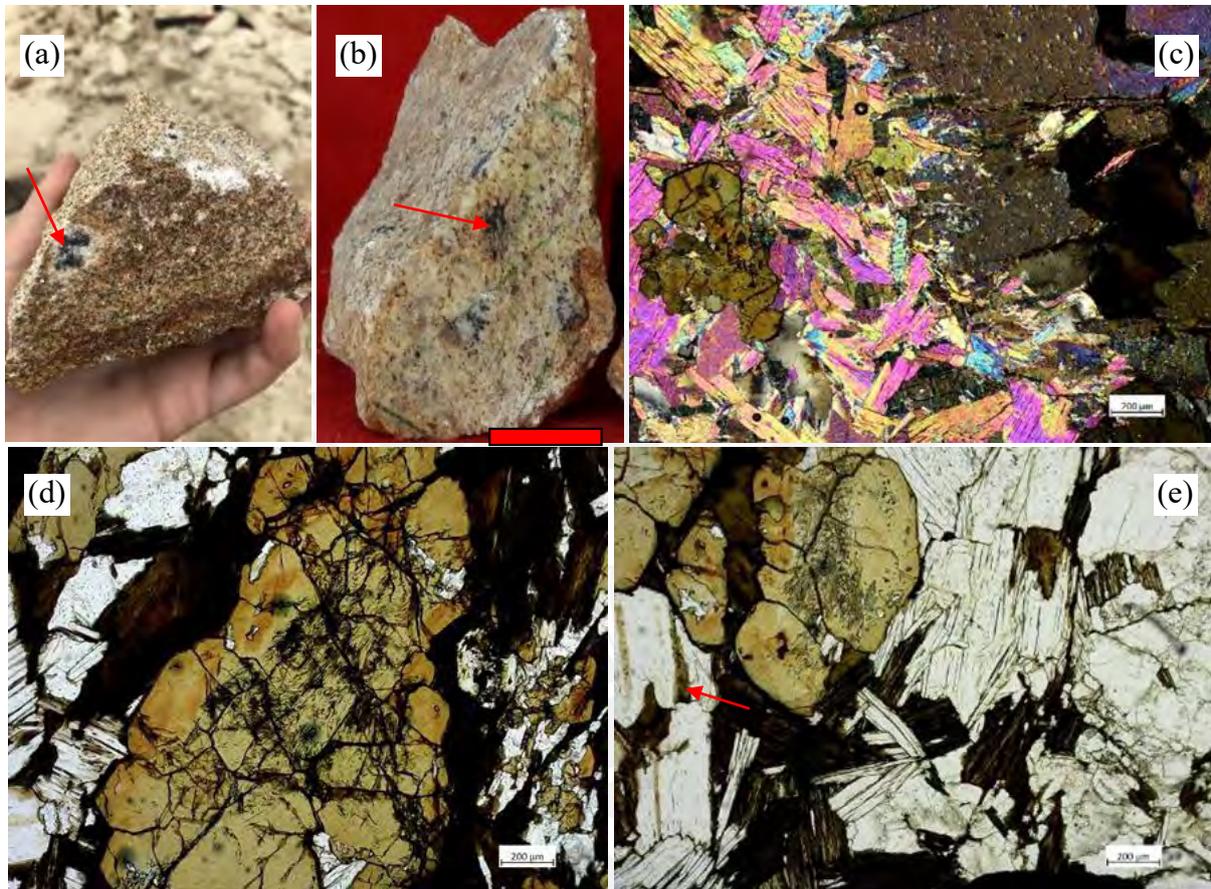
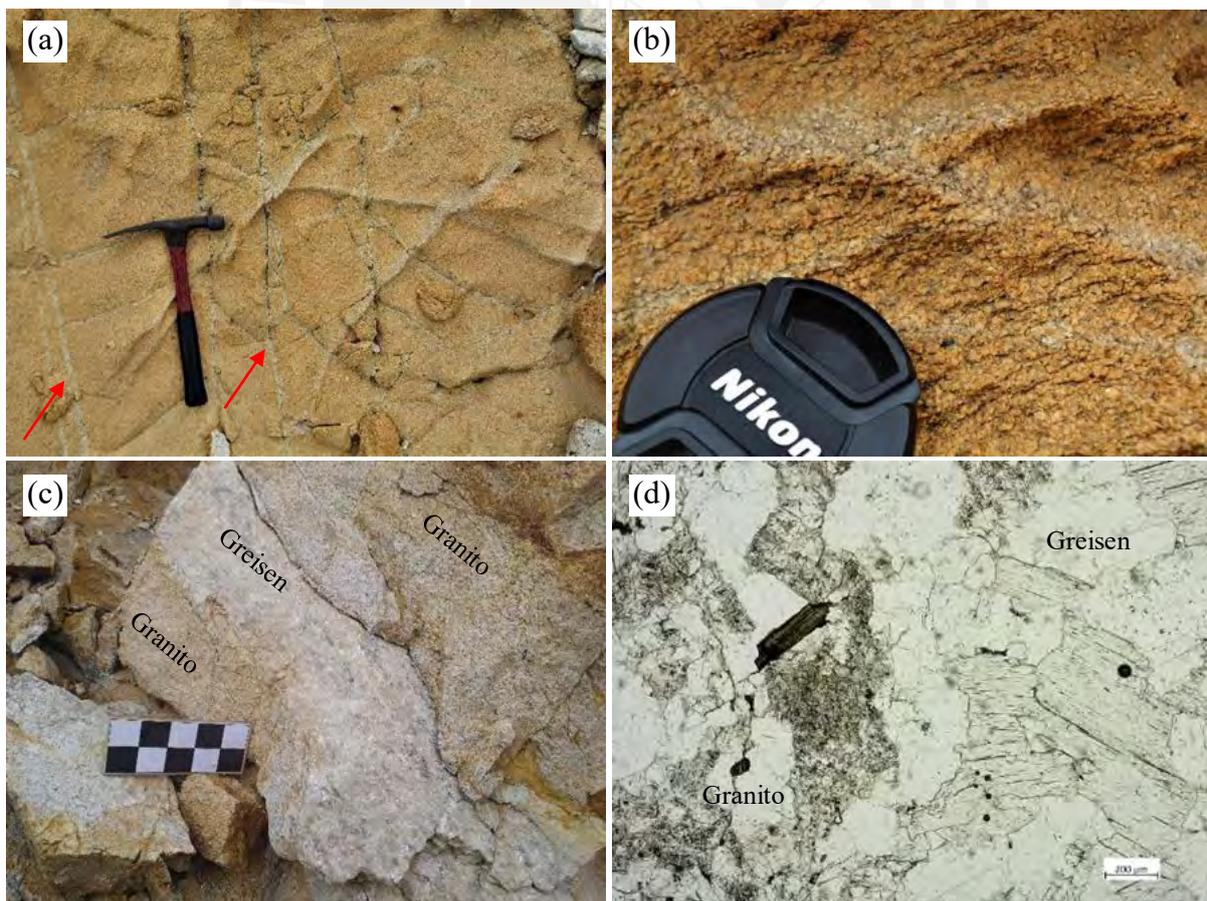


Figura 24. (a) Espécimen de mano de un granito de dos micas de grano fino con un denominado “ojo de turmalinización” (flecha). (b) Espécimen de mano de un granito con un enclave rico en biotita (flecha) el cual fue analizado a microscópio petrográfico. Escala: 2 cm. (c) Detalle del ensamble mineral a micas-turmalina del enclave surmicáceo turmalinizado. (d) Detalle de una turmalina con inclusiones de zircón con halos metamícticos (flecha) y de un mineral fibrolítico. Notar el grado de opacitización de las biotitas. (e) Detalle del ensamble de las micas del enclave. Notar el carácter tardío de la muscovita y la turmalina con respecto a la biotita. Detalle de lamelas de biotita residual en un cristal de muscovita (flecha).

2.3.3. Greisenización

Se observa en el dominio cupado por el granito de dos micas de grano fino. En éstos, el ensamble mineral cuarzo+feldespatos+micas se encuentra alterado a un ensamble de cuarzo+muscovita de grano medio a grueso.

A escala de afloramiento, la manifestación greisen más frecuente y recurrente corresponde a pequeñas bandas de cuarzo+muscovita de grano fino a medio con potencias < 3 cm (Figura 25 a y b), excepcionalmente de grano grueso con potencias de 10 cm (Figura 25 c). La morfología de estas bandas es sinuosa y anastomosada a modo de vetas y venillas interconectadas tipo *stockwork*, siendo las bandas más potentes las más rectilíneas. Si bien son bandas con curvatura, éstas tienden a orientarse N-S (Figura 32 a). En afloramiento destacan por su color blancuzco y brillo micáceo, ausencia de oxidación y por un relieve positivo (Figura 25 a, b y c). A pesar de tener un arreglo parecido a venillas, este término no se emplea debido a que estas bandas greisen son el resultado de una alteración del granito por parte de fluidos hidrotermales que circularon a través de fracturas (*versus* rellenos minerales por cristalización en un sistema de fracturas dilatantes).



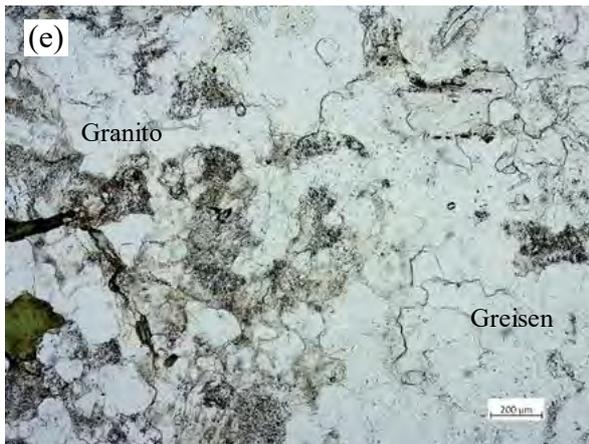


Figura 25. (a) y (b) Fotos de afloramiento de unas bandas greisen poco potentes, con arreglo entrecruzado similar a un stockwork. Flechas rojas señalan diques de aplita tardíos con tendencia vertical, no corresponden a bandas greisen. (c) Foto de afloramiento de una banda greisen muy potente cerca de la zona del contacto con la caja metasedimentaria. Escala: 10 cm. (d) y (e) Fotos a microscopio petrográfico, luz plana polarizada, de las zonas de contacto entre las bandas greisen y el granito de dos micas de grano fino. Notar en ambos casos la sericitización de los feldspatos y opacitización y cloritización de la biotita en la zona del granito.

En ciertos sectores del granito de dos micas de grano fino la greisenización aparece como manchas u “ojos” de grano medio de muscovita, la cual se reconoce y diferencia del granito por su granulometría, color y textura (Figura 26 a y b).

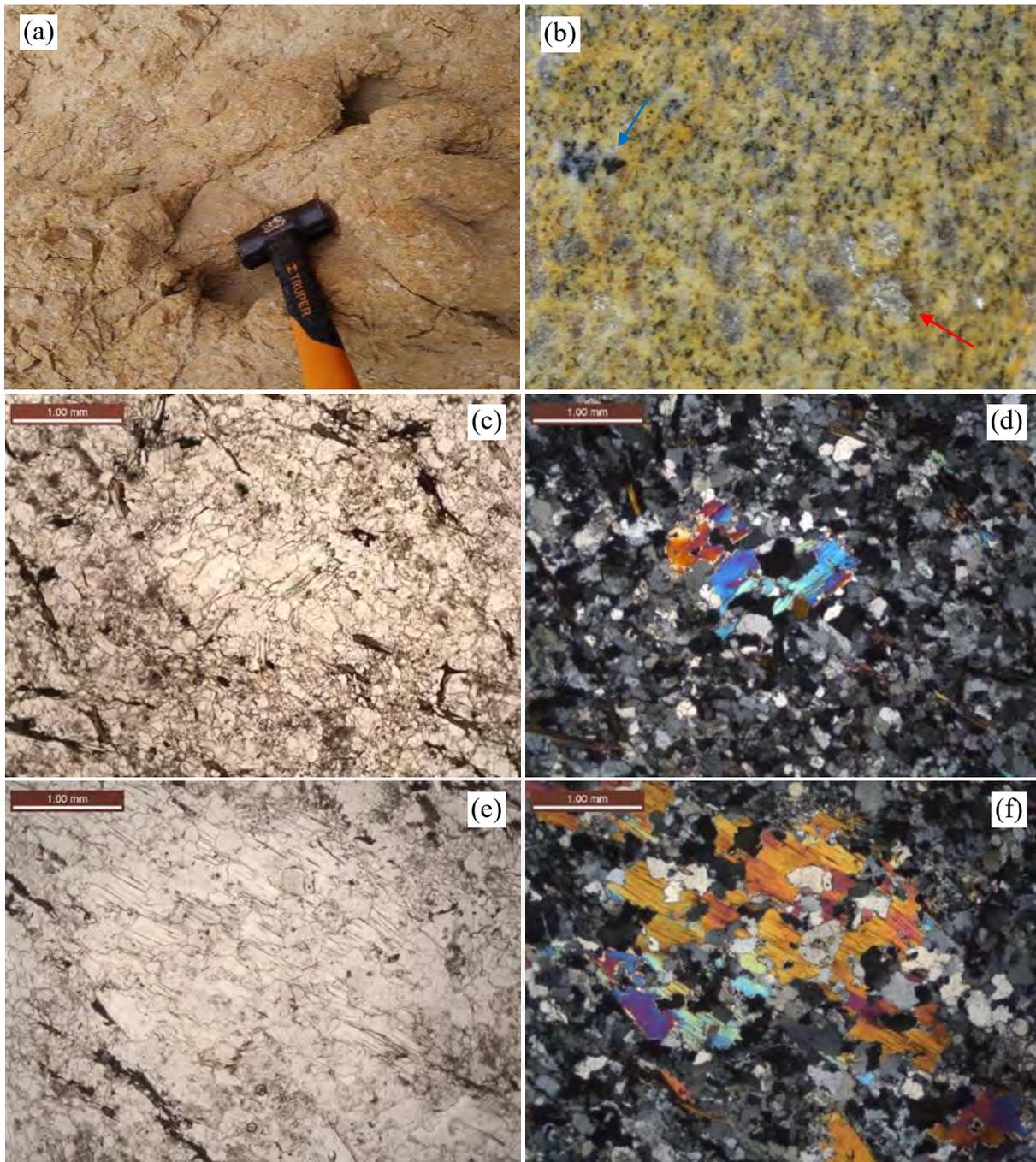


Figura 26. (a) Foto de afloramiento de una zona del granito de dos micas de grano fino con cristales de muscovita en forma de “ojos”. *(b)* Foto de un espécimen de mano de un granito greisenizado no pervasivo, el cual describe una textura críptica. Flecha roja señala una muscovita secundaria de ~5 mm. Flecha azul señala una zona con turmalinización tipo “ojo”. *(c)*, *(d)*, *(e)* y *(f)* Fotos de secciones delgado-pulidas, con luz plana polarizada y a polarizadores cruzados, de estas mismas zonas con muscovitas secundarias de grano medio, los cuales muestran que se tratan de zonas a cuarzo-muscovita (greisen) y la muscovita presenta una textura esquelética con cuarzo.

Bajo microscopio, las bandas greisen presentan una textura granolepidoblástica de grano fino a medio y mineralogía mayoritaria de cuarzo y muscovita. Los cristales de cuarzo son xenomorfos, de grano fino a medio (0.8 - 2 mm) con bordes suturados, extinción ondulante y subgranos de cuarzo. Los cristales de muscovita son automorfos, de grano medio (1.2 - 3 mm), comúnmente tabulares/micáceos y pecilíticos, con extinción ondulante. El feldespato potásico con texturas micrográficas, y la biotita –muy opacitizada– son minerales accesorios. Se han observado cantidades traza de un mineral con textura fibroblástica que aparece en forma de inclusiones en muscovita y en cuarzo, que podría corresponder a rutilo. Cantidades accesorias de feldespatos y biotita se concentran hacia las paredes de las bandas con el granito. En las zonas de manchas/“ojos” se distinguen cristales de muscovita de tamaño > 1 mm con textura pecilítica con cuarzo, libre de feldespatos y biotita (*Figura 26*). Modalmente, las bandas greisen presentan 55% cz + 45% ms.

En los granitos de dos micas se han observado cristales de muscovita de grano medio, con texturas esqueléticas y pecilíticas con cuarzo. También se han observado cristales de muscovita secundarias con biotita cloritizada, opacitizada, interestratificada o incluida en cristales de biotita, llegando a observarse en la última opacitización, cloritización y cristales opacos en los clivajes (*Figura 27*).

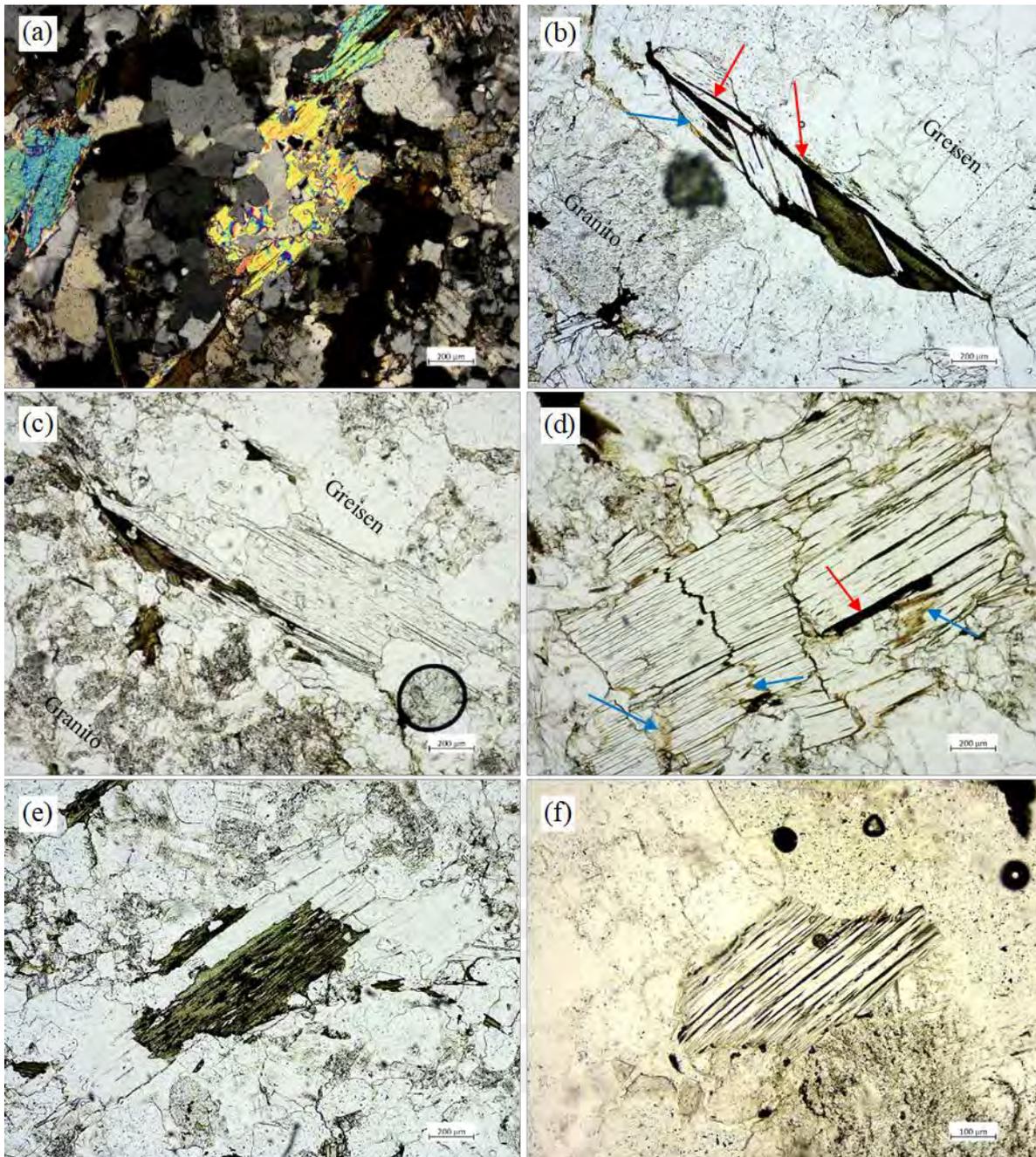


Figura 27. (a) Detalle de una muscovita esquelética, con cuarzo, en una sección delgada de un granito de dos micas de grano fino. (b) Detalle de una muscovita secundaria en la zona de contacto entre el granito de dos micas de grano fino y una banda greisen. Notar el grado de cloritización de la biotita. Flechas azules señalan láminas de biotita relicticas interestratificadas en la muscovita secundarias. Flecha roja señala mineral opaco incluido en muscovita. (c) Detalle de una biotita relictica interestratificada en una muscovita secundaria en la zona del contacto entre el granito de dos micas de grano fino y una banda greisen. (d) Detalle de una muscovita gruesa con inclusiones interestratificadas de opacos (flecha roja) y biotita relictica (flechas azules). (e) Detalle de una muscovita secundaria con una inclusión preservada de una biotita relictica cloritizada, opacitada y con inclusiones de cuarzo. (f) Detalle de una muscovita con inclusiones de opacos en los clivajes del cristal pero sin residuos de biotita.

3. Secuencia Intrusiva

La cronología relativa de las diferentes fases ígneas, pegmatíticas e hidrotermales del Macizo de Paita se detalla en la *Figura 28*, así como la secuencia paragenética en la *Figura 29*. La *Figura 30* muestra un esquema ilustrado de esta secuencia.

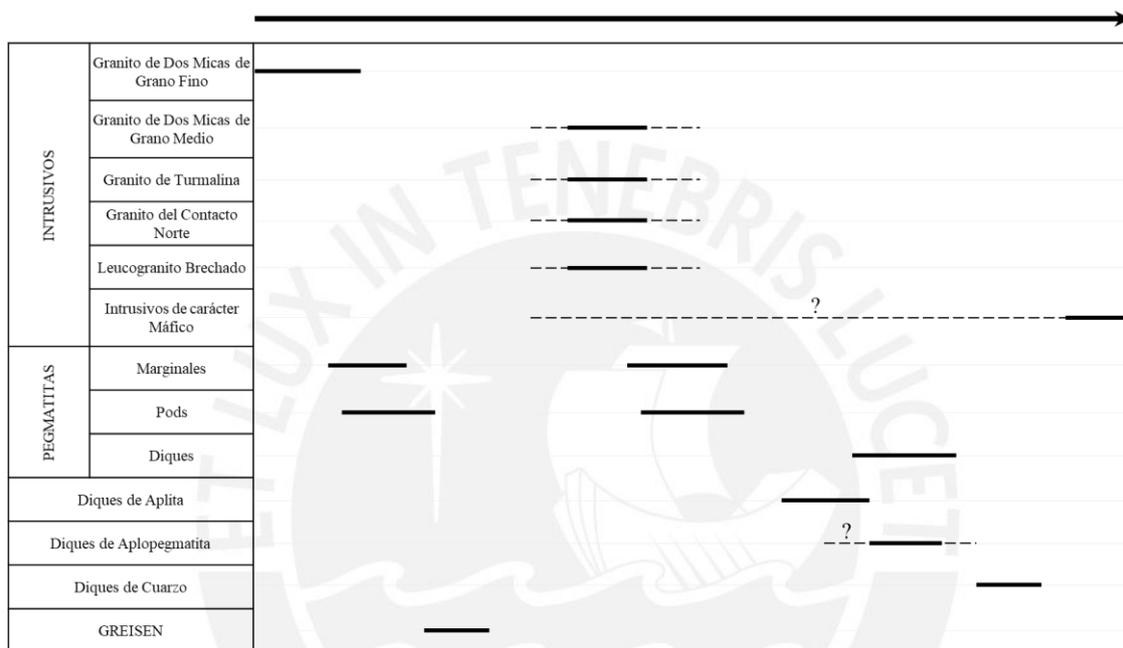


Figura 28. Evolución temporal de las diferentes fases graníticas e hidrotermales del Granito de Paita.

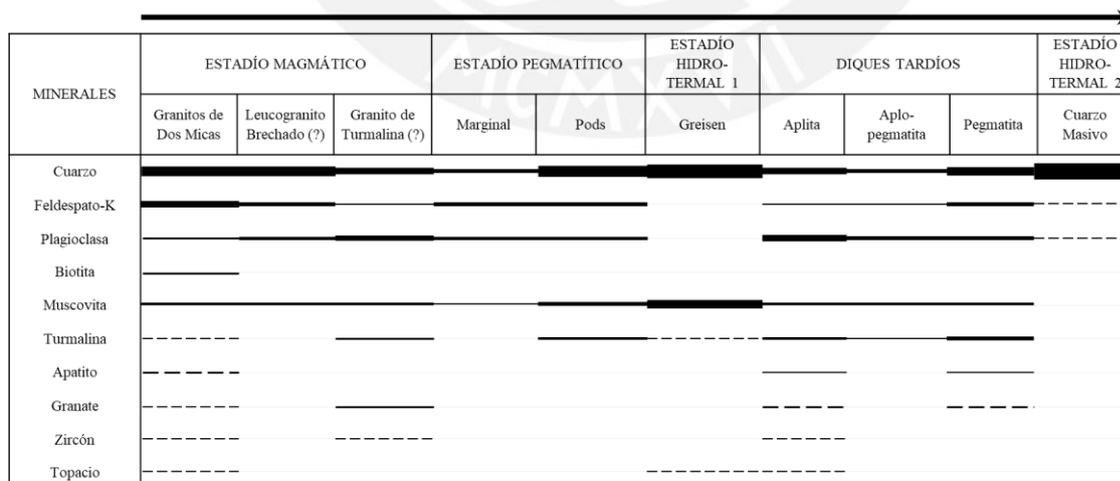


Figura 29. Secuencia paragenética de las diferentes fases graníticas e hidrotermales del Granito de Paita.

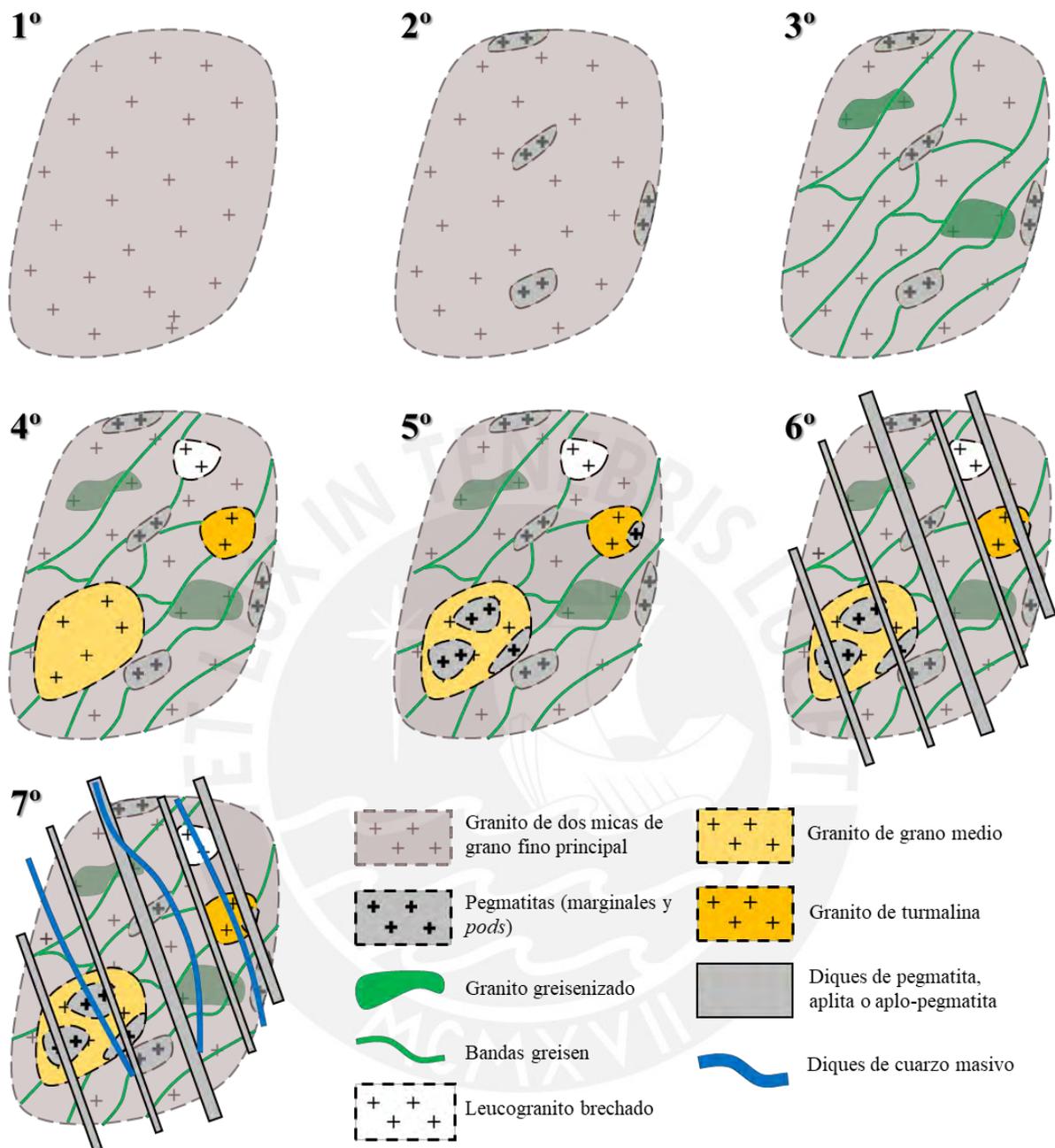
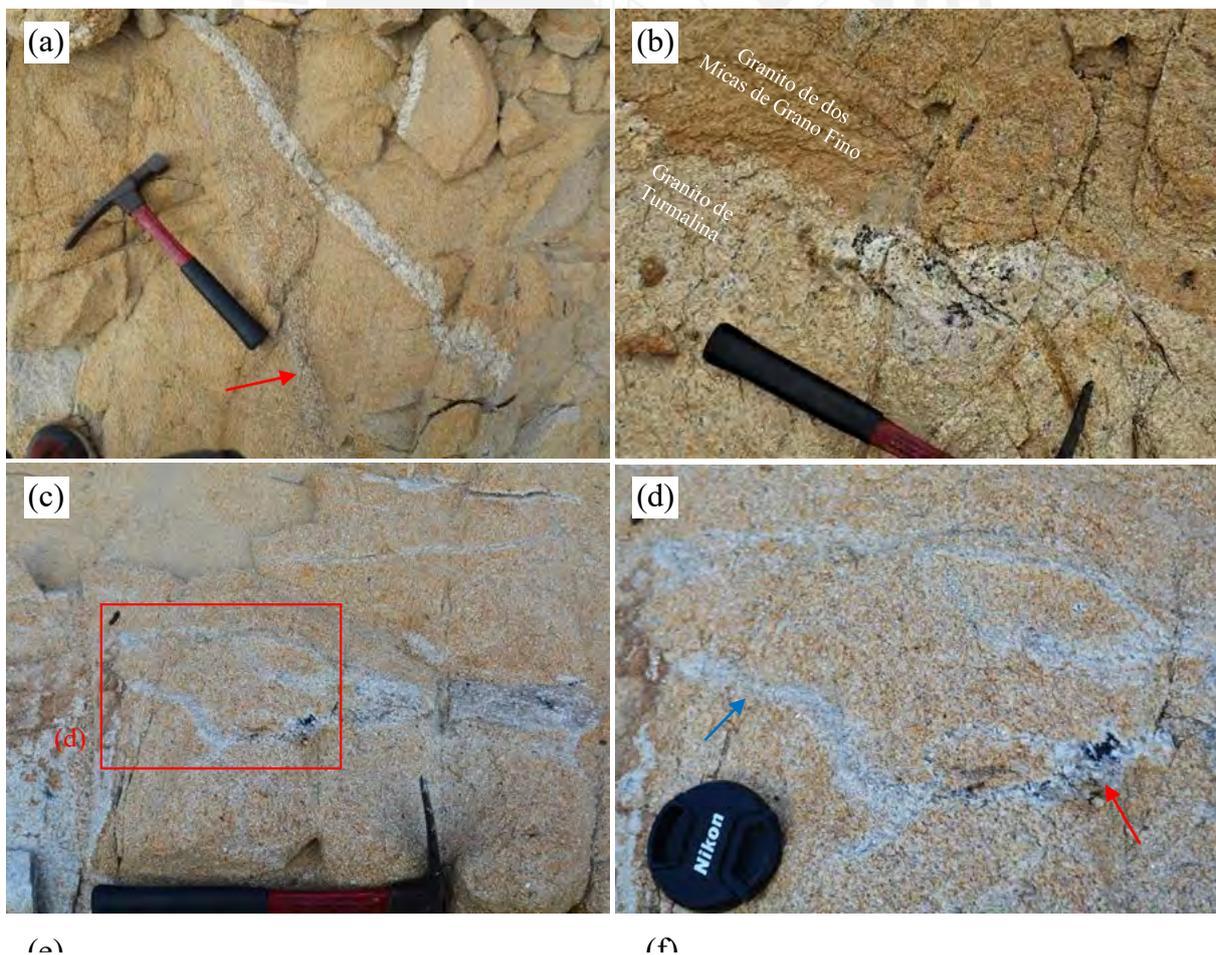


Figura 30. Esquema ilustrado de la secuencia intrusiva e hidrotermal en el Granito de Paita. 1° Emplazamiento de la intrusión de dos micas de grano fino con sus facies deformada, no deformada y enclavíferas. 2° Desarrollo de la primera generación de pegmatitas marginales y *pods* asociados a la primera intrusión. 3° Desarrollo de la alteración greisen en bandas a lo largo del macizo ígneo. 4° Nuevas intrusiones de granito de dos micas de grano medio, leucogranito brechado y granito de turmalina. 5° Desarrollo de la segunda generación de pegmatitas marginales y *pods* asociados a las últimas intrusiones graníticas. 6° Desarrollo de los diques de pegmatita, aplita y aplo-pegmatita que cortan a toda la secuencia anterior. 7° Desarrollo de los diques de cuarzo masivo subparalelos e interconectados con los diques de la etapa 6. Este es solo un esquema ilustrativo secuencial, no representa las localizaciones, formas o las dimensiones reales de las diferentes fases.

El Granito de Paita es un stock compuesto por múltiples intrusiones, facies y alteraciones que abarcan la totalidad de la evolución magmático-pegmatítico-hidrotermal de los granitos y magmas en general descritos inicialmente por Niggli (1929). El granito de dos micas de grano fino es la primera intrusión magmática de la secuencia debido a que es intruída por todos los demás intrusivos granitos. El granito de dos micas de grano fino y el granito de dos micas de grano medio presentan relaciones intrusivas e intercrecimientos típicos de procesos de *mingling* (Figura 31 a). Las relaciones temporales entre las intrusiones posteriores al granito de dos micas de grano fino central no se han podido determinar debido a ausencia de relaciones de corte. Los intrusivos de carácter máfico son también posteriores al granito de dos micas de grano fino central, pero su relación con las fases pegmatíticas y aplíticas sigue siendo desconocida.



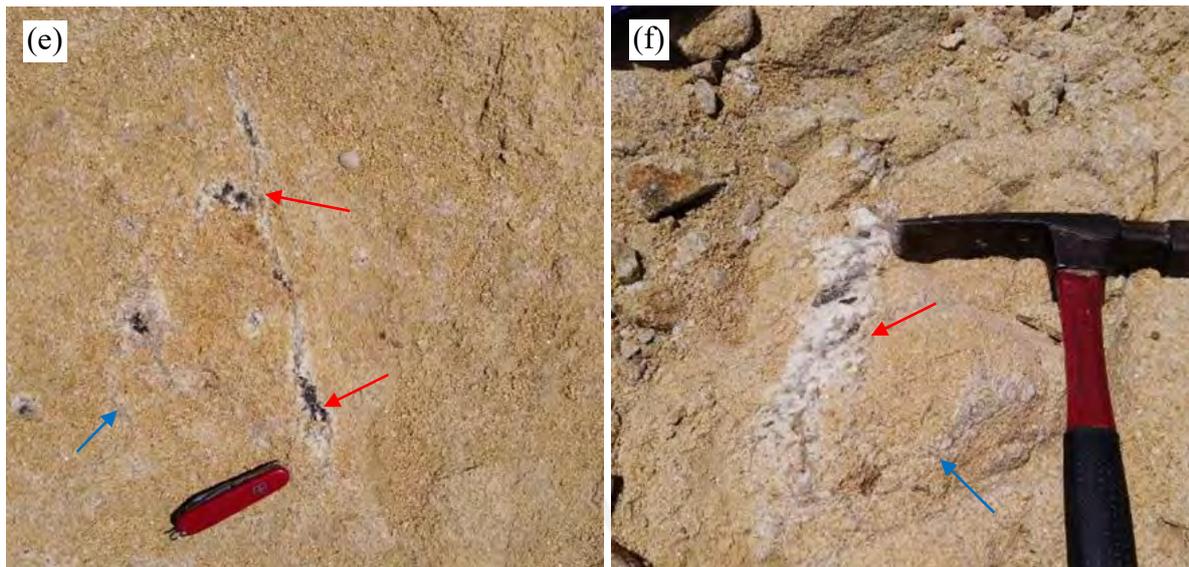


Figura 31. (a) Foto de afloramiento de una relación de *mingling* entre el granito de dos micas de grano medio (flecha roja) y el granito de dos micas de grano fino. Notar que ambas intrusiones se encuentran cortadas por un dique de aplita. (b) Foto de afloramiento de un *pod* de pegmatita en el contacto entre el granito de turmalina y el granito de dos micas de grano fino. (c), (d), (e) y (f) Detalle de pequeños *pods* de pegmatita del granito de dos micas de grano fino (flecha roja) con presencia de feldespato+turmalina, mostrando transiciones laterales hacia bandas a cuarzo+muscovita (greisen, flecha azul).

En las pegmatitas, los cuerpos marginales tienen una relación genética con los magmas en los cuales emplazan. Éstas pueden representar las primeras o las últimas fases de cristalización de la cámara magmática hacia sus contactos con la roca encajonante. Las pegmatitas *stocksheider*, relacionadas al granito de dos micas de grano fino central, serían la primera generación de pegmatitas. Las pegmatitas marginales tipo *complex sheets* serían posteriores de acuerdo a su relación con los granitos de dos micas de grano medio posteriores al de grano fino.

Se deduce que los *pods* de pegmatita, al encontrarse dentro de los propios intrusivos, son tardi-magmáticos y producto de la evolución de los propios granitos en los que se encuentran, como los observados en el granito de dos micas de grano fino, los granitos de dos micas de grano medio y en el granito de turmalina.

La alteración greisen ha sido observada de forma muy recurrente a lo largo del Granito de Paita bajo las formas ya explicadas. Sin embargo, una relación genética directa ha sido observada sólo muy localmente en cuerpos de *pods* pegmatita en el granito de dos micas de grano fino, donde los tamaños de los *pods* son más pequeños y donde se pueden observar transiciones continuas desde los halos muscovíticos de los *pods* hacia bandas de cuarzo-muscovita (*Figura 31 c, d, e y f*). No se han observado relaciones de corte/texturales entre las manifestaciones greisen con otras pegmatitas o intrusiones. Particularmente se observó que las bandas greisen del granito de dos micas de grano fino no cortaban a uno de los granitos de dos micas de grano grueso ni al granito de turmalina. Las bandas greisen son por lo tanto una manifestación hidrotermal muy precoz.

Los diques tanto de aplita, pegmatita y aplo-pegmatita cortan a toda la secuencia anterior de granitos, pegmatitas y hasta a las bandas de alteración greisen. Los contactos de los diques son tajantes con su roca de caja, remarcablemente paralelos entre ellos, y tienden a formar enjambres de *braided dykes* (Hoek, 1991, ver capítulo Geología Estructural) indicador de un emplazamiento tardío (*Figura 31 a, Figura 32 a, b y c*). Dentro de los propios diques se ha podido establecer una relación temporal aún más compleja entre aplitas y pegmatitas, llegándose a encontrar en un mismo dique tanto zonas de aplita como de pegmatita, pero de forma no bandeada y no necesariamente simétrica (*Figura 32 d*). Una relación más concreta se ha observado exclusivamente en los diques de pegmatita menos potentes (<5 cm) donde estos cortan y hasta invaden a los diques de aplita (*Figura 32 e*), lo cual indica que los diques de pegmatita son posteriores.

Por último, se observaron diques cortando a todos los tipos de aplita y pegmatita con relleno exclusivo de cuarzo masivo con presencia muy local de feldespatos o de turmalina

(Figura 32 f) y que representarían una fase hidrotermal tardía posterior al emplazamiento de los diques de aplita y pegmatita.



Figura 32. (a) y (b) Foto de afloramiento donde se aprecia que los diques angostos de pegmatita (flecha roja) cortan a los enjambres de bandas greisen (flecha azul) en el granito de dos micas de grano fino. Notar en la foto (a) la fuerte anisotropía y control estructural de las bandas greisen. (c) Foto de afloramiento donde se aprecia que un dique de pegmatita corta tanto al granito de dos micas de grano fino y al granito de turmalina. (d) Detalle de un dique donde se tiene un sector pegmatítico (flecha roja) hacia el extremo final del dique, y un sector aplítico (flecha azul) hacia el centro del dique. (e) Foto de afloramiento de un dique de pegmatita poco potente (flecha

roja) corta, invade e incluso se reorienta hacia la pared de un dique de aplita preexistente. Escala: 10 cm. (f) Detalle de un dique de aplita (flecha roja) y de un dique de cuarzo masivo \pm feldespato (flecha azul).



4. Litogeoquímica de Roca Total

4.1. Base de datos

Para el presente estudio se han realizado un total de ocho análisis litogeoquímicos de roca total incluyendo muestras de: diques de aplita (2), leucogranito brechado (1), granito de turmalina (1), granito del contacto norte (1), de granito de dos micas de grano fino (una de la facies enclavífera y una de la facies no deformada), y banda greisen potente (1). La muestra de granito enclavífero analizado solo contempla enclaves surmicáceos con tamaños menores a 2 cm. No se analizó ninguna fase pegmatítica o aplo-pegmatítica debido a la distribución heterogénea de éstas, a la complejidad de las estructuras y al tamaño de grano, haciendo muy arduo un correcto muestreo que asegure la representatividad del análisis.

Trabajos anteriores que reportaron análisis litogeoquímicos del Granito de Paita son Bellido et al. (2009) y Espinoza y Stipetich (2019). Como estas publicaciones no mencionan los otros granitos reconocidos en este estudio, y como la descripción de los intrusivos en ambos estudios coincide con la descripción del granito de dos micas de grano fino facies deformada, se considera que estos análisis realizados corresponden a este intrusivo.

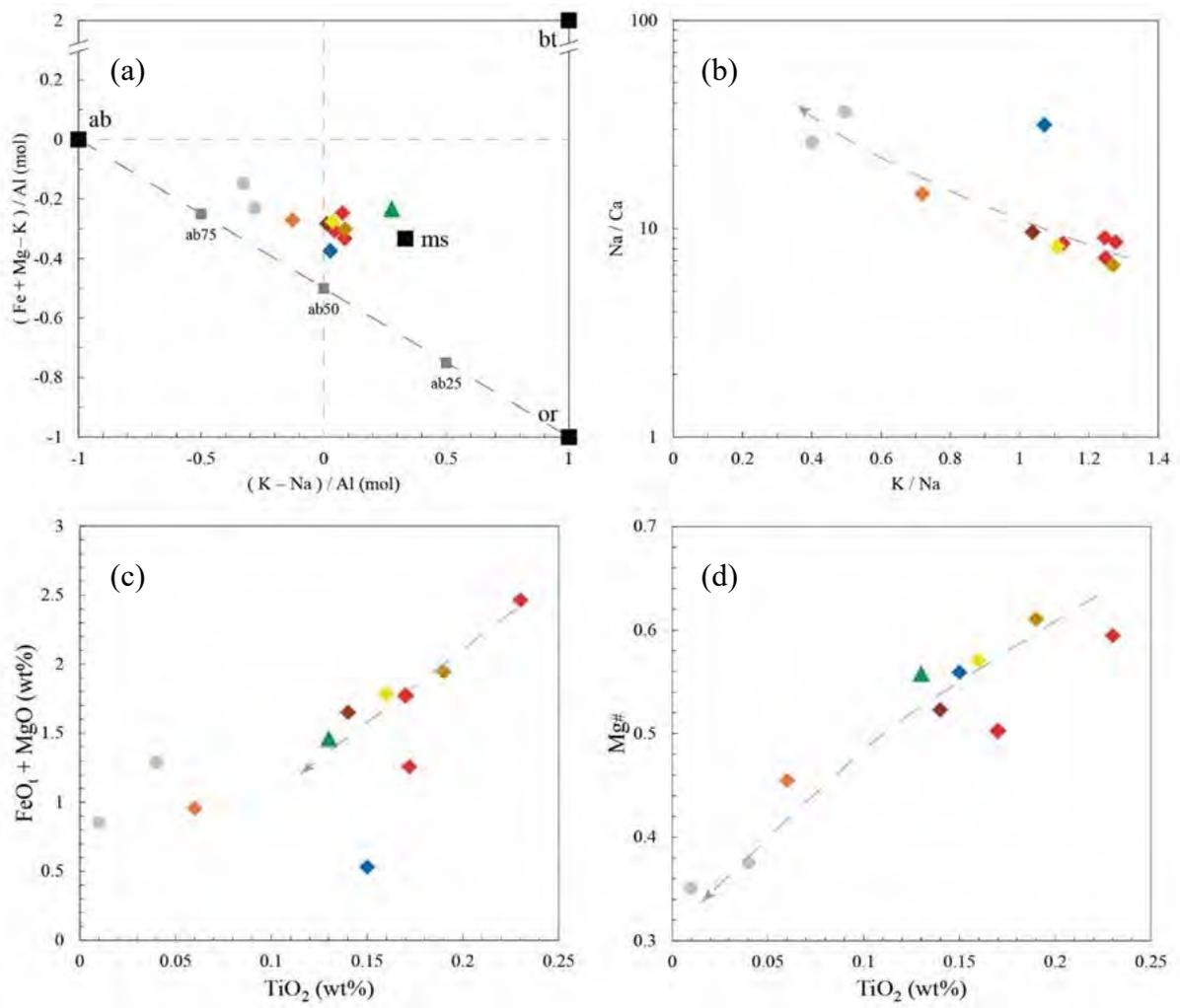
El Anexo C contiene los resultados de los análisis litogeoquímicos de roca total del presente estudio.

4.2. Elementos mayores

Los contenidos de sílica varían ligeramente en los granitos de dos micas entre 72.4 y 75.0 wt% SiO₂. Contenidos ligeramente mayores se encuentran en los diques de aplita (76.9 wt% SiO₂), en el leucogranito brechado (77.9 wt% SiO₂) y en la banda greisen (77.8 wt% SiO₂). Los contenidos de alúmina varían de 13.65–14.42 wt% Al₂O₃ entre todos los análisis de los granitos de dos micas (13.65–14.42 wt% Al₂O₃), aplitas (13.85–14.30 wt% Al₂O₃) y greisen

(14.15 wt% Al₂O₃). Los contenidos de hierro total en los granitos de dos micas varían de 1.40–2.27 wt% Fe₂O₃ y disminuyen levemente a 1.38 wt% Fe₂O₃ en el greisen y a 0.88–1.32 wt% Fe₂O₃ en los diques de aplita; contenidos aun menores fueron determinados para el granito de turmalina (0.95 wt% Fe₂O₃) y el leucogranito brechado (0.5 wt% Fe₂O₃). Las concentraciones de CaO, MgO, TiO₂, P₂O₅, MnO son <1 wt% c/u. No obstante, se puede apreciar una disminución sistemática de las concentraciones de CaO, MgO, TiO₂ desde los granitos de dos micas (0.56–0.76 wt% CaO, 0.22–0.42 wt% MgO y 0.14–0.23 wt% TiO₂) hacia el granito de turmalina (0.47 wt% CaO, 0.10 wt% MgO y 0.06 wt% TiO₂) y los diques de aplita (0.24–0.32 wt% CaO, 0.06–0.10 wt% MgO, 0.01–0.04 wt% TiO₂). Las concentraciones de P₂O₅ y MnO son sistemáticamente bajas y relativamente constantes (0.22–0.29 wt% P₂O₅ y 0.02–0.05 wt% MnO) con la excepción de su empobrecimiento en el leucogranito brechado (0.05 wt% P₂O₅ y 0.01 wt% MnO). Las concentraciones de K₂O disminuyen de 4.87–5.40 wt% K₂O en los granitos de dos micas a 4.17 wt% K₂O en el granito de turmalina, 4.11 wt% K₂O en el greisen y 2.80–3.64 wt% K₂O en los diques de aplita. En contraste, los contenidos de Na₂O incrementan sistemáticamente de 2.68–3.09 wt% Na₂O en los granitos de dos micas a 3.82 wt% Na₂O en el granito de turmalina y 4.60–4.84 wt% Na₂O en los diques de aplita; el greisen está notablemente empobrecimiento en Na₂O (0.32 wt% Na₂O). Los valores de LOI son 0.91–2.27 wt% en los granitos de dos micas a 0.53–0.55 wt% LOI en los diques de aplita.

De acuerdo con la secuencia intrusiva propuesta (granitos de dos micas → granito de turmalina → diques de aplita), se determinaron concentraciones crecientes en Na₂O y decrecientes en K₂O, Fe₂O₃_tot, MgO y TiO₂ (*Figura 33*) cercanas a la composición normativa de las tronjemitas (*Figura 33 f*). Se observa una firma más potásica en el análisis de la banda de greisen. En la *Figura 33 e* se aprecia además que las proporciones normativas de las rocas ígneas analizadas equivalen a las composiciones para magmas saturados en agua a <200 MPa.



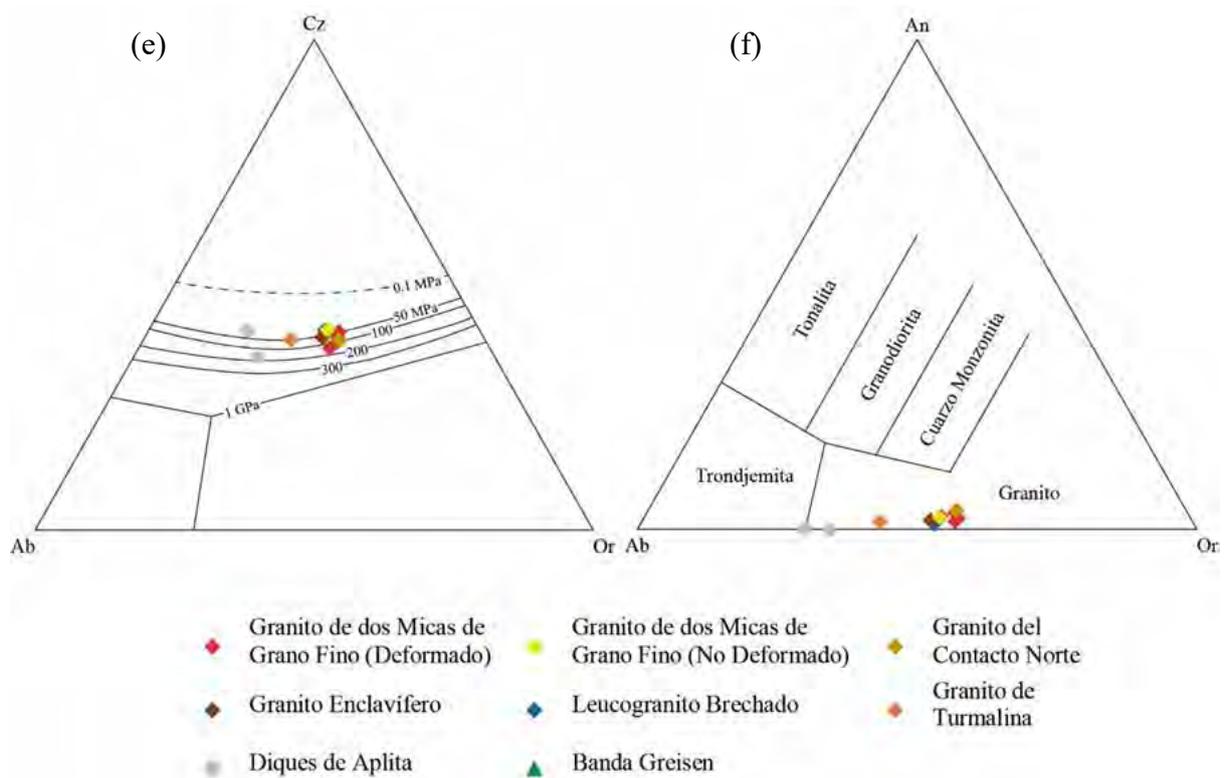


Figura 33. (a) Diagrama propuesto $(K-Na)/Al$ vs $(Fe+Mg-K)/Al$ con concentraciones molares o a.p.f.u. Composiciones ideales de ortosa, ab: albita, ms: muscovita, bt: biotita y recta gris corresponde a las proporciones de feldespato alcalino An25: $An/Or=0.25$, Ab50: $Ab/Or=0.25$, Ab75: $Ab/Or=0.75$. Diagramas binarios (b) K/Na vs Na/Ca en unidades de mol/mol, (c) TiO_2 vs FeO_r+MgO (wt%) y (d) TiO_2 vs $Mg\# = MgO/(MgO+FeO_r)$ en proporciones molares. Diagramas ternarios (e) An-Ab-Or de Blundy y Cashman (2001) y (f) Cz-Ab-Or de O'Connor (1965) con los campos de Barker (1979). Valores en wt% normativo CIPW. Cálculos realizados con normalización de elementos mayores al 100%, sin incluir LOI y asumiendo condiciones reductoras con $Fe_2O_3/FeO = 0.25$ (en wt%).

Todos los cuerpos ígneos presentan composiciones moderada a fuertemente peraluminosas (Figura 34 a, $1.2 < A/CNK < 1.3$ según Clarke, 2019), y composiciones félsicas peraluminosas (del espectro de los Granitos Terciarios del Himalaya) a altamente peraluminosas (del espectro de los granitos tipo S del Cinturón Lachlan) como típicamente sucede en rocas graníticas en donde la muscovita y la biotita son las principales fases aluminicas (Figura 34 b).

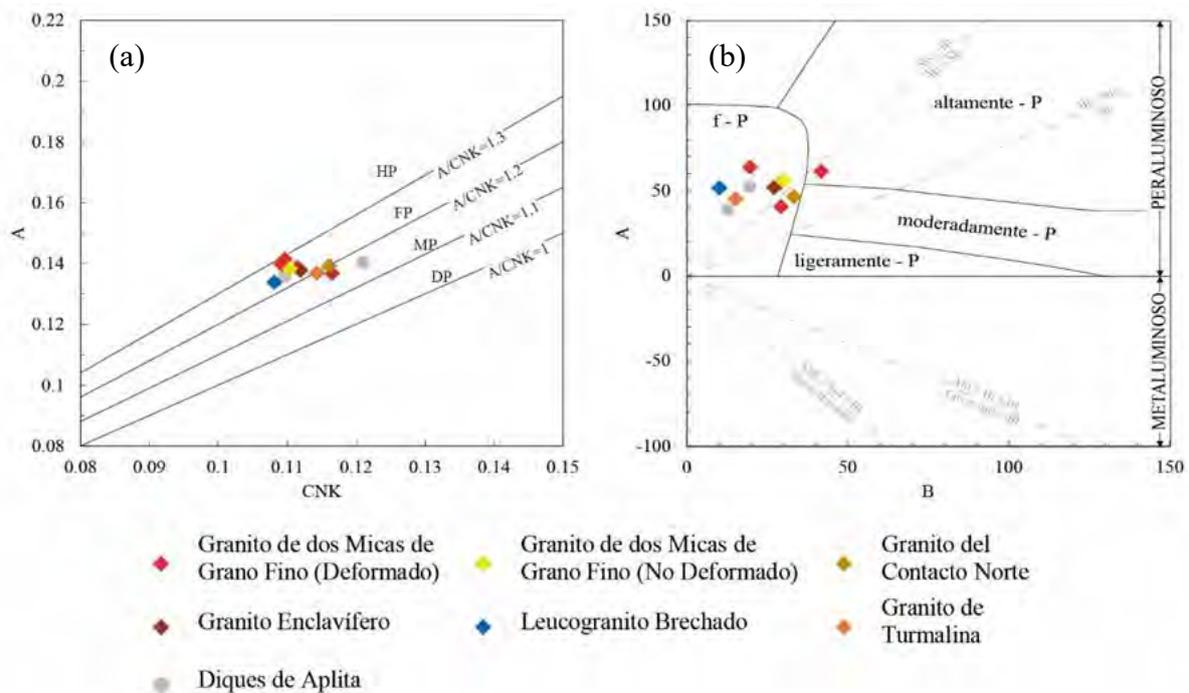


Figura 34. Diagramas binarios (a) A vs CNK de Clarke (2019). A = Al₂O₃ (mol), CNK = CaO + Na₂O + K₂O (mol), campos de las categorías de granitos peraluminosos DP : Débilmente peraluminoso, MP : Moderadamente Peraluminoso, FP : Fuertemente Peraluminoso y HP : Hiperluminoso. (b) Diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983) con las divisiones minerales originales, y campos de peraluminosidad delimitados por Villaseca et al. (1998) en Nabelek (2019). A = Al - (K + Na + 2Ca) (mol), B = Fe + Mg + Ti (mol). Campos altamente - P : campo de los granitos tipo S del Lachlan Fold Belt, Australia; moderadamente - P : campo de los plutones con cordierita del Macizo Central, Francia; ligeramente - P : campo de algunos granitoides tipo I; f - P : campo de los granitos terciarios del Alto Himalaya (*Tertiary High Himalaya Granites*).

Las composiciones de elementos mayores del Granito de Paita se aproximan a los resultados experimentales de derivados de fundidos pelíticos ($\text{CaO} / \text{Na}_2\text{O} < 0.3$) a condiciones de 850 - 950 °C, 7 – 10 kbar o 700 – 1000 MPa, ~20 – 40% de fusión parcial (Figura 35).

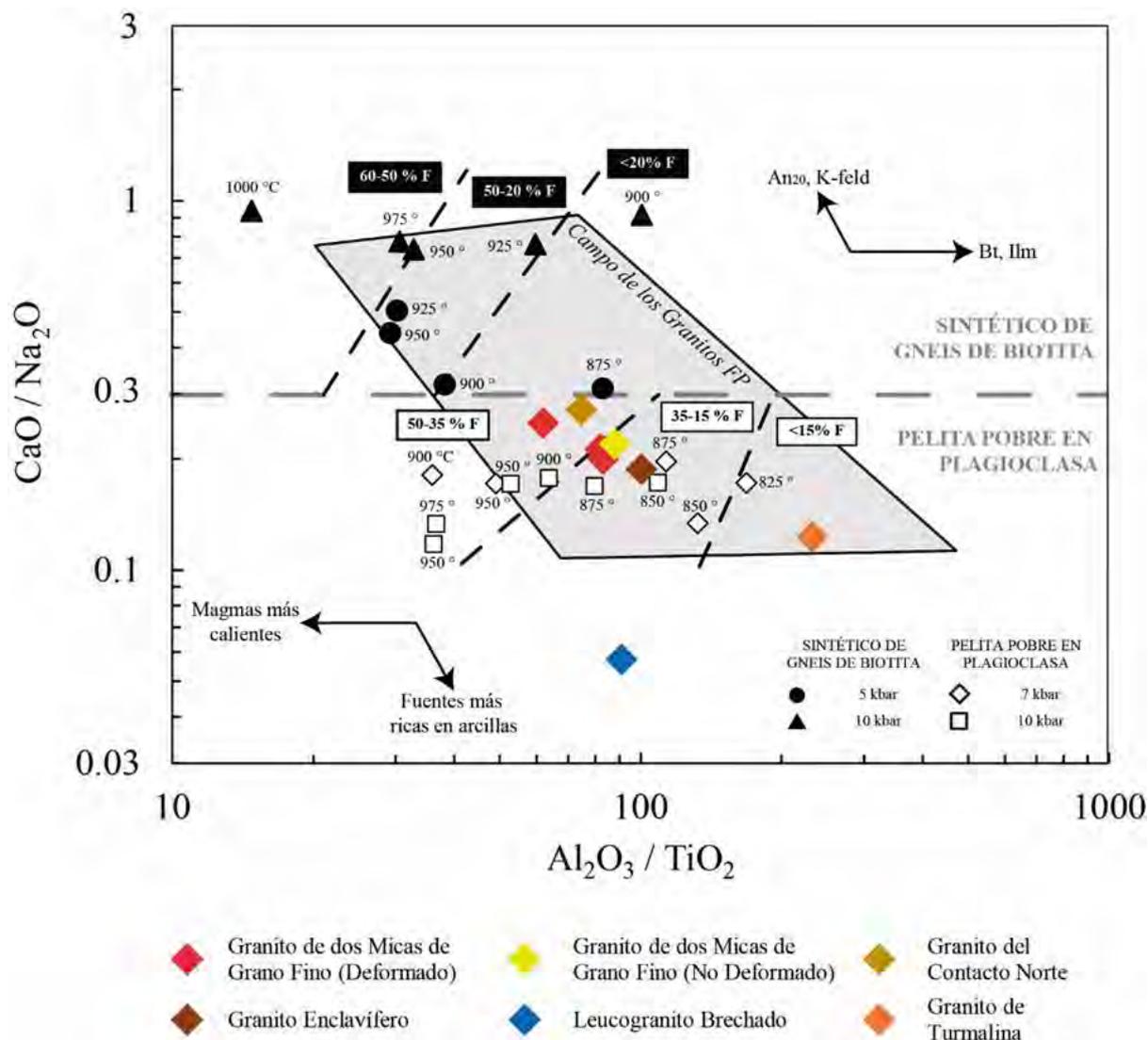


Figura 35. Diagrama Al_2O_3 / TiO_2 vs CaO / Na_2O (wt%) adaptado de Sylvester (1998) donde se detalla el campo de los granitos fuertemente peraluminosos (FP), el límite entre los resultados experimentales de la fusión de diferentes protolitos a diferentes condiciones de temperatura y porcentaje de fusión parcial (% F), y los vectores de cristalización fraccionada de oligoclasa (An_{20}), feldespato potásico (K-feld), biotita (Bt) e ilmenita (Ilm).

4.3. Patrones normalizados de REE

Los patrones normalizados de REE de todas las facies analizadas presentan un empobrecimiento generalizado en éstas con respecto al promedio de la corteza continental (Figura 36). Este empobrecimiento se acentúa desde las facies tempranas de granitos de dos micas hacia las facies aplíticas más tardías. En los granitos de dos micas se aprecian ligeras anomalías negativas de Eu y un empobrecimiento de REE pesadas (HREE) con respecto a las

REE ligeras (LREE). El patrón normalizado para la muestra de greisen es muy regular y conforme al patrón de los granitos con excepción de la fuerte anomalía negativa en Eu. El granito de turmalina tiene un patrón intermedio entre los demás granitos y los diques de aplita, con menor a inexistente anomalía de Eu. Finalmente, los diques de aplita presentan las concentraciones más bajas en REE y anomalías negativas de Eu. Se puede apreciar que ciertas litologías presentan anomalías positivas de Tm como el leucogranito brechado, el greisen, granito del contacto norte (dos micas) y las aplitas.

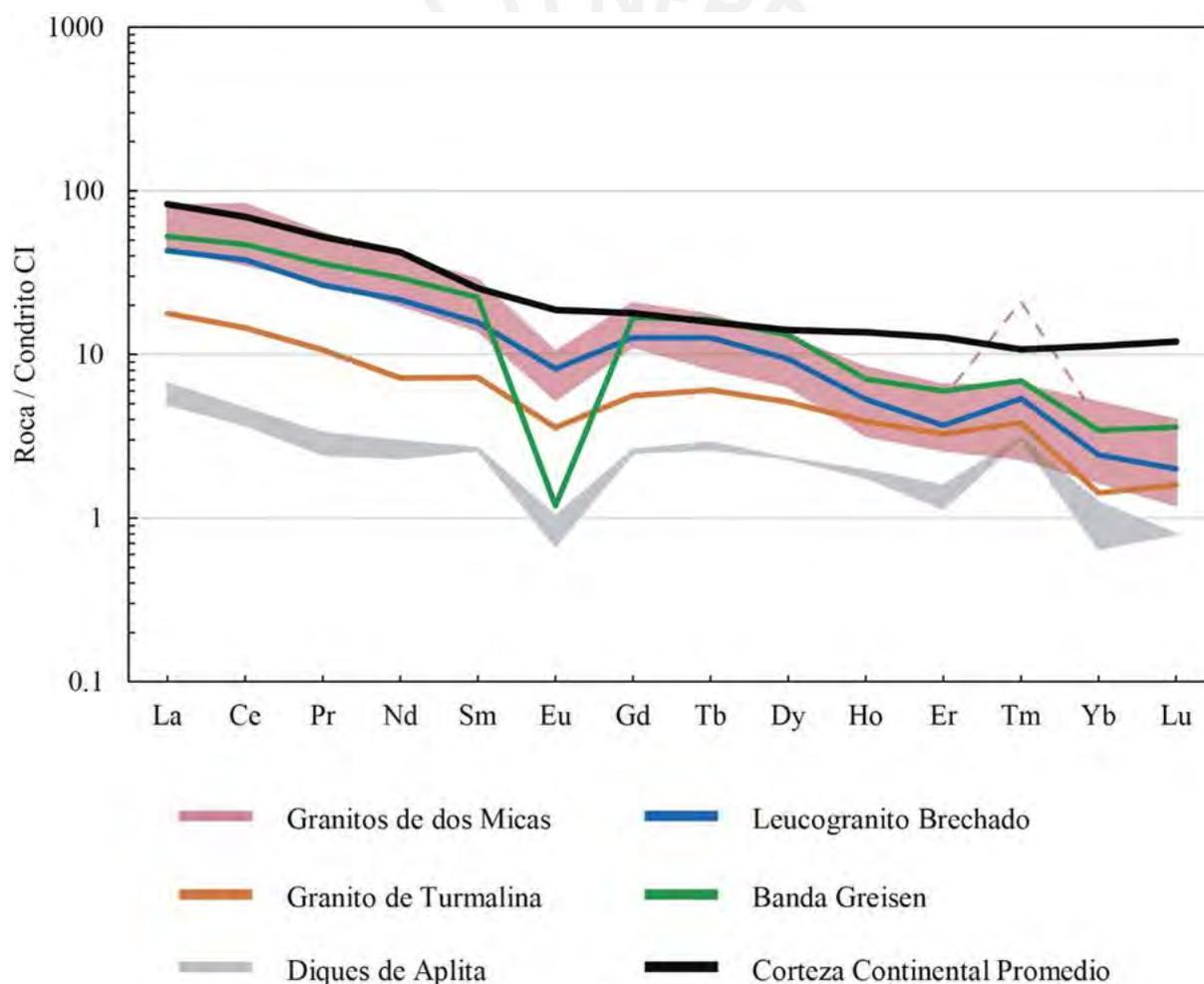


Figura 36. Patrones de tierras raras de las diferentes litologías del Macizo de Paita normalizado al Condrito CI estimado de Palme y O'Neil (2014). Composición de la corteza continental promedio estimado por Rudnick y Gao (2004). La anomalía positiva en Tm marcada en línea roja discontinua corresponde al análisis del granito del contacto norte.

4.4. Rb, Sr y Ba

Las concentraciones de Sr y Ba guardan una correlación negativa con respecto al incremento en las concentraciones de Na desde los granitos de dos micas hacia los diques de aplita conforme a la secuencia intrusiva propuesta, a excepción de los análisis en el leucogranito brechado y el greisen. Este resultado no se replica con el Rb (*Figura 37 b, c y d*).

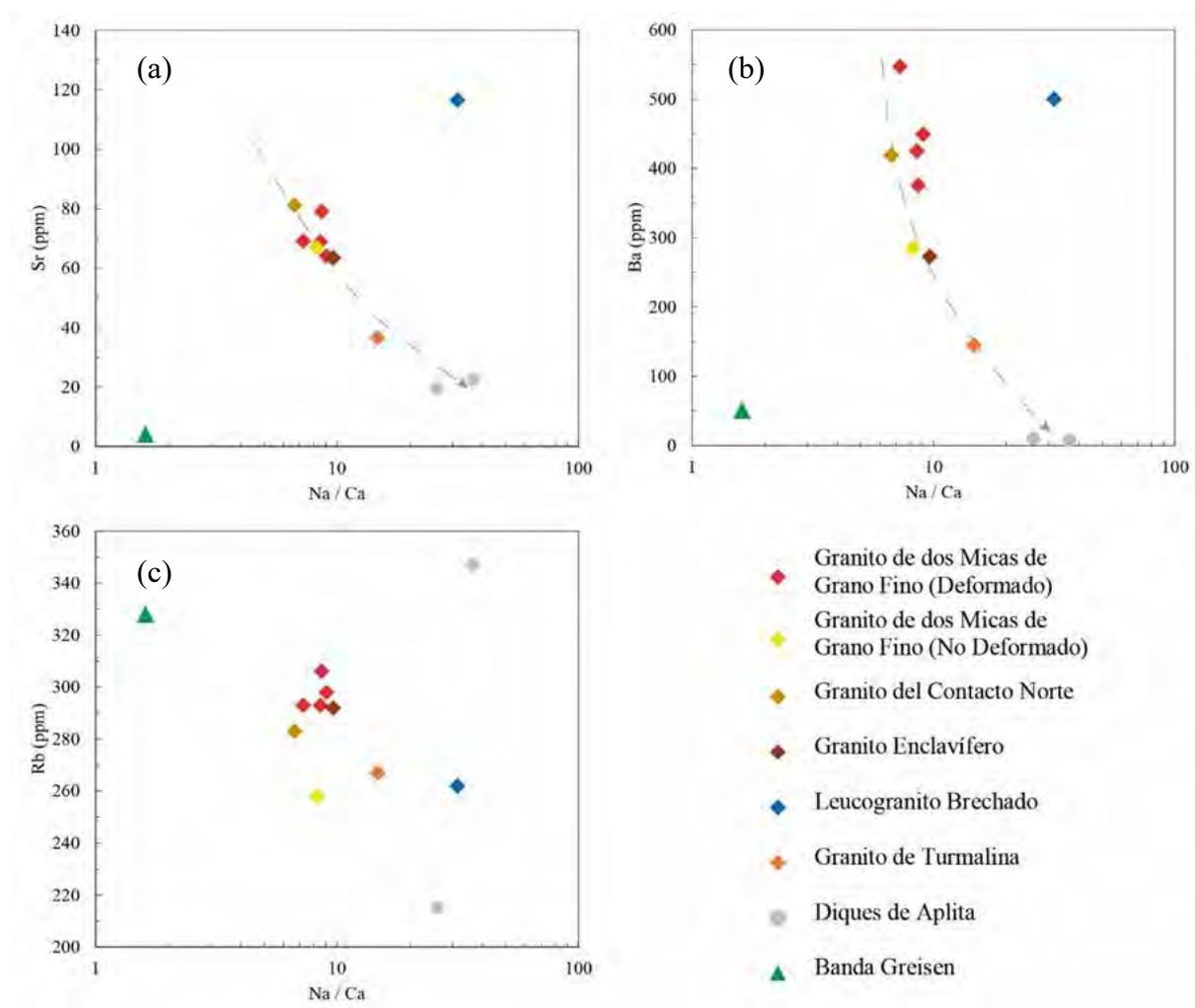


Figura 37. Diagramas binarios (a) Sr, (b) Ba y (c) Rb vs Na/Ca en unidades de ppm vs mol/mol.

Las concentraciones de Rb, Sr y Ba de los granitos son equivalentes a los magmas graníticos fuertemente diferenciados, generados por la fusión de protolitos pelíticos ricos en arcillas y en ausencia de vapor (*Figura 38*).

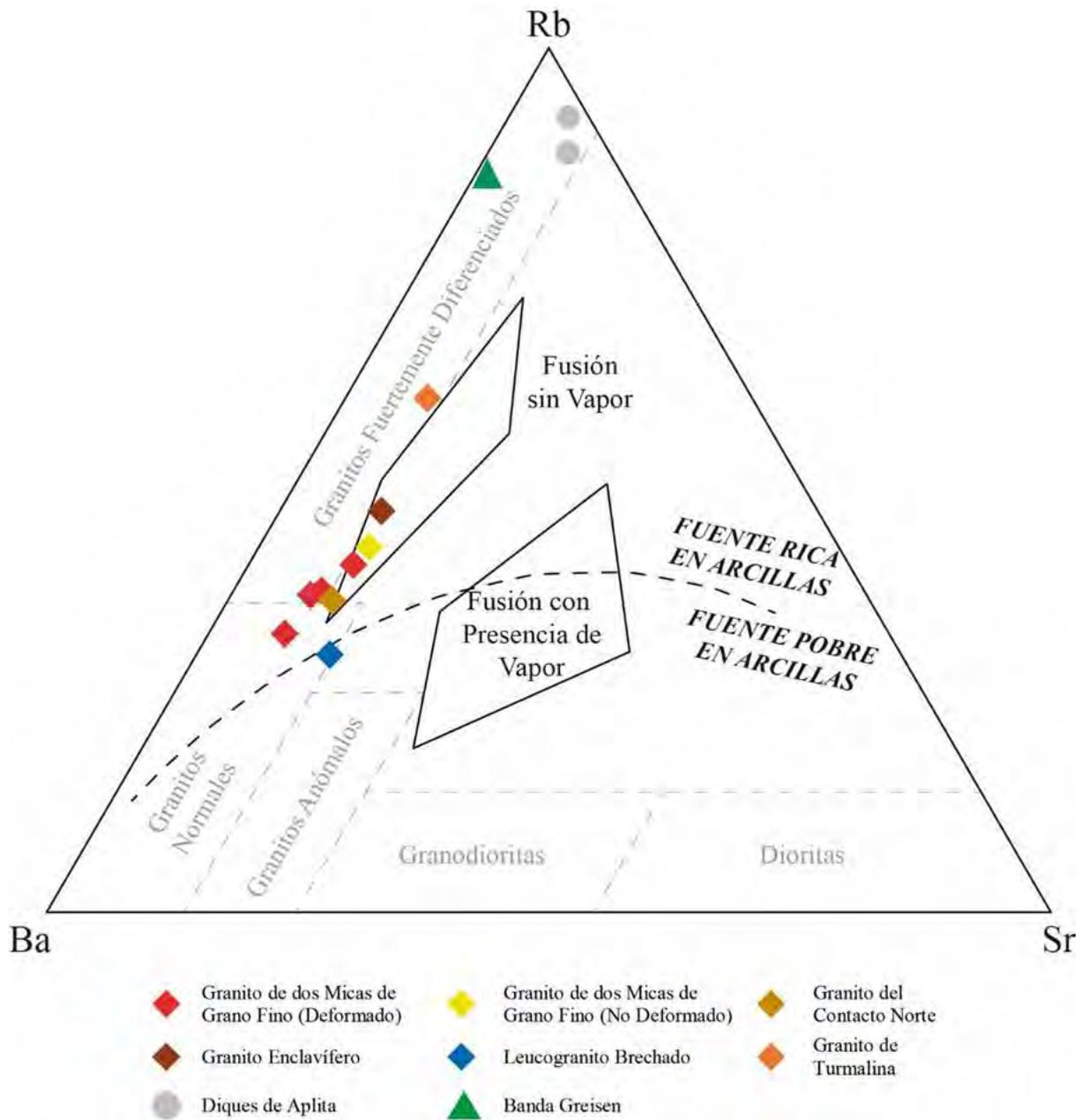


Figura 38. Diagrama ternario Rb-Ba-Sr de los análisis del Macizo de Paita. Concentraciones de fondo de El Bouseily y El Sokkary (1975). Zonas de fusión con presencia y sin vapor de fundidos derivados de pelitas en base a los ratios de Harris e Inger (1992). Curva divisoria de las fuentes de fusión ricas y pobres en arcillas de Sylvester (1998) adaptado al diagrama ternario.

5. Geología Estructural

5.1. Geología Estructural del Granito de Paita

La morfología general del Granito de Paita (*Figura 39*) es elongada con dos ejes principales, el mayor en dirección con rumbo N10°O y una extensión máxima de 3.4 km, y el menor, con rumbo N80°E y una extensión máxima de 1.7 km. Los contactos con la unidad encajonante son generalmente rectilíneos denotando un buzamiento subvertical de éstos (*Figura 40, Figura 9 a*).

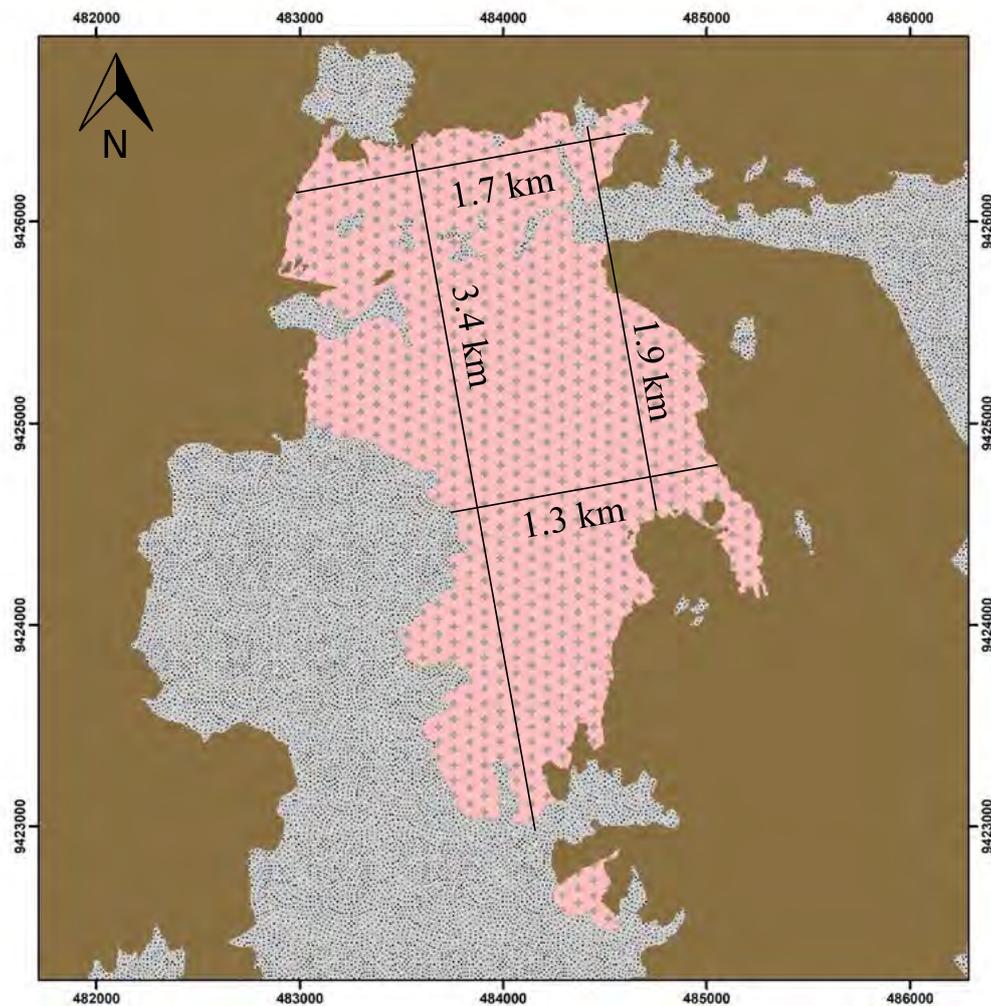


Figura 39. Mapa del perímetro del Granito de Paita con detalle de las dimensiones y direcciones de los ejes principales de elongación aflorante del intrusivo.

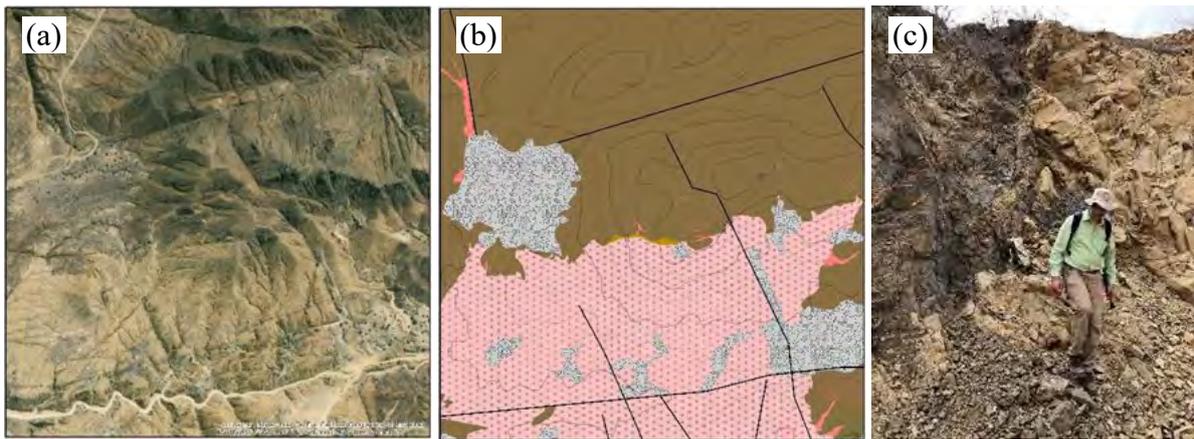
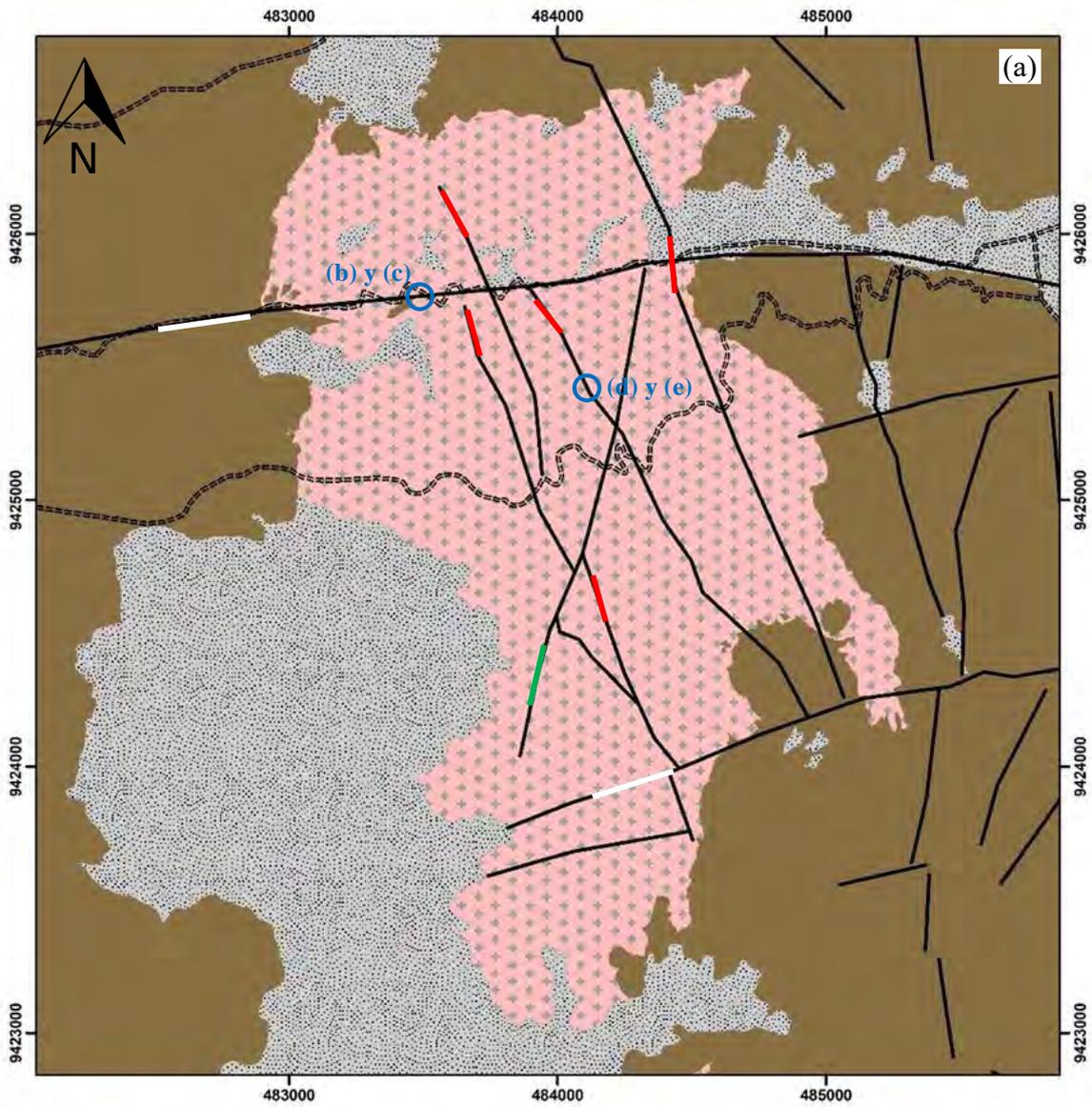


Figura 40. Detalle de la geometría del contacto norte en (a) satélite y (b) cartografía. Notar la perpendicularidad entre el contacto y las curvas de nivel, lo cual sugiere un buzamiento vertical. (c) Foto de afloramiento extraído de Espinoza y Stipetich (2019) del contacto vertical entre el granito central y la secuencia metasedimentaria.

Las fallas mayores son observables en imágenes satelitales. Se identificaron tres familias principales de fallas mayores de rumbo $N75^{\circ}$ - 85° E (\sim E-O), $N15^{\circ}$ E y $N150^{\circ}$ - 160° E respectivamente (*Figura 41 a*). La familia de fallas \sim E-O contiene dos estructuras principales. En la carretera no pavimentada Paita-Islilla se localiza una falla que forma parte de la primera familia de fallas. Ésta se prolonga hacia la roca de caja, presenta panizo granítico y relleno con arcillas ricas en material carbonoso (*Figura 41 b y c*). Esta falla tiene un fuerte buzamiento hacia el sur, debido al cual se intuye que se trata de una falla normal que divide los afloramientos del Granito de Paita en dos bloques, siendo el bloque boreal el levantado con respecto al septentrional. Las fallas $N150^{\circ}$ - 160° E son muy continuas y tienen extensiones de hasta 2 km abarcando gran parte del eje del Granito de Paita. En afloramiento estas fallas se presentan como zonas de brechas de falla <3 m de potencia con clastos de granito en una matriz de roca molida, cuya erosión determinó la ubicación de quebradas pronunciadas (*Figura 41 d y e*). Las estrías visibles localmente en los espejos de falla indican un desplazamiento relativo sinistral.



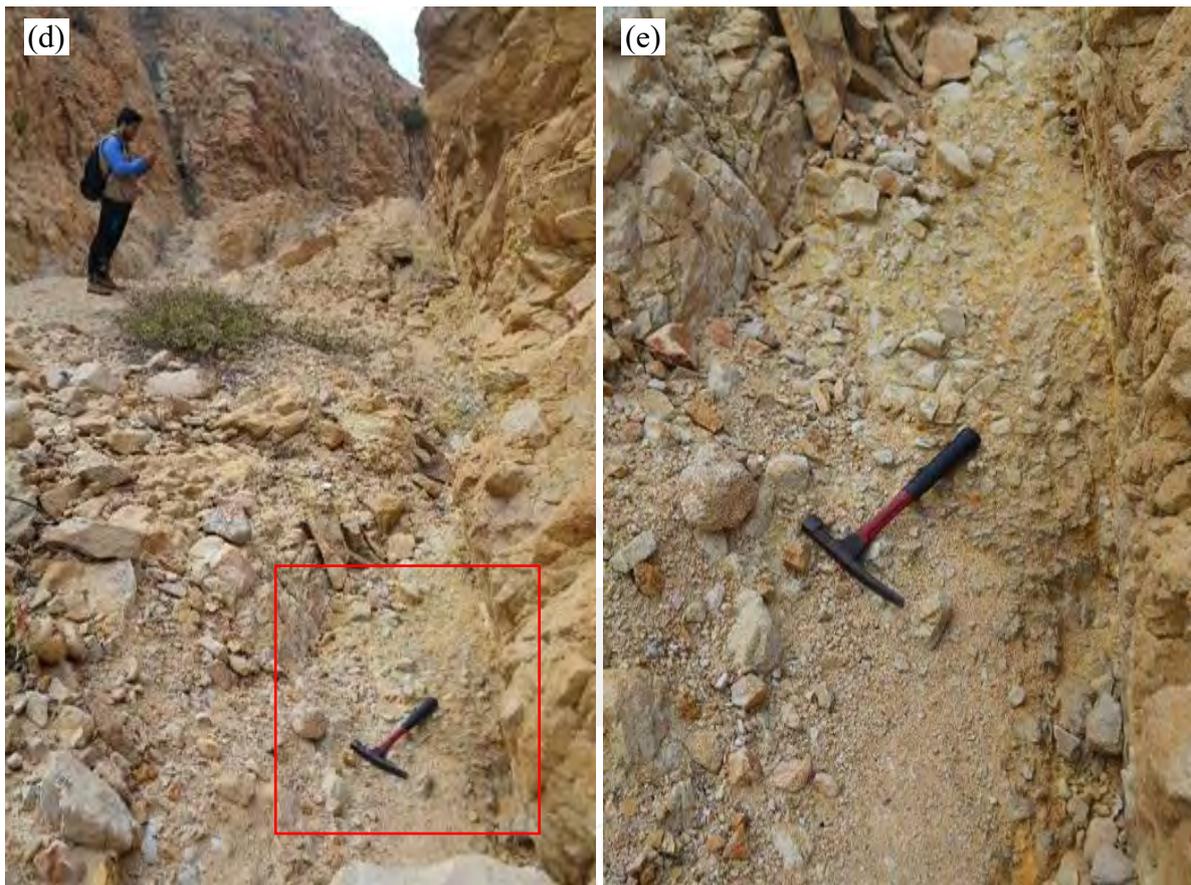


Figura 41. (a) Mapeo de las fallas mayores aflorantes en el Granito de Paita con detalle de las fallas de rumbo N75°-85°E (pequeñas líneas guía color blanco), N15°E (verde) y N150°-160°E (rojo). (b) Ubicación de una foto de afloramiento de una falla N75°-85°E en la carretera Paita-Islilla delineada con rojo. (c) Misma falla donde se muestra el detalle del material panizado y relleno de arcillas ricas en material carbonoso. (d) Ubicación y foto de campo de una quebrada muy pronunciada el cual corresponde a una falla N150°-160°E. Notar que la quebrada presenta relleno de material sedimentario monomóctico (granito local) tamaño gravas subredondeados a angulares correspondientes a deposición fluvial y brechas de ladera. (e) Detalle de un afloramiento de brecha de falla clastoportada de potencia ~0.8 m con clastos subredondos de granito en una matriz de roca molida en parte argilizada y teñida de ocre por los óxidos de hierro.

Hacia los extremos NW y SE, el Granito de Paita se extiende como apófisis y diques muy potentes (~25 m) y de grandes extensiones (~350 m aflorante en el NW; ~ 3 km en el SE) siguiendo el rumbo principal N170°E pero de forma discontinua (*Figura 42*). Las apófisis más frecuentes, sin embargo, son de menor extensión y potencia y se encuentran a lo largo del contacto entre el granito y la caja metamórfica. Estos diques presentan variadas potencias y extensiones. Los más grandes tienen potencias entre 10 y 20 m y extensiones > 150 m, y los más pequeños, potencias < 5 m y extensiones < 200 m (*Figura 43 a*). La dirección de estos

diques es muy variable, desde los que presentan un rumbo transversal/ortogonal (similar a los *radial dykes*) respecto al contacto del intrusivo (*Figura 43 d y e*) hasta algunos que por el contrario presentan un rumbo longitudinal/paralelo (similar a los *cone dykes*) con respecto al contacto (*Figura 43 b, c y g*). Todos estos diques y apófisis presentan una geometría en forma de cuchilla (*blade-like dykes, Figura 43 e y f*) en que la potencia de los diques disminuye desde el intrusivo hacia la caja por efecto del distanciamiento de la fuente de presurización que representaría el emplazamiento del granito central. Estos diques graníticos presentan frecuentemente estructuras de *boudinage* debido a un comportamiento más frágil que el de la filita encajante, con el espacio entre budines presentando un relleno de cuarzo blanco lechoso hidrotermal. Esta observación sugiere deformación dúctil-frágil incluso posterior a la cristalización de los diques (*Figura 43 h e i*).

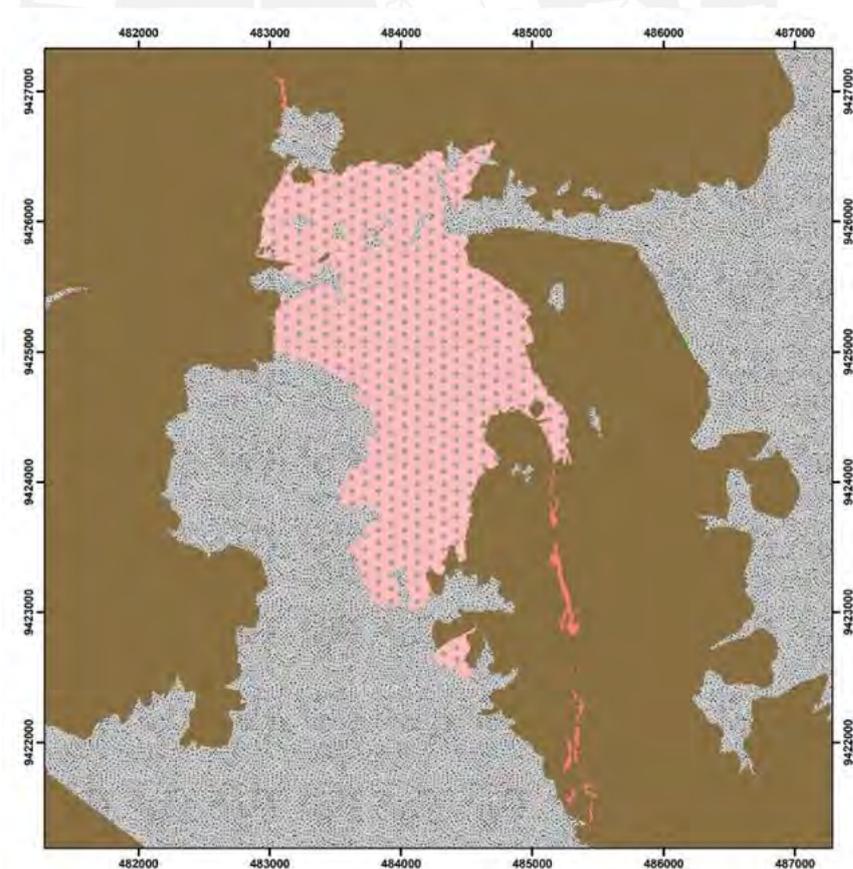
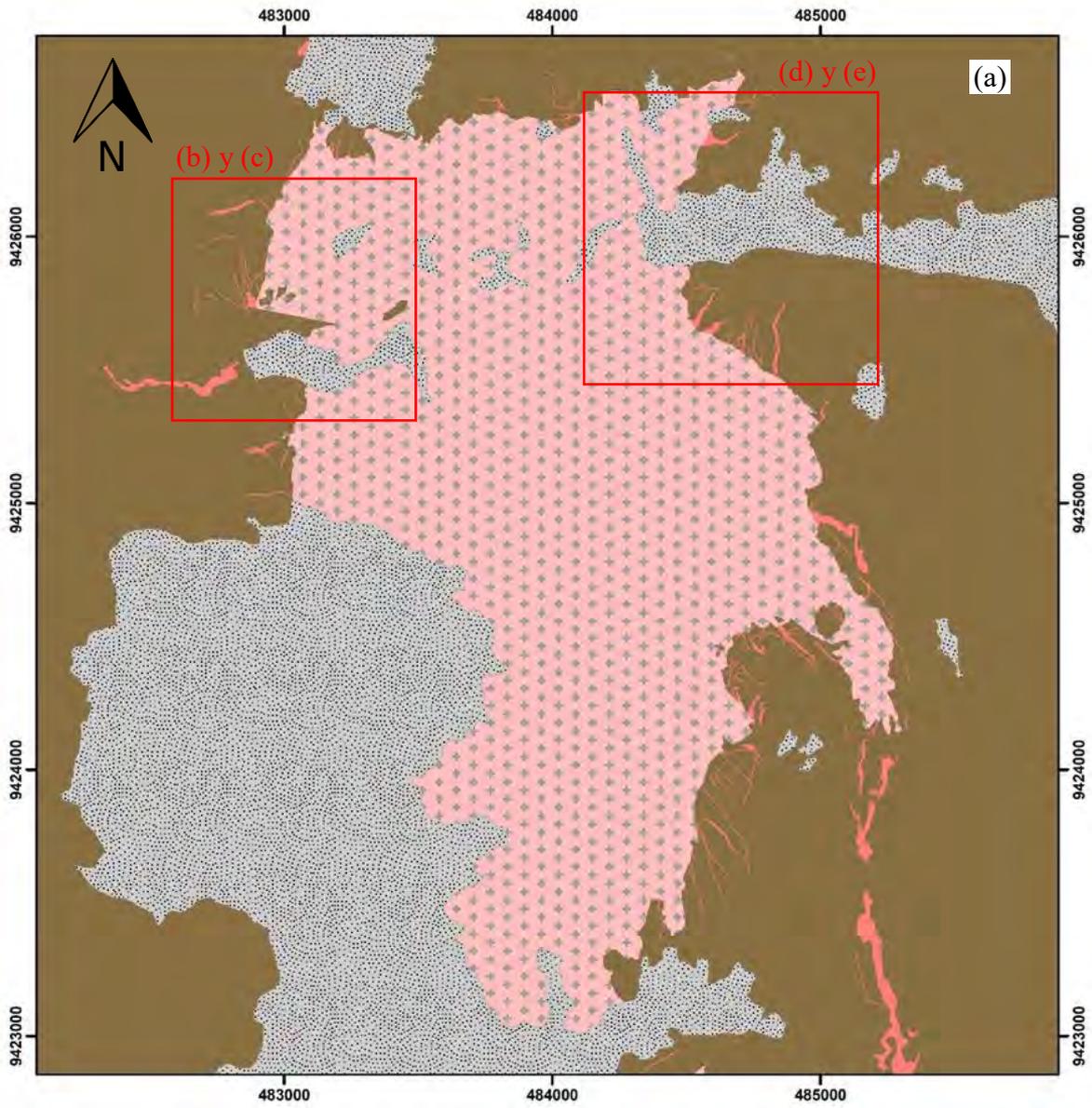
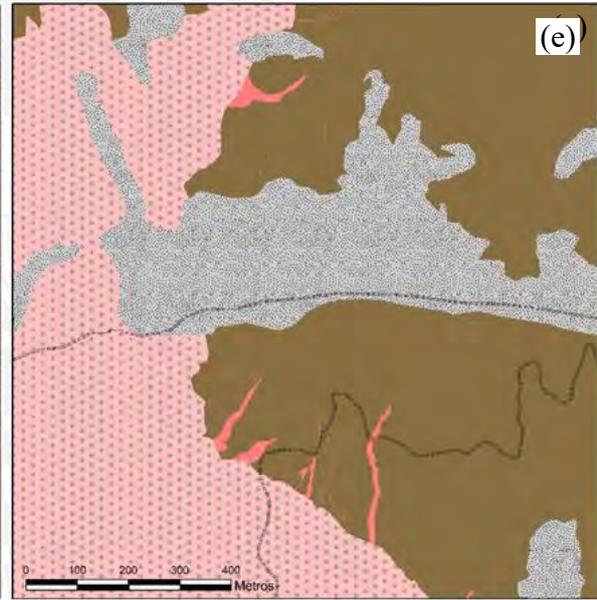
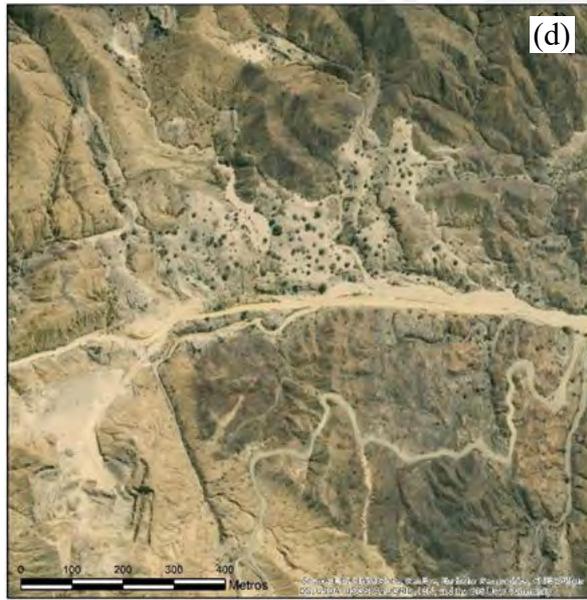
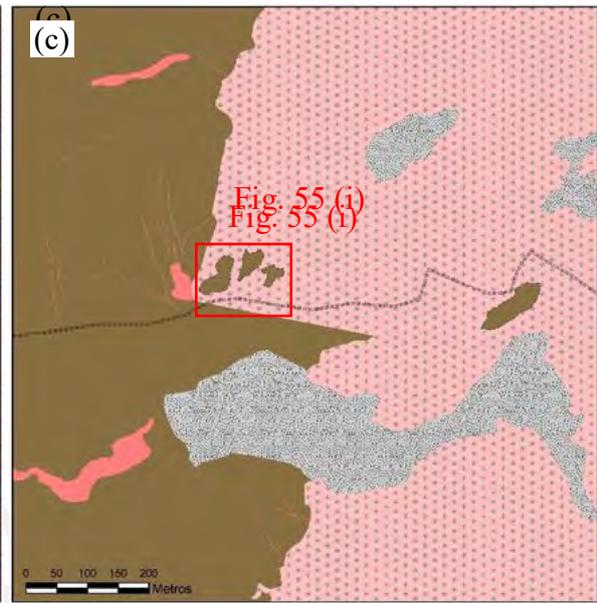
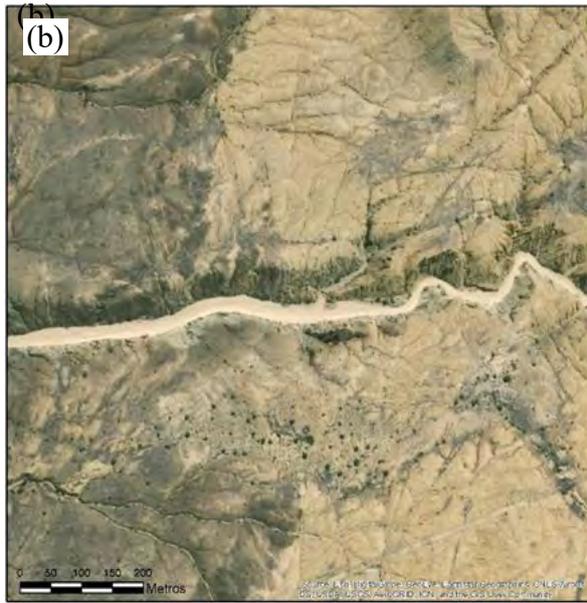


Figura 42. Mapeo de la extensión en apófisis hacia los extremos NO y SE del Granito de Paita.

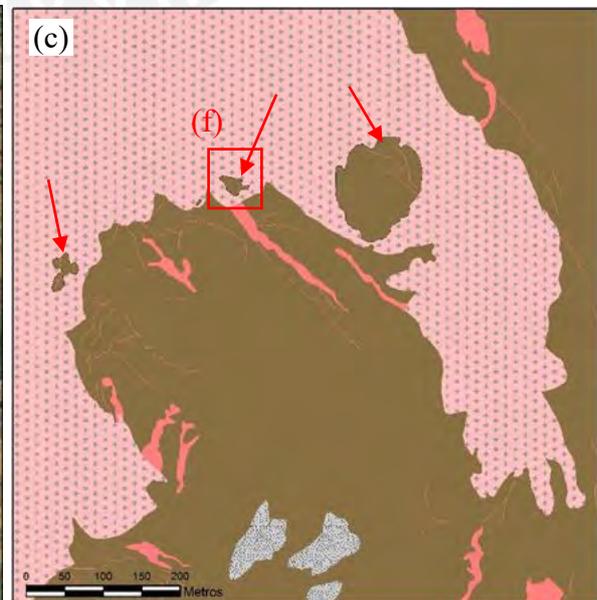
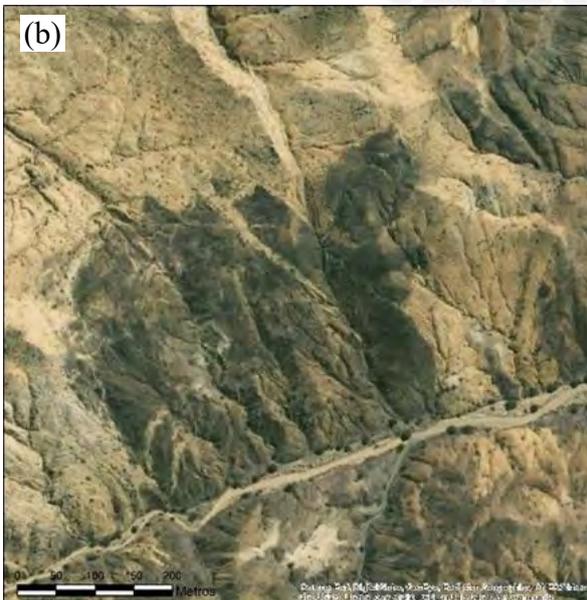
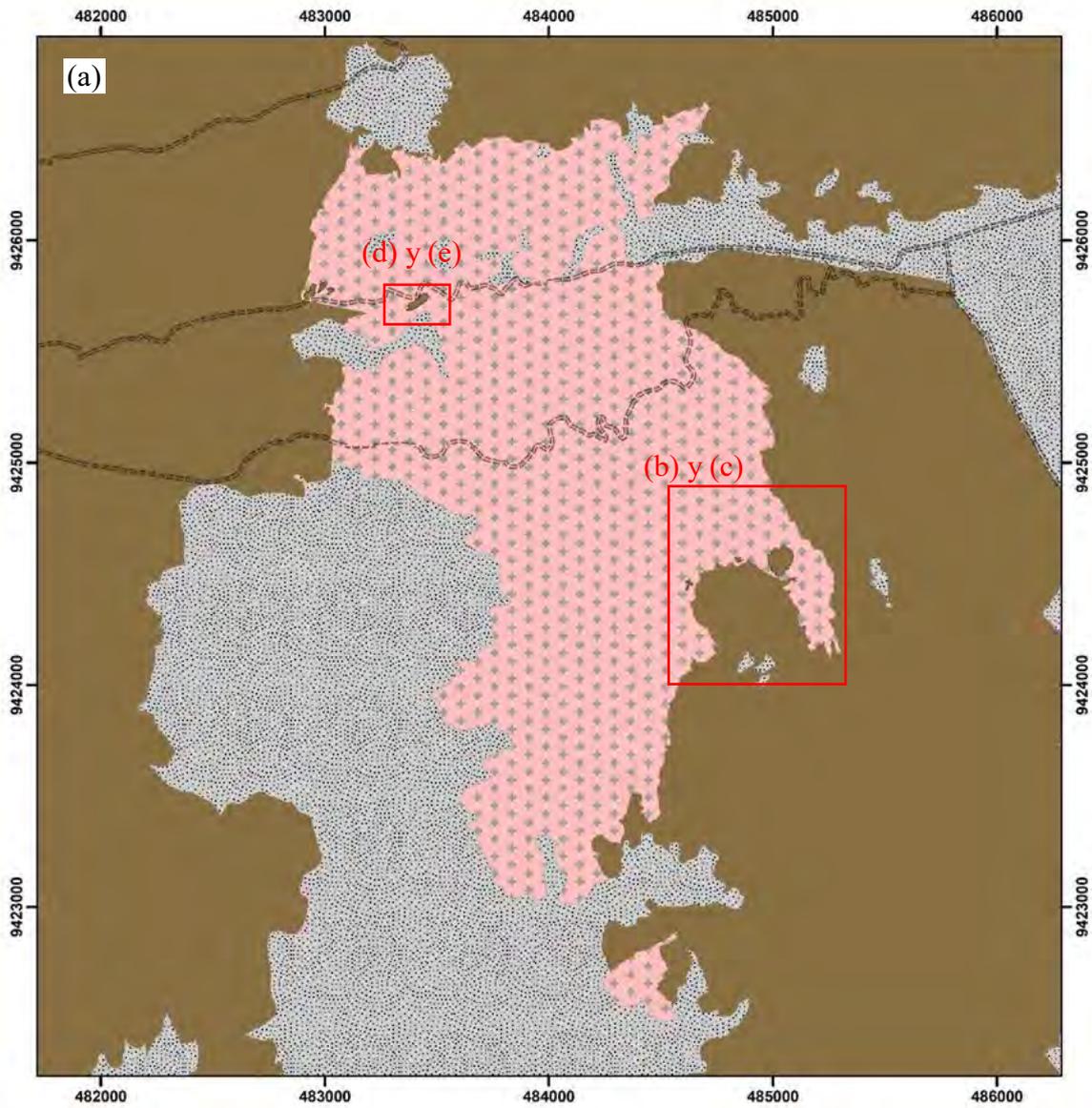






*Figura 43. (a) Mapeo de los diques y apófisis del Granito de Paita hacia la secuencia metasedimentaria. (b) y (c) Imagen satelital y mapeo respectivo a una zona donde afloran diques paralelos al contacto N-S del Granito de Paita. (d) y (e) Imagen satelital y mapeo respectico de una zona donde afloran diques ortogonales al contacto del Granito de Paita. Notar la forma en cuchilla de los diques más potentes. (f) Foto de afloramiento de un dique con forma de cuchilla. (g) Foto de afloramiento de los diques paralelos al contacto del Granito de Paita. (h) e (i) Fotos de afloramiento donde se aprecia estructuras de *boudinage* en diques de granito. Fuente de imágenes satelitales: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar, Geographics, CNES/Airbus, DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN y la comunidad de usuarios de GIS.*

La presencia de enclaves no es rara. Los más frecuentes son los que se presentan en el granito de dos micas de grano fino facies enclavífera y que presentan tamaños menores a los 4 cm (descritos en el apartado 2.1.1.1.3). Sin embargo, también se han observado cierto grupo de enclaves xenolíticos de tamaños moderados (~ 1 m, *Figura 44 g y h*), bloques de roca de caja que ocupan grandes dimensiones en afloramiento (*Figura 44 d, e, f e i*) y hasta observables a escala satelital (*Figura 44 a, b y c*), que litológicamente corresponden a los metasedimentos de bajo grado. Estos bloques de gran dimensión se localizan preferentemente próximos a los contactos del Granito de Paita y presentan geometrías regulares, con lados rectos y son frecuentemente invadidos por diques graníticos (apófisis).



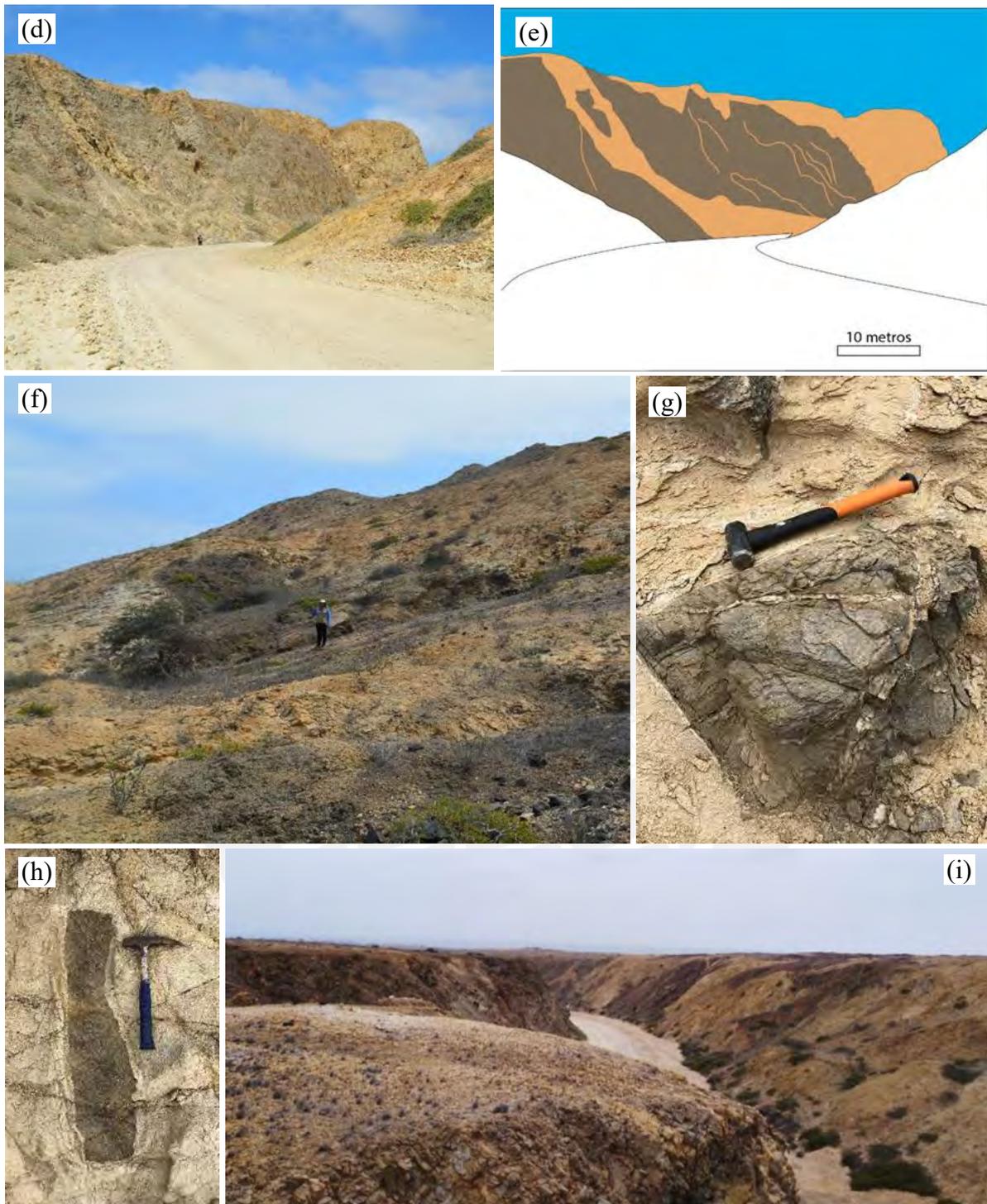


Figura 44. (a) Mapeo de los diferentes enclaves de bloques de caja grandes y observables a gran escala. (b) y (c) Detalle en satélite y mapeo de los diferentes bloques de caja (flechas) presentes en el intrusivo hacia el contacto sur. Notar que estos enclaves se encuentran cortados por diques graníticos pequeños. (d) y (e) Foto y esquema de un bloque de caja de grandes dimensiones en afloramiento, el cual está cortado e invadido por diferentes diques de granito. (f) Detalle de uno de los bloques de caja aflorando hacia el contacto sur. (g) y (h) Fotos de diferentes pequeños bloques de caja angulosos de las litologías locales de metareniscas y pizarra moteada respectivamente, extraídos de Espinoza y Stipetich (2019). (i) Foto paisajística donde se aprecia diferentes fragmentos de roca de caja oscura hacia el contacto o este del intrusivo central.

5.2. Geología Estructural de los Diques de Pegmatita, Aplita y Aplo-pegmatita

El rumbo general de los diques de pegmatita, aplita y aplo-pegmatita es N130°-140°E y afloran a lo largo del todo el macizo ígneo. Las potencias son centimétricas, excepcionalmente métricas en las aplo-pegmatitas, y con extensiones medidas de hasta 100 m. La geometría de los diques es muy uniforme, mayormente planar/rectilínea (*Figura 45 a*) y menos comúnmente, curvada. Estos diques presentan frecuentemente bifurcaciones, continuidad y son subparalelos, con un arreglo similar al de los diques trenzados (*braided fracture system*) descritos por Hoek (1991) como se puede ver en una cartografía realizada en base a imágenes obtenidas mediante drone de la zona del granito de turmalina donde afloran abundantes diques presentando estas características (*Figura 10*), y observaciones en afloramiento (*Figura 45 b*). Las terminaciones de los diques menos potentes (~2 cm) son en cuchilla (*blade like dykes*; *Figura 45 c*, *Figura 32 d*). La morfología planar de estos diques, el arreglo tipo *braided* y las terminaciones en cuchilla sugiere que hubo un sistema de fracturas con dilatación a partir de las cuales estos magmas se emplazaron en un granito encajonante en condiciones frágiles.

A escala microscópica también se observan indicios de deformación en los diques de pegmatita tales como bordes suturados de cuarzo y torsión de feldespatos (*Figura 18*). Estas características, no obstante, son comunes en cuerpos filonianos en los que existe un esfuerzo intercrystalino debido al espacio reducido para que el cuerpo cristalice, sobretodo en el núcleo de cuarzo donde, por ser la última fase, tuvo un espacio de cristalización tan reducido que se formaron cristales xenomorfos, de hábito masivo, extinción ondulante y bordes suturados.



Figura 45. (a) Detalle de un dique de aplita a escala de afloramiento. (b) Detalle de la terminación en punta de los diques de pegmatita menos potentes (flecha). (c) Foto de afloramiento con ocurrencia de lado a lado de diferentes diques de aplita o de pegmatita poco potentes (flecha roca), se aprecia además un dique de granito de turmalina (flecha azul).



6. Discusión

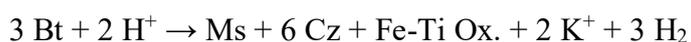
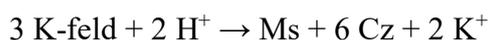
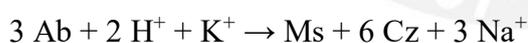
6.1. Petrología del Granito de Paita

6.1.1. Discusión de la Petrografía

Los estudios petrográficos sugieren una relativamente compleja petrogénesis del Granito de Paita que abarcaría procesos magmáticos y tardi-magmáticos.

La presencia de muscovita y biotita en el intrusivo principal responde a una firma geoquímica peraluminosa. Sin embargo, no todos los cristales de muscovita tendrían un origen primario/magmático. Características como: (1) un tamaño de grano mayor al de los minerales primarios del granito, (2) hábitos y terminaciones simplectíticas con cuarzo, (3) hábitos pecilíticos con cuarzo y (4) reemplazamiento de biotita sugieren que cierta población de cristales de muscovita tiene un origen secundario, según los criterios de Miller et al. (1981).

Las texturas pecilíticas de muscovita con cuarzo (*Figura 26* y *Figura 27 a*) y de reemplazamiento de biotita por muscovita en el ensamble mineral del Granito de Paita (*Figura 27 b, c, d y e*) y en los esclaves surmicáceos (*Figura 24 d y e*) podrían responder a las reacciones de muscovitización del ensamble mineral granítico:



En el caso de texturas pecilíticas con cuarzo, los feldespatos y biotita habrían sido reemplazados dejando una muscovita secundaria hospedando cuarzo hidrotermal (producto de la reacción) y relictos de cuarzo magmático (no reactivo). En el segundo caso de reemplazamiento de biotita por muscovita, el consumo biotita para producir muscovita

conlleva difusión de elementos que son compatibles con la estructura y composición de la muscovita, lo cual resulta en la opacitización de biotita (incremento de Fe-Mg-Ti incompatibles con la muscovita), cloritización (descenso de K-Al compatibles con la muscovita) y neoformación de minerales opacos (óxidos de Fe y/o Fe-Ti) particularmente en las zonas de clivaje de los cristales de muscovita (*Figura 27 b, d y f*). Estas reacciones de muscovitización forman parte del espectro de la greisenización.

La albitización también está presente en el Granito de Paita, pero en proporciones despreciables como para alterar la denominación de “granito”. Sin embargo, en fases posteriores como en el leucogranito brechado y los diques de aplita y de pegmatita, sí se deben considerar ante una eventual denominación petrográfica.

Las anisotropía petrográfica del Granito de Paita puede ser explicada como resultado de flujo magmático o deformación sin- a post- cristalización. Argumentos como: (1) la viscosidad de los magmas graníticos, que en condiciones plutónicas es significativamente alta – motivo por el cual no es de esperar encontrar texturas como *flow banding* en intrusiones félsicas (granitos) comparado con sus equivalentes volcánicos (domos riolíticos); (2) evidencias en las otras facies e intrusiones, como la presencia de una facies no deformada localizada al centro del cuerpo plutónico, y que los otros intrusivos no presenten los mismos indicios o características; y (3) observaciones petrográficas como extinción ondulante y bordes suturados en cuarzo, muscovitas en *mica fish*, aplanamiento de enclaves surmicaceos en la misma dirección de la foliación de la biotita, y la ausencia de la misma foliación en muscovitas secundaria. Estas observaciones son compatibles con un granito sometido a deformación de carácter sin-plutónico, con un gradiente de esfuerzos decreciente hacia el centro del intrusivo (donde se ubica la facies no deformada) generado probablemente por interacción mecánica entre el magma y la roca de caja durante el emplazamiento del Granito de Paita.

Indicios texturales de deformación también se observan en los diques de pegmatita y en las bandas greisen. Los primeros son atribuidos a un esfuerzo intercrystalino debido al espacio reducido para la deposición mineral en cuerpos filonianos, especialmente para la banda (3) de cuarzo masivo, por ser la última fase de cristalización del dique de pegmatita. En las bandas greisen, la deformación es atribuida a un desequilibrio textural propio de la alteración.

6.1.2. Caracterización y evolución geoquímica

La composición elemental del Granito de Paita es similar y compatible con la de los granitos derivados de protolitos pelíticos ricos en arcillas, con poca presencia de plagioclasa, en ausencia de vapor (*Figura 38*) y en condiciones primarias de 750 - 950 °C, 700 - 1000 MPa y ~20 - 40% porcentaje de fusión (*Figura 35*). Sin embargo, el empleo de elementos mayores para aproximar a las condiciones de fusión parcial (P, T, protolito y reacción de deshidratación) se debe tomar como referencia puesto que estas aproximaciones se basan en composiciones de magmas primitivos experimentales. En el Granito de Paita es de esperar que la presencia de enclaves (en un análisis en particular), procesos de alteración hidrotermal, y de diferenciación magmática alteren y enmascaren las firmas geoquímicas primarias.

La presencia de ciertos xenolitos y xenocristales puede provocar un incremento en las ratios A/CNK (Clarke, 2019). Sin embargo, el análisis realizado en el granito enclavífero, que no es más que una facies del granito de dos micas de grano fino particularmente rico en enclaves surmicáceos, muestra un espectro composicional similar al del resto de granitos de dos micas, indicador de que la presencia de estos enclaves no influyó significativamente en la composición total del magma. Ciertos estudios proponen que las concentraciones de Fe, Mg y Ti en los magmas félsicos son de origen restítico (p.ej. White et al., 1999, Puziewicz y Johannes, 1990) por lo que la presencia de enclaves en estos granitos tiende a no afectar significativamente la composición del mismo.

Los estudios litogeoquímicos de roca total ponen en evidencia el carácter peraluminoso del Granito de Paita. Sin embargo, según Clarke (2019) la combinación de un gran número de procesos físicos, físico-químicos y químicos, tanto primarios como secundarios, pueden influir en el grado de peraluminosidad de una roca. Evidencias petrográficas sugieren también que el carácter peraluminoso del Granito de Paita se debe tanto a la composición primaria como a los procesos de alteración hidrotermal *subsolidus* tipo greisen, donde la destrucción de feldespatos ($A/CNK=1.1-1.3$ en oligoclasa, 1 en ortoclasa) y reemplazamiento de biotita ($A/CNK=1$) por muscovita ($A/CNK=3$) incrementa artificialmente las concentraciones de Al en la roca. No obstante, en las muestras analizadas no se observan más que unos pocos cristales secundarios de muscovita de grano grueso, por lo que la greisenización es mínima, pero importante a considerar al interpretar las relaciones A/CNK de roca total (Clarke, 2019). Otros minerales portadores de Al (granate, topacio, turmalina) se observaron en proporciones accesorias y traza en la intrusión de dos micas de grano fino, por lo que representan fases alumínicas en cantidades despreciables desde el punto de vista de su afectación a la composición de elementos mayoritarios en las rocas analizadas.

En la firma geoquímica del Granito de Paita se aprecian tendencias y correlaciones de elementos mayores y trazas (incluyendo REE) que podrían responder al rol de ciertos minerales principales y accidentales durante la evolución de los magmas. A estos patrones se les suele atribuir dos procesos: (1) presencia de estas fases minerales de forma restítica, de modo que sus constituyentes minerales y químicos no se incorporaron al magma; o (2) por fraccionamiento de estos minerales, de modo que sus constituyentes minerales y químicos se separan del magma conforme cristalizan, segregan y/o precipitan. Los minerales a los que se atribuyen los patrones observados y descritos en el Granito de Paita incluyen granate

(\downarrow LREE/HREE), zircón (\downarrow LREE/HREE), monacita (\uparrow LREE/HREE), plagioclasa sódica (\uparrow Na/Ca, \downarrow Sr, \downarrow Ba y $\text{Eu/Eu}^* < 1$) y muscovita y biotita (\uparrow Ta/Nb, \downarrow Mg# y \downarrow TiO₂).

El granate es un mineral común de rocas metamórficas de alto grado, y presenta una compatibilidad geoquímica hacia las HREE con respecto a las LREE ($^{Gr}D_{\text{REE}}$ en Arth, 1976). En procesos ígneos, el granate tiene un carácter refractario, no reacciona ni se incorpora al magma durante la fusión parcial hasta condiciones de alta temperatura (fusión incongruente de granate a $T > 975^\circ\text{C}$ si $P = 10$ kbar, Patiño Douce y Johnston, 1991); también se encuentra como producto en la reacción de fusión incongruente por deshidratación de la biotita bajo condiciones en ausencia de vapor: $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Cz} + \text{Sil} \rightarrow \text{Fundido} + \text{Grt} \pm \text{K-feld}$ (Vielzeuf y Holloway, 1988). Por ello, es más probable que el granate haya tenido un rol residual (caso 1), bien por no haberse incorporado al magma o bien por ser un producto de la reacción de fusión, responsable de la retención de las HREE en la fuente provocando un empobrecimiento de estos en el fundido con respecto a la fuente de fusión.

El zircón que tiene un comportamiento similar al del granate respecto a la compatibilidad de HREE sobre LREE ($^{Zir}D_{\text{REE}}$ en Bea et al., 1994 y Mahood y Hildreth, 1983), y se encuentra como un mineral accidental común de rocas metamórficas e ígneas. El zircón es un mineral inerte, refractario, insoluble a bajas temperaturas y resistente al equilibrio con otras fases, particularmente cerca al *solidus* de la fuente (Watson y Harrison, 1983), motivo por el cual no se incorpora masivamente al magma o bien precipita tempranamente, empobreciendo al segundo en HREE.

La monacita se encuentra como un mineral accidental común en rocas ígneas y metamórficas. De modo opuesto al granate y zircón, la monacita presenta un carácter compatible hacia las LREE sobre las HREE ($^{Mnc}D_{\text{REE}}$ en Stepanov et al., 2012). La monacita suele tener temperaturas de saturación por debajo del *solidus* de los granitos (Montel, 1993),

argumento que explica que el empobrecimiento de LREE en los magmas se debe a los procesos de retención de monacita en la fuente y que no se incorpora en gran medida al fundido (Nabelek, 2019).

Sin embargo, tanto el zircón como la monacita se suelen encontrar en rocas metamórficas como inclusiones en biotita, así que la incorporación de los primeros al magma está controlada por la incorporación de la biotita hospedante. Así, en magmas graníticos de alta temperatura y donde la fusión de biotita está contemplada, es probable que sí haya liberación e incorporación de zircón y monacita al magma, y un posterior fraccionamiento de estos (caso 2; p. ej., Tartèse y Boulvais, 2010).

El rol del zircón quedaría plasmado en las tendencias decrecientes de Zr/Hf (Zaraisky et al., 2009) y el rol de la monacita, en tendencias decrecientes en las concentraciones de Th que correlaciona positivamente con las LREE, más definidamente que con las HREE (*Figura 46 a, b y c*). La *Figura 46 d* sugiere además una influencia conjunta de ambos minerales durante los procesos de diferenciación. El greisen presenta una composición similar a la de los granitos de dos micas, probablemente debido a que estos elementos son incompatibles en fluidos hidrotermales y se preserva la firma geoquímica del protolito durante la alteración.

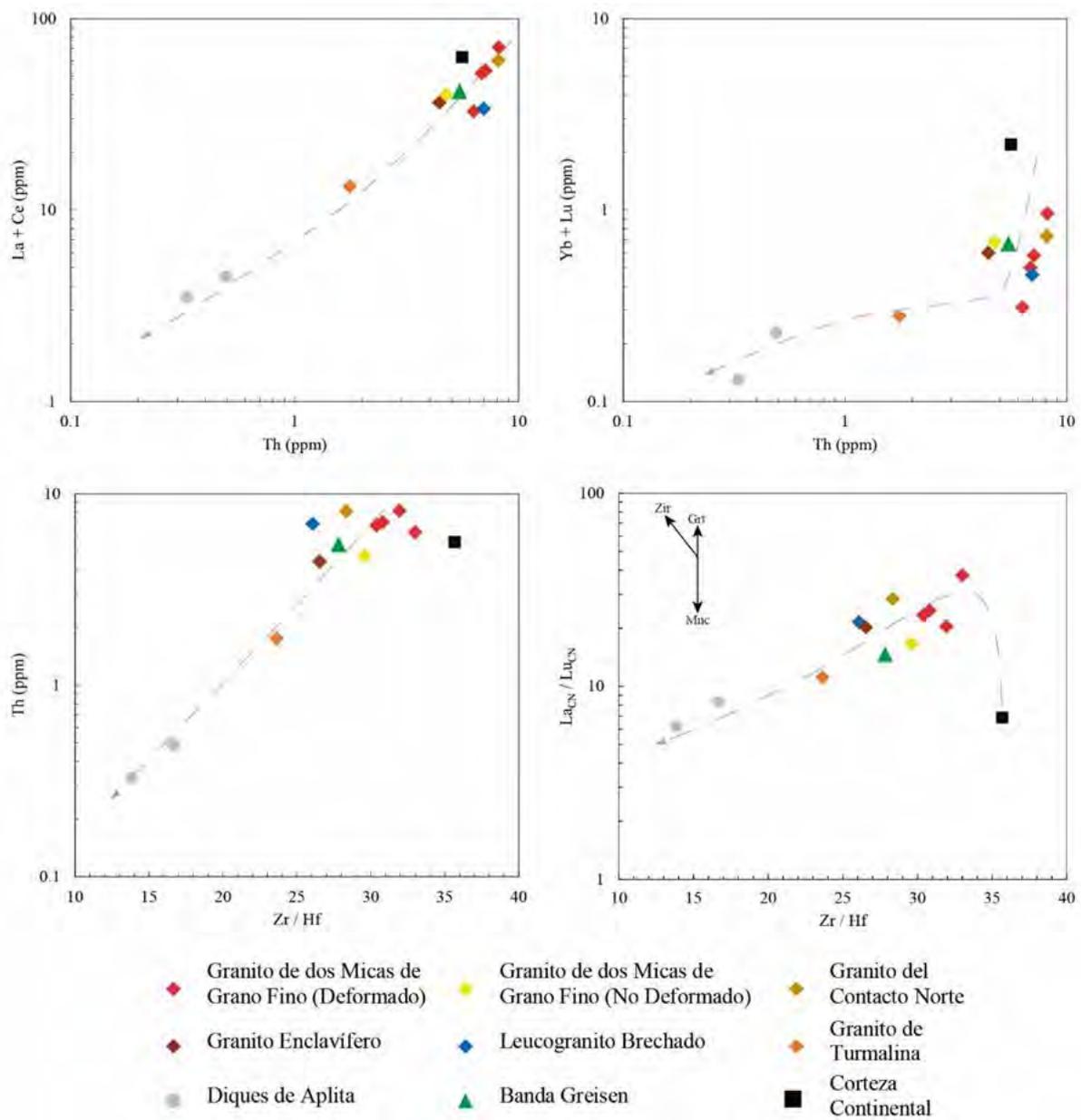


Figura 46. Diagramas binarios (a) Th vs La + Ce, (b) Th vs Yb + Lu, (c) Zr / Hf vs Th, (d) Zr / Hf vs Th. (d) Diagrama propuesto Zr / Hf vs La_{CN} / Lu_{CN} de las diferentes litologías del Macizo de Paita. Vectores del fraccionamiento conceptuales (no calculados) de granate (Grt), zircón (Zir) y monacita (Mnc) en base a los coeficientes de fraccionamiento experimentales: $Gr_{D_{La}}=0.29^1$, $Gr_{D_{Lu}}=29.6^1$, $Zir_{D_{La}}=1.3^2$, $Zir_{D_{Lu}}=923^2$, $Zir_{D_{Zr}}=3500^3$, $Zir_{D_{Hf}}=2645^3$, $Mnc_{D_{La}}=1504^4$, $Mnc_{D_{Lu}}=77^4$. CN : normalizado a condrito. ¹ Arth (1976) en Duke et al. (1992). ² Bea et al. (1994). ³ Mahood y Hildreth (1983) en Duke et al. (1992). ⁴ Stepanov et al. (2012) Corrida C3322.

El rol de la plagioclasa sódica se observa en las correlaciones negativas de Na/Ca vs Sr y Ba (Figura 37) y en anomalías negativas de Eu (Figura 36) en los patrones normalizados de REE. La relación Na/Ca en roca total es también una aproximación a la composición de la

plagioclasa, puesto que ésta es la única fase mineral mayoritaria portadora de Na y Ca. Las correlaciones negativas de Sr y Ba son explicadas por el coeficiente de partición de la plagioclasa en estos elementos que es variable respecto al componente anortítico de ésta, mostrando experimentalmente una correlación negativa (Blundy y Wood, 1991). Este resultado lleva a la conclusión de que las concentraciones decrecientes de Sr y Ba en el magma están controladas por el equilibrio/coexistencia con una fase de plagioclasa cada vez más sódica, bien por fraccionamiento y/o alteración hidrotermal. El análisis del greisen y del leucogranito brechado corresponden a *outliers*, el primero en Sr, Ba y Eu/Eu* debido probablemente a que la alteración hidrotermal implica la destrucción de plagioclasa.

En los patrones y correlaciones de Fe-Mg-Ti (*Figura 33 c y d*) se puede rescatar también el fraccionamiento no sólo de la biotita, sino también de la muscovita, que puede portar Ti en su estructura ($^{Ms}D_{Ti} = 19$ en Raimbault y Burnol, 1998), y la turmalina, en el caso del granito de turmalina y los diques de aplita. Stepanov et al. (2014) propuso que las concentraciones de Nb y Ta en los magmas graníticos y pegmatíticos son controladas por el fraccionamiento de biotita y muscovita, como se observa en el Granito de Paita (*Figura 47*).

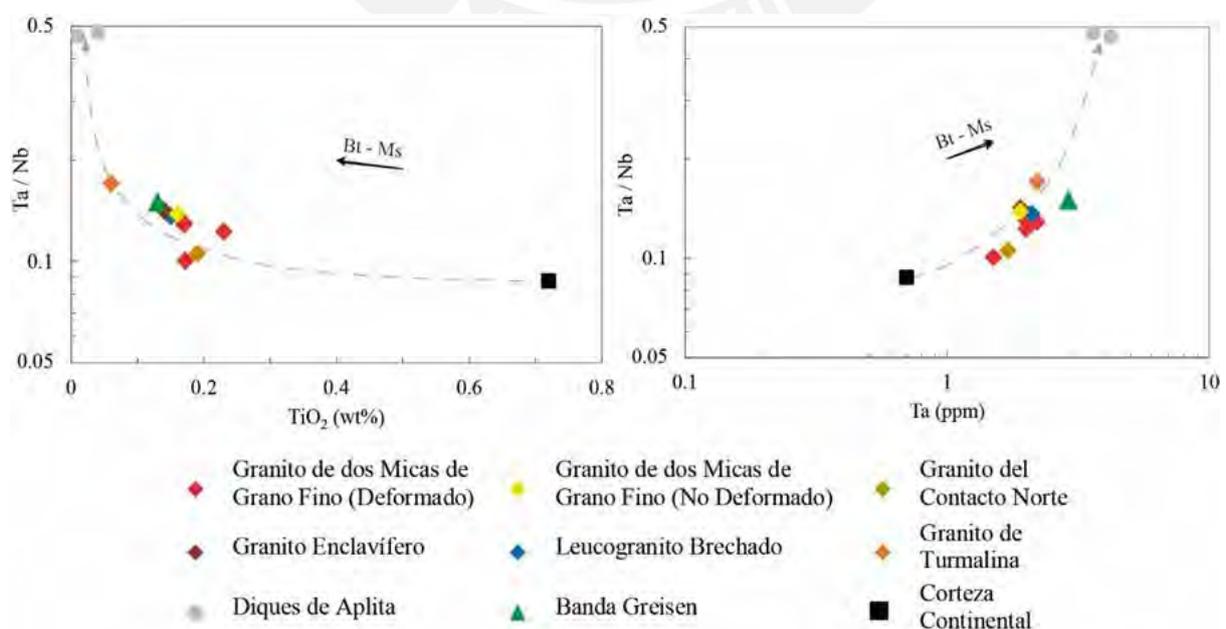
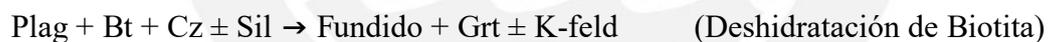


Figura 47. Diagramas binarios (a) TiO_2 vs Ta / Nb y (b) Ta vs Ta / Nb de Stepanov et al. (2014). Vectores Bt - Ms indican los vectores de fraccionamiento de biotita y muscovita calculados en base al modelo de Stepanov et al. (2014).

6.1.3. Petrogénesis Ígnea y Tectonomagmatismo

La fase ígnea más temprana/parental es el granito de dos micas deformado de grano fino. Se sabe por ensayos experimentales que los magmas primarios de tipo S son graníticos, peraluminosos (“nacén” con estas características), y de protolitos esencialmente pelíticos metamórficos provenientes de la corteza continental.

Los modelos experimentales sugieren que la generación de magmas a partir de estos protolitos se debe a reacciones de fusión en condiciones hidratadas (por presencia de agua pelicular o por deshidratación de minerales hidratados como muscovita y biotita). Estudios experimentales señalan dos reacciones eutécticas para la generación de magmas tipo S:



Finger y Schiller (2012) proponen un diagrama Pb-Ba para la discriminación entre lo que los autores denominan magmas graníticos primarios tipo S de baja temperatura (*primary low-T S-type granites*), generados por la deshidratación de la muscovita, y los magmas graníticos secundarios de baja temperatura generados a partir de la diferenciación de fundidos parentales de altas temperaturas (*secondary low-T granites spawned through the differentiation of higher-T parental melts*). En la Figura 48 se aprecia que la composición del Granito de Paita se representa en el campo de los granitos del segundo tipo (secundarios).

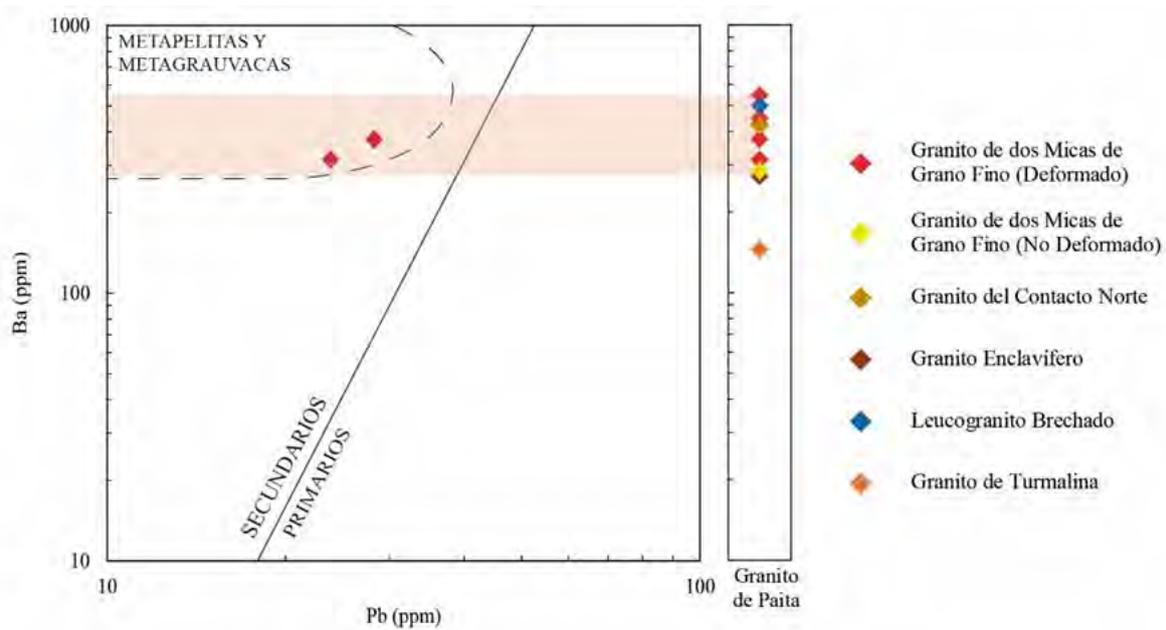


Figura 48. Diagrama binario Pb vs Ba (ppm) de Finger y Schiller (2012) para discriminar los granitos tipo S primarios de baja temperatura de los granitos tipo S de baja temperatura secundarios y producto de la diferenciación de magmas primarios tipo S de alta temperatura. Los análisis representados en el diagrama corresponden a los análisis realizados por Bellido et al. (2009). La zona roja corresponde a las composiciones de Ba (ppm) de los granitos de dos micas de Paita.

El contexto geodinámico del Triásico es extensional tipo *rift* asociado a la ruptura y separación del margen occidental de Pangea (Spikings y Paul, 2019). Basado en la petrografía y geoquímica, así como las dataciones de Bellido et al. (2009) y Ulrich (2005) se rescata la propuesta inicial de Espinoza y Stipetich (2019) de que el Granito de Paita se formó en asociación a un magmatismo por descompresión post-orogénico, como en el caso de los granitos anatécnicos descritos por Spikings y Paul (2019) generados por un evento de “*underplating y anatextis de la corteza continental hace 245/240 - 225 Ma durante el adelgazamiento progresivo de la litósfera continental sobre el rifting a lo largo del margen occidental de Pangea*”.

En la Figura 49 se propone una trayectoria de presión vs temperatura (P-T en adelante) durante la petrogénesis del Granito de Paita desde la fusión parcial hasta el emplazamiento y la cristalización basada en el contexto tectónico de *rifting*.

- (1) Una roca metamórfica (flecha verde), de protolito pelítico rico en arcillas, y pobre en plagioclasa, en facies de anfibolita a granulita, en la zona de la cianita y en condiciones de ausencia de vapor. La trayectoria describe una pendiente negativa P-T por descompresión y adelgazamiento de la corteza ($\downarrow P$) y ascenso de magmas mantélicos y *underplating* ($\uparrow T$);
- (2) La roca metamórfica alcanza las curvas de fusión por deshidratación de muscovita y de biotita, generando así los primeros fundidos graníticos (flecha roja) de tipo S de alta temperatura (por fundir biotita). El volumen de fundido generado no es suficiente para que éste se separe de su fuente, por lo que el sistema restita y fundido (asumiendo un sistema cerrado) continúa incrementando de temperatura produciendo más fundido hasta alcanzar un volumen crítico y suficiente como para segregarse de su restita ahora en facies granulitas.

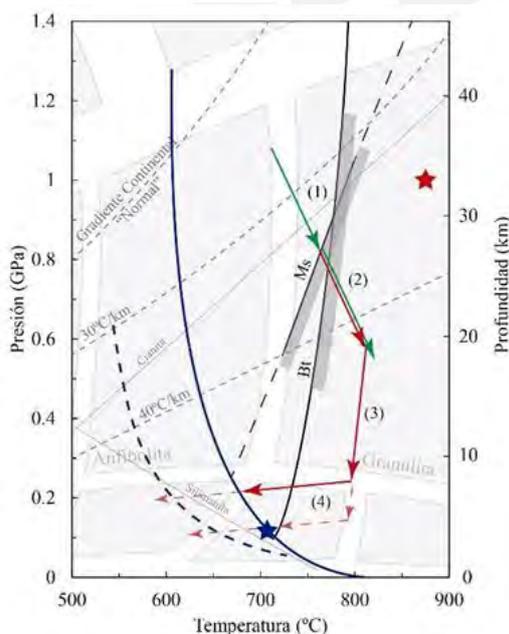


Figura 49. Diagrama propuesto de P-T para explicar la posible petrogénesis y evolución del Granito de Paita. (1), (2), (3) y (4) son procesos de calentamiento, fusión, ascenso adiabático, y emplazamiento y enfriamiento respectivamente; detalles en el texto. Zonas grises: áreas de las condiciones P-T convencionales de las facies metamórficas. Basado en Winter (2014) pp. 563. Líneas grises continuas indican los límites del diagrama de fases Al_2SiO_5 . Líneas grises discontinuas corresponden a los gradientes geotérmicos de la Corteza Continental "Normal" en Winter (2014) pp. 563, $30\text{ }^\circ\text{C/km}$ en Winter (2014) pp. 563 y $40\text{ }^\circ\text{C/km}$ en Winter (2014) pp. 401. Curva azul continua: *Solidus* del granito saturado en agua de Johannes y Holtz (1996). Curva azul discontinua: *Solidus* teórico de granito deprimido por saturación en volátiles de acuerdo al modelo de Strong (1988) en Robb (2004) pp. 103. Línea negra "Ms" corresponde a la curva de fusión por deshidratación de la muscovita para un esquistos de biotita-muscovita de Patiño Douce y Harris (1998). Línea negra "Bt" corresponde a la curva de fusión por deshidratación de la biotita para un protolito con biotita $Mg/Mg+Fe=0.48$ de Le Breton y Thompson

(1988). Estrella roja indica condiciones 875°C y 1 GPa equivalente a las posibles condiciones de fusión del Granito de Paita de la Figura 35. Estrella azul indica condiciones de 100 MPa en la curva del *solidus* de granito saturado en agua estimado a partir de la Figura 33 e.

6.1.4. Emplazamiento del Granito de Paita

El emplazamiento es la última fase de la formación y génesis de los granitos y plutones en general (fusión→segregación→ascenso→emplazamiento). La segregación depende del porcentaje de fusión (volumen crítico) y se producirá tras superar un cierto umbral que permita al magma segregarse de la porosidad formada por la fusión (antiguo paradigma), no obstante, también dependerá de las propiedades reológicas de una roca parcialmente fundida, y de esfuerzos de compactación y cizalla ejercidos (nuevo paradigma, Vigneresse, 2004). Un modo efectivo, si no es el más efectivo, para el ascenso de magmas es como diques verticales a partir de estructuras dilatantes (aperturas). Esta dilatación está regida por esfuerzos, debido que la dirección de apertura en un plano es perpendicular a la dirección del esfuerzo menor (σ_3), plano que tiende a ser vertical en contextos de extensión y de cizalla (*Figura 50*, Vigneresse et al, 1999).

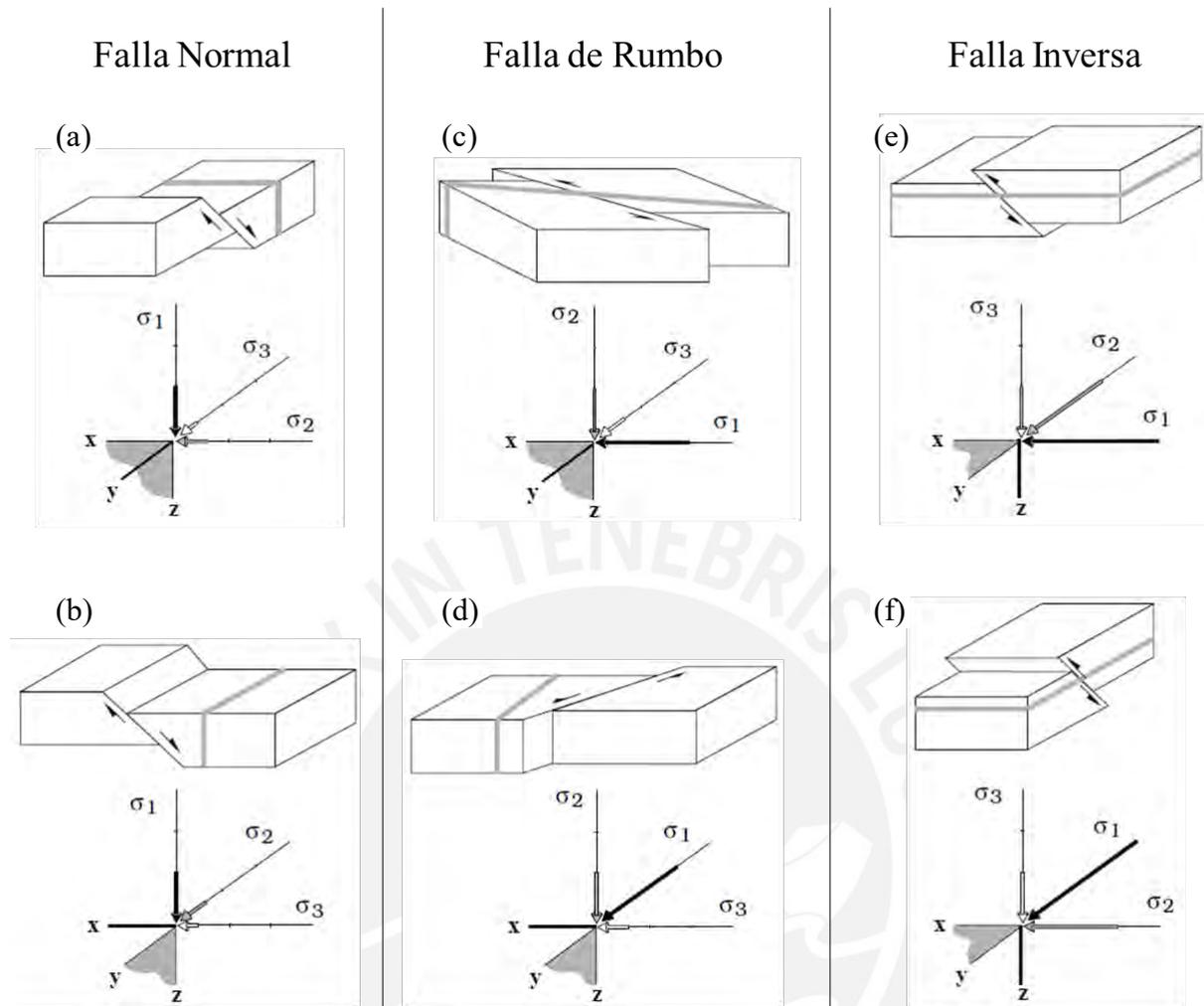
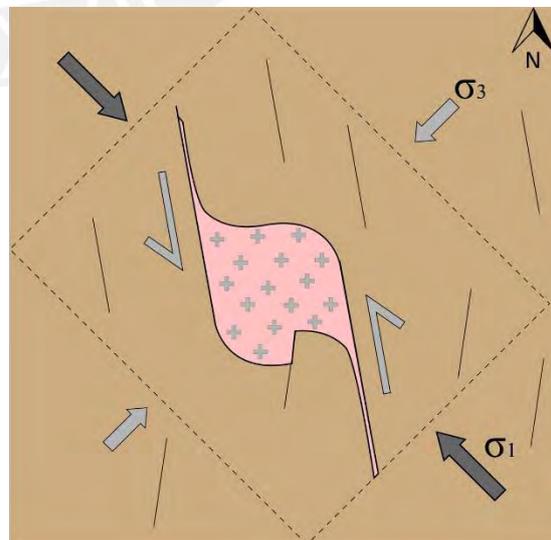
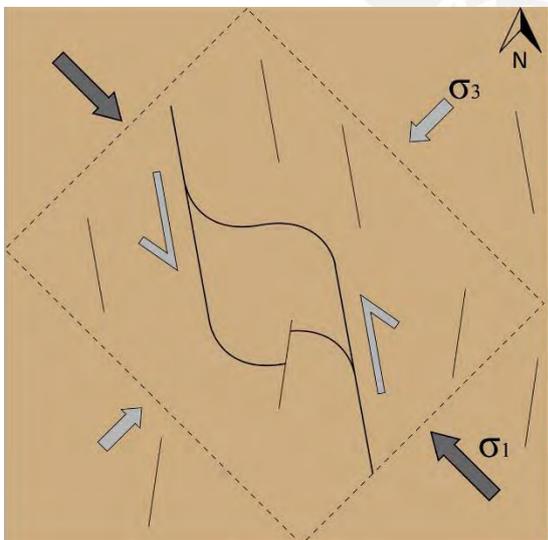
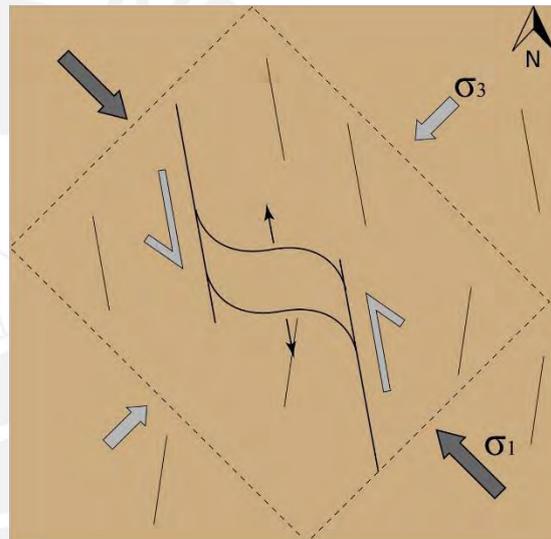
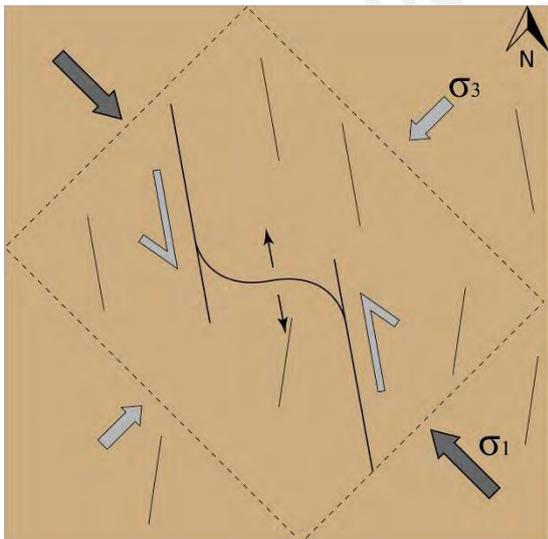
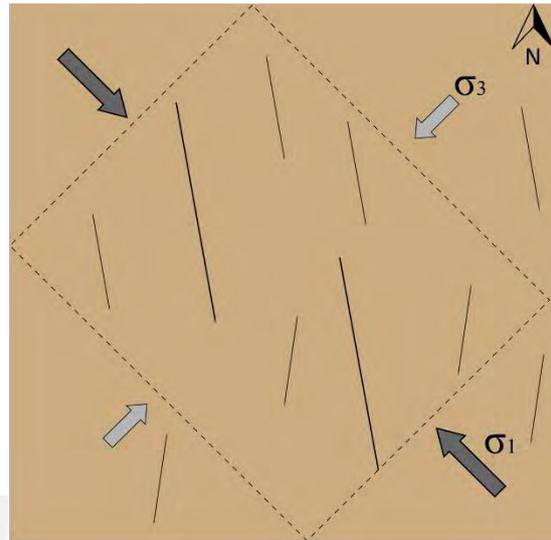


Figura 50. Detalle de los diferentes tipos de fallamiento según la configuración de los esfuerzos principales. El plano en gris indica el plano de apertura perpendicular a σ_3 . Figura extraída de Vigneresse et al. (1999).

La forma del Granito de Paita en superficie es muy regular por lo recto y ortogonal de los contactos con la roca de caja metasedimentaria. Esta forma coincide con los modelos convencionales de *pull-apart* en zonas de cizalla transtensional descritas para plutones graníticos. Un buen ejemplo es el Plutón Mortagne en Bretaña, Francia (Guineberteau et al., 1987) que a gran escala presenta una similitud con el Granito de Paita en cuanto la geometría de los contactos y en las extensiones de apófisis hacia el NW y el SE del Granito de Paita que podrían corresponder a la falla de rumbo principal.

Características como la forma elongada en dirección N-S, contactos/paredes empinadas subverticales, y su asociación a movimientos transcurrentes (cizalla) sugieren que el Granito de Paita corresponde a un granito con forma de cuña (*Wedge-Shaped Granites*; Vigneresse et al., 1999). Este tipo de intrusivos se emplazan pasivamente rellenando volúmenes dilatantes en la corteza frágil ocasionados por la actividad tectónica regional (*tectonic-dominated stress*).

Tomando en consideración las observaciones e interpretaciones anteriores, se propone que el emplazamiento del Granito de Paita se dio en un contexto de cizalla sinistral, en una zona de *step over* que interconectaba dos fallas de rumbo locales, lo cual generó una zona de inflexión en apertura y un sistema en *pull apart* en la secuencia metasedimentaria de bajo grado del Macizo de Paita a consecuencia de la propia tectónica extensiva. Este espacio dilatado en la corteza facilitó el ascenso y emplazamiento pasivo del magma. En la *Figura 51* se ilustra esta evolución y se propone la dirección de los esfuerzos principales, el movimiento en cizalla, la geometría final del intrusivo en superficie y el arreglo trenzado (*braided dykes*) de los diques de aplita, pegmatita y aplo-pegmatita por tensión pura. Se propone además que estos esfuerzos siguieron activos durante el enfriamiento del plutón, lo cual explica la extensa deformación sin-plutónica del granito de dos micas de grano fino. Estos esfuerzos pudieron seguir incluso posteriormente a la cristalización del granito, lo cual explicaría el *boudinage* de los diques graníticos emplazados en la roca de caja.



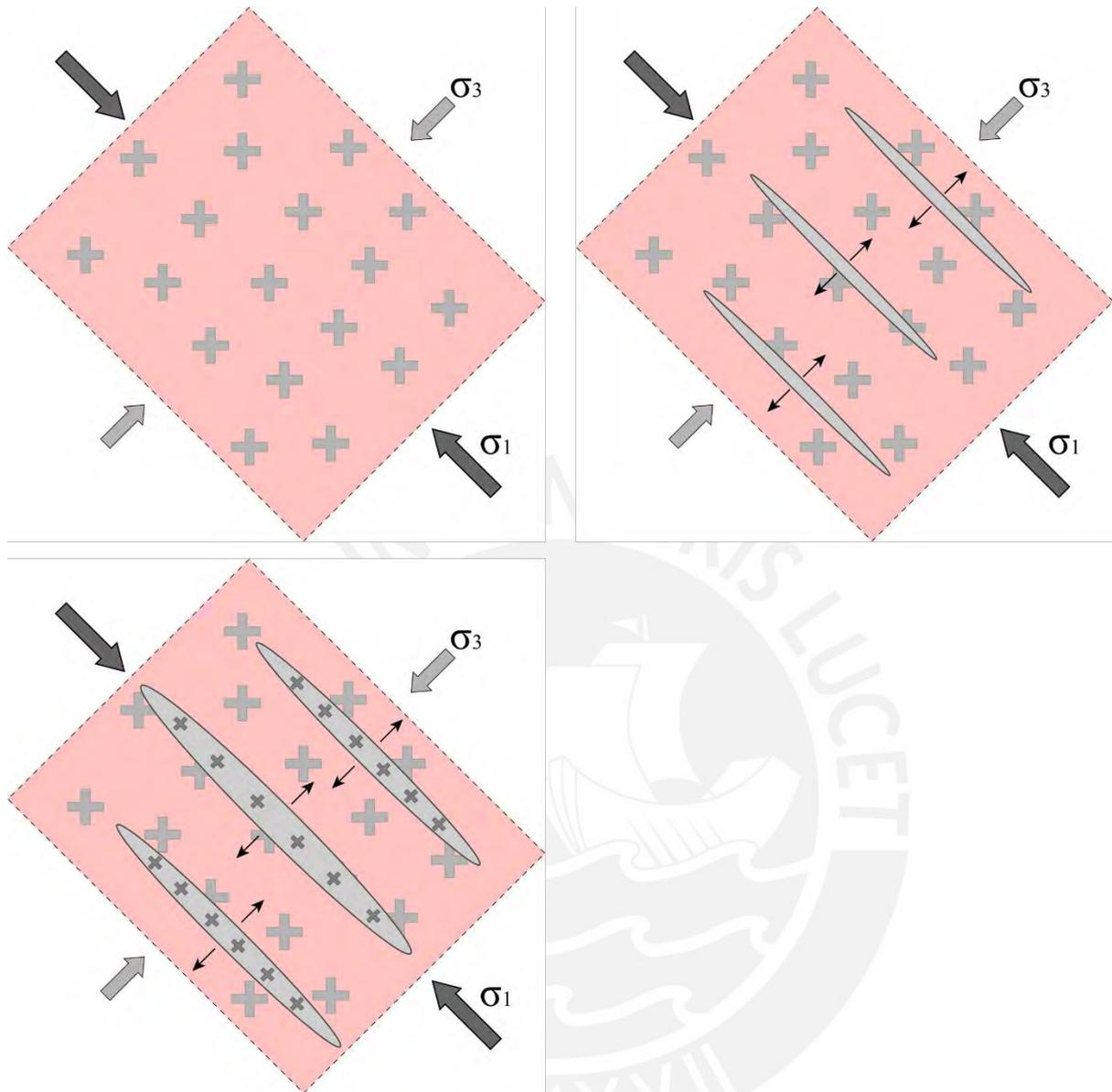


Figura 51. Propuesta de la evolución y emplazamiento del Granito de Paita regido por esfuerzos en un contexto local de cizalla sinistral tipo *pull-apart* explicando la geometría (forma) del intrusivo en superficie y la configuración de los diques de aplita, pegmatita y aplo-pegmatita.

En cuando al final del ascenso del magma y emplazamiento *sensu stricto*, se tienen evidencias de un emplazamiento por *stopping* magmático de acuerdo a la presencia de enclaves de dimensiones métricas, angulosos, hacia los contactos del intrusivo central. El emplazamiento por *stopping* se ha explicado como el resultado de un fracturamiento de la roca

de caja techo debido a que la presión del magma en ascenso supera al *overburden* (Paterson et al., 1991).

Vignerresse et al. (1999) proponen que la geometría lacolítica que adquieren los plutones de piso plano (*flat-floored plutons*) se debe a un reajuste y reorientación de los esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 y σ_3) generados durante el emplazamiento activo dominado por magmatismo (*magmatic-dominated stress control*). En concreto, los autores explican que el cambio de esfuerzos se debe a la presión generada por la interacción mecánica entre el intrusivo y su roca de caja (P_m). a partir de condiciones inicialmente extensivas (σ_3 horizontal) pasando después a condiciones compresivas (σ_3 vertical), generando así el paso de un ascenso magmático de diques verticales a un emplazamiento lacolítico sub-horizontal. El detalle de este reajuste de esfuerzos está ilustrado y detallado en la *Figura 52*.

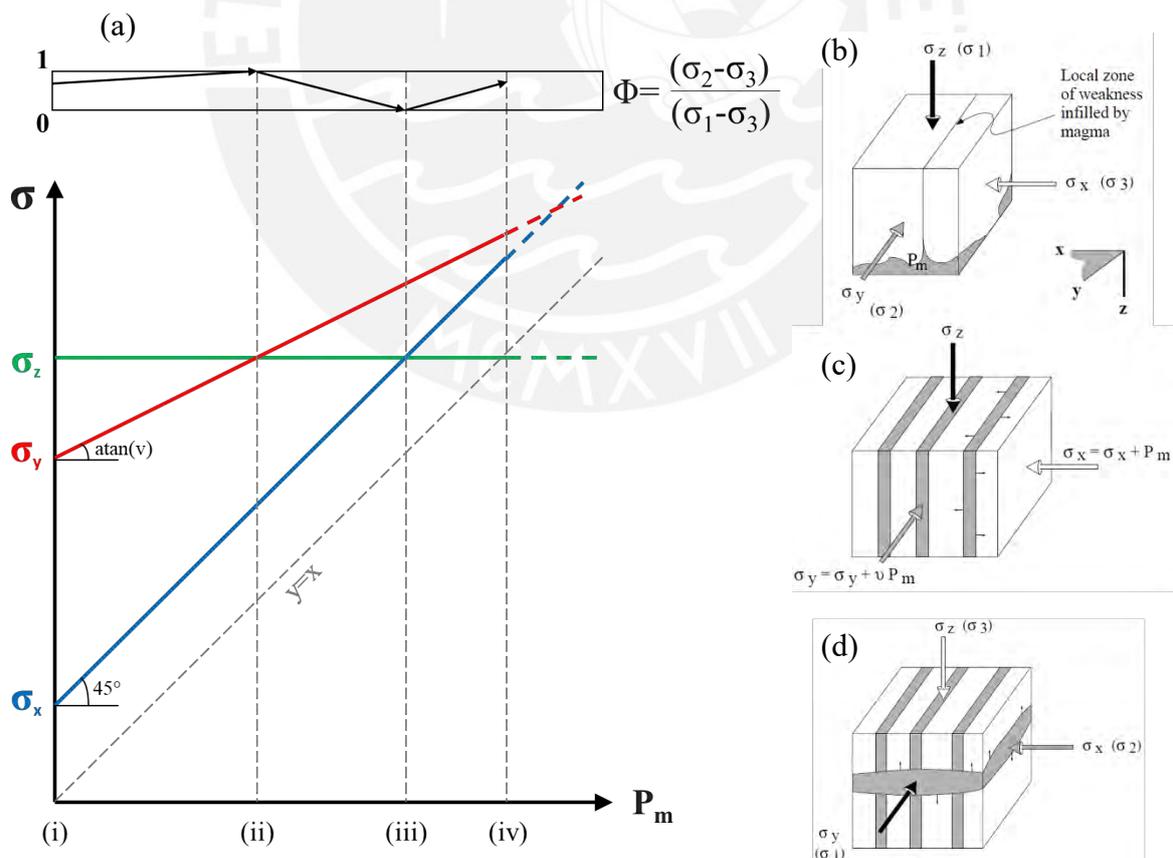


Figura 52. Ejemplo de un caso particular que ilustra el ascenso y emplazamiento activo de granitos de forma plana (*flat-shaped plutons*) dominados por magmatismo (*magmatic-dominated*) a causa del cambio de la dirección de

los esfuerzos principales ilustrado en el diagrama (a) de P_m vs σ donde σ son los esfuerzos en las direcciones X, Y, Z (colores azul, rojo y verde respectivamente) y P_m es la presión magmática generada por la presencia de un magma interactuando mecánicamente con la roca de caja ilustrado en (b). En (i) se tiene que las condiciones regionales (originales) son $\sigma_x = \sigma_3$, $\sigma_y = \sigma_2$ y $\sigma_z = \sigma_1$ el cual corresponde a un contexto tensional (Figura 50 b). El valor del P_m incrementa con cada nuevo pulso magmático, esta presión empuja las paredes hacia la dirección de menor esfuerzo (σ_3) haciendo que el esfuerzo en esta dirección incremente ($\sigma_3 + P_m$) mientras que el esfuerzo intermedio (σ_2) incrementa proporcional al módulo de Poisson ($\sigma_2 + \nu P_m$), y el esfuerzo vertical no cambia puesto que solo depende del *overburden*; este incremento de esfuerzos se encuentra ilustrado en (c) y graficado en (a). Notar que como σ_3 es horizontal el plano de apertura es vertical, lo cual permite el ascenso vertical del magma. El incremento de σ_x y σ_y en un P_m y νP_m progresivo respectivamente conlleva eventualmente a que estas direcciones de esfuerzo superen en intensidad al *overburden*. En (ii) se tiene un reajuste de esfuerzos según $\sigma_x = \sigma_3$, $\sigma_y = \sigma_1$ y $\sigma_z = \sigma_2$ correspondiendo a un contexto de cizalla (Figura 50 d) donde todavía se tiene ascenso magmático puesto que σ_3 sigue siendo horizontal. Conforme varía ahora el valor del ratio de esfuerzos Φ (*stress ratio of principal stress differences*) se tiene una transición de un contexto transtensional ($\Phi > 0.5$) hacia uno de cizalla simple ($\Phi = 0.5$) y finalmente hacia uno transpresivo ($\Phi < 0.5$). En (iii) se tiene que ahora el σ_x supera el σ_z siendo ahora la configuración de esfuerzos $\sigma_x = \sigma_2$, $\sigma_y = \sigma_1$ y $\sigma_z = \sigma_3$ correspondiendo finalmente a un contexto compresivo (Figura 50 f) provocando ahora un plano de apertura horizontal puesto que σ_3 es ahora vertical, lo cual se traduce en (d) el fin del ascenso magmático e inicio de la extensión horizontal del lacolito. Finalmente, en (iv) se tiene que la presión magmática supera el *overburden*, lo cual resulta en el inflamiento del lacolito empujando verticalmente la roca techo (Paterson et al., 1991). Basado en el modelo de Vigneresse et al. (1999), imágenes (b), (c) y (d) extraídas de la misma publicación. Este es un caso particular donde inicialmente se tiene un contexto regional extensivo y con $\Phi > 1-v$.

Sin embargo, para los plutones con forma de cuña (*wedge-shaped plutons*) el emplazamiento es pasivo y dominado por tectónica, donde el magma rellena espacios dilatados en la corteza dejados por la tectónica (p.ej., un *pull-apart*) en cuyo caso no hay una interacción mecánica tan fuerte entre el magma y la caja, y la reorientación de esfuerzos principales no es esperable.

Algunos aspectos no abordados para el desarrollo de este modelo y que se deben tomar en consideración son: (1) No se está considerando en la propuesta que las bandas de alteración greisen tempranas que presentan un control estructural envolvente en dirección ~N-S. (2) El gran vacío en mediciones estructurales que soporten la propuesta del modelo en cizalla más allá de la propia geometría del plutón (p.ej., Gineberteau et al., 1987). (3) La limitación a observaciones superficiales y el desconocimiento de las características del granito en profundidad. (4) El contexto geodinámico se asume que es extensional tipo *rift*, lo cual puede explicar el ascenso vertical del magma (σ_3 horizontal); a pesar de que en contextos extensionales se pueden dar zonas de cizalla transtensional, ésta no se puede explicar a nivel

local. (5) El modelo todavía no explica con cierto grado de confianza el emplazamiento final (fin del ascenso) del Granito de Paita debido la falta de evidencias directas por ausencia del contacto techo del intrusivo (erosionado) y la interrogante general del emplazamiento pasivo para magmas con forma de cuña dominados por tectónica.

Siguiendo entonces la trayectoria P-T del magma del Granito de Paita (*Figura 49*):

- (3) Una vez desligado de su fuente, el fundido granítico (líquido) describe un ascenso teórico adiabático a través de un sistema de fracturas dilatantes en la corteza continental que esta sometida a esfuerzos tectónicos extensionales (σ_3 horizontal) hasta
- (4) un emplazamiento teórico abrupto a su nivel de emplazamiento final pasivo (P~constante) por un posible cambio de una tectónica extensiva a compresiva (σ_3 vertical) y enfriamiento hasta su cristalización. Durante el enfriamiento es posible que el sistema cruce nuevamente las curvas de fusión por deshidratación de la biotita y de la muscovita pero en dirección opuesta (líneas rojas continuas) lo cual podría provocar una cristalización temprana de micas y plagioclasa antes de alcanzar la solidificación completa (fraccionamiento) si se tienen los reactantes correspondientes (p.ej., adicional al magma en enfriamiento, disponer de granate y aluminosilicatos de los enclaves arrastrados por el magma); o bien cruzar el valor eutéctico saturado en agua estimado de 100 MPa (*Figura 33 e*) lo cual cruzaría directamente el *solidus* del granito (líneas rojas discontinuas) resultando en un magma poco diferenciado.

No se considera en el modelo estructural el posible rol de las fallas mapeadas al interior del intrusivo debido a que pueden representar en fallas muy tardías con respecto al emplazamiento. La presencia de brechas de falla con clastos de granito, material panizado y *slickensides* (estrías de falla) en el granito, son indicadores de condiciones frágiles (roca sólida). No obstante, no se descarta que éstas se traten de estructuras de acreción vertical

(*vertically accretive structures*; McCuaig y Hronsky, 2014) o incluso reactivación posterior de fallas antiguas heredadas de estructuras profundas que sí hayan tenido un rol durante el ascenso y emplazamiento del intrusivo.

6.2. Prospectividad

Para establecer una aproximación al potencial estannífero tipo greisen en el Granito de Paita, en este estudio se aplica el concepto de Sistema Mineral y los elementos críticos para la génesis de yacimientos de McCuaig y Hronsky (2014). Estos autores proponen un modelo para la generación de cuerpos minerales de alta calidad resumido en que:

“[...] la mineralización es producto de sistemas críticos autoorganizados donde los fluidos y la energía se agregan lenta y continuamente al sistema. Una barrera de umbral evita que esta energía se disperse en un sumidero, creando así un gradiente de energía. Este gradiente de energía se acumula en el sistema haciendo que este adquiera una alta organización interna hasta que alcanza un punto crítico y supera la barrera del umbral. Luego, la energía se libera en pulsos transitorios rápidos cuya focalización requiere de una arquitectura estructural más propicia para fallar y ascender por la acumulación de presión del fluido [...]” (Figura 53 a y b).

Se destacan dos conceptos esenciales usados por los autores: alta autoorganización interna y presencia de barreras de umbral (*threshold barriers*). El primero se refiere al desarrollo de gradientes de presión de fluido extremos dentro del propio sistema para producir flujos de masa y energía más focalizados y grandes, de modo que la liberación de esta energía, a través de un sistema de fallas, resulte en la formación de cuerpos minerales. Y el segundo se refiere a la presencia de una barrera necesaria y que mantenga al sistema cerrado y libre de interacciones o escapes de los fluidos hacia un sumidero, puesto que esta solo generaría zonas de bajas concentraciones (*Figura 53 c*).

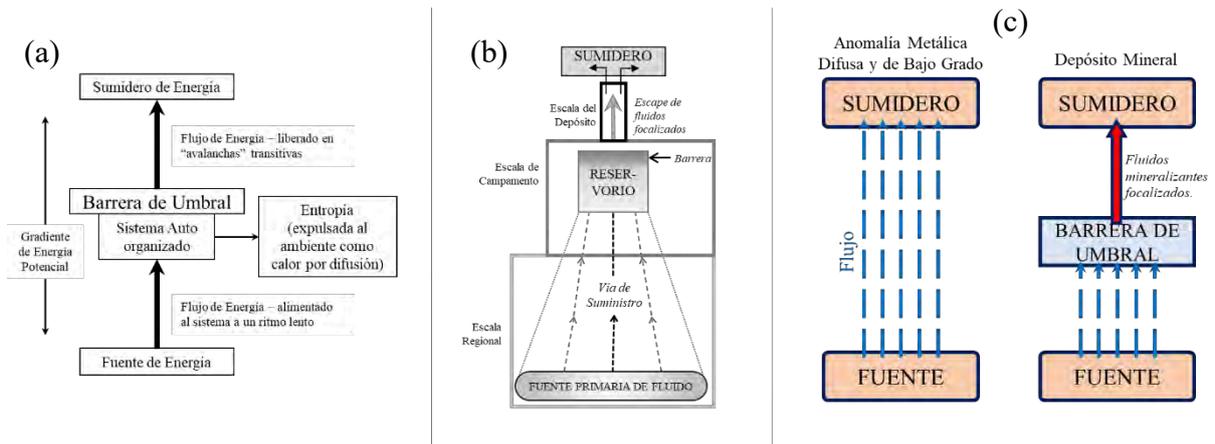


Figura 53. (a) y (b) Esquemas simplificados del concepto de Sistema Mineral. (c) Esquema de la relevancia de la barrera de umbral para la generación de cuerpos minerales. Imágenes extraídas de McCuaig y Hronsky (2014).

Finalmente, los denominados “elementos críticos” agrupan y relacionan los elementos generales de los sistemas minerales con observaciones prácticas realizables en estudios y trabajos de prospección y exploración (Figura 2) que consideran no solo la búsqueda de anomalías metálicas, sino el conjunto de datos sobre la geología estructural, geología regional, geodinámica y geocronología en la búsqueda de barreras de umbral. Sin embargo, para aproximar y proponer una conexión entre el Granito de Paita y un sistema magmático-hidrotermal tipo Greisen, gran parte de estos datos siguen siendo desconocidos.

6.2.1. Arquitectura Litosférica

Con este concepto, McCuaig y Hronsky (2014) hacen referencia a la presencia de estructuras profundas que permitan conectar y focalizar los fluidos hidrotermales una vez estos sean liberados, siguiendo un arreglo interno en este sistema de fallas. Estas estructuras deben tener características como una amplia extensión tanto horizontal como vertical, continua reactivación y yuxtaposición de diferentes dominios de basamento.

Lamentablemente, la geología estructural en la zona de Paita sigue siendo en gran medida desconocida. Regionalmente, solamente aflora un pequeño fragmento, no mayor a los 15 km,

aislado y separado del resto del DGAT y del complejo de la Cordillera de la Costa en general. Por este motivo, no es posible determinar la existencia de fallas regionales de amplia extensión. La limitación de observaciones superficiales no permite reconocer las características en profundidad de las fallas observadas en superficie observables. En esta fase del estudio, sólo se han reconocido fallas de limitado *strike*, aparentemente menores en profundidad y de carácter posterior a los eventos involucrados en la petrogénesis y potencial mineralización en el Macizo de Paita.

6.2.2. Geodinámica Transitoria

McCuaig y Hronsky (2014) remarcan la observación general que las dataciones de un gran número de yacimientos coinciden peculiarmente con periodos de importantes eventos tectónicos de escala global, particularmente en momentos de reajuste y reorganización en la tectónica prevaleciente. Lo que los autores proponen es un rol destacante de los periodos de reorganización tectónica con la formación de barreras de umbral reconociéndose tres escenarios geodinámicos transitorios favorables: (1) etapas iniciales de extensión, donde aún no se ha establecido la permeabilidad generalizada a escala de la corteza; (2) compresión anómala, que sella eficazmente un sistema activo; y (3) cambios en los esfuerzos predominantes, que resultan en esfuerzo total neutro generando así ausencia de permeabilidad generalizada inducida por deformación.

En este estudio se ha propuesto que el Granito de Paita se relaciona a un evento de *rifting* reconocido a lo largo del margen occidental de Pangea, teniéndose así un importante evento de reorganización tectónica.

Los diferentes estudios sobre este evento extensional de ruptura del margen occidental de Pangea se realizaron sobre diferentes macizos de la Cordillera Real a lo largo de Colombia y Ecuador (Spikings et al., 2016; Spikings y Paul, 2019) y en la Cordillera Occidental en Perú

(Cochrane et al., 2014) donde se ha interpretado como una tectónica extensional de *rift* continental y también como una tectónica de retroarco. Spikings y Paul (2019) proponen que el evento extensional asociado al magmatismo anatético tipo S inició alrededor de 245/240-220 Ma durante el adelgazamiento progresivo de la litosfera continental sobre *rifting*, el cual terminó alrededor de 216-209 Ma. Spikings et al. (2016) añaden que la terminación de este *rifting* corresponde al inicio de la subducción del Pacífico a lo largo del margen andino recién establecido; este cambio puede haber estado acompañado por una breve fase de compresión en el sur de Perú y el norte de Chile.

Esta reorganización tectónica podría corresponder a los dos primeros escenarios físicos propuestos por McCuaig y Hronsky (2014) para la generación de barreras de umbral por variaciones geodinámicas. El primer escenario, las fases iniciales de un evento extensional (245/240 Ma); y el segundo escenario, de compresión anómala transitoria (209 Ma). Sin embargo, un escenario desfavorable y mencionado por Sillitoe y Perelló (2005) es que los yacimientos asociados con períodos de tectónica más extensional y menos compresiva son menos comunes, más pequeños y de menor grado. Con respecto a esta observación, McCuaig y Hronsky (2014) interpretan que se debe a que, en contextos predominantemente extensivos, no se forman barreras de umbral puesto que los esfuerzos tensionales generan aperturas y dilataciones en la corteza, no sellos. Esta situación podría aplicarse para el Granito de Paita debido a la no formación de barreras de umbral en un contexto de *rifting* (240-220 Ma).

Sin embargo, en el Macizo de Paita, la geocronología no está completamente determinada mas que por correlaciones con otros granitoides del DGAT analizados por Bellido et al. (2009); y la única datación disponible sobre el mismo Granito de Paita corresponde a la realizada por Ulrich (2005) y proporcionada en la base de datos virtual del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET). El método de datación empleado (Ar-Ar en muscovita) tiene el

inconveniente de presentar una baja temperatura de cierre del sistema isotópico ($\sim 300^{\circ}\text{C}$). El hecho de que la muscovita puede ser de origen magmático o hidrotermal en el Granito de Paita añade también incertidumbre a la edad de cristalización y emplazamiento de ésta.

6.2.3. Fertilidad

Aunque el modelo de McCuaig y Hrnosky (2014) no explica la naturaleza de los fluidos, se entiende en general que estos fluidos deben acarrear contenido metálico para la formación de cuerpos minerales. Una idea temprana, y todavía válida, es la asociación que ciertos tipos de magmas graníticos “especializados” son más propensos que otros para formar yacimientos de Sn (Lehmann, 2020). Existe el consenso en que la génesis y “especialización” de estos granitos incluyen (1) un alto grado de diferenciación magmática y/o (2) que se encuentran afectados por procesos metasomáticos/hidrotermales.

Los primeros estudios sobre la génesis de los diferentes tipos de granitoides y su asociación metalogenética (p.ej., Ishihara, 1977; Blevin y Chappell, 1992) identifican los magmas reducidos como propensos al desarrollo de sistemas Sn-W. El estado de oxidación es comúnmente calificado en base la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (Beblin, 2004). Sin embargo, la falta de análisis que discriminen Fe_2O_3 de FeO en esta tesis y los muy bajos contenidos de FeO_t no permiten establecer una clasificación más concreta en el Granito de Paita en cuanto a su estado de oxidación (*Figura 54*).

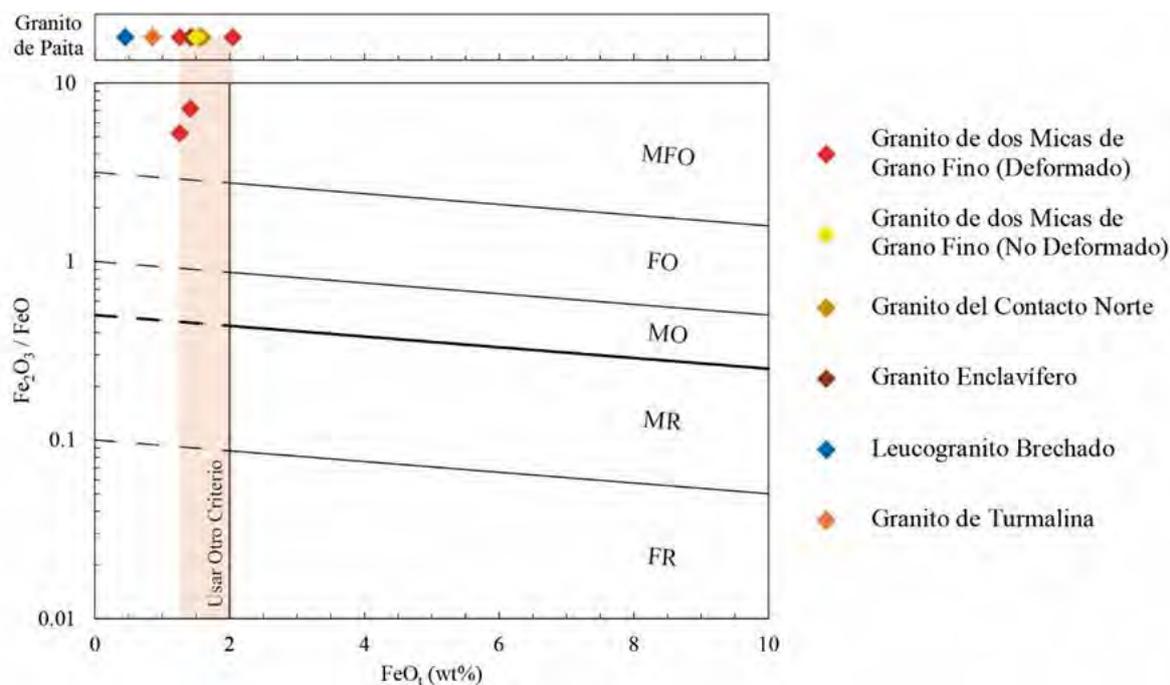


Figura 54. Diagrama FeO_t vs $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ de Blevin (2004). Campos con $\text{FeO}_t > 2\%$ corresponde a magmas MFO: muy fuertemente oxidados, FO: fuertemente oxidados, MO: moderadamente oxidados, MR: moderadamente reducidos, FR: fuertemente reducidos. El campo con $\text{FeO}_t < 2\%$ corresponde al empleo de otros criterios. La zona roja corresponde a las composiciones de FeO_t de los granitos de dos micas de Paita, y los datos graficados corresponden a los análisis realizados por Bellido et al. (2009).

La especialización geoquímica de estos granitos se ve reflejada en sus altos contenidos de Sn, que representan el pre-enriquecimiento metálico necesario para el eventual desarrollo de depósitos minerales. Las concentraciones de Sn esperadas en granitos especializados con un potencial prospectable va desde 3-5 ppm (basado en el Clark en Sn) hasta 18-26 ppm (Lehmann, 2020). En la Figura 55 se han recopilado análisis de roca total de diferentes rocas ígneas ácidas (plutónicas y volcánicas) de diferentes contextos tectónicos donde se muestran sus concentraciones de Sn vs P_2O_5 . El fósforo es un marcador de diferenciación magmática, y juega un rol en la peraluminosidad y solubilidad de agua en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}$ (London et al., 1993; Hotlz et al., 1993) y sus concentraciones son empleadas para la discriminación de los denominados Granitos de Metales Raros (Černý et al., 2005). En este diagrama se muestra una mediana de 5 ppm Sn y una población de datos mayoritaria del

background con concentraciones $< 0.1 \%$ P_2O_5 predominantemente de contextos tectónicos extensivos, mientras que la concentración promedio de la corteza continental superior y de los magmas riolíticos generados en contexto de subducción presentan valores de P_2O_5 superiores. En la *Figura 55* se muestra que el Granito de Paita se posiciona preferentemente en el espectro de fondo de los magmas parentales de sistemas $S_n \pm W$, composiciones no tan frecuentes en los magmas riolíticos. De acuerdo a estas observaciones, se puede afirmar que el Granito de Paita sí presenta un cierto grado de pre-enriquecimiento metálico.



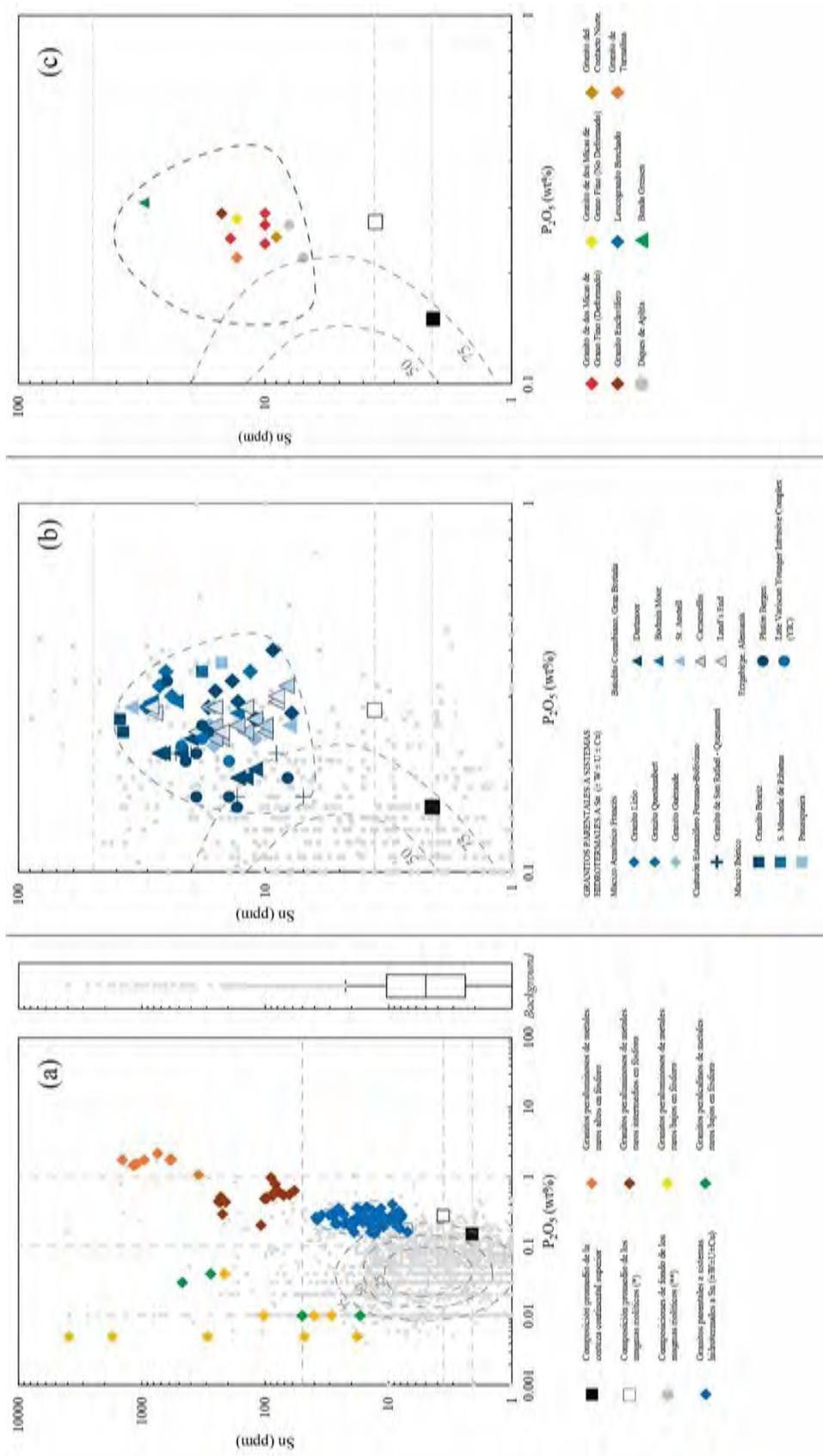


Figura 55. Diagramas binarios P_2O_5 (wt%) vs Sn (ppm) para (a) los contenidos de Sn que se podrían considerar “anómalos” dentro de una amplia gama de datos de los magmas riolíticos en general (background) con sus

isocurvas de poblaciones de datos 25%, 50% y 75%; casos de granitos conocidos parentales a sistemas hidrotermales a Sn; y granitos mineralizados. Detalle de los datos, referencias y tratamiento en Anexos D. (b) Diagrama ampliado y enfocado en la zona de los granitos parentales a los sistemas hidrotermales a Sn. (c) Diagrama aplicado para el Granito de Paita con las isocurvas de las concentraciones de fondo (*background*) y la zona de las composiciones de los granitos parentales a sistemas hidrotermales a Sn. *Basado en Robb (2004), pp. 24. ** *Background*.

Sin embargo, las firmas geoquímicas de las muestras del Granito de Paita muestran bajas relaciones Rb/Sr (*Figura 56 a*), y altas relaciones K/Rb, Y/Ho, Zr/Hf y Nb/Ta (*Tabla 1 y Figura 56 b*) que desfavorecen la idea de un grado de diferenciación significativamente alto, así como una interacción con un fluido hidrotermal significativa.

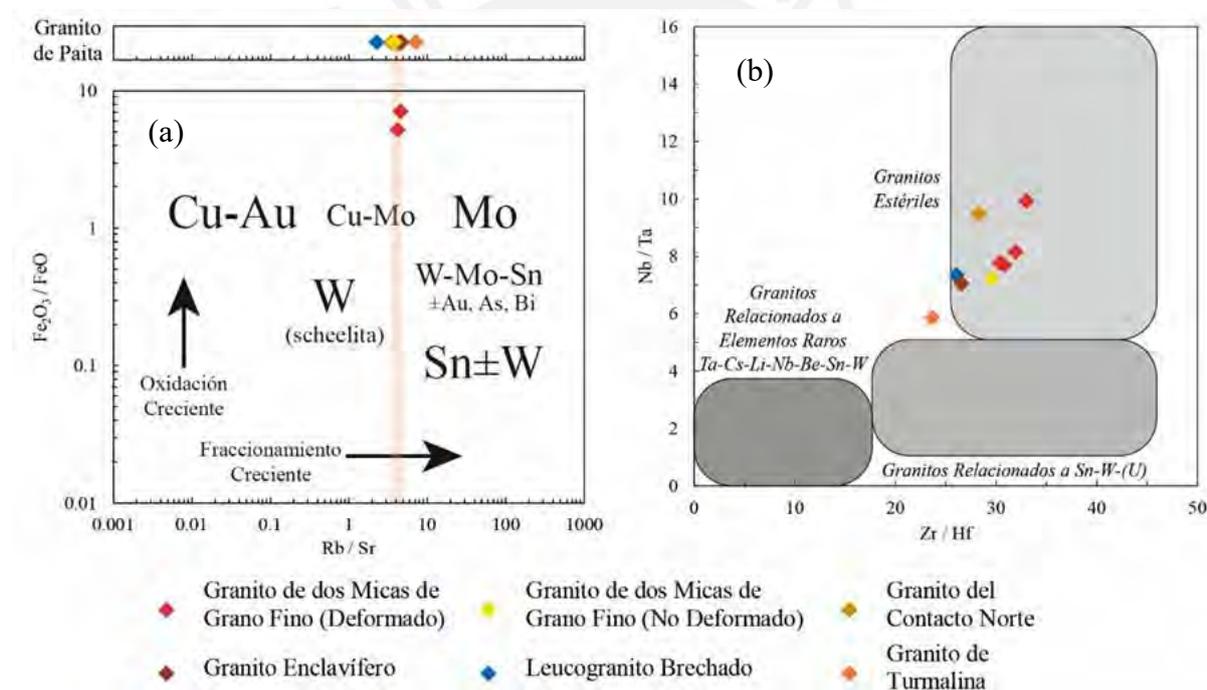


Figura 56. (a) Diagrama Rb/Sr vs Fe_2O_3/FeO de Blevin and Chappell (1995) en Černý et al. (2005) donde se ilustra las asociaciones de composiciones magmáticas con metales dominantes en la mineralización hidrotermal relacionada. La zona roja corresponde a las composiciones de Rb/Sr del Granito de Paita, y los análisis graficados corresponden a los realizados por Bellido et al. (2009). *(b)* Diagrama Zr / Hf vs Nb / Ta de Ballouard et al. (2016).

Tabla 1. Índices geoquímicos de diferenciación magmática e interacción hidrotermal comparados con rangos “normales” y las litologías ígneas e hidrotermal (greisen) del Granito de Paita.

LITOLOGÍA		K/Rb	Y/Ho	Zr/Hf
VALORES REFERENCIALES				
Rangos "Normales"		150-350 Rocas Corticales (Taylor, 1965)	24-34 CHARAC (Bau, 1996)	26-46 CHARAC (Bau, 1996)
Sistemas magmáticos muy evolucionados		<50 Irber (1999)	- -	5-30 Depósitos Greisen (Zaraisky, 2009). <i>Figura 56 b</i>
Interacción con una fase hidrotermal		<100 Irber (1999)	<24 Bau (1996)	<20 Irber (1999)
GRANITO DE PAITA				
Diques de Aplita		108.1 87.1	31.8 33.0	16.7 13.8
Granito de dos micas de grano fino	facies deformada	148.2	36.5	30.8
		147.6	30.3	30.4
		142.5	42.2	33.0
		143.9	28.9	31.9
	facies no deformada facies enclavífera	157.7 138.5	35.0 33.5	29.6 26.5
Granito del Contacto Norte		158.4	27.9	28.3
Granito de Turmalina		129.7	28.2	23.6
Leucogranito Brechado		161.9	35.3	26.1
Banda Greisen		104.0	35.5	27.8

Otro factor importante para la génesis de yacimientos de estaño relacionado con granitos es la profundidad de emplazamiento (Černý et al., 2005; Pirajno, 2009; Lehman, 2020) ya que la presión del sistema influye en la efectividad de la continuidad magmático-hidrotermal (Linnen, 1998) ya que la saturación de agua es fuertemente dependiente de la presión (Burnham, 1979) y porcentaje de cristalización (la partición es más eficiente a bajas presiones; p.ej., Urabe, 1987).

A priori, no es posible constreñir la profundidad de emplazamiento del Granito de Paita más allá que a partir de algunos datos derivados del análisis petrográfico. Los granitos especializados presentan una variedad textural compleja, desde equigranulares en profundidad

hasta porfiríticos y seriados en las zonas de cúpula (Černý et al., 2005). Estos intrusivos son descritos como monzogranitos biotíticos de grano medio a grueso con megacrystales de feldespatos potásico, los cuales son intruidos a su vez por fases posteriores de microgranitos y sistemas de aplita-pegmatita (Lehman, 2020). Las alteraciones reportadas corresponden a procesos tardomagmáticos metasomáticos de K^+ y/o Na^+ (albitización), y post-magmáticos tipo greisen *sensu-stricto* (Pirajno, 2009).

El Granito de Paita, representado por el monzogranito de dos micas de grano fino (deformado), es equigranular y de grano fino, lo que junto con la posible presencia de muscovita magmática implica profundidades de cristalización mayores o iguales a los 8 km (intersección del *solidus* del granito con la curva de formación de muscovita en *Figura 49*). De ser así, el Granito de Paita se emplazó en un nivel profundo en comparación con las intrusiones relativamente superficiales de los sistemas greisen (Černý et al., 2005; Lehman, 2020) o de los yacimientos magmático-hidrotermales en general (Pirajno, 2009). Sin embargo, el enriquecimiento en volátiles deprime el *solidus* de los granitos, y los magmas de alta temperatura generados por la deshidratación de la biotita alcanzan el *solidus* de los granitos saturados en agua a menores presiones que los que resultan de la fusión por deshidratación de la muscovita (*Figura 57*, modelo de Strong, 1988; en Robb, 2004). Por ello, el nivel de emplazamiento del Granito de Paita sigue abierto a nuevos estudios.

6.2.4. Preservación de la zona de depósito primaria.

El último criterio del Sistema Mineral de McCuaig y Hrosnky (2014) es la preservación del sistema, entendiéndose este como la accesibilidad que tiene el potencial depósito al actual nivel superficial, el cual es dependiente del equilibrio entre el nivel de exhumación y erosión del sistema.

Para los depósitos minerales tipo greisen, y eventualmente vetas, los cuerpos minerales se desarrollan en las zonas apicales y cúpulas de los intrusivos, es decir, en el contacto hacia el techo del plutón principal o de intrusivos secundarios (microgranitos), donde la mineralización se puede encontrar tanto en el intrusivo como en la roca de caja (Černý et al., 2005; Pirajno, 2009; Lehman, 2020) (*Figura 58*).

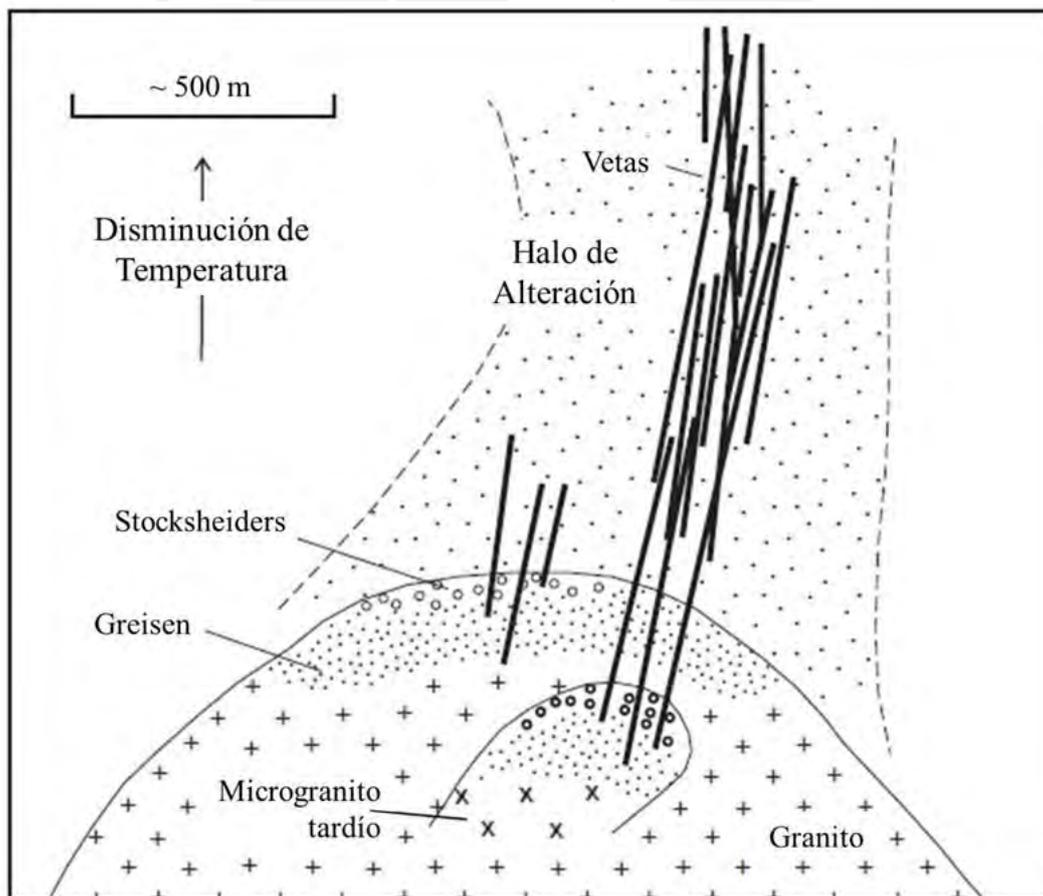
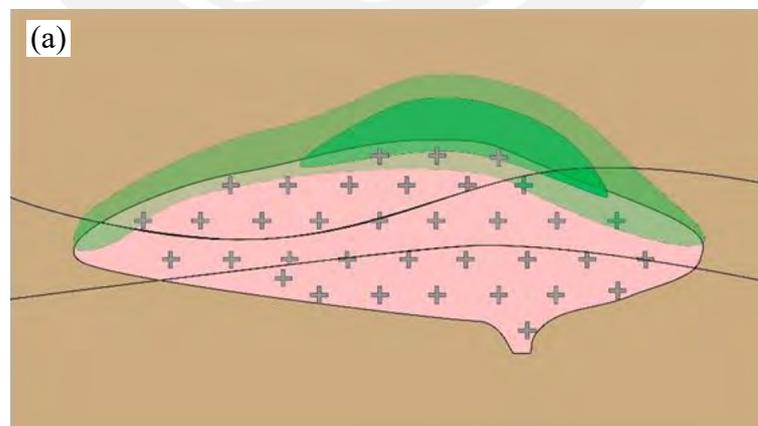


Figura 58. Sección vertical esquemática a través de una cúpula típica de granito mineralizado hidrotermalmente, que muestra características sobresalientes de sistemas poco profundos relacionados a Sn-W-Mo mineralizados. Extraído de Černý et al. (2005).

En los intrusivos del Granito de Paita, las respectivas zonas de cúpula/techo han sido erosionadas. Por el contrario, las características generales del Granito de Paita y las alteraciones hidrotermales desarrolladas sugieren que los afloramientos corresponden a las raíces de un sistema greisen, donde la evolución del intrusivo principal de dos micas de grano fino corresponde a la facies de textura equigranular profunda de los yacimientos greisen (Černý et al., 2005) donde los primeros fluidos hidrotermales circularon de forma muy temprana en un sistema de fracturas (bandas greisen). De haberse concentrado y focalizado estos fluidos en un sistema de fallas hacia la cúpula del intrusivo, esta ya no existiría por efectos de la erosión.

Si se sigue la teoría del emplazamiento pasivo del Granito de Paita (*wedge-shaped pluton*), este tendría probablemente una geometría tipo cuña en profundidad. De ser así, podrían existir zonas de cúpula enterradas debajo de las rocas encajonantes en aquellas zonas donde el contacto granito-roca metasedimentaria tenga un buzamiento hacia la roca de caja (*Figura 59*).



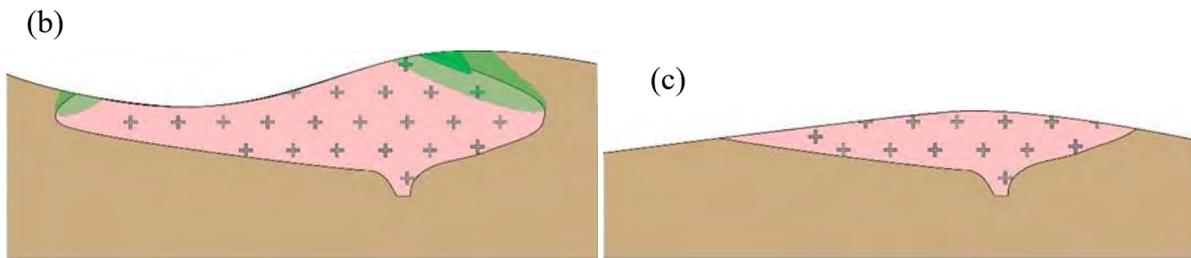


Figura 59. Ilustración esquemática del efecto de la erosión en la preservación de un sistema mineral tipo greisen. (a) Con el desarrollo de mineralización en la zona de cúpula central y extendida de un granito lacolítico con forma de cuña emplazado en una roca de caja metamórfica cortada a diferentes niveles erosivos. (b) Caso se tiene el granito con contactos buzando hacia la roca de caja, lo cual indica que todavía existe granito enterrado en profundidad y cabe la posibilidad de la preservación de algunas zonas de la cúpula hacia estos contactos preferentemente que en el centro del intrusivo. (c) Caso donde se tiene el granito con contactos buzando hacia el intrusivo, lo cual indica que no existe granito enterrado bajo la roca de caja y por ende no hay preservación de la cúpula mineralizada.



7. Conclusiones

- El Granito de Paita registra múltiples intrusiones, facies y alteraciones. La intrusión de monzogranito de dos micas de grano fino es la más precoz y mayoritaria. Esta intrusión presenta facies deformada (más extendida), no deformada y enclavíferas. Está asociada a una primera generación de pegmatitas tipo *stocksheider*, ubicadas a lo largo de los contactos con la roca de caja metamórfica, y a *pods* de pegmatita menores a 10 cm.
- Otros constituyentes ígneos menos extensos en el Granito de Paita incluyen el Granito del Contacto Norte, Granito de Turmalina, Granito de dos Micas de grano medio, Leucogranito Brechado y dos intrusivos de carácter más máfico, así como cuerpos de segregaciones pegmatíticas tipo marginales, en *pods* (ambos asociados a los intrusivos de Granito de Turmalina y Granito de dos Micas de grano medio) y más comúnmente extendidos en diques de pegmatita, aplita y aplo-pegmatita.
- Los diques de pegmatita representan la culminación de la secuencia intrusiva. Se han observado diques de pegmatita bandeados, no bandeados, diques de aplita más homogéneos y con poco bandeamiento, y diques de aplo-pegmatita bandeados. Existe un fuerte control estructural en el rumbo de estos diques ($\sim 130^\circ$ azimuth) que adquieren un patrón tipo trenzado (*braided dykes*) generado por dilatación de fracturas por tensión pura. No obstante, y a diferencia de los otros tipos de pegmatita, estos diques aparentan no tendrían relación genética/parental con algún plutón aflorante.
- Se observa albitización, turmalinización y greisenización en el Granito de Paita, siendo la última reportada exclusivamente en el intrusivo de dos micas de grano fino (facies deformada). A escala microscópica, la greisenización es identificada por la presencia de muscovita secundaria que se diferencian de las de origen magmático por su tamaño de

grano medio a grueso, ausencia de alineación preferente, texturas pecilíticas con cuarzo – producto de la destrucción de feldspatos, y zonas a biotita interestratificada con muscovita – producto de la muscovitización de biotita. A escala de afloramiento se reconocen zonas de “manchas” de muscovita y sobre todo bandas de cuarzo+muscovita con formas anastomosadas y poco potentes con aparentemente control estructural de dirección dominante ~N-S. Esta greisenización es recurrente a lo largo del intrusivo principal. La observación de bandas de alteración emanando de los primeros *pods* de pegmatita mencionados sugiere una relación genética de los fluidos hidrotermales greisen con estos cuerpos, y con el plutón de dos micas de grano fino parental asociado, contemplándose así una evolución magmático → pegmatítico → hidrotermal bien desarrollada.

- Las características petrográficas y geoquímicas generales del Granito de Paita sugieren que se trata de un granito generado por anatexia inducida por descompresión, de tipo S de alta temperatura (*high temperature S-type granite*). Se habría generado por la fusión de deshidratación de muscovita y de biotita en facies de granulita, en condiciones de ausencia de vapor y de un protolito pelítico rico en arcillas y pobre en plagioclasa.
- La firma geoquímica del Granito de Paita sugiere diferenciación magmática con un rol destacado de minerales mayores como plagioclasa, biotita y muscovita, y de minerales accesorios y accidentales como granate, monacita y zircón.
- La forma perimetral del Granito de Paita sugiere un emplazamiento pasivo regido por esfuerzos de cizalla sinistral que generaron una dilatación tipo *pull-apart* en la corteza continental. Esta habría facilitado el ascenso y emplazamiento del magma. Este modelo también explicaría el control estructural de los diques de aplita, pegmatita y aplo-pegmatita.

- Se propone que el contexto geodinámico asociado al magmatismo y emplazamiento del Granito de Paita corresponde a la tectónica extensiva de finales del Triásico conectada con un evento de *rift* durante la separación del margen occidental del supercontinente Pangea. El magmatismo se generó probablemente por descompresión en condiciones de presión decreciente y temperatura creciente, que favorecieron que las rocas metapelíticas cruzaran las curvas de deshidratación de muscovita y posteriormente, de biotita. El contexto de *rift* (extensional) facilitó la segregación y ascenso del magma hacia una zona de dilatación en cizalla en niveles más someros de la corteza hasta su emplazamiento final con forma en cuña (*wedge-shaped pluton*).
- El grado de “prospectividad” del Granito de Paita se ha establecido en base al modelo de Sistema Mineral de McCuaig y Hronsky (2014). La Arquitectura Litosférica y la Geodinámica Transitoria en el Granito de Paita se deben contextualizar en un emplazamiento controlado por un sistema en cizalla *pull-apart* que habría conectado sistemas de fallas profundas desde la fuente de fusión, en un contexto tectónico de *rift* y transitorio a uno de compresión. En cuanto a la fertilidad, el Granito de Paita presenta una clara anomalía positiva en contenido metálico equiparable a granitos parentales de sistemas hidrotermales de Sn en todo el mundo. No obstante, carece de un grado de diferenciación suficientemente alto y de un extendido desarrollo metasomático; el nivel de emplazamiento es aún desconocido. De haber existido algún cuerpo mineral en el granito mismo, este habría sido probablemente erosionado junto con la cúpula/techo del intrusivo. La única posibilidad de encontrar algún potencial metalífero en el Macizo de Paita pasaría por conocer con mayor detalle la geometría del contacto del intrusivo, especialmente con lo que respecta a zonas de la cúpula aun enterradas que puedan albergar mineralización hacia la roca de caja.

- No se descarta la existencia de un potencial metalogénico a Sn±W tipo Greisen asociado al Dominio Geotectónico Amotape-Tahuín (DGAT). Queda demostrado en este estudio que el Granito de Paita fue capaz de desarrollar una fase hidrotermal temprana. Según esta hipótesis, intrusivos que hayan alcanzado mayores grados de diferenciación, no aflorantes – donde la cúpula se encuentre todavía preservada – y cercanos a fallas regionales profundas en el DGAT serían atractivos para exploración de Sn.

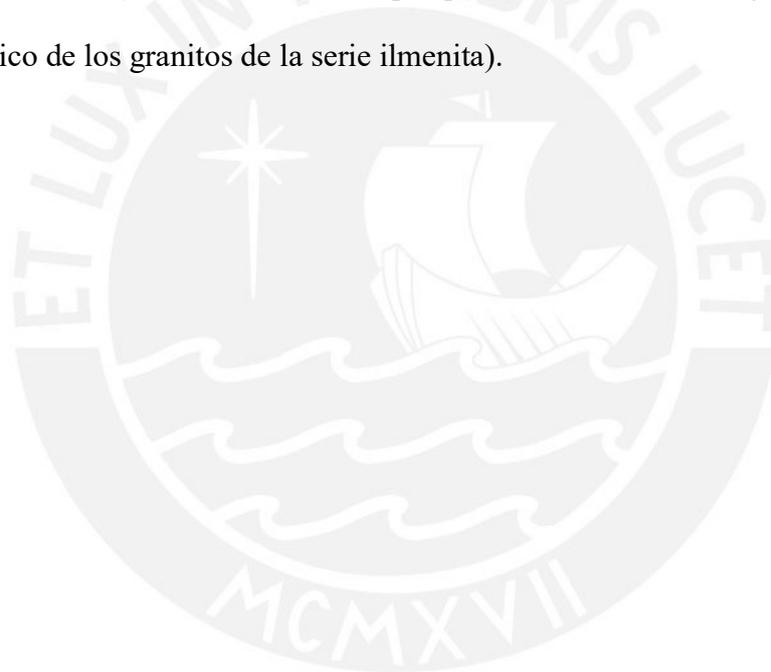


8. Recomendaciones

- Se recomienda el realizar un estudio petrográfico mucho más detallado y preciso, bajo microscopia electrónica (SEM, QEMSCAN) y microsonda electrónica (EPMA), que ayuden a determinar mejor las proporciones mineralógicas y la geoquímica mineral de la muscovita de carácter tardío en el granito de dos micas de grano fino a fin de evaluar el origen magmático o hidrotermal de esta población de micas.
- Hacen falta estudios de microtermometría que ofrezcan una mejor aproximación a las condiciones de T y composición de los fluidos magmáticos, pegmatíticos e hidrotermales a fin de conocer las condiciones de emplazamiento y la naturaleza de los fluidos.
- Se recomienda realizar dataciones mediante U-Pb en zircón para corroborar la edad del Granito de Paita y su relación concreta con el evento de *rift*; también dataciones y estudios termobarométricos en minerales metamórficos que ayuden a definir las trayectorias presión-temperatura-tiempo (P-T-t) de las series metamórficas encajonantes.
- Para reforzar el modelo de emplazamiento pasivo por cizalla en *pull-apart* y su forma lacolítica en cuña se recomienda realizar mediciones estructurales sistemáticas de: la anisotropía por deformación del granito de dos micas de grano fino, buzamiento de los contactos con la caja metasedimentaria, fallas más pequeñas y locales no observables en imágenes satelitales (como las vistas por mapeo por drone) y sobretodo de los diques de aplita, pegmatita y aplo-pegmatita. Con estos datos se podría incluso realizar un estudio estereométrico para la determinación de los (paleo)esfuerzos principales asociados al emplazamiento del granito y a la formación de los diques de pegmatita.
- Se recomienda realizar más estudios en los contactos más cercanos con el Granito de Paita focalizados hacia el sur, donde se tiene la mayor extensión del Granito de Paita y

un dique lateral muy extenso, de modo que entre ambos afloramientos se tenga metamórficas con zonas del Granito de Paita todavía enterrados (posible cúpula preservada).

- Un primer paso para una prospectividad regional, en busca de granitos con las características óptimas, sería el empleo de métodos gravimétricos y/o magnéticos en zonas metamórficas de bajo grado (rocas más densas y magnéticas por presentar >20% biotita + minerales menores de ilmenita y magnetita), que hospeden estos granitos todavía enterrados (rocas menos densas por presentar ~10% biotita y bajo magnetismo característico de los granitos de la serie ilmenita).



9. Referencias

- Arth, J. G. (1976). Behavior of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 4(1), 41-47.
- Acosta, J., Rivera, R., Valencia, M., Chirif, H., Huanacuni, D., Rodríguez, I., Villarreal, E., Paico, D., Santisteban, A., y Neyra, A. (2009). MAPA METALOGENETICO DEL PERÚ 2009. *Instituto Geológico Minero y Metalurgico*.
- Ballouard C., Boulvais P., Poujol M., Gapais D., Yamato P., Tartèse R. y Cuney M. (2015). Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. *Lithos*, 220-223, 1-22. doi: 10.1016/j.lithos.2015.01.027.
- Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Branquet, Y., Tartese, R., y Vignerresse, J. L. (2016). Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology*, 44(3), 231-234. doi: 10.1130/g37475.1.
- Barker, F. (1979). Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. En: Barker, F. (Ed.) *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam, Países Bajos: Elsevier, pp. 1-12.
- Bau, M. (1996). Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3), 323-333. doi: 10.1007/s004100050159.

- Bea, F., Pereira, M. D. y Stroh, A. (1994). Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology*, 117(1-4), 291-312. doi: 10.1016/0009-2541(94)90133-3.
- Bellido, F., Valverde, P., Jaimes, F., Carlotto, V. y Díaz, E. (2009). Datación y caracterización geoquímica de los granitoides peraluminicos de los cerros de Amotapes y de los macizos de Illescas y Paita (noroeste del Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 103, 197-213.
- Blevin, P. L. y Chappell, B. W. (1992). The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1-2), 305-316. doi: 10.1017/S0263593300007987
- Blevin, P. y Chappell, B. (1995). Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: the metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, 90(6), 1604-1619. doi: 10.2113/gsecongeo.90.6.1604.
- Blevin, P. (2004). Redox and Compositional Parameters for Interpreting the Granitoid Metallogeny of Eastern Australia: Implications for Gold-rich Ore Systems. *Resource Geology*, 54(3), 241-252. doi:10.1111/j.1751-3928.2004.tb00205.x.
- Blundy, J. y Wood, B. (1991). Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(1), 193-209. 10.1016/0016-7037(91)90411-W.

- Blundy, J. y Cashman, K. (2001). Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980-1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(6), 631-650. doi: 10.1007/s004100000219
- Breiter, K., Ďurišová, J., Hrstka, T., Korbelová, Z., Vašinová Galiová, M., Müller, A., Simons, B., Shail, R. K., Williamson, B. J. y Davies, J. A. (2018). The transition from granite to banded aplite-pegmatite sheet complexes: An example from Megiligar rocks, Tregonning topaz granite, Cornwall. *Lithos*, 302-303, 370-388. doi: 10.1016/j.lithos.2018.01.010
- Breiter, K. (1998). Genetic significance of phosphorus in fractionated granites. Prague, Czech Geological Survey Excursion Guide, 170 p.
- Breiter, K., Förster, H. -J. y Seltmann, R. (1999). Variscan silicic magmatism and related tungsten mineralization in the Erzgebirge-Slavkovský les metallogenic province. *Mineralium Deposita*, 34(5), 505-521. doi: 10.1007/s001260050217
- Breiter, K., Müller, A., Leichmann, J. y Gabašová, A. (2005). Textural and chemical evolution of a fractionated granitic system: the Podlesí stock, Czech Republic. *Lithos*, 80(1), 323-345. doi: 10.1016/j.lithos.2003.11.004
- Burnham, C.W. (1979). Magmas and hydrothermal fluids. En Barnes, H. L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (pp. 71-136). Nueva York, EE. UU.: John Wiley.
- Burt, D. M. (1981). Acidity-salinity diagrams - application to greisen and porphyry deposits. *Economic Geology*, 76(4), 832-843. doi: 10.2113/gsecongeo.76.4.832

- Caldas, J. Palacios, O, Pecho, V. y Vela, C. (1980). Geología de los cuadrángulos de: Bayovar, Sechura, La Redonda, Pta. La Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas y Morrope. Boletín N° 32. Serie A: Carta Geológica Nacional. *INGEMMET*. Perú.
- Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L., Mamani, M., Díaz-Martínez, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, T., Lu, S. y Cueva, E. (2009). Dominios geotectónicos y Metalogénesis del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 103, 1-89.
- Černý, P., Blevin, P. L., Cuney, M. y London, D. (2005). Granite-Related Ore Deposits. *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*, 337-370.
- Chappell, B. W. y White J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489-499. doi: 10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x
- Chappell, B. W. y Hine, R. (2008). The Cornubian Batholith: an Example of Magmatic Fractionation on a Crustal Scale. *Resource Geology*, 56(3), 203-244. doi:10.1111/j.1751-3928.2006.tb00281.x.
- Charoy, B. (1986). The genesis of the Cornubian batholith (southwest England): the example of the Carnmenellis pluton. *Journal of Petrology*, 27(3), 571-604. doi: 10.1093/petrology/27.3.571
- Charoy, B., y Noronha, F. (1996). Multistage growth of a rare-element, volatile-rich microgranite at Argemela (Portugal). *Journal of Petrology*, 37(1), 73-94. doi: 10.1093/petrology/37.1.73

- Chen, G., Gao, J-F., Lu, J. y Zhang, R. (2020). In situ LA-ICP-MS analyses of mica and wolframite from the Maoping tungsten deposit, southern Jiangxi, China. *Acta Geochimica*. doi: 10.1007/s11631-020-00423-5.
- Chesley, J. T., Halliday, A. N., Snee, L. W., Mezger, K., Shepherd, T. y Scrivener, R. C. (1993). Thermochronology of the Cornubian batholith in southwest England: Implications for pluton emplacement and protracted hydrothermal mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(8), 1817-1835. doi: 10.1016/0016-7037(93)90115-D
- Clark, A. H., Chen, Y., Farrar, E., Wasteneys, H., Stimac, J., Hodgson, M. J., Richards, J. W. y Bromley, A. V. (1993). The Cornubian Sn-Cu (-As, W) metallogenic province: Product of a 30 m.y. history of discrete and concomitant anatectic, intrusive and hydrothermal events. *Geoscience in South-West England*, 8(2), 112-116.
- Clarke, D. B. (2019). The Origins of Strongly Peraluminous Granitoid Rocks. *The Canadian Mineralogist*, 57(4), 529-550. doi: 10.3749/canmin.1800075.
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagomes, D., Putlitz, B. y Chiaradia, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangea. *Lithos*, 190, 383-404. doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.020
- Debon, F. y Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73(3), 135-149. doi: 10.1017/S0263593300010117.
- Draper, D. y Yanni, G. (1987). *Diccionario de Terminos Geologicos Ingles/Espanol - Espanol/Ingles; English/Spanish - Spanish/English Dictionary of Geological Terms*

- (*Dialogue #85*). LACC Occasional papers series. Dialogues (1980 - 1994). Recuperado de: <https://digitalcommons.fiu.edu/laccopsd/1>
- Duke, E. D., Papike, J. J. y Laul, J. C. (1992). Geochemistry of a boron-rich peraluminous granite pluton: the Calamity Peak layered granite-pegmatite complex, Black Hills, South Dakota. *Canadian Mineralogist*, 30(3), 811-833.
- El Bouseily, A. M. y El Sokkary, A. A. (1975). The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16(3), 207-219. doi: 207-219. 10.1016/0009-2541(75)90029-7.
- Espinoza, A. y Stipetich, S. (2019). Análisis Mineralógico, Petrológico y Geoquímico de los Afloramientos Ígneos y Metamórficos del Macizo de Paita: Eventos, Facies Metamórficas y Magmatismo. Informe de Programa de Apoyo a la Iniciación en la Investigación (PAIN) doi: <http://repositorio.pucp.edu.pe/index/handle/123456789/137408>
- Farrar, E., Yamamura, B. K., y Clark, A. H. (1990). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of magmatism and tungsten-polymetallic mineralization, Palca 11, Choquene District, southeastern Perú. *Economic Geology*, 85(7), 1669-1676. doi: 10.2113/gsecongeo.85.7.1669
- Feininger, T., y Silverman, M. L. (1982). K-Ar geochronology of basement rocks on the northern flanks of the Huancabamba Deflection, Ecuador. *U.S. Geological Survey*, 82-206. doi: 10.3133/ofr82206
- Finger, F. & Schiller, David. (2012). Lead contents of S-type granites and their petrogenetic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(5), 747-755. doi: 10.1007/s00410-012-0771-3.

- Förster, H. -J., Tischendorf, G., Trumbull, R. B. y Gottesmann, B. (1999). Late-Collisional Granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *Journal of Petrology*, 40(11), 1613-1645. doi: 10.1093/etroj/40.11.1613.
- García, B., Girón, I., Oviedo, M., Astete, I. y Cedano, D. (2015). Análisis Sedimentológico del Pensilvaniano en las montañas de Amotapes-Talara. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 110, 24-27.
- Gemmrich Hernández, L., Torró i Abat, L., Melgarejo, J., Laurent, O., Vallance, J., Chelle-Michou, C. y Sempere, T. (2021). Trace element composition and U-Pb ages of cassiterite from the Bolivian tin belt. *Mineralium Deposita*. doi: 10.1007/s00126-020-01030-3.
- Gloaguen, E. (2006). Apports d'une étude intégrée sur les relations entre granites et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardiorogénique (Chaîne Hercynienne, Galice centrale, Espagne) [Ph.D. thesis]. Université d'Orléans, Francia.
- Groves, D. I. y McCarthy, T. S. (1978). Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. *Mineralium Deposita*, 13(1), 11-26. doi: 10.1007/BF00202905
- Goldfarb, R. J. (2014). Critical Metals Handbook (Gus Gunn, ed.). *Economic Geology*, 109(6), 1801-1802. doi: <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.6.1801>
- Guineberteau, B; Bouchez, J-L. y Vignerresse, J-L. (1987). The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America Bulletin*, 99(6), 763-770. doi: 10.1130/0016-7606(1987)99<763:TMGPFE>2.0.CO;2

Harris, N. e Inger, S. (1992). Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(1), 46-56. doi: 10.1007/BF00310881.

Historia de España y el Mundo. (2016). Wolframio: La batalla oculta de la II Guerra Mundial. *Grupo Planeta*. Recuperado de:

<https://www.historiaespanaymundo.com/secciones/historia-contemporanea/wolframio-batalla-oculta-ii-guerra-mundial>

Hoek, J. D. (1991). A classification of dyke-fracture geometry with examples from Precambrian dyke swarms in the Vestfold Hills, Antarctica. *Geologische Rundschau*, 80(2), 233-248. doi: 10.1007/BF01829363.

Holtz, F., Dingwell, D. y Behrens, H. (1993). Effects of F, B₂O₃ and P₂O₅ on the solubility of water in haplogranite melts compared to natural silicate melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(4), 492-501. doi: 10.1007/BF00698318.

Irber, W. (1999). The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3-4), 489-508. doi: 10.1016/S0016-7037(99)00027-7.

Ishihara, S. (1977). The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*, 27, 293-305. doi: 10.11456/shigenchishitsu1951.27.293

Jaimes, F., Coaquira, F., Carhuamaca, A. y Gómez, W. (2014). Potencial de minerales refractarios (andalucita) en rocas metamórficas de los macizos de Illescas y Paita: Importancia para futuras exploraciones de materias primas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 109, 154-158.

- Johannes, W. y Holtz, F. (1996). *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Berlin, Alemania: Springer.
- Kinnaird, J. A., Bowden, P., Ixer, R. A., and Odling, N. W. A. (1985). Mineralogy, geochemistry and mineralization of the Ririwai complex, northern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 3(1-2), 185-222. doi: 10.1016/0899-5362(85)90036-3
- Kontak, D. (1990). The East Kemptville topaz-muscovite leucogranite, Nova Scotia. I. Geological setting and whole rock geochemistry. *Canadian Mineralogist*, 28(4), 787-825.
- Kontak, D. (2002). Genesis of the Giant, Bonanza San Rafael Lode Tin Deposit, Peru: Origin and Significance of Pervasive Alteration. *Economic Geology*, 97(8), 1741-1777. doi: 10.2113/97.8.1741.
- Kovalenko, V. I., Tsaryeva, G. M., Goreglyad, A. V., Yarmoluk V. V., and Troitsky, V. A. (1995). The peralkaline-granite related Khaldzan-Buregtey rare metal (Zr, Nb, REE) deposit, western Mongolia. *Economic Geology*, 90(3), 530-547. doi: 10.2113/gsecongeo.90.3.530
- Launay, G., Sizaret, S., Guillou-Frottier, L., Fauguerolles, C., Champallier, R. y Gloaguen, E. (2019). Dynamic Permeability Related to Greisenization Reactions in Sn-W Ore Deposits: Quantitative Petrophysical and Experimental Evidence. *Geofluids*, 2019. doi: 10.1155/2019/5976545
- Le Breton, N. y Thompson, A. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(2), 226-237. doi: 10.1007/BF00371463.

- Legros, H., Marignac, C., Tabary, T., Mercadier, J., Richard, A., Cuney, M., Wang, R., Charles, N., y Lespinasse, M. Y. (2018). The ore-forming magmatic-hydrothermal system of the Piaotang W-Sn deposit (Jiangxi, China) as seen from Li-mica geochemistry. *American Mineralogist*, 103(1), 39-54. doi: 10.2138/am-2018-6196
- Lehmann, B. (1982). Metallogeny of tin: magmatic differentiation versus geochemical heritage. *Economic Geology*, 77(1), 50-59. doi: 10.2113/gsecongeo.77.1.50
- Lehmann, B. (1985). Formation of the strata-bound Kellhuani tin deposits, Bolivia. *Mineralium Deposita*, 20(3), 169-176. doi: 10.1007/BF00204561
- Lehmann, B. (2020). Formation of tin ore deposits: A reassessment. *Lithos*. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105756
- Linnen, R. L. (1998). Depth of emplacement, fluid provenance and metallogeny in granitic terranes: a comparison of western Thailand with other tin belts. *Mineralium Deposita*, 33(5), 461-476. doi: 10.1007/s001260050163
- Litherland, M., Aspden, J. A. y Jemielita, R. A. (1994). The Metamorphic Belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir*, 11, 147 p.
- London, D., Morgan VI, G. B., Babb, H. A., y Loomis, J. L. (1993). Behavior and effects of phosphorus in the system Na₂O-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-P₂O₅-H₂O at 200 MPa (H₂O). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(4), 450-465. doi: 10.1007/BF00698315
- London, D. (2018). Ore-Forming Processes Within Granitic Pegmatites. *Ore Geology Reviews*, 101, 349-383. doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.04.020.

- Mahood, G. y Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(1), 11-30. doi: 10.1016/0016-7037(83)90087-X.
- Manning, D.A. y Hill, P. I. (1990). The petrogenetic and metallogenic significance of topaz granite from the southwest England ore field. En Stein, H. J. y Hannah, J. L. (Eds), *Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing Processes*, 51- 69. doi: 10.1130/SPE246-p51.
- Massachusetts Institute of Technology (2018). The metals that will be most impacted by technology. *Australian Mining. Prime Creative Media*. Recuperado de <https://www.australianmining.com.au/news/metals-will-impacted-technology/>
- McCuaig, T. y Hronsky, J. (2014). The mineral system concept: The key to exploration targeting. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 18(2), 153-175. doi: 10.1080/03717453.2017.1306274.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *EarthScience Reviews*, 37(3-4), 215-224. doi: 10.1016/0012-8252(94)90029-9.
- Miller, C., Stoddard, E., Bradfish, L., Dollase, W. (1981). Composition of plutonic muscovite: Genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19(1), 25-34.
- Miyashiro, A. (1961). Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*. 2(3). 277-311. doi: 10.1093/petrology/2.3.277

- Mlynarczyk, M., William-Jones, A. (2005). The role of collisional tectonics in the metallogeny of the Central Andean tin belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3-4), 656-667. doi: 10.1016/j.epsl.2005.09.047
- Montel, J. M. (1993). A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology*, 110(1-3), 127-146. doi: 10.1016/0009-2541(93)90250-M
- Müller, A., Seltmann, R., Halls, C., Siebel, W., Dulski, P., Jeffries, T., Spratt, J. y Kronz, A. (2006). The magmatic evolution of the Land's End pluton, Cornwall, and associated pre-enrichment of metals. *Ore Geology Reviews*, 28(3), 329-367. doi: 10.1016/j.oregeorev.2005.05.002
- Nabelek, P., Whittington, A. y Sirbescu, M-L. (2010). The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: Resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(3), 313-325. doi: 10.1007/s00410-009-0479-1.
- Nabelek, P. (2019). Petrogenesis of leucogranites in collisional orogens. *Geological Society, London, Special Publications*, 491(1), 179-207. doi: 10.1144/SP491-2018-181.
- Nash, B. y Crecraft, Harrison. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11), 2309-2322. 10.1016/0016-7037(85)90231-5.
- Neiva, A. (2002). Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 74(1), 79-101. doi: 10.17741/bgsf/74.1-2.003
- Nesse, W. D. (2013). *Introduction to optical mineralogy*.

- Niggli, P. (1929). *Ore deposits of magmatic origin: Their genesis and natural classification*.
Londres, Inglaterra: T. Murby & Company.
- O'Connor, J. T. (1965). A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios.
US Geological Survey, 525B, B79-B84.
- Palacios, O. (1994). Geología de los cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos,
Quebrada Seca, Zorritos, Tumbes y Zarumilla. *Boletín N° 54*. Serie A. Carta Geológica
Nacional. INGEMMET, Perú.
- Palacios, O., Sánchez, A. y Herrera, F. (1995). Geología del Perú. *Boletín N° 55*. Serie A: Carta
Geológica Nacional. INGEMMET, Perú.
- Palme, H. y O'Neill, H. (2014). Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. *Treatise on
Geochemistry*, 3, 1-39. doi: 10.1016/B0-08-043751-6/02177-0
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., Fowler, T.K. (1991). Aureole tectonics. En Kerrick, D.M. (Ed.),
Contact metamorphism. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 26,
673-722. doi: 10.1515/9781501509612-016
- Patiño Douce, A. y Harris, N. (1998). Experimental Constraints on Himalayan Anatexis.
Journal of Petrology, 39(4), 689-710. doi: 10.1093/petroj/39.4.689.
- Patiño Douce, A. y Johnston, A. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic
system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous
granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(2), 202-218. doi:
10.1007/BF00310707.

- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Western Australia, Australia: Springer, Berlin.
- Pollard P. J., Taylor R. G., Cuff C. (1988). Genetic Modelling of Greisen-Style Tin Systems. En Hutchison, C.S. (Ed.), *Geology of Tin Deposits in Asia and the Pacific*. Heidelberg, Alemania: Springer. doi: 10.1007/978-3-642-72765-8_3
- Puziewicz, J. y Johannes, W. (1990). Experimental study of a biotite-bearing granitic system under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(4), 397-406. doi: 10.1007/BF01575618
- Raimbault, L., Cuney, M., Azencott, C., Duthou, J.L., y Joron, J. L. (1995). Multistage magmatic genesis of a Ta-Sn-Li mineralized granite at Beauvoir, French Massif Central: A geochemical study. *Economic Geology*, 90(3), 548-576. doi: 10.2113/gsecongeo.90.3.548
- Raimbault, L. y Burnol, L. (1998). The Richemont rhyolite dyke, Massif Central, France: A subvolcanic equivalent of rare-metal granites. *Canadian Mineralogist*, 36(2), 265-282.
- Ramos, V. y Aleman, A. (2000). Tectonic Evolution of the Andes. *The Tectonic Evolution of South America*, 31, 635-685.
- Renno, A. (1997). *Zur petrogenese der Albit-Granite von Abu Dabbab und Nuweibi, Central Eastern Desert, Ägypten*. Berlin, Alemania: Logos Verlag Berlin.
- Robb, L. (2004). *Introduction to Ore-Forming Processes*. Wiley-Blackwell
- Rodríguez, I., Villarreal, E. y Acosta, J. (2011). Memoria sobre la geología económica de la Región Piura. INGEMMET. Recuperado de <http://www.ingemmet.gob.pe/doc>

uments/73138/468768/2011_GE33_Memoria_Geologia_Economica_Piura.pdf/710d21b0-bf67-4326-869a-ecfc88eec267

Rudnick, R. L. y Gao, S. (2014). Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, 4, 1-51. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6.

Sánchez, J., Carlotto, V., Díaz-Martínez, E., y Chacaltana, C. (2006a). Estratigrafía y sedimentología del Paleozoico superior de la Quebrada Gramadal, Cerros de Amotape, norte del Perú. XIII Congreso Peruano de Geología, Lima. Resúmenes Extendidos. *Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial*, 7, 570-573.

Sánchez, J., Palacios, O., Feininger, T., Carlotto, V. y Quispesivana, L. (2006b). Puesta en evidencia de granitoides triásicos en Los Amotapes-Tahuín: Deflexión de Huancabamba. XIII Congreso Peruano de Geología, Lima. *Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial*, 7, 312-315.

Shcherba, G. N. (1970). Greisens. *International Geology Review*. 12(2). 114-255.

Sillitoe, R. y Perelló, J. (2005). Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*, 845-890.

Spikings, R., Reitsma, M. J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Gerdes, A. y Schaltegger, U. (2016). Characterization of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangea. *Gondwana Research*, 35, 124-143. doi: 10.1016/j.gr.2016.02.008

- Spikings, R. y Paul, A. (2019). The Permian - Triassic history of magmatic rocks of the northern Andes (Colombia and Ecuador): Supercontinent assembly and disassembly. En Gómez, J. y Pinilla-Pachon, A.O. (Eds.), *The Geology of Colombia*, Volume 2 Mesozoic. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, 42 p. doi: 10.32685/pub.esp.36.2019.01
- Štemprok, M., Pivec, E., y Langrová, A. (2005), The petrogenesis of a wolframite-bearing greisen in the Vykmanov granite stock, Western Krušné hory pluton (Czech Republic). *Bulletin of Geosciences*, 80(3), 163-184.
- Stepanov, A., Hermann, J., Rubatto, D. y Rapp, R. P. (2012). Experimental study of monazite/melt partitioning with implications for the REE, Th and U geochemistry of crustal rocks. *Chemical Geology*. 300-301. 200-220. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.01.007.
- Stepanov, A., Mavrogenes, J., Meffre, S. y Davidson, P. (2014). The key role of mica during igneous concentration of tantalum. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(6). doi: 10.1007/s00410-014-1009-3.
- Stone, M., y Exley, C.S. (1985). High heat production granites of southwest England and their associated mineralization: A review. En Halls, C. (Ed.), *High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation, and ore genesis*. Londres, Reino Unido: Institute of Mining and Metallurgy, 571-593.
- Strong, D. F. (1988) A review and model for granite related mineral deposits. En Taylor, R. P. y Strong, D.F. (Eds.), *Recent Advances in the Geology of Granite-related Mineral Deposits*. Canadian Institute of Mining Metallurgy, Special Volume, 39, 424-45.

- Sylvester, P. (1998). Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1), 29-44. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00024-3.
- Taylor, S.R. (1965). The application of Trace element data to problems in petrology. *Physics and Chemistry of the Earth*, 6, 133-213. doi: 10.1016/0079-1946(65)90014-5.
- Tartèse, R. y Boulvais, P. (2010). Differentiation of peraluminous leucogranites “en route” to the surface. *Lithos*, 114(3), 353-368. doi: 10.1016/j.lithos.2009.09.011.
- Urlich, T. D. (2005). Summary Report on Ar/Ar Dating for MAP: GAC. Activity PE - 05 Peru. Laboratory Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth & Ocean Sciences, University of British Columbia. Vancouver.
- Urabe, T. (1987). The effect of pressure on the partitioning ratios of lead and zinc between vapor and rhyolite melts. *Economic Geology*, 82(4), 1049-1052. doi: 10.2113/gsecongeo.82.4.1049.
- U. S. Geological Survey (2019). Mineral Commodity Summaries 2019. Recuperado de <https://prd-wret.s3-us-west-2.amazonaws.com/assets/palladium/production/atoms/files/mcs-2019-tin.pdf>
- Vargas, L. (1970). Geología del Cuadrángulo de Arequipa. *Boletín N° 24*. Serie A: Carta Geológica Nacional. INGEMMET, Perú.
- Vielzeuf, D. y Holloway, J. (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(3), 257-276. doi: 10.1007/BF00375178.

- Vigneresse, J.-L., Tikoff, B. y Ameglio, L. (1999). Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, 302(3), 203-224. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00285-6.
- Vigneresse, J.-L. (2004). A new paradigm for granite generation. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95(1), 11-22. doi: 10.1017/S0263593300000882.
- Villaseca, C., Barbero, L. y Villanueva, V. (1998). A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 89(2), 113-119. doi: 10.1017/S0263593300007045.
- Watson, E. y Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2), 295-304. doi: 10.1016/0012-821X(83)90211-X
- White, A., J., R., Chappell B., W., y Wyborn, D. (1999). Application of the restite model to the Deddick Granodiorite and its enclaves: a reinterpretation of the observations and data of Maas et al. (1998). *Journal of Petrology*, 40(3), 413–421. doi: 10.1093/etroj/40.3.413
- Winter, J. D. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Londres, Reino Unido: Pearson New International Edition. Segunda Edición.
- Zaraisky, G., Aksyuk, A., Devyatova, V., Udoratina, O. y Chevychelov, V. (2009). The Zr/Hf ratio as a fractionation indicator of rare-metal granites. *Petrology*, 17(1) 25-45. doi: 10.1134/S0869591109010020.

Zhu, J. C., Li, R. K., Li, F. C., Xiong, X. L., Zhou, F. Y., y Huang, X. L. (2001). Topaz-albite granites and rare metal mineralization in the Limu district, Guangxi province, southeast China. *Mineralium Deposita*, 36(5), 393-405. doi: 10.1007/s001260100160



10. Anexos

Anexo A: Lista de los elementos analizados con unidades, limites y rangos de detección

(Extraído del Brochure ALS 2019).

Analitos y Rangos (%)				Descripción
Al ₂ O ₃	0.01-100	MnO	0.01-100	
BaO	0.01-100	Na ₂ O	0.01-100	
CaO	0.01-100	P ₂ O ₅	0.01-100	
Cr ₂ O ₃	0.002-100	SiO ₂	0.01-100	
Fe ₂ O ₃	0.01-100	SrO	0.01-100	
K ₂ O	0.01-100	TiO ₂	0.01-100	
MgO	0.01-100	LOI	0.01-100	
Analitos y Rangos (ppm)				Descripción
Ba	0.5-10 000	Pr	0.03-1 000	
Ce	0.1-10 000	Rb	0.2-10 000	
Cr	10-10 000	Sm	0.03-1 000	
Cs	0.01-10 000	Sn	1-10 000	
Dy	0.05-1 000	Sr	0.1-10 000	
Er	0.03- 1 000	Ta	0.1-2 500	
Eu	0.03-1 000	Tb	0.01-1 000	
Ga	0.1-1 000	Th	0.05-1 000	
Gd	0.05-1 000	Tm	0.01-1 000	
Hf	0.2-10 000	U	0.05-1 000	
Ho	0.01-1 000	V	5-10 000	
La	0.1-10 000	W	1-10 000	
Lu	0.01-1 000	Y	0.1-10 000	
Nb	0.2-2 500	Yb	0.03-1 000	
Nd	0.1-10 000	Zr	2-10 000	

Anexo B: Abreviaturas usadas en el texto

DGAT: Dominio Geotectónico Amotape-Tahuín

ms: muscovita

cz: cuarzo

bt: biotita

k-feld: feldespato potásico

plag: plagioclasa

ab: albita

tur: turmalina

sil: silimatina

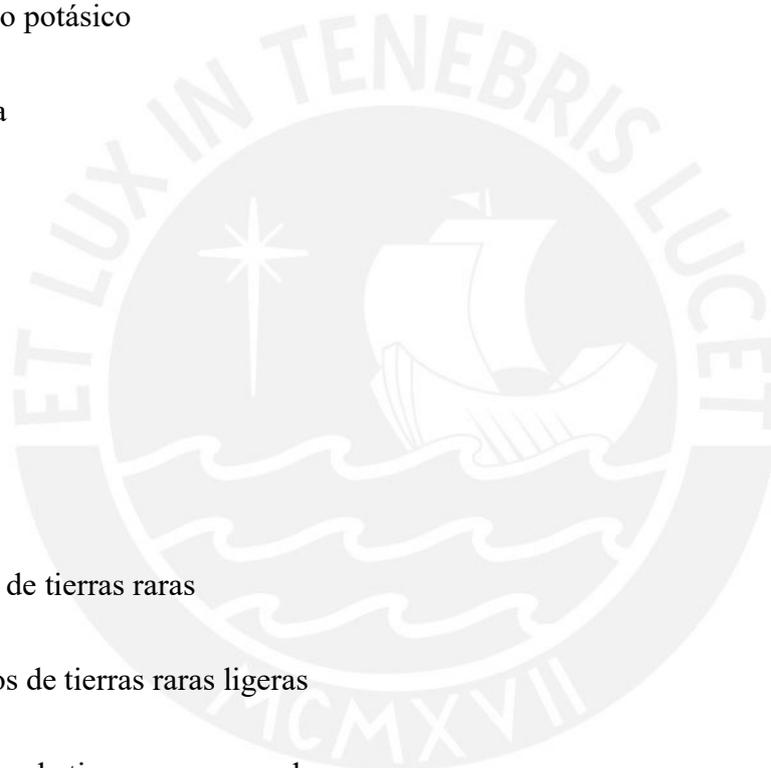
grt: granate

REE: elementos de tierras raras

LREE: elementos de tierras raras ligeras

HREE: elementos de tierras raras pesadas

P-T: presión-temperatura



Anexo C: Tabla de resultados geoquímicos de roca total usados en este estudio.

Codigo	PT-17	PT-24	PT-21	D3M2	D3M4	PT-14	GR9-98
Referencia	Estudio Actual	Estudio Actual	Estudio Actual	Espinoza y Stipetich (2019)	Espinoza y Stipetich (2019)	Espinoza y Stipetich (2019)	Bellido et al. (2009)
X (m)	484145	484152	484830	484139	484455	484235	484179
Y (m)	9425519	9425491	9425044	9425335	9424836	9425646	9425806
Litología	Dique de Aplita	Dique de Aplita	Leucogranito Brechado	Granito de dos micas de grano fino (deformado)	Granito de dos micas de grano fino (deformado)	Granito de dos micas de grano fino (deformado)	Granito de dos micas de grano fino (deformado)
SiO₂	76.90	76.90	77.90	73.50	72.90	72.40	74.16
Al₂O₃	13.85	14.30	13.65	13.95	14.15	14.25	14.42
Fe₂O₃	1.32	0.88	0.50	1.73	1.72	2.27	1.40
CaO	0.32	0.24	0.18	0.65	0.56	0.67	0.57
MgO	0.10	0.06	0.08	0.22	0.22	0.42	0.00
Na₂O	4.60	4.84	3.14	3.06	2.80	2.68	2.71
K₂O	2.80	3.64	5.11	5.23	5.30	5.08	5.26
TiO₂	0.04	0.01	0.15	0.17	0.17	0.23	0.17
MnO	0.05	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02
P₂O₅	0.22	0.27	0.05	0.27	0.29	0.24	0.25
LOI	0.55	0.53	0.99	1.26	2.27	2.06	1.07
Total	100.75	101.70	101.81	100.10	100.45	100.39	99.98
Ba	10.20	7.70	500.00	425.00	449.00	547.00	375.50
Ce	2.90	2.30	23.50	36.80	36.10	51.20	21.90
Cr	20.00	20.00	30.00	10.00	5.00	10.00	25.00
Cs	11.70	20.50	12.25	17.50	21.10	17.05	21.30
Dy	0.59	0.59	2.40	2.69	2.43	3.07	1.64
Er	0.26	0.19	0.61	0.68	0.69	1.03	0.43
Eu	0.06	0.04	0.48	0.53	0.48	0.60	0.31
Ga	17.20	17.60	19.50	19.40	21.80	21.90	17.90
Gd	0.54	0.52	2.62	3.69	3.51	4.08	2.31
Hf	0.90	1.30	2.80	2.50	2.60	3.10	2.10
Ho	0.11	0.10	0.30	0.31	0.36	0.47	0.18
La	1.60	1.20	10.40	16.70	15.80	19.70	10.90
Lu	0.02	0.02	0.05	0.07	0.07	0.10	0.03
Nb	7.50	9.00	15.40	15.40	17.10	16.30	14.90
Nd	1.40	1.10	10.20	15.10	15.60	18.90	9.51
Pb	-	-	-	-	-	-	28.20
Pr	0.31	0.23	2.49	4.20	4.17	5.19	2.68
Rb	215.00	347.00	262.00	293.00	298.00	293.00	306.10
Sm	0.40	0.41	2.41	4.10	3.98	4.40	2.37
Sn	7.00	8.00	9.00	10.00	10.00	10.00	13.80
Sr	19.50	22.50	116.50	68.90	64.10	69.10	79.10
Ta	3.60	4.20	2.10	2.00	2.20	2.00	1.50
Tb	0.11	0.10	0.48	0.61	0.59	0.66	0.31
Th	0.49	0.33	6.97	7.11	6.84	8.16	6.30
Tm	0.08	0.08	0.14	0.10	0.09	0.15	0.06
U	1.04	3.07	3.43	9.72	6.01	7.21	6.20
V	2.50	2.50	10.00	16.00	16.00	25.00	5.00
W	2.00	2.00	3.00	3.00	3.00	2.00	-
Y	3.50	3.30	10.60	11.30	10.90	13.60	7.60
Yb	0.21	0.11	0.41	0.51	0.43	0.86	0.28
Zr	15.00	18.00	73.00	77.00	79.00	99.00	69.30

Codigo	GR9-78	PT-23	PT-27	PT-26	PT-28	PT-22
Referencia	Bellido et al. (2009)	Estudio Actual	Estudio Actual	Estudio Actual	Estudio Actual	Estudio Actual
X (m)	482305	484144	483871	484390	484142	483105
Y (m)	9425570	9425480	9426428	9425567	9425330	9425055
Litología	Dique/apófisis granítico (?)	Granito de Turmalina	Granito del Contacto Norte	Granito Enclavífero	Granito de dos micas de grano fino (no deformado)	Banda Greisen
SiO₂	74.25	75.90	74.90	74.20	75.00	77.80
Al₂O₃	14.07	13.95	14.20	14.05	14.10	14.15
Fe₂O₃	1.58	0.95	1.77	1.59	1.67	1.38
CaO	0.56	0.47	0.76	0.58	0.64	0.36
MgO	0.10	0.10	0.35	0.22	0.28	0.22
Na₂O	2.98	3.82	2.80	3.09	2.91	0.32
K₂O	4.74	4.17	5.40	4.87	4.90	4.11
TiO₂	0.16	0.06	0.19	0.14	0.16	0.13
MnO	0.07	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
P₂O₅	0.32	0.22	0.25	0.29	0.28	0.31
LOI	1.17	0.94	0.94	0.91	0.98	1.93
Total	99.98	100.62	101.65	100.00	100.99	100.74
Ba	315.90	145.00	419.00	273.00	285.00	51.30
Ce	4.74	9.00	41.40	24.80	27.30	29.10
Cr	22.00	30.00	30.00	30.00	30.00	30.00
Cs	22.30	26.00	20.80	28.00	19.85	46.70
Dy	0.76	1.31	3.09	2.84	3.27	3.36
Er	0.25	0.54	0.90	0.86	1.08	0.99
Eu	0.07	0.21	0.57	0.48	0.61	0.07
Ga	16.00	17.40	21.30	18.70	17.80	33.00
Gd	0.56	1.16	4.25	2.58	3.09	3.48
Hf	0.30	1.10	3.00	2.60	2.40	2.30
Ho	0.09	0.22	0.43	0.40	0.46	0.40
La	2.41	4.30	19.20	11.70	12.80	12.70
Lu	0.02	0.04	0.07	0.06	0.08	0.09
Nb	16.00	12.90	16.10	13.40	13.70	19.30
Nd	2.10	3.40	18.70	10.70	12.50	13.90
Pb	23.80	-	-	-	-	-
Pr	0.67	1.00	4.68	2.65	2.95	3.36
Rb	267.90	267.00	283.00	292.00	258.00	328.00
Sm	0.52	1.11	4.21	2.15	3.12	3.43
Sn	16.90	13.00	9.00	15.00	13.00	31.00
Sr	58.50	36.60	81.20	63.50	67.00	4.20
Ta	11.10	2.20	1.70	1.90	1.90	2.90
Tb	0.09	0.23	0.65	0.47	0.59	0.62
Th	3.00	1.76	8.12	4.43	4.74	5.45
Tm	0.04	0.10	0.55	0.17	0.17	0.18
U	4.20	4.24	3.56	7.38	3.61	4.47
V	8.00	2.50	16.00	8.00	9.00	7.00
W	-	3.00	2.00	3.00	1.00	5.00
Y	4.20	6.20	12.00	13.40	16.10	14.20
Yb	0.20	0.24	0.66	0.54	0.60	0.58
Zr	58.00	26.00	85.00	69.00	71.00	64.00

Coordenadas en UTM-WGS84-17S.

Anexo D: Detalles de la elaboración de la Figura 55

Se recopiló y amplió una base de datos de diferentes análisis realizados a granitos relacionados a depósitos minerales a lo largo del mundo, partiendo con la base de datos original de Černý et al. (2005) y de Ballouard et al. (2016) mostrados en la siguiente tabla.

LOCALIDAD / PAÍS	INTRUSIVO	P ₂ O ₅ (wt%)	Sn (ppm)	REFERENCIA
Granitos Parentales a Sistemas Hidrotermales a Sn ($\pm W \pm U \pm Cu$)				
Macizo Armónico Francés	Granito Lizio	0.27	7.8	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.31	15.9	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.26	11	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.29	12.9	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.33	13.6	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.28	17	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.4	9.3	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.28	17	Tartèse y Boulvais (2010)
	Granito Questembert	0.35	11.5	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.35	25.3	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.26	10.8	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.3	23.9	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.32	26.8	Tartèse y Boulvais (2010)
		0.28	30.3	Tartèse y Boulvais (2010)
	Granito Guérande	0.25	16.8	Ballouard et al. (2015)
0.22		16.1	Ballouard et al. (2015)	
0.23		11	Ballouard et al. (2015)	
Macizo Ibérico	Granito Beariz	0.26	38.79	Gloaguen (2006)
		0.24	37.63	Gloaguen (2006)
	S. Mamede de Ribatua	0.35	18	Neiva (2002)
Panasqueira	0.37	15	Neiva (2002)	
Batolito Cornubiano	Dartmoor	0.23	20	Chappell y Hine (2008)
		0.18	12	Chappell y Hine (2008)
		0.19	11	Chappell y Hine (2008)
		0.18	13	Chappell y Hine (2008)
		0.21	22	Chappell y Hine (2008)
		0.21	27	Chappell y Hine (2008)
		0.21	26	Chappell y Hine (2008)
	Bodmin Moor	0.27	13	Chappell y Hine (2008)
		0.29	23	Chappell y Hine (2008)
		0.29	29	Chappell y Hine (2008)
	St. Austell	0.25	8	Chappell y Hine (2008)
		0.28	17	Chappell y Hine (2008)
		0.28	35	Manning y Hill (1990)

	Carmmenellis	0.24	12	Chappell y Hine (2008)
		0.26	11	Chappell y Hine (2008)
		0.24	10	Chappell y Hine (2008)
		0.25	13	Chappell y Hine (2008)
		0.23	15	Chappell y Hine (2008)
		0.25	16	Chappell y Hine (2008)
		0.23	16	Chappell y Hine (2008)
		0.25	10	Charoy (1986)
		0.32	8.2	Charoy (1986)
	Lands End	0.29	9	Chappell y Hine (2008)
		0.29	9	Chappell y Hine (2008)
		0.28	16	Chappell y Hine (2008)
		0.3	9	Chappell y Hine (2008)
		0.27	28	Chappell y Hine (2008)
		0.28	29	Chappell y Hine (2008)
		0.24	15	Müller et al. (2006)
		0.28	12	Müller et al. (2006)
		0.24	19	Stone y Exley (1985)
Erzgebirge	Plutón Bergen	0.25	18	Förster et al. (1999)
		0.24	17	Förster et al. (1999)
		0.16	14	Förster et al. (1999)
		0.18	8.1	Förster et al. (1999)
		0.15	13	Förster et al. (1999)
		0.16	19	Förster et al. (1999)
		0.21	19	Förster et al. (1999)
		0.2	21	Förster et al. (1999)
		0.33	25	Förster et al. (1999)
	Late Variscan Younger Intrusive Complex (YIC)	0.2	14	Štemprok et al. (2005)
		0.23	18	Štemprok et al. (2005)
		0.22	21.8	Štemprok et al. (2005)
Cinturón Estannífero Peruano	San Rafael-Quenamari	0.16	7	Kontak (2002)
		0.21	23	Kontak (2002)
		0.18	12	Kontak (2002)
		0.21	20	Kontak (2002)
		0.21	9	Kontak (2002)
		0.16	13	Kontak (2002)
Granitos Peraluminosos de Metales Raros y Altos en Fósforo				
Macizo Central Frances	Granito Beauvoir	1.53	1099	Raimbault et al. (1995)
		1.73	1438	Raimbault et al. (1995)
		1.46	1175	Raimbault et al. (1995)
		1.73	961	Raimbault et al. (1995)

		1.75	590	Raimbault et al. (1995)
		1.06	347	Raimbault et al. (1995)
	Granito Montebras	1.49	1142	Raimbault et al. (1995)
Portugal	Microgranito Argemela	1.76	575	Charoy y Noronha (1996)
		2.16	746	Charoy y Noronha (1996)
Granitos Peraluminosos de Metales Raros e Intermedios en Fósforo				
República Checa	Granito Poldesi	0.55	64	Breiter (1998)
	Granito Homolka	0.54	71	Raimbault et al. (1995)
		0.78	83	Breiter (1998)
		0.63	58	Breiter (1998)
China	Granito Yichun	0.59	85	Raimbault et al. (1995)
	Granito Shuiximiao	0.2	108.1	Zhu et al. (2001)
	Granito Laohutou	0.29	221.8	Zhu et al. (2001)
Canadá	Leucogranito Kemptville	0.6	77	Kontak (1990)
		0.49	100	Kontak (1990)
		0.53	87	Kontak (1990)
		0.48	101	Kontak (1990)
		0.44	239	Kontak (1990)
		0.97	90	Kontak (1990)
		0.43	210	Kontak (1990)
		0.51	229	Kontak (1990)
		0.49	97	Kontak (1990)
0.43	231	Kontak (1990)		
Granitos Peraluminosos de Metales Raros y Bajos en Fósforo				
Francia	Microgranito Chavance	0.04	213	Raimbault et al. (1995)
China	Granito Shizhuyuan	0.01	103	Raimbault et al. (1995)
Rusia	Granito Orlovka	0.01	29	Raimbault et al. (1995)
Egipto	Granito Nuweibi	0.005	48	Renno (1997)
		0.005	18	Renno (1997)
		0.005	293	Renno (1997)
		0.005	3888	Renno (1997)
		0.005	1731	Renno (1997)
Nigeria	Complejo Granítico Ririwai	0.01	40	Kinnaird et al. (1985)
Granitos Peralcalinos de Metales Raros y Bajos en Fósforo				
Nigeria	Granito de albita-arfvedsonita	0.01	50	Kinnaird et al. (1985)
		0.01	17	Kinnaird et al. (1985)
		0.01	50	Kinnaird et al. (1985)
Mongolia	Complejo Khaldzan-Buregtey	0.04	277	Kovalenko et al. (1995)
		0.03	470	Kovalenko et al. (1995)

La base de datos del background proviene del archivo global GEOROC (georoc.mpchmainz.gwdg.de). El tratamiento de datos fue: solo seleccionar los archivos de roca total de rocas ígneas volcánicas y plutónicas félsicas, luego filtrar los análisis que correspondían al campo de riolitas en el diagrama TAS (Middlemost, 1994) y se filtraron los análisis que disponían de resultados en Sn y P₂O₅. Finalmente se obtuvo un total de 2584 datos procedentes de diferentes contextos tectónicos detallados en la siguiente tabla:

Contexto Textónico	Conteo (n)	Porcentaje (%)
<i>Archean Craton (Including Greenstone Belts)</i>	181	7.0
<i>Continental Flood Basalt</i>	313	12.1
<i>Convergent Margin</i>	370	14.3
<i>Intraplate Volcanics</i>	1582	61.2
<i>Ocean Island</i>	10	0.4
<i>Rift Volcanics</i>	128	5.0
Total	2584	

