

Universidad Nacional de Ingeniería
Facultad de Ingeniería Geológica Minera y Metalúrgica



TESIS

**Caracterización geoquímica y petrográfica de la Super Unidad
Catahuasi y Unidad Tupe para la evaluación del potencial de
exploración de yacimientos tipo pórfido de Cu en el valle de
Lunahuaná, Cañete, Lima**

Para obtener el título profesional de Ingeniero Geólogo

Elaborado por

Ayrton Rusel Pazce Castillo

 [0009-0009-5302-4392](https://orcid.org/0009-0009-5302-4392)

Asesor

Dr. José Enrique Macharé Ordóñez

 [0000-0003-0293-4344](https://orcid.org/0000-0003-0293-4344)

LIMA – PERÚ

2024

Citar/How to cite	Pazce Castillo [1]
Referencia/Reference	[1] A. Pazce Castillo, " <i>Caracterización geoquímica y petrográfica de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe para la evaluación del potencial de exploración de yacimientos tipo pórfido de Cu en el valle de Lunahuaná, Cañete, Lima</i> " [Tesis de pregrado]. Lima (Perú): Universidad Nacional de Ingeniería, 2024.
Estilo/Style: IEEE (2020)	

Citar/How to cite	(Pazce, 2024)
Referencia/Reference	Pazce, A. (2024). <i>Caracterización geoquímica y petrográfica de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe para la evaluación del potencial de exploración de yacimientos tipo pórfido de Cu en el valle de Lunahuaná, Cañete, Lima</i> . [Tesis de pregrado, Universidad Nacional de Ingeniería]. Repositorio institucional Cybertesis UNI.
Estilo/Style: APA (7ma ed.)	

Dedicatoria

Dedico este trabajo a mis padres María y Rusel por su apoyo incesante y por ser un ejemplo de superación y perseverancia, a mi hermana Carla por sus enseñanzas y consejos, así como también a Dios por haberme dado la vida y la familia que tengo.

Agradecimiento

A la Dirección de Geología Regional del INGEMMET, por permitirme realizar los trabajos de campo y brindarme la información necesaria para la elaboración de la presente tesis. Al Ing. Alonso Marchena Campos por sus conocimientos compartidos y sugerencias brindadas antes de y durante la elaboración de la presente investigación. De igual manera, al Geólogo Walther León, a los Ing. Maryuri Nole y Joel Otero por el apoyo brindado durante la etapa de campo. Al Dr. José Macharé y a la Ing. Nora Revollé por los comentarios y recomendaciones realizadas durante el desarrollo y finalización del presente trabajo.

Resumen

El área de estudio se ubica en el valle del río Cañete, Yauyos, Lima. La caracterización litogeoquímica de la Super Unidad Catahuasi y la Unidad Tupe se realizó mediante el uso de elementos mayores y elementos traza. Los elementos mayores permiten clasificar las rocas asignando litologías, series magmáticas y origen tectónico. Los elementos traza son útiles para identificar procesos petrogenéticos que los elementos mayores no pueden, a pesar de la presencia de alteración en las rocas. La caracterización petrográfica se realizó en base a los diagramas QAPF.

Las muestras identificadas con valores elevados de Cu son la muestra GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) perteneciente a la Super Unidad Catahuasi y la muestra GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm) perteneciente a la Formación Tantará. Los diagramas de tierras raras indican una corteza enriquecida en anfíboles (Hidratada). Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 poseen anomalías nulas o positivas de Eu (Hidratadas). En los diagramas spider, las anomalías características son de zonas de subducción y contaminación con magmas primitivos.

En los diagramas bivariantes se observa que las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 presentan un mayor control de la hidratación (Parámetros Nb_N/Ta_N y Sc) y el contenido de volátiles (Parámetro U/Th) respecto al estado redox (Parámetros Eu/Eu^* , Ce/Ce^* y V), rejuvenecimiento termal (Parámetros Th_N , K/Rb y Ca/Sr) y engrosamiento cortical (Parámetros Sr/Y y La_N/Yb_N), así mismo, la muestra GR50A-19-037 está asociada a la ocurrencia de un pórfido posterior respecto al pórfido asociado a la muestra GR50A-19-020, las dos muestras están vinculadas al ascenso de la Super Unidad Catahuasi.

Palabras clave – Litogeoquímica, petrografía, pórfido, intrusivos.

Abstract

The study area is located in the Cañete river valley, Yauyos, Lima. The lithogeochemical characterization of the Catahuasi Super Unit and the Tupe Unit was carried out through the use of major and trace elements. Major elements allow rocks to be classified by assigning lithologies, magmatic series and tectonic origin. Trace elements are useful in identifying petrogenetic processes that major elements can't, despite the presence of alteration in rocks. The petrographic characterization was carried out based on the QAPF diagrams.

The samples identified with high Cu values are sample GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) belonging to the Catahuasi Super Unit and sample GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm) belonging to the Tantar Formation. The rare earth elements diagrams indicate a crust enriched in amphiboles (Hydrated). samples GR50A-19-020 and GR50A-19-037 show null or positive Eu anomalies (Hydrated). In the spider diagrams, the characteristic anomalies are from subduction zones and contamination with primitive magmas.

The bivariate diagrams show that samples GR50A-19-020 and GR50A-19-037 present greater control of hydration (Nb_N/Ta_N and Sc parameters) and volatile content (U/Th parameter) instead of redox state (Parameters Eu/Eu^* , Ce/Ce^* and V), thermal rejuvenation (Parameters Th_N , K/Rb and Ca/Sr) and cortical thickness (Parameters Sr/Y and La_N/Yb_N), likewise, the sample GR50A- 19-037 is associated with the occurrence of a late porphyry compared to the porphyry associated with sample GR50A-19-020, the two samples are linked to the rise of the Catahuasi Super Unit.

Keywords - Lithogeochemistry, petrography, porphyry, intrusive.

Tabla de Contenido

	Pág.
Resumen	v
Abstract	vi
Introducción	xv
Capítulo I. Parte introductoria del trabajo	1
1.1 Ubicación, accesibilidad y clima	1
1.2 Planteamiento del problema de la investigación	3
1.2.1 Situación problemática	3
1.2.2 Formulación del problema	3
1.2.3 Justificación de la investigación.....	4
1.3 Objetivos	4
1.3.1 General	4
1.3.2 Específicos.....	4
1.4 Hipótesis	5
1.4.1 General	5
1.4.2 Específicas.....	5
1.5 Metodología del estudio	5
1.6 Antecedentes referenciales	6
1.6.1 Antecedentes internacionales	6
1.6.2 Antecedentes nacionales	9
Capítulo II. Marcos teórico y conceptual	13
2.1 Geoquímica.....	13
2.1.1 Geoquímica de elementos mayores	13
2.1.2 Geoquímica de elementos traza.....	16
2.1.3 Magmatismo.....	48
2.2 Petrografía	51
Capítulo III. Desarrollo del trabajo de investigación	55

3.1	Geología regional.....	55
3.1.1	Geomorfología	55
3.1.2	Estratigrafía y rocas intrusivas	56
3.1.3	Geología estructural y tectónica	68
3.2	Geología local	73
3.2.1	Geomorfología	73
3.2.2	Estratigrafía y rocas intrusivas	74
3.2.3	Geología estructural	74
3.3	Investigaciones petrográficas y geoquímicas	82
3.3.1	Petrografía	82
3.3.2	Geoquímica.....	103
Capítulo IV. Análisis y discusión de resultados		134
4.1	Parámetros Th_N y Nb_N/Ta_N (Diagrama).....	134
4.2	Parámetros U/Th y Nb_N/Ta_N (Diagrama).....	138
4.3	Parámetros K/Rb y Ca/Sr (Diagrama)	141
4.4	Parámetros Ce/Ce^* y Eu/Eu^* (Diagrama).....	144
4.5	Parámetros Sc y V (Diagrama).....	147
4.6	Parámetros Y y Sr/Y (Diagrama)	150
4.7	Parámetros distancia a la fosa y La_N/Yb_N (Diagrama).....	153
4.8	Parámetros distancia a la fosa y Sr/Y (Diagrama)	155
4.9	Discusión y modelo comparativo de evolución del magmatismo de la Super Unidad Catahuasi y la Unidad Tupe.....	156
4.9.1	Facie mineral predominante y sistema hidratado	157
4.9.2	Contenido de volátiles	159
4.9.3	Rejuvenecimiento termal	161
4.9.4	Estado redox	162
4.9.5	Engrosamiento cortical.....	164
4.10	Propuesta de ingeniería	165

Conclusiones	169
Recomendaciones	173
Referencias bibliográficas	174
Anexos	189

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1: Elementos de tierras raras	24
Tabla 2: Valores de normalización al condrito y manto primitivo para diagramas REE ...	25
Tabla 3: Valores de normalización para diagramas spider	32
Tabla 4: Ubicación de muestras de la Super Unidad Catahuasi.....	82
Tabla 5: Ubicación de muestras de la Unidad Tupe.....	95
Tabla 6: Ubicación de la muestra de la Formación Tantaré	98
Tabla 7: Caracterización de las unidades estudiadas en el diagrama TAS	104
Tabla 8: Caracterización de las unidades estudiadas en el diagrama ISA de Shand	108
Tabla 9: Caracterización de las unidades estudiadas en el diagrama R1-R2.....	110
Tabla 10: Caracterización de la S.U. Catahuasi en el diagrama REE	112
Tabla 11: Caracterización de la U. Tupe en el diagrama REE	115
Tabla 12: Caracterización de la Fm. Tantaré en el diagrama REE.....	117
Tabla 13: Caracterización de la Fm. Sacsaquero en el diagrama REE	120
Tabla 14: Caracterización de la S.U. Catahuasi en el diagrama spider.....	122
Tabla 15: Caracterización de la U. Tupe en el diagrama spider	125
Tabla 16: Caracterización de la Fm. Tantaré en el diagrama spider	128
Tabla 17: Caracterización de la Fm. Sacsaquero en el diagrama spider.....	131
Tabla 18: Propuesta económica	168

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1: Afloramientos de la S.U. Catahuasi en carretera Zuñiga-Yauyos.....	1
Figura 2: Ubicación y acceso del área de estudio	2
Figura 3: Diagramas harker, TAS, K ₂ O vs. Sílice e ISA.....	14
Figura 4: Diagrama R1-R2.....	16
Figura 5: Clasificación de elementos traza por su posición en la tabla.....	17
Figura 6: Carga iónica vs. radio iónico	18
Figura 7: Número atómico vs. coeficiente de partición para REE.....	21
Figura 8: Diagrama de tierras raras normalizado al condrito	23
Figura 9: Concentraciones de REE vs. número atómico	24
Figura 10: Condiciones P y T de facies metamórficas.....	50
Figura 11: Clasificación modal de rocas plutónicas.....	52
Figura 12: Clasificación modal de rocas volcánicas	53
Figura 13: Modelo metalogénico de pórfidos de Cu	54
Figura 14: Vista panorámica del valle del río Cañete	56
Figura 15: Columna estratigráfica del cuadrángulo Tupe (26I)	57
Figura 16: Contacto discordante de la Fm. Tantará con la Fm. Sacsaquero	60
Figura 17: S. U. Catahuasi intruyendo a la Fm. Tantará	63
Figura 18: Facie granodiorita-tonalita en Catahuasi de la S. U. Catahuasi.....	64
Figura 19: Facie monzogranito en Chocos de la S. U. Catahuasi	65
Figura 20: Facie granodiorita en Tupe de la U. Tupe	65
Figura 21: Esquema de disposición espacial de la S.U. Catahuasi y la U. Tupe	66
Figura 22: Mapa geológico de la zona de estudio	67
Figura 23: Contexto tectónico durante el Eoceno.....	69
Figura 24: Contexto tectónico durante el Oligoceno.....	70
Figura 25: Contexto tectónico Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.....	70
Figura 26: Contexto tectónico Mioceno Medio-Mioceno Superior	71

Figura 27: Sistemas de fallas y lineamientos relacionados a la zona de estudio.....	72
Figura 28: Vista de la unidad geomorfológica flanco disectado andino	73
Figura 29: Mapa geológico local en el sector de Huangascar	75
Figura 30: Columna estratigráfica en el sector de Huangascar	76
Figura 31: Afloramiento de brechas magmáticas	77
Figura 32: Mapa geológico local en el sector de San Lorenzo de Putinza.....	79
Figura 33: Columna estratigráfica en el sector de San Lorenzo de Putinza	80
Figura 34: Afloramiento de la Fm. Tantará con intrusiones de la S.U. Catahuasi.....	81
Figura 35: Muestra de mano GR50A-19-020	84
Figura 36: Muestra de mano GR50A-19-104	84
Figura 37: Muestra de mano GR50A-19-004	84
Figura 38: Muestra de mano GR50A-19-007	85
Figura 39: Muestra de mano GR50A-19-021	85
Figura 40: Fotomicrografías 1 y 2 de la muestra GR50A-19-020	87
Figura 41: Fotomicrografías 3 y 4 de la muestra GR50A-19-020	87
Figura 42: Fotomicrografías 5 y 6 de la muestra GR50A-19-020	87
Figura 43: Fotomicrografías 7 y 8 de la muestra GR50A-19-020	88
Figura 44: Fotomicrografías 9 y 10 de la muestra GR50A-19-020	88
Figura 45: Fotomicrografías 11 y 12 de la muestra GR50A-19-020	88
Figura 46: Fotomicrografías 13 y 14 de la muestra GR50A-19-020	89
Figura 47: Fotomicrografías 1 y 2 de la muestra GR50A-19-104	90
Figura 48: Fotomicrografías 3 y 4 de la muestra GR50A-19-104	91
Figura 49: Fotomicrografías 5 y 6 de la muestra GR50A-19-104	91
Figura 50: Fotomicrografías 7 y 8 de la muestra GR50A-19-104	91
Figura 51: Fotomicrografías 9 y 10 de la muestra GR50A-19-104	92
Figura 52: Fotomicrografías 1 y 2 de la muestra GR50A-19-004	93
Figura 53: Fotomicrografías 1 y 2 de la muestra GR50A-19-007	94
Figura 54: Fotomicrografías 1 y 2 de la muestra GR50A-19-021	95

Figura 55: Muestra de mano GR50A-19-033	96
Figura 56: Muestra de mano GR50A-19-050	96
Figura 57: Fotomicrografías 1 y 2 de la muestra GR50A-19-033	97
Figura 58: Fotomicrografías 1 y 2 de la muestra GR50A-19-050	98
Figura 59: Muestra de mano GR50A-19-037	99
Figura 60: Fotomicrografías 1 y 2 de la muestra GR50A-19-037	101
Figura 61: Fotomicrografías 3 y 4 de la muestra GR50A-19-037	101
Figura 62: Fotomicrografías 5 y 6 de la muestra GR50A-19-037	101
Figura 63: Fotomicrografías 7 y 8 de la muestra GR50A-19-037	102
Figura 64: Fotomicrografías 9 y 10 de la muestra GR50A-19-037	102
Figura 65: Fotomicrografías 11 y 12 de la muestra GR50A-19-037	102
Figura 66: Diagrama TAS para rocas ígneas plutónicas y volcánicas	103
Figura 67: Diagrama K_2O vs. SiO_2 para rocas plutónicas y volcánicas.....	107
Figura 68: Diagrama ISA de Shand para rocas plutónicas y volcánicas.....	107
Figura 69: Diagrama R1-R2 de clasificación para rocas plutónicas.....	109
Figura 70: Diagrama Nb/Y vs. Zr/ TiO_2 para rocas plutónicas	110
Figura 71: Diagrama REE para la S. U. Catahuasi	112
Figura 72: Diagrama REE para la U. Tupe.....	114
Figura 73: Diagrama REE para la Fm. Tantará	116
Figura 74: Diagrama REE para la Fm. Sacsaquero	119
Figura 75: Diagrama spider para la S.U. Catahuasi	122
Figura 76: Diagrama spider para la U. Tupe	125
Figura 77: Diagrama spider para la Fm. Tantará.....	128
Figura 78: Diagrama spider para la Fm. Sacsaquero	131
Figura 79: Diagrama litogeoquímico Th_N vs. Nb_N/Ta_N	135
Figura 80: Diagrama litogeoquímico U/Th vs. Nb_N/Ta_N	139
Figura 81: Diagrama litogeoquímico K/Rb vs. Ca/Sr	142
Figura 82: Diagrama litogeoquímico Ce/Ce* vs. Eu/Eu*	145

Figura 83: Diagrama litogeoquímico Sc vs V	148
Figura 84: Diagrama litogeoquímico Y vs. Sr/Y	151
Figura 85: Diagrama distancia a la fosa vs La_N/Yb_N	154
Figura 86: Diagrama distancia a la fosa vs Sr/Y	155
Figura 87: Muestras y parámetros asociados a un sistema hidratado	157
Figura 88: Muestras y parámetros asociados al contenido de volátiles	160
Figura 89: Muestras y parámetros asociados al rejuvenecimiento termal	162
Figura 90: Muestras y parámetros asociados al estado redox	163
Figura 91: Muestras y parámetros asociados al engrosamiento cortical	165
Figura 92: Malla de muestreo propuesta	168

Introducción

Los pórfidos de Cu se encuentran asociados a los límites de placas convergentes, suelen presentarse en cinturones lineales, pero también se encuentran en aparente aislamiento con menos frecuencia (Sillitoe, 2010). Los sistemas mineralizados que dan origen a los pórfidos de Cu están relacionados a la ocurrencia de rocas ígneas plutónicas, los que actualmente suministran casi las tres cuartas partes del Cu del mundo, la mitad del Mo, aproximadamente una quinta parte del Au, la mayor parte del Re y cantidades menores de otros metales (Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn, y Pb) (Sillitoe, 2010). Actualmente, el Cu es uno de los metales estratégicos en la transición energética y la transformación digital, por su papel clave en la electrificación, la generación de energías renovables y los sistemas modernos de almacenamiento energético. Debido a lo mencionado anteriormente, la exploración por depósitos tipo pórfido de Cu cobra especial relevancia.

A lo largo de los años, la geoquímica y petrografía han servido como herramientas esenciales o básicas para el inicio de un trabajo de prospección geológica por yacimientos tipo pórfido. Las herramientas de prospección han venido evolucionando presentando análisis geoquímicos más modernos y optimizados, así mismo, los análisis petrográficos se realizan con equipos más sofisticados que permiten una mejor identificación y mayor certeza de los minerales. Hoy en día se tiene la capacidad de identificar elementos traza (REE, Nb, Ta, Zr, Hf, P, Ti, entre los más relevantes) y minerales traza (zircón, esfena, entre los más relevantes), que pueden servir para interpretar e identificar procesos petrogenéticos. La presente contribución se enfoca en asociar la geoquímica y la petrografía con eventos petrogenéticos relacionados a la génesis de pórfidos de Cu, vinculando parámetros litogeoquímicos favorables para la evaluación del potencial de exploración de yacimientos tipo pórfido de Cu.

El Perú se ubica en el margen continental oeste de Sudamérica, muy prospectivo para pórfidos de Cu. La zona de estudio se localiza en el valle del río Cañete, al oeste de la Cordillera Occidental en el centro del Perú, en el área se tiene predominantemente la

ocurrencia de rocas ígneas plutónicas (Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe) y volcánicas (Formación Tantará y Formación Sacsaquero). El área se ubica en la franja metalogenética de epitermales de Au y Ag del Oligoceno de acuerdo al portal web geocatmin del INGEMMET, pero presenta importantes niveles de erosión, desfavorables para la conservación de los sistemas epitermales, pero favorable para la exhumación de los pórfidos.

Capítulo I. Parte introductoria del trabajo

1.1 Ubicación, accesibilidad y clima

La zona de estudio se encuentra en el valle de Lunahuaná (véase Figura 1), en el distrito de Yauyos, perteneciente a la región Lima, ubicada a 150 km al sureste de la ciudad de Lima entre los 12° 30' 00" y 13° 00' 00" latitud sur y 75° 30' 00" y 76° 00' 00" longitud oeste, con elevaciones que van desde los 1500 msnm hasta los 4500 msnm aproximadamente, delimitado por los cuadrángulos de Tupe 26I2, 26I3 y 26I4 de acuerdo al INGEMMET como se muestra en la Figura 2.

Figura 1

Afloramientos de la Super Unidad Catahuasi en carretera Zuñiga-Yauyos.

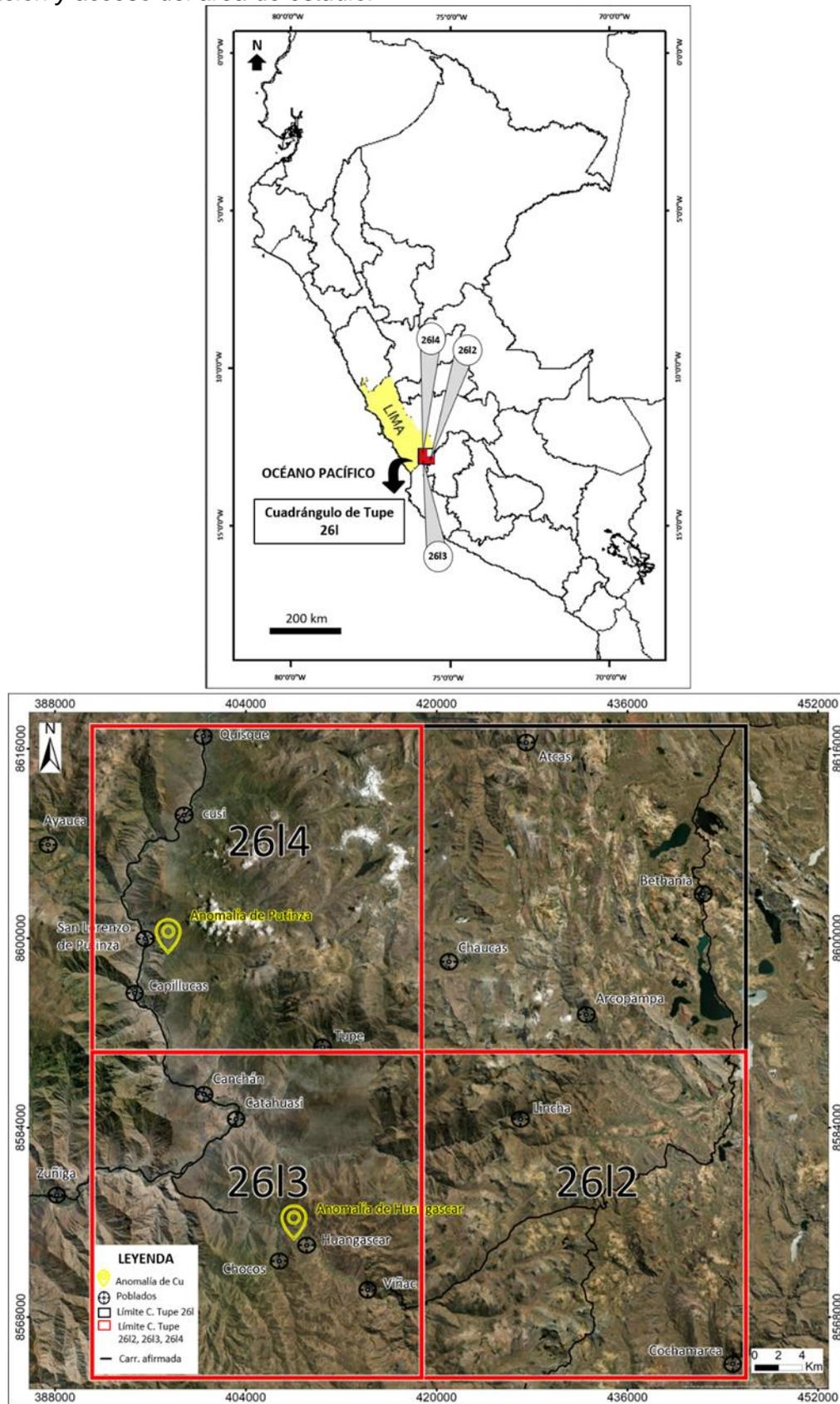


Nota: Elaboración propia.

Teniendo como punto de partida la ciudad de Lima, se dirigirá hacia el sur, haciendo uso de la Panamericana Sur hasta llegar a San Vicente de Cañete. El acceso principal para ingresar a la zona de estudio es mediante la carretera afirmada San Vicente de Cañete-Lunahuaná-Zúñiga, posteriormente se deberá hacer uso de caminos carrozables y de herradura. El tiempo aproximado de viaje desde la ciudad de Lima es de 2 horas en camioneta 4x4.

Figura 2

Ubicación y acceso del área de estudio.



Nota: Elaboración propia.

De acuerdo a Salazar y Landa (1993), en el área de estudio se tienen diversas condiciones climáticas debido a las variaciones de altitud, la zona de la costa tiene un clima subtropical árido con una nula presencia de lluvias durante todo el año. En la región andina se tiene un clima variado, las zonas que se encuentran por encima de los 4500 msnm presentan un clima glacial, mientras que las zonas por debajo de los 4500 msnm presentan un clima frío o de puna, las vertientes bajas y los valles hacia la costa pacífico poseen un clima templado hasta cálido. Los periodos de precipitación pluvial más importantes se dan desde el mes de Diciembre hasta Abril, mientras que los periodos de sequía se dan de Mayo a Noviembre.

1.2 Planteamiento del problema de la investigación

A continuación, se menciona la situación problemática, la formulación del problema y la justificación de la investigación.

1.2.1 Situación problemática

La Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe representan las mayores extensiones magmáticas del Paleógeno - Neógeno en el valle de Lunahuaná, Lima, Perú, sin embargo, los cuerpos intrusivos no han sido estudiados en su totalidad y no se conoce su influencia en la ocurrencia de yacimientos minerales. El presente trabajo de investigación ayuda a entender la composición litogeoquímica y petrográfica de los cuerpos intrusivos, así mismo, relaciona la información explicando la ocurrencia de valores elevados de Cu.

1.2.2 Formulación del problema

En la zona de estudio se encuentran la Super Unidad Catahuasi y la Unidad Tupe que están en contacto con las Formaciones Tantará y Sacsaquero. Nole et al. (2019) identificaron dos muestras con valores elevados de Cu, ubicados en la Super Unidad Catahuasi y la Formación Tantará, sin embargo, la relación de los valores anómalos de Cu con los cuerpos intrusivos no ha sido estudiada, no se conoce la influencia de los cuerpos intrusivos en la ocurrencia de yacimientos minerales en la zona de trabajo, la génesis aún no se explica mediante el uso de información litogeoquímica y petrográfica. De acuerdo a Pizarro et al. (2020) los oligoelementos y elementos de las tierras raras, a menudo

proporcionan restricciones esenciales en la construcción de modelos geológicos, magmáticos y geodinámicos para la evolución del depósito, que se utiliza para construir un potencial económico y un modelo petrogenético.

1.2.3 Justificación de la investigación

Santos et al. (2015) utilizan estudios petrográficos y geoquímicos para interpretar el contexto magmático-tectónico y su relación con la ocurrencia de mineralización entre Chala y Atico, Cordillera Occidental, Perú. En línea con la investigación realizada por Santos et al. (2015), el conocimiento de la litogeoquímica y la petrografía de las rocas asociadas a la ocurrencia de los valores elevados de Cu puede ser utilizado como guía de exploración de yacimientos tipo pórfido de Cu y para entender la evolución de un sistema magmático asociado a este tipo de yacimientos en el área de estudio. El entendimiento de la geoquímica y petrografía de los sistemas magmáticos será una importante herramienta para poder explorar por depósitos ocultos, los cuales serán el principal objetivo en los siguientes años.

1.3 Objetivos

1.3.1 General

Caracterización geoquímica y petrográfica de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe para la evaluación del potencial de exploración de yacimientos tipo pórfido de Cu.

1.3.2 Específicos

Del objetivo general se desprenden los siguientes objetivos específicos:

- Establecer parámetros litogeoquímicos, asociados a elementos traza, que sean útiles para diferenciar, el magmatismo vinculado a pórfidos del magmatismo regional.
- Identificar las relaciones de los elementos inmóviles obtenidos de la litogeoquímica con la presencia de los minerales accesorios identificados en la petrografía.
- Proponer un modelo comparativo de la evolución del magmatismo asociado a la S.U. Catahuasi y U. Tupe.

1.4 Hipótesis

1.4.1 General

La caracterización litogeoquímica y petrográfica de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe permitirán la evaluación del potencial de exploración por yacimientos tipo pórfido de Cu.

1.4.2 Específicas

De la hipótesis general se desprenden las siguientes hipótesis específicas:

- Los diagramas bivariantes K/Rb vs. Sr/Ca, Eu/Eu* vs. Ce/Ce*, Sc vs. V permiten diferenciar un magmatismo vinculado a pórfidos de un magmatismo regional.
- Los elementos inmóviles y los minerales accesorio guardan una relación importante para diferenciar un magmatismo asociado a pórfidos de un magmatismo regional.
- La litogeoquímica y la petrografía permiten reconstruir un modelo de la evolución del magmatismo asociado a la S. U. Catahuasi y U. Tupe.

1.5 Metodología del estudio

La metodología de estudio se realizó en 3 etapas que se describen seguidamente

Trabajo de gabinete

Se llevó a cabo un trabajo pre-campo que involucró la recopilación bibliográfica de todos los estudios e investigaciones realizadas en el área de trabajo previamente (artículos científicos, publicaciones, tesis, entre los principales) relacionadas a geoquímica, petrografía, yacimientos minerales y mapeo geológico. La información recopilada fue verificada y evaluada para tener una comprensión inicial del contexto geológico y de esta manera realizar un trabajo que actualice y/o complemente el entendimiento geológico de las unidades intrusivas y volcánicas del área de estudio. Se realizó un trabajo previo de fotointerpretación para la identificación de los límites entre unidades y la presencia de fallas geológicas, los lineamientos (límites entre unidades y fallas geológicas) fueron verificados y ajustados en campo. Así mismo, se organizaron rutas o transectas para cubrir adecuadamente el área de trabajo y realizar el muestreo respectivo.

Trabajo de campo

Los trabajos consistieron en mapeo litológico y estructural a escala 1: 50 000 de la Superunidad Catahuasi, Unidad Tupe, Fm. Tantar y Fm. Sacsaquero. La metodología utilizada para la obtención de las muestras fue un muestreo aleatorio de roca insitu de los cuerpos intrusivos y volcánicos a estudiar, se priorizó la obtención de muestras frescas de ~2.5 kg para análisis geoquímicos y ~2.0 kg de muestras adecuadas para análisis mineralógicos. Posteriormente, las muestras fueron enviadas para ser evaluadas mediante análisis geoquímicos (roca total y multielemental) y en secciones delgadas con el microscopio de polarización. Se llevó a cabo un control del QA/QC para los análisis geoquímicos mediante la inserción de blancos, estándares y duplicados.

Trabajo post-campo

La información de los análisis geoquímicos, petrográficos y mapeo geológico obtenidos durante la etapa de campo y los análisis de laboratorio también se encuentran en la base de datos del INGEMMET, que es de acceso libre. Se llevó a cabo la verificación de los resultados de los análisis geoquímicos para corroborar que sean aceptables, teniendo en cuenta los valores anómalos, límite de detección de los métodos utilizados y la pérdida por ignición (loss on ignition – LOI), posteriormente se seleccionó la información a utilizar para la elaboración de los diagramas harker, TAS, REE y spider. La información obtenida de los diagramas fue interpretada y evaluada. Las secciones delgadas fueron estudiadas para corroborar el tipo de roca y para la identificación de minerales indicadores de fertilidad y minerales traza. Durante la interpretación de resultados, se buscó relacionar los minerales identificados en la microscopia con la abundancia/escasez de ciertos elementos traza para identificar indicadores geoquímicos de fertilidad.

1.6 Antecedentes referenciales

1.6.1 Antecedentes internacionales

Siani et al. (2020) en su trabajo de investigación señalan que el magmatismo cenozoico en Irán está asociado con yacimientos epitermal – pórfidos de Cu-Au, que ocurren en los sistemas de arco magmático de Alborz y Urumieh-Dokhtar. La provincia

metalogénica de Taron-Hashtjin se encuentra en el arco magmático occidental de Alborz, alberga numerosos depósitos epitermales de tipo LS-IS y HS dentro de rocas volcánicas plutónicas del Eoceno. Los datos geoquímicos de roca total indican que las rocas volcánicas varían extensa y continuamente de composiciones basálticas subalcalinas a riolíticas. Las rocas granitoides se caracterizan por presentar magmatismo subalcalino, metaluminoso a peraluminoso, tipo I a A. Los estudios geoquímicos y geocronológicos de las rocas ígneas asociadas con depósitos epitermales, particularmente el enriquecimiento de LILE, el agotamiento de HFSE, incluido el agotamiento de Nb-Ta y sus edades del Eoceno, son consistentes con configuraciones tectónicas tras arco extensional, lo que sugiere que los magmas de origen primario se generaron por fusión parcial de la cuña del manto (manto superior litosférico empobrecido que contiene granate) y posteriormente se vieron afectados por la cristalización fraccionada y la asimilación cortical durante su evolución magmática. Con los datos obtenidos los autores proponen que la provincia metalogénica de Taron-Hashtjin es prospectiva para la mineralización epitermal de metales preciosos. Por el contrario, las zonas del arco magmático de Urumieh-Dokhtar y Ahar-Arasbaran probablemente estén más erosionados y, por lo tanto, serán más prospectivos para la exploración de pórfidos de Cu-Au.

Svetlitskaya y Nevolko (2022) señalan que identificar nuevos indicadores de fertilidad geoquímica de roca total para sistemas productivos de pórfido y skarn es un desafío geológico debido a una gran variedad de entornos tectónicos, regiones de origen magmático y evolución petrológica de las intrusiones parentales, esto es especialmente cierto para los skarns de Cu-Au-Fe no relacionados con pórfidos, para los cuales actualmente no se registran indicadores minerales o geoquímicos relevantes. El estudio proporciona datos de roca total de alta precisión de granitoides del depósito de skarn Kultuma Cu-Au-Fe en el este de Transbaikalia, Rusia, para definir los conjuntos de skarn productivos. El depósito de skarn Kultuma Cu-Au-Fe consta de dos pulsos contemporáneos (datados en 159–161 Ma y 157–158 Ma usando métodos U-Pb) de granitos mineralizados de composición calcoalcalina alta a shoshonítica tipo I que fueron

emplazados durante la etapa final de la colisión tras el cierre del océano Mongol-Okhotsk. Los conjuntos ígneos de ambos pulsos relacionados con el skarn tienen un alto contenido de K (3–5 % en peso de K_2O) y varían en composición desde pórfidos de monzonita con bajo contenido de sílice y alto contenido de magnesio hasta pórfidos de cuarzo-sienita y granito con alto contenido de sílice y moderado a alto magnesio. Se originaron de moderadamente oxidados (zircón $Eu/Eu^* =$ promedio 0,24 y $\Delta FMQ =$ promedio + 0,4 hasta + 0,6), moderadamente hidratados (roca total $Sr/Y = 40–64$; zircón $Yb/Dy =$ promedio 3,6), magmas de bajo a moderadamente fraccionados (roca total $Eu/Eu^* =$ promedio 0,86) que evolucionaron a través de una interacción sustancial con la corteza inferior (roca total $La/Yb = 24–54$, $(Dy/Yb)_{CN} = 1,4–2,0$, $Yb = 0.5–1.2$ ppm) seguido de fraccionamiento de anfíboles de nivel profundo y plagioclasa de nivel superficial, respectivamente. Con base en un conjunto completo de nuevos datos de roca total, proponen el uso de relaciones $(Sr/Y)/Y$ y $100[(Rb/Sr)/FeO^*]$ para discriminar entre un skarn fértil no relacionado con pórfido y pórfido y conjuntos de skarn relacionados con pórfido e intrusiones de granito no mineralizado. Los nuevos umbrales de discriminación propuestos de $(Sr/Y)/Y$ y $100[(Rb/Sr)/FeO^*]$ son efectivos en el este de Transbaikalia, pero podrían ser útiles para la discriminación geoquímica entre prospección de intrusivos para Skarn Cu-Mo-Au-Fe y mineralización de pórfidos y conjuntos graníticos calco-alcalinios estériles en otros cinturones mineralizados relacionados a arcos en todo el mundo.

Santillana et al. (2020) analizan la composición geoquímica de muestras de rocas intrusivas pre-mineral y relacionadas con la mineralización recolectadas de cinco depósitos de pórfido de Cu de Sonora, México. Los depósitos están incluidos en el cinturón de pórfidos cupríferos de la Cordillera Occidental de América del Norte, y particularmente en el gran grupo de pórfidos cupríferos de Arizona, Nuevo México y Sonora, reconocidos como una de las provincias cupríferas más importantes a nivel mundial. Los sistemas minerales fueron emplazados durante el Cretácico Superior-Eoceno, bajo condiciones geotectónicas muy particulares. Los sitios muestreados son El Pilar, Buenavista del Cobre, La Caridad, Suaqui Verde y Piedras Verdes. La investigación se enfoca en una evaluación

de los cambios principales y de elementos traza en la interfase del enfriamiento de etapa tardía del plutón principal asociado al pórfido de Cu y la extracción del material porfídico mineralizante. La variación de edad entre cada par de muestras es normalmente menor a 2 Ma y de ~5 Ma en Buenavista del Cobre, el depósito más grande de Sonora. Los resultados indican que ambos pulsos intrusivos son muy similares en la mayoría de los sentidos, lo que sugiere una fuente calco-alcalina vinculada a un arco magmático emplazado en la corteza continental sobre la zona de subducción de América del Norte/Farallón. Los principales elementos de óxido y la mayoría de los elementos traza sugieren que las existencias relacionadas con el mineral están relativamente más diferenciadas que los plutones precursores. Los hallazgos más destacables indican que los REE se fraccionaron diferencialmente, mostrando una disminución regular de los elementos en la fase porfídica, que se combina con una inversión de la anomalía de Eu, de claramente negativa en los plutones precursores a positiva en las existencias relacionadas con el mineral. Además, hay una forma relativamente más cóncava en el segmento HREE de los patrones normalizados al condrito. Concluyen que todas las características señaladas sugieren que las condiciones del magma durante la etapa que generó los stocks porfídicos mineralizados ocurrieron en equilibrio con una asociación mineral que incluía hornblenda-clinopiroxeno-esfena, y un cambio en las condiciones de oxidación que condujo a un mayor entorno reductor. Esta conclusión parece ser también aplicable para los depósitos de pórfido de Cu de Arizona, en los que los espectros elementales tienen un comportamiento similar.

1.6.2 Antecedentes nacionales

Marchena (2019) realizó la caracterización petrográfica y litogeoquímica de cuatro pórfidos, representando cada uno de ellos a distintos arcos magmáticos en el tiempo: Jurásico, Paleoceno y Mioceno. Se identificaron las unidades ígneas regionales parentales, las cuales están vinculadas espacial y temporalmente a los pórfidos Tía María y La Tapada (Superunidad Punta Coles, en torno a 145 Ma), Los Calatos, Cuajone, Quellaveco y Toquepala (Superunidad Yarabamba, en torno a 60-55 Ma) y Chipispaya

(Superunidad Challaviento, Grupo Tacaza, en torno a 25-20 Ma) y se caracterizaron a nivel regional empleando bases de datos compiladas por diversos autores. A su vez, se tomaron muestras a cada pórfido y a las rocas ígneas asociadas, con el propósito de comparar sus características litogeoquímicas con las del respectivo magmatismo regional parental e identificar las diferencias más saltantes y desarrollar explicaciones y modelos basados en la petrografía y diagramas litogeoquímicos diseñados adicionalmente en base a criterios petrogenéticos. El autor concluye que tal como se ha propuesto para otros sistemas porfiríticos, son los indicadores mineralógicos y litogeoquímicos de magmas hidratados los que distinguen de manera notable a las muestras de pórfidos respecto a su respectivo magmatismo parental. A su vez, empleando diversos diagramas bivariantes con el objetivo de tener un mayor detalle y realizar una distinción entre los sistemas, se observa que los pórfidos Jurásicos (Tía María y La Tapada) presentan un mayor control de la hidratación y oxidación del magma respecto a los pórfidos Paleocenos y Miocenos. Los pórfidos Paleocenos presentan magmatismo oxidado y húmedo, pero en menor grado que el Jurásico, sin embargo, el mayor espesor cortical favorece a la diferenciación en reservorios de la corteza superior. El pórfido Paleoceno de Los Calatos se distingue del Clúster Cuajone-Quellaveco-Toquepala en que se encuentra a una menor distancia a la fosa (aproximadamente 15 km) y presenta menor control de la diferenciación y/o contaminación cortical, tiene mayor influencia del metasomatismo de la cuña astenosférica infrayacente. El magmatismo de la Superunidad Challaviento muestra un marcado descenso de los parámetros favorables para magmas fértiles, mientras que el Grupo Tacaza muestra un progresivo rejuvenecimiento de los parámetros favorables hasta el desarrollo del pórfido Mioceno Chipispaya, que se encuentra en el extremo final de diferenciación del Grupo Tacaza; respecto a su variación con la distancia a la fosa en el tiempo, al igual que los pórfidos Jurásicos Tía María-La Tapada y los pórfidos Paleocenos Cuajone-Quellaveco-Toquepala se encuentran al extremo final de sus unidades ígneas parentales Punta Coles y Yarabamba, respectivamente.

Contreras et al. (2015) mencionan que los diagramas TAS muestran que las rocas del Batolito de San Nicolás pertenecen a la serie calco-alkalina con alto contenido de potasio. Las riolitas Río Grande y las Andesitas Tunga pertenecen a la serie shoshonítica con alto contenido de K. Los sills microdioríticos caen en el campo de las series calco-alkalinas con un contenido medio de K. Las rocas del Batolito de la Costa están distribuidas en tres zonas que presentan posiblemente a tres eventos magmáticos. El bajo contenido de Rb para las rocas del Batolito de la Costa, indicarían que el magma, ha tenido un menor aporte cortical respecto al Batolito de San Nicolás. El diagrama spider normalizado al condrito con muestras del Batolito de la Costa señala un empobrecimiento de Eu que indica la precipitación de plagioclasas, producto de la cristalización dentro del magma inicial, antes de llegar a la cámara magmática, de acuerdo a este diagrama se distinguen tres firmas geoquímicas para los eventos BC-I, BC-II y BC-III dentro del Batolito de la Costa y cada uno de los eventos están relacionados a diferentes asociaciones metálicas. Los elementos traza normalizados al manto primitivo, muestran anomalías negativas de Nb y Ti, que sugieren retención de los elementos en la fuente durante la fusión parcial, típico en sistemas magmáticos tipo I en las zonas de subducción. En base al diagrama Ce/Y vs. SiO₂ se ha determinado la profundidad cortical en la que se han generado los magmas. El Batolito de San Nicolás se ha formado a una profundidad de ~40 km, las Andesitas Tunga formadas a ~32 km de profundidad las microdioritas formadas a ~ 35 km de profundidad y el Batolito de la Costa, formado entre los 22 a 32 km de profundidad. La distribución de yacimientos IOCG-Skarn en el área de estudio, están relacionadas a diferentes facies de granitoides y dioritas, los cuales se formaron durante la actividad de los diferentes arcos magmáticos mesozoicos Río Grande del Jurásico Medio, Andesitas Tunga del Cretácico Inferior, Grupo Casma-Copara del Cretácico Inferior y el Batolito de la Costa del Cretácico Inferior a Superior. El tipo de magma y ocurrencias metálicas son controlados fundamentalmente por la composición, la diferenciación y estado redox (contenido de hierro) de los magmas. El diagrama Eu/Eu* vs. FeO total relaciona las diferentes asociaciones metálicas. Las muestras de cuarzo monzodiorita

correspondientes al Batolito de la Costa (BC-I) caen en el campo de asociaciones Fe-Cu-Au, lo que indicaría que posiblemente estén asociadas a la mineralización de Pampa de Pongo; las muestras de cuarzo monzodiorita (BC-II) caen en el campo de ocurrencias metálicas Cu-Au, lo que indicaría que probablemente están asociadas a la mineralización de Cu de Mina Justa; y las muestras correspondientes a dioritas (BC-III) se ubican fuera del campo de asociaciones metálicas. Las muestras de riodacitas Río Grande caen en el campo del Mo, no mostrando ninguna relación con la mineralización de Fe de Marcona.

Santos et al. (2015) indican que las rocas intrusivas del área de estudio (Superunidad Punta Coles, Superunidad Torconta, Superunidad Linga y Superunidad Tiabaya) muestran una diversidad composicional que va de gabros a sienogranitos, en su conjunto pertenecen a una sola línea evolutiva, de carácter calco-alkalino. La Superunidad Torconta muestra las rocas plutónicas menos diferenciadas, presenta un contenido de FeO total alto a medio, así como clinopiroxenos y anfíboles. El diagrama spider normalizado al manto primitivo ilustra la baja concentración de Nb y se debe a que es retenido en los rutilos de la fuente, sin embargo, las muestras presentan una alta concentración de Cs y Rb, lo que sugiere que los elementos estuvieron transportados en las fases fluidas, las señales químicas son típicas de magmas generados en zonas de subducción. La Superunidad Torconta presenta una disminución de Th a diferencia de las Superunidades Linga y Tiabaya, esto sugiere que durante el Cretácico inferior hubo mayor aporte y fusión de material terrígeno en la zona de subducción. Las rocas de la Superunidad Linga presentan anomalías negativas en Eu y Sr, que se pueden interpretar como el producto del fraccionamiento de plagioclasa en la fuente y/o el magma primitivo, por otra parte, se tienen anomalías positivas para las Superunidades Torconta y Tiabaya. En el Batolito de la Costa del área de estudio, el mayor volumen magmático se emplazó durante el Cretácico superior que alberga un gran número de vetas auríferas y ocurrencias de pórfidos de Cu.

Capítulo II. Marcos teórico y conceptual

2.1 Geoquímica

Rollinson (1993) señala que para realizar una caracterización litogeoquímica deben utilizarse los elementos mayores y elementos traza, para lo cual se utiliza la información litogeoquímica en la elaboración de diagramas tales como harker, TAS, REE y spider.

2.1.1 *Geoquímica de elementos mayores*

Son los elementos que se encuentran en proporciones en peso mayores al 1 % en la corteza: Si, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P. Sus concentraciones convencionalmente son expresadas en forma de óxidos. Para clasificar las rocas y las series magmáticas utilizando los elementos mayores se utilizan dos tipos de diagramas, uno es diagrama de óxidos y el otro es diagrama de cationes, que se explican a continuación.

2.1.1.1 Clasificaciones usando diagramas de óxidos. Se utilizan 4 diagramas (Harker, TAS, K_2O vs. Sílice e ISA), indicado en la Figura 3, para la clasificación de las rocas y las series magmáticas utilizando los óxidos de los elementos mayores.

Diagramas Harker

Son gráficos que tienen en el eje x el porcentaje del SiO_2 y el porcentaje de otro óxido de un elemento mayor en el eje y, el SiO_2 es elegido para ir en el eje x debido a que muestra gran variabilidad en comparación con otros óxidos.

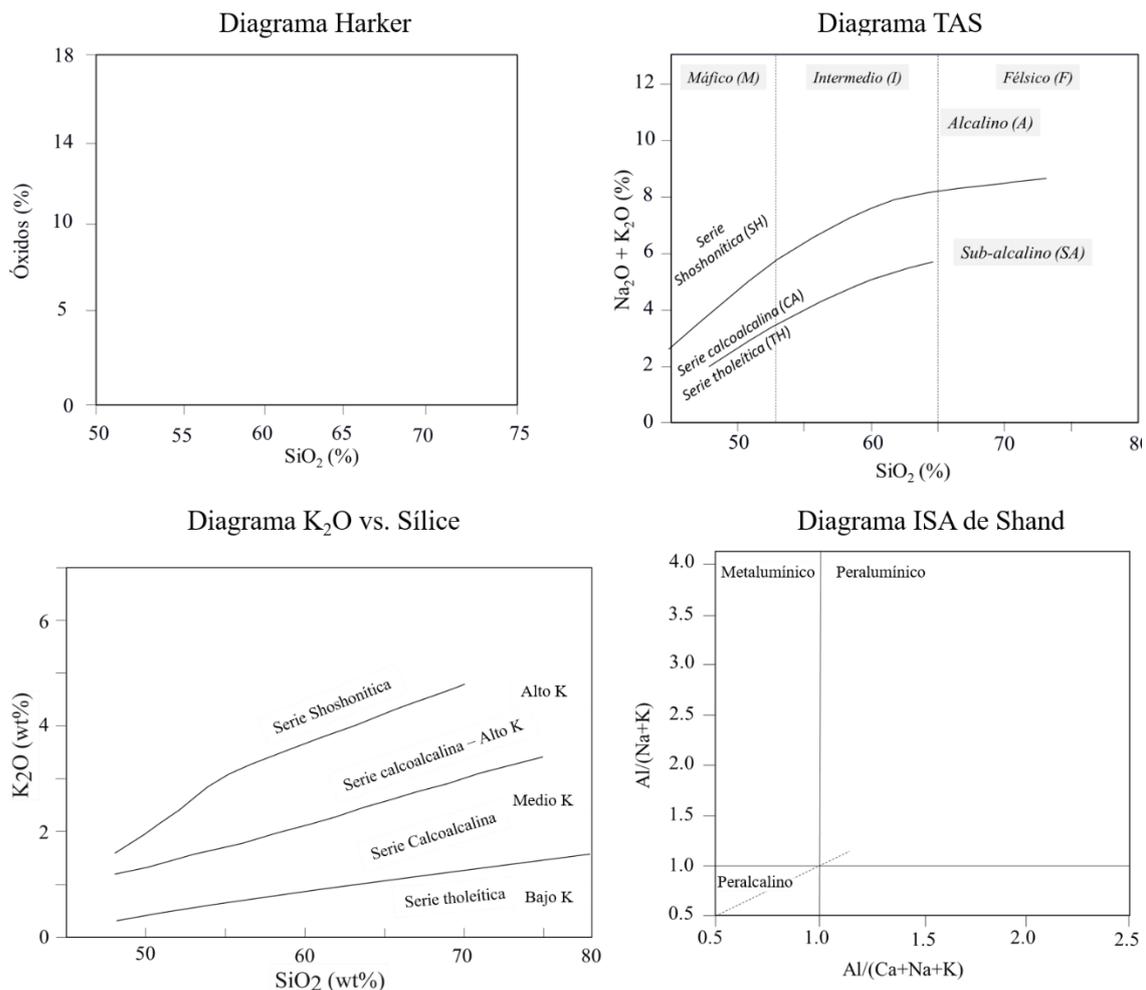
Diagramas TAS

Le Maitre (2002) menciona que el sistema de clasificación TAS permite la clasificación de las rocas ígneas, principalmente volcánicas que tienen en el eje x el porcentaje de SiO_2 y en el eje y la suma de los porcentajes de Na_2O y K_2O (Total Álcalis), esto fue propuesto por primera vez por Cox et al. (1979) y modificado por Le Maitre (2002). Los diagramas son adecuados para rocas volcánicas frescas, por otra parte, son inapropiados para rocas con alto contenido de K, alto contenido en Mg y generalmente no se emplean en rocas alteradas o metamorizadas debido a que el álcalis es removilizado.

Los diagramas TAS se utilizan para discriminar las series en alcalina y subalcalina. Distintos autores han realizado estudios y han coincidido en límites de ambas series; Rickwood (1989) realiza la compilación de todos los trabajos e identifica los límites para las series magmáticas en el diagrama TAS, que posteriormente es presentado por Le Maitre (2002).

Figura 3

Diagramas harker, TAS, K₂O vs. Sílice e ISA.



Nota: Diagramas tomados de Rollinson (1993), Le Maitre (2002) y Peccerillo y Taylor (1976).

Diagramas K₂O vs. Sílice

Peccerillo y Taylor (1976) propusieron que la serie alcalina se subdivida utilizando solo las concentraciones de K₂O y SiO₂. Le Maitre (2002) establece la nomenclatura: bajo K, medio K y alto K; mientras que Rickwood (1989) da a conocer la nomenclatura: serie toleítica (bajo K), serie calcoalcalina (medio K), serie calcoalcalina con (alto K) y serie shoshonítica (muy alto K).

Diagramas ISA de Shand

Shand (1927) menciona que después del Si, el componente más importante para clasificar a las rocas ígneas es el Al, argumenta que en los feldespatos la relación molecular de Al_2O_3 y la suma de los valores de Na_2O , K_2O y CaO es de 1 a 1, al igual que en la nefelina y leucita, debido a esto el autor dice que cualquier exceso o deficiencia de Al debe mostrarse en la abundancia/escasez de minerales máficos, que servirán como indicadores, esta consideración permite la división en 4 grupos de rocas:

Los peralumínicos poseen cantidades de $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$, con exceso de alúmina y se puede tener muscovita, biotita, corindón, turmalina, topacio, granate con Fe y Mn (almandino o espesartita).

Los metalumínicos tienen cantidades de $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O < Na_2O + K_2O + CaO$. De esta manera, ciertas cantidades de alúmina estarán en los minerales oscuros formando hornblenda, epidota o melilita, también se pueden tener asociaciones de minerales con Al y minerales sin Al tales como biotita con piroxenos y hornblenda con olivino.

Los subalumínicos se caracterizan por tener un pequeño o ningún exceso de alúmina sobre la requerida para formar feldespatos y feldespatoideos. Los silicatos oscuros característicos son olivino y ortopiroxeno que no poseen Al. Minerales como diópsido y augita, permiten que pequeñas proporciones de átomos de sílice puedan ser remplazados por Al.

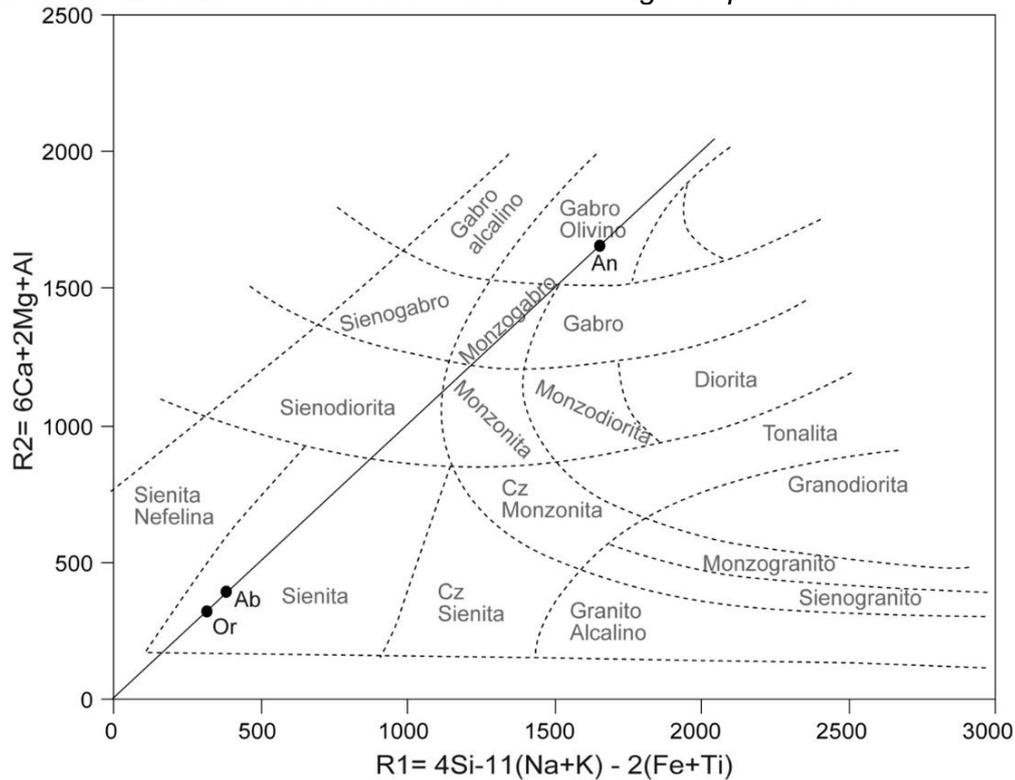
Los peralcalinos presentan cantidades de $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$. Los minerales oscuros característicos son piroxenos sódicos, anfíboles sódicos y otras especies donde el lugar del Al es tomado por Fe, Zr o Ti, el reemplazamiento mencionado favorecerá el empobrecimiento del Al.

2.1.1.2 Clasificaciones usando cationes. De La Roche et al. (1980) proponen el diagrama R1-R2 para rocas volcánicas y plutónicas basándose en sus proporciones catiónicas expresadas como milcationes. El diagrama propuesto por De la Roche et al. (1980) es más usado para rocas plutónicas. Los resultados de los análisis geoquímicos son ploteados en un gráfico X-Y usando los parámetros R1 y R2, R1 es ploteado en el eje

X y se define como $R1 = [4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$, R2 es planteado en el eje Y y se define como $R2 = [Al + 2Mg + 6Ca]$. Entre las ventajas del diagrama R1-R2 se tiene que toda la geoquímica de elementos mayores de la roca es usada y el diagrama es suficientemente general para aplicar a todos los tipos de rocas ígneas.

Figura 4

Diagrama R1-R2 utilizado en la clasificación de rocas ígneas plutónicas.



Nota: Adaptado de De La Roche et al. (1980).

2.1.2 Geoquímica de elementos traza

Son los elementos que se encuentran en la roca en porcentajes menores que 0.1 %, no siempre se sigue esta convención y algunas cantidades que excedan el 0.1 % o 1000 ppm, solo en valores mínimos, a veces son citados. Los estudios de elementos traza se volvieron una parte vital de la petrología moderna y permiten discriminar mejor los procesos petrológicos que los elementos mayores.

2.1.2.1 Clasificación de los elementos traza. Los elementos traza se clasifican de acuerdo a su posición en la tabla periódica y también de acuerdo a su comportamiento en los sistemas magmáticos. Con la primera clasificación se tienen los elementos del grupo del platino, los metales de transición y los elementos de tierras raras, tal como se muestra

en la Figura 5, cada uno de los 3 grupos se caracteriza por tener propiedades químicas similares por lo que muestran un comportamiento geoquímico similar. Los elementos sombreados en la Figura 5 también son importantes elementos traza en geoquímica.

Figura 5

Clasificación de los elementos traza de acuerdo a su posición en la tabla periódica.

1 H																	2 He	
3 Li	4 Be											5 B	6 C	7 N	8 O	9 F	10 Ne	
11 Na	12 Mg											13 Al	14 Si	15 P	16 S	17 Cl	18 Ar	
19 K	20 Ca	21 Sc	22 Ti	23 V	24 Cr	25 Mn	26 Fe	27 Co	28 Ni	29 Cu	30 Zn	31 Ga	32 Ge	33 As	34 Se	35 Br	36 Kr	
37 Rb	38 Sr	39 Y	40 Zr	41 Nb	42 Mo	43 Tc	44 Ru	45 Rh	46 Pd	47 Ag	48 Cd	49 In	50 Sn	51 Sb	52 Te	53 I	54 Xe	
55 Cs	56 Ba	57 La	72 Hf	73 Ta	74 W	75 Re	76 Os	77 Ir	78 Pt	79 Au	80 Hg	81 Tl	82 Pb	83 Bi	84 Po	85 At	86 Rn	
87 Fr	88 Ra	89 Ac																
			58 Ce	59 Pr	60 Nd	61 Pm	62 Sm	63 Eu	64 Gd	65 Tb	66 Dy	67 Ho	68 Er	69 Tm	70 Yb	71 Lu		
			90 Th	91 Pa	92 U	93 Np	94 Pu	95 Am	96 Cm	97 Bk	98 Cf	99 Es	100 Fm	101 Md	102 No	103 Lr		

Metales de transición

Metales del grupo del Platino

Elementos de tierras raras

Nota: Adaptado de Rollinson et al. (2021).

*Los elementos sombreados en gris también son importantes elementos traza.

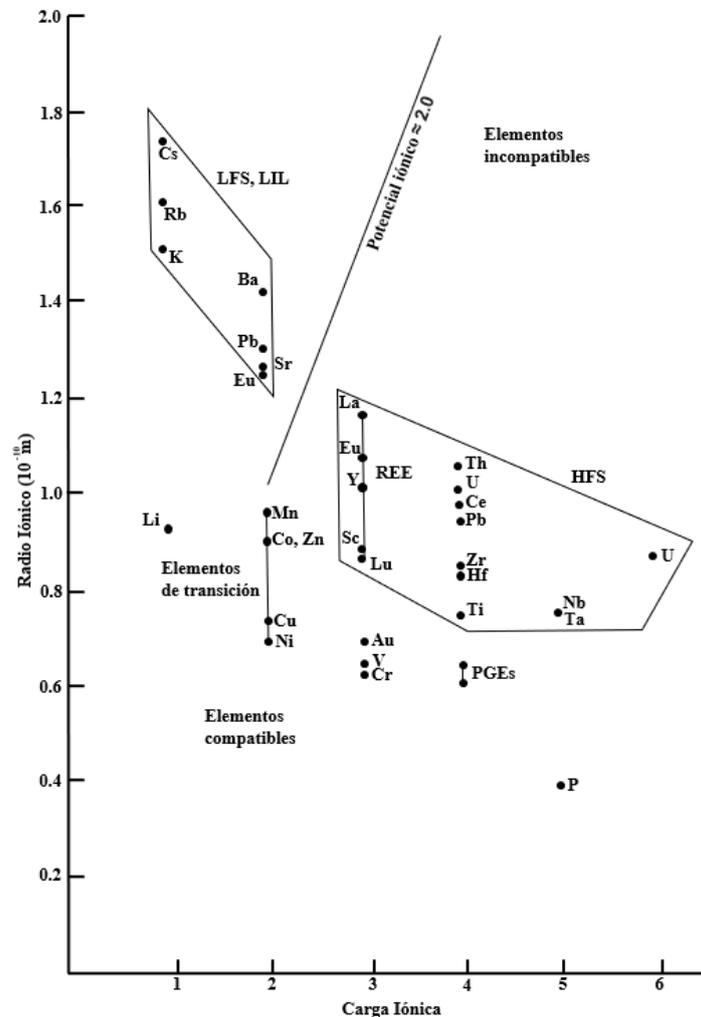
La segunda clasificación considera a los elementos traza en compatibles e incompatibles, los elementos traza compatibles son los que ingresan al mineral y los elementos traza incompatibles tienden a permanecer en la fase fundida. En algunos casos es útil dividir los elementos incompatibles de acuerdo a su relación carga/radio, de esta manera se dividen en los Elementos de Gran Fuerza de Campo (High Field Strength-HFS) los cuales tienen un potencial iónico > 2 y los Elementos de Baja Fuerza de Campo (Low Field Strength-LFS) los que tienen un potencial iónico < 2 , los elementos LFS también son conocidos como Elementos Litófilos de Grandes Iones (Large Ion Lithophile Elements-LILE), la clasificación HFS y LFS se observa en la Figura 6.

2.1.2.2 Potencial iónico. Es la relación carga/radio de los elementos traza, también llamada "Fuerza de campo" y "Carga electrostática". El potencial iónico permite entender el comportamiento geoquímico de los elementos traza. De acuerdo a la Figura 6 se puede predecir la compatibilidad o incompatibilidad de un elemento con el potencial

iónico, de esta manera los elementos con pequeño radio iónico y pequeña carga tienden a ser compatibles esto incluye algunos elementos mayores y los metales de transición, también se observa en la Figura 6 que los elementos con la misma carga iónica y radio iónico pueden mostrar un comportamiento geoquímico similar. Elementos como el Hf y Zr o el Nb y Ta, tienen similar radio y carga iónica en consecuencia ellos muestran un comportamiento geoquímico similar, de igual manera el Sr, Eu y Pb tienen cargas y radios similares por lo que su comportamiento geoquímico también será similar.

Figura 6

Carga iónica vs. radio iónico



Nota: Adaptado de Okrusch et al. (2020).

2.1.2.3 Comportamiento de los elementos traza en magmas. Para entender a los elementos traza es necesario recordar que los elementos mayores permiten

caracterizar la tendencia de la geoquímica regional con la identificación de las series magmáticas de las unidades que se estudian mediante los diagramas TAS, K₂O vs. Sílice e ISA. Las series identificadas se pueden relacionar con uno o más escenarios tectónicos (Wilson, 1989). El uso de los elementos traza permite entender los principales procesos magmáticos asociados a la génesis de las rocas: cristalización fraccionada, fusión parcial, entre los principales. De igual manera, los elementos traza son útiles para entender las variables asociadas a la evolución de un yacimiento tipo pórfido: corteza hidratada, contenido de volátiles, rejuvenecimiento termal, estado redox y espesor cortical.

2.1.2.4 Coeficiente de partición (K_d). El coeficiente de partición (K_d) describe el equilibrio de distribución de un elemento traza entre un mineral y el fundido. El coeficiente de distribución de Nernst incluye la constante de la ley de Henry para elementos traza en el mineral y el fundido, así mismo, depende de la temperatura, presión y composición del fundido. La Ecuación 1 indica como se calcula el K_d.

$$Kd(E) = \frac{C_s}{C_f} \quad (1)$$

K_d: Coeficiente de partición

E: Elemento traza

C_s: Concentración del elemento E en la fase solida

C_f: Concentración del elemento E en el fundido

Respecto al valor del K_d, un valor de 1 indica que el elemento está igualmente distribuido en el mineral y en el fundido, un valor mayor a 1 indica que el elemento traza tiene preferencia por la fase mineral y se consideraría un elemento compatible, los valores menores a 1 indican que el elemento traza tienen preferencia por el fundido y en consecuencia se tendría un elemento incompatible.

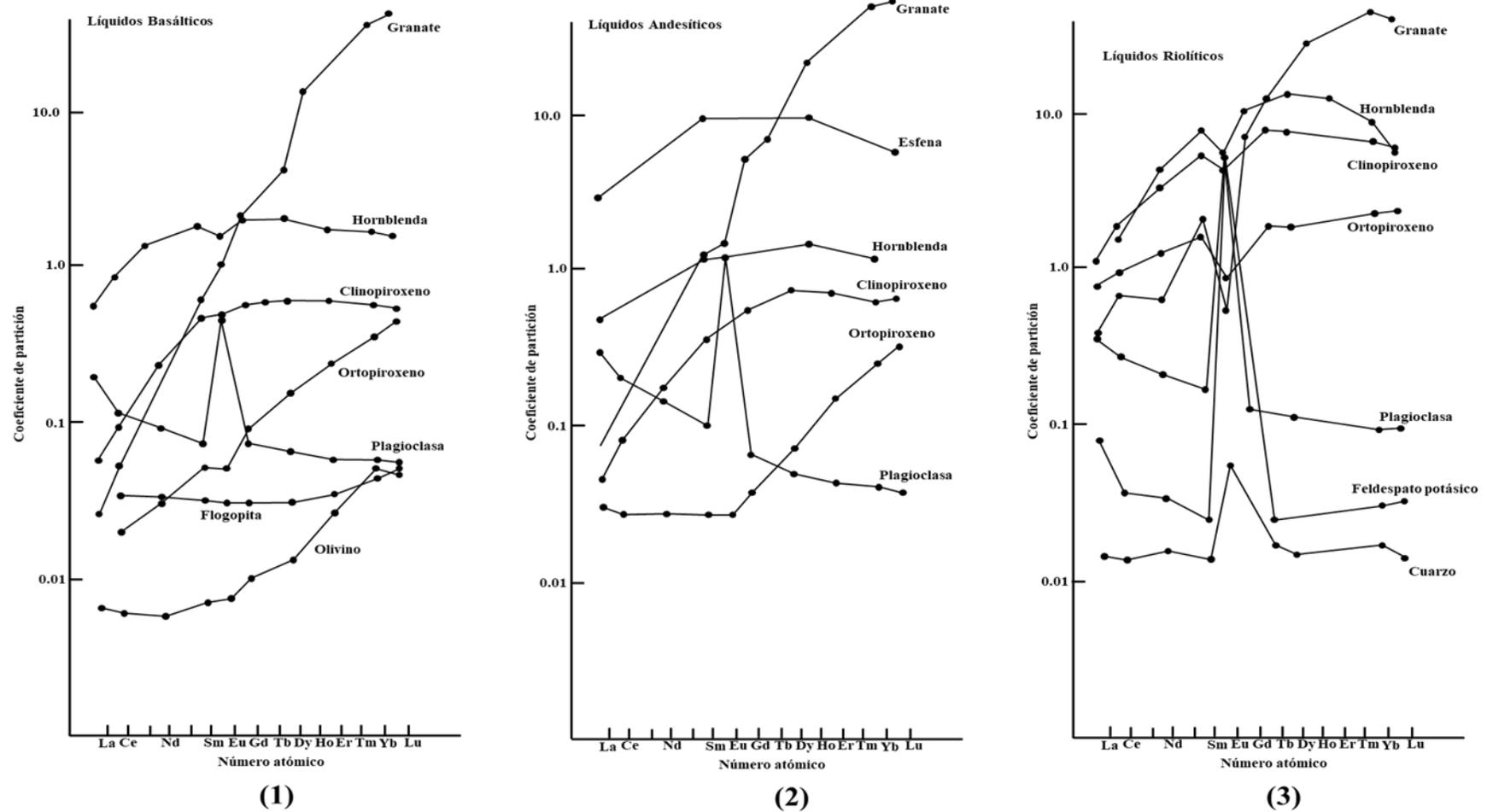
Es importante conocer las tendencias y posibles valores del coeficiente de partición de los principales minerales formadores de roca y minerales accesorios de interés, para lo cual se muestra la Figura 7, en la que se exponen las gráficas “coeficiente de partición vs.

número atómico”, las que señalan la variabilidad del coeficiente de partición en los magmas basáltico, andesítico y riolítico

2.1.2.5 Movilidad de los elementos traza. La movilidad de los elementos traza se da debido a procesos de alteración hidrotermal, metamorfismo, entre los principales. Para analizar la petrogénesis de un grupo de rocas mediante datos de geoquímica es importante antes conocer si dichas rocas fueron afectadas por procesos de alteración hidrotermal o de metamorfismo. Generalizando, se puede decir que el grupo de los Elementos de Baja Fuerza de Campo (Low Field Strength-LFS) entre los que se tiene al Cs, Sr, K, Rb, Ba, Mn, Zn y Cu son móviles, por otro lado, el grupo de los Elementos de Alta Fuerza de Campo (High Fiel Strength-HFS) tales como REE, Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, P, Co, Ni y V son inmóviles, sin embargo, esto podría variar fácilmente debido a factores como presión, temperatura, fugacidad de oxígeno (fO_2), composición magmática, entre otros. Humphries (1984) muestra que no hay una simple relación entre el grado de movilidad de los REE, el tipo de roca o el grado de metamorfismo y enfatiza en el control mineralógico y el del fluido. Pearce (1983) sugiere que los elementos como Sr, K, Rb, Ba, Th, Ce, P y Sm son móviles en la deshidratación de la placa oceánica subductante, un proceso adecuado para la generación de magma calco–alcalino.

Figura 7

Número atómico vs. coeficiente de partición para REE en minerales comunes para magmas basálticos (1), andesíticos (2) y riolíticos (3).



Nota: Gráficas tomadas de Rollinson (1993).

2.1.2.6 Tierras raras. Son un grupo de elementos traza muy utilizados en la petrología de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Los elementos de tierras raras son metales con número atómico (Z) que va del 57 al 71, que abarcan en general a los lantánidos, algunos autores también consideran al Sc y al Y debido a que poseen radios iónicos y cargas iónicas similares a los elementos de tierras raras. Las tierras raras (REE) se dividen en Tierras raras ligeras (LREE), Tierras raras medias (MREE) y Tierras raras pesadas (HREE) como se muestra en la Tabla 1. Los REE tienen propiedades similares, poseen iones +3 y radios iónicos similares. A pesar de dicha similitud poseen pequeñas diferencias, como se observa en la Tabla 1 a medida que se incrementa el número atómico (Z) hay una ligera disminución del radio iónico, por otra parte, el Ce y Eu también pueden poseer cargas iónicas +4 y +2 respectivamente, dichas pequeñas diferencias serán aprovechadas para entender la génesis y los procesos petrológicos que involucran a la roca, que se desarrolla en el apartado Interpretación de los diagramas REE.

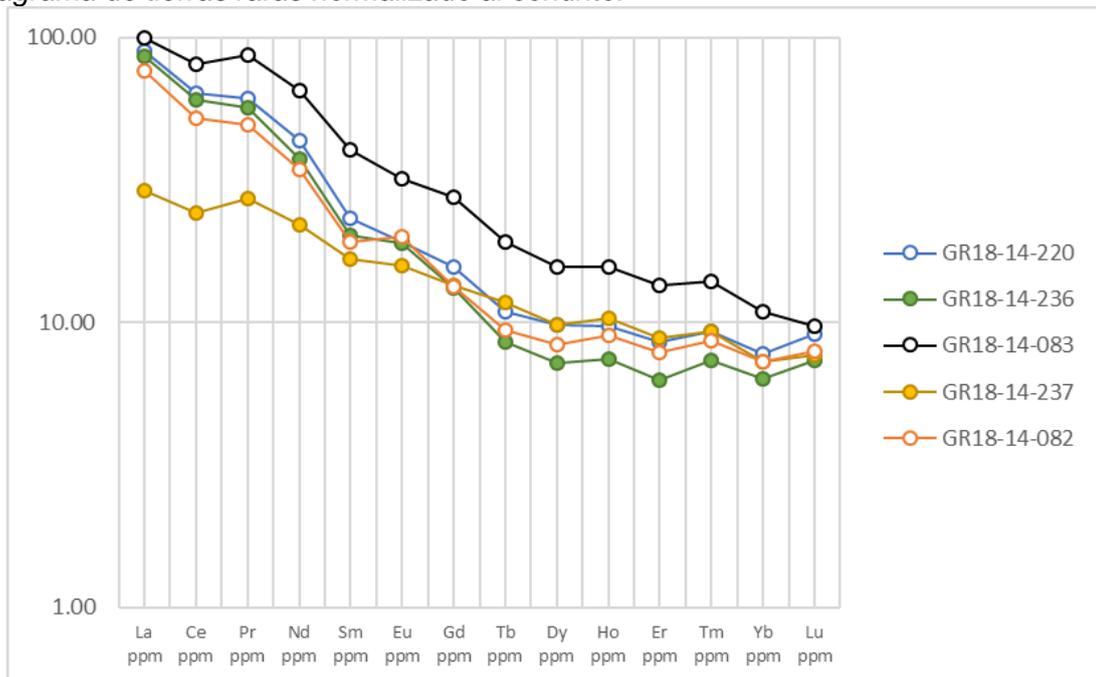
Diagramas de tierras raras

Son diagramas de concentración vs. número atómico (Z), por ejemplo, en la Figura 8 se muestra el diagrama REE, en el eje x se presentan las tierras raras en orden ascendente según el número atómico (Z) y en el eje y las concentraciones normalizadas al condrito y expresadas en una escala logarítmica de base 10. El diagrama fue propuesto por Masuda (1962) y Coryell et al. (1963). Las concentraciones de los REE son muy variables debido a las distintas estabildades de núcleo atómico que posee cada elemento.

Los REE que poseen números atómicos (Z) pares, poseen más abundancia y estabilidad que los que poseen números atómicos impares, es importante tener en cuenta esta abundancia ya que está presente en todas las muestras extraídas de la naturaleza, como se observa en la Figura 9.

Figura 8

Diagrama de tierras raras normalizado al condrito.



Nota: Las muestras GR18-14-220 (granodiorita), GR18-14-236 (granodiorita), GR18-14-083 (tonalita), GR18-14-237 (diorita) y GR18-14-082 (tonalita) pertenecen a la Super Unidad Tiabaya ubicadas en los alrededores del distrito de Sancos (Lucanas), Ayacucho. La información fue obtenida de la base de datos del GEOCATMIN. La muestra está normalizada respecto a Nakamura (1974) con adición de Haskin et al. (1968). Los valores de normalización se muestran en la Tabla 2.

Normalización a un patrón

La normalización a un patrón es la relación entre la concentración de los elementos en la muestra y una cantidad estándar, esta cantidad estándar o patrón indiferenciado puede ser obtenido del condrito o el manto primitivo, se elige la normalización al condrito ya que dichos valores son directamente medidos, mientras que los valores del manto primitivo están basados en modelos y esto generará cierta subjetividad en el análisis de la data. En la normalización se utiliza el condrito promedio y los valores se han obtenido de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin et al. (1968), según la recomendación de Rollinson (1993).

La normalización respecto al condrito tiene dos funciones importantes: elimina la variación de abundancia entre los elementos con números atómicos (Z) pares e impares como se muestra en la Figura 9 y permite identificar cualquier anomalía de los REE respecto a los meteoritos condrícticos. Así mismo, los valores normalizados se denotan con

la N. Por otra parte, en la Tabla 2 se muestran los valores del condrito en ppm para la normalización tomados de Rollinson (1993).

Tabla 1

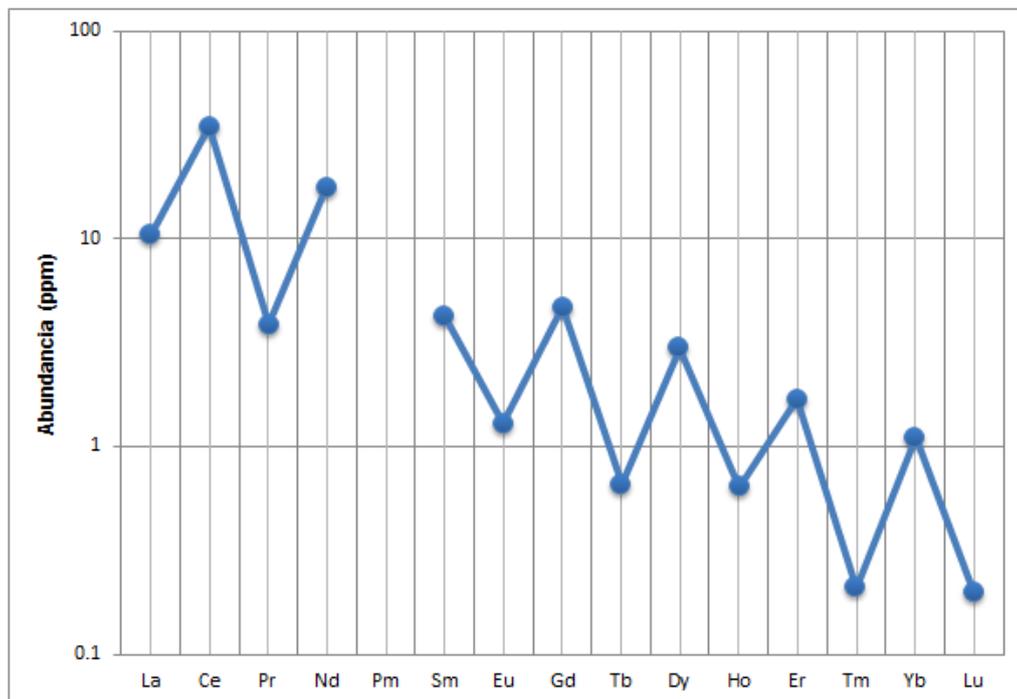
Elementos de tierras raras.

Número atómico (Z)	Nombre	Símbolo	Ion	Radio iónico	REE
57	Lantano	La	+3	1.160	Ligeros
58	Cerio	Ce	+3	1.143	
			+4	0.970	
59	Praseodimio	Pr	+3	1.126	
60	Neodimio	Nd	+3	1.109	Medios
61	Prometio	Pm	No ocurre en la naturaleza		
62	Samario	Sm	+3	1.079	
			+2	1.066	
64	Gadolinio	Gd	+3	1.053	
65	Terbio	Tb	+3	1.040	Pesados
66	Disprosio	Dy	+3	1.027	
67	Holmio	Ho	+3	1.015	
68	Erbio	Er	+3	1.004	
69	Tulio	Tm	+3	0.994	Pesados
70	Iterbio	Yb	+3	0.985	
71	Lutecio	Lu	+3	0.977	
39	Itrio	Y	+3	1.019	

Nota: Modificado de Rollinson (1993) y Shannon (1976) en Angstroms (10-10 m).

Figura 9

Concentraciones de los REE vs. número atómico en orden creciente.



Nota: Las concentraciones de REE pertenecen a una roca de composición basáltica identificada como Kilauea Iki-22 en Coryell et al. (1963).

Tabla 2*Valores de normalización al condrito y manto primitivo para diagramas de tierras raras.*

	Wakita	Haskin	Masuda	Nakamura	T y M	Valores del manto primitivo
La	0.340	0.330	0.3780	0.3290	0.3670	0.7080
Ce	0.910	0.880	0.9760	0.8650	0.9570	1.8330
Pr	0.121	0.112			0.1370	0.2780
Nd	0.640	0.600	0.7160	0.6300	0.7110	1.3660
Sm	0.195	0.181	0.2300	0.2030	0.2310	0.4440
Eu	0.073	0.069	0.0866	0.0770	0.0870	0.1680
Gd	0.260	0.249	0.3110	0.2760	0.3060	0.5950
Tb	0.047	0.047			0.0580	0.1080
Dy	0.300		0.3900	0.3430	0.3810	0.7370
Ho	0.078	0.070			0.0851	0.1630
Er	0.200	0.200	0.2550	0.2250	0.2490	0.4790
Tm	0.032	0.030			0.0356	0.0740
Yb	0.220	0.200	0.2490	0.2200	0.2480	0.4800
Lu	0.034	0.034	0.0387	0.0339	0.0381	0.0737
Y					2.1000	

Nota: Tomado de Rollinson (1993). Elaborado en base a Wakita et al. (1971), Haskin et al. (1968), Masuda et al. (1973), Nakamura (1974), Evensen et al. (1978), Boynton (1984), Taylor y McLennan (1985) y McDonough et al. (1991).

Interpretación de los diagramas REE

La geometría de los patrones de los elementos de tierras raras (REE) en las rocas ígneas es controlada por la composición química del magma y el equilibrio cristal–fundido que toma lugar durante la evolución del magma. Se tiene en cuenta la forma de los patrones de los elementos de tierras raras (REE) y la abundancia/escasez de ciertos elementos, para conocer la tendencia del fraccionamiento de minerales específicos. Minerales como los piroxenos, anfíboles y granates poseen una firma geoquímica identificable por su geometría. Hsu et al. (2016), Li et al. (2017), entre los principales, realizaron estudios experimentales de compatibilidad/incompatibilidad de los elementos de tierras raras (REE) en distintos minerales para ambientes de distinta composición (félsica, intermedia y básica), se muestra el K_d de los REE en la Figura 7, facilitándose la asociación de los elementos de tierras raras (REE) y la mineralogía para la interpretación de eventos petrogenéticos.

La pendiente de los patrones litogeoquímicos en los diagramas REE puede indicar un espesor cortical aproximado, el cual puede ser estimado de acuerdo a la abundancia de los piroxenos, anfíboles o granates. Rabbia et al. (2017) indican que en un contexto tectónico de engrosamiento cortical se deben promover las condiciones de alta presión en la corteza inferior o zona caliente y en consecuencia un incremento del tiempo de residencia del fundido en la corteza, favoreciendo la diferenciación y el enriquecimiento en H₂O, donde el fraccionamiento de anfíbol juega un rol importante.

A continuación, se muestran los efectos de los principales minerales accesorio y minerales formadores de roca en los diagramas REE.

Feldespatos (Ortosa/Plagioclasa): Henderson (1984), Trail et al. (2012) mencionan que el Eu⁺² es altamente compatible en los feldespatos respecto a los otros REE con carga iónica +3, por lo que se tendrá una anomalía negativa de Eu en el fundido residual cuando haya fraccionamiento de feldespatos en la corteza.

Hornblenda: Hanson (1978) señala que los MREE y un poco en los HREE son compatibles con la hornblenda, y es incompatible con el Eu, generando una anomalía positiva en el fundido.

Ortopiroxeno: Hay un ligero empobrecimiento de los HREE y LREE en el fundido residual como se muestra en la Figura 7, observar que los K_d son menores a 1 y por lo tanto no se espera un ingreso de REE importante.

Clinopiroxeno: De acuerdo a Hanson (1978), los clinopiroxenos generarán un empobrecimiento de los MREE y un poco de los HREE y también contribuirá a una anomalía positiva de Eu en el fundido residual.

Esfena: Green y Pearson (1986) señalan que los MREE son compatibles (K_d mayor a 1) en la esfena mientras que el Eu⁺² es incompatible.

Apatito: Hanson (1978) indica que los MREE son compatibles en el apatito a excepción del Eu. Así mismo, Hughes y Rakovan (2015) mencionan la importancia del apatito en diferentes contextos debido a que puede incorporar muchos elementos en su estructura desde ppm hasta decenas de porcentaje en peso.

Ilmenita: Zack y Brumm (1998) señalan que los REE son compatibles en la ilmenita y los K_d (generalmente son menores a 1) aumentarán ligeramente desde los LREE hacia los HREE. También muestra que el Eu es marcadamente incompatible en la ilmenita.

Magnetita: De acuerdo a Rhodes y Oreskes (1999) y Frietsch y Perdahl (1995) reportan que los LREE son compatibles en la magnetita, mientras que el Eu es incompatible.

Granate: Hanson (1978) menciona que los LREE son incompatibles (K_d menores a 1), mientras que los HREE son compatibles (K_d mayores a 1). Cuando hay granate se facilitará ligeramente una anomalía positiva de Eu.

Zircón: Hanson (1978) indica que los HREE son compatibles en el zircón, de esta manera, la presencia de zircons en una cantidad considerable llevará a un empobrecimiento de los HREE en el fundido residual. De acuerdo a Trail et al. (2012), generalmente habrá un enriquecimiento en Ce respecto al La y al Pr en el zircón, también se tendrá valores bajos de Eu respecto a Sm y Gd en el zircón, además mencionó que en condiciones oxidantes el zircón tendrá un alto ingreso o reemplazamiento del Ce y en condiciones de reducción este tendrá un bajo reemplazamiento de Eu.

Monacita y Allanita: Se conoce que los LREE si pueden ser compatibles en algunos minerales en magmas félsicos y esto se da por la diferenciación magmática, minerales accesorios como la monacita y allanita pueden recibir a los LREE en su estructura (Miller y Mittlefehldt, 1982).

Anomalía de Ce y Eu

Burnham y Berry (2012), Loader et al. (2017) señalan que el Ce^{+4} es más compatible que el Ce^{+3} en el zircón, de igual manera, enfatizan que los contenidos de Ce en el zircón pueden indicar las condiciones oxidantes del medio. El Eu^{+3} es compatible en el zircón y el Eu^{+2} es muy incompatible, la mayor cantidad de Eu^{+3} sobre Eu^{+2} puede indicar condiciones oxidantes, de esta manera, las anomalías de Ce y Eu podrían registrar con un nivel aceptable de certeza el estado redox de un magma.

Trail et al. (2012) señalan que a una constante fO_2 (fO_2 es la variable fugacidad de oxígeno que implica la variación de la cantidad del oxígeno en un sistema) aumentará el reemplazamiento de Ce mientras la temperatura disminuye, teniendo mayores K_d para Ce^{+4} sobre Ce^{+3} . Por otro lado, la presencia de los feldespatos también ocasionará un empobrecimiento de Eu en el fundido residual debido a que los feldespatos si aceptan al Eu^{+2} en su red cristalina a diferencia del zircón.

Neal y Taylor (1989) mencionan que una anomalía negativa de Ce en el fundido residual también puede ser producto de la subducción de una corteza con material pelágico y su posterior reciclamiento en el manto superior.

Sillitoe (2010) menciona que los pórfidos de Cu se inician por la inyección de magmas oxidados saturados con S^2- y ricos en metales. También pone énfasis en que el magma parental asociado a los pórfidos de Cu necesita ser oxidado para maximizar el contenido de metales en la fase acuosa resultante, ya que un alto estado de oxidación suprime la precipitación de sulfuros y evita el secuestro de metales antes de que se enriquezcan en la fase acuosa.

Todos los REE poseen carga iónica +3, a excepción del Ce que también puede poseer carga iónica +4 y el Eu que también puede poseer carga iónica +2, la carga iónica de los dos elementos se ve influenciada por el estado redox del fundido magmático, teniendo los iones Ce^{+4} y Eu^{+3} en un fundido magmático oxidado.

De acuerdo a lo mencionado en Loader et al. (2017) y Sillitoe (2010), la ocurrencia de un pórfido de Cu está asociado a un fundido magmático oxidado que debe tener anomalías nulas o positivas de Ce y Eu en el zircón, de esta manera, los valores de Ce/Ce^* y Eu/Eu^* pueden ser utilizados en la exploración de depósitos minerales de pórfidos de Cu. Se explica más a detalle la evaluación del estado redox en el apartado Parámetros Ce/Ce^* y Eu/Eu^* de la sección 2.1.2.8.

Teniendo en cuenta que la evaluación geoquímica del presente trabajo involucra data de resultados obtenidos de análisis geoquímicos de roca total se utiliza la Ecuación 2 para cuantificar la anomalía de Ce (Zhong et al., 2019).

$$\frac{Ce}{Ce^*} = \frac{Ce_N}{\sqrt{La_N \times Pr_N}} \quad (2)$$

Ce/Ce*: Anomalía de Cerio

Ce_N: Cerio normalizado

La_N: Lantano normalizado

Pr_N: Praseodimio normalizado

La anomalía de Eu está fuertemente controlada por la presencia de feldespatos, Panahi et al. (2000) mencionan que el Eu⁺² es compatible en plagioclasas y puede reemplazar al Ca⁺², por lo que contribuirá a una anomalía negativa de Eu en el fundido residual, por otra parte, el Eu⁺³ es incompatible en los feldespatos y contribuirá a una anomalía positiva de Eu.

Como se mencionó en la página 27, párrafo 4, la anomalía de Eu también puede ser controlada por la presencia del zircón, ya que este mineral a diferencia de las plagioclasas tiene afinidad por el Eu⁺³ y repele al Eu⁺² debido a sus características de radio y carga iónica. Es importante recordar que la influencia de los feldespatos es mucho más considerable que la del zircón en los patrones normalizados debido a su abundancia en la corteza. También es importante mencionar que en menor grado la hornblenda, apatito, esfena, clinopiroxeno, ortopiroxeno y granate pueden contribuir a una anomalía positiva de Eu, mientras que la magnetita contribuirá a una anomalía negativa de Eu en el fundido residual. Se considera que la fugacidad de oxígeno (fO₂) es una variable importante en un sistema magmático y está relacionado a la carga iónica del Eu en el fundido magmático. Cuando se tiene altas fO₂ se tiene predominancia de Eu⁺³ en el fundido, mientras que cuando se tiene bajas fO₂ se tendrá predominancia de Eu⁺². Finalmente, los minerales más influyentes en la anomalía de Eu son los feldespatos y el zircón, la influencia de los feldespatos dependen de su abundancia en la fuente, mientras que la influencia del zircón depende también de su abundancia en la fuente y en las zonas más superficiales de la corteza. Se explica más a detalle la evaluación del estado redox del fundido magmático en el apartado Parámetros Ce/Ce* y Eu/Eu* de la sección 2.1.2.8.

La anomalía de Eu puede observarse en los patrones normalizados de los REE, pero también puede ser cuantificada por Eu/Eu^* , los valores mayores a 1 serán las anomalías positivas y los valores menores a 1 las anomalías negativas. Taylor y McLennan (1985) recomiendan usar la media geométrica de Sm y Gd para calcular Eu^* , por consiguiente, sugieren calcular la anomalía de Eu con la Ecuación 3.

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_N}{\sqrt{Sm_N \times Gd_N}} \quad (3)$$

Eu/Eu^* : Anomalía de Europio

Eu_N : Europio normalizado

Sm_N : Samario normalizado

Gd_N : Gadolinio normalizado

2.1.2.7 Diagramas spider. Son también llamados diagramas multielementales normalizados o diagramas de elementos incompatibles. Los diagramas spider son una extensión de los diagramas REE normalizados en los que se agrega otros elementos traza.

Existen tres maneras muy conocidas para normalizar los elementos traza y presentarlos como diagramas spider, la primera es respecto a la composición estimada del manto primitivo, la segunda respecto a los condritos meteóricos y la tercera respecto al MORB primitivo. Las dos primeras formas de normalización son dos puntos de vista de la tierra primitiva indiferenciada. También es importante mencionar que la compatibilidad de los elementos en el diagrama aumentará de izquierda a derecha.

Los valores de normalización en ppm para el condrito se presentan en la Tabla 3. En el presente trabajo se recomienda normalizar al condrito con los valores propuestos por Thompson (1982) debido a que los valores del condrito son medidos directamente y por otra parte los valores del manto primitivo son medidos basándose en modelos.

Los valores propuestos por Thompson (1982) recopilan los trabajos de Nakamura (1974), De Laeter y Hosie (1978), Mason (1979), Shima (1979) y los valores de Rb, K y P son de Sun (1980) para un manto indiferenciado.

Interpretación de los diagramas spider

A continuación, se muestran los efectos de los principales minerales accesorio y minerales formadores de roca en los diagramas spider.

Feldespatos Potásicos: Los feldespatos tienen influencia en la abundancia y empobrecimiento de los elementos traza en el fundido residual, sin embargo, el feldespato potásico y la plagioclasa tienen efectos diferentes.

Nockolds y Allen (1953) mencionan que mediante el conocimiento de la cantidad de Ba es posible conocer la naturaleza ácida o básica de una serie magmática, evidentemente esto concierne en gran medida a la ocurrencia de feldespatos.

Hanson (1978) indica que el Eu, Ba y Sr poseen altos K_d en el feldespato potásico, así mismo, considera que el feldespato potásico puede ser distinguido de las plagioclasas con la relación Rb/Sr debido a que la ocurrencia de plagioclasa incrementa este parámetro en el fundido residual y el feldespato potásico no. El feldespato potásico generará altos valores de Sr/Ba y bajos valores de K/Rb en el fundido residual. También señala que el K, Ba y Rb pueden ser retenidos por la biotita, la relación Rb/Sr decrece en el fundido residual por la influencia de biotita, la relación Sr/Ba se incrementa en el fundido residual por la presencia de biotita y los parámetros K/Rb y K/Ba también se ven afectados por la presencia de biotita.

Green (1980) propone que durante la formación del feldespato potásico se puede dar la sustitución del K por un átomo de Ba o Rb, de esta manera las cantidades de Ba o Rb y las relaciones K/Ba o K/Rb pueden indicar la ocurrencia/no ocurrencia de feldespato potásico en la corteza, también indicó que es posible la sustitución del K por un átomo de Sr.

Tabla 3*Valores de normalización al condrito para diagramas spider.*

Thompson y Sun		Wood		Sun	Sun y McDonough	
				Cs	0.012	0.188
Ba	6.900	Rb	1.880	Pb	0.120	2.470
Rb	0.350	K	850	Rb	0.350	2.320
Th	0.042	Th	0.040	Ba	3.800	2.410
K	120	Ta	0.022	Th	0.050	0.029
Nb	0.350	Nb	0.560	U	0.013	0.008
Ta	0.020	Ba	3.600	Ta	0.020	0.014
La	0.329	La	0.328	Nb	0.350	0.246
Ce	0.865	Ce	0.865	K	120	545
Sr	11.800	Sr	10.500	La	0.315	0.237
Nd	0.630	Hf	0.190	Ce	0.813	0.612
P	46.000	Zr	9.000	Sr	11.000	7.260
Sm	0.203	P	500	Nd	0.597	0.467
Zr	6.840	Ti	610	P	46.000	1220
Hf	0.200	Sm	0.203	Sm	0.192	0.153
Ti	620	Y	2.000	Zr	5.600	3.870
Tb	0.052	Lu	0.034	Ti	620	445
Y	2.000	Sc	5.210	Y	2.000	1.570
Tm	0.034	V	49.000			
Yb	0.220	Mn	1720			
		Fe	265000			
		Cr	2300			
		Co	470			
		Ni	9500			

Nota: Tomado de Rollinson (1993). Elaborado en base a Wood et al. (1979), Wood et al. (1981), Sun (1980), Jagoutz et al. (1979), McDonough et al. (1991), Taylor y McLennan (1985), Thompson (1982), Wood et al. (1979), Sun y McDonough (1989), Pearce (1983) y Bevins et al. (1984).

Plagioclasa: El Bouseily y El Soky (1975) mencionan que es necesario conocer la relación de abundancia feldespató potásico/plagioclasa de la roca en el fundido inicial para entender el impacto del feldespató potásico y la plagioclasa en la abundancia de los elementos traza.

De acuerdo a Drake y Weill (1975), la cristalización de plagioclasas en la corteza genera la disminución de Eu y Sr en el fundido residual, pero el Sr también puede ingresar

en los feldespatos potásicos, siendo necesario aclarar que el reemplazamiento se da principalmente en las plagioclasas, de igual manera, menciona que el ingreso de Sr y Ba en las plagioclasas depende de la temperatura, afirmando que el Sr es compatible con las plagioclasas en todas las temperaturas mientras que el Ba deja de ser compatible a temperaturas superiores a 1060 °C.

Hanson (1978) ratifica que la presencia de plagioclasas originará un fundido residual empobrecido en Sr y Eu, también menciona la dependencia del K_d del Eu con la fugacidad del oxígeno (fO_2). Green (1980) indica que el Sr puede sustituir al Ca en las plagioclasas debido a sus altos valores de K_d y que la cantidad de Sr o la relación Ca/Sr es un indicador útil para comprobar la presencia de plagioclasas en la corteza superior, también menciona que el Sr se comporta más como un elemento incompatible en las condiciones del manto.

Hornblenda: De acuerdo a Hanson (1978), el principal efecto de la hornblenda en los REE es el empobrecimiento de los MREE y HREE en el fundido residual, también contribuye ligeramente a una anomalía positiva de Eu en el fundido residual y finalmente menciona que los K_d de la hornblenda son significativamente más grandes que los de los clinopiroxenos. La hornblenda también podría albergar al Y en su red cristalina (Lambert et al., 1974; Green, 1980).

Esfena: Green (1980) menciona que la esfena al igual que el rutilo puede permitir la sustitución de Hf y Zr por el Ti, de igual manera, el autor menciona que la esfena puede permitir la sustitución de los LREE y el Y, así mismo, enfatiza diciendo que la esfena no es considerada estable bajo las condiciones del manto, sin embargo, puede ser estable en presencia de agua y en condiciones de alta presión, características de manto o de corteza oceánica subductante.

Green y Pearson (1987) mencionan que el Nb y Ta tienen gran afinidad por la esfena y el rutilo, mientras que también tienen afinidad, pero en menor intensidad por la ilmenita y la magnetita-Ti, de igual manera, señalan que el K_d del Ta respecto al K_d del Nb es generalmente mayor en todos los minerales accesorios de Ti. El K_d de la esfena se

incrementa con el incremento del SiO₂ en el fundido coexistente y a su vez la temperatura disminuye, la presión no tiene influencia directa y se tienen altos valores de fO₂. También concluyeron que el fraccionamiento de los minerales de Ti que deriven de cualquier magma evolucionado generará un incremento de Nb/Ta en el fundido residual sobre todo cuando hay presencia de esfena.

El Ti es muy incompatible durante la fusión del manto y la cristalización fraccionada en magmas básicos, mientras que si sería compatible en magmas intermedios a ácidos y será conservativo durante la subducción, características que se reflejan en la totalidad de minerales de Ti existentes en los procesos mencionados (Pearce, 1996).

Apatito: Green (1980) menciona que la presencia de apatito puede indicar mayor abundancia de Y, debido a que el apatito puede albergar dicho elemento. Streck y Dilles (1998) mencionan que durante su estudio observaron que el apatito posee moléculas de sulfato en su estructura cristalina y mediante un análisis detallado muestran que el apatito esta sistemáticamente zonado en sulfato y por lo tanto provee un registro temporal de la evolución histórica del sulfuro de los magmas oxidados.

Piccoli y Candela (2002) indican que la cantidad de Mn en el apatito se incrementa significativamente de rocas máficas a félsicas y aparentemente se ve afectada por la fO₂ que disminuye mientras que la cantidad de Mn aumenta, asimismo, llega a la conclusión que el apatito cristaliza temprano en los magmas félsicos y tarde en los magmas máficos, también destaca la importancia del apatito para entender la presencia de volátiles como Cl y F en el manto. También menciona que se puede generalizar diciendo que los pórfidos relacionados a Mo tienden a tener apatitos con ratios Mn/Na ≥ 1 y los pórfidos relacionados a Cu tienen apatitos con ratios Mn/Na ≤ 1 .

Hughes y Rakovan (2015) resaltan la importancia del apatito y mencionan que más de la mitad de los elementos de la tabla periódica pueden incorporarse a este mineral.

Ilmenita: De acuerdo a Green (1980), el Ti y V poseen un comportamiento similar y el V puede sustituir al Ti en la red cristalina de la ilmenita. La ilmenita también es

mencionada por Zack y Brumm (1998) quienes destacan que el Nb y Ta tienden a ser compatibles al igual que el Zr y Hf.

Magnetita: El Zr, Nb y Ti son incompatibles en la magnetita (Dare et al., 2014; Wang et al., 2019; Mavrogonatos et al., 2019).

Granate: Drake y Weill (1975), Green (1980) mencionan que los HREE y el Y son compatibles en el granate. Según Hanson (1978), los elementos K, Rb, Sr, Ba y LREE tienen bajo K_d en el granate y altos K_d para los HREE, también contribuye en menor grado a una anomalía positiva de Eu en el fundido residual.

Zircón: La presencia de zircones tiene efecto en el Ce y Eu como se explicó previamente en el párrafo Anomalía de Ce y Eu de la página 27. Los elementos U, Th y Hf son compatibles en los zircones tal como señalan Belousova et al. (2002) y Claiborne et al. (2010).

Anomalías Nb-Ta, Zr-Hf y Ti

El Nb y Ta poseen un potencial iónico similar, debido a esto tendrán un comportamiento muy parecido al momento de reemplazar otro elemento en una red cristalina, de igual manera el Zr y Hf poseen potenciales iónicos similares, los cuatro elementos pertenecen a los HFSE. Las abundancias del Nb y Ta pueden disminuir en el fundido residual por que pueden ingresar a la red de la esfena, rutilo y en menor proporción en la ilmenita. Además, se debe mencionar que un bajo contenido de Nb en el fundido residual puede ser señal de una contaminación cortical de acuerdo a Rollinson (1993), por otro lado, las cantidades de Zr y Hf pueden disminuir en un fundido residual por la cristalización de zircones, esfena, ilmenita y magnetita en la corteza. Tomando en cuenta que la esfena y el rutilo tienen un papel importante en las bajas cantidades de Nb y Ta, también se observa que los dos minerales tienen abundantes cantidades de Ti, en consecuencia, la disminución del Ti en el fundido residual puede confirmar la presencia de esfena y rutilo, principalmente en el fundido inicial. Los elementos Nb, Ta, Zr, Hf y Ti permiten conocer el contexto tectónico del magmatismo o vulcanismo, se tienen anomalías negativas de Nb, Ta, Hf, Zr y Ti en los diagramas de spider en zonas de subducción.

Foley et al. (2000) señalan que los K_d del Nb y Ta en clinopiroxeno y granate, que se pueden encontrar también en el manto, son muy bajas en comparación con el rutilo, lo que evidencia que el Nb y Ta solo pueden adherirse al rutilo, de igual manera, mencionan que un elevado ratio de Zr/Sm debe darse debido a la abundancia de clinopiroxenos contrapesando el efecto del rutilo, finalmente indican que el ingreso de los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf y Ti) en la red cristalina del rutilo se atribuye a zonas de subducción de corteza oceánica. Respecto a las anomalías causadas por la presencia de rutilo es necesario notar que según Foley et al. (2000) los K_d del Nb y Ta son mayores que los del Zr y Hf, por lo tanto, el Nb y Ta tendrán anomalías más pronunciadas, mientras que el Zr y Hf tendrán anomalías significativas, pero no tan pronunciadas como las de Nb y Ta, la anomalía que tendrá el Ti usualmente es más pronunciada que la del Zr y Hf, debido a que el Ti posee valores de K_d un poco más altos que los del Zr y Hf.

Se plantean dos hipótesis para el origen de las anomalías de los HFSE, la primera se debe a la presencia de minerales accesorios de Ti que de acuerdo a Ringwood (1990) se inicia mediante la subducción, con el proceso de subducción ingresará corteza oceánica con basaltos, anfibolitas y peridotitas serpentinizadas en la cuña mantélica, ocasionando que principalmente el basalto mediante fusión parcial de lugar a las eclogitas. Así mismo, las serpentinas sufrirán una deshidratación dando lugar a la fusión parcial y al origen del rutilo que será el principal responsable del empobrecimiento de los HFSE en el fundido residual. También es importante resaltar que experimentalmente Green y Pearson (1986) comprobaron que la solubilidad del rutilo disminuye con el incremento de la cantidad de SiO_2 , al igual que con el incremento de la presión y la disminución de la temperatura.

La segunda hipótesis se apoya en los modelos termales para zonas de subducción planteada en Peacock (1996), quien también señala que las anomalías de los HFSE se dan por deshidratación de los minerales de la corteza oceánica subductante, este proceso ocasionará una abundante fusión parcial en la cuña mantélica en la cual los HFSE se verán empobrecidos frente a los abundantes iones provenientes de la corteza oceánica subductante, cabe mencionar que no se considera posible la fusión de la corteza oceánica

sino solamente su deshidratación. El presente trabajo se realiza considerando aceptable a la primera hipótesis.

Es importante recordar que la primera hipótesis eventualmente ha recibido cuestionamientos de diversos autores, entre los que se tiene a Tiepolo et al. (1999) que señalan que se puede explicar el empobrecimiento de Nb y Ta sin fases de Ti, sino por acción de anfíboles en el fundido del slab o en la cuña mantélica, también dicen que el K_d del Nb tiende a ser mayor al del Ta en los anfíboles. Así mismo, Mitchell et al. (1973) indican que la abundante presencia de ilmenita en la corteza puede causar un empobrecimiento de los HFSE, que se presentan como megacristales en kimberlitas.

Otro aporte importante es el de Baier et al. (2008) que experimentalmente demuestran que el empobrecimiento de Nb y Ta se puede dar debido a la presencia de clinopiroxenos en un fundido con abundante Al. Así mismo, demuestran que la afinidad del Nb y Ta con los clinopiroxenos aumenta con la cantidad de Al. También mencionan que previos reportes con bajos K_d de Nb y Ta en clinopiroxenos son probablemente relacionadas a magmas con composiciones pobres o libres de Al. Así mismo, sugieren que la retención de Nb y Ta por rutilo durante la deshidratación del slab no es suficiente explicación para la anomalía negativa de Nb y Ta en los arcos magmáticos. La afinidad del Nb y Ta por el clinopiroxeno se da a bajas presiones en la parte somera de la zona de subducción cuando el K_d del Nb es mayor que el del Ta.

Muchas observaciones experimentales demostraron que el K_d del Ta es mayor al del Nb en el rutilo, sin embargo, esas observaciones son válidas a temperaturas mayores a 1000 °C, mientras que el K_d del Nb es mayor al del Ta a temperaturas entre 800 y 1000 °C tal como lo demuestran Xiong et al. (2011).

Otra consideración a tener en cuenta es que se asume que para la generación de magmas de subducción se tendrá un empobrecimiento de los HFSE debido principalmente a la cantidad de rutilo presente en la corteza oceánica eclogítica, mientras que Green y Pearson (1986) experimentalmente demuestran que la solubilidad del rutilo es muy alta en magmas basálticos y disminuye con el incremento de SiO_2 , eliminando la posibilidad de

tener minerales de Ti en equilibrio en el manto peridotítico, pero la posibilidad de tener fases minerales de Ti permanece siendo aceptable explicando que las fases de Ti están presentes en venas ricas en piroxenos en el manto, que se originan del flujo de fundidos o fluidos y su reacción con peridotitas, en estas circunstancias los minerales de Ti si serían estables según Folley y Wheller (1990).

Tang et al. (2019) observaron que se tienen menores valores de Nb/Ta en un fundido residual debido a la diferenciación magmática intracortical. La disminución de los valores de Nb/Ta en el fundido residual se da con el aumento del espesor de la corteza (controlado con el valor de Dy/Yb), dicha diferenciación ocasionará un empobrecimiento de Nb y Ta en el fundido residual durante su ascenso por la influencia de la cristalización de minerales accesorios tales como el rutilo y óxidos de Fe y Ti, los minerales accesorios tienden a estar en las eclogitas más evolucionadas, así mismo resalta que las cortezas continentales tienen bajos valores de Nb/Ta en superficie debido a que estas fueron generadas por magmatismo en franjas orogénicas. También se debe recordar que, debido al fraccionamiento de anfíboles según Li et al. (2017) se tendrá menores valores de Nb y Ta en el fundido residual.

El fraccionamiento de los HFSE en silicatos no podría originar anomalías muy fuertes de los HFSE (Ayers y Eggler, 1995; Marchena, 2019), entonces la presencia de rutilo es relevante.

2.1.2.8 Diagramas bivariantes. Los diagramas bivariantes se utilizan para conocer los procesos que ocurren en la evolución del magma durante su ascenso, mediante el uso de elementos traza compatibles o incompatibles. Para poder plantear un diagrama bivalente es importante conocer el comportamiento de compatibilidad e incompatibilidad de los elementos traza en todos los minerales que pueden hospedar dichos elementos. Los diagramas tienen la ventaja de permitir la visualización de una gran cantidad de data a diferencia de los diagramas spider.

El valor del elemento o ratio que se coloca en cada eje del diagrama debe ser seleccionado para mostrar una máxima variabilidad entre muestras o para ilustrar un

proceso geoquímico particular en su respectivo eje. Todos los elementos del diagrama deben tener coeficientes de partición bastante similares.

Durante años se han propuestos distintos diagramas bivariantes a partir del conocimiento de la compatibilidad e incompatibilidad de los elementos en los minerales, con el objetivo de proponer relaciones de los elementos traza con parámetros como el contexto tectónico, la fertilidad de los magmas y algunas características petrogenéticas de la roca.

En el presente trabajo se proponen parámetros favorables para la ocurrencia de pórfidos de Cu mediante el uso de diagramas bivariantes tales como Th_N vs. Nb_N/Ta_N , U/Th vs. Nb_N/Ta_N , K/Rb vs. Sr/Ca , Ce/Ce^* vs. Eu/Eu^* , Sc vs. V , y se evalúa de la fertilidad de los magmas mediante el uso del diagrama Y vs. Sr/Y , propuesto por Defant y Drummond (1990), Thiéblemont et al. (1997) y Oyarzún et al. (2001) para la identificación de magmas de naturaleza adakítica. Los diagramas no son absolutos, se debe contrastar el parámetro de interés con otros diagramas propuestos y que durante su uso en la interpretación geológica debe estar soportado con información petrográfica, estructural, entre otros.

Parámetros Th_N y Nb_N/Ta_N (Diagrama)

El empobrecimiento de Nb y Ta no puede ser explicado solamente por la presencia de fases minerales de Ti, sino que también es relevante la presencia de anfíboles, indicando que en los anfíboles el K_d del Nb tiende a ser mayor al K_d del Ta (Tiepolo et al., 1999). La relación $Nb/Ta < 1$ en el fundido residual se dará cuando hay presencia de anfíboles. Li et al. (2017) evalúan experimentalmente el rol del Nb/Ta en los anfíboles durante la evolución de un arco magmático e indican que el ratio $K_d Nb/K_d Ta$ en los anfíboles tiende a ser mayor a 1, lo que da lugar a $Nb/Ta < 1$ en el fundido residual.

Xiong et al. (2011) ponen énfasis en que el K_d del Ta es mayor al del Nb en el rutilo a temperaturas mayores a 1000 °C, esto indica que se tendrá un ratio $Nb/Ta > 1$ en el fundido residual. La ocurrencia de minerales de Ti que deriven de cualquier magma evolucionado generará un incremento de Nb/Ta en el fundido residual sobre todo cuando hay presencia de esfena (Green y Pearson, 1987). Jenner et al. (1993) experimentalmente

determinaron que $K_dTa > K_dNb$ en el rutilo, indicando una relación $Nb/Ta > 1$ en el fundido residual. De acuerdo a lo mencionado, se tiene que un ratio $Nb/Ta > 1$ en el fundido residual se da cuando hay presencia de minerales de Ti.

El metasomatismo de la cuña mantélica puede generar vetas ricas en anfíboles y piroxenos, en las que las fases minerales de Ti son estables (Foley y Wheller, 1990). Marchena (2019) realiza un análisis del magmatismo de distintos yacimientos en el sur del Perú identificando que el ratio Nb/Ta se incrementa con el metasomatismo del manto.

Adams et al. (1959) mencionan que el U y Th están enriquecidos en magmas silicatados y no en magmas básicos, de esta manera, las rocas más silicatadas (granitos, tonalitas, entre los principales) contienen las mayores cantidades de U y Th. Las rocas ígneas albergan al U y Th preferentemente en los minerales accesorios, sin embargo, las rocas volcánicas en los constituyentes minerales principales, de acuerdo a lo indicado se infiere que el contenido de U y Th se incrementa con la diferenciación magmática. También mencionan que aproximadamente el 75 % de todo el U y Th del planeta está probablemente en la corteza, esto indica que una posible contaminación cortical en un magma puede ocasionar elevados valores de U y Th.

Parámetros U/Th y Nb_N/Ta_N (Diagrama)

Las concentraciones de U y Th muestran el mismo incremento en abundancia hacia las rocas más diferenciadas petrológicamente (Bayer et al., 1969). Whitfield et al. (1959) mencionan que el contenido de Th se incrementa regularmente con la acidez de las rocas y el incremento es más pronunciado en muestras altamente alcalinas, así mismo, mencionan que el contenido de U generalmente muestra una leve o ninguna relación con la composición modal u otras características petrológicas y el incremento en abundancia del U con la acidez de las rocas es irregular.

Keppler y Wyllie (1990) demuestran experimentalmente que el K_d en un fluido acuoso respecto a un fundido para el U y Th son muy bajos si el agua es el único componente volátil presente en el sistema. Sin embargo, los K_d se incrementan fuertemente con el incremento de las concentraciones de F en el fluido acuoso, indicando

la formación de complejos fluorurados, por otro lado, el Cl y CO₂ pueden formar complejos con U, pero no con Th. Esto sugiere que las cantidades de U en el fundido residual se incrementarán con presencia de Cl en el sistema, lo cual es favorable para el transporte de Cu, de esta manera, un incremento en el ratio U/Th indicará un fluido con mayores cantidades de Cl.

Cuney y Kyser (2009) mencionan que el F y Cl son los principales elementos en las fases fluidas acuosas provenientes de granitos y ambos forman complejos con metales en distintos rangos de temperatura, los complejos son responsables del transporte de metales en soluciones hidrotermales y pueden jugar un rol crítico en el enriquecimiento de U. Experimentalmente se demostró que la solubilidad de U en fluidos acuosos en equilibrio con fundidos silicatados se incrementan con la fO₂ y las concentraciones de Cl.

Lo mencionado por Cuney y Kyser (2009) sugiere que las cantidades de U en el fundido residual se incrementarán con presencia de Cl en el sistema, que es favorable para el transporte de Cu, de esta manera, un incremento en el ratio U/Th indicará un fluido con mayores cantidades de Cl y mayores posibilidades de enriquecimiento de Cu.

El ratio U/Th también puede variar por la disminución de Th, que puede verse afectado por una mezcla con magmas primitivos (Marchena, 2009).

Parámetros K/Rb y Ca/Sr (Diagrama)

La ortoclasa cuya fórmula es KAlSi₃O₈ (Dana, 2022) pertenece al sistema cristalino monoclinico, se presenta comúnmente en cristales prismáticos y posee un clivaje bueno, el K tiene carga +1, radio iónico de 1.33 Å, puede ser sustituido por el Rb con carga +1, con radio iónico 1.48 Å o por el Ba con carga +2 y radio iónico 1.35 Å. De acuerdo a las reglas de Goldschmidt (1927), entre el Rb y el Ba, el Ba es más favorable para hacer la sustitución por tener mayor carga iónica, sin embargo, la dispersión de elementos en el diagrama litogeoquímico no permite identificar tendencias que ayuden a interpretar características petrogenéticas, debido a esto se optará por utilizar el ratio K/Rb, ya que con el uso de este parámetro se pueden identificar tendencias en la distribución de la muestras (data del presente trabajo) de manera más efectiva.

Hanson (1978) menciona que el feldespatos potásico generará bajos valores de K/Rb en el fundido residual respecto al fundido inicial. Así mismo, Green (1980) también sostiene que es más común la sustitución del K por el Rb, indicando que la relación K/Rb provee información del feldespatos potásico en la petrogénesis.

La fórmula de las plagioclasas es $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_8$, son minerales del sistema triclinico, con cristales tabulares y clivaje bueno en dos direcciones. Las plagioclasas ricas en Ca (anortitas) poseen dentro de su estructura cristalina al Ca, con carga +2 y radio iónico 0.99 Å, el Ca puede ser sustituido por el Sr, con carga +2 y radio iónico 1.13 Å o por el Eu con carga +2 y radio iónico 1.12 Å. De acuerdo a las reglas de Goldschmidt (1927), el Sr y Eu tienen características similares para ingresar proporcionalmente a la red cristalina de la anortita, sin embargo, teniendo en cuenta la cuarta regla de sustitución agregada por Ringwood (1955), indica que cuando 2 elementos con carga y radio iónico similar están compitiendo por ingresar en la red cristalina, se incorporará preferentemente aquel cuya electronegatividad sea más similar, en este caso es el Sr.

De acuerdo a Drake y Weill (1975), la cristalización de plagioclasas genera la disminución de Eu y Sr en las zonas superiores de la corteza, el Sr ingresa principalmente en las plagioclasas, asimismo el Sr es compatible con las plagioclasas en toda temperatura. La presencia de plagioclasas originará un fundido residual empobrecido en Sr al igual que en Eu (Hanson, 1978). Green (1980) indica que el Sr puede sustituir al Ca en las plagioclasas debido a sus altos valores de K_d . Se puede concluir que la cantidad de Sr o la relación Ca/Sr en niveles someros de la corteza es un indicador útil para identificar la presencia de plagioclasas en la corteza superior.

La abundancia de plagioclasas o feldespatos potásicos en la corteza superior puede indicar el nivel de diferenciación de un magma y si el magma recibió aporte de magmas primitivos, lo cual es favorable para la ocurrencia de un sistema tipo pórfido. La adición de magmas primitivos a una cámara magmática en evolución permite el rejuvenecimiento termal de la cámara magmática, que proporciona mayor convectividad y enriquecimiento del sistema magmático.

Parámetros Ce/Ce* y Eu/Eu* (Diagrama)

De acuerdo a lo mencionado en el párrafo Anomalía de Ce y Eu de la página 27 sobre los parámetros Ce/Ce* y Eu/Eu*, el estado redox puede ser evaluado verificando la abundancia del Ce y Eu en cristales de zircón. La evaluación del Ce y Eu busca identificar magmas oxidados, que por su naturaleza son favorables para el transporte de elementos de interés, como el Cu, para su posterior precipitación como minerales económicos. Los parámetros Ce/Ce* y Eu/Eu* son favorables para la identificación del estado redox del sistema, siempre y cuando se corrobore la presencia de zircones en las muestras analizadas mediante la abundancia del Zr en los diagramas spider y el análisis petrográfico.

Un magma oxidado evita la precipitación temprana de minerales sulfuros, permitiendo que sean transportados mediante fluidos acuosos con complejos clorurados o sulfurados, que serán fluidos mineralizantes de pórfidos. Experimentalmente se evalúa la partición del Cu entre los fundidos silicatados y los fluidos acuosos, el K_d del Cu en la fase vapor respecto al fundido, experimentalmente es ≈ 9.1 en condiciones oxidantes y presencia de Cl (Candela y Holland, 1984).

La oxidación promueve la destrucción de los sulfuros en la fuente del magma y de este modo incrementa la concentración de los elementos calcófilos iniciales formando magmas subsaturados en azufre, que pueden además asimilar sulfuros durante su ascenso. El Cu como elemento incompatible en magmas subsaturados en sulfuros, es el principal elemento calcófilo en magmas evolucionados. La mineralización final del pórfido es controlada por la reducción del sulfato, que usualmente se inicia con la cristalización de magnetita (Sun et al., 2015).

Burnham y Berry (2012) indican que los coeficientes de partición del Ce y Eu en el zircón varían sistemáticamente con la fugacidad de oxígeno (fO_2), para valores altos de fO_2 se tiene un incremento en los coeficientes de partición de Ce y Eu en el zircón. Los altos contenidos de Ce en el zircón podrían indicar condiciones oxidantes, en la que el Ce⁺⁴ es más compatible que el Ce⁺³, y por otro lado los altos contenidos de Eu en el zircón solo se refieren al reemplazo del Eu⁺³ ya que el Eu⁺² es muy incompatible para su sustitución.

De esta manera las anomalías de Ce y Eu podrían registrar de una manera confiable el estado redox de un magma.

Zhong, et al. (2019) mencionan que la anomalía de Ce también indicada como Ce/Ce* puede ayudar a estimar el estado de oxidación de los magmas. Para la evolución de los fluidos mineralizantes de pórfidos de Cu es necesario tener un sistema con presencia de agua, este puede ser proveniente de minerales hidratados tales como anfíboles o serpentinas, que liberan moléculas de H₂O al estar expuestas a altas temperaturas. Un sistema sin la presencia de H₂O será incapaz de producir fluidos mineralizantes para la formación de un pórfido de Cu, incluso si se tienen adecuadas condiciones redox, contexto tectónico y estructural, entre los principales. El espesor cortical que mantiene estable una corteza enriquecida en anfíboles es la adecuada para la formación de los yacimientos tipo pórfido.

Se tienen altos grados de serpentización en las zonas de subducción y altos contenidos de H₂O expulsados por la deshidratación de la litósfera oceánica alterada hidrotermalmente (Reynard, 2016).

Richards (2011) menciona que la fertilidad de los magmas está relacionado principalmente a su contenido de agua y también se tienen otros factores secundarios como el estado de oxidación y el contenido de azufre. Así mismo, menciona que evidencias de fases hidratadas tales como hornblenda o biotita son en efecto parámetros prospectivos para pórfidos debido a que indican un alto contenido de agua magmática. También indica que los contenidos de H₂O de origen magmático mayor al 4% da lugar a abundante fraccionamiento de anfíboles, pero supresión de plagioclasas. Menciona que una anomalía baja de Eu, se da con la presencia de feldespatos en la fuente, mientras que una anomalía nula o ligeramente elevada de Eu puede ser evidencia de supresión de plagioclasas y fraccionamiento de anfíboles.

Experimentalmente se demostró que la combinación de alta presión y alta concentración de H₂O suprime la cristalización de plagioclasas en el fundido. El incremento de la concentración de H₂O puede cambiar la secuencia de cristalización. Bajas

concentraciones de H₂O estabiliza la plagioclasa más fácilmente que al granate y los anfíboles, mientras que altos contenidos de H₂O (>3%) suprimen la plagioclasa y favorecen la cristalización de anfíboles y granates (Müntener et al., 2001).

La anomalía de Eu en los diagramas REE puede ayudar a inferir si hay presencia de feldespatos en la fuente, incluyendo a la ortosa y la plagioclasa; para poder diferenciar los dos minerales, es recomendable verificar adicionalmente la anomalía de Sr en los diagramas spider para identificar la abundancia/ausencia de plagioclasas.

Las rocas ígneas calcoalcalinas asociadas a depósitos de pórfidos de Cu son característicamente enriquecidos en Sr y V, así mismo, son empobrecidos en HREE e Y, esta signatura química es extensamente atribuida al fraccionamiento de anfíboles y granates en la corteza inferior debido a la combinación del alto contenido de agua, altas presiones y altos estados de oxidación (Bissig et al., 2017).

Hsu et al. (2016) mencionan que el anfíbol es estable en un amplio rango de presión y temperatura en magmas de arco hidratado y piensan que es la fase mineral dominante durante la diferenciación magmática en los reservorios de la corteza inferior refiriéndose a magmas fértiles para pórfidos. El anfíbol generalmente solo se satura sobre el ascenso y durante el fraccionamiento inicial en la corteza inferior, donde es la principal fase que se fracciona debido a la supresión de la estabilidad de plagioclasas a altas presiones para la mayoría de magmas asociados a pórfidos. El anfíbol en la corteza inferior puede ser utilizado para entender la significancia metalogenética del almacenamiento de magma de la corteza inferior a media, mientras que los anfíboles en las rocas intrusivas de la corteza superior pueden ser utilizados para evaluar la fertilidad de los reservorios de magma más superficiales.

Los metales para la mineralización son transportados desde la cuña del manto hasta la corteza superior y se particiona en una fase volátil, que se exsolvirá en respuesta a la descompresión y cristalización (Hsu et al., 2016).

Park et al. (2021) indican que el grosor de la corteza influye en la longevidad de los reservorios de magma de la corteza inferior y en el tiempo adecuado para la saturación de

sulfuros. El espesor de la corteza (>40 km) incrementa el potencial de mineralización de pórfidos de Cu produciendo magmas voluminosos e hidratados de larga vida ($\geq 2-3$ Ma) en reservorios de magma ubicados en la corteza inferior a media, de $\approx 30-70$ km de profundidad, que puede resultar en la formación de pórfidos de Cu gigantes a supergigantes si la combinación de otras condiciones para la formación de mineralización también se cumple. En cortezas delgadas (<40 km) la saturación tardía de sulfuros y la alta fertilidad de elementos calcófilos en reservorios de magma superficiales de $\approx 5-15$ km de profundidad incrementan el potencial de pórfidos de Cu ricos en Au.

Parámetros Sc y V (Diagrama)

Canil (1997) presenta una estimación de la fO_2 para flujos de komatitas basado en el K_d del V en el olivino respecto a las fases líquidas, menciona que las concentraciones de V pueden ser un indicador redox y experimentalmente demuestra que la variable más importante que controla el K_d del V es la fO_2 , así mismo, sus resultados indican que a mayor fO_2 se tendrán menores valores para el K_d del V. De esta manera se puede inferir que a medida que se tenga un enriquecimiento de V en el fundido residual se tiene sistemas con mayores valores de fO_2 , indicando un ambiente oxidante favorable para la generación de pórfidos.

El V posee una fuerte partición dependiente de la fO_2 en fundidos y minerales, el comportamiento del V ha sido usado para investigar los estados de oxidación de los magmas y fundidos, así como trazador potencial de procesos magmáticos planetarios. A bajas fO_2 el V es más compatible en espinela, ilmenita, piroxenos, óxidos de Fe y Ti (Kambai, 2021).

El V puede hacer sustitución en la ilmenita y la titanomagnetita en los procesos de fusión y cristalización (Green, 1980).

Wang et al. (2020) mencionan que durante la fusión parcial el alto contenido de agua puede suprimir la cristalización de ortopiroxenos, consecuentemente el Sc será arrastrado y se enriquecerá en el fundido, concentrándose en clinopiroxenos y anfíboles.

El proceso mencionado dará lugar a un incremento de las concentraciones de Sc en el fundido residual y se relaciona directamente con el incremento del contenido de H₂O.

En procesos magmáticos, los fluidos acuosos jugarán un rol importante o incluso esencial en la formación de mineralización de Sc (Williams y Vasyulova, 2018). El enriquecimiento en Sc en el fundido residual será utilizado como un indicador del contenido de H₂O.

Parámetros Y y Sr/Y (Diagrama)

Los pórfidos de Cu±Mo±Au son comúnmente asociados con rocas ígneas relacionadas a arco, de composiciones intermedias, con altos ratios de Sr/Y y La/Yb, tales rocas son equivalentes por algunos investigadores con fundidos derivados de la corteza oceánica subductante sometándose a facies metamórficas de eclogitas ("adakitas"). Sin embargo, características geoquímicas similares son normalmente desarrolladas en magmas normales derivados de la cuña del manto astenosférico por fraccionamiento de anfíboles y/o granates y/o por interacción con materiales corticales durante el ascenso a través de la litósfera superior (Richards, 2011).

Defant y Drummond (1990) mencionan que parece ser requerida una subducción de la litósfera menor que 25 Ma para que la fusión del slab ocurra, esto se vería reflejado en los valores bajos de Y e Yb de las muestras analizadas. Sin embargo, en arcos jóvenes se pueden encontrar muestras con altos y bajos valores de Y e Yb. Se descarta que la fusión del slab pueda estar relacionada solamente a arcos jóvenes.

Maury et al. (1996) encontraron adakitas en 19 provincias volcánicas recientes, asociadas con dos tipos de configuración tectónica, arcos volcánicos y arcos continentales de zonas de colisión. Los Andes centrales aparecen como una importante provincia adakítica (20 ocurrencias), también mencionan que es raro encontrar adakitas intracontinentales, ya que en la data que analizaron se encontró un 3% de adakitas intracontinentales, pero el número es mínimo.

Thieblemont et al. (1997) mencionan que las adakitas son rocas volcánicas o hipoabisales de composición intermedia a calcoalcalina ácida que se caracterizan por tener

alto Al_2O_3 , alto Sr, bajo Y y tierras raras pesadas. Defant y Drummond (1990) mencionan que las adakitas deben tener valores de $\text{Yb} < 1.8$ ppm, $\text{Y} < 15\text{-}20$ ppm, $\text{Sr}/\text{Y} \geq 40$ y de bajo a medio K_2O .

Oyarzun et al. (2001) señalan que las adakitas fueron originalmente definidas para describir rocas volcánicas relacionadas a arcos cenozoicos (<25 Ma) con las siguientes características geoquímicas: $\text{SiO}_2 \geq 56$ %, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 5$ %, $3\% \leq \text{MgO} \leq 6$ %, $\text{Y} \leq 8\%$, $\text{Sr} \geq 400$ ppm).

De acuerdo a Marchena (2019), las rocas ígneas con altos Sr/Y y La/Yb, bajos Y e Yb, no se pueden usar como indicadores concluyentes de la fusión del slab, así mismo, Dreher et al. (2005) sugieren que la fuente de los metales asociados con rocas adakíticas es el manto y no la fusión del slab.

Richards (2011) concluye que en ausencia de evidencia directa que relacione la fusión del slab y la formación de mineralización, la hipótesis más simple involucra los procesos de fraccionamiento y contaminación cortical de arcos de magma hidratados.

La señal geoquímica adakítica documentada en los pórfidos de Cu de clase mundial no es el resultado de la alteración hidrotermal de las rocas, sino una característica intrínseca de los magmas que refleja su ambiente de formación (Rabbia et al. (2012).

2.1.3 Magmatismo

Marsh (2009) menciona que el magmatismo es el ingrediente más crítico para moldear y comprender la evolución del planeta. Es un reflejo directo del estado térmico interno de un planeta y su constitución química y física. En la Tierra, el magmatismo está estrechamente relacionado con el tectonismo, que a su vez está directamente relacionado con el proceso a mayor escala de convección térmica dentro del manto y el núcleo. El magma en sí mismo es producto de inestabilidades térmicas y de densidad dentro del manto y la corteza. El resultado neto inevitable del ascenso de material es el encuentro con roca sólida, promoviendo fusión, producción de magma, plutonismo y vulcanismo. Una vez que se produce el magma, el incremento de su temperatura favorece el

sobrecalentamiento y la fusión continua, y el magma cobra vida propia con innumerables manifestaciones secundarias.

Un proceso fundamental vital es el crecimiento y separación de cristales, comúnmente llamado fraccionamiento o diferenciación, que, en efecto, destila magma, creando las principales divisiones de la Tierra y el amplio espectro de tipos de rocas, incluidas, indirectamente, rocas metamórficas y sedimentarias. La refundición de los materiales de la corteza en contacto prolongado con el magma fresco del manto también produce fácilmente magmas secundarios.

En el Perú central la ocurrencia de pórfidos está relacionada a una subducción plana (Singer et al., 2005). Bertrand et al. (2014) señalan que en los Andes se tienen numerosos estudios que sugieren la relación específica de la subducción planar y la ocurrencia de depósitos de pórfidos de Cu, así mismo, se menciona que los episodios de hidratación y engrosamiento cortical a lo largo de la zona de subducción de los Andes está asociado con la transición en y fuera de la subducción planar. Al suroeste de los Estados Unidos, el patrón de los depósitos de pórfido de Cu se encuentra en un contexto de subducción planar (Sillitoe, 1972). Es también importante notar que la subducción planar dirige a una erosión intensa del antearco (Chen y Wu, 2020). Noury et al. (2017) explican que la subducción planar puede originar la migración del arco volcánico, así mismo, la subducción planar generará un levantamiento por extensión de la corteza a gran escala en el antearco, mientras que se generará una compresión o acortamiento en el tras-arco, también enfatiza que el levantamiento del antearco se da cuando se inicia la subducción planar, antes de transmitir la compresión hacia el tras-arco.

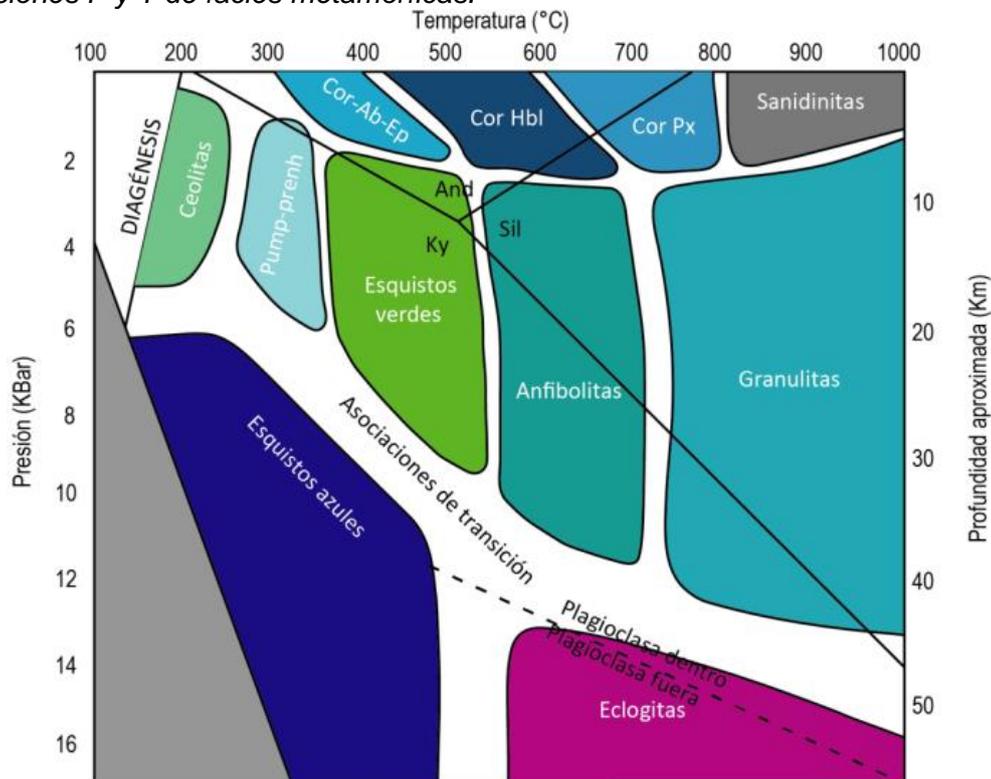
El área de estudio está relacionado a una zona de subducción de tipo chilena por ser parte del margen continental oeste de Sudamérica y la ocurrencia de pórfidos de Cu puede darse en un contexto de subducción planar o angular, siempre y cuando se tengan las condiciones de sistema hidratado, contenido de volátiles, rejuvenecimiento termal y estado redox, entre los principales.

El ciclo de volátiles en las zonas de subducción es lo principal para la petrogénesis, transporte, almacenamiento y erupción de los arcos magmáticos. Los volátiles controlan el flujo de los componentes del slab en la cuña mantélica. El H₂O, S, Cl, F y C ingresan a la zona de subducción mediante el slab (Zellmer et al., 2015). Los volátiles que son parte de la zona de subducción tomarán un papel relevante durante la evolución del magma en la cuña mantélica, en el ascenso del magma primitivo, en la zona de Mezcla, Asimilación, Almacenamiento y Homogenización (MASH - Mixing, Assimilation, Storage, Homogenization), en los procesos de fusión parcial y diferenciación como se muestra en la Figura 13.

Para conocer el desarrollo del magmatismo, se debe conocer la distribución de las facies metamórficas en la corteza continental, como lo resume Marchena (2019) en la Figura 10 de acuerdo a los trabajos realizados por Best (2003), Bucher y Grapes (2011) y Yardley (1989).

Figura 10

Condiciones P y T de facies metamórficas.



Nota: Adaptado de Marchena (2019). Repositorio Institucional Universidad Nacional de Ingeniería (<http://hdl.handle.net/20.500.14076/18294>).

2.2 Petrografía

Le Maitre (2002) resalta la importancia de diferenciar correctamente el tamaño de los granos de los cristales para clasificar las rocas ígneas en plutónicas y volcánicas para tener una adecuada caracterización petrográfica, menciona además que la clasificación de rocas plutónicas y volcánicas está basada en los parámetros modales como se muestra a continuación:

- Si M es menor que el 90%, la roca se clasificará de acuerdo a sus minerales félsicos usando el diagrama QAPF.
- Si M es mayor o igual a 90%, se trata de una roca ultramáfica y se clasifica de acuerdo a sus minerales máficos.
- Si la moda mineral no está disponible aún, se puede utilizar un diagrama QAPF provisional propuesto por Streckeisen (1976).

De acuerdo a lo mencionado y con el objetivo de trabajar con rocas leucócratas, se utilizará el primer criterio de clasificación mencionado en Le Maitre (2002) para las rocas plutónicas y volcánicas de acuerdo a los parámetros modales. Para esta clasificación se considerará lo siguiente:

M: Minerales máficos

Q: Cuarzo

A: Feldespato alcalino

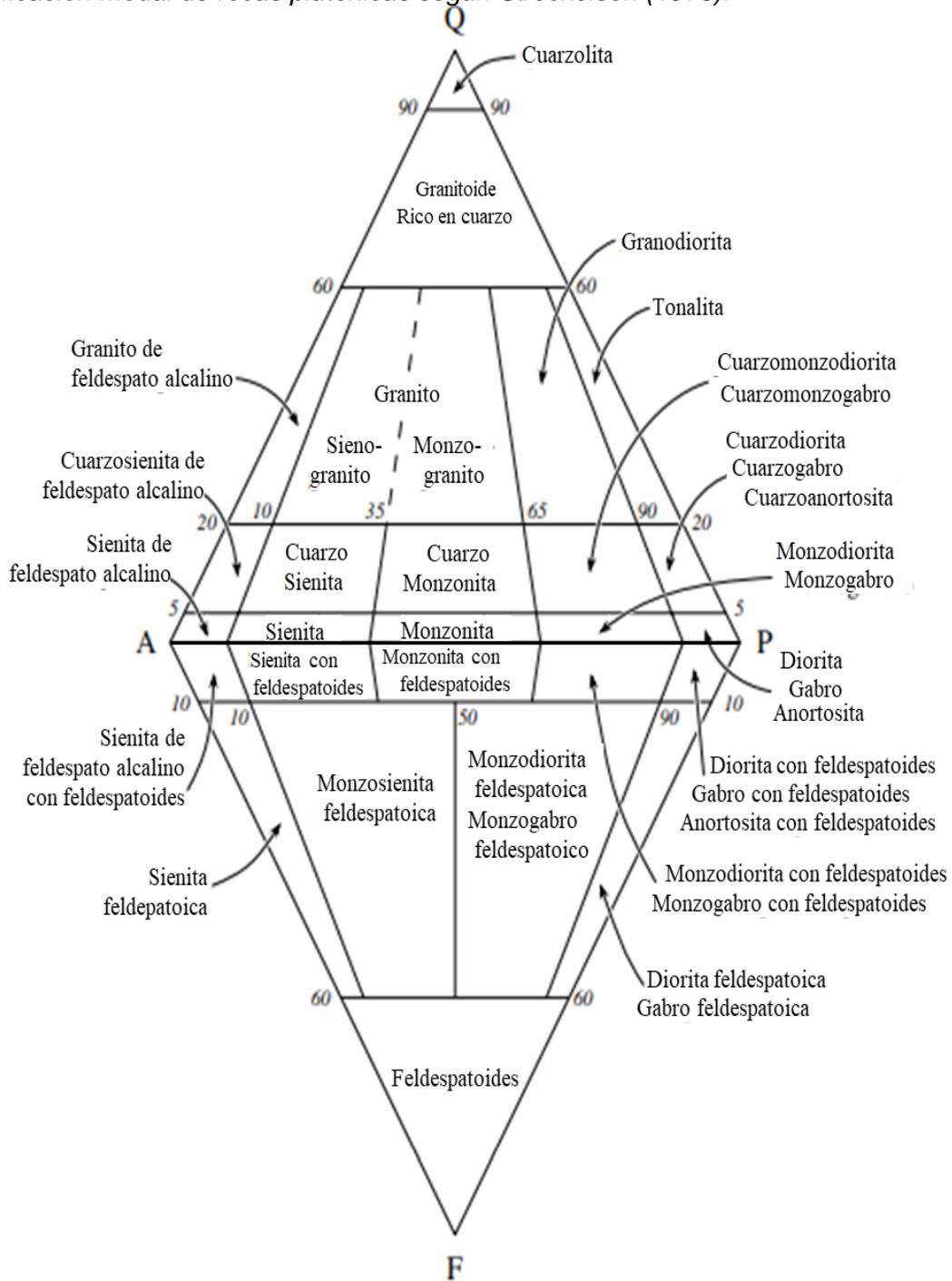
P: Plagioclasa

F: Feldespatoide

Streckeisen (1976) menciona la clasificación modal de rocas plutónicas y recomienda por primera vez el diagrama QAPF, que se basa en un amplio trabajo de muchos petrologistas (Streckeisen, 1967). Streckeisen (1978) realiza la clasificación de las rocas volcánicas teniendo como base los estudios previos realizados para rocas plutónicas. Los diagramas se muestran en las Figuras 11 y 12.

Figura 11

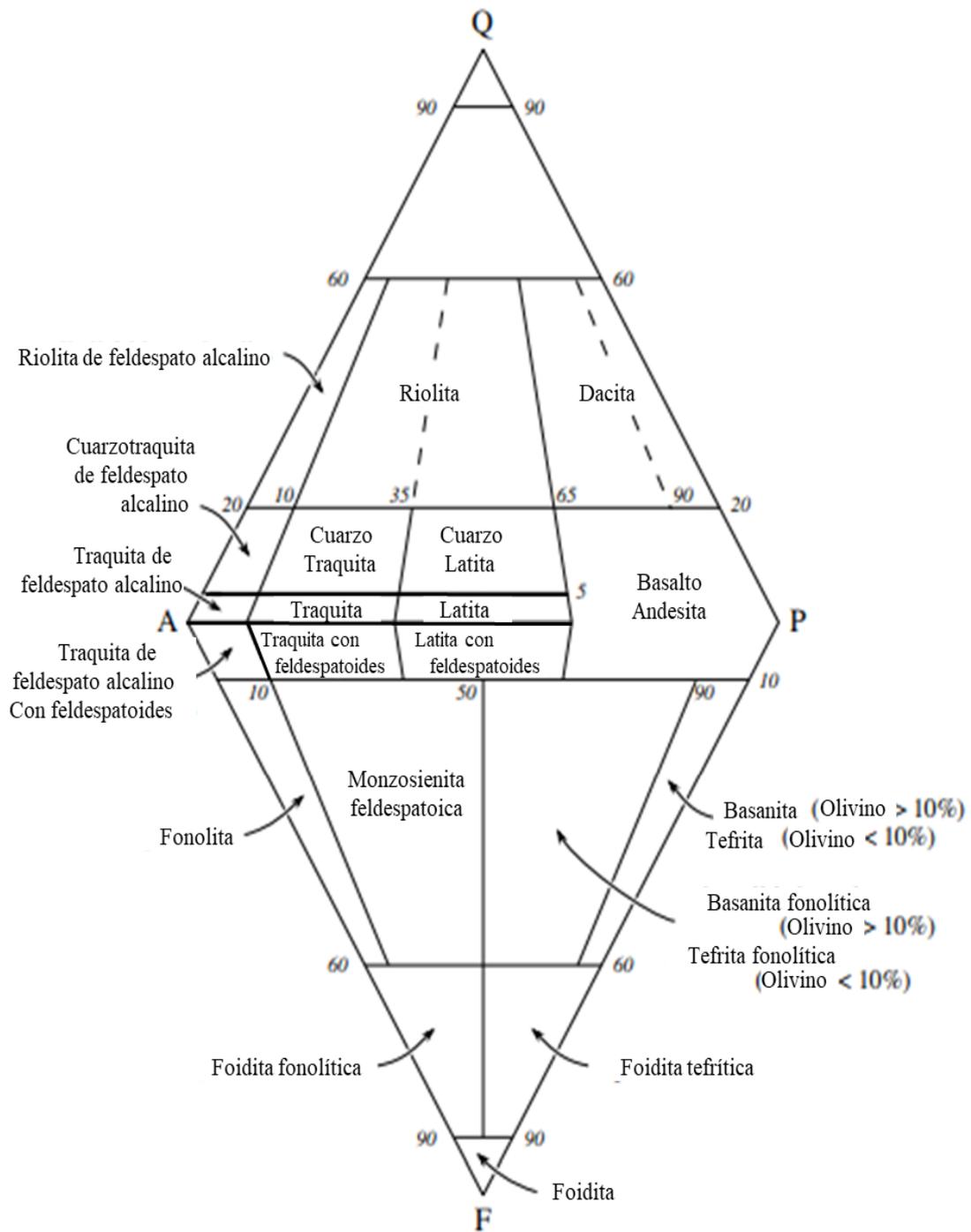
Clasificación modal de rocas plutónicas según Streckeisen (1976).



Nota: Adaptado de Le Maitre (2002).

Figura 12

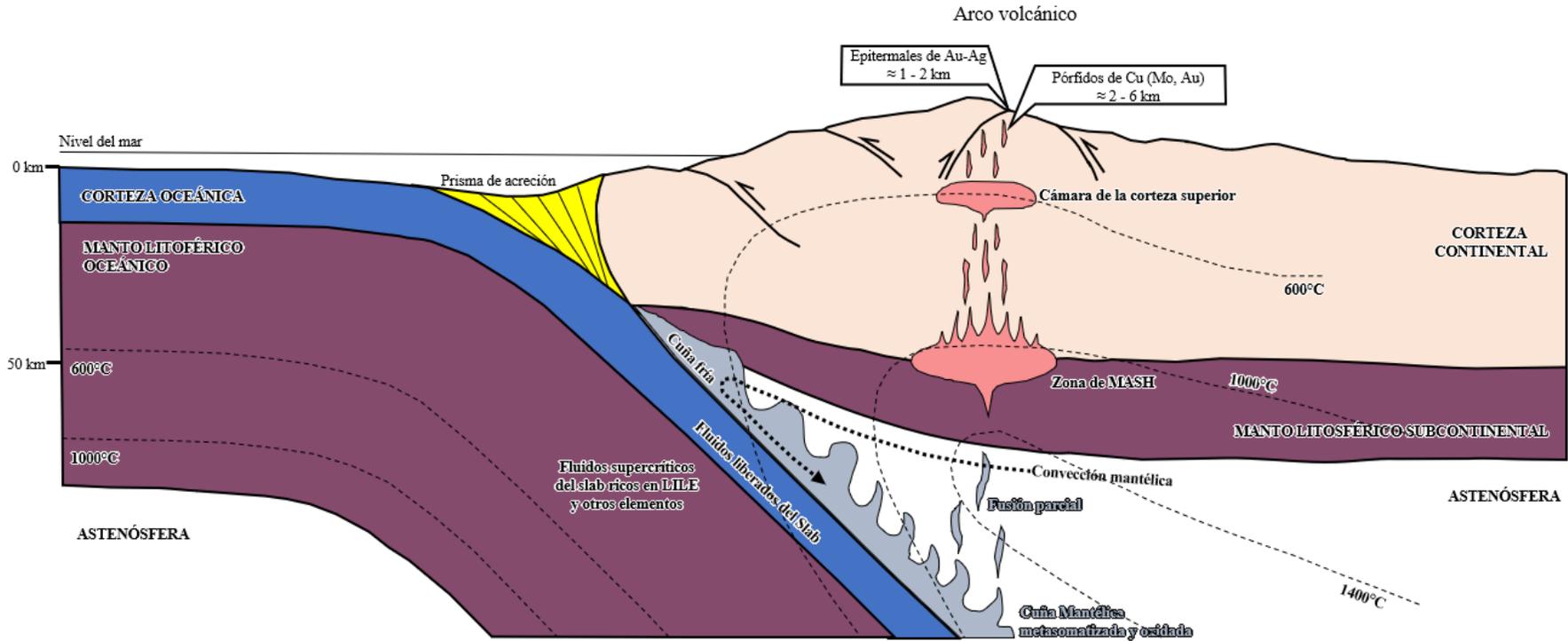
Clasificación modal de rocas volcánicas según Streckeisen (1978).



Nota: Adaptado de Le Maitre (2002).

Figura 13

Modelo metalogénico de los depósitos de pórfidos de Cu en zona de subducción.



Nota: Modificado de Chen y Wu (2020), Marchena (2019) y Sun et al. (2015).

Capítulo III. Desarrollo del trabajo de investigación

3.1 Geología regional

3.1.1 Geomorfología

La información de este ítem es de Salazar y Landa (1993). Los autores señalan que la zona de estudio comprende parte de las regiones de la Costa y la Sierra Central (Cordillera Occidental de los Andes), estas dos regiones fueron erosionadas por ríos, formando importantes valles transversales, así mismo, muestran importantes contrastes topográficos y climáticos.

En la región costera se tiene a la unidad geomorfológica estribación baja del frente andino, cuyas cotas llegan hasta 500 msnm, estas son cadenas de cerros suaves que destacan sobre las pampas costaneras y se extienden a ambos lados de los valles y quebradas principales, aumentan progresivamente de altitud y relieve en dirección este. Las características morfológicas de las estribaciones de frente andino, su proximidad al litoral y su distribución confinando formaciones marinas del Terciario, permite suponer que esta unidad geomorfológica puede constituir un relicto de una antigua superficie de erosión marina.

En la Cordillera Occidental de los Andes, las unidades geomorfológicas distinguidas son el flanco disectado andino, altiplano, región de valles y la divisoria continental. El flanco disectado andino se caracteriza por una topografía abrupta entre las estribaciones del frente andino y el borde del altiplano con altitudes que varían de 500 a 4000 msnm, se interpreta la presencia de hasta tres superficies de erosión bastante inclinadas hacia la costa, la erosión característica fue ocasionada por los ríos que descienden del altiplano a la costa con dirección este a oeste, los ríos han labrado valles profundos y encañonados que se hacen más amplios a medida que se aproximan a la faja costanera. El valle del río Lunahuaná discurre del altiplano hacia la costa alcanzando profundidades que ilustran los cañones y valles en forma de "v". La unidad geomorfológica divisoria continental es el rasgo topográfico más importante en la parte alta de la zona montañosa andina y divide las aguas

de la vertiente del Pacífico de las del Atlántico, se caracteriza por cadenas de cerros con topografías de depósitos glaciares, se desarrolla entre los 4800 a 5300 msnm, con nieve permanente en sus cumbres por encima de los 5000 msnm. La unidad geomorfológica altiplano se caracteriza por su topografía de relieve moderado, integrado por pampas, colinas y cadenas de cerros suaves cuya altitud va descendiendo progresivamente en ambos lados de la divisoria continental hasta alcanzar aproximadamente los 4000 msnm, presenta evidencias de una intensa erosión glacial, estando presente en el lado oriental del cuadrángulo de Tupe 26I. La unidad geomorfológica región de valles (véase Figura 14) relaciona la costa y la cordillera andina alta, pues se inicia en la divisoria continental y se desarrolla a través del altiplano y el flanco occidental. El valle del río Cañete constituye el drenaje principal hacia la vertiente occidental.

Figura 14

Vista panorámica del valle del río cañete. Se observa la unidad geomorfológica valle.



Nota: Elaboración propia.

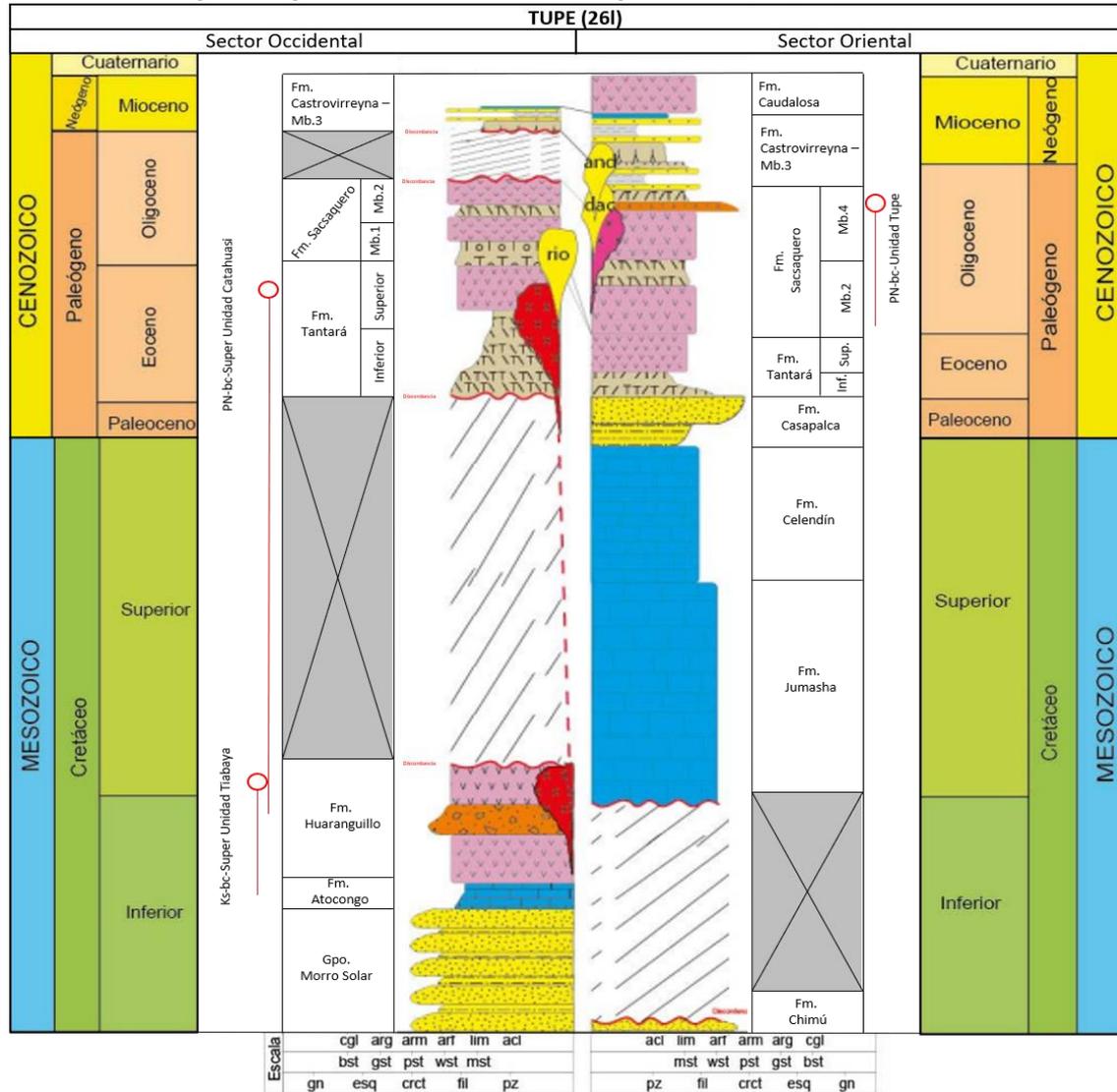
3.1.2 Estratigrafía y rocas intrusivas

Nole et al. (2021) realizaron la actualización de los cuadrángulos de Tupe 26I2, 26I3 y 26I4 e indican que la estratigrafía regional en la zona de estudio abarca unidades con edades que van desde el Mesozoico hasta el Cenozoico, los afloramientos del Mesozoico tienen poca distribución, representando menos del 10% del área de estudio y son cubiertas

en discordancia por las rocas cenozoicas. Las unidades mesozoicas presentes son los Grupos Puente Piedra, Morro Solar y las Formaciones Atocongo, Chimú, Huaranguillo, Celendín, Jumasha y Casapalca. Véase la columna estratigráfica en la Figura 15.

Figura 15

Columna estratigráfica generalizada del cuadrángulo de Tupe (26I).



Nota: Nole et al. (2021). Repositorio Institucional INGEMMET (<https://hdl.handle.net/20.500.12544/3171>).

Las rocas volcánicas que cubren en discordancia en su mayoría son de naturaleza andesítica, representan aproximadamente el 60 % del área total, descritas como las Formaciones Tantarà y Sacsaquero de edad Paleógena además de Castrovirreyna y Caudalosa del Neógeno. Las rocas plutónicas se exponen al oeste del cuadrángulo de Tupe 26I, siguiendo una dirección NO-SE y constituyen un 30 % de la zona estudiada; en esta franja fueron reconocidas tres agrupaciones de intrusiones asociadas al Batolito de la

Costa denominadas Super Unidades Tiabaya, Catahuasi y la Unidad Tupe; en su mayoría intruyen a las secuencias volcánicas del Cenozoico (Nole et al., 2021).

Las secuencias volcánicas expuestas se contrastan en términos de ambiente deposicional y composición; las unidades litoestratigráficas del Jurásico-Cretácico fueron depositadas en un ambiente marino y son de composición basáltica-andesítica, mientras que las rocas del Paleógeno corresponden a un vulcanismo subaéreo de carácter intermedio. El vulcanismo cenozoico guarda relación con los procesos de deformación por compresión, elevación y erosión asociados a la Fase Tectónica “Inca” que tuvo lugar entre los 40 y 41 Ma, manifestando periodos de intensa actividad volcánica (Eoceno), reposo (Eoceno-Oligoceno) y reactivación en el límite Oligoceno-Mioceno (Noble et al., 1979).

3.1.2.1 Cretácico. De acuerdo a Nole et al. (2021), las principales unidades del área de estudio abarcan edades desde el Cretácico Inferior hasta el Superior. El Grupo Morro Solar es reconocida al suroeste del cuadrángulo de Tupe 26l en el trayecto Catahuasi-Zúñiga, su extensión está reducida debido a que está intruida por cuerpos magmáticos del Batolito de la Costa. La Formación Atocongo fue identificada en el límite de los cuadrángulos de Lunahuaná 26k y Tupe 26l en los alrededores del poblado de Picamarán, también intruida por el Batolito de la Costa. Los afloramientos de la Formación Chimú se encontraron en el límite del cuadrángulo de Yauyos 25l y Tupe 26l, en el poblado de Quisque. La Formación Jumasha se encuentra cerca al límite de los cuadrángulos de Tupe 26l y Conayca 26m y está en contacto con las Formaciones Celendín y Castrovirreyna. La Formación Celendín es identificada en el sinclinal Chuncho en el cuadrángulo de Tupe 26l2. La Formación Huaranguillo fue identificada en ambas márgenes del río Cañete en los sectores de Puente San Jerónimo, Huano Grande y Llangastambo intruido por el batolito de la costa. La Formación Casapalca es identificada en el núcleo del sinclinal Chuncho, en la parte basal yace en discordancia paralela con la Formación Celendín y el techo es cubierto discordantemente por los productos volcánicos de la Formación Sacsaquero.

3.1.2.2 Cenozoico. Las unidades del área de estudio abarcan edades desde el Paleógeno hasta el Neógeno como se muestra a continuación.

3.1.2.2.1 Formación Tantará. Nole et al. (2021) mencionan que la unidad está compuesta por tobas líticas y de cristales de composición andesítica y dacítica, sobre las cuales se tienen lavas andesíticas de color gris verdoso, eventualmente con minerales oxidados, los principales afloramientos se encuentran expuestos en las partes altas de los márgenes del río Cañete, desde Catahuasi hasta Magdalena y en los alrededores de los centros poblados de Tana, Apuri, Madean, Huangascar y Chocos. Por su posición estratigráfica se asume que la Formación Tantará pertenece al Eoceno.

De acuerdo con la variación litológica, Nole et al. (2021) plantean la división de esta unidad en un miembro inferior piroclástico y el miembro superior lávico. La Formación Tantará Inferior (Pe-t/i) está conformada de tobas líticas, de color gris oscuro, rojizas y blanquecinas, presentan líticos centimétricos de lavas en una matriz afanítica, tobas de cristales moderadamente soldadas, textura fragmental con cristales de plagioclasas y anfíboles en una matriz afanítica en su mayoría de composición andesítica. En los sectores Oyunco-Colonia, Tana y Clavelpata, se registran facies volcanosedimentarias conformadas de areniscas y limolitas de tonalidades rojizas a beige, de grano fino a medio. El contacto inferior es afectado por los intrusivos de la Super Unidad Catahuasi, infrayace concordante a las lavas rojizas del miembro superior. La Formación Tantará Superior (Pe-t/s) consiste de lavas andesíticas grises-rojizas, de textura porfídica, con plagioclasas y anfíboles en una matriz afanítica, posee un grosor estimado de 300 m. El límite superior es discordante con la Formación Sacsaquero como se muestra en la Figura 16.

3.1.2.2.2 Formación Sacsaquero. En el área de estudio la unidad está compuesta por facies de tobas soldadas de tonalidad rosácea, de composición andesítica y lavas grises verdosas de composición andesítica con leve presencia de cloritización intercalada con tobas de cristales y brechas. La exposición más importante de esta unidad se da en la parte central de cuadrángulo de Tupe 26l en dirección N-S por los centros poblados de

Atcas, Lincha y Viñac. Por su posición estratigráfica se asume que la Formación Sacsaquero pertenece al Eoceno-Oligoceno.

Sobre la base de las observaciones de campo en el cuadrángulo de Castrovirreyna 27m, Nole et al. (2021) mencionan que se han reconocido 4 facies de la Formación Sacsaquero, de las cuales se observaron y cartografiaron 3 facies en el cuadrante de Tupe 26l. El miembro 1 (Peo-s/1) está compuesto por secuencias de flujos piroclásticos soldados, tonalidad rojiza, rosácea de aspecto fluidal, petrográficamente consta de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y líticos polimícticos. Sus afloramientos se observan en el cerro Punta Tacana y en los alrededores de Molluhuasi, está cortado por un cuerpo intrusivo subvolcánico dacítico e infrayacen a secuencias de flujos de lavas. El miembro 2 (Po-s/2) consiste en coladas de lavas andesíticas de color gris claro a verdoso, con cristales de plagioclasas y cloritas en una matriz afanítica, en estrados delgados a medianos, intercalados con tobas de cristales, este miembro es el más extenso, aproximadamente presenta unos 500 m de espesor. El Miembro 4 (Po-s/4) se expone al sureste de la hoja 26l2, en los alrededores de Chancahuasi, está compuesta principalmente de una alternancia de tobas líticas, brechas y andesitas, en su mayoría los clastos son de tamaño variable, subangulosos de composición andesítica. Infrayace en discordancia angular a la Formación Castrovirreyna.

Figura 16

Contacto discordante de la Formación Tantará con la Formación Sacsaquero.



Nota: Nole et al. (2021). Repositorio Institucional INGEMMET (<https://hdl.handle.net/20.500.12544/3171>).

3.1.2.3 Rocas intrusivas. Las unidades intrusivas en el área de estudio abarcan edades del Paleógeno y Neógeno como se muestra a continuación.

3.1.2.3.1 Super Unidad Catahuasi. Cobbing y Pitcher (1984) denominaron así a la sucesión de intrusiones que afloran a ambos lados del río Cañete entre Canta Gallo en la parte meridional y la hacienda Yaca en su extremo septentrional y cuyo nombre proviene del pueblo de Catahuasi; el plutón principal está constituido por la tonalita-granodiorita Catahuasi-Capillucas. Otros cuerpos notables son los monzogranitos-granitos que se observa entre Azángaro-Tотора, donde han atravesado a las granodioritas de la Super Unidad Tiabaya así como a la secuencia del Cretácico. Beckinsale et al. (1985) definieron a la Superunidad Catahuasi como perteneciente al segmento de Arequipa, habiendo diferenciado dos facies, una facie temprana de tonalita, y otra tardía de monzogranito, en base a muestras tomadas en el río Cañete, las dataciones por Rb/Sr y Sr/Sr indicaron una edad de 24 ± 1 Ma. En los siguientes años, Salazar y Landa (1993) estudiaron a la Superunidad Catahuasi y la identificaron como una sucesión de intrusivos que afloran a ambos lados del río Cañete entre Canta Gallo y la hacienda Yaca, sosteniendo que el plutón principal está constituido por facies de tonalita-granodiorita expuestas en Catahuasi-Capillucas, también identificaron otros cuerpos de facies monzogranito-granito en Azángaro-Tотора y en los alrededores del puente Auco, adicionalmente mencionan que se encuentran intrusivos menores de monzogranito, granito de tonalidad rosada y algunos cuerpos de granodiorita y tonalita en menor proporción. Quispesivana y Navarro (2003) toman como referencia los estudios anteriores y diferencian a la Super Unidad Catahuasi en tres facies; tonalita, granodiorita-tonalita y monzogranito. Santos (2009) menciona a la Super unidad Catahuasi y dice que está compuesta por cuarzodioritas, monzogranitos y principalmente tonalitas. De acuerdo a la actualización de Nole et al. (2021), la Super Unidad Catahuasi aflora con facies dioríticas en los alrededores de Azángaro, de igual modo, describen facies granodiorita-tonalita en los márgenes del río Cañete-Huangascar y también observan facies de monzogranito al oeste de Azángaro.

En el presente trabajo se considera que los cuerpos intrusivos de la Super Unidad Catahuasi están distribuidos en los bordes del río Cañete desde Catahuasi hasta Magdalena en la zona oeste del cuadrángulo de tupe 26l con dirección N-S, se encuentran en contacto e intruyendo a la Formación Tantará como se muestra en la Figura 17.

La Super Unidad Catahuasi pertenece al Oligoceno ya que está datada en 24 ± 1 Ma, dicha datación se llevó a cabo mediante el método isócronas de Rb-Sr en toda la roca (Rb-Sr whole rock isochron), donde se incluyeron 7 muestras del norte y sur de los afloramientos de la Super Unidad en el cuadrángulo de Tupe 26l, incluyendo las facies tonalita y monzogranito (Beckinsale et al. 1985). De acuerdo a la información de la datación se puede asegurar que es una edad representativa de toda la Super Unidad Catahuasi, ya que se utilizaron muestras de distintos afloramientos y de las facies más importantes. La Super Unidad Catahuasi es un cuerpo intrusivo remanente del Batolito de la Costa que presenta dos facies principales; la facie granodiorita-tonalita (PN-bc/c-gd, tn) como se muestra en la Figura 18 que se presentan moderadamente diaclasadas, alteradas y se encuentran cortadas por diques andesíticos, la facie monzogranito (PN-bc/c-mgr) que también se presenta diaclasado y alterado como se muestra en la Figura 19. Una facie adicional identificada en Nole et al. (2021) es la diorita (PN-bc/c-di). La facie granodiorita-tonalita (PN-bc/c-gd, tn) es identificada como una facie temprana, mientras que la facie monzogranito (PN-bc/c-mgr) será una facie posterior como se indica en la Figura 21. También es importante mencionar que se identificaron otras litologías, pero en menor proporción.

Figura 17

Super Unidad Catahuasi intruyendo a la Formación Tantar.



Nota: Elaboración propia

3.1.2.3.2 Unidad Tupe. La Unidad Tupe fue definida por Salazar y Landa (1993) como un plutón de granodiorita de grano medio con gradaciones a tonalitas que ocurre entre Cacara y Pacala, siguiendo una dirección N-S con una longitud aproximada de 40 km y un ancho promedio de 6 km. También menciona que otro cuerpo similar aflora en Lincha, al este de Cacara, donde atraviesa los volcánicos Tantar. Se considera que el emplazamiento tuvo lugar durante el Oligoceno-Mioceno, siendo posterior a la Súper Unidad Catahuasi. Quispesivana y Navarro (2003) toman como referencia los estudios anteriores y afirman que la Unidad Tupe se ubica en el sector Occidental y que son granodioritas del Paleógeno-Neógeno. De acuerdo a la actualización de Nole et al. (2021), la Unidad Tupe está compuesta por facies de granodiorita y tonalita entre Cacara y Pacala, así mismo, observaron granodioritas con xenolitos de dioritas en los alrededores de Tupe, otro cuerpo de roca con facies de granodiorita y tonalita aflora en Lincha, al este de Cacara, donde ha atravesado los volcánicos Tantar, también mencionan que es correcto asumir

que el emplazamiento de este plutón se dio durante el Paleógeno, posterior a la Super Unidad Catahuasi.

La Unidad Tupe se emplaza por la parte central del cuadrángulo de Tupe 26l con dirección N-S, intruye a las Formaciones Tantará y Sacsaquero de acuerdo al mapeo realizado por Nole et al. (2021), su emplazamiento es posterior a la Super Unidad Catahuasi, asignándole una edad Oligoceno-Mioceno. Al ser posterior a la Super Unidad Catahuasi, la Unidad Tupe también es considerada como un remanente del Batolito de la Costa con una facie principal; la facie granodiorita-tonalita (PN-bc/tu-gd, tn) como se muestra en la Figura 20, también se identificaron cuerpos de sienogranito en menor proporción. En la Figura 21 se muestra un esquema de la disposición de la Unidad Tupe, respecto a la Super Unidad Catahuasi. La presencia de un intrusivo joven hacia el este de un componente del batolito, encaja con el patrón de cuerpos jóvenes hacia el este identificados en otras zonas de estudio del Batolito de la Costa (Beckinsale et al. 1985).

Figura 18

Facie granodiorita-tonalita en alrededores del poblado de Catahuasi perteneciente a la Super Unidad Catahuasi.



Nota: Elaboración propia.

Figura 19

Facie Monzogranito en alrededores del poblado de Chocos perteneciente a la Super Unidad Catahuasi.



Nota: Elaboración propia.

Figura 20

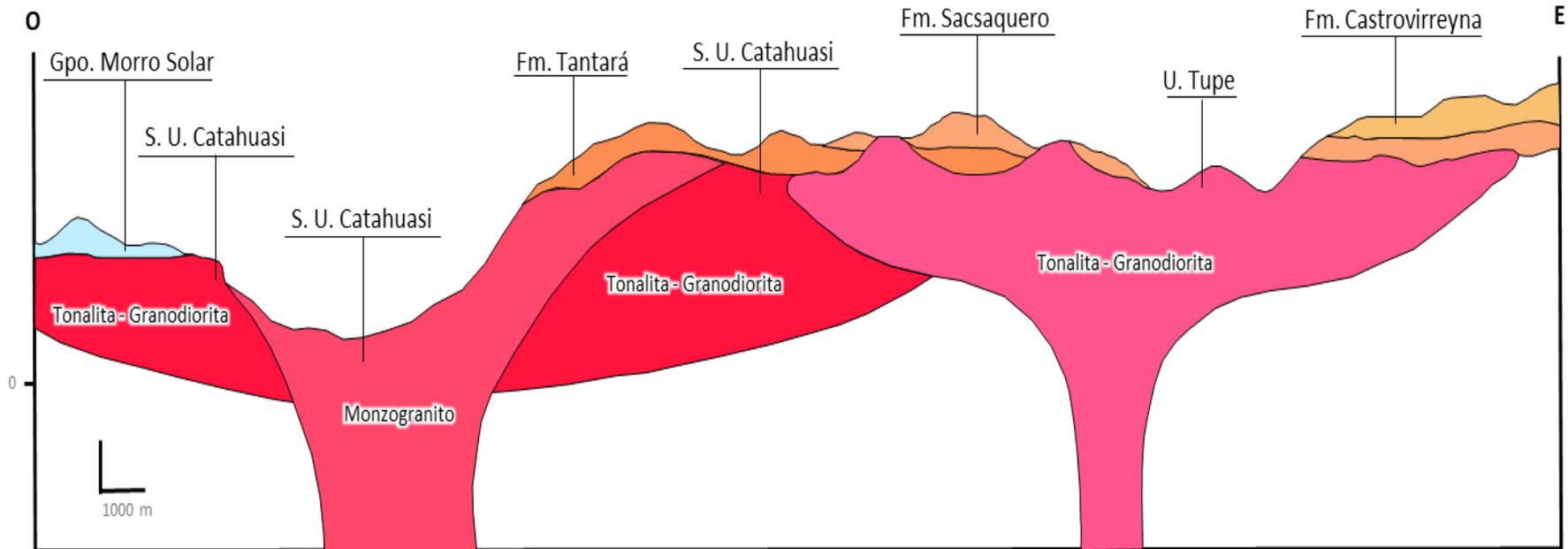
Facie granodiorita en alrededores del poblado Tupe perteneciente a la Unidad Tupe.



Nota: Elaboración propia.

Figura 21

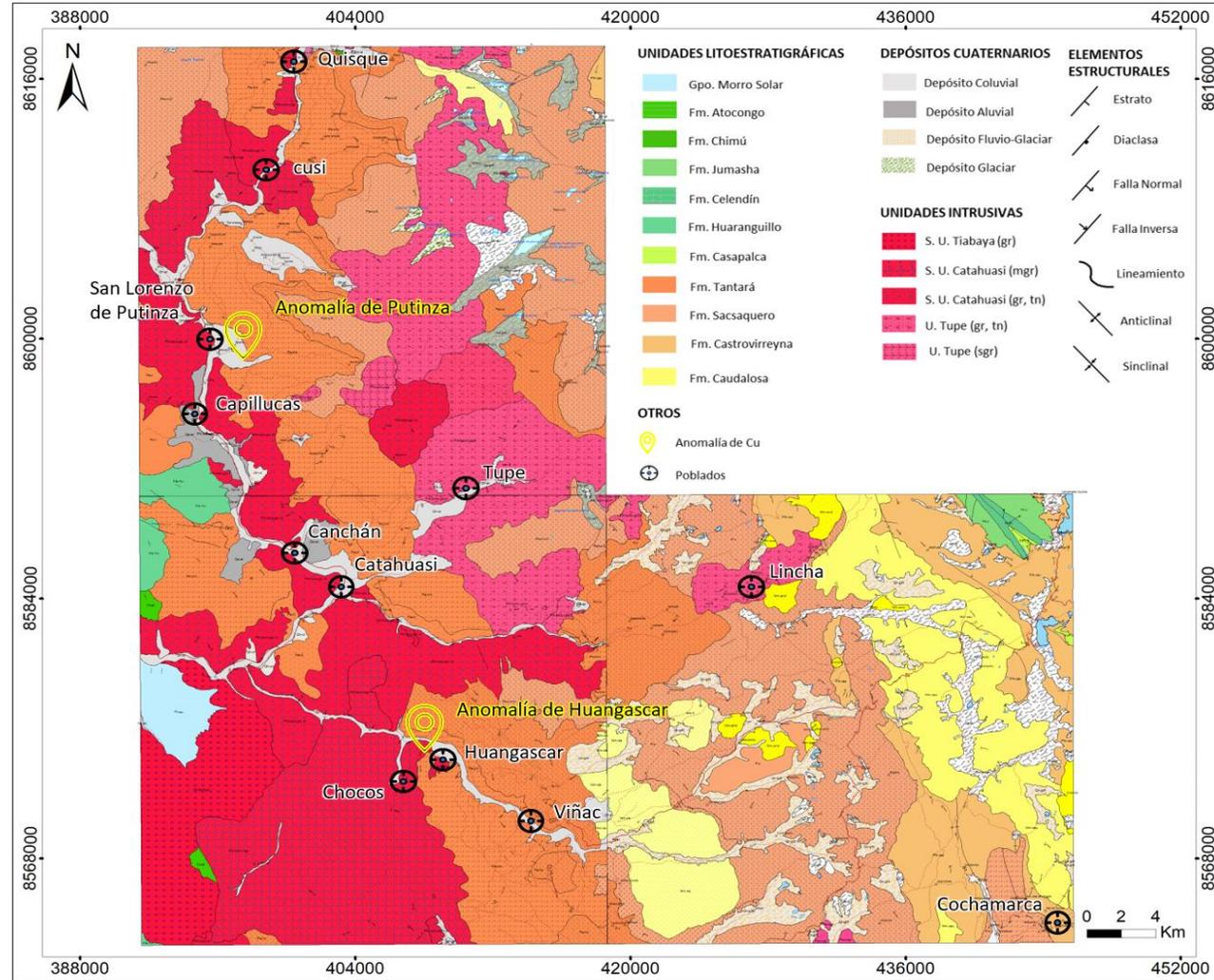
Esquema de disposición espacial de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe.



Nota: Se muestra un esquema de la disposición espacial de la Super Unidad Catahuasi y la Unidad Tupe con sus respectivas facies.

Figura 22

Mapa geológico de la zona de estudio.



Nota: Actualización de los cuadrángulos 2612, 2613 y 2614 por Nole et al. (2021).

3.1.3 Geología estructural y tectónica

La zona de estudio se encuentra en el dominio tectónico de la Cordillera Occidental, en el arco volcánico Paleógeno-Mioceno. Mediante fotointerpretación de imágenes satelitales se identificaron los lineamientos Sibia-Putinza-Catahuasi-Huangascar-Azángaro de dirección NO-SE y Yauyos-Tupe-Hongos-Viñac de dirección NO-SE posiblemente asociados a estructuras regionales que permitieron el ascenso de la Super Unidad Catahuasi en el Oligoceno-Mioceno y la Unidad Tupe en el Oligoceno-Mioceno respectivamente, como se muestra en la Figura 27, ambos lineamientos coinciden con los límites de la franja metalogenética XVIII de epitermales de Au-Ag del Oligoceno con la franja XI de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu del Cretácico Superior-Paleoceno y con la franja XXI de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas.

El área estudiada también se ubica en la prolongación del sistema de fallas regionales Abancay-Andahuaylas-Totos como se muestra en la Figura 27, dicho sistema de fallas se extiende por las regiones de Cuzco-Apurímac-Ayacucho-Huancavelica-Lima y está relacionado al emplazamiento del batolito Andahuaylas-Yauri del Eoceno-Oligoceno según Acosta et al. (2011). Acosta et al. (2020) mencionan que los controles de mineralización asociados a la franja metalogenética XVIII de epitermales de Au-Ag del Oligoceno, área asociada a la zona de estudio, son fallas con orientaciones preferenciales NO-SE y E-O.

Los valores importantes de Cu identificados en el presente trabajo están relacionados a la Super Unidad Catahuasi, específicamente a la facie más tardía (monzogranito). La Super Unidad Catahuasi está datada en 24 ± 1 Ma, perteneciente al Oligoceno Superior.

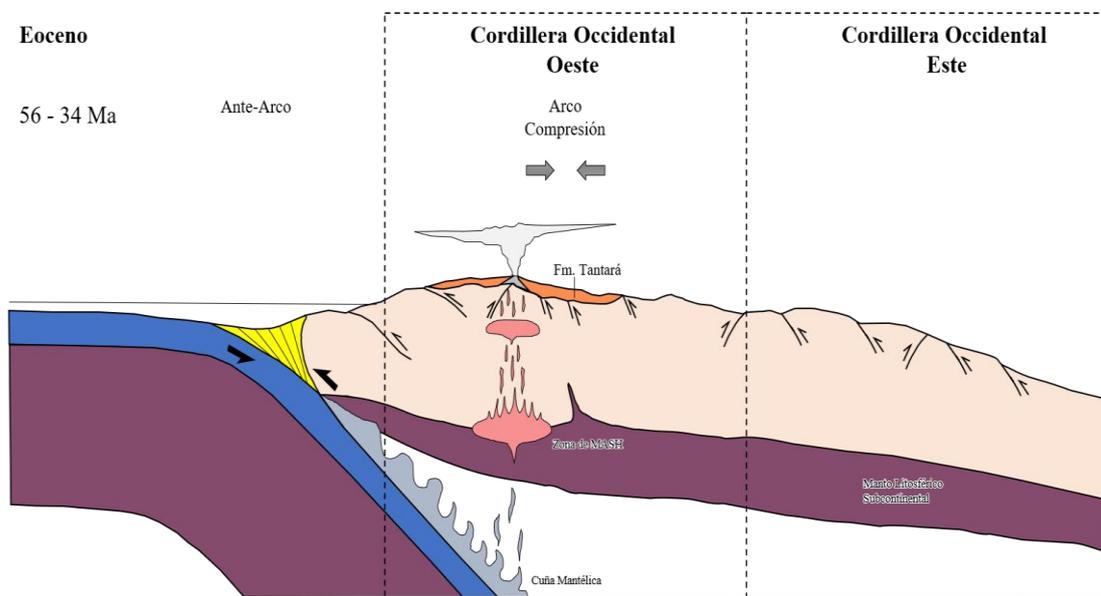
Durante el Eoceno-Oligoceno se da una fuerte etapa de compresión, se tiene una migración del arco volcánico hacia el este, con abundante actividad volcánica efusiva y explosiva que da lugar a las Formaciones Tantarà y Sacsaquero, durante el Oligoceno y Mioceno se dio el ascenso de la Super Unidad Catahuasi y la Unidad Tupe como se muestra en las figuras 23, 24, 25 y 26. En el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, al final

del vulcanismo que dio origen a las Formaciones Tantar y Sacsaquero, se tiene un contexto de subducción angular y se emplazan los cuerpos intrusivos asociados a la mineralización, siendo la Super Unidad Catahuasi potencial generadora de yacimientos tipo pórfido.

El rea estudiada se ubica en la franja metalogenética de epitermales de Au-Ag del Oligoceno delimitado por el INGEMMET, sin embargo, durante la campaa de muestreo no se encontraron valores interesantes de Au o Ag, sino valores interesantes de Cu, esta observación puede abrir nuevas ideas y conceptos para la exploración por pórfidos de Cu. Los intensos niveles de erosión en el valle del río Cañete pueden contribuir negativamente a la preservación de los sistemas epitermales de Au-Ag del Oligoceno, sin embargo, esta erosión puede permitir la exhumación de sistemas tipo pórfido, ya que la ocurrencia de un sistema epitermal debe estar ligado a la presencia de un sistema tipo pórfido a profundidad.

Figura 23

Contexto tectónico y rango de actividad de la Fm. Tantar durante el Eoceno

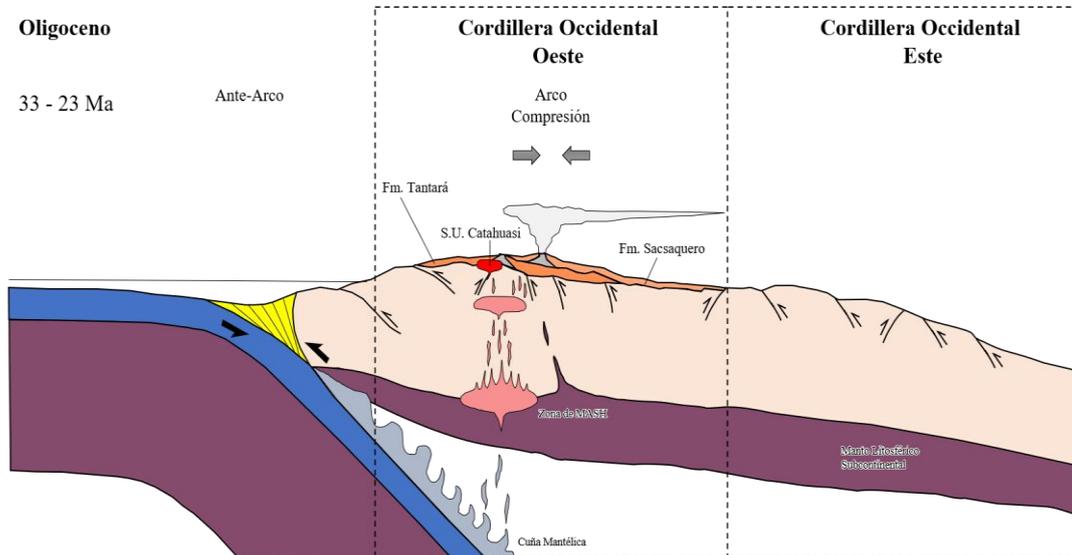


Vulcanismo Tantar: 45 – 30 (15 Ma)

Nota: Elaboración propia.

Figura 24

Contexto tectónico y rango de actividad de la Fm. Sacsaquero y la S.U. Catahuasi durante el Oligoceno.

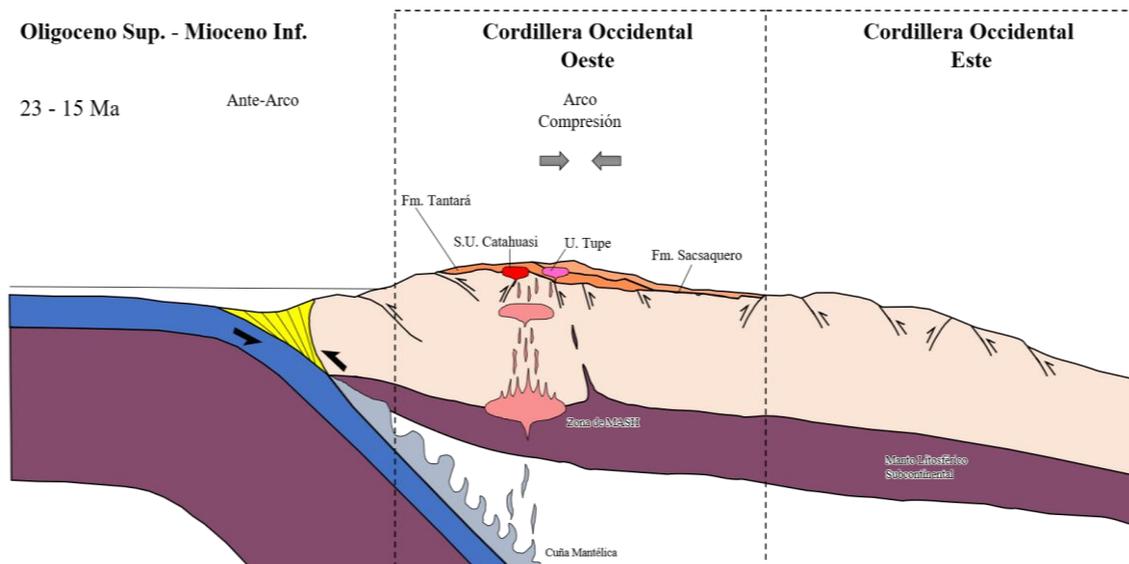


Vulcanismo Sacsaquero: 30 – 20 (10 Ma)
 Magmatismo S.U. Catahuasi: 30 – 24 (6 Ma)

Nota: Elaboración propia.

Figura 25

Contexto tectónico y rango de actividad de la Fm. Sacsaquero y la U. Tupe durante el Oligoceno Superior – Mioceno Inferior.

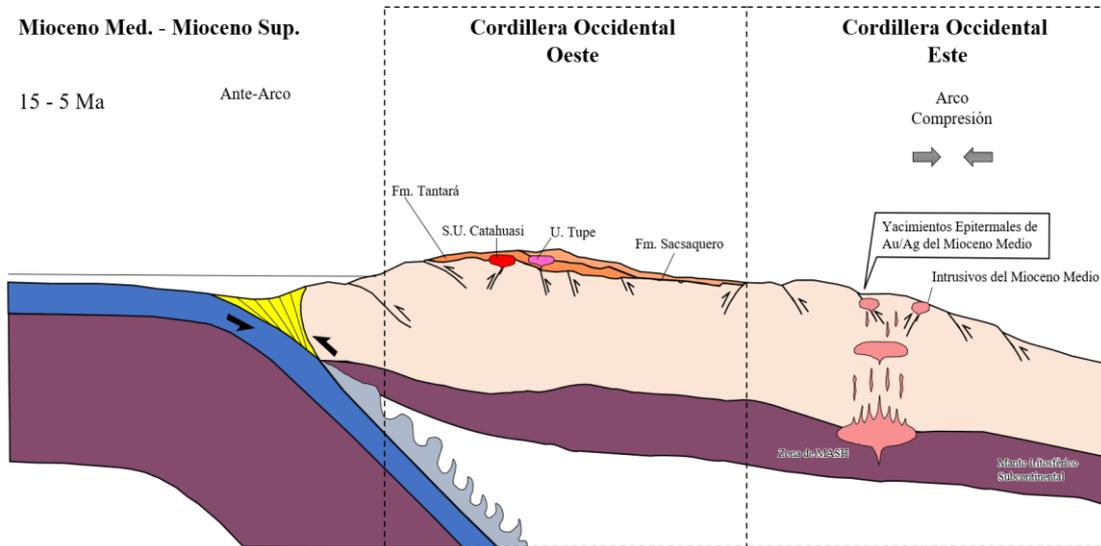


Vulcanismo Sacsaquero: 30 – 20 (10 Ma)
 Magmatismo U. Tupe: 24 – 20 (4Ma)

Nota: Elaboración propia.

Figura 26

Contexto tectónico durante el Mioceno Medio – Mioceno Superior



Magmatismo S.U. Catahuasi: 30 – 24 (6 Ma)

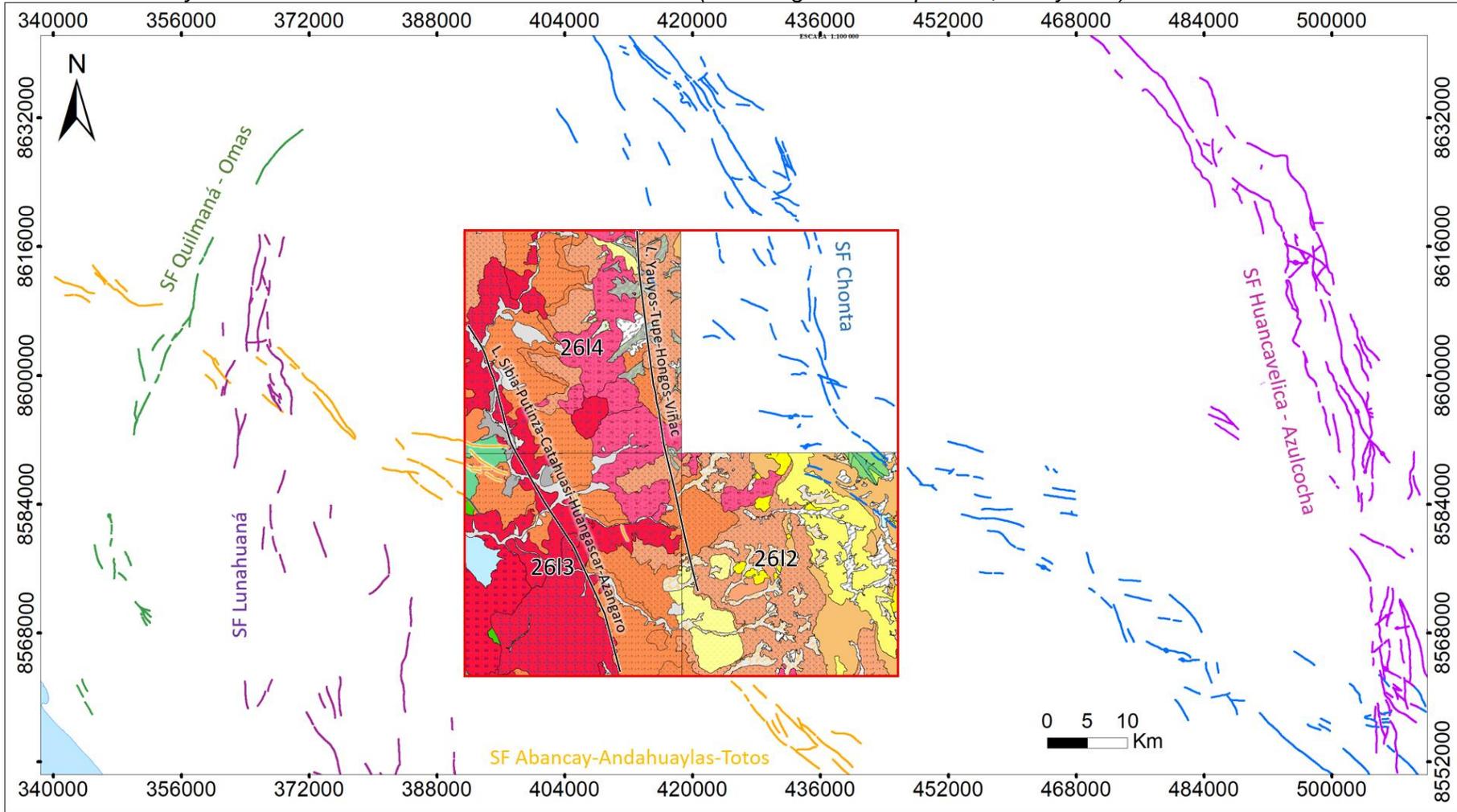
(Interés por Pórfidos)

Magmatismo U. Tupe: 24 – 20 (4 Ma)

Nota: Elaboración propia.

Figura 27

Sistemas de fallas y lineamientos relacionados a la zona de estudio (cuadrángulos de Tupe 2612, 2613 y 2614).



Nota: Geología actualizada por Nole et al. (2021) y sistemas de fallas obtenido de la base de datos del GEOCATMIN.

3.2 Geología local

El trabajo se realizó en dos zonas de trabajo, en los alrededores de los poblados de Huangascar y San Lorenzo de Putinza separados entre si ~25 km, por lo tanto, se presentan dos planos geológicos locales (ver Figuras 29 y 32) y dos columnas estratigráficas (ver Figuras 30 y 33).

3.2.1 Geomorfología

El relieve de las zonas estudiadas es el resultado de factores exógenos que modificaron un paleorelieve constituido a partir de la depositación de material volcánico y el ascenso de cuerpos intrusivos principalmente, los factores más importantes son: el clima, el tipo de roca y la presencia de estructuras (fallas distritales y locales). Las dos zonas de trabajo se encuentran en los alrededores de los poblados de Huangascar y San Lorenzo de Putinza en el valle del río Cañete y pertenecen a la unidad geomorfológica denominada flanco disectado andino (ver Figura 28), que se caracteriza principalmente por la intensa erosión que dio origen a los valles profundos. Huangascar se ubica en la zona alta del valle del río Cañete a 3400 m.s.n.m., situado entre quebradas, posee una morfología moderadamente abrupta resultado de la erosión y posterior acumulación de material reciente, por otro lado, San Lorenzo de Putinza se ubica en la parte media-baja del valle del río Cañete a 2000 m.s.n.m., situado en una planicie elevada constituida por la acumulación de material reciente, presenta una morfología moderadamente abrupta.

Figura 28

Vista de la unidad geomorfológica flanco disectado andino.



Nota: Elaboración propia.

3.2.2 Estratigrafía y rocas intrusivas

En los alrededores de Huangascar (Ver Figura 31) afloran rocas intrusivas pertenecientes a la Super Unidad Catahuasi, identificadas con facies de monzogranito y brechas magmáticas, que se encuentran en el límite con la Formación Tantará, miembro inferior, donde se observaron facies de tobas de cristales y niveles sedimentarios rojizos. El mapa geológico y la columna estratigráfica de los afloramientos de Huangascar y lugares cercanos se presentan en las Figuras 29 y 30. En la Figura 29 se muestra la ubicación de la muestra GR50A-19-020 con el valor elevado de Cu, perteneciente a la Super Unidad Catahuasi.

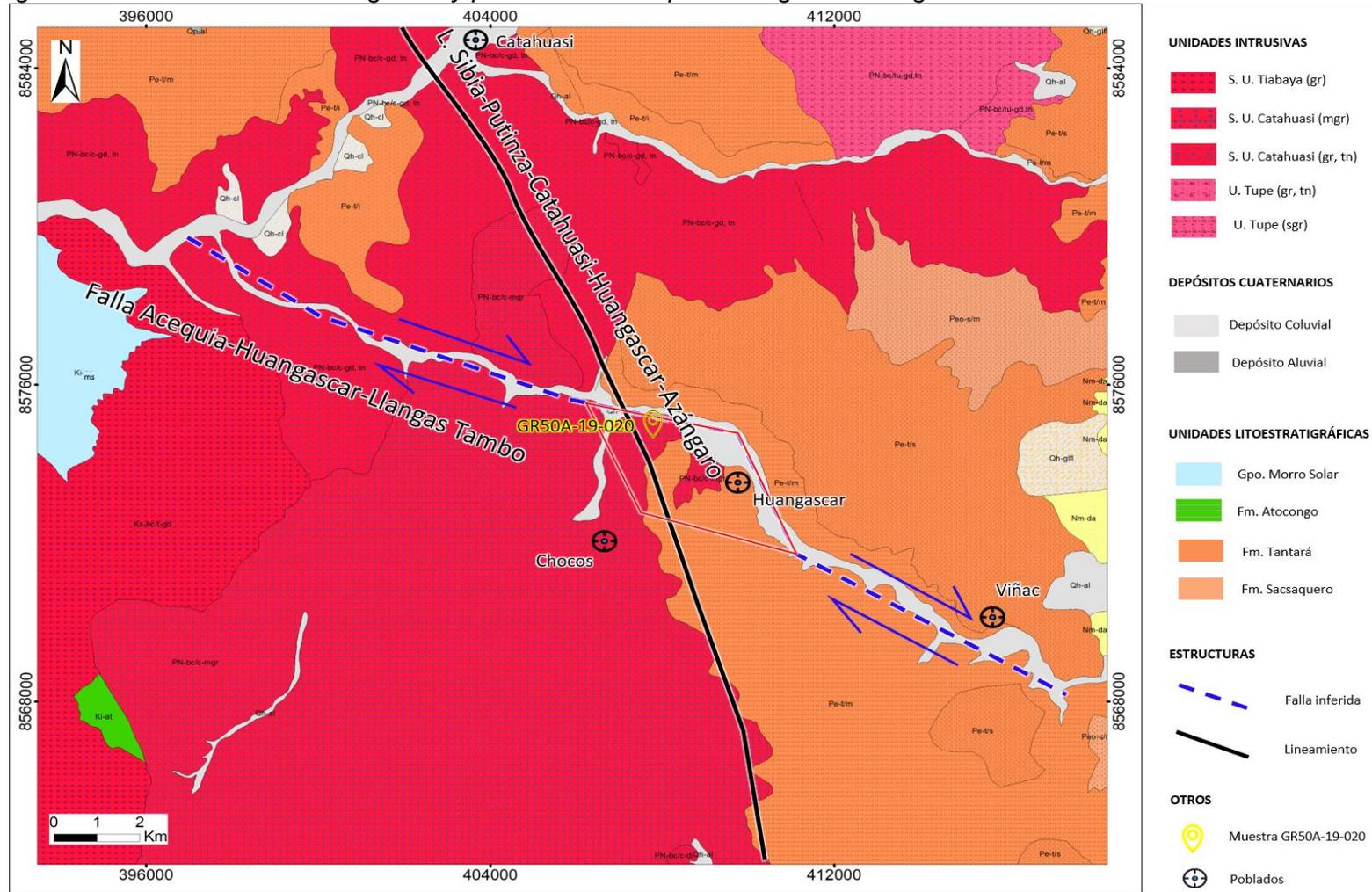
En los alrededores de San Lorenzo de Putinza (Ver Figura 34) se tienen afloramientos pertenecientes a la Formación Tantará, miembro inferior, con facies identificadas de tobas líticas, tobas de cristales y lavas andesíticas, así mismo, se encuentra relevante la ocurrencia de un depósito cuaternario aluvial que cubre el contacto entre la Formación Tantará y la Super Unidad Catahuasi. El mapa geológico y la columna estratigráfica de los afloramientos de San Lorenzo de Putinza y lugares cercanos se presentan en las Figuras 32 y 33. En la Figura 32 se muestra la ubicación de la muestra GR50A-19-037 con el valor elevado de Cu, perteneciente a la Fm. Tantará.

3.2.3 Geología estructural

La zona de estudio cercana al poblado de Huangascar está influenciada por la ocurrencia de una posible falla dextral (falla Acequia-Huangascar-Llangas Tambo) de dirección NO-SE, que se extiende a través de la quebrada formada por el río Huangascar, la cual presenta una sinuosidad o curva en las cercanías del poblado Huangascar que es interpretada como una posible zona de apertura (Jog estructural), la posible falla Acequia-Huangascar-Llangas Tambo pertenece al sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos. En la zona de estudio también se tiene la influencia de un lineamiento de dirección NO-SE (lineamiento Sibia-Putinza-Catahuasi-Huangascar-Azángaro) que se extiende desde el poblado de Sibia hasta Azángaro, que se identificó mediante la fotointerpretación de imágenes satelitales.

Figura 29

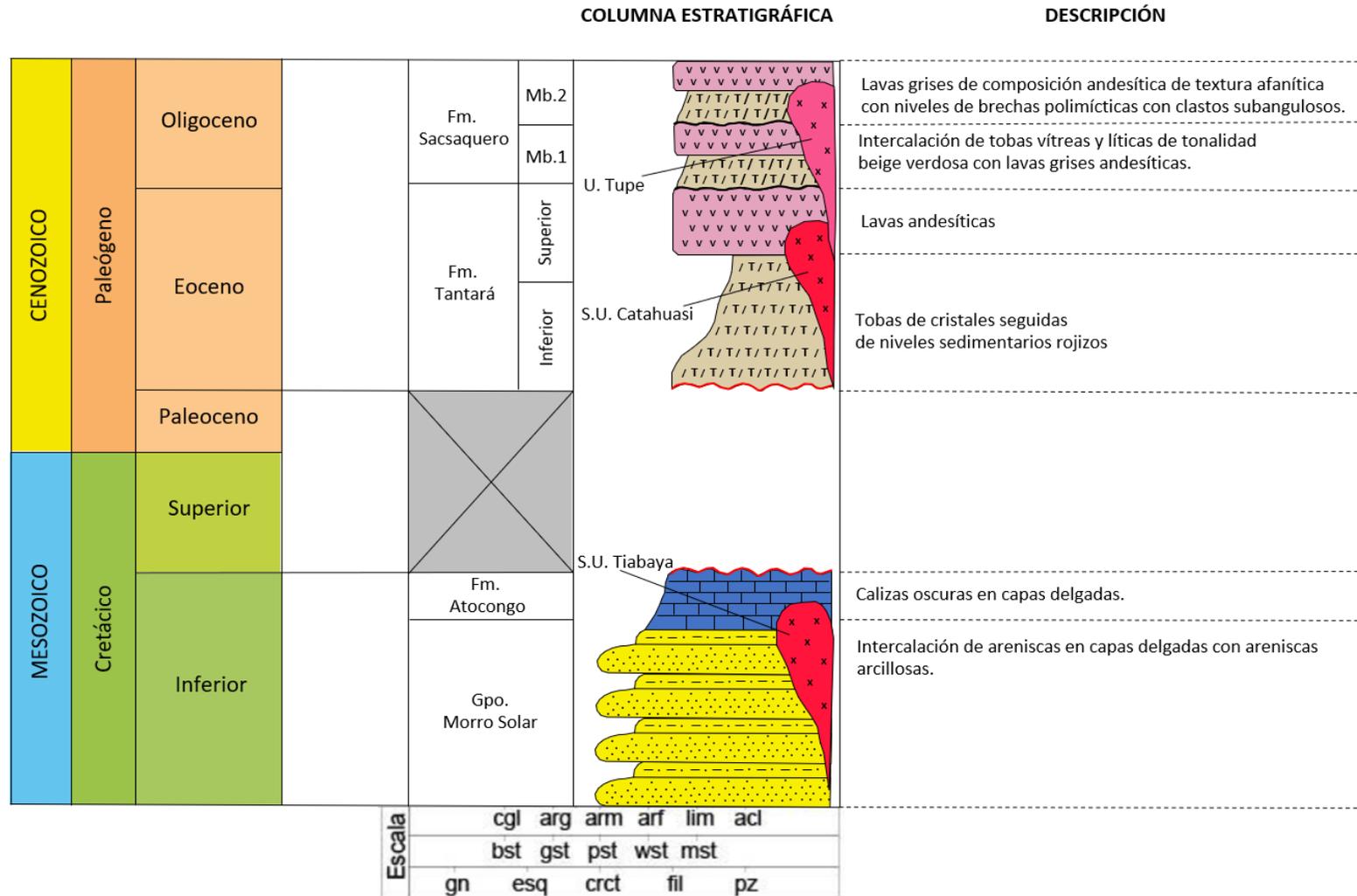
Mapa geológico local en el sector de Huangascar y posible falla Acequia-Huangascar-Llangas Tambo.



Nota: La falla Acequia-Huangascar-Llangas Tambo es posiblemente una falla dextral, que pertenece al SF Abancay-Andahuaylas-Totos, en su intersección con el lineamiento Sibia-Putinza-Catahuasi-Huangascar-Azángaro generó zonas de apertura favorables para la mineralización. La muestra GR50A-19-020 presenta los valores elevados de Cu.

Figura 30

Columna estratigráfica en el sector de Huangascar.



Nota: Las descripciones y la división de las unidades litoestratigráficas se basa en el trabajo elaborado por Nole et al. (2021).

Figura 31

Afloramiento de brechas magmáticas cerca al contacto entre la Super Unidad Catahuasi y la Formación Tantarà.



Nota: La foto fue obtenida en el trayecto del poblado de Chocos al poblado de Huangascar.

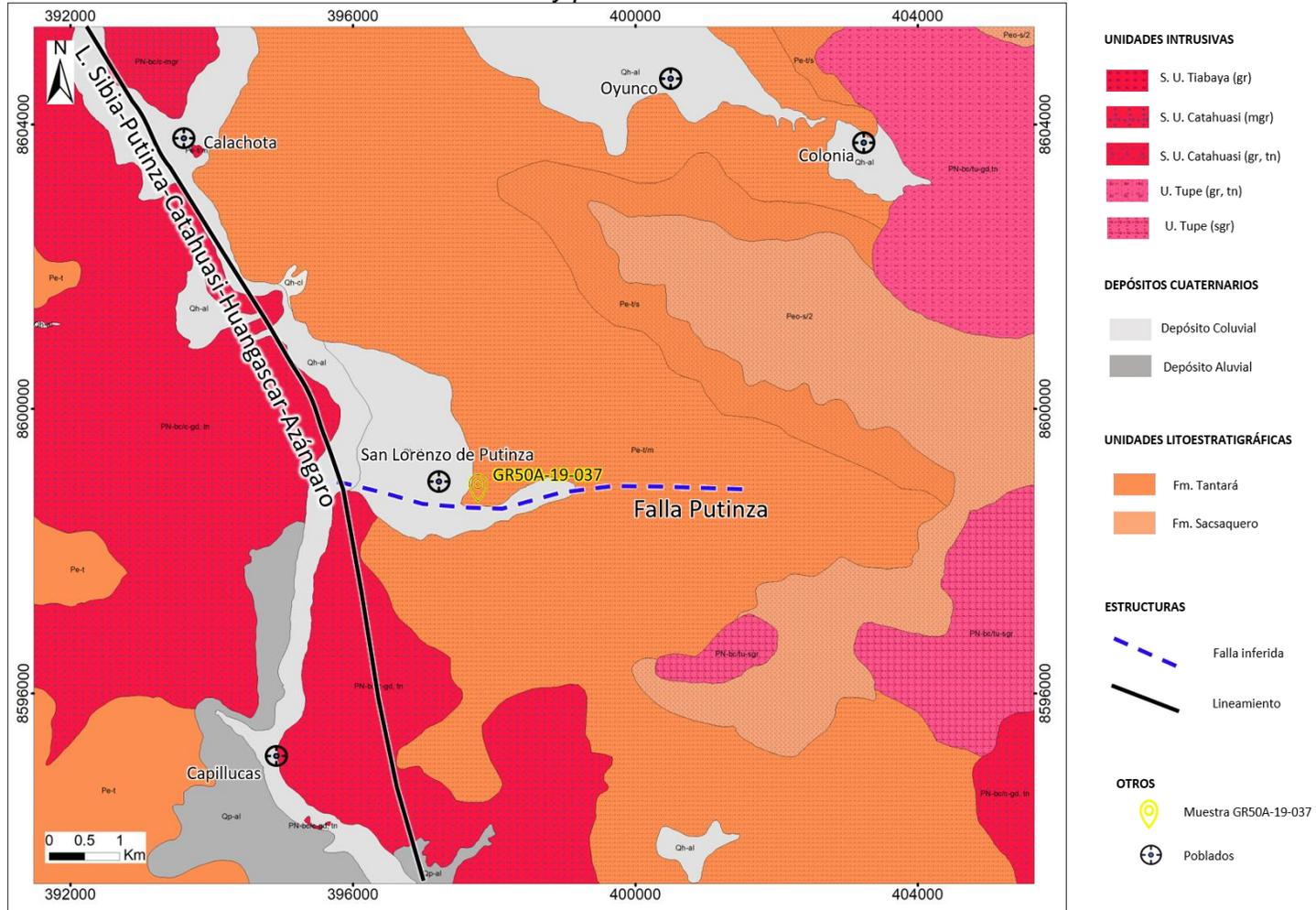
Nole et al. (2021) mencionan que la ocurrencia del valor elevado de Cu (muestra GR50-19-020) en Huangascar está asociada a la falla Acequia-Huangascar-Llangas Tambo, la cual se extiende desde el poblado de Acequia hasta Llangas Tambo, presenta un rumbo NO y es interceptada con el lineamiento NE Palca y generarán zonas de apertura para el emplazamiento de mineralización.

La zona estudiada en las cercanías del poblado de San Lorenzo de Putinza está influenciada por la ocurrencia de una posible falla (falla Putinza) de dirección E-O ubicada en la quebrada Acequia al sur de San Lorenzo de Putinza, la posible falla Putinza pertenece al sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos. En la zona de San Lorenzo de Putinza también se tiene la influencia del lineamiento Sibia-Putinza-Catahuasi-Huangascar-Azángaro de dirección NO-SE, identificado mediante la fotointerpretación de imágenes satelitales.

La ocurrencia del valor elevado de Cu en Huangascar (muestra GR50A-19-020) se encuentra en las cercanías de la intersección de la posible falla Acequia-Huangascar-Llangas Tambo y el lineamiento Sibia-Putinza-Catahuasi-Huangascar-Azángaro como se muestra en la Figura 29, de manera similar, la ocurrencia del elevado valor de Cu en San Lorenzo de Putinza (muestra GR50A-19-037) se encuentra en las inmediaciones de la intersección de la posible falla Putinza y el lineamiento Sibia-Putinza-Catahuasi-Huangascar-Azángaro como se muestra en la Figura 32.

Figura 32

Mapa geológico local en el sector de San Lorenzo de Putinza y posible falla Putinza.



Nota: La intersección de la posible falla Putinza, que pertenece al SF Abancay-Andahuaylas-Totos, con el lineamiento Sibia-Putinza-Catahuasi-Huangascar-Azángaro generó zonas de apertura favorables para la mineralización. La muestra GR50A-19-037 presenta los valores elevados de Cu.

Figura 34

Afloramiento de la Formación Tantará con intrusiones pertenecientes a la Super Unidad Catahuasi.



Nota: La foto fue obtenida en el trayecto de salida hacia el sur del poblado de San Lorenzo de Putinza.

3.3 Investigaciones petrográficas y geoquímicas

3.3.1 Petrografía

Se realizó la caracterización petrográfica a las muestras de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe poniendo énfasis en la identificación de minerales traza, texturas relícticas o moldes de minerales, relacionados a la ocurrencia de sistemas mineralizados, que puedan vincularse con la litogeoquímica para la evaluación del magmatismo y su relación con la ocurrencia de pórfidos. Las muestras evaluadas, en general no presentan alteración, a excepción de las muestras con los valores elevados de Cu, las cuales poseen una alteración débil a moderada.

3.3.1.1 Estudio petrográfico de la Super Unidad Catahuasi. El estudio petrográfico de las muestras más importantes de la Super Unidad Catahuasi soportan las interpretaciones realizadas con la información geoquímica.

3.3.1.1.1 Descripción de muestras de mano. Se han trabajado 11 muestras, y seguidamente se describen 5 de las muestras más importantes de la Super Unidad Catahuasi. Véase Tabla 4.

Tabla 4

Ubicación de muestras de la Super Unidad Catahuasi.

Muestra	Este	Norte	Elevación
GR50A-19-020	407974	8574602	2539
GR50A-19-104	397545	8598699	2018
GR50A-19-004	406334	8570987	2875
GR50A-19-007	408892	8563458	3456
GR50A-19-021	407029	8572922	2630

Nota: Sistema de coordenadas WGS 84 / UTM zona 18 S

Muestra GR50A-19-020

Descripción macroscópica

Brecha intrusiva monomítica de coloración gris-verdosa, matriz-soportada. La matriz posee textura fanerítica y se encuentra silicificada, posee clastos de andesita con evidencia de silicificación. Presenta una alteración suave a moderada y venillas de sílice

gris y blanquecina. Se tienen cloritas y magnetita-hematita diseminadas en la matriz y clastos. Ver Figura 35.

Muestra GR50A-19-104

Descripción macroscópica

Brecha intrusiva polimíctica, matriz-soportada compacta con colores blanquecinos y grises oscuros, matriz de textura fanerítica silicificada. Presenta dos tipos distintos de fragmentos líticos con formas subangulosas e irregulares. Presenta magnetita-hematita y cloritas diseminadas en la matriz. Ver Figura 36.

Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-104 de la Super Unidad Catahuasi poseen una alteración débil a moderada que puede influir en la movilidad de los elementos traza, por lo cual, es importante mencionar a continuación el estudio previo realizado por Nole et al. (2021) en las muestras (GR50A-19-004, GR50A-19-007, GR50A-19-021) de la Super Unidad Catahuasi.

Muestra GR50A-19-004

Descripción macroscópica

Clasificada como monzogranito, es una roca ígnea intrusiva compacta de textura fanerítica, de color gris parduzco y de grano medio. Está conformada por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas y biotita alterada a cloritas. Se observó pirita y óxidos de Fe en fracturas. La muestra presenta xenolitos grisáceos de naturaleza ígnea de grano fino. La roca tiene dureza alta, densidad media y magnetismo débil. Ver Figura 37.

Muestra GR50A-19-007

Descripción macroscópica

La muestra se clasifica como diorita, es una roca ígnea intrusiva, compacta de color gris medianamente oscuro con textura fanerítica de grano fino. Está compuesta por cristales de plagioclasas y ferromagnesianos. Posee densidad media y moderado magnetismo. Ver Figura 38.

Muestra GR50A-19-021

Descripción macroscópica

La muestra es una granodiorita, compacta de color gris blanquecino y textura fanerítica de grano medio. Está compuesta por plagioclasas, feldespatos potásicos, cuarzo y anfíboles. Posee densidad media y moderado magnetismo. Ver Figura 39.

Figura 35

Muestra de mano GR50A-19-020



Fuente: Elaboración propia.

Figura 36

Muestra de mano GR50A-19-104.



Fuente: Elaboración propia.

Figura 37

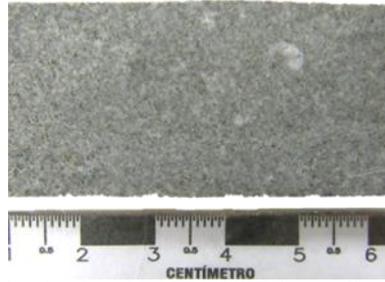
Muestra de mano GR50A-19-004.



Nota: Nole et al. (2021). Repositorio Institucional INGEMMET (<https://hdl.handle.net/20.500.12544/3171>).

Figura 38

Muestra de mano GR50A-19-007.



Nota: Nole et al. (2021). Repositorio Institucional INGEMMET (<https://hdl.handle.net/20.500.12544/3171>)

Figura 39

Muestra de mano GR50A-19-021



Nota: Nole et al. (2021). Repositorio Institucional INGEMMET (<https://hdl.handle.net/20.500.12544/3171>).

3.3.1.1.2 Descripción de secciones delgadas. Se muestran a continuación las descripciones microscópicas de las 5 muestras del ítem 3.3.1.1.1.

Muestra GR50A-19-020

Descripción microscópica

La muestra GR50A-19-020 es una brecha intrusiva monomítica matriz-soportada compuesta por fragmentos líticos de formas irregulares. Los fragmentos líticos posiblemente sean andesitas porfíricas, contienen fenocristales de plagioclasas, agregados de cristales de actinolita y biotita secundaria que se encuentran sostenidos por una matriz microlítica de plagioclasas. Los feldespatos en la matriz presentan sobreimpresión de agregados de actinolita, posiblemente reemplazando ferromagnesianos, también se observan micro inclusiones de magnetita-hematita con agregados masivos de clorita en la matriz y los clastos. La matriz contiene aislados fragmentos de cristales de cuarzo I y feldespatos, los cuales están sostenidos y corroídos, la matriz está constituida por agregados microcristalinos de cuarzo II con agregados

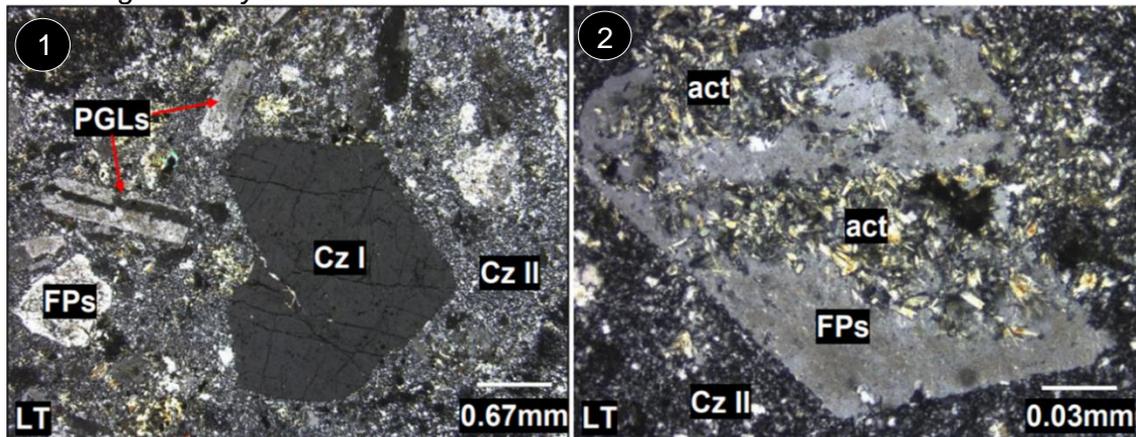
dispersos de titanita, parches de magnetita-hematita, hematita-goethita y disseminación de pirita.

De acuerdo a las imágenes mostradas en las Figuras 40, 41, 42, 43, 44, 45 y 46 se observa lo siguiente:

- Presencia de un cristal subhedral de cuarzo (cz I) y cristales de feldespato potásico (FPs) con bordes corroídos en una matriz de cuarzo (cz II) y plagioclasas (PGLs).
- Feldespato (FPs) corroído con presencia de agregados de cristales de actinolita (act).
- Fragmento lítico (FL) compuesto por fenocristales de plagioclasa, posible andesita porfírica, con agregados de actinolita y biotita secundaria.
- Cristal subredondeado de zircón (zir) con titanita (ttn) y cristales anhedrales de feldespatos (FPs) en matriz de cuarzo (cz II).
- Cristal de magnetita (mt) subhedral siendo reemplazada por hematita (hm).
- Cristal de hematita-goethita (hm-goe) subhedral con inclusiones de pirita (py).
- Cristal anhedral de titanita (ttn).
- Venilla compuesta por agregados de cristales de cuarzo (cz III) con actinolita (act) en ciertas zonas de la venilla.
- Feldespato potásico (FPs) subhedral de borde subredondeado.
- Cristales de magnetita (mt) y hematita (hm) interrelacionadas.
- Molde de ferromagnesiano (FMs) reemplazado con actinolita (act) y trazas de magnetita-rutilo (mt-rut). También se observa actinolita (act) y feldespato potásico secundario (FPs sec.) en la matriz.
- Biotita secundaria (bt sec.) disseminada y cristal de actinolita (act) en la matriz. También se observa un cristal de feldespato potásico (FPs).
- Feldespato potásico secundario (FPs sec.) con agregados de biotita secundaria (bt sec.) disseminada y actinolita (act) en la matriz.
- Titanita (ttn) y feldespato potásico secundario (FPs sec.) en la matriz.

Figura 40

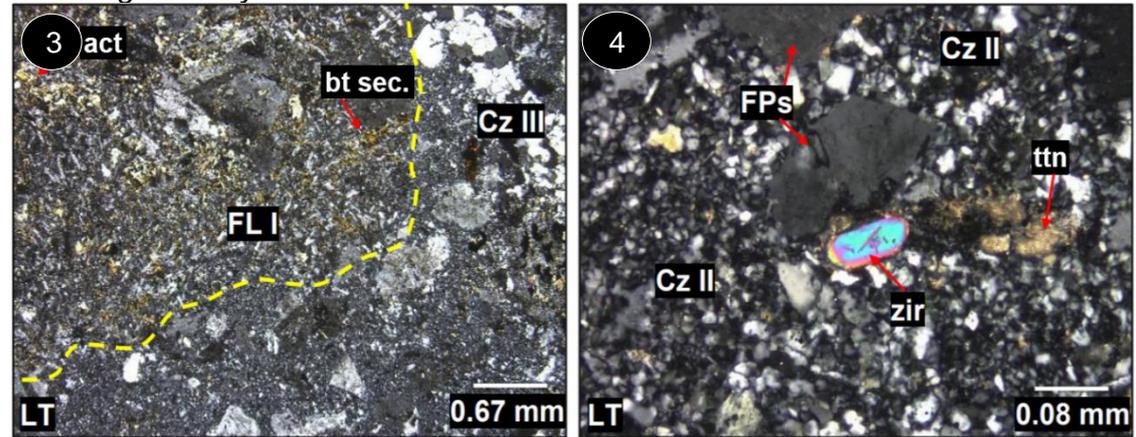
Fotomicrografías 1 y 2 de la muestra GR50A-19-020.



Nota: cuarzo: cz, feldespatos potásicos: FPs, plagioclasas: PGLs y actinolita: act.

Figura 41

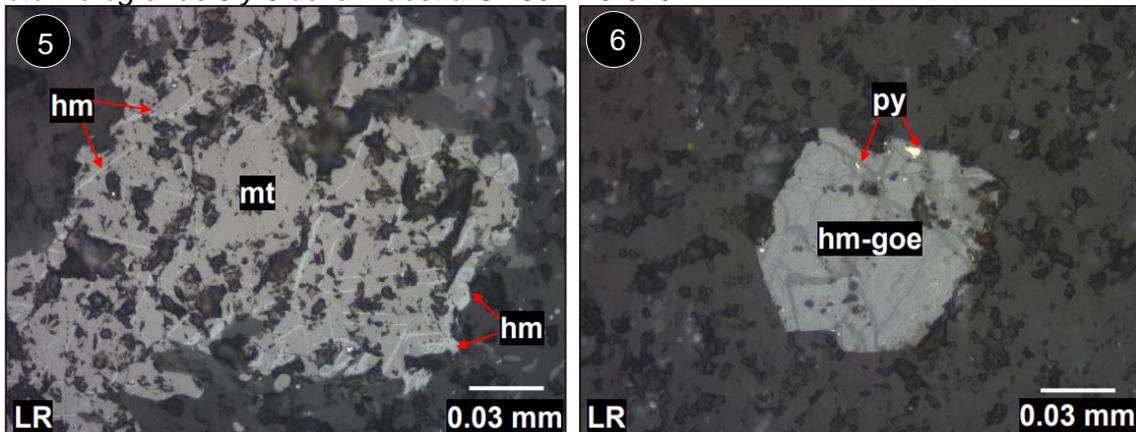
Fotomicrografías 3 y 4 de la muestra GR50A-19-020.



Nota: fragmentos líticos: FL, cuarzo: cz, feldespatos potásicos: FPs, actinolita: act, biotita secundaria: bt sec., zircon: zir y titanita: ttn.

Figura 42

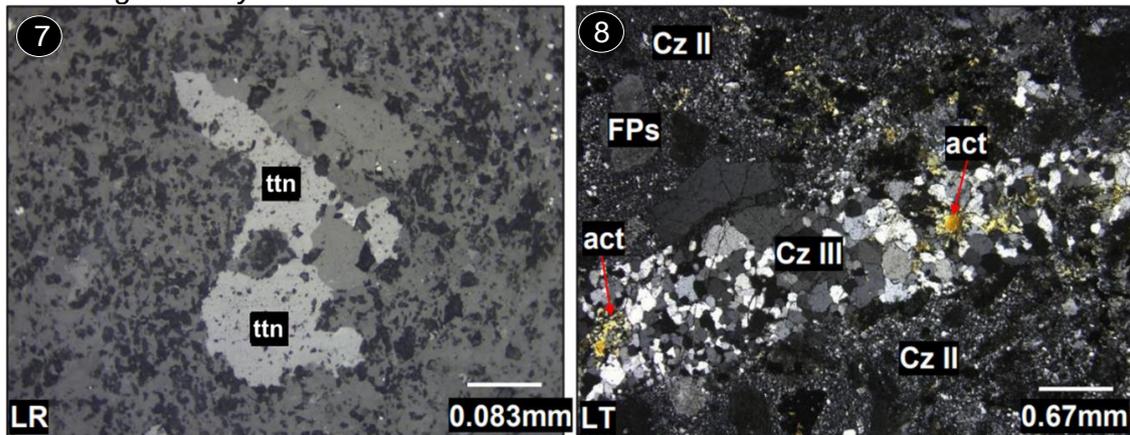
Fotomicrografías 5 y 6 de la muestra GR50A-19-020.



Nota: magnetita: mt, hematita: hm, goethita: goe y pirita: py.

Figura 43

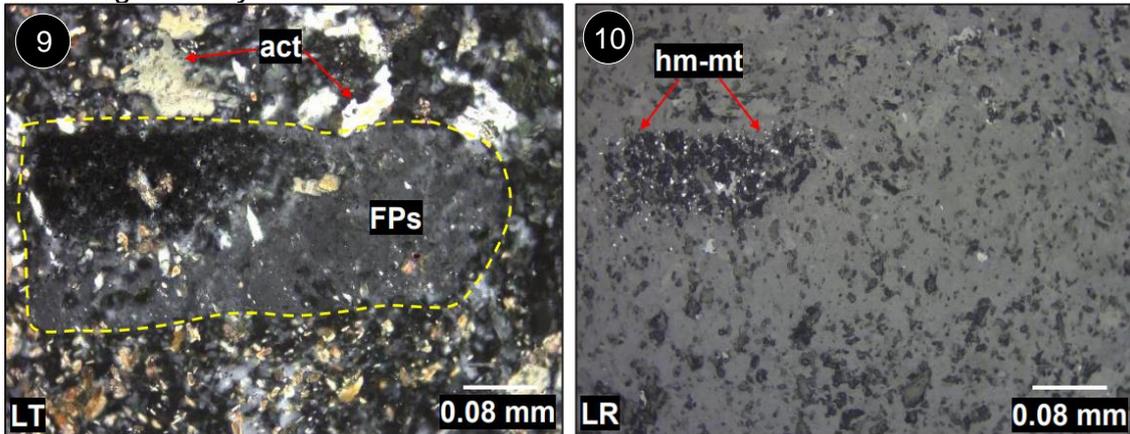
Fotomicrográficas 7 y 8 de la muestra GR50A-19-020.



Nota: cuarzo: cz, feldspatos potásicos: FPs, actinolita: act y titanita: ttn.

Figura 44

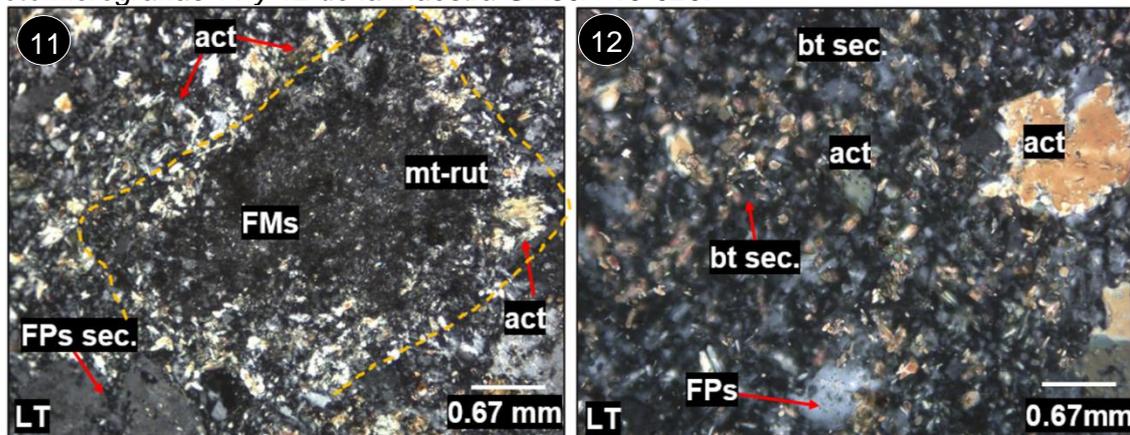
Fotomicrográficas 9 y 10 de la muestra GR50A-19-020.



Nota: feldspatos potásicos: FP, actinolita: act, magnetita: mt y hematita: hm.

Figura 45

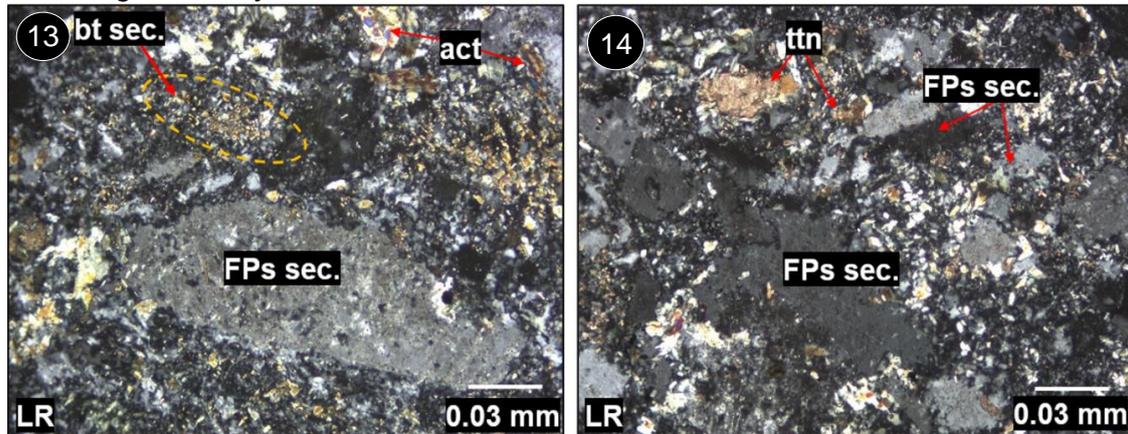
Fotomicrográficas 11 y 12 de la muestra GR50A-19-020.



Nota: moldes de ferromagnesianos: FMs, feldspatos potásicos secundarios: FPs sec., feldspatos potásicos: FPs, biotita secundaria: bt sec., actinolita: act, magnetita: mt y rutilo: rut.

Figura 46

Fotomicrográficas 13 y 14 de la muestra GR50A-19-020.



Nota: biotita secundaria: bt sec., feldespato potásico secundario: FPs sec., actinolita: act y titanita: ttn.

Muestra GR50A-19-104

Descripción microscópica

Brecha intrusiva polimíctica matriz-soportada compuesta por dos tipos de fragmentos líticos cuyas formas son subredondeadas e irregulares y sus bordes están corroídos por la matriz. Los fragmentos líticos I, son metaareniscas, conformadas por detritos recristalizados de cuarzo conteniendo en sus intersticios muscovita-fengita, también contienen diseminaciones de magnetita. Los fragmentos líticos II, son andesitas porfíricas con fenocristales de plagioclasas y moldes de ferromagnesianos sostenidos en una matriz microlítica de plagioclasas, formando texturas pilotácicas, los ferromagnesianos han sido reemplazados por cloritas y presentan magnetita diseminada. La matriz contiene fragmentos aislados de cristales de cuarzo I y plagioclasas. El cuarzo I y las plagioclasas presentan bordes corroídos y la matriz está constituida por agregados microcristalinos de cuarzo II, con agregados dispersos de biotita secundaria, anhidrita, muscovita-fengita y diseminaciones de magnetita. Las cloritas reemplazan a la biotita secundaria.

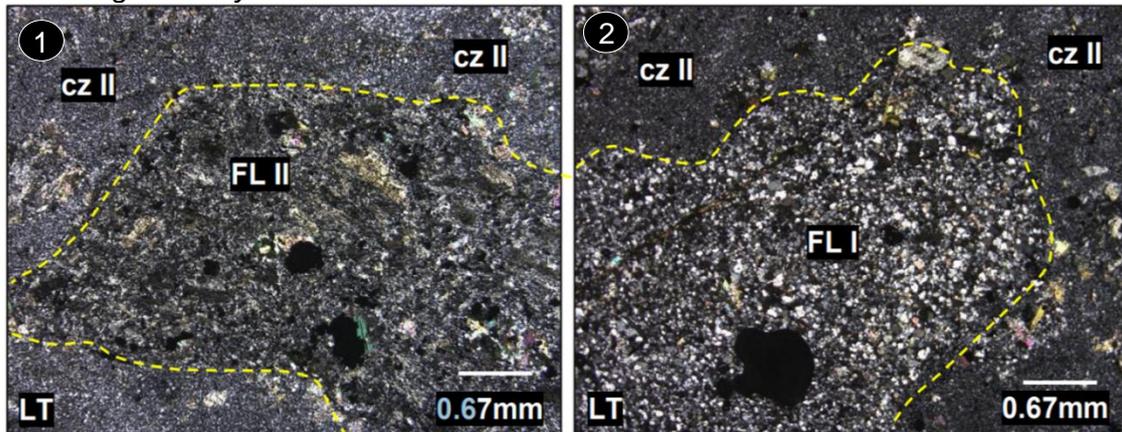
De acuerdo a las figuras 47, 48, 49, 50 y 51 se observa lo siguiente:

- Fragmento Lítico II (FL II), se trata de la andesita porfírica de bordes irregulares sobre la matriz de cuarzo (cz II).
- Fragmento lítico I (FL I), posible metaarenisca de bordes irregulares presentando cierto grado de metamorfismo.

- Agregados de cristales anhedrales a subhedrales de moscovita (mus) y cuarzo (cz II) en la matriz.
- Presencia de cloritas (CLOs) en intersticios.
- Fragmentos líticos I (FL I) de diversos tamaños. También se observa cuarzo (cz II) en la matriz.
- Cristal subhedral de plagioclasa (PGLs) presentando fracturamiento y siendo reemplazada selectivamente por sericita (ser), en la matriz de cuarzo (cz II).
- Agregados de sericita (ser) reemplazando totalmente a un fenocristal de plagioclasa (PGLs) y cuarzo (cz II) en la matriz.
- Granos subhedrales con exsolución lamelar de ilmenita y magnetita (ilm-mt).
- Agregados de anhidrita (anh), muscovita-fengita (mus-fen), biotita secundaria-cloritas (bt sec.-CLOs) y magnetita (mt) en la matriz.
- Matriz conformada por cuarzo (cz II) y feldespatos potásicos secundarios (FPs sec.) reconocibles por sus maclas polisintéticas no tan definidas.

Figura 47

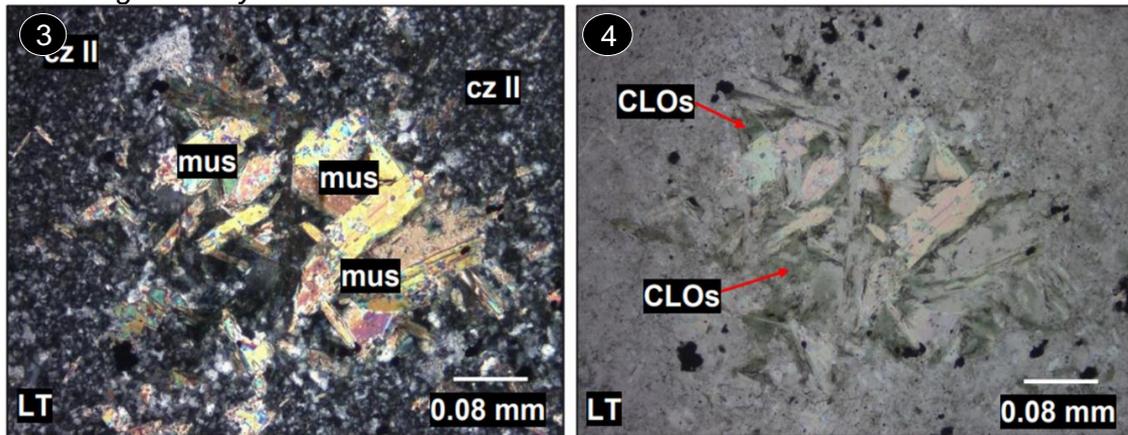
Fotomicrografías 1 y 2 de la muestra GR50A-19-104



Nota: fragmentos líticos: FL y cuarzo: cz.

Figura 48

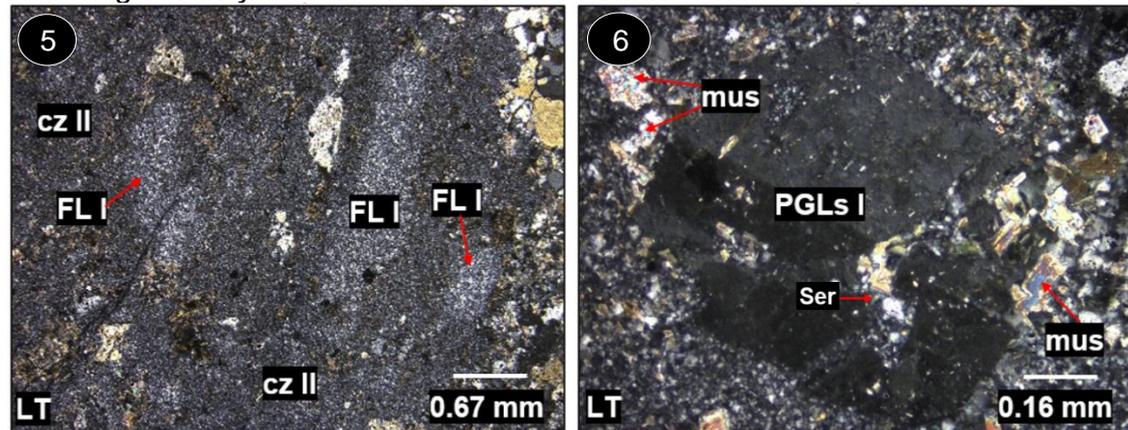
Fotomicrografías 3 y 4 de la muestra GR50A-19-104.



Nota: cuarzo: cz, muscovita: mus y cloritas: CLOs.

Figura 49

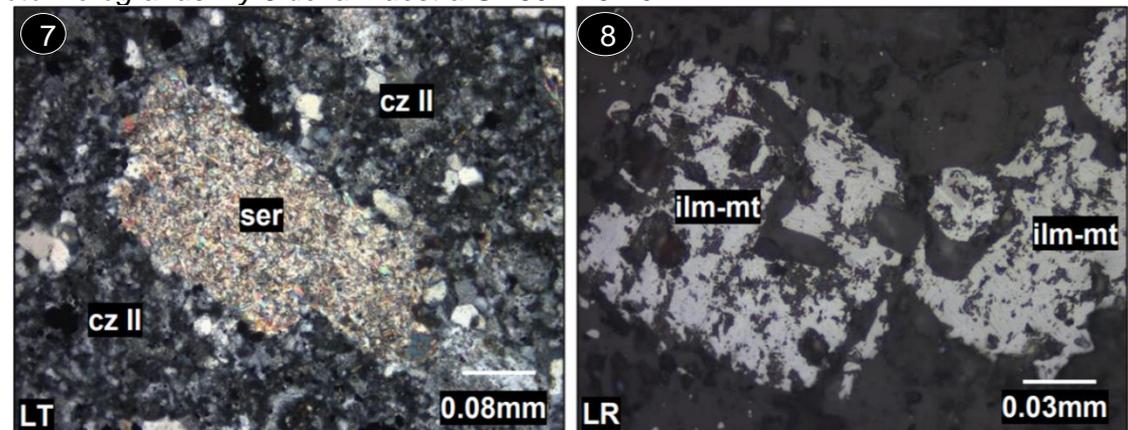
Fotomicrografías 5 y 6 de la muestra GR50A-19-104.



Nota: Roca ígnea conformada por fragmentos líticos: FL, cuarzo: cz, muscovita: mus, plagioclasas: PGLs y sericita: ser.

Figura 50

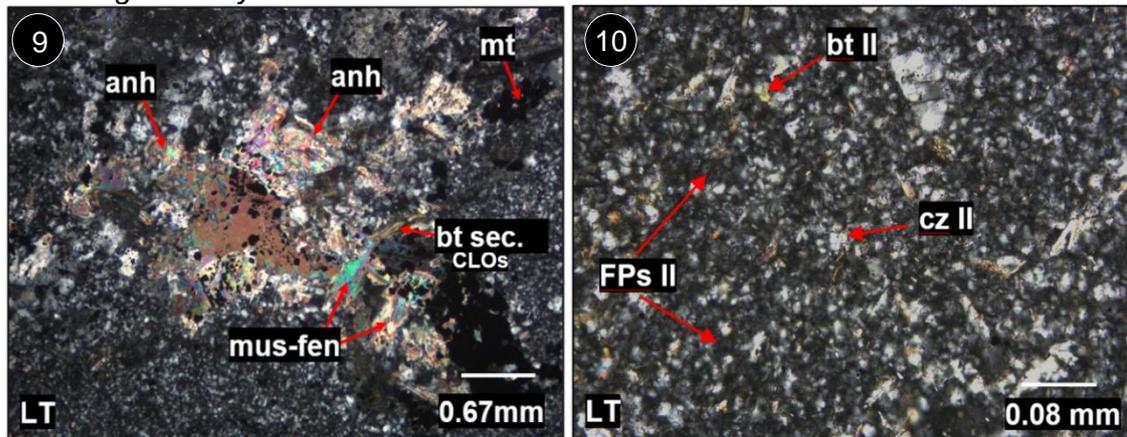
Fotomicrografías 7 y 8 de la muestra GR50A-19-104.



Nota: sericita: ser, cuarzo: cz, magnetita: mt, e ilmenita: ilm.

Figura 51

Fotomicrográficas 9 y 10 de la muestra GR50A-19-104.



Nota: anhidrita: anh, magnetita: mt, biotita secundaria: bt sec., cloritas: CLOs, muscovita-fengita: mus-fen y feldespato potásico secundario: FPs sec.

Seguidamente se presenta el estudio petrográfico realizado por Nole et al. (2021) en las muestras GR50A-19-004, GR50A-19-007 y GR50A-19-021 de la Super Unidad Catahuasi.

Muestra GR50A-19-004

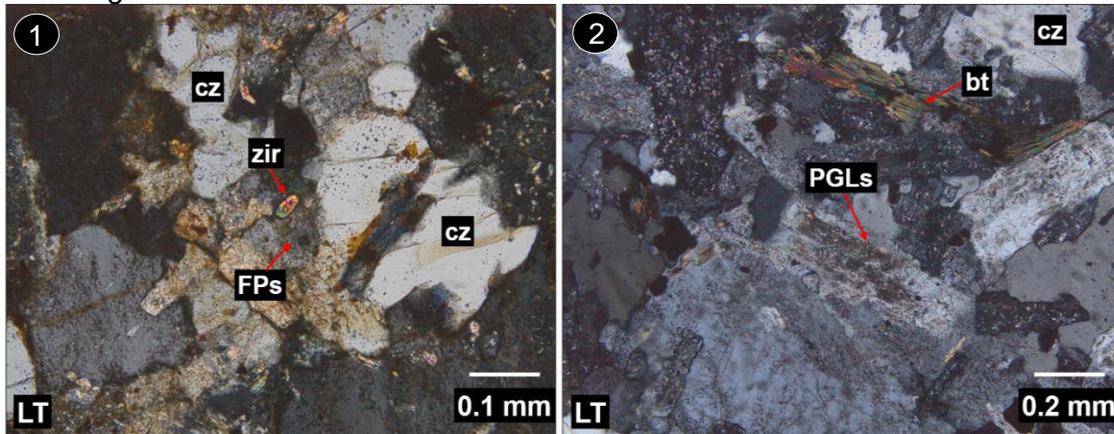
Descripción microscópica

Nole et al. (2021) mencionan que la muestra es un monzogranito, con textura granular hipidiomórfica con cristales de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas y biotita. Los feldespatos presentan alteración a arcillas e impregnaciones de óxidos de Fe. Las plagioclasas están alteradas a sericita, arcillas y tienen impregnaciones de óxidos de Fe. Se observan cristales de biotita en intersticios, que están fuertemente alterados a cloritas con minerales opacos, esfena, epidota y óxidos de Fe. Los minerales opacos ocurren diseminados, generalmente asociados a epidota y turmalinas, y alterados a óxidos. Se observaron cristales de zircón dispersos en los feldespatos. Las turmalinas ocurren rellenando intersticios entre cuarzo y feldespatos. La epidota se presenta remplazando a biotita y plagioclasas. La muestra es atravesada por fracturas rellenas de cloritas, epidota y óxidos de Fe; alrededor de estas fracturas la alteración a óxidos y arcillas es más intensa. Se observan xenolitos granulares conformados por agregados de plagioclasas con

intersticios rellenos de cuarzo, feldespatos potásicos y biotita; los fragmentos presentan alteración a cloritas, epidota, arcillas, sericita y óxidos de Fe. Ver Figura 52.

Figura 52

Fotomicrografías de la muestra GR50A-19-004.



Nota: *cuarzo: cz, feldespatos potásicos: FPs, plagioclasas: PGLs, biotita: bt y zircón: zir.

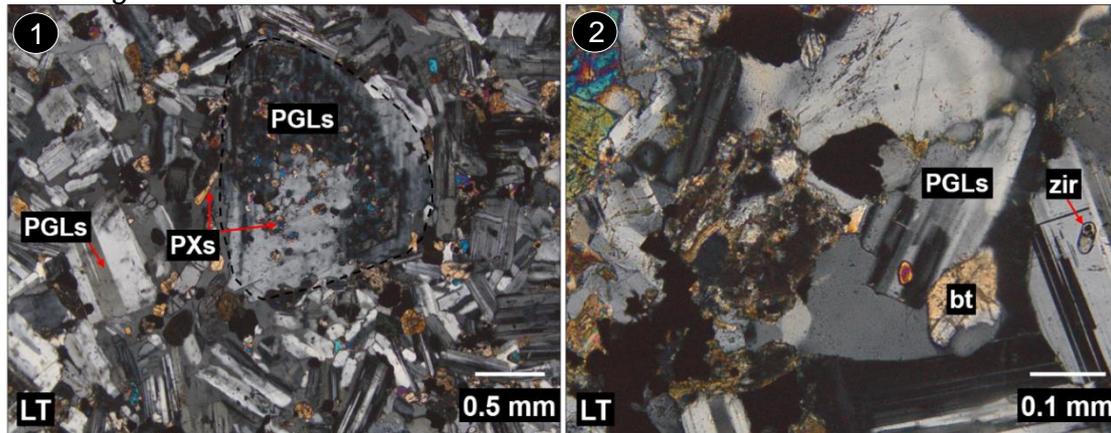
Muestra GR50A19-007

Descripción microscópica

Nole et al. (2019) mencionan que la muestra es una diorita, con textura granular hipidiomórfica. Está compuesta por cristales de plagioclasas maclados y zonados, algunos piroxenos y minerales opacos. Se observan feldespatos potásicos con forma anhedral englobando plagioclasas y piroxenos. Los cristales de piroxenos presentan hábito prismático, en ocasiones, se observa con sección octogonal; se encuentran maclados y ligeramente alterados a cloritas. La biotita se encuentra en intersticios. Los minerales opacos presentan forma anhedral y generalmente se encuentran junto con piroxenos y biotita. Se observan cristales de zircón en los intersticios. Las cloritas ocurren como agregados microfibrosos en microfracturas y reemplazando, principalmente, a los piroxenos. Ver Figura 53.

Figura 53

Fotomicrográficas de la muestra GR50A-19-007.



Nota: * plagioclasas: PGLs, piroxenos: PXs, biotita: bt, feldespatos potásicos: FPs y zircones: zir.

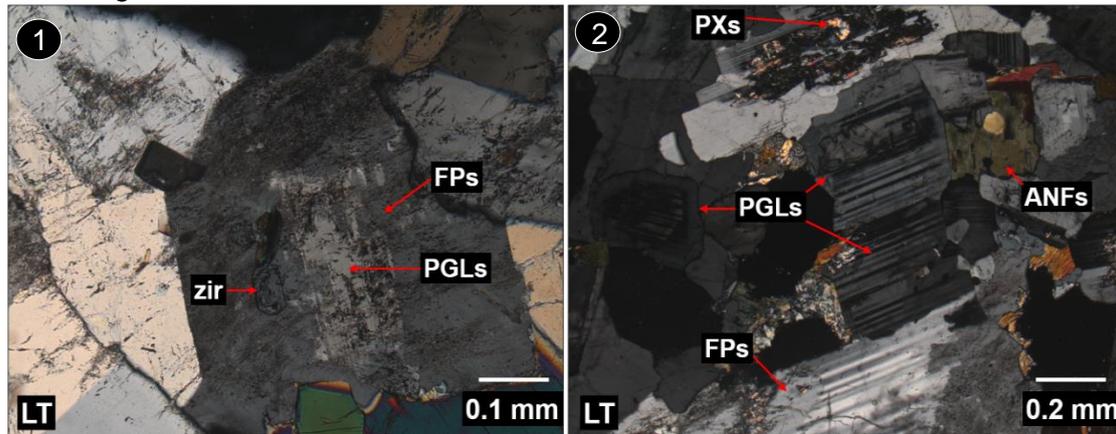
Muestra GR50A-19-021

Descripción microscópica

Nole et al. (2021) mencionan que la muestra es una granodiorita con textura granular hipidiomórfica, compuesta por cristales de plagioclasas tabulares, maclados, zonados y débilmente alterados a sericita y epidota. Los cristales de feldespatos potásicos presentan formas anhedrales y en muchos casos, se encuentran a modo de corona alrededor de plagioclasas (textura antirapakivi); además, presentan alteración a arcillas. El cuarzo presenta formas anhedrales; la biotita presenta inclusiones de apatito y está parcialmente alterada a clorita. Los anfíboles presentan formas subhedrales con zonación; contienen inclusiones de apatito. Se observan piroxenos anhedrales ligeramente oxidados, en muchos casos, parcialmente uralitizados (piroxenos reemplazados por anfíboles). Comúnmente la biotita, anfíboles y piroxenos se encuentran formando cúmulos y asociado a ellos se encuentran los minerales opacos. Los cristales de zircón se encuentran como inclusión en feldespatos y anfíboles. Se observa esfena como relleno de intersticios. Ver Figura 54.

Figura 54

Fotomicrográficas de la muestra GR50A-19-021.



Nota: *plagioclasas: PGLs, feldspatos potásicos: FPs, anfíboles: ANFs, piroxenos: PXs y zircones: zir.

3.3.1.2 Estudio petrográfico de la Unidad Tupe. El estudio petrográfico de las muestras de la Unidad Tupe dan soporte a las interpretaciones realizadas con la información geoquímica.

3.3.1.2.1 Descripción de muestras de mano. Se han trabajado 3 muestras en total, y seguidamente se describen 2 de las muestras de la Unidad Tupe, trabajadas por Nole et al. (2021). Véase Tabla 5.

Tabla 5

Ubicación de muestras de la Unidad Tupe.

Muestra	Este	Norte	Elevación
GR50A-19-033	412395	8592908	3214
GR50A-19-050	408830	8588459	2403

Nota: Sistema de coordenadas WGS 84 / UTM zona 18 S.

Muestra GR50A-19-033

Descripción macroscópica

Clasificada como granodiorita, es una roca ígnea intrusiva compacta, de color gris rosáceo, con textura fanerítica de grano medio conformada por agregados de plagioclasas, cuarzo, feldspatos potásicos, biotita y anfíboles. La roca tiene dureza media, densidad media y magnetismo débil. Ver Figura 55.

Muestra GR50A-19-050

Descripción macroscópica

Clasificada como tonalita, es una roca ígnea intrusiva, compacta, de color gris blanquecino con textura fanerítica, constituida por cristales de plagioclasas tabulares y cuarzo, además de abundantes anfíboles y biotita, alteradas a cloritas. La roca posee densidad y dureza media, presenta magnetismo moderado. Ver Figura 56.

Figura 55

Muestra de mano GR50A-19-033



Nota: Nole et al. (2021). Repositorio Institucional INGEMMET (<https://hdl.handle.net/20.500.12544/3171>)

Figura 56

Muestra de mano GR50A-19-050



Nota: Nole et al. (2021). Repositorio Institucional INGEMMET (<https://hdl.handle.net/20.500.12544/3171>)

3.3.1.2.2 Descripción de secciones delgadas. Se presenta la descripción microscópica de las 2 muestras de la Unidad Tupe.

Muestra GR50A-19-033

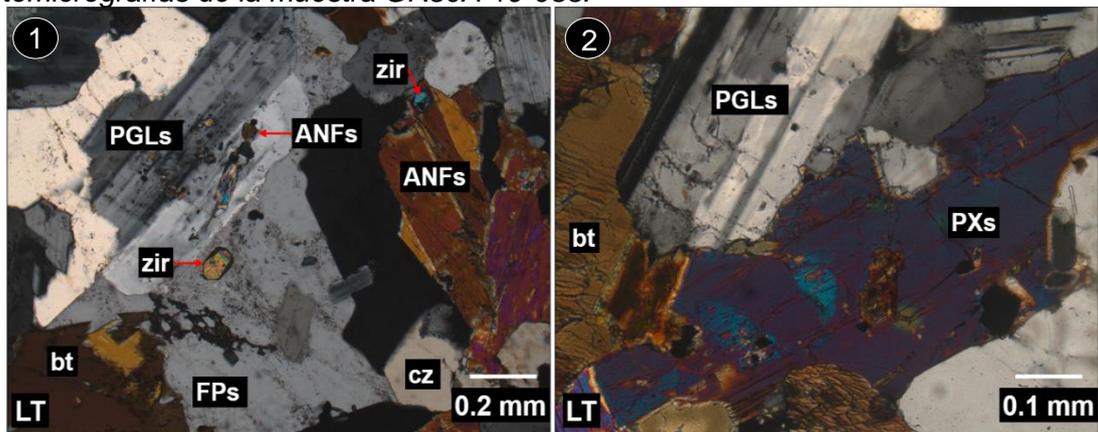
Descripción microscópica

Nole et al. (2021) describen una roca ígnea intrusiva, clasificada como granodiorita, con textura granular hipidiomórfica, conformada por plagioclasas, feldespatos potásicos,

cuarzo, biotita y anfíboles. Las plagioclasas presentan maclas polisintéticas y zonación; algunas con finas inclusiones de piroxenos y minerales opacos, alteradas a sericita a través de ciertos planos de zonación. Los feldespatos potásicos ocurren de forma intersticial, están alterados a arcillas, tienen extinción ondulante y presentan microfracturas rellenas de esfena. Los anfíboles engloban relictos de piroxenos, poseen inclusiones de minerales opacos y zircón. La biotita ocurre de forma intersticial, generalmente asociada a anfíboles, presenta inclusiones de zircón y están alteradas a cloritas y óxidos de Fe a través de sus planos de clivaje. Los relictos de piroxenos incluidos en los anfíboles están alterados a óxidos de Fe y micas. Ver Figura 57.

Figura 57

Fotomicrografías de la muestra GR50A-19-033.



Nota: * plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz, feldespatos potásicos: FPs, biotita: bt, anfíboles: ANFs, piroxenos: PXs y zircones: zir.

Muestra GR50A-19-050

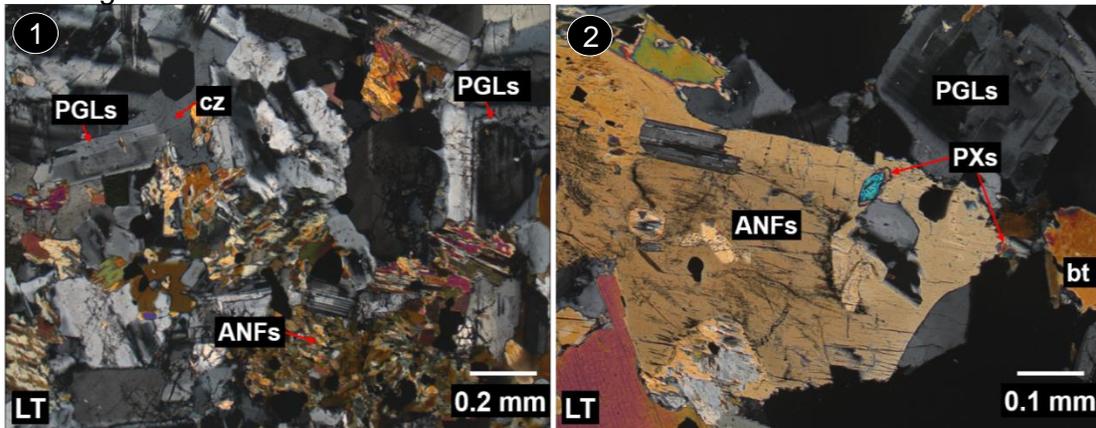
Descripción microscópica

Nole et al. (2019) describen una tonalita con textura granular hipidiomórfica, con cristales de plagioclasas, cuarzo, anfíboles, biotita, minerales opacos y trazas de apatito. Los cristales de plagioclasas poseen formas subhedrales y hábitos prismáticos, se encuentran alterados a arcillas y sericita, algunas con parches de cloritas y alteración a carbonatos desde los centros de sus cristales; los cristales de cuarzo con formas anhedrales y están presentes en los intersticios de la muestra; los anfíboles ocurren en formas subhedrales a anhedrales, con hábitos prismáticos a tabulares, algunos fragmentos

de cristales en sección basal rómbica, maclados, asociados con biotita y alterados a cloritas, con inclusiones de minerales opacos y plagioclasas, algunos con impregnaciones de óxidos de Fe; los cristales de biotita poseen formas subhedrales y anhedrales, con hábitos tabulares, se encuentran alterados a cloritas y epídota, con impregnaciones de óxidos de Fe; además hay minerales opacos diseminados, levemente alterados a óxidos de Fe a partir de sus bordes, ocurren junto con cristales de anfíboles y biotita. Ver Figura 58.

Figura 58

Fotomicrografías de la muestra GR50A-19-050.



Nota: *plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz, anfíboles: ANFs, biotita: bt, y piroxenos: PXs.

3.3.1.3 Estudio petrográfico de la Formación Tantaré. El estudio petrográfico de las muestras de la Formación Tantaré soporta las interpretaciones realizadas con la información geoquímica.

3.3.1.3.1 Descripción de muestras de mano. Se han trabajado 9 muestras, y seguidamente se describe solo una muestra de la Formación Tantaré. Véase Tabla 6.

Tabla 6

Ubicación de la muestra de la Formación Tantaré.

Muestra	Este	Norte	Elevación
GR50A-19-037	397545	8598699	2018

Nota: Sistema de coordenadas WGS 84 / UTM zona 18 S.

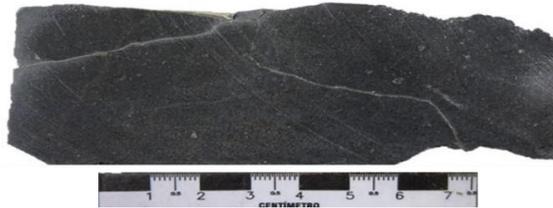
Muestra GR50A-19-037

Descripción macroscópica

Es una roca ígnea volcánica, denominada andesita, de color gris oscuro y tonos verdes con cristales aislados de plagioclasas en una pasta afanítica de feldespatos. Presenta biotita secundaria dispersa en toda la roca. Posee óxidos de Fe en pátina, venillas de sílice con posibles óxidos de Cu y magnetita-hematita diseminada. Ver muestra en la Figura 59.

Figura 59

Muestra de mano GR50A-19-037.



Fuente: Elaboración propia.

3.3.1.3.2 Descripción de la sección delgada. La descripción microscópica de la muestra más importante de la Formación Tantaré se presenta a continuación.

Muestra GR50A-19-037

Descripción microscópica

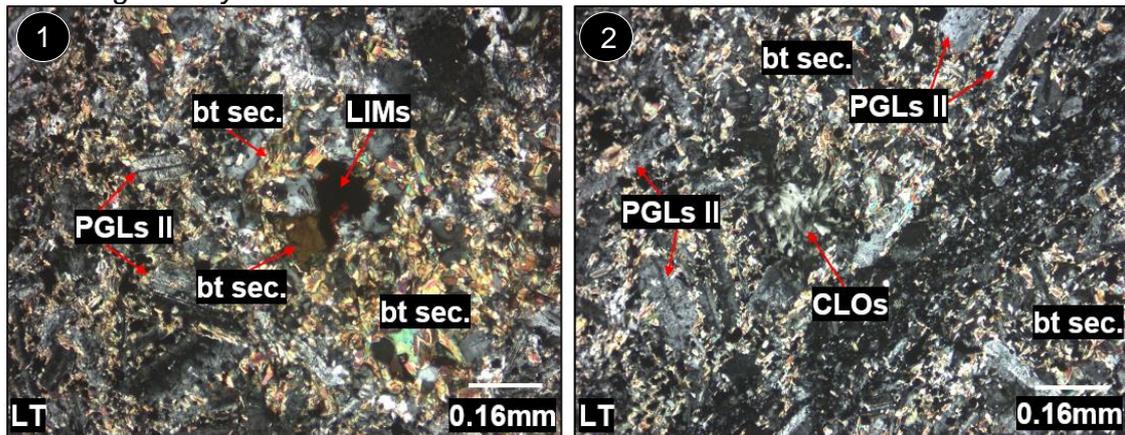
Es una roca ígnea volcánica, denominada andesita, microporfirítica con textura pilotáctica compuesta por microfenocristales de plagioclasas (PGLs I) y aislados moldes de ferromagnesianos; los cuales están en una matriz con microlitos de plagioclasas (PGLs II) y textura pilotáctica. Los feldespatos primarios son reemplazados por feldespato potásico secundario; mientras que la biotita secundaria, reemplaza por completo a los ferromagnesianos y está dispersa en la matriz, acompañada con diseminaciones de magnetita. Las biotitas secundarias son reemplazadas por cloritas y en los intersticios se reconocen trazas de cuarzo (Cz III) y anhidrita (anh). También se identificaron inclusiones de apatito y se tienen relictos de calcopirita con óxidos de Fe.

De acuerdo a las Figuras 60, 61, 62, 63, 64 y 65 se observa lo siguiente:

- Agregado de cristales anhedrales de biotita secundaria (bt II) en matriz de plagioclasas (PGLs II) con presencia de limonitas (hm-goe).
- Biotita secundaria (bt II) anhedral en matriz de plagioclasas (PGLs II) con presencia de cloritas (CLOs).
- Cristal subhedral de plagioclasas (PGLs I), con inclusión de apatito (ap), en matriz de plagioclasas (PGLs II) con biotita secundaria (bt II).
- Cristales anhedrales de magnetita (mt) que se encuentran diseminados.
- Hematita-goethita (hm-goe) con calcopirita (cp), también se observa en LT.
- Presencia de biotita secundaria (bt II) y plagioclasas (PGLs I) en LT.
- Plagioclasas (PGLs I) con maclas polisintéticas definidas, siendo reemplazadas por feldespatos potásico secundario (FPs sec.) y biotita secundaria (bt sec.) diseminada.
- Zonación marcada por las microinclusiones de magnetita (Inc. mt) en la parte central de feldespatos potásicos secundarios (FPs sec.).
- Banda de magnetita-ilmenita (mt-il).
- Cristales de ilmenita (il) diseminados y asociados a magnetita (mt) en la banda identificada en la imagen número 9.
- Granos de calcopirita (cp) en fractura, diseminaciones de rutilo (rut) y magnetita (mt).
- Molde de ferromagnesiano (FMs) distinguible por la concentración de magnetita–rutilo (mt-rut), feldespatos potásico secundario (FPs sec.), que ingresa por los bordes de la fractura. También se observa diseminación de biotita secundaria (bt sec.).

Figura 60

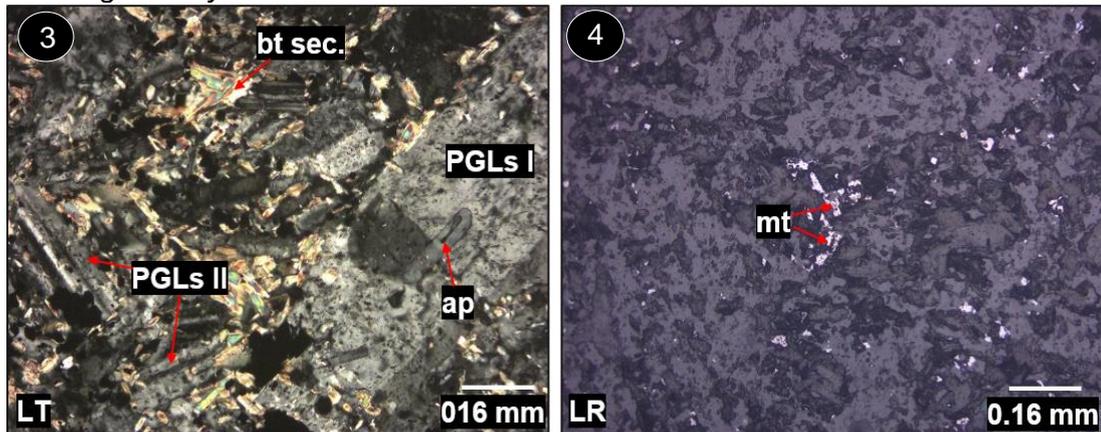
Fotomicrografía 1 y 2 de la muestra GR50A-19-037.



Nota: plagioclasas: PGLs, bitotita secundaria: bt sec., cloritas: CLOs y limonitas: LIMs.

Figura 61

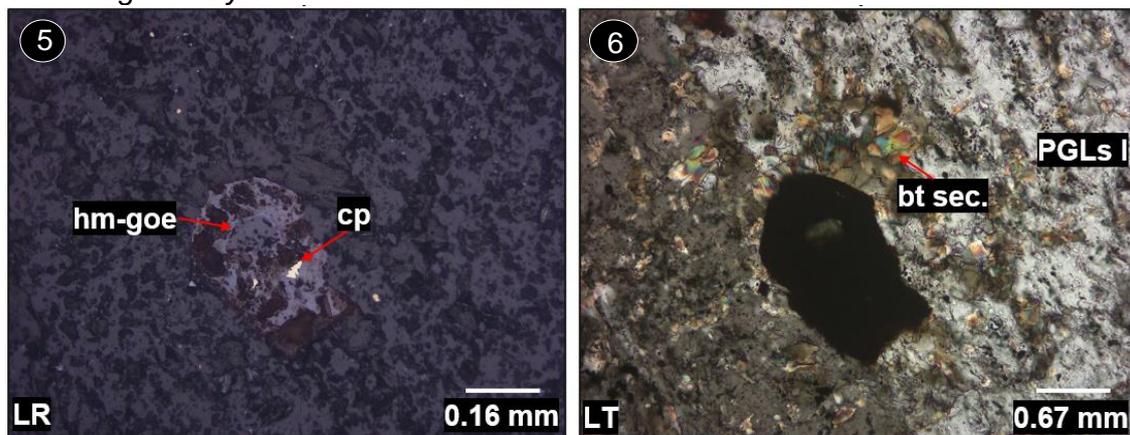
Fotomicrografía 3 y 4 de la muestra GR50A-19-037.



Nota: plagioclasas: PGLs, bitotita secundaria: bt sec., apatito: ap y magnetita: mt.

Figura 62

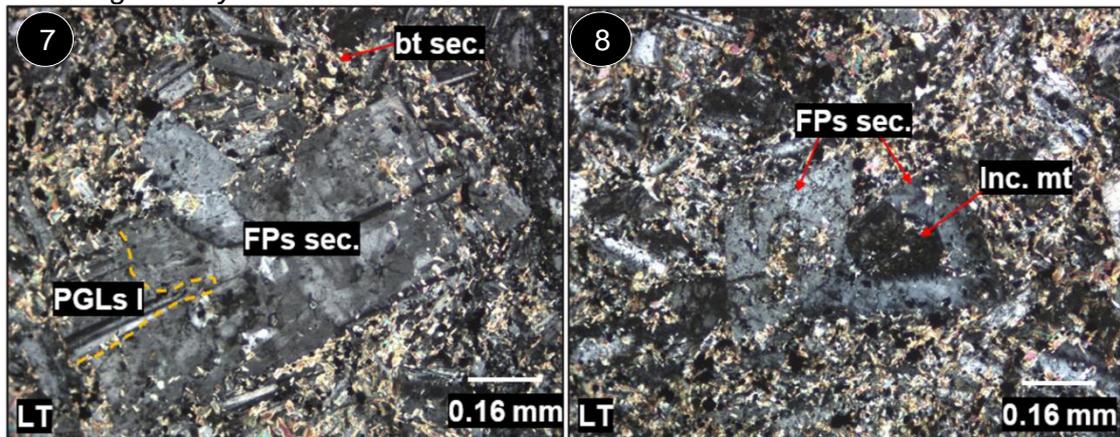
Fotomicrografía 5 y 6 de la muestra GR50A-19-037.



Nota: plagioclasas: PGLs, bitotita secundaria: bt sec., hematita: hm, goethita: goe y calcopirita: cp.

Figura 63

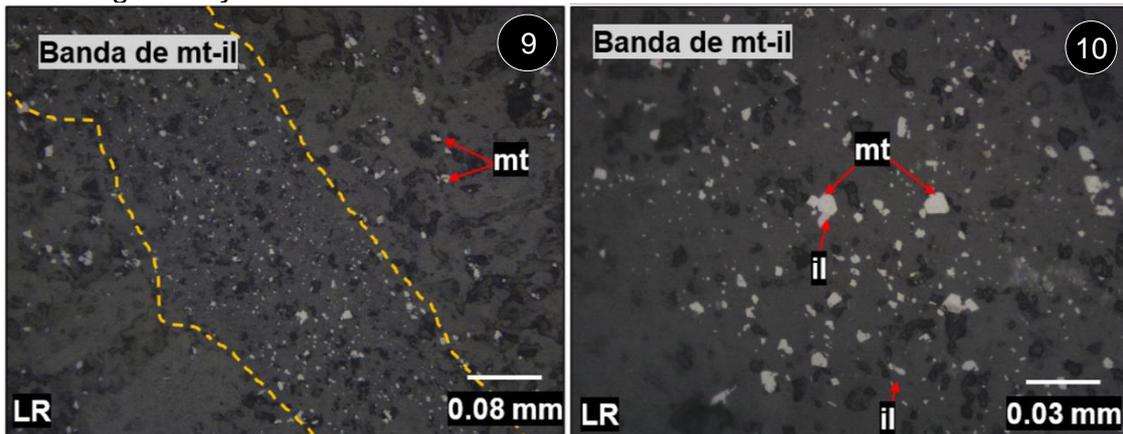
Fotomicrografía 7 y 8 de la muestra GR50A-19-037.



Nota: plagioclasas: PGLs, biotita secundaria: bt sec., feldespato secundario: FPs sec. e incrustación de magnetita: Inc. mt.

Figura 64

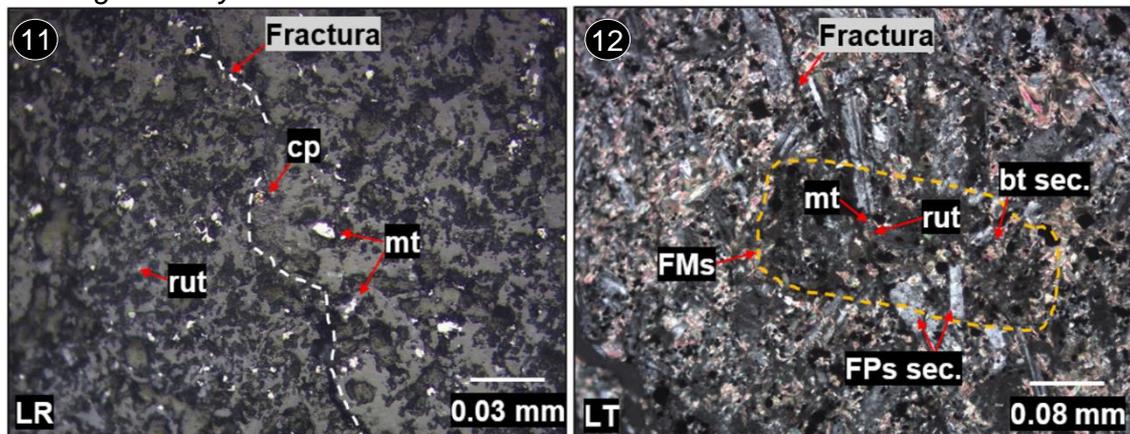
Fotomicrografía 9 y 10 de la muestra GR50A-19-037.



Nota: magnetita: mt e ilmenita: il.

Figura 65

Fotomicrografía 11 y 12 de la muestra GR50A-19-037.



Nota: molde de ferromagnesiano: FMs, rutilo: rut, calcopirita: cp, magnetita: mt, biotita secundaria: bt sec. y feldespato potásico secundario: FPs sec.

3.3.2 Geoquímica

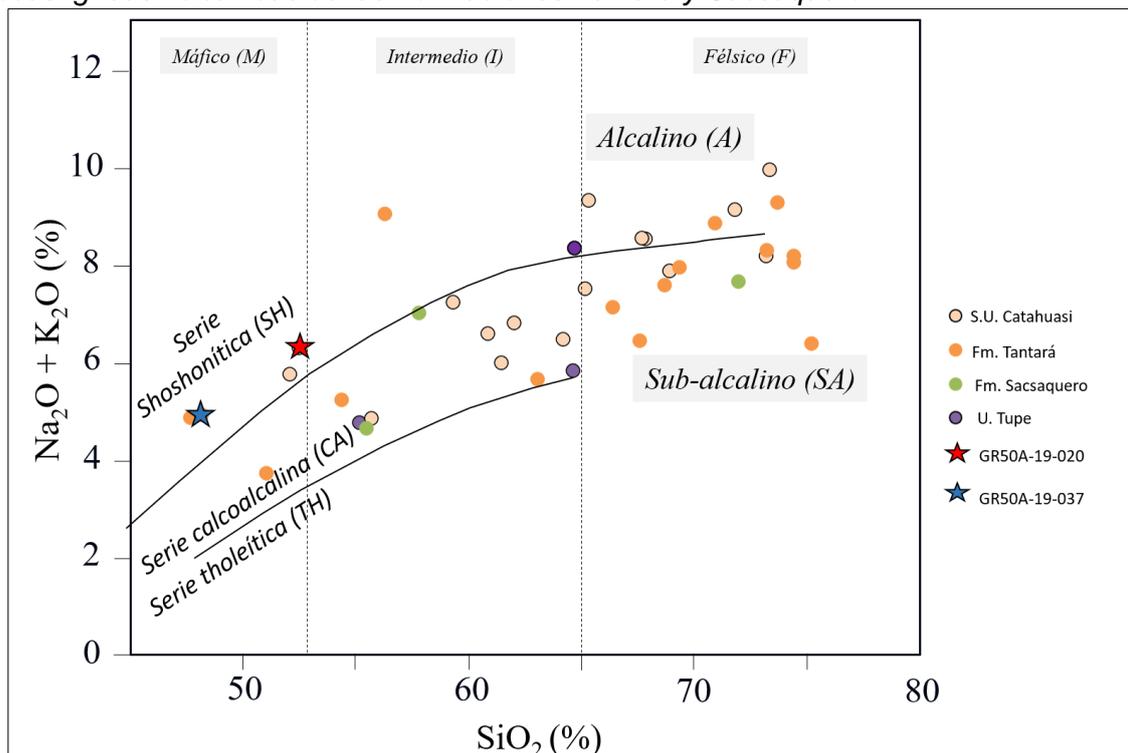
La campaña de campo del proyecto GR50A realizada el 2019 para la elaboración del presente trabajo fue el primer estudio geoquímico de la zona estudiada, los resultados están publicados por el INGEMMET en el portal GEOCATMIN. Los datos utilizados para la elaboración de los diagramas geoquímicos pasaron por un adecuado control de calidad.

3.3.2.1 Estudio litogeoquímico de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe. Seguidamente se presentan los diagramas TAS, Harker, REE y spider para la clasificación de las rocas.

3.3.2.1.1 Diagrama TAS. En la Figura 66 se clasifican 38 muestras con análisis de roca total para identificar la serie magmática y el grado de diferenciación de las rocas.

Figura 66

Diagrama TAS para las rocas ígneas plutónicas de la S.U. Catahuasi, U. Tupe y para las rocas ígneas volcánicas de las Formaciones Tantar y Sacsaquero.



Nota: Elaborado en base al diagrama TAS tomado de Le Maitre (2002). La subdivisión del tipo de magmatismo fue tomada de Kuno (1969) y Rollinson (1993).

De acuerdo a la metodología utilizada por Marchena (2019) para resumir las características más relevantes expresadas en un diagrama TAS, la Figura 66 se sintetiza en la Tabla 7.

Tabla 7*Caracterización de las unidades estudiadas en el diagrama TAS.*

Unidad	Serie magmática	Composición	Campo petrográfico
S.U. Catahuasi	+++ CA ++A	+++ F ++ I	+++ Granito-Granodiorita ++ Monzonita-Diorita
U. Tupe	++ CA +A	++ F + I	++ Granodiorita + Diorita
Fm. Tantar	+++ CA +A	+++ F ++ M +I	+++ Riolita-Dacita ++ Basalto-Andesita
Fm. Sacsaquero	+++ CA	+++ I ++ F	++ Andesita-Latita + Riolita
S.U. Catahuasi GR50A-19-020	A	I	Monzonita
Fm. Tantar GR50A- 19-037	A	M	Basalto

Nota: Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 poseen valores elevados de Cu. SH: Shoshontico; CA: Calcoalcalino; TH: Tholetico; A: Alcalino; SA: Sub-Alcalino; M: Mfico; I: Intermedio; F: Flsico; +++ principalmente; ++ en menor proporción; + en proporción muy baja.

Teniendo en cuenta que la zona de estudio se encuentra en un ambiente tectónico convergente, se observa en la Tabla 7 que la Super Unidad Catahuasi es ligeramente más diferenciada que la Unidad Tupe, teniendo ambos cuerpos intrusivos una composición félsica-intermedia. Así mismo, la Formación Tantar se muestra más diferenciada que la Formación Sacsaquero, siendo la Formación Tantar de composición principalmente félsica y la Formación Sacsaquero principalmente intermedia.

Durante los trabajos de campo se observó que la Formación Tantar fue intruida por la Super Unidad Catahuasi en ciertos lugares y posee un contacto más transicional o paralelo a los estratos en otros lugares. Teniendo en cuenta el grado de diferenciación de las unidades, se observa que la Formación Tantar es mayormente de composición félsica, sin embargo, se tienen muestras de esta unidad que poseen composición intermedia y máfica, por otro lado, la Super Unidad Catahuasi posee una composición principalmente félsica, teniendo muestras menos diferenciadas de composición intermedia y máfica.

La Formación Sacsaquero posee una diferenciación magmática similar a la Unidad Tupe, posee una composición intermedia-félsica, que es menos diferenciada que la composición de la Formación Tantar y la Super Unidad Catahuasi, está característica indica que el origen de la Formación Sacsaquero y la Unidad Tupe está asociado a un importante aporte de magmas primitivos. De acuerdo a lo observado en el trabajo de campo, la Formación Sacsaquero es intruida por la Unidad Tupe, lo que corrobora la afirmación de que la Unidad Tupe es posterior a la Formación Sacsaquero y la Super Unidad Catahuasi.

De acuerdo a las observaciones de campo y a los grados de diferenciación presentados en la Tabla 7, se plantea la presencia de un arco asociado al origen de la Formación Tantar y Super Unidad Catahuasi, y otro arco asociado al origen de la Formación Sacsaquero y la Unidad Tupe. Teniendo en cuenta la posición espacial de las unidades intrusivas y volcánicas, se deduce una migración del arco magmático de oeste a este durante el fin del Oligoceno e inicio del Mioceno. La migración del arco magmático se muestra esquematizado en las Figuras 23, 24, 25 y 26.

Se realiza una especial descripción de las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 debido a su alto contenido de Cu.

La muestra GR50A-19-020 posee una alteración débil a moderada asociada a actinolitas, cloritas y sílice, es de naturaleza alcalina y composición máfica-intermedia, es posible que la zona de la muestra está asociada a una estructura local que facilitó el emplazamiento de magma con menor influencia de material cortical, explicando así la diferencia de la tendencia de su magmatismo parental. Es importante mencionar que el Na y K son elementos móviles y pueden haberse removilizado por la actividad hidrotermal o intemperismo.

La muestra GR50A-19-037 con silicificación y oxidación, tiene una naturaleza alcalina y es de composición máfica, es posible que está asociada al ascenso y mezcla con magmas primitivos, con poca influencia de material cortical, para que su grado de diferenciación difiera de la tendencia del vulcanismo asociado a la Formación Tantar,

también cabe mencionar que el Na y K pueden haber sido removilizados por lo expuesto en el párrafo previamente explicado.

3.3.2.1.2 Diagrama SiO_2 vs. K_2O . La serie magmática de las unidades estudiadas y su subdivisión de acuerdo al K se presenta en la Figura 67, y seguidamente se contrasta los resultados con la Figura 66.

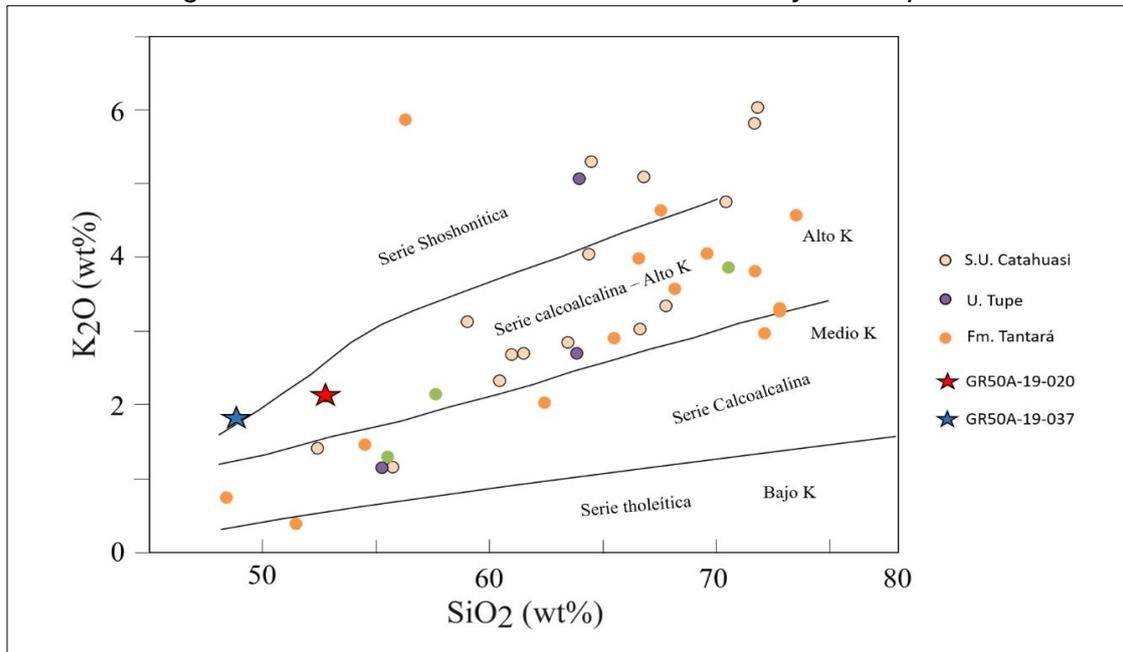
En la Figura 67 se observa que la Super Unidad Catahuasi pertenece preferentemente a una serie calcoalcalina–alto K, pero también posee muestras en la serie shoshonítica y en menor proporción en la serie calcoalcalina–medio K. De manera similar, la Unidad Tupe posee preferentemente muestras pertenecientes a la serie calcoalcalina–alto K, pero también posee muestras en las series shoshonítica y calcoalcalina. La Formación Tantaré posee en primer lugar muestras de naturaleza calcoalcalina–alto k, pero también posee muestras de las series calcoalcalina–medio K y shoshonítica, mientras que la Formación Sacsaquero tiene una tendencia principal por ser de la serie calcoalcalina–alto K, pero también posee muestras en las series calcoalcalina–medio K y shoshonítica.

En la Figura 66, la Super Unidad Catahuasi y la Unidad Tupe pertenecen preferentemente a la serie calcoalcalina, pero también poseen muestras en la serie shoshonítica. La Formación Tantaré posee preferentemente muestras de la serie magmática calcoalcalina, pero también posee muestras de la serie shoshonítica, mientras que la Formación Sacsaquero es calcoalcalina en su totalidad.

La subdivisión de la Figura 67 muestra una subdivisión adicional de la serie calcoalcalina, complementaria al diagrama de la Figura 66, en función al contenido de K que permite identificar que las unidades estudiadas pertenecen principalmente a una serie calcoalcalina–alto K.

Figura 67

Diagrama K_2O vs. SiO_2 para las rocas ígneas plutónicas de la S.U. Catahuasi, U. Tupe y para las rocas ígneas volcánicas de las Formaciones Tantar y Sacsaquero.

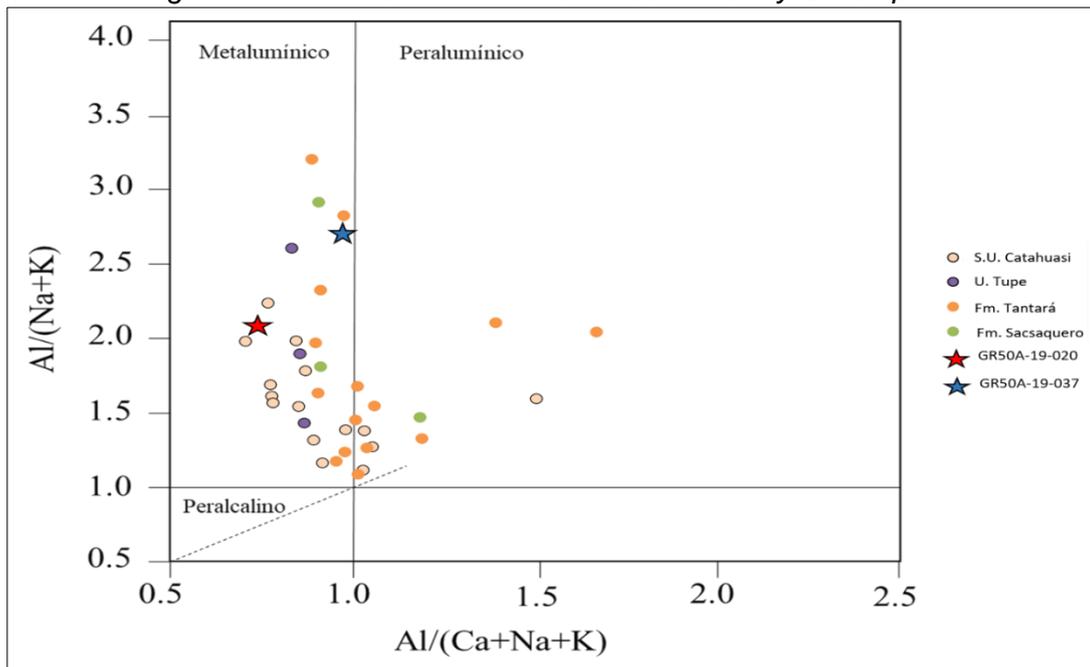


Nota: Elaborado en base al diagrama K_2O vs. SiO_2 tomado de Peccerillo y Taylor (1976) con aportes en la nomenclatura de Rickwood (1989) y Le Maitre (2002).

3.3.2.1.3 Índice de Saturación de Alúmina. En la Figura 68 se han ploteado las 38 muestras de las unidades intrusivas y volcánicas.

Figura 68

Diagrama ISA de Shand para las rocas ígneas plutónicas de la S.U. Catahuasi, U. Tupe y para las rocas ígneas volcánicas de las Formaciones Tantar y Sacsaquero.



Nota: Elaborado en base al diagrama ISA propuesto por Shand (1927).

Las características más relevantes expresadas en la Figura 68 se sintetiza en la Tabla 8.

Tabla 8

Caracterización de las unidades estudiadas en el diagrama ISA de Shand.

Unidad	Nro. muestras		Saturación
	Metalumínico	Peralumínico	
S.U. Catahuasi	12	4	Metalumínico
U. Tupe	3	0	Metalumínico
Fm. Tantar	8	8	Metalumínico-Peralumínico
Fm. Sacsaquero	2	1	Metalumínico
S.U. Catahuasi GR50A-19-020	1	0	Metalumínico
Fm. Tantar GR50A-19-037	1	0	Metalumínico

Nota: Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 presentan valores elevados de Cu.

De acuerdo a la Tabla 8, la Super Unidad Catahuasi tiene mayor cantidad de muestras en el campo metalumínico (75%), pero también tiene muestras que son del campo peralumínico (25%) y la Unidad Tupe tiene todas sus muestras en el campo metalumínico (100%), lo que indica que ambos intrusivos tienden a estar subsaturados en alúmina al contener minerales máficos como piroxenos, biotita y hornblenda con otros minerales máficos sin alúmina. Por otro lado, la Formación Tantar posee muestras en el campo metalumínico (50%) y peralumínico (50%) y la Formación Sacsaquero posee mayor cantidad de muestras en el campo metalumínico (66%) y menor en el campo peralumínico (33%), algunas muestras que se encuentran en el campo peralumínico presentan una leve alteración hidrotermal con presencia de arcillas y sericita que incrementará su contenido de alúmina.

Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 están en el campo metalumínico con una subsaturación de alúmina con minerales como hornblenda o biotita, que son indicadores de la presencia de un sistema hidratado.

3.3.2.1.4 Diagrama de clasificación petrográfica R1-R2. Se han ploteado 19 muestras en el diagrama propuesto por De La Roche et al. (1980).

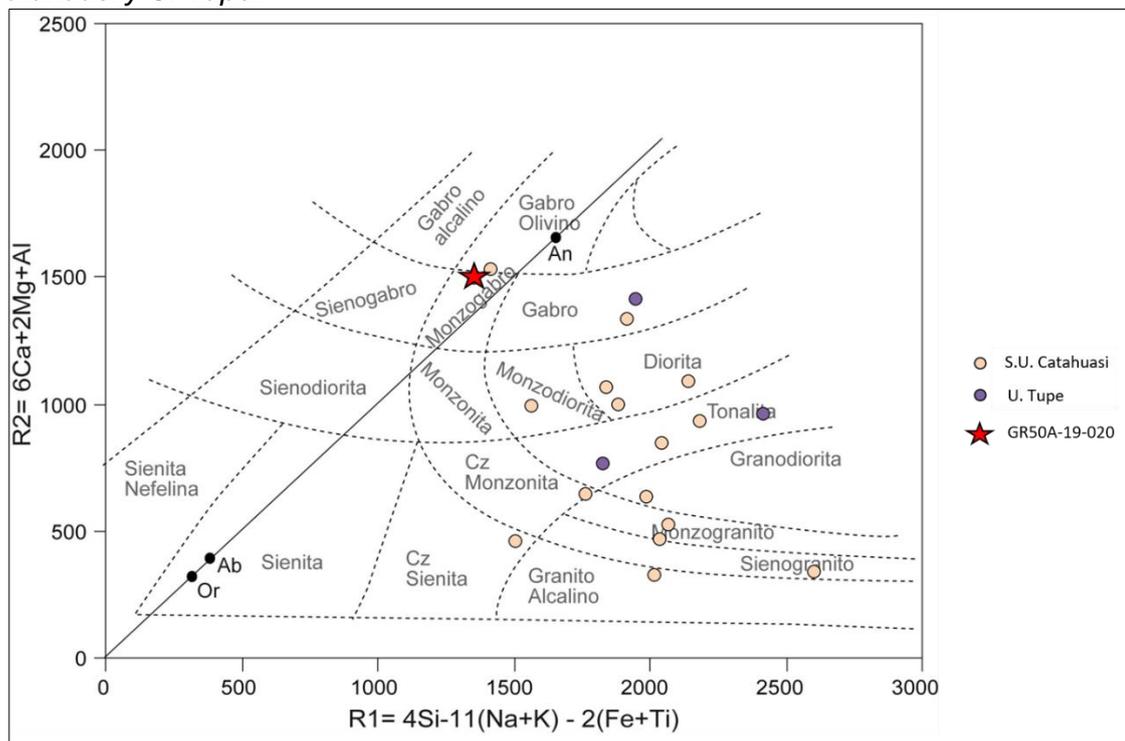
El diagrama R1-R2 es el más adecuado para la clasificación de las rocas ígneas intrusivas y se presenta en la Figura 69. Mediante el uso de cationes se emplea la mayor cantidad de los elementos químicos presentes en las rocas.

Las muestras de la Super Unidad Catahuasi comprenden granodioritas, tonalitas, dioritas y monzogranito en mayor abundancia, así mismo, la Unidad Tupe presenta principalmente facies de tonalita y gabro. Por otra parte, el diagrama para nombrar a las rocas volcánicas de las Formaciones Tantará y Sacsaquero es el diagrama TAS presentado en la Figura 3.

La muestra GR50A-19-020, perteneciente a la Super Unidad Catahuasi y con un alto valor de Cu reportado, se encuentra en el campo del monzogabro, cabe mencionar que es posible que la alteración hidrotermal y supérgena evidenciada haya generado la removilización de Si, Al, Fe o Mg asociado a la presencia de cloritas y óxidos de Fe.

Figura 69

Diagrama R1-R2 de clasificación petrográfica para las rocas ígneas plutónicas de la S.U. Catahuasi y U. Tupe.



Nota: Elaborado en base al diagrama R1-R2 propuesto por De La Roche et al. (1980).

Tabla 9

Caracterización de las unidades intrusivas estudiadas en el diagrama R1-R2.

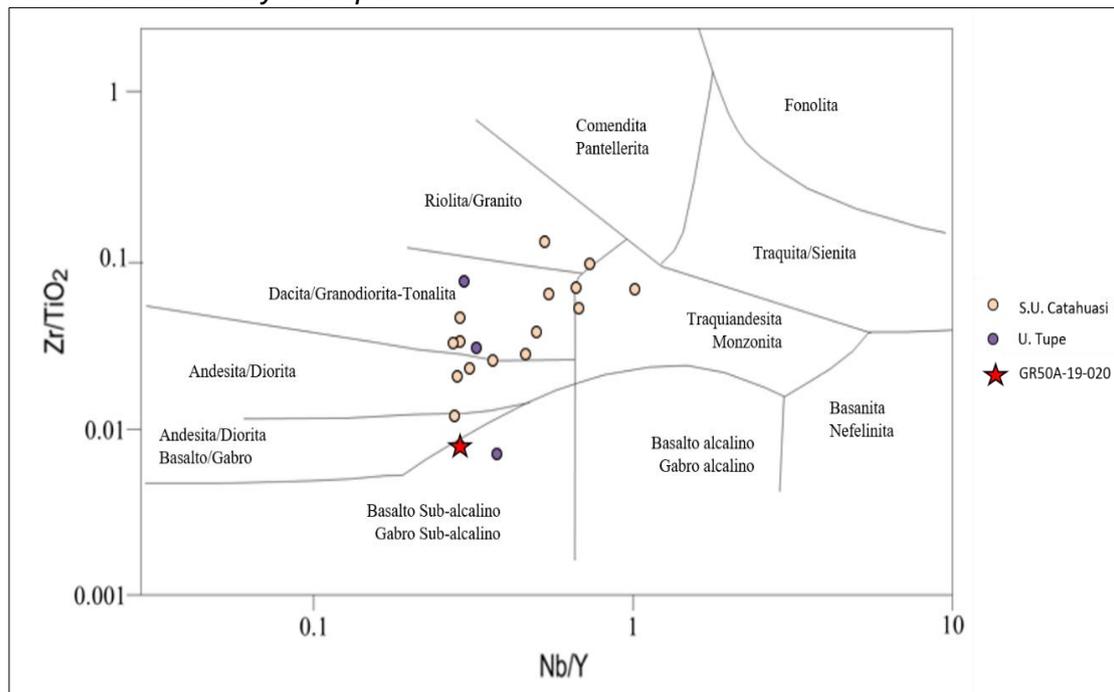
Unidad	Litología
S.U. Catahuasi	Granodiorita, Tonalita, Diorita, Monzogranito
U. Tupe	Tonalita, Gabro
S.U. Catahuasi GR50A-19-020	Monzogabro

Nota: * La muestra GR50A-19-020 posee un valor elevado de Cu.

3.3.2.1.5 Diagrama de clasificación petrográfica Nb/Y vs. Zr/TiO₂. Con el propósito de disminuir los efectos de la alteración hidrotermal o el intemperismo, Marchena (2019) recomienda la clasificación petrográfica propuesta por Winchester y Floyd (1976) en base a elementos inmóviles. El diagrama de la Figura 70 será de utilidad para contrastar los resultados presentados en el diagrama de la Figura 69.

Figura 70

Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de clasificación petrográfica para las rocas ígneas plutónicas de la S.U. Catahuasi y U. Tupe.



Nota: Elaborado en base al diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ propuesto por Winchester y Floyd (1976).

De acuerdo a la Figura 70, la Super Unidad Catahuasi presenta facies de granodiorita-tonalita y diorita en mayor proporción, también posee monzonita y granito en menor proporción, la Unidad Tupe posee facies de granodiorita-tonalita y gabro sub-alcalino. Los resultados del diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ y los obtenidos en la Figura 69

muestran similitud, con una ligera variación, posiblemente debido a la removilización de elementos principales a causa del intemperismo o alteración hidrotermal. De acuerdo a los diagramas utilizados, el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ muestra mayor exactitud que el diagrama R1-R2, siendo el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ el que confirma las facies identificadas en campo con mayor exactitud. Sin embargo, cuando se trabaja con rocas ígneas plutónicas se recomienda trabajar por igual con los diagramas R1-R2 y Nb/Y vs. Zr/TiO₂ para poder contrastar resultados y compararlos con la información de campo.

3.3.2.1.6 Diagramas de tierras raras (REE). Los diagramas de tierras raras están normalizados al condrito de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin et al. (1968) y muestran la firma geoquímica de las unidades intrusivas y volcánicas del presente estudio, así como las principales fases minerales asociadas a su génesis y evolución. Los diagramas se interpretan y posteriormente se contrastan con la información petrográfica de campo para validar los resultados y sean seguros y confiables.

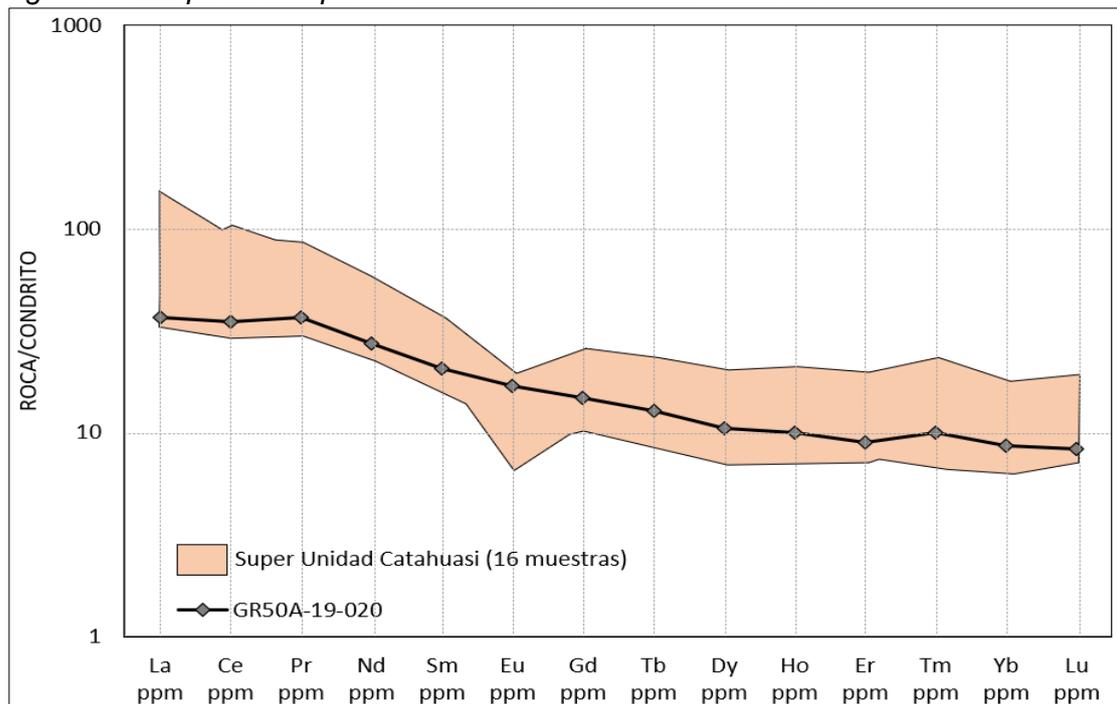
Super Unidad Catahuasi

Para un análisis más efectivo de la geometría del diagrama de tierras raras de la Super Unidad Catahuasi presentado en la Figura 71, se realizó un resumen de las principales características del diagrama en la Tabla 10.

La Super Unidad Catahuasi presenta un patrón con una pendiente moderada y un empobrecimiento de los MREE y HREE, el empobrecimiento se da principalmente por el fraccionamiento de anfíboles de acuerdo a los coeficientes de partición mostrados en la Figura 7, una corteza enriquecida en anfíboles tiene un espesor aproximado de 30-40 km basados en los ratios La_N/Yb_N utilizados en Lieu y Stern (2019).

Figura 71

Diagrama REE para la Super Unidad Catahuasi de 16 muestras.



Nota. Modificado de Nole et al. (2021). Se destaca la muestra GR50A-19-020 con la anomalía de Cu.

Tabla 10

Caracterización de la S. U. Catahuasi en el diagrama REE.

	REE	S.U. Catahuasi	S.U. Catahuasi GR50A-19-020
LREE	La _N	33-150	36
	Pr _N	29-85	37
	La _N /Pr _N	0.51-1.82	0.99
MREE	Nd _N	22-58	27
	Ho _N	07-21	10
	Nd _N /Ho _N	2.23-5.28	2.74
HREE	Er _N	07-20	9
	Lu _N	07-19	8
	Er _N /Lu _N	0.68-1.13	1.07
	Eu/Eu*	0.43-0.96	0.96

Nota. la muestra GR50A-19-020 posee en valor más elevado de Cu.

En los LREE se presenta una variabilidad en la dirección de las pendientes como se muestra en el ratio La_N/Pr_N presentado en la Tabla 10, siendo la predominante una ligera pendiente subhorizontal hacia la derecha, así mismo, se tiene un enriquecimiento de los LREE respecto a los MREE y HREE, debido a que los LREE poseen coeficientes de

partición menores a 1 en la mayoría de minerales formadores de roca como se muestra en la Figura 7. Los valores elevados de Ce en algunas muestras posiblemente ocurren por la presencia de zircones, que son evidenciados en la petrografía.

Los MREE presentan una pendiente ligeramente más pronunciada hacia la derecha que los LREE, esto se ve evidenciado en el ratio Nd_N/Ho_N presentado en la Tabla 10, siendo la hornblenda el principal mineral que origina el empobrecimiento de los MREE debido a su abundancia en el sistema, otro mineral que contribuye al empobrecimiento de los MREE es la esfena debido a sus elevados coeficientes de partición, como se muestra en la Figura 7. Se muestra una anomalía negativa de Eu predominante expresada por el ratio Eu/Eu^* , el 75% de las muestras evaluadas de la Super Unidad Catahuasi poseen una pronunciada anomalía negativa de Eu, por otro lado, el 25% restante posee una anomalía aproximadamente nula con ratios Eu/Eu^* que se aproximan a 1. El empobrecimiento en Eu se da por la ocurrencia de feldespatos en la corteza superior.

Los HREE están empobrecidos respecto a los LREE y MREE ocasionado principalmente por la hornblenda, esfena y zircones, el ratio Er_N/Lu_N muestra una variabilidad en la dirección de la pendiente, siendo la predominante una pendiente subhorizontal hacia la derecha. Los valores ligeramente elevados de Tm respecto a los otros HREE, posiblemente está asociado a la presencia de esfena en la muestra, mineral donde el Tm puede estar presente.

La muestra GR50A-19-020 con 2935 ppm de Cu, posee una pendiente moderada con predominante fraccionamiento de anfíboles. Posee un ligero empobrecimiento de todos los REE respecto a las demás muestras de la Super Unidad Catahuasi, a excepción del Eu, el empobrecimiento respecto al magmatismo parental probablemente se deba a la interacción con magmas primitivos, que generan un empobrecimiento aproximadamente equitativo en todos los REE, ya que los magmas primitivos poseen bajos valores de REE como lo indica Rollinson (1993); es importante destacar que la muestra está ubicada en el contacto con el volcánico de la Formación Tantará. La anomalía de Eu o el ratio Eu/Eu^* en esta muestra es de 0.96, siendo una anomalía de Eu nula y es el valor más elevado de

toda la Super Unidad Catahuasi, el valor 0.96 indica un fraccionamiento de anfíboles en la corteza y, por lo tanto, la presencia de un sistema hidratado, favorable para la ocurrencia de pórfidos de Cu.

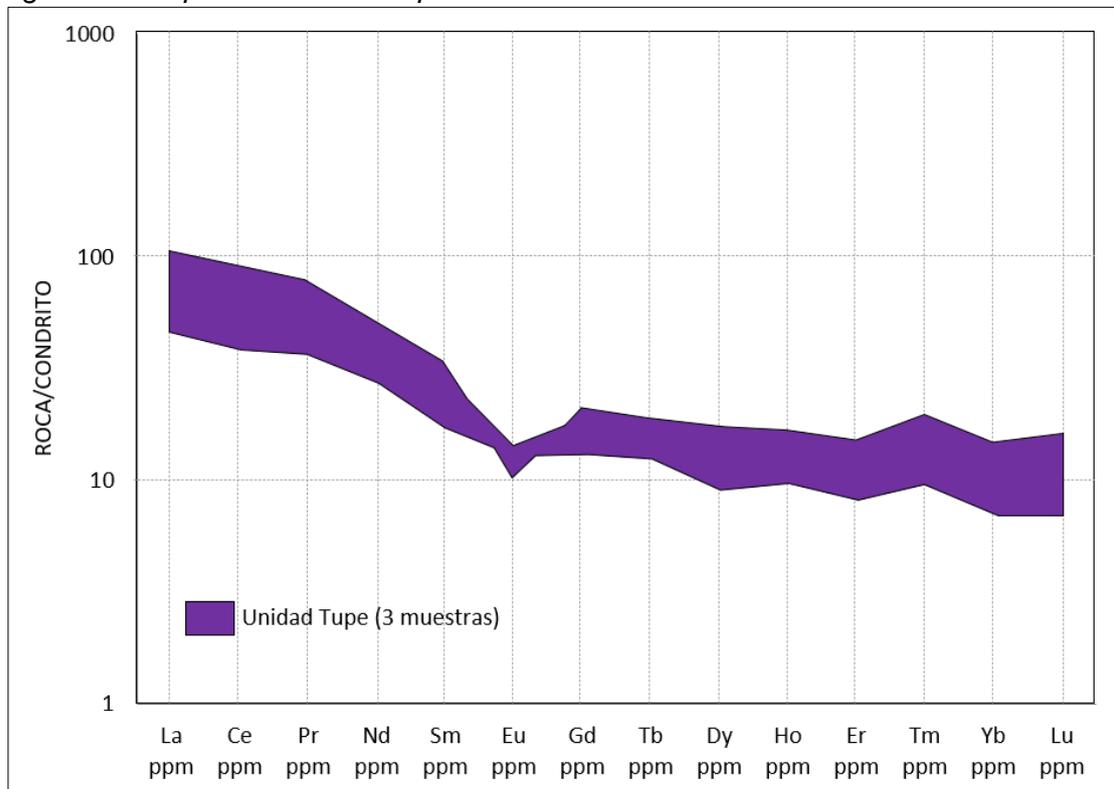
Unidad Tupe

Para un análisis más efectivo de la geometría del diagrama de tierras raras de la Unidad Tupe presentado en la Figura 72, se realizó un resumen de las principales características del diagrama en la Tabla 11.

De acuerdo a la Figura 72, la Unidad Tupe posee un patrón con pendiente moderada y empobrecimiento de los MREE y HREE, el patrón se origina por el fraccionamiento de anfíboles de acuerdo a los coeficientes de partición mostrados en la Figura 7, el patrón expuesto por la Unidad Tupe es coherente con la Super Unidad Catahuasi. La Unidad Tupe debe estar asociada a una corteza enriquecida en anfíboles de ≈ 40 km de espesor de acuerdo al ratio La_N/Yb_N utilizados en Lieu y Stern (2019).

Figura 72

Diagrama REE para la Unidad Tupe de 3 muestras.



Nota: Elaboración propia.

Tabla 11*Caracterización de la U. Tupe en el diagrama REE.*

	REE	U. Tupe
LREE	La _N	46-103
	Pr _N	37-76
	La _N /Pr _N	1.23-1.36
MREE	Nd _N	27-50
	Ho _N	10-17
	Nd _N /Ho _N	2.74-3.42
HREE	Er _N	08-15
	Lu _N	07-16
	Er _N /Lu _N	0.93-1.19
	Eu/Eu*	0.38-0.84

Los LREE tienen una ligera pendiente de dirección preferencial hacia la derecha como se muestra en el ratio La_N/Pr_N en la Tabla 11. Se tiene un enriquecimiento de los LREE respecto a los MREE y HREE, debido a que los LREE poseen coeficientes de partición menores a 1 como se muestra en la Figura 7 en minerales formadores de roca como plagioclasas, hornblenda y piroxenos.

Los MREE tienen una pendiente ligeramente más pronunciada hacia la derecha que los LREE, como se muestra en el ratio Nd_N/Ho_N presentado en la Tabla 11, siendo la hornblenda el principal mineral que origina el empobrecimiento de los MREE y es el más abundante en la corteza, la esfena contribuye al empobrecimiento de los MREE debido a sus elevados coeficientes de partición. Se tiene una anomalía negativa de Eu predominante expresada por el ratio Eu/Eu*, el 66% de las muestras evaluadas de la Unidad Tupe muestran una pronunciada anomalía negativa de Eu y el otro 33% posee una ligera anomalía negativa de Eu, ambas producidas por la ocurrencia de feldespatos en la corteza superior.

Los HREE están empobrecidos respecto a los LREE y MREE ocasionado por la ocurrencia de anfíboles, esfena y zircones durante la evolución del fundido magmático, el

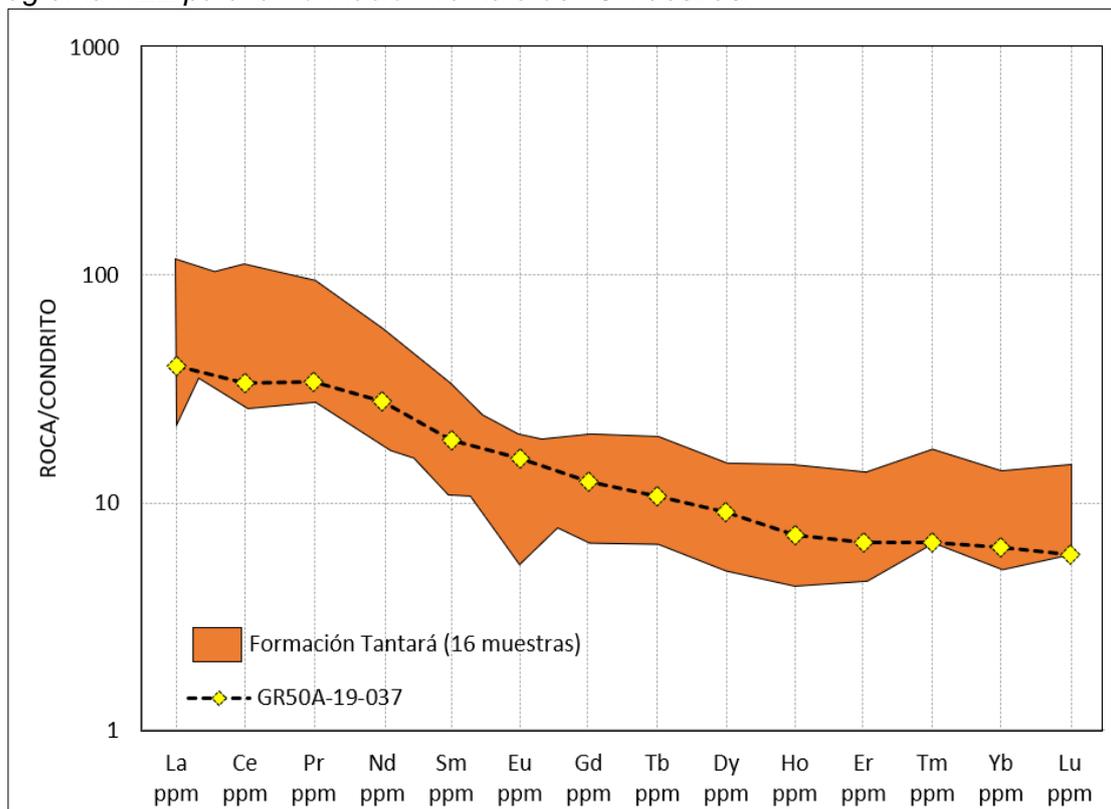
ratio Er_N/Lu_N muestra una ligera variación en la dirección de la pendiente, siendo la predominante una pendiente subhorizontal hacia la derecha. Los valores ligeramente elevados de Tm respecto a los otros HREE, similar a los observados en el patrón litogeoquímico de la Super Unidad Catahuasi, posiblemente se originan por la presencia de esfena u otro mineral de Ti en la muestra, donde es compatible el Tm.

Formación Tantar

Para un análisis más efectivo de la geometría del diagrama de tierras raras de la Formación Tantar presentado en la Figura 73, se realizó un resumen de las principales características del diagrama en la Tabla 12.

Figura 73

Diagrama REE para la Formación Tantar de 16 muestras.



Nota: La muestra GR50A-19-037 que presenta la anomalía de Cu se ha resaltado con puntos amarillos y líneas punteadas.

En la Figura 73 se observa que la Formación Tantar tiene una pendiente moderada en los HREE y un empobrecimiento en los MREE y HREE, los REE están asociados al fraccionamiento de anfíboles principalmente, los coeficientes de partición para los anfíboles son mostrados en la Figura 7, el espesor de la corteza involucrada debe ser

similar o ligeramente menor al de la Super Unidad Catahuasi. El patrón expuesto por la Formación Tantar posee una pendiente y un rango similar a la Super Unidad Catahuasi, sin embargo, los MREE y HREE estn más empobrecidos en la unidad volcánica.

Tabla 12

Caracterización de la Fm. Tantar en el diagrama REE.

	REE	Fm. Tantar	Fm. Tantar GR50A-19-037
LREE	La _N	21-112	40
	Pr _N	27-88	34
	La _N /Pr _N	0.24-1.72	1.16
MREE	Nd _N	17-55	28
	Ho _N	04-14	7
	Nd _N /Ho _N	1.73-6.40	3.91
HREE	Er _N	04-13	7
	Lu _N	06-14	6
	Er _N /Lu _N	0.75-1.13	1.13
	Eu/Eu*	0.41-1.08	1.02

Nota: *La muestra GR50A-19-037 posee el valor más elevado de Cu.

De las 16 muestras analizadas, 4 tienen una variabilidad en los LREE en la dirección de las pendientes expresado en el ratio La_N/Pr_N presentado en la Tabla 12, siendo la principal tendencia de las otras 12 una ligera pendiente subhorizontal hacia la derecha. El enriquecimiento de los LREE respecto a los MREE y HREE se da porque que los LREE poseen coeficientes de partición menores a 1 en los minerales más abundantes de la corteza. Se observa una muestra con un valor inferior de La, posiblemente removilizado por la alteración asociada al intemperismo.

Los MREE en la Figura 73 muestran una pendiente ligeramente más pronunciada hacia la derecha que los LREE, como se muestra en el ratio Nd_N/Ho_N presentado en la Tabla 12, el empobrecimiento de los MREE está asociado a la abundancia de anfíboles en el sistema, el fraccionamiento de esfena durante la evolución del magma también contribuye a los bajos valores de los MREE. Se destaca una anomalía negativa de Eu conocida por el ratio Eu/Eu* asociada a la ocurrencia de feldespatos en la corteza superior,

el 44% de las muestras evaluadas de la Formación Tantar poseen una pronunciada anomalía negativa de Eu, por otro lado, el 56% restante posee una anomalía aproximadamente nula, ligeramente negativa con ratios Eu/Eu^* que se aproximan o superan ligeramente a 1.

Los HREE se encuentran empobrecidos respecto a los LREE y MREE, que se origina debido a la abundancia de anfíboles, otros minerales como la esfena y los zircones también pueden contribuir al empobrecimiento de los HREE, el ratio Er_N/Lu_N permite evaluar la variabilidad de la dirección de la pendiente, siendo la principal tendencia hacia la derecha, la pendiente es subhorizontal. Se tienen valores ligeramente elevados de Tm respecto a los otros HREE, posiblemente se originan por la presencia de esfena en las muestras, ya que el Tm es compatible en este mineral, esta característica es similar en la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe.

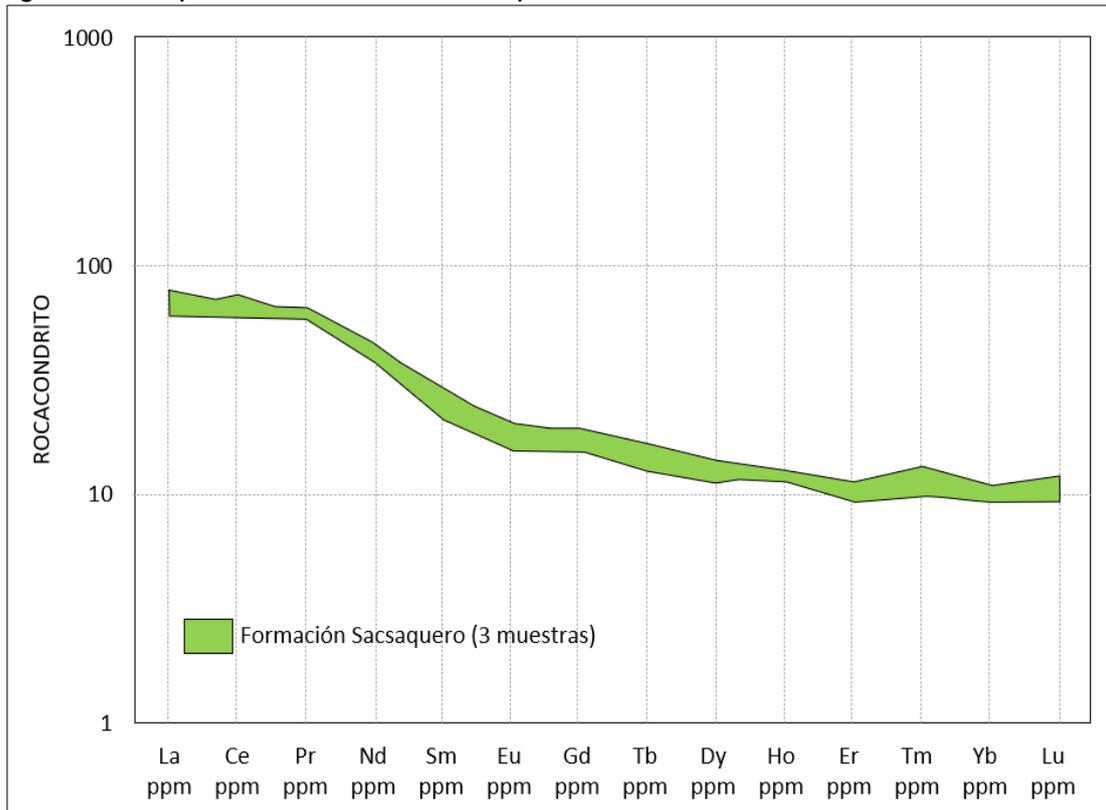
La muestra GR50A-19-037 con un valor de 999 ppm de Cu, posee una pendiente moderada con predominante fraccionamiento de anfíboles, tiene un ligero empobrecimiento de todos los REE respecto a las demás muestras de la Formación Tantar por debajo del promedio, a excepción de los MREE, donde sus valores son aproximadamente el promedio del patrón expuesto de la Formación Tantar. Es posible que el empobrecimiento respecto al rango total de la Formación Tantar sea por la interacción con magmas primitivos, los cuales generarán un empobrecimiento aproximadamente equitativo en todos los REE. El valor del ratio Eu/Eu^* en esta muestra es de 1.02; la muestra no presenta anomalía de Eu, lo que indica que el Eu es incompatible. Es uno de los valores más elevados de toda la Formación Tantar, este valor indica un fraccionamiento importante de anfíboles en la corteza y la presencia de un sistema hidratado. La ocurrencia de este valor elevado de Cu debe estar relacionado al ascenso de un intrusivo, posiblemente de la Super Unidad Catahuasi, que entró en contacto con la Formación Tantar y generó una mineralización asociada a un sistema tipo pórfido de Cu.

Formación Sacsaquero

Para un análisis más efectivo de la geometría del diagrama de tierras raras de la Formación Sacsaquero presentado en la Figura 74, se realizó un resumen de las principales características del diagrama en la Tabla 13.

Figura 74

Diagrama REE para la Formación Sacsaquero de 3 muestras.



Nota: Elaboración propia

En la Figura 74, la Formación Sacsaquero presenta un patrón con una pendiente moderada y un empobrecimiento de los MREE y HREE, está influenciado en primer lugar por el fraccionamiento de anfíboles de acuerdo a los coeficientes de partición mostrados en la Figura 7, el patrón expuesto por la Formación Sacsaquero se encuentra dentro del rango de los valores del patrón de la Super Unidad Catahuasi, Unidad Tupe y Formación Tantarà, mostrando un ligero enriquecimiento de los REE respecto al promedio de la Formación Tantarà. La Formación Sacsaquero debe estar asociada a una corteza de 40 km enriquecida en anfíboles basados en el ratio La_N/Yb_N utilizados en Lieu y Stern (2019).

Tabla 13*Caracterización de la Fm. Sacsaquero en el diagrama REE.*

	REE	Fm. Sacsaquero
LREE	La _N	61-79
	Pr _N	60-66
	La _N /Pr _N	1.01-1.19
MREE	Nd _N	38-46
	Ho _N	11-13
	Nd _N /Ho _N	2.92-4.02
HREE	Er _N	09-11
	Lu _N	09-12
	Er _N /Lu _N	0.91-1.10
	Eu/Eu*	0.81-0.90

Los LREE tienen una pendiente subhorizontal de dirección hacia la derecha como se muestra en el ratio La_N/Pr_N en la Tabla 13. Se tiene un enriquecimiento de los LREE respecto a los MREE y HREE, debido a que los LREE poseen coeficientes de partición menores a 1 en minerales formadores de roca como plagioclasas, hornblenda y piroxenos.

Se observa que los MREE tienen una pendiente ligeramente más pronunciada hacia la derecha que los LREE, como se muestra en el ratio Nd_N/Ho_N presentado en la Tabla 13, los MREE son empobrecidos por la presencia de anfíboles, siendo el más abundante en la corteza, también se sabe que la esfena contribuye al empobrecimiento de los MREE debido a su fraccionamiento durante la evolución del magma. Se tiene una ligera anomalía negativa de Eu, también expresada por el ratio Eu/Eu*, el 100% de las muestras evaluadas de la Formación Sacsaquero muestran una ligera anomalía negativa de Eu, producida por la ocurrencia de feldespatos en la corteza superior.

En la Figura 74, los HREE están empobrecidos respecto a los LREE y MREE, esto se origina por la presencia de una corteza con abundantes anfíboles y posible presencia esfena y/o zircones durante la evolución del fundido magmático, el ratio Er_N/Lu_N muestra una variación pequeña en la dirección de la pendiente, siendo la predominante una

pendiente subhorizontal hacia la derecha. Los valores ligeramente elevados de Tm respecto a los otros HREE, similar a los observados en el patrón litogeoquímico de la Super Unidad Catahuasi, Unidad Tupe y Formación Tantar posiblemente se originan por la presencia de esfena en las muestras.

Los patrones geoquímicos observados en las 4 unidades estudiadas comparten las siguientes características; un patrón que muestra un enriquecimiento en anfíboles (pendiente similar), rangos de valores de REE similares, marcada anomalía negativa de Eu, valores ligeramente elevados de Tm. Las firmas geoquímicas y los rangos de los REE muestran que posiblemente la deposición de las unidades volcánicas (Formaciones Tantar y Sacsaquero) y el ascenso de los cuerpos intrusivos (Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe) deben tener como génesis un magmatismo asociado a una misma cámara magmática.

3.3.2.1.7 Diagramas spider. Los diagramas spider son diagramas multielementales, considerados una extensión de los diagramas REE, permiten observar características petrogenéticas adicionales que no son posibles visualizar en un diagrama REE. En el presente estudio se trabajar normalizando al condrito con los valores propuestos por Thompson (1982) recopilados de Nakamura (1974), De Laeter y Hosie (1978), Mason (1979), Shima (1979) y los valores de Rb, K y P son de Sun (1980).

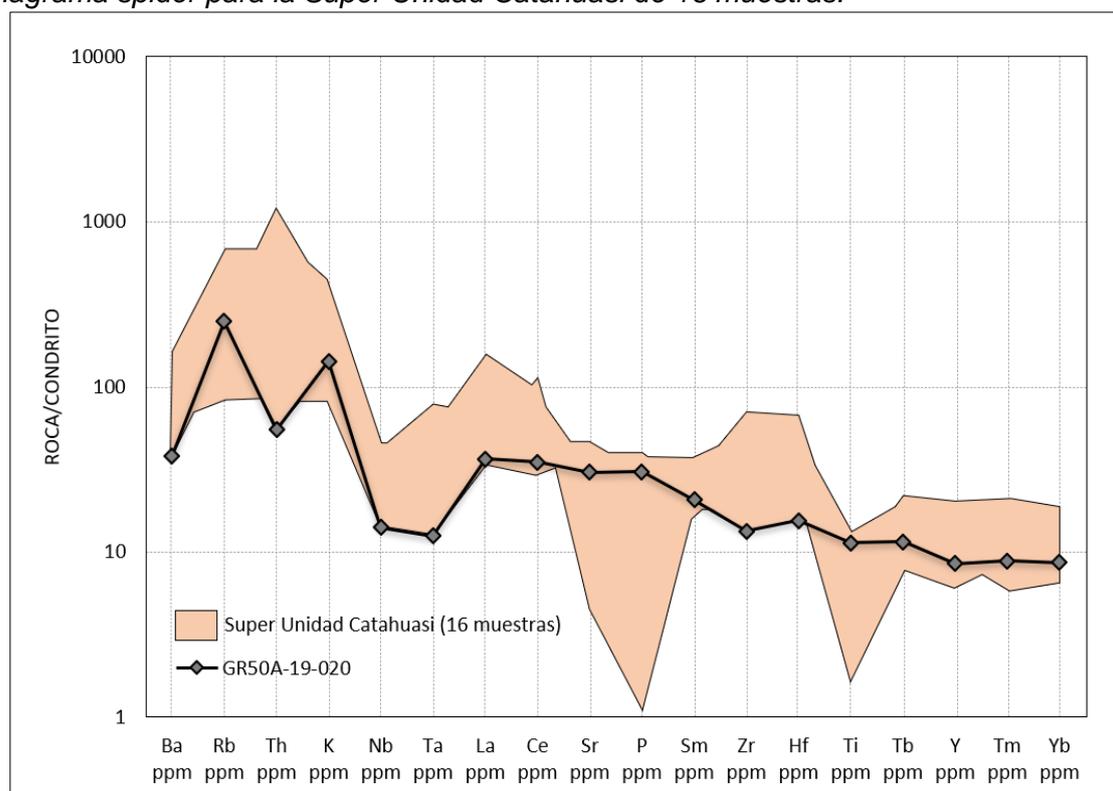
Super Unidad Catahuasi

Para tener un análisis de cada tendencia y anomalía de los diagramas spider de la Super Unidad Catahuasi que se presenta en la Figura 75, se realizó un resumen de las características más relevantes del diagrama en la Tabla 14.

Para evaluar con mayor efectividad el diagrama spider de la Super Unidad Catahuasi, se han evaluado las tendencias separando los elementos en 5 grupos, el primer grupo (Ba, Rb, Th y K), el segundo grupo (Nb y Ta), el tercero (La, Ce, Sr, P y Sm), el cuarto grupo (Zr y Hf) y el quinto grupo (Ti, Tb, Y, Tm, Yb). Se separaron los grupos por características afines, ubicación en el diagrama spider y su relación en los procesos petrogenéticos evaluados.

Figura 75

Diagrama spider para la Super Unidad Catahuasi de 16 muestras.



Nota: La muestra GR50A-19-020 presenta la anomalía de Cu.

Tabla 14

Caracterización de la Super Unidad Catahuasi en el diagrama spider.

REE	S.U. Catahuasi	S.U. Catahuasi GR50A-19-020
Ba _N	36-152	38
K _N	80-407	143
Ba _N /K _N	0.16-0.81	0.27
Nb _N	14-45	14
Ta _N	13-75	13
Nb _N /Ta _N	0.42-1.85	1.12
Sr _N	4-45	30
P _N	1-39	30
Zr _N	13-69	13
Hf _N	16-67	16
Zr _N /Hf _N	0.75-1.26	0.86
Ti _N	2-13	11

El primer grupo está compuesto principalmente por elementos litófilos, los elementos pueden ser móviles ante efectos de alteración, el elemento más inmóvil del grupo es el Th. De acuerdo al ratio Ba_N/K_N expresado en la Tabla 14, los elementos del primer grupo tienen una pendiente ligeramente elevada predominante hacia la izquierda. La mayoría de muestras tienden a estar enriquecidas en Rb, Th y K, principalmente el Th, lo que indica una mayor diferenciación magmática. Los bajos valores de Ba deben estar asociados a la ocurrencia de feldespatos potásicos durante la evolución del magma.

En el segundo grupo se tienen anomalías moderadas de Nb y Ta, que indica un magmatismo de arco asociado a zonas de subducción como señala Rudnik (2017), estas anomalías están relacionadas a la ocurrencia de rutilo, esfena u otro mineral de Ti durante la evolución del magma de acuerdo a Green y Pearson (1987). La esfena es un mineral que es estable en condiciones de altas presiones e hídricas (Green, 1980). El ratio Nb_N/Ta_N indica una variación en la dirección de la pendiente del patrón litogeoquímico en este grupo de elementos, teniendo pendientes moderadas inclinadas hacia la derecha y la izquierda, siendo hacia la izquierda la dirección predominante.

En el tercer grupo se observa que 7 muestras (44 %) que presentan leve, moderada y fuerte anomalía negativa de Sr, que indica fraccionamiento de plagioclasas en la fuente del magma, las 9 muestras restantes (56 %) no presentan anomalía de Sr. Se observa una anomalía negativa de P, que también indica un magmatismo de arco asociado a subducción (Marchena, 2019). Se tienen 7 muestras de la Super unidad Catahuasi (44 %) que poseen una moderada y fuerte anomalía negativa de P, mientras que las 9 muestras restantes (56 %) no poseen anomalía de P. En la Figura 71 se muestra con detalle la evaluación de los elementos La, Ce y Sm.

El cuarto grupo, los elementos Zr y Hf no poseen anomalías, pero deberían existir anomalías de Zr y Hf porque es común en un arco en zonas de subducción, la petrografía muestra la presencia de zircones (Figura 41) en las muestras. El ratio Zr_N/Hf_N indica pendientes subhorizontales inclinadas hacia la derecha e izquierda, siendo la predominante hacia la izquierda.

En el quinto grupo, el Ti muestra una fuerte anomalía negativa predominante, también característico de un magmatismo de arco en zona de subducción, como se menciona en Zheng (2019), 13 de las muestras (81 %), poseen una fuerte anomalía negativa de Ti, mientras que 2 muestras (19 %) no poseen anomalía de Ti. El Y posee una pendiente subhorizontal con una leve tendencia hacia la derecha, la ligera anomalía de Y puede estar originada por la presencia de hornblenda en la fuente. Los elementos Tb, Tm e Yb fueron evaluados previamente y más detalle en la sección 3.3.2.1.6.

La muestra GR50A-19-020 de la Super Unidad Catahuasi posee un patrón empobrecido respecto a todas las muestras de la Super Unidad Catahuasi, con un empobrecimiento marcado en Th, lo que indica; mezcla con magmas primitivos, poca diferenciación magmática y posible fraccionamiento de zircones en la fuente. El ratio Nb_N/Ta_N muestra una pendiente inclinada hacia la izquierda, similar a la predominante en de la Super Unidad Catahuasi, teniendo el Nb y Ta los valores más bajos de la Super Unidad Catahuasi. La muestra no posee anomalía de Sr, descartando el posible fraccionamiento de plagioclasas en la fuente, con posible proveniencia de un reservorio en profundidad y una ligera anomalía positiva de P, la que indica que la muestra proviene de un magma primitivo. El ratio Zr_N/Hf_N tiene una pendiente inclinada hacia la izquierda, similar a la pendiente predominante de toda la Super Unidad Catahuasi. El Ti no posee anomalía, lo que indica que la muestra proviene de un magma primitivo y el Y ligeramente negativa por el posible fraccionamiento de hornblenda y/o granates.

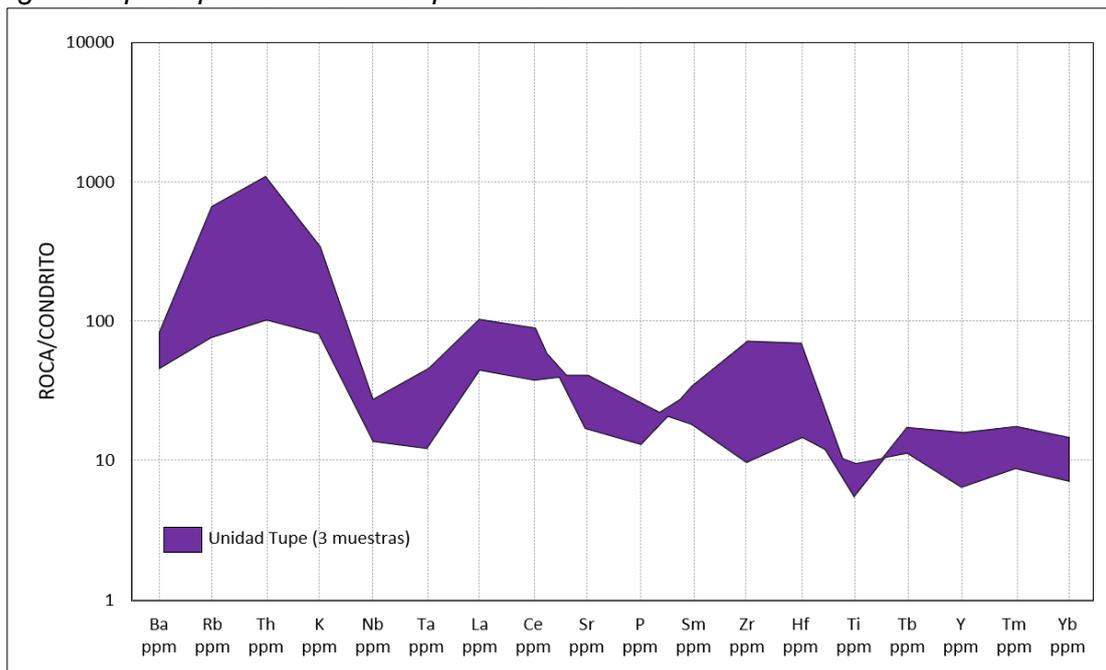
La Super Unidad Catahuasi muestras claras evidencias de pertenecer a un magmatismo de arco en subducción, ya que posee las anomalías de Nb-Ta, P y Ti. No posee anomalías negativas de Zr y Hf debido a que la muestra está enriquecida en estos elementos.

Unidad Tupe

Para tener un análisis de cada tendencia y anomalía de los diagramas spider de la Unidad Tupe presentado en la Figura 76, se realizó un resumen de las características más relevantes del diagrama en la Tabla 15.

Figura 76

Diagrama spider para la Unidad Tupe de 3 muestras.



Nota: Elaboración propia

Tabla 15

Caracterización de la Unidad Tupe en el diagrama spider.

REE	U. Tupe
Ba _N	47-81
K _N	81-344
Ba _N /K _N	0.24-0.58
Nb _N	14-27
Ta _N	13-45
Nb _N /Ta _N	0.60-1.12
Sr _N	17-42
P _N	13-26
Zr _N	10-72
Hf _N	15-70
Zr _N /Hf _N	0.64-1.06
Ti _N	6-10

En el primer grupo se tiene a los elementos litófilos, la mayoría de muestras tienden a estar enriquecidas en Rb, K y principalmente en Th, lo que indica una mayor diferenciación magmática, los bajos valores de Ba deben estar asociados a la ocurrencia

de feldespatos potásicos en la fuente, ya que el Ba posee altos K_d en los feldespatos potásicos, como indica Hanson (1978). Teniendo en cuenta el ratio Ba_N/K_N expresado en la Tabla 15, los elementos del primer grupo tienen una pendiente moderada predominante hacia la izquierda. En este rango de elementos la Unidad Tupe posee un patrón similar al identificado en la Super Unidad Catahuasi.

El segundo grupo tiene anomalías moderadas de Nb y Ta, los valores mínimos son similares a los observados en la Super Unidad Catahuasi, lo que indica un magmatismo de arco asociado a zonas de subducción, normalmente los bajos valores de Nb y Ta están relacionadas a la ocurrencia de rutilo, esfena u otro mineral de Ti en la fuente. El ratio Nb_N/Ta_N indica una variación en la dirección de la pendiente del patrón litogeoquímico en el rango de elementos, teniendo pendientes moderadas inclinadas hacia la derecha y la izquierda, siendo hacia la izquierda la dirección predominante, de manera similar a la Super Unidad Catahuasi.

En el tercer grupo se observa que no posee anomalía de Sr. Se tienen 2 muestras (66 %) de la Unidad Tupe que no poseen anomalías de Sr y 1 muestra (34 %) que posee una ligera anomalía positiva de Sr, lo que indica un nulo fraccionamiento de plagioclasas durante la evolución del magma. Se tiene una leve anomalía negativa de P predominante, que indica un origen asociado a un magmatismo de arco menos diferenciado, 2 muestras de la Unidad Tupe (66 %) poseen esa característica y la muestra restante (34 %) no posee anomalía de P. En general, la Unidad Tupe no posee anomalías de Sr y P en comparación con la Super Unidad Catahuasi, la cual si posee dichas características. Es posible que la Unidad Tupe presente aportes de magmas primitivos debido a que se encuentra menos diferenciada como se muestra en la Figura 66.

En el cuarto grupo, el Zr y Hf no poseen anomalías, ya que están enriquecidos en los 2 elementos, las anomalías nulas de Zr y Hf indican un aporte de magmas primitivos. El ratio Zr_N/Hf_N muestra pendientes subhorizontales inclinadas hacia la derecha e izquierda, siendo la predominante hacia la derecha. La Unidad Tupe presenta valores de Zr y Hf similares o ligeramente más bajos que los de la Super Unidad Catahuasi.

En el quinto grupo, el Ti muestra una débil anomalía negativa predominante, característico de un magmatismo primitivo, las 3 muestras (100 %) de la Unidad Tupe poseen dicha característica. El Y posee una pendiente subhorizontal con una leve tendencia hacia la derecha y la moderada anomalía negativa de Y posiblemente esté originada por el fraccionamiento de hornblenda durante el ascenso del magma. Los valores de Ti e Y de la Unidad Tupe están dentro del rango de la Super Unidad Catahuasi, pero la anomalía de Ti es mucho menos pronunciada en la Unidad Tupe y la anomalía de Y es similar en las 2 unidades intrusivas.

Se observa que la Unidad Tupe muestra evidencias litogeoquímicas de pertenecer a una zona de subducción y de tener un importante aporte de magmas primitivos, ya que posee las anomalías de Nb-Ta, pero no posee anomalías relevantes de Zr-Hf, Ti y P.A diferencia de la Unidad Tupe, la Super Unidad Catahuasi si posee las anomalías de Ti y P características de un magma más diferenciado asociado a subducción.

Formación Tantar

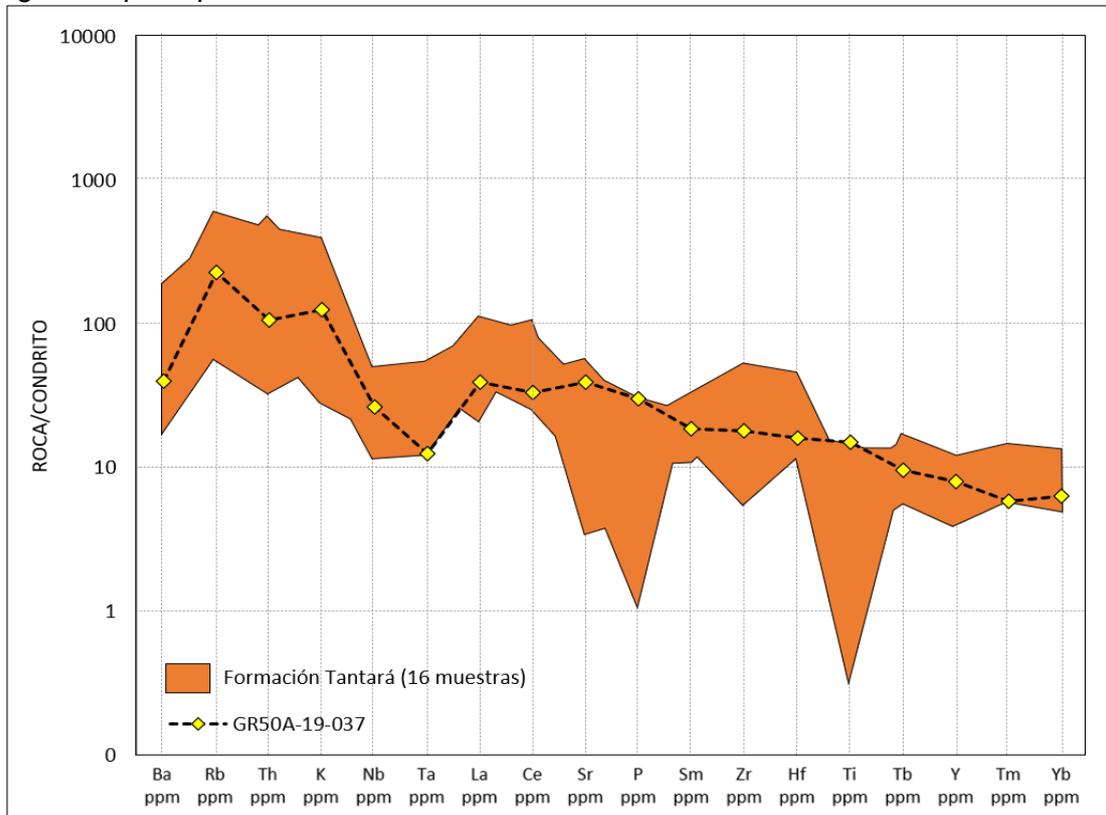
Para tener un análisis de cada tendencia y anomalía de los diagramas spider de la Formación Tantar presentado en la Figura 77, se realizó un resumen de las características más relevantes del diagrama en la Tabla 16.

En el primer grupo, los elementos litófilos muestran un rango de valores similares a la Super Unidad Catahuasi, que indica que la Formación Tantar en general posee una importante diferenciación magmática. La Formación Tantar también posee los valores más bajos de Ba, Th y K respecto a las otras unidades estudiadas, la muestra con el valor más bajo de Ba (Muestra GR50A-19-023) presenta una leve alteración asociada al intemperismo, lo que probablemente removilizó el Ba. La muestra con la anomalía más baja de Th (Muestra GR50A-19-011) posiblemente debe estar asociada a un importante fraccionamiento de zircones en la fuente. La muestra GR50A-19-023 tiene el mayor empobrecimiento de K, que indica el fraccionamiento de feldespatos en la fuente y a la removilización del K por efecto de alteración causada por el intemperismo. De acuerdo al

ratio Ba_N/K_N en la Tabla 16, los elementos litófilos tienen una pendiente moderada predominante hacia la izquierda.

Figura 77

Diagrama spider para la Formación Tantaré de 16 muestras.



Nota. La muestra GR50A-19-037 presenta la anomalía de Cu.

Tabla 16

Caracterización de la Formación Tantaré en el diagrama spider.

REE	Fm. Tantaré	Fm. Tantaré GR50A-19-037
Ba_N	17-190	40
K_N	28-398	126
Ba_N/K_N	0.24-1.84	0.32
Nb_N	12-51	27
Ta_N	13-55	13
Nb_N/Ta_N	0.41-2.13	2.13
Sr_N	3-57	39
P_N	1-30	30
Zr_N	6-54	18
Hf_N	12-47	16
Zr_N/Hf_N	0.75-1.26	1.13
Ti_N	0-15	15

En el segundo grupo se tienen anomalías moderadas de Nb y Ta, que indica un magmatismo de arco asociado a zonas de subducción, estas anomalías usualmente están asociadas a la ocurrencia de rutilo y esfena principalmente ya que pueden hospedar al Nb y Ta de acuerdo a su K_d . El rango de los valores del Nb y Ta en la Formación Tantaré son similares a las otras unidades estudiadas. El ratio Nb_N/Ta_N indica una variación en la dirección de la pendiente del patrón litogeoquímico en este rango, teniendo pendientes moderadas inclinadas hacia la derecha y la izquierda, siendo hacia la izquierda la dirección predominante. Los menores valores de Nb y Ta de la Super Unidad Catahuasi y Formación Tantaré son similares y/o iguales. La unidad Tupe pareciera que sigue la tendencia, pero no se puede generalizar porque solamente son 3 muestras analizadas.

En el tercer grupo destaca una fuerte anomalía negativa de Sr predominante, que indica principalmente el fraccionamiento de plagioclasas en la corteza superior, los valores de Sr en la Formación Tantaré poseen un rango similar a los observados en la Super Unidad Catahuasi. Se tienen 10 muestras (62 %) de la Super Unidad Catahuasi que muestran una anomalía negativa de Sr, las 6 muestras restantes (38 %) no poseen anomalía de Sr. Se tiene una anomalía negativa de P predominante, que indica un magmatismo de arco asociado a subducción, el rango de los valores de P de las muestras de la Formación Tantaré son similares a los de la Super Unidad Catahuasi, 9 muestras (56 %) de la Formación Tantaré poseen una moderada y fuerte anomalía de P, mientras que las 7 muestras restantes (44 %) no poseen anomalía de P. La anomalía de P está asociada a un arco magmático diferenciado en zona de subducción.

En el cuarto grupo se observa que el Zr y Hf poseen anomalías moderadamente positivas y moderadamente negativas, siendo las moderadamente positivas las predominantes, el Zr y Hf están relacionados a un arco en zonas de subducción cuando poseen anomalías negativas, sin embargo, se tiene un enriquecimiento en los 2 elementos. El ratio Zr_N/Hf_N indica pendientes subhorizontales inclinadas hacia la derecha e izquierda, siendo las predominantes hacia la izquierda. El rango de los valores de Zr y Hf son similares a la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe.

En el quinto grupo, el Ti muestra una fuerte anomalía negativa predominante, característico de un magmatismo de arco en zona de subducción, como lo menciona Zheng (2019). Se tienen 12 muestras (75 %) de la Formación Tantar que poseen una fuerte anomalía negativa de Ti, mientras que los 4 restantes (25 %) no poseen anomalía. El Y posee una ligera anomalía negativa que puede estar originada por la presencia de hornblenda o granates en la fuente de acuerdo a Green (1980). El rango de los valores de Ti es similar a los de la Super Unidad Catahuasi.

La muestra GR50A-19-037 posee un patrón litogeoquímico con valores promedio respecto a la Formación Tantar y a la Super Unidad Catahuasi en los litófilos, con un empobrecimiento de Ba y Th, debido a la ocurrencia de feldespatos potásicos y zircones durante el ascenso del magma. El ratio Nb_N/Ta_N muestra una pendiente inclinada hacia la derecha, opuesto a la predominante de la Formación Tantar, teniendo el Nb y Ta los valores más bajos de la Formación Tantar. La muestra posee una anomalía ligeramente positiva de Sr, con lo que se descarta el fraccionamiento de plagioclasas en la fuente y posiblemente tenga como origen un reservorio en profundidad. La muestra no posee anomalía de P, lo que indica una mezcla con magmas primitivos. El ratio Zr_N/Hf_N tiene una pendiente subhorizontal inclinada hacia la derecha, opuesto a la pendiente predominante de la Formación Tantar. El Ti no posee anomalía, evidenciando una importante influencia de magmas primitivos y el Y tampoco posee anomalía.

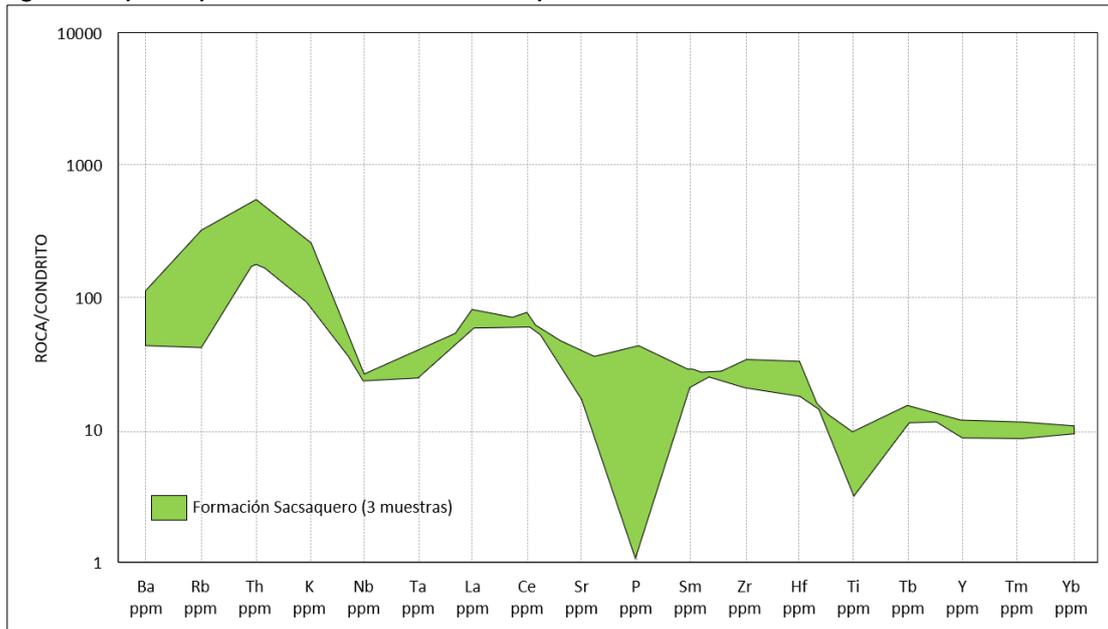
La Formación Tantar muestra características litogeoquímicas pertenecientes a un magmatismo de arco en subducción, posee claramente las anomalías de Nb-Ta, P y Ti. La Formación Tantar no posee anomalías negativas de Zr y Hf debido al enriquecimiento en los elementos Zr y Hf. Las anomalías de Zr y Hf suelen ser menos pronunciadas que las de Nb y Ta como lo mencionaron Foley et al. (2000).

Formación Sacsaquero

Para tener un análisis de cada tendencia y anomalía de los diagramas spider de la Formación Sacsaquero en la Figura 78, se realizó un resumen de las características más relevantes del diagrama en la Tabla 17.

Figura 78

Diagrama spider para la Formación Sacsaquero de 3 muestras.



Nota: Elaboración propia

Tabla 17

Caracterización de la Formación Sacsaquero en el diagrama spider.

REE	Fm. Sacsaquero
Ba _N	44-116
K _N	89-266
Ba _N /K _N	0.44-0.63
Nb _N	24-27
Ta _N	25-40
Nb _N /Ta _N	0.67-1.04
Sr _N	18-40
P _N	1-43
Zr _N	21-35
Hf _N	19-34
Zr _N /Hf _N	1.03-1.15
Ti _N	3-10

En el primer grupo se analizan a los elementos litófilos, 2 de las 3 muestras tienden a estar enriquecidas en Rb, K y principalmente Th, que indica una mayor diferenciación magmática, también se tienen valores bajos de Ba posiblemente asociados a la ocurrencia de feldespatos potásicos en la fuente. El ratio Ba_N/K_N en la Tabla 17 indica que se tienen pendientes moderadas predominantes hacia la izquierda. El rango de valores de los elementos litófilos en la Formación Sacsaquero posee un patrón similar a los identificados en las otras unidades estudiadas.

En el segundo grupo, las anomalías de Nb y Ta son moderadas, que indica un magmatismo de arco asociado a zonas de subducción, normalmente los bajos valores de Nb y Ta están relacionados a la ocurrencia de rutilo o esfena. El ratio Nb_N/Ta_N indica una variación en la dirección de la pendiente del patrón litogeoquímico en los elementos evaluados, teniendo pendientes subhorizontales moderadamente inclinadas hacia la izquierda, de manera similar a la Super Unidad Catahuasi, Unidad Tupe y Formación Tantar.́.

En el tercer grupo se observa una anomalía ligeramente negativa predominante de Sr en las 3 muestras (100 %) de la Unidad Tupe, que indica un nulo fraccionamiento de plagioclasas en la fuente. Se tiene una fuerte anomalía negativa de P predominante, que indica un origen asociado a un magmatismo de arco, 2 de las muestras de la Formación Sacsaquero (66 %) posee esa característica, mientras que la muestra restante (34 %) posee una ligera anomalía positiva de P. La Formación Sacsaquero no posee anomalía de Sr, similar a la Unidad Tupe, pero diferente a la Super Unidad Catahuasi y Formación Tantar.́. La anomalía negativa de P es similar a las identificadas en la Super Unidad Catahuasi y Formación Tantar.́. Posiblemente la Formación Sacsaquero recibió aporte de magmas primitivos ya que se encuentra menos diferenciada que las otras unidades estudiadas como se muestra en la Figura 66.

En el cuarto grupo, el Zr y Hf no poseen anomalías, el enriquecimiento en Zr y Hf posiblemente este asociado a la mezcla con magmas primitivos. El ratio Zr_N/Hf_N muestra

pendientes subhorizontales ligeramente inclinadas hacia la derecha en su totalidad. La Formación Sacsaquero presenta valores de Zr y Hf indicadas dentro del rango de las otras unidades estudiadas.

En el quinto grupo, el Ti muestra una moderada anomalía negativa predominante, característica de un magmatismo de arco, las 3 muestras (100 %) de la Formación Sacsaquero poseen anomalías negativas moderadas de Ti. Los valores de Ti e Y de la Formación Sacsaquero están dentro del rango de la Super Unidad Catahuasi y la Formación Tantará, también se destaca que la anomalía de Ti es menos pronunciada en la Formación Sacsaquero.

La Formación Sacsaquero en general, muestras características de pertenecer a un magmatismo de arco asociado a subducción con importante influencia de magmas primitivos, ya que posee las anomalías de Nb-Ta, P y Ti, pero no posee anomalías Zr-Hf. A diferencia de la Unidad Tupe, la Formación Sacsaquero si posee anomalías de Ti y P.

Capítulo IV. Análisis y discusión de resultados

En esta sección se presentan los diagramas litogeoquímicos elaborados en función a la información bibliográfica y la identificación de parámetros favorables para la ocurrencia de sistemas tipo pórfido de Cu. Los diagramas se enfocan en los siguientes parámetros de fertilidad de los magmas: contenido de agua, estado de oxidación, contenido de volátiles y espesor cortical. Los diagramas bivariantes propuestos permiten visualizar con mayor efectividad la variación de las tendencias de los parámetros litogeoquímicos para poder interpretar características petrogenéticas relacionando la información litogeoquímica con los estudios petrográficos. Los diagramas litogeoquímicos que se presentan con sus respectivos parámetros, se sustentan con la información petrográfica.

4.1 Parámetros Th_N y Nb_N/Ta_N (Diagrama)

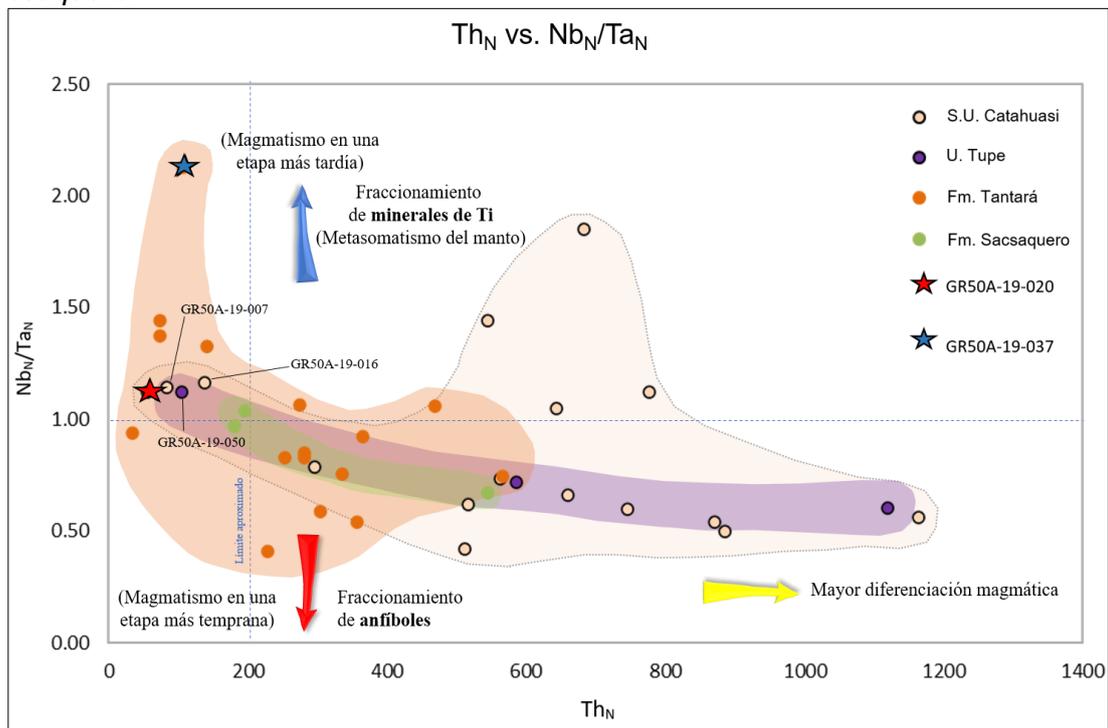
Se plantea el diagrama litogeoquímico con los parámetros Th_N y Nb_N/Ta_N , donde Nb_N/Ta_N puede distinguir el fraccionamiento de anfíboles y fases de Ti como se indica en Marchena (2019), el parámetro Th_N puede indicar que tan diferenciada está una muestra. En la Figura 79 se observa que todas las unidades estudiadas tienen una tendencia aproximada donde el Nb_N/Ta_N disminuye con el incremento del Th_N .

En la Super Unidad Catahuasi 9 de las muestras (56 %) tienen ratios Nb_N/Ta_N menores a 1, que es la principal tendencia de las muestras de esta unidad, que están asociadas a un fraccionamiento de anfíboles durante la evolución del magma como lo mencionan Li et al. (2017) y las 7 restantes (44 %) poseen valores de Nb_N/Ta_N superiores a 1, indicando fraccionamiento de rutilo y/o esfena, como lo mencionan Jenner et al. (1993) y un mayor metasomatismo en el manto. En la petrografía de la Super Unidad Catahuasi se observan muestras con anfíboles y biotita, evidenciado en la Figura 54, minerales que se forman asociados a un fundido magmático hidratado, lo que favorece a la interpretación de tener una corteza con presencia de anfíboles como facie mineral principal que aporta agua y ratios Nb_N/Ta_N menores a 1. Las muestras también evidenciaron presencia de esfena, como se muestra en la Figura 41, posiblemente asociada a un fundido magmático

rico en Ti, relacionada a una etapa tardía de metasomatismo en el manto, ya que posiblemente es proveniente de la fusión de una corteza con presencia de rutilo o esfena como lo menciona Udubasa (1982), la presencia de una corteza con abundantes minerales de Ti genera en superficie muestras con ratios Nb_N/Ta_N mayores a 1. Marchena (2019) señala que se puede generalizar diciendo que las muestras con ratios Nb_N/Ta_N mayores 1 deben estar asociadas a un magmatismo más tardío que las muestras con ratios Nb_N/Ta_N menores a 1. La mayoría de muestras de la Super Unidad Catahuasi poseen valores elevados de Th_N , lo que indica una elevada diferenciación magmática, a excepción de algunas muestras que posiblemente estén menos diferenciadas por interactuar con magmas primitivos.

Figura 79

Diagrama litogeoquímico Th_N vs. Nb_N/Ta_N de las rocas intrusivas de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe y de las rocas volcánicas de las Formaciones Tantarà y Sacsaquero.



Nota: Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 son las reportadas con los altos valores de Cu.

La muestra GR50A-19-020 posee un ratio Nb_N/Ta_N mayor a 1, estando asociada al fraccionamiento de fases de Ti y a un mayor metasomatismo en el manto, esta muestra posee un valor de Nb_N/Ta_N que está por encima del valor promedio de todas las muestras

de la Super Unidad Catahuasi. Por otra parte, posee el valor más bajo de Th_N de la Super Unidad Catahuasi y es uno de los más bajos de todas las unidades estudiadas en la Figura 79, lo que se debe posiblemente a la mezcla con magmas primitivos que favorecerán a un rejuvenecimiento termal como lo mencionan Tapster et al. (2016), proceso que permitirá que la cámara magmática siga convectando y así diferenciándose para que los fluidos hidrotermales puedan enriquecerse y formar un sistema tipo pórfido. La petrografía de la muestra GR50A-19-020 evidencia la presencia de titanita o esfena, como se puede ver en la Figura 41, que indica un enriquecimiento en Ti, proveniente de la fusión de una corteza rica en minerales de Ti. También se observa un borde de cristal de feldespato potásico corroído y sostenido por una matriz, como se puede ver en la Figura 40, siendo evidencia de mezcla con magmas primitivos.

La Unidad Tupe tiene una tendencia principal con ratios Nb_N/Ta_N menores a 1, la unidad presenta 2 muestras (66 %) con ratios Nb_N/Ta_N menores a 1, asociada al fraccionamiento de anfíboles en la fuente, la muestra restante (34 %) de la unidad posee un ratio Nb_N/Ta_N por encima de 1, que favorece el fraccionamiento de minerales de Ti y el metasomatismo en el manto. El rango de los valores de Nb_N/Ta_N de las muestras de la Unidad Tupe están dentro del límite de la Super Unidad Catahuasi. En la petrografía destaca la presencia de anfíboles y biotita, como se muestra en las Figuras 57 y 58, que es evidencia de estar relacionada a la ocurrencia de una corteza hidratada. El rango de los valores de Th_N de la Unidad Tupe es similar a la Super Unidad Catahuasi, teniendo principalmente muestras muy diferenciadas, pero también posee muestras poco diferenciadas, posiblemente debido a la mezcla con magmas primitivos.

La Formación Tantará posee una tendencia principal asociada a ratios Nb_N/Ta_N menores a 1, favorable para la ocurrencia de anfíboles en la corteza superior, los estudios petrográficos identificaron moldes de ferromagnesianos reemplazados parcialmente por rutilo y magnetita en la Figura 65, como posible evidencia de ocurrencia de anfíboles relacionados a una corteza hidratada. Se observan 10 muestras (63 %) de la Formación Tantará con ratios de Nb_N/Ta_N menores a 1, mientras que las 6 muestras restantes (37 %)

poseen ratios Nb_N/Ta_N mayores a 1 con predominancia de facies de Ti durante el ascenso del magma y mayor metasomatismo en el manto. El rango de los valores de Nb_N/Ta_N de la Formación Tantar es similar a los de la Super Unidad Catahuasi. La Formación Tantar posee principalmente muestras muy diferenciadas con valores elevados de Th_N , sin embargo, también posee muestras poco diferenciadas en menor porcentaje. Los valores de Th_N de la Formación Tantar estn en su totalidad por debajo del valor promedio de Th_N de la Super Unidad Catahuasi, lo que indica que la Super Unidad Catahuasi es más diferenciada que la Formación Tantar.

La muestra GR50A-19-037 con un ratio Nb_N/Ta_N mayor a 1, siendo el valor más elevado de la Formación Tantar y de todas las unidades estudiadas, indica una asociación a rutilo y/o esfena durante la evolución del magma, también destaca que posee uno de los valores más bajos de Th_N de toda la Formación Tantar y de todas las unidades estudiadas, por lo que debe estar asociado a un magma menos evolucionado. El valor demasiado elevado de Nb_N/Ta_N de la muestra GR50A-19-037 respecto a todas las muestras evaluadas, debe estar asociado a la removilización de dichos elementos por la alteración hidrotermal. La petrografía de la muestra GR50A-19-037 identificó ilmenita en la Figura 64 y rutilo en la Figura 65, lo que indica la asociación a una corteza enriquecida en Ti. De acuerdo a las características indicadas en el análisis petrográfico de la muestra GR50A-19-037, debe clasificarse como andesita microporfrica, asociada a un magmatismo intermedio, lo que justifica los bajos valores de Th_N respecto a las otras muestras.

La Formación Sacsaquero muestra una tendencia principal con ratios Nb_N/Ta_N menores a 1, presenta 2 muestras (66 %) con ratios Nb_N/Ta_N menores a 1 asociada al fraccionamiento de anfíboles en la corteza superior y la muestra restante (34 %) de la unidad posee un ratio Nb_N/Ta_N por encima de 1 indicando el fraccionamiento de minerales de Ti durante el ascenso del magma y el metasomatismo en el manto. El rango de los valores de Nb_N/Ta_N de las muestras de la Formación Sacsaquero estn dentro del límite

de la Formación Tantar. El rango de los valores de Th_N de la Formación Sacsaquero es similar al rango de la Formación Tantar, teniendo principalmente muestras diferenciadas.

Marchena (2019) indica que las muestras de los pórfidos estudiados se encuentran en el entorno del valor $Nb_N/Ta_N = 1$, de manera similar en el diagrama de la Figura 79, la muestra GR50A-19-020 de la Super Unidad Catahuasi se encuentra en ese entorno, sin embargo, la muestra GR50A-19-037 posee un valor de Nb_N/Ta_N más elevado que 1, lo que se debe posiblemente a un estadio tardo en el metasomatismo en el manto o un aumento del valor de Nb_N asociado a un magma menos evolucionado. En el presente trabajo se complementa el uso del ratio Nb_N/Ta_N con el conocimiento de la diferenciación magmática a través del parámetro Th_N , con el que se observa que las muestras con los valores elevados de Cu son las que se encuentran entre los valores más bajos de Th_N de sus respectivas unidades, relacionado a la mezcla con magmas primitivos que favorecerán el rejuvenecimiento termal del sistema.

De acuerdo a las observaciones realizadas de la información utilizada en el diagrama Nb_N/Ta_N vs. Th_N se destaca que las muestras que presentan los valores de Nb_N/Ta_N en el entorno de 1 y los valores más bajos de Th_N , son los favorables para vectorizar mineralización de tipo pórfido de Cu. El parámetro Nb_N/Ta_N identifica la facie predominante en un sistema hidratado y la transición de una corteza con facies predominantes de anfíboles a una corteza con facies predominantes de granates. El parámetro Th_N identifica el grado de diferenciación magmática y si posiblemente hay presencia de un rejuvenecimiento termal.

4.2 Parámetros U/Th y Nb_N/Ta_N (Diagrama)

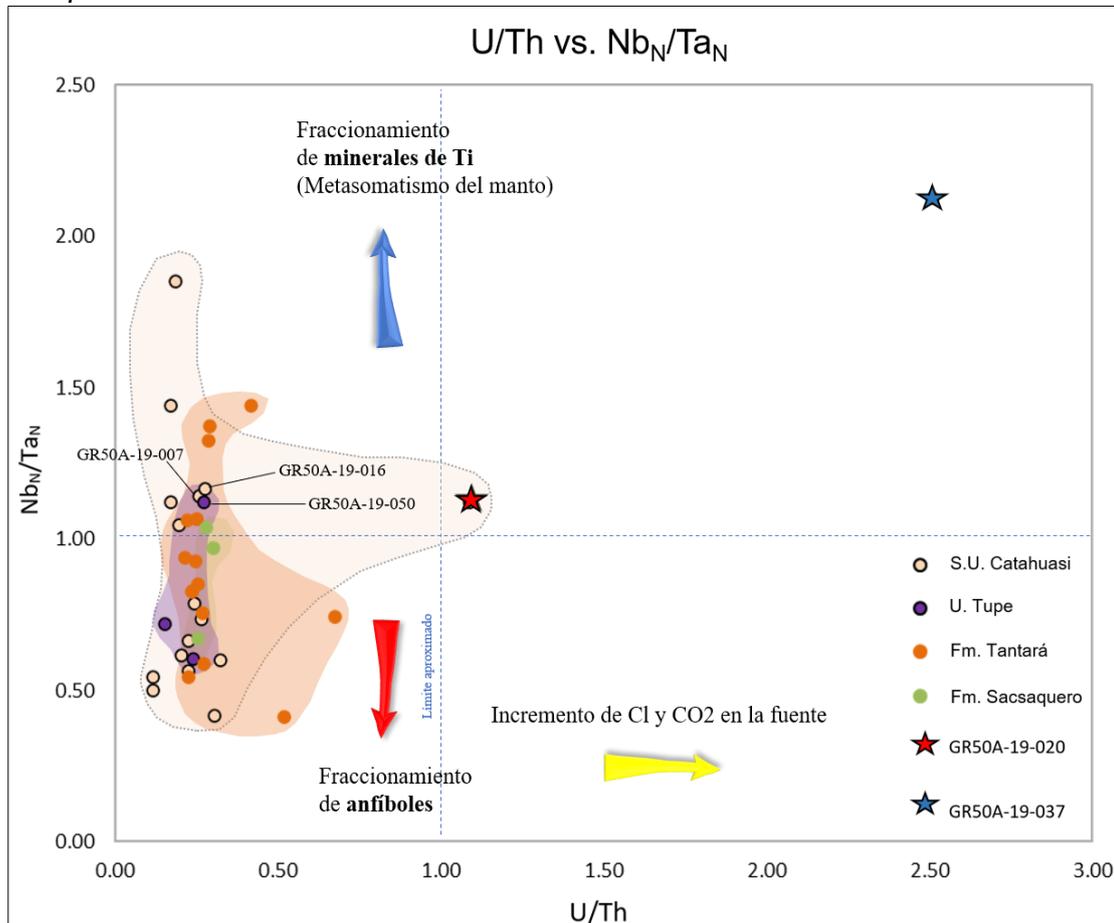
En el diagrama litogeoquímico de los parámetros Nb_N/Ta_N y U/Th, el U/Th indica la presencia de volátiles tales como Cl y CO_2 en el fundido magmático. La variabilidad del parámetro Nb_N/Ta_N se explica en la sección 4.1.

En la Figura 80, las unidades estudiadas tienden a presentar valores bajos de U/Th debido a los altos valores de Th asociados a la diferenciación magmática, sin embargo, las

muestras con los valores elevados de Cu (GR50A-19-020 y GR50A-19-037) si presentan valores de U/Th elevados.

Figura 80

Diagrama litogeoquímico U/Th vs. Nb_N/Ta_N de las rocas intrusivas de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe y de las rocas volcánicas de las Formaciones Tantar y Sacsaquero



Nota: Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 son las reportadas con los altos valores de Cu.

En la Super Unidad Catahuasi la mayoría de las muestras tienen ratios U/Th menores a 0.5, indicando que la tendencia principal del magmatismo asociado a la Super Unidad Catahuasi es poseer bajas cantidades de Cl y CO₂, reduciendo la probabilidad de que elementos económicos sean transportados por ligandos. Las muestras de la Super Unidad Catahuasi se encuentran distribuidas de manera equitativa de acuerdo al ratio $Nb_N/Ta_N=1$ explicado en la sección 4.1.

La muestra GR50A-19-020 posee un ratio U/Th mayor a 1, haciendo favorable la presencia de ligandos para el transporte de elementos económicos de acuerdo a la

evaluación de los trabajos de Keppler y Wyllie (1990) y Cuney y Kyser (2009). La muestra GR50A-19-020 se encuentra marcadamente separada de las demás muestras de la Super Unidad Catahuasi por el parámetro U/Th. Respecto al ratio Nb_N/Ta_N , la muestra se encuentra en el entorno al valor 1, favorable para la ocurrencia de una corteza hidratada. El análisis petrográfico identificó titanita o esfena, evidenciado en la Figura 43 y rutilo en la Figura 46, indicando la asociación a un fundido enriquecido en Ti.

La Unidad Tupe tiene muestras con ratios U/Th inferiores a 0.5 en su totalidad con valores que se encuentran dentro del rango de los valores de la Super Unidad Catahuasi, lo cual indica que la Unidad Tupe no posee muestras asociadas a un magmatismo rico en volátiles. De acuerdo al ratio Nb_N/Ta_N , la tendencia principal de la Unidad Tupe es que posee valores inferiores a 1.

La Formación Tantar presenta predominantemente muestras con valores de U/Th inferiores a 0.75, lo que no es favorable para tener elevadas cantidades de Cl y CO_2 en el sistema. El rango general de los valores de U/Th para la Formación Tantar es similar al rango presentado para la Super Unidad Catahuasi. La Formación Tantar tiene predominantemente valores de Nb_N/Ta_N menores a 1.

La muestra GR50A-19-037 tiene un ratio Nb_N/Ta_N mayor a 1, que es el valor más elevado de todas las muestras de la Formación Tantar y las otras unidades, que indica una asociación a minerales de Ti durante la evolución del magma, también posee el valor del ratio U/Th más elevado de la Formación Tantar y las otras unidades estudiadas. La diferencia en el ratio U/Th respecto a las otras muestras señala los elevados valores de Cl y CO_2 del fundido magmático asociado a la muestra, muy conveniente para el transporte de elementos económicos. La petrografía muestra la presencia de ilmenita, identificada en la Figura 64 y rutilo identificado en la Figura 65, que corrobora la asociación a un fundido enriquecido en Ti. La petrografía no evidenció cristales corroídos, como evidencia de mezcla con magmas primitivos, que favorece un mejor análisis del ratio U/Th. Se identificó un molde de ferromagnesiano (FMs) reemplazado por rutilo y magnetita en la Figura 65, que podra ser un relicto de anfíboles asociados a una corteza hidratada.

La Formación Sacsacero tiene valores del ratio U/Th inferiores a 0.5, en un rango similar a los valores de la Unidad Tupe, mostrando ausencia de características favorables para estar asociado a un magmatismo rico en volátiles. La principal tendencia del ratio Nb_N/Ta_N es de valores menores 1.

El diagrama Nb_N/Ta_N vs. U/Th es otra manera efectiva de visualizar las muestras que están asociadas a la presencia de volátiles para un enriquecimiento y transporte de Cu, Mo u Au en la cámara magmática con el parámetro U/Th. El parámetro Nb_N/Ta_N muestra la facie predominante en el sistema hidratado y el cambio de una corteza enriquecida en anfíboles a granates.

4.3 Parámetros K/Rb y Ca/Sr (Diagrama)

El diagrama litogeoquímico con los parámetros Ca/Sr y K/Rb permite separar las muestras que están asociadas principalmente al fraccionamiento de plagioclasas o feldespatos potásicos en la corteza superior, ya que en los diagramas REE y spider, las anomalías de Eu y Sr respectivamente, identifican el fraccionamiento de feldespatos totales. La importancia de la asociación del fundido magmático con mayores cantidades de plagioclasa o feldespatos potásicos radica en conocer si el fundido tiene o no tiene influencia de magmas primitivos, importante para contribuir al rejuvenecimiento termal del sistema, o si se trata de un magma con altos niveles de diferenciación en la corteza superior.

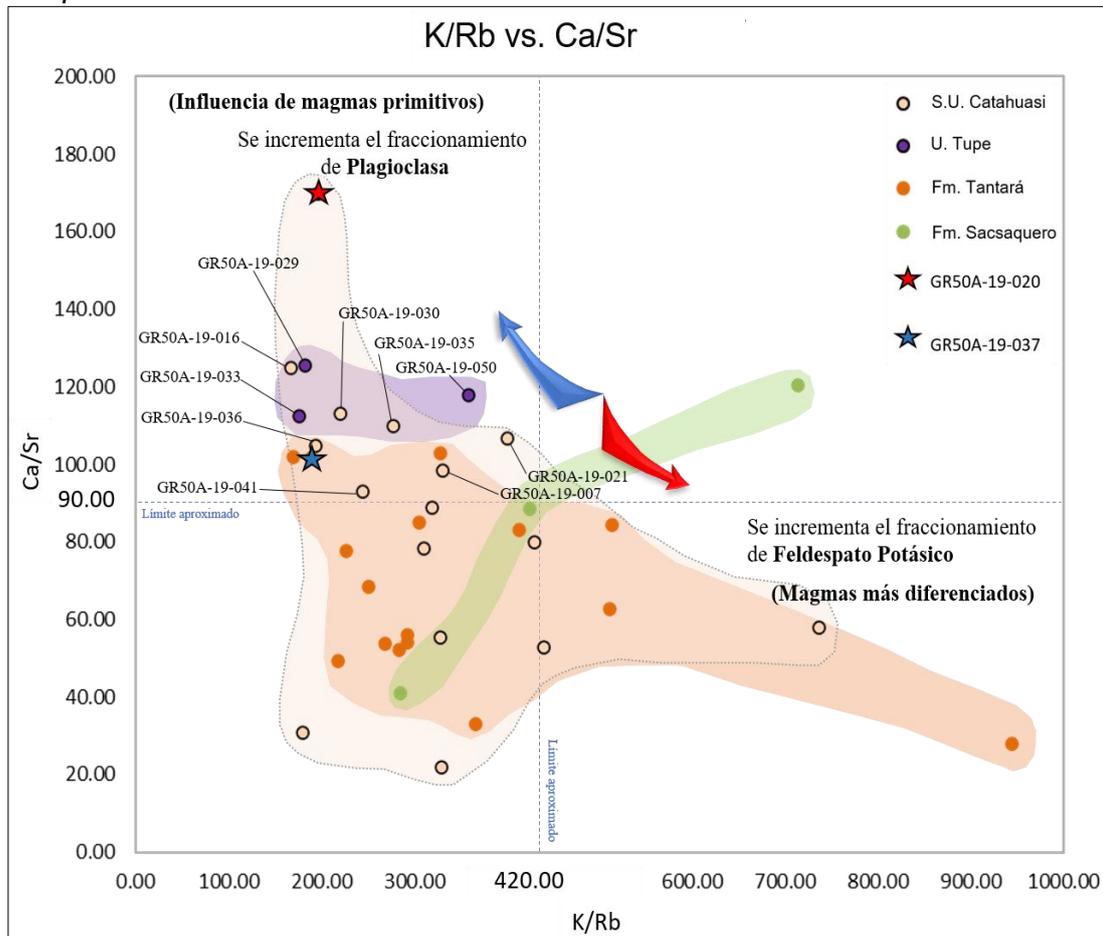
La Figura 81 presenta la distribución de las unidades estudiadas, se observa una tendencia general de todas las unidades, donde a medida que disminuye el ratio Ca/Sr, se incrementa el ratio K/Rb, indicando una relación directa del incremento de feldespatos potásicos y la disminución de plagioclasas en la corteza superior.

La Super Unidad Catahuasi posee muestras que están relacionadas al fraccionamiento de plagioclasas y feldespatos potásicos, teniendo una tendencia principal al fraccionamiento de plagioclasas en la corteza media a superior. La principal tendencia de la Super Unidad Catahuasi indica la mayor relación con magmas primitivos, que favorecen el rejuvenecimiento termal del sistema continuando con la convección y

diferenciación en la cámara magmática (Tapster et al., 2016). La petrografía de la Super Unidad Catahuasi en la Figura 53 muestra la presencia de un cristal de plagioclasa que se formó previamente y fue reabsorbido por el ingreso de magma en la cámara magmática, de igual modo, en la primera imagen de la Figura 54 se tiene una textura antirapakivi (feldespato potásico alrededor de un cristal de plagioclasa a modo de corona) que es evidencia de adición y mezcla con magmas e indica una adecuada actividad magmática para tener una convectividad activa en la cámara magmática, que puede ser generada por magmas primitivos o magmas más evolucionados. En la segunda imagen de las Figuras 52 y 54 me muestran cristales zonados de plagioclasas, que también son evidencia de mezcla por adición de magmas.

Figura 81

Diagrama litogeoquímico K/Rb vs. Ca/Sr de las rocas intrusivas de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe y de las rocas volcánicas de las Formaciones Tantarà y Sacsaquero.



Nota: Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 son las reportadas con los altos valores de Cu.

La muestra GR50A-19-020 pertenece a la Super Unidad Catahuasi, destaca por ser la muestra que está más asociada a la presencia de plagioclasas en la corteza media a superior y en consecuencia posee la mayor tendencia a estar asociada a magmas primitivos, esta característica es favorable para el rejuvenecimiento termal y en consecuencia para el enriquecimiento de los fluidos hidrotermales. La petrografía de la muestra GR50A-19-020 identifica un cristal de feldespatos potásicos corroído, evidenciado en la Figura 40, lo que corrobora la adición de magmas primitivos al sistema.

Las muestras tomadas en la Unidad Tupe están asociadas al fraccionamiento de plagioclasas durante el ascenso del fundido magmático; en la unidad Tupe el magma tiende a ser menos diferenciado y más primitivo. En la Figura 58 se muestran cristales zonados y corroídos de plagioclasas que corroboran la influencia de magmas primitivos.

Las 16 muestras tomadas de la Formación Tantarà no presentan una tendencia definida al fraccionamiento de plagioclasas o feldespatos potásicos; presenta una distribución similar a la Super Unidad Catahuasi, con la excepción de una muestra con los valores más elevados de K/Rb.

La muestra GR50A-19-037 de la Formación Tantarà, está asociada a la ocurrencia de plagioclasas en la corteza media a superior y en consecuencia asociada a un magma menos evolucionado, adecuado para favorecer un rejuvenecimiento termal en el sistema. La muestra GR50A-19-037 es una andesita microporfirítica, asociada a magmas intermedios y ocurrencia de plagioclasas en la corteza superior.

Las 3 muestras de la Formación Sacsaquero, no favorecen con claridad la tendencia a un mayor fraccionamiento de plagioclasas o feldespatos potásicos en la corteza media a superior.

Después de analizar la información del diagrama Ca/Sr vs. K/Rb se observa que la información puede ser susceptible a factores externos a la génesis de las rocas tales como intemperismo o hidrotermalismo, debido a la movilidad de sus elementos. Se recomienda utilizar el diagrama para la identificación de la mineralogía predominante (plagioclasa o feldespato potásico) en la corteza media-superior y su grado de diferenciación, trabajando

solamente con muestras frescas o con alteraciones muy leves, lo que permitirá un análisis más objetivo de la data.

4.4 Parámetros Ce/Ce* y Eu/Eu* (Diagrama)

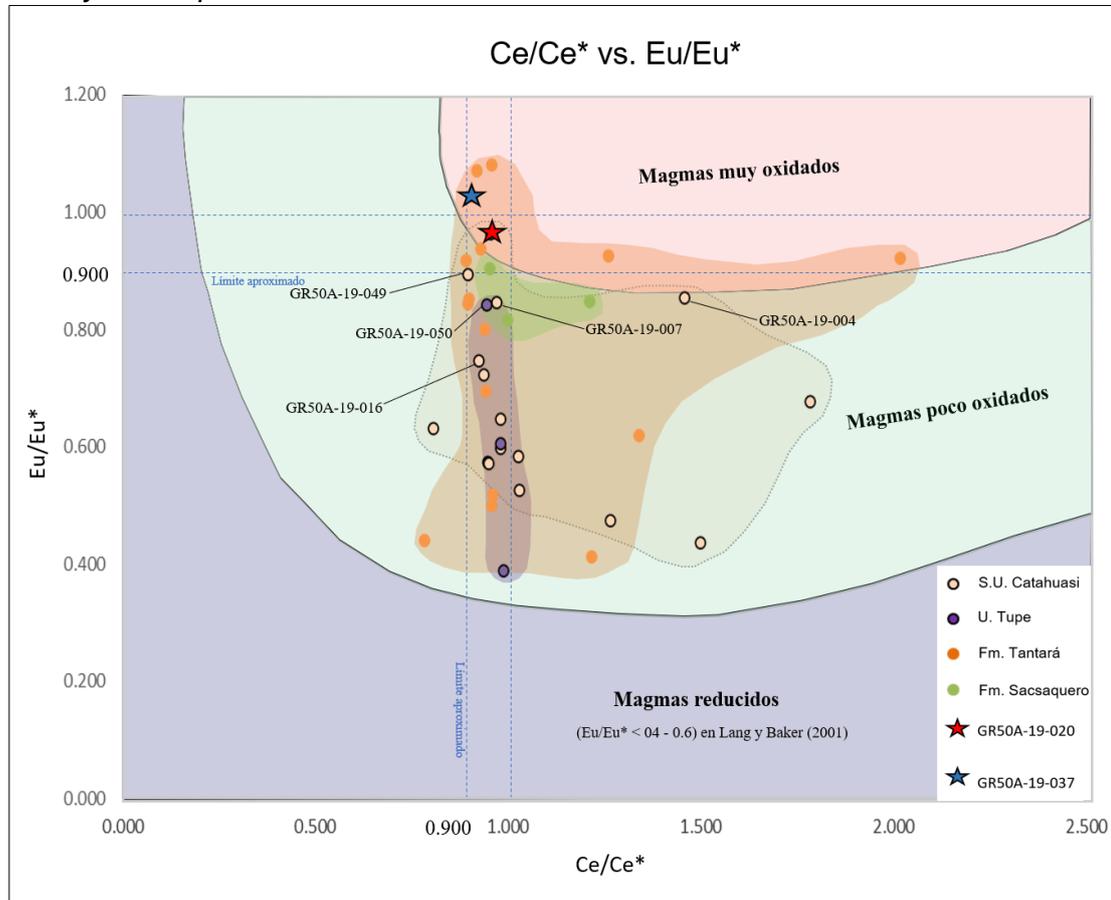
Ante la ausencia de diagramas que permitan identificar o tener una aproximación del estado redox de las muestras con las que se trabaja, se plantea el diagrama litogeoquímico con los parámetros Eu/Eu* y Ce/Ce* que permite tener un criterio para identificar las muestras asociadas a un magmatismo más oxidado, favorable para la ocurrencia de pórfidos. Con el diagrama solamente se identificaron tendencias a tener magmas muy oxidados o poco oxidados, ya que para tener una información más certera se deberían realizar análisis LA-ICP a los zircones para identificar las cantidades de Ce y Eu. Los iones oxidados del Ce y Eu (Ce⁺⁴ y Eu⁺³) son compatibles en el zircón.

Para utilizar el diagrama Ce/Ce* vs. Eu/Eu* se ha verificado previamente el diagrama spider y se ha corroborado que no hay empobrecimiento de Zr, posteriormente se corroboró la presencia de zircones con la petrografía. La presencia significativa de zircones en las muestras y un posible ambiente oxidado generará un enriquecimiento en Eu y Ce con valores de Eu/Eu* y Ce/Ce* que tienden a 1 o con valores más elevados. Si los valores de Eu/Eu* y Ce/Ce* no se acercan a 1 y tienen valores inferiores, tienden a pertenecer a un magma menos oxidados, siendo solamente los magmas más oxidados los favorables para generar mineralización.

En la Figura 82 se observa que la principal tendencia de las muestras de todas las unidades tiende a estar cerca del valor de Ce/Ce* = 1 y por debajo de los valores de Eu/Eu* = 1. Se concluye que las unidades estudiadas tienden a estar relacionados a magmas poco oxidados, siendo necesario magmas muy oxidados para la generación de yacimientos tipo pórfido.

Figura 82

Diagrama litogeoquímico Ce/Ce vs. Eu/Eu* de las rocas intrusivas muestreadas de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe y de las rocas volcánicas de las Formaciones Tantar y Sacsaquero.*



Nota: Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 son las reportadas con los altos valores de Cu.

La Super Unidad Catahuasi en el diagrama spider (Figura 75) presenta una anomalía nula a ligeramente positiva de Zr, que indica enriquecimiento en dicho elemento, que se confirma con la petrografía, ya que se identificaron zircones en la mayoría de muestras como lo mencionan Nole et al. (2021) en las descripciones de las muestras GR50A-19-004, GR50A-19-007 y GR50A-19-021. En los zircones de la Super Unidad Catahuasi, los iones Ce^{+4} y Eu^{+3} pueden ingresar en dicho mineral en un ambiente oxidante. La Super Unidad Catahuasi posee muestras con valores de Ce/Ce^* superiores a 0.5, pero inferiores a 2.0, los valores de Eu/Eu^* son mayores a 0.4 y menores a 1.1. En la Figura 82 se observa que la tendencia principal de la Super Unidad Catahuasi se relaciona a magmas poco oxidados, que no son suficientemente favorables para permitir el transporte y enriquecimiento de los elementos económicos.

La muestra GR50A-19-020 en el diagrama spider posee una anomalía nula, ligeramente negativa de Zr, con posible presencia de zircones y la petrografía identificó la presencia de zircones evidenciado en la Figura 41. La muestra GR50A-19-020 posee valores de Eu/Eu^* y Ce/Ce^* que se aproximan a 1, que es una tendencia favorable para un enriquecimiento de Ce y Eu en los zircones y en consecuencia la presencia de un fundido magmático de naturaleza muy oxidante, favorable para la ocurrencia de mineralización.

La Unidad Tupe en el diagrama spider presenta un enriquecimiento en Zr y en el estudio petrográfico se identificó presencia de zircones como lo mencionan Nole et al. (2021) en la descripción microscópica de la muestra GR50A-19-033, que pueden ser favorables para albergar Eu y Ce, sin embargo, los valores de Eu/Eu^* son bajos porque la naturaleza de la unidad tiende a ser poco oxidada. La Unidad Tupe tiene una tendencia principal a estar asociada a un magmatismo de naturaleza poco oxidada con valores de Eu/Eu^* menores a 1 y Ce/Ce^* en los alrededores de 1.

La Formación Tantará en el diagrama spider presenta una leve anomalía negativa de Zr, con otros valores elevados de Zr, que indica la posible presencia de zircones en las muestras. Nole et al. (2021) mencionan la presencia de zircones en el análisis petrográfico de las lavas andesíticas de la Formación Tantará. Así mismo, la Formación Tantará posee una tendencia similar a la tendencia de la Super Unidad Catahuasi con valores de Ce/Ce^* mayores a 0.5 y menores a 2.2, los valores de Eu/Eu^* son mayores a 0.4 y menores a 1.1. La tendencia principal de la Formación Tantará está relacionado a un magmatismo de naturaleza poco oxidada.

La muestra GR50A-19-037 en el diagrama spider presenta una anomalía nula de Zr, que indica posible presencia de zircones. La muestra GR50A-19-037 presenta valores de Eu/Eu^* y Ce/Ce^* que se aproximan a 1, favorable para un enriquecimiento de Ce y Eu en los zircones relacionado a un fundido magmático de naturaleza muy oxidante, favorable para la ocurrencia de mineralización.

Las 3 muestras de la Formación Sacsaquero en el diagrama spider presentan anomalías nulas de Zr, indicando posible presencia de zircones. Con los datos obtenidos se puede inferir que la Formación Sacsaquero está relacionada a magmas poco oxidados, no muy favorables para generar la movilización de los elementos económicos, se muestran valores de Eu/Eu^* menores a 1 y valores de Ce/Ce^* en los alrededores de 1.

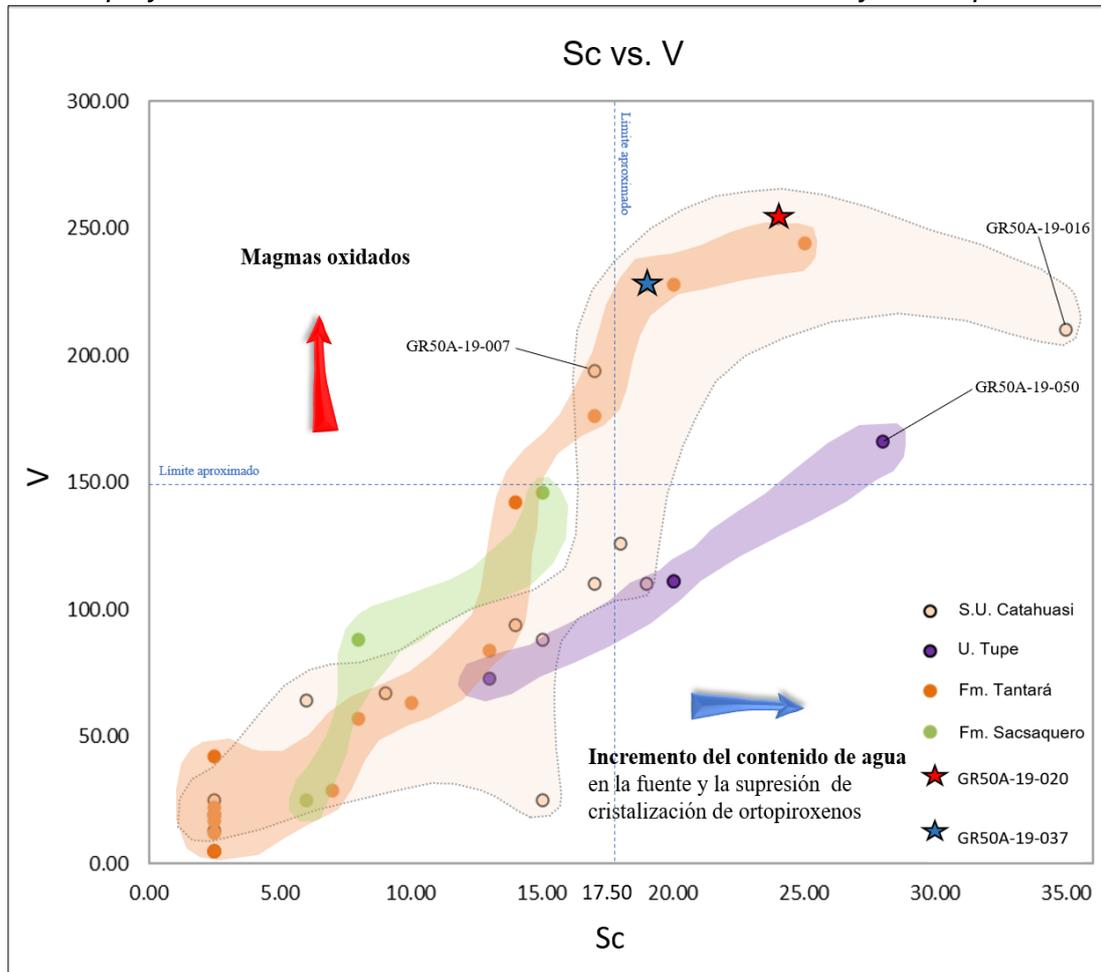
El diagrama Eu/Eu^* vs. Ce/Ce^* ayuda a clasificar las muestras en las más y menos favorables para la generación de mineralización de acuerdo al estado de oxidación del magma asociado, este diagrama puede ser de utilidad para identificar zonas con mayor potencial para explorar por yacimientos tipo pórfido de Cu.

4.5 Parámetros Sc y V (Diagrama)

Se plantea el diagrama litogeoquímico en base a los parámetros Sc y V, dichos elementos son considerados elementos inmóviles en muestras sin alteración o con alteración leve, para relacionar los magmas hidratados y los oxidados, ambas características de los magmas son favorables para la ocurrencia de yacimientos tipo pórfido. Wang et al. (2020) mencionan que cuando un sistema magmático está enriquecido en H_2O , las fases minerales donde el Sc puede ingresar son los clinopiroxenos y anfíboles enriquecido en el fundido residual, generando una relación directa entre la abundancia de Sc y el contenido de agua en la corteza. La distribución del V en las distintas fases minerales debe estar gobernada por la influencia de la fO_2 de acuerdo a Canil (1997), que indica que el V puede identificar si un magma tiende a ser oxidado o reducido.

Figura 83

Diagrama litogeoquímico Sc vs. V de las rocas intrusivas de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe y de las rocas volcánicas de las Formaciones Tantar y Sacsaquero.



Nota: Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 son las reportadas con los altos valores de Cu.

En la Figura 83 se observa una relación directa entre las cantidades de Sc y V con pendientes que varían entre 30 y 50 en todas las unidades. Las muestras con los valores más elevados de Sc y V son las más favorables para estar asociados a mineralización económica.

La Super Unidad Catahuasi posee en promedio una pendiente aproximada de 45, en sus valores más elevados de Sc y V posee las muestras asociadas a un sistema hidratado y a magmas oxidados, favorables para la mineralización. La unidad intrusiva también posee valores bajos y medios de Sc y V. En el estudio petrográfico se identificaron anfíboles y piroxenos, evidenciado en la Figura 54, que posiblemente tengan Sc en su

sistema cristalino y permiten el enriquecimiento en dicho elemento. La presencia de anfíboles en la petrografía confirma la asociación a un sistema hidratado.

La muestra GR50A-19-020 posee valores de 24 ppm de Sc y 254 ppm de V, siendo una de las muestras con los valores más elevados del total de muestras evaluadas. El elevado valor de Sc indica el importante contenido de H₂O; así mismo, el elevado valor de V indica un magmatismo oxidado. Los valores de Sc y V sugieren que la muestra es favorable a tener mineralización económica, que se corrobora con el valor elevado de Cu que reporta. La petrografía identificó moldes de ferromagnesianos (Figura 45) reemplazados por rutilo y magnetita, los moldes podrían ser relictos de anfíboles asociados a una corteza hidratada.

Las 3 muestras de la Unidad Tupe tienen una tendencia similar a las otras unidades con una pendiente aproximada de 30°, el Sc posee un rango de valores más elevado que el promedio de la Super Unidad Catahuasi, pero está dentro del rango de esta unidad; el V posee un rango más reducido, pero está dentro de los valores de la Super Unidad Catahuasi. De acuerdo a los valores del Sc, la Unidad Tupe llega a tener muestras asociadas a una corteza hidratada, sin embargo, los valores de V tienden a estar por debajo del promedio de todos los valores de las unidades estudiadas, indicando que no llega a ser una unidad asociada a un magma muy oxidado, que se observó en el diagrama Eu/Eu* vs. Ce/Ce* de la Figura 82. La descripción microscópica realizada por Nole et al. (2021) de las muestras GR50A-19-033 y GR50A-19-050 de la Unidad Tupe identifica anfíboles y piroxenos, posiblemente relacionados al Sc, confirmando la asociación a fundidos hidratados.

La Formación Tantará presenta una pendiente aproximada de 45°, una tendencia similar a la Super Unidad Catahuasi, con rangos de valores de Sc y V similares. Esta unidad volcánica posee valores bajos de Sc y V, sin embargo, los valores más elevados deben estar asociados a magmas oxidados e hidratados favorables para la mineralización.

La muestra GR50A-19-037 tiene valores de 19 ppm de Sc y 228 ppm de V, siendo una de las muestras con los valores más elevados de la Formación Tantará. La muestra

reportó un valor elevado de Cu, que se ve justificado por los parámetros Sc y V. El elevado valor de Sc indica el importante contenido de H₂O y el elevado valor de V indica un magmatismo oxidado, las características son favorables para la mineralización. La petrografía identificó moldes de ferromagnesianos reemplazados por rutilo y magnetita, como se observa en la Figura 65, estos moldes podrían ser relictos de anfíboles o piroxenos asociados a una corteza hidratada.

La Formación Sacsaquero posee una pendiente aproximada de 45°, muestra tendencias con rangos inferiores al promedio de los valores que se observan de todas las unidades estudiadas, los valores indican; de acuerdo al rango de valores de Sc, que el magmatismo de la unidad volcánica no está asociada a una importante cantidad de agua en la corteza, así mismo, de acuerdo al rango de valores de V, el magmatismo no es lo suficientemente oxidado para poder estar asociado a mineralización económica. Los resultados del parámetro V ya se habían observado en el diagrama Eu/Eu* vs. Ce/Ce* de la Figura 82.

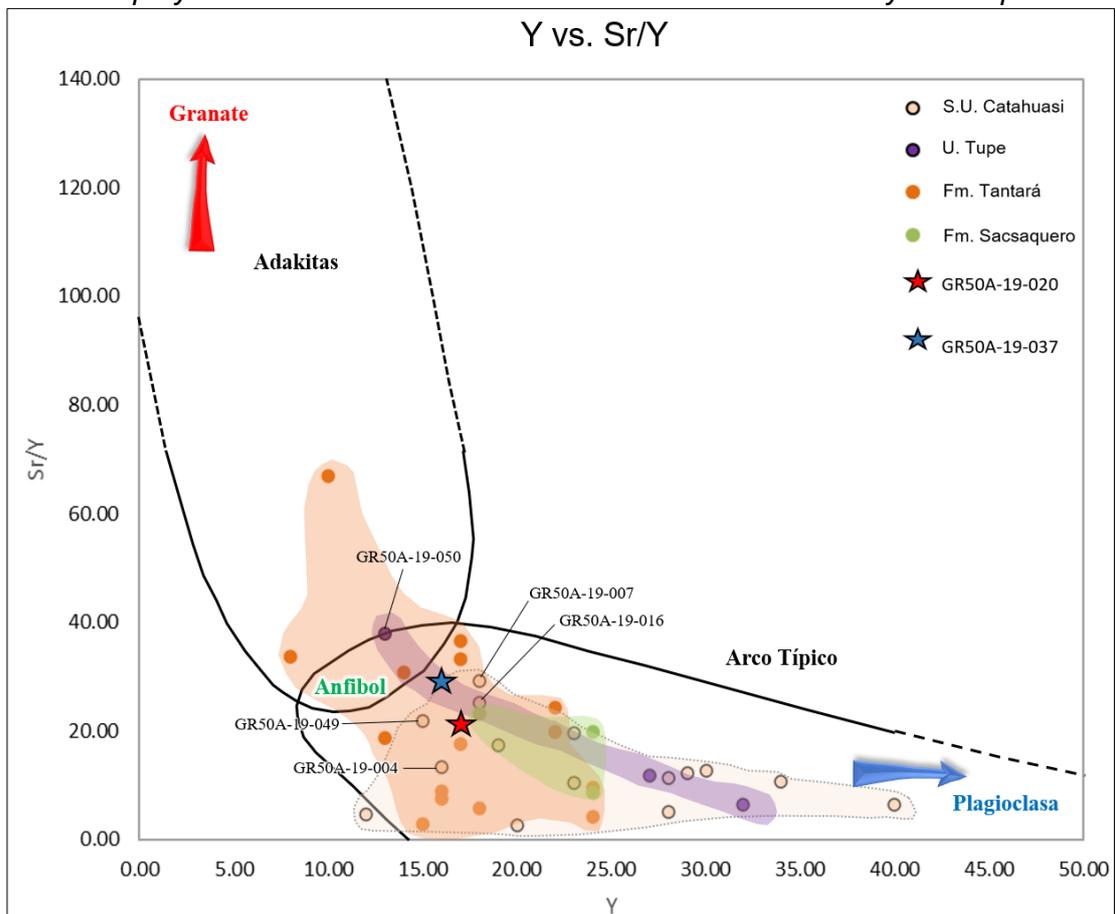
4.6 Parámetros Y y Sr/Y (Diagrama)

Como se explicó en el quinto párrafo de la página 47, el diagrama Y vs. Sr/Y permite diferenciar a las muestras de arco típico de muestras “adakitas”, cuyos rangos fueron planteados por Defant y Drummond (1990), Thieblemont et al. (1997) y Oyarzun et al. (2001). Rabbia et al. (2012) indican que la señal geoquímica adakítica debe ser considerada como una característica intrínseca de los magmas que refleja su ambiente de formación. La señal adakítica no necesariamente puede identificarse en magmas derivados de la fusión del slab, sino también en magmas hidratados relacionados a la cuña mantélica cuyo ascenso se vio influenciado por contaminación cortical. Richards (2011) menciona que no hay evidencia de que la mineralización debe estar asociada a la fusión del slab, por lo tanto, la mineralización debiera estar asociada a un manto hidratado y a los procesos de fraccionamiento y contaminación cortical. Las muestras con los valores más elevados del ratio Sr/Y están relacionadas a abundantes facies de granate en la corteza, evidencia de una corteza hidratada y engrosada asociada a magmas fértiles; mientras que

los valores más bajos de Sr/Y y más elevados de Y están relacionados a la principal ocurrencia de plagioclasas en la corteza, que indica una corteza delgada y poco hidratada, no asociada a magmas fértiles. En la intersección de los campos de magmas adakíticos y de arco típico de la Figura 84 se debe tener una corteza engrosada con predominantes anfíboles y asociados a magmas fértiles. Tener en cuenta que el diagrama ayuda a identificar zonas con mayor potencial para la exploración por yacimientos tipo pórfido.

Figura 84

Diagrama litogeoquímico Y vs. Sr/Y de las rocas intrusivas de la Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe y de las rocas volcánicas de las Formaciones Tantarà y Sacsaquero.



Nota: Modificado de Oyarzun et al. (2001). Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 son las reportadas con los altos valores de Cu.

En la Figura 84 se muestra la distribución de las unidades intrusivas y volcánicas estudiadas, todas las muestras tomadas de las 4 unidades tienden a posicionarse en la zona de arco típico y transición arco típico–adakitas.

Las muestras de la Super Unidad Catahuasi se distribuyen en la zona de arco típico con valores de Y entre 10 y 40 ppm, la variabilidad del ratio Sr/Y está entre 0 y 30. De

manera preliminar se puede interpretar que la Super Unidad Catahuasi (16 muestras) presenta una tendencia principal a pertenecer a un arco típico, que tiene a la plagioclasa como la facie mineral más importante en una corteza delgada; así mismo, se debe tener en cuenta que 8 de las muestras de la Super Unidad Catahuasi están en la zona de transición de arco típico a adakitas, característico de una corteza ligeramente engrosada enriquecida en anfíboles, favorable para la mineralización.

La muestra GR50A-19-020 de la Super Unidad Catahuasi se encuentra en una zona de transición arco típico-adakitas, la muestra debe estar relacionada a una corteza ligeramente engrosada con abundantes anfíboles (hidratada). Las características favorables mencionadas para la ocurrencia de mineralización justifican el elevado valor de Cu reportado de la presente muestra.

De manera preliminar se puede interpretar que la Unidad Tupe (3 muestras) tiene una tendencia principal de pertenecer a la zona de arco típico a excepción de una muestra que se presenta en la zona de transición arco típico-adakita; así mismo, la principal fase mineral asociada al origen de la Unidad Tupe es la plagioclasa, presente en una corteza delgada. La Unidad Tupe se encuentra en el rango de los valores de Y desde 10 a 35 ppm y con ratios Sr/Y inferiores a 40.

En la Formación Tantará, 7 muestras están en la zona de arco típico con facies predominantes de plagioclasas; 9 muestras de la Formación Tantará se encuentran en el campo de transición y adakíticas con facies minerales predominantes de anfíboles y granates respectivamente, ambas mineralogías son estables en una corteza ligeramente engrosada. Los valores de Y están entre 5 y 35 ppm y ratios Sr/Y desde 0 a 70. De manera preliminar se puede interpretar que la tendencia principal de la Formación Tantará (16 muestras) es pertenecer a la zona de arco típico asociada a una corteza delgada.

La muestra GR50A-19-037 se ubica en la zona de transición arco típico-adakitas, en la parte central de la distribución de todas las muestras de la Formación Tantará, la muestra debe estar asociada a una corteza hidratada (con el anfíbol como facie mineral predominante) y ligeramente gruesa, favorable para la ocurrencia de mineralización.

De manera preliminar se puede interpretar que la Formación Sacsaquero (3 muestras) tiene la tendencia principal de pertenecer a la zona de arco típico y transición arco típico-adakita, también se puede interpretar que la principal fase mineral asociada al origen de la unidad volcánica es la plagioclasa, presente en una corteza delgada. El rango de valores de Y son desde 15 a 55 ppm y el ratio Sr/Y son inferiores a 30.

El diagrama litogeoquímico Sr/Y vs. Y permite corroborar que las muestras identificadas con valores elevados de Cu (GR50A-19-020 y GR50A-19-037) presentan una naturaleza de transición arco típico–adakita (con el anfíbol como facie mineral predominante), favorable para la ocurrencia de mineralización.

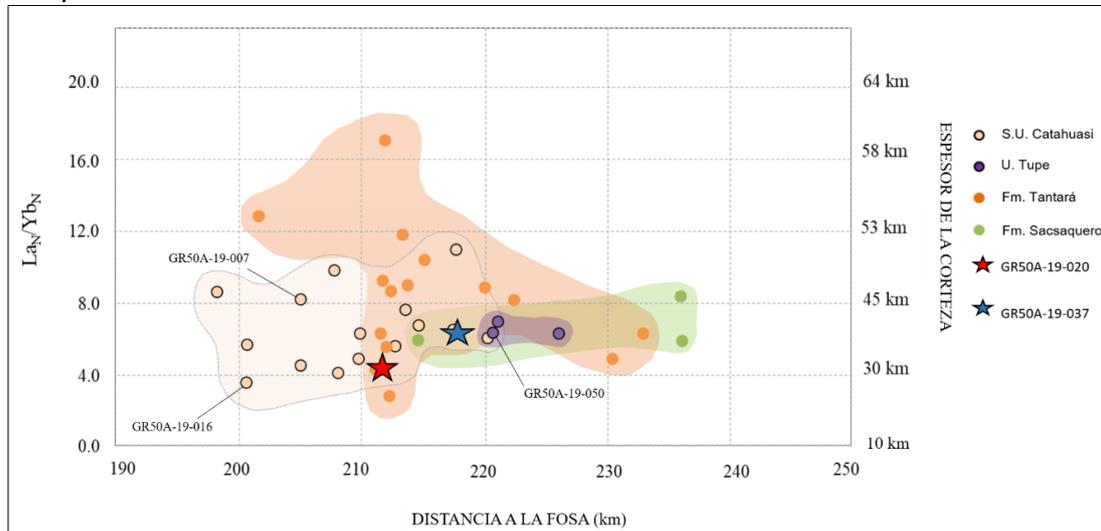
4.7 Parámetros distancia a la fosa y La_N/Yb_N (Diagrama)

La interpretación de los parámetros distancia a la fosa y La_N/Yb_N (espesor cortical) se basa en la metodología utilizada por Marchena (2019), en el presente trabajo se actualizan los rangos de espesor cortical de acuerdo al estudio realizado por Lieu y Stern (2019) para magmas de márgenes convergentes, que recomienda caracterizar el espesor cortical con los parámetros La_N/Yb_N y Sr/Y. La información del parámetro distancia a la fosa fue medida para cada muestra con ayuda de Google Earth y Arcgis.

En la Figura 85, las 38 muestras de las unidades estudiadas presentan una distribución dispersa con rangos de valores del ratio La_N/Yb_N desde 0 hasta 18, teniendo un espesor cortical promedio de 40 km, los valores de distancia a la fosa se encuentran en el intervalo de 190 a 240 km y solo se observa una ligera tendencia de la relación directamente proporcional de la distancia a la fosa y el espesor cortical, esto se debe a que las muestras no están muy espaciadas regionalmente para que la relación se presente bien evidenciada.

Figura 85

Diagrama distancia a la fosa vs. La_N/Yb_N para las rocas intrusivas de la Super Unidad Catahuasi, Unidad Tupe y de las rocas volcánicas de las Formaciones Tantar y Sacsaquero.



Nota. Modificado de Lieu y Stern (2019) y Marchena (2019). Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 son las reportadas con los altos valores de Cu.

La Super Unidad Catahuasi posee las muestras menos alejadas de la fosa en un intervalo de 195 a 225 km con un espesor cortical promedio de ~40 km. La Unidad Tupe posee mayores distancias a la fosa que la Super Unidad Catahuasi en un intervalo de 220 a 225 km y un espesor cortical promedio de ~40 km. Las Formaciones Tantar y Sacsaquero poseen distancias más alejadas de la fosa que la Super Unidad Catahuasi, siendo la Formación Sacsaquero, la más alejada. Los espesores corticales de las unidades volcánicas son en promedio ~40 km.

En la Figura 85, la ocurrencia de las muestras con los valores elevados de Cu, las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037, se ubican en la parte inferior de la Super Unidad Catahuasi y la Formación Tantar respectivamente, lo que posiblemente est asociado a la mezcla con magmas primitivos y/o alteración hipógena/supgena.

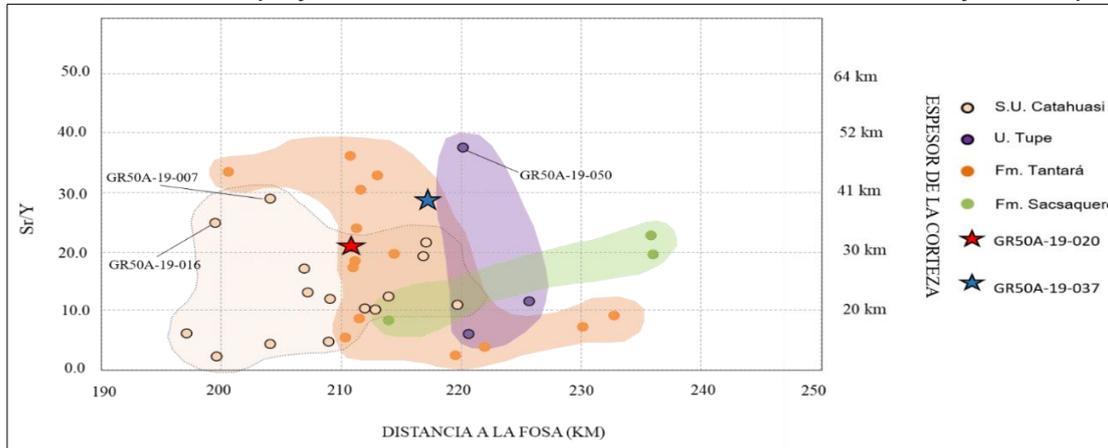
Como se puede observar en el análisis realizado en este ítem, no es relevante la relación distancia a la fosa, espesor cortical (ratio La_N/Yb_N), debido a la cercanía de las muestras a escala regional; todas las muestras estn relacionadas a espesores corticales similares en el rango de 30 a 45 km, considerándose entonces una corteza ligeramente gruesa enriquecida en agua.

4.8 Parámetros distancia a la fosa y Sr/Y (Diagrama)

En la Figura 86, las unidades estudiadas presentan muestras con una distribución dispersa del ratio Sr/Y en el intervalo de 0 a 40, indicando un espesor cortical promedio menor a 30 km, las distancias a la fosa se ubican entre 190 y 240 km, al igual que en el diagrama distancia a la fosa vs. La_N/Yb_N , no se observa una tendencia de la relación directamente proporcional de la distancia a la fosa y el espesor de la corteza debido a que las muestras no están distribuidas espacialmente en un área muy extendida regionalmente y pertenecen a un mismo arco magmático.

Figura 86

Diagrama distancia a la fosa vs. Sr/Y para las rocas intrusivas de la Super Unidad Catahuasi, Unidad Tupe y las rocas volcánicas de las Formaciones Tantar y Sacsaquero.



Nota: Modificado de Lieu y Stern (2019) y Marchena (2019). Las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037 son las reportadas con los altos valores de Cu.

La Super Unidad Catahuasi posee un espesor cortical promedio menor a 30 km al igual que la Unidad Tupe y las Formaciones Tantar y Sacsaquero.

Las muestras con los valores elevados de Cu, las muestras GR50A-19-020 y GR50A-19-037, se ubican en la parte superior de la Super Unidad Catahuasi y Formación Tantar respectivamente, con valores de espesor cortical mayores al promedio de sus respectivas unidades, esto puede asociarse con el inicio del ascenso de los intrusivos porfiríticos en una corteza ligeramente engrosada.

Se observa que todas las unidades estudiadas estuvieron relacionadas a espesores corticales similares en el rango de 25 a 35 km, que es considerada una corteza ligeramente gruesa.

En general, los valores de espesor cortical expuesto con el parámetro Sr/Y son menores a los expuestos por el parámetro La_N/Yb_N . Lieu y Stern (2019) presentan los parámetros Sr/Y y La_N/Yb_N y señalan que los valores de espesor cortical de la función relacionada al parámetro Sr/Y posee un coeficiente de determinación ($R^2 = 0.9$) mayor al coeficiente de determinación ($R^2 = 0.72$) de la función relacionada al parámetro La_N/Yb_N . De acuerdo a los coeficientes de determinación se recomienda al parámetro Sr/Y, porque tiene una mayor exactitud matemática. Así mismo, las muestras mineralizadas presentan espesores corticales mayores al promedio de la unidad a la que pertenecen, como se evidencia en el diagrama Sr/Y vs. distancia a la Fosa.

4.9 Discusión y modelo comparativo de evolución del magmatismo de la Super Unidad Catahuasi y la Unidad Tupe

Para elaborar un modelo evolutivo del magmatismo asociado a las dos unidades intrusivas estudiadas (Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe) y la ocurrencia de mineralización, es necesario, evaluar las variables asociadas a la génesis de los pórfidos de Cu con los parámetros estudiados y sus respectivas tendencias en conjunto. La información obtenida de la variabilidad de los parámetros litogeoquímicos debe estar soportada por estudios petrográficos.

Se proponen dos tipos de parámetros litogeoquímicos:

- Parámetros litogeoquímicos regionales (Nb_N/Ta_N , U/Th, K/Rb, Ca/Sr, Ce/Ce*, Eu/Eu*, Sr/Y, La_N/Yb_N):

Son parámetros con rangos de variabilidad que pueden ser utilizados en cualquier área de estudio durante los trabajos de exploración.

- Parámetros litogeoquímicos distritales (Sc, V, Th_N):

Son parámetros con rangos de variabilidad que deben ser utilizados en áreas de estudio específicas. Los rangos de variabilidad deben ser planteados para cada área estudiada a partir de la evaluación de una cantidad significativa de muestras (al menos 10 muestras en 900 km²).

Las variables que se evaluaron para proponer un modelo evolutivo de la génesis de las unidades intrusivas (Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe) y su asociación con la ocurrencia de los yacimientos tipo pórfido de Cu son las siguientes:

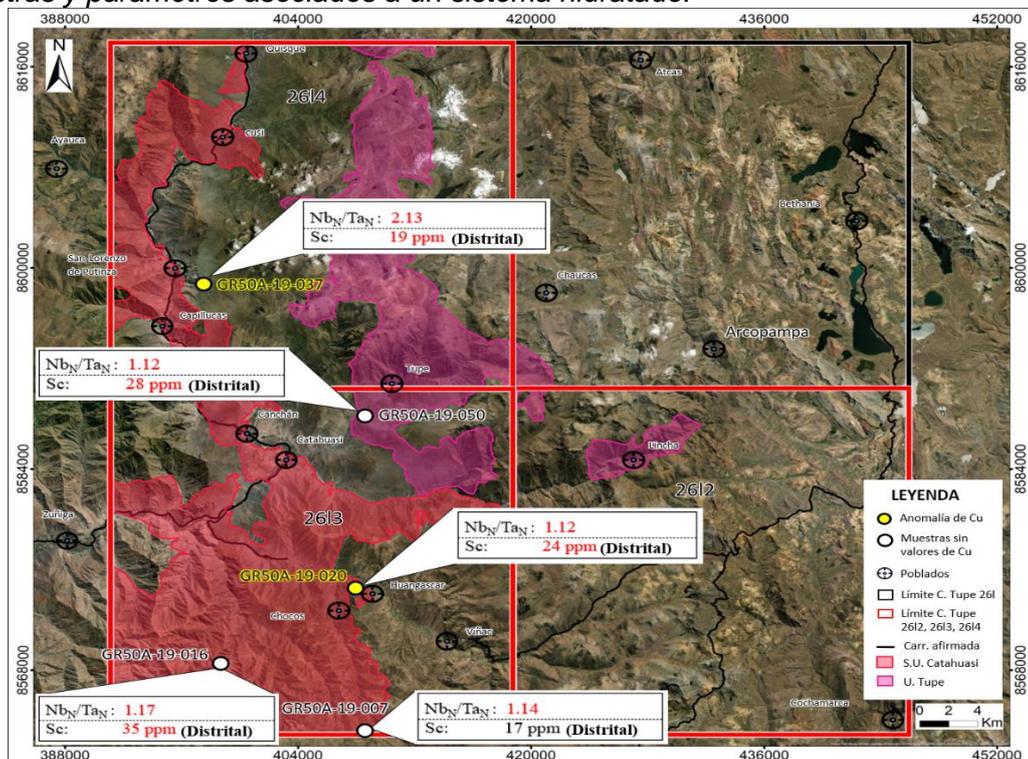
- Facie mineral predominante y sistema hidratado
- Contenido de volátiles
- Rejuvenecimiento termal
- Estado redox
- Engrosamiento cortical

4.9.1 Facie mineral predominante y sistema hidratado

En la Figura 87 se presenta la ubicación de las principales muestras y los parámetros que se utilizan para evaluar la facie mineral predominante en la corteza, estos parámetros son el Nb_N/Ta_N y Sc, siendo el ratio Nb_N/Ta_N , un parámetro litogeoquímico regional, que se puede utilizar para explorar en cualquier área de estudio y el Sc, un parámetro litogeoquímico distrital específico del área de estudio.

Figura 87

Muestras y parámetros asociados a un sistema hidratado.



Nota: Ubicación de muestras anómalas con parámetros importantes (regional y distrital) asociados a la facie mineral predominante y sistema hidratado.

Las muestras GR50A-19-007, GR50A-19-016 y GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) de la Super Unidad Catahuasi poseen ratios Nb_N/Ta_N muy similares y son ligeramente mayores a 1 (ver Figura 79), que indica una fase de transición anfíbol-granate en la corteza con minerales de Ti, favorable para tener un sistema hidratado, de igual manera los valores de Sc son mayores a 17 ppm (ver Figura 83) en 2 muestras. Se infiere que la muestra GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) debe ser posterior a las muestras GR50A-19-007 y GR50A-19-016, ya que las muestras GR50A-19-007 y GR50A-19-016 no fueron afectadas por el magmatismo fértil (sin mineralización). Una interpretación preliminar señala que se estaría en una migración del arco magmático hacia el este, interpretación que debe ser confirmada usando dataciones radiométricas. La facie mineral predominante en la corteza de acuerdo al ratio Nb_N/Ta_N es la misma para las tres muestras (anfíbol).

En la descripción microscópica de la muestra GR50A-19-020 (ver Figura 43) se identificaron moldes de ferromagnesianos reemplazados por rutilo y magnetita, los moldes podrían ser de anfíboles asociados a una corteza enriquecida en agua y la descripción microscópica de la muestra GR50A-19-007, de acuerdo a Nole et al. (2021), se identificó biotita, pero no se identificaron anfíboles ni moldes de ferromagnesianos, lo que puede ser una evidencia de la asociación a una corteza menos hidratada.

La muestra GR50A-19-050 perteneciente a la Unidad Tupe posee un valor de Nb_N/Ta_N ligeramente mayor a 1 y Sc mayor a 17 ppm, similar a los valores expuestos de las muestras de la Super Unidad Catahuasi, que indica que la Unidad Tupe también está asociada a un sistema hidratado. Se puede inferir que la muestra GR50A-19-050 es posterior en el tiempo a la muestra GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) tal como se postula en este trabajo de investigación, basándose en la información de campo, ya que se sostiene que existe la migración del arco magmático de oeste al este, es decir la Super Unidad Catahuasi es más antigua que la Unidad Tupe (análisis que debe ser confirmado con dataciones radiométricas), la muestra GR50A-19-050 no posee evidencia de mineralización debido a que es distante a las muestras relacionadas a los eventos de mineralización. En la petrografía de la muestra GR50A-19-050 se observan cristales de

anfíboles, como se evidencia en la Figura 58, lo que está directamente relacionado a un sistema hidratado.

La muestra GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm) de la Formación Tantaré posee un ratio Nb_N/Ta_N muy elevado de 2.13, que evidencia predominancia de minerales de Ti, es posible que los altos valores también estén asociados a la alteración hidrotermal, el valor de Sc de la muestra es ligeramente mayor a 17 ppm, también asociado a una corteza hidratada, tal como lo señalan Wang et al. (2020) y Williams y Vasyulova (2018) en la sección 2.1.2.8. Debido a su alto valor de Nb_N/Ta_N y a su ubicación (aproximadamente a 25 km de la muestra GR50A-19-020 también con elevado valor de Cu); la muestra GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm) debe estar relacionada a una corteza enriquecida en minerales de Ti ($Nb_N/Ta_N > 1$) como lo indica Jenner et al. (1993), a un metasomatismo avanzado del manto enriquecido en minerales de Ti como lo indica Marchena (2019), por lo tanto, el autor de la presente investigación considera que debe existir un pórfido posterior. En la petrografía de la muestra GR50A-19-037 se identificó ilmenita en la Figura 64 y rutilo en la Figura 65, como evidencia de la asociación a una corteza enriquecida en minerales de Ti y un metasomatismo avanzado del manto. También se identificaron moldes de ferromagnesianos reemplazados por magnetita y rutilo en la Figura 65.

Utilizando la anomalía de Eu (Eu_N/Eu_N^*) para contrastar los resultados de los parámetros Nb_N/Ta_N y Sc, se observa que las muestras GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) y GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm) poseen anomalías de Eu mayores a las anomalías de las muestras GR50A-19-007, GR50A-19-016 y GR50A-19-050, indicando posiblemente un mayor fraccionamiento de anfíboles en la corteza, los valores de las anomalías de Eu (Eu_N/Eu_N^*) se muestran en la Figura 82.

4.9.2 Contenido de volátiles

La Figura 88 tiene la distribución de las muestras con las anomalías de Cu y las muestras con el mayor potencial para estar asociadas a un sistema mineralizado; así mismo, se muestra el parámetro que se utilizó para evaluar el contenido de volátiles. Se

La muestra GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm) de la Formación Tantar posee un ratio U/Th muy elevado de 2.51, favorable para el transporte de volátiles, que es el valor más elevado de las 38 muestras analizadas. En la petrogrfa de la muestra GR50A-19-037 no se observó evidencia de mezcla con magmas primitivos, indicando que no se tiene una variación en los valores de Th y se tiene una evaluación más confiable del parámetro U/Th.

4.9.3 Rejuvenecimiento termal

La Figura 89 presenta las muestras con las anomalías de Cu y las muestras con el mayor potencial para estar asociadas a un sistema mineralizado de todas las unidades estudiadas. Los parámetros que se utilizaron para la evaluación del rejuvenecimiento termal son el K/Rb, Ca/Sr y Th_N. Los parámetros K/Rb y Ca/Sr se pueden utilizar para explorar en cualquier área de estudio y el Th_N es un parámetro distrital, específico del área de estudio.

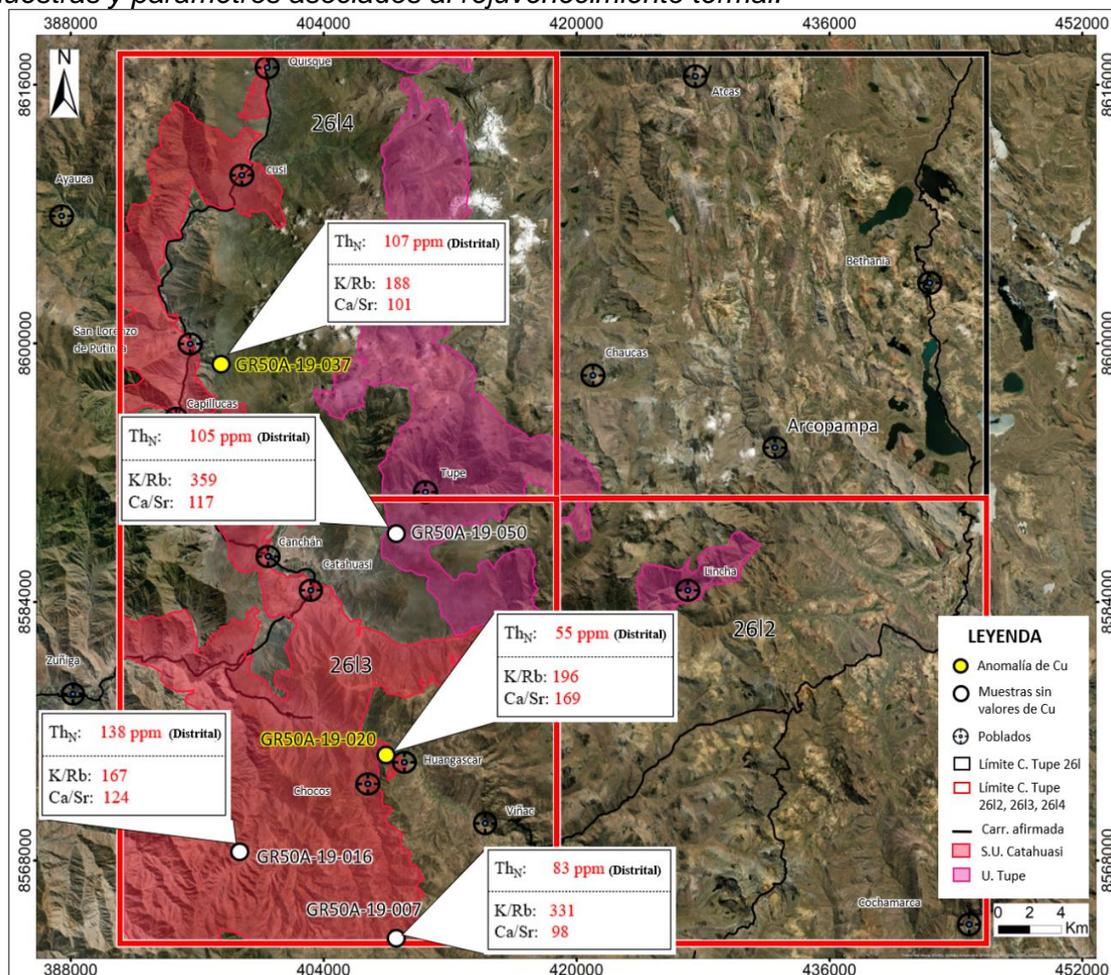
La muestra anómala de la Super Unidad Catahuasi GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) junto con las muestras GR50A-19-007, GR50A-19-016, poseen ratios K/Rb menores a 420 y Ca/Sr mayores a 90, límites obtenidos de la Figura 81, los rangos de valores señalados deben cumplirse en conjunto, si no fuera así, la evaluación de los parámetros no es válida. Las 16 muestras de la Super Unidad Catahuasi poseen valores de Th_N inferior a 200 ppm, límite obtenido de la Figura 79. Las características mencionadas son favorables para tener un magmatismo lo suficientemente influenciado por magmas primitivos para mantener un rejuvenecimiento termal. La petrogrfa de la muestra GR50A-19-020 identificó un cristal feldespatos potásico con borde corroído (ver Figura 40), lo que es evidencia de mezcla con magmas como lo mencionan Perugini y Poli (2012), magmas que posiblemente sean menos evolucionados, favorables para un rejuvenecimiento termal.

La muestra GR50A-19-050 de la Unidad Tupe posee ratios de K/Rb menor a 420 y Ca/Sr mayor a 90; el Th_N tiene un valor inferior a 200 ppm. Los 3 parámetros son indicadores favorables de la influencia de magmas primitivos, de modo que se rejuvenece el sistema magmático como lo indica Tapster et al. (2016). La petrogrfa de la muestra

GR50A-19-050 en la Figura 58 muestra cristales de plagioclasa zonados, que pueden ser evidencia de mezcla con magmas primitivos.

Figura 89

Muestras y parámetros asociados al rejuvenecimiento termal.



Nota: Ubicación de muestras anómalas con parámetros importantes (regional y distrital) asociados al rejuvenecimiento termal del sistema.

La muestra GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm) de la Formación Tantará posee ratios de K/Rb menor a 420 y Ca/Sr mayor a 90, el Th_N tiene un valor inferior a 200 ppm, todos los parámetros son favorables para interpretar la influencia de magmas primitivos y así poder rejuvenecer el sistema magmático.

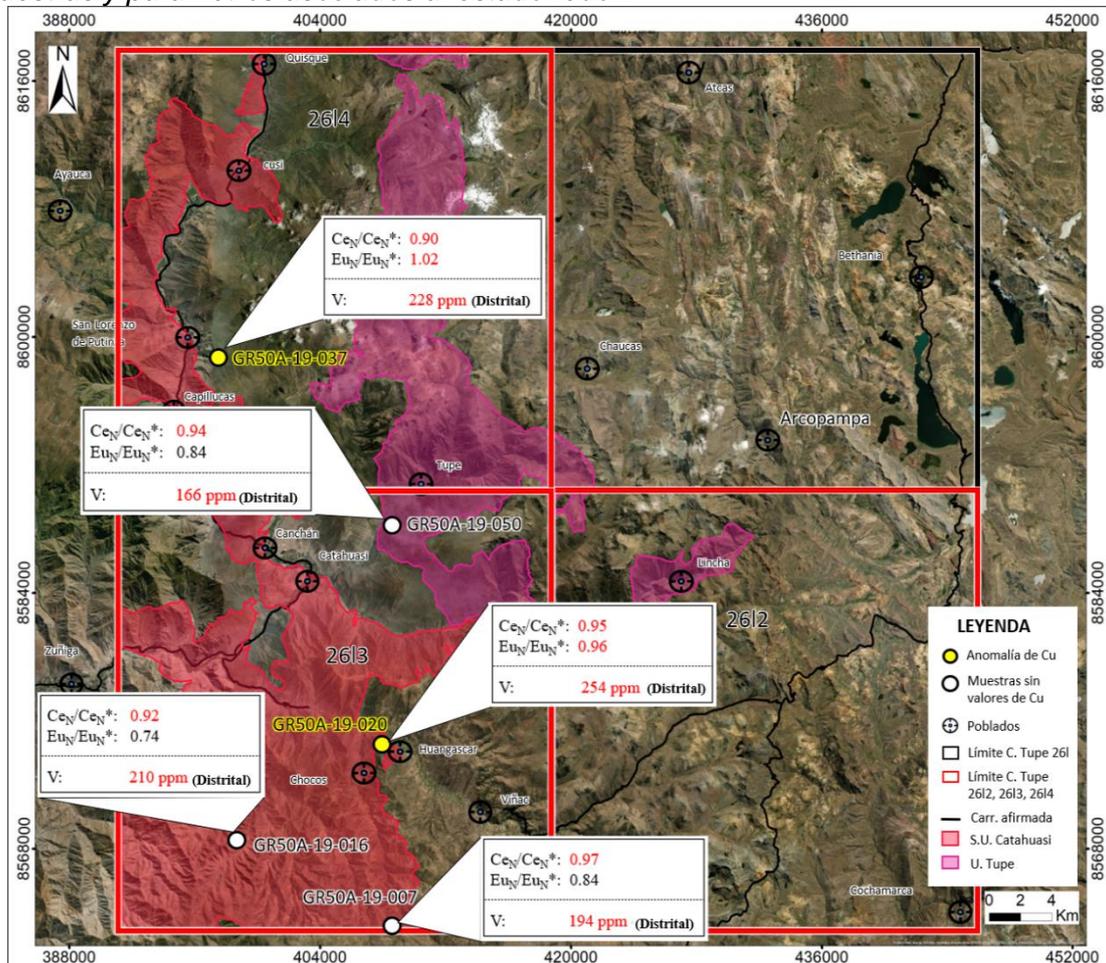
4.9.4 Estado redox

En la Figura 90 se tienen las muestras más importantes con las anomalías de Cu y las muestras con el mayor potencial para estar asociadas a un sistema mineralizado. Los parámetros que se utilizaron para evaluar el estado redox son Eu/Eu* y Ce/Ce* en

conjunto y V. Los parámetros Eu/Eu^* y Ce/Ce^* se utiliza para explorar en cualquier área de estudio y el V es un parámetro distrital específico del área de estudio.

Figura 90

Muestras y parámetros asociados al estado redox.



Nota: Ubicación de muestras anómalas con parámetros importantes (regional y distrital) asociados al estado redox del magmatismo generador de los intrusivos.

Las muestras GR50A-19-007, GR50A-19-016 y GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) pertenecen a la Super Unidad Catahuasi, las muestras GR50A-19-007 y GR50A-19-016 poseen ratios de Eu/Eu^* mayores a 0.9 y Ce/Ce^* menores a 0.9, mientras la muestra GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) posee los ratios Eu/Eu^* y Ce/Ce^* mayores a 0.9, los límites de Eu/Eu^* y Ce/Ce^* para magmas oxidados fueron obtenidos de la Figura 82. De acuerdo a los parámetros Eu/Eu^* y Ce/Ce^* , la única muestra que está asociada a un fundido magmático oxidado es la muestra GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm). El parámetro V posee un valor superior a 150 ppm en las 3 muestras de la Super Unidad Catahuasi, datos

obtenidos de la Figura 82, esta característica también es favorable para tener un magma oxidado. En la descripción microscópica de la muestra GR50A-19-007, Nole et al. (2021) mencionan que se identificaron zircones (ver Figura 53) y en el análisis microscópico de la muestra GR50A-19-020 también se identificaron zircones, lo que es favorable para el análisis de los parámetros Eu/Eu^* y Ce/Ce^* .

La muestra GR50A-19-050 de la Unidad Tupe posee el ratio Eu/Eu^* mayor a 0.9 y Ce/Ce^* menor a 0.9, la muestra está poco oxidada, lo que permite que se lleve a cabo la precipitación de sulfuros antes de tiempo. Evaluando el V tiene un valor mayor a 150 ppm, favorable para ser un magma oxidado. En descripción microscópica de la muestra GR50A-19-050 no se evidenció presencia de zircones acorde con la anomalía negativa de Zr en el diagrama spider, esta característica no es favorable para la evaluación del estado redox de magma asociado con la muestra GR50A-19-050.

La muestra GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm) de la Formación Tantará posee el ratio Eu/Eu^* mayor a 0.9 y Ce/Ce^* mayor a 0.9, siendo lo suficientemente oxidado para permitir que el sistema se enriquezca. El V tiene un valor mayor a 150 ppm, favorable para ser un magma oxidado. En la petrografía de la muestra GR50A-19-037 no se identificó zircones, sin embargo, posee una ligera anomalía positiva de Zr en el diagrama spider, lo que puede servir como evidencia de la presencia de zircones y facilitar la evaluación del estado redox del magma asociado a la muestra.

4.9.5 Engrosamiento cortical

El espesor cortical se evalúa en la Figura 91, los parámetros que se utilizan son el Sr/Y y La_N/Yb_N , que se pueden utilizar para explorar en cualquier área de estudio.

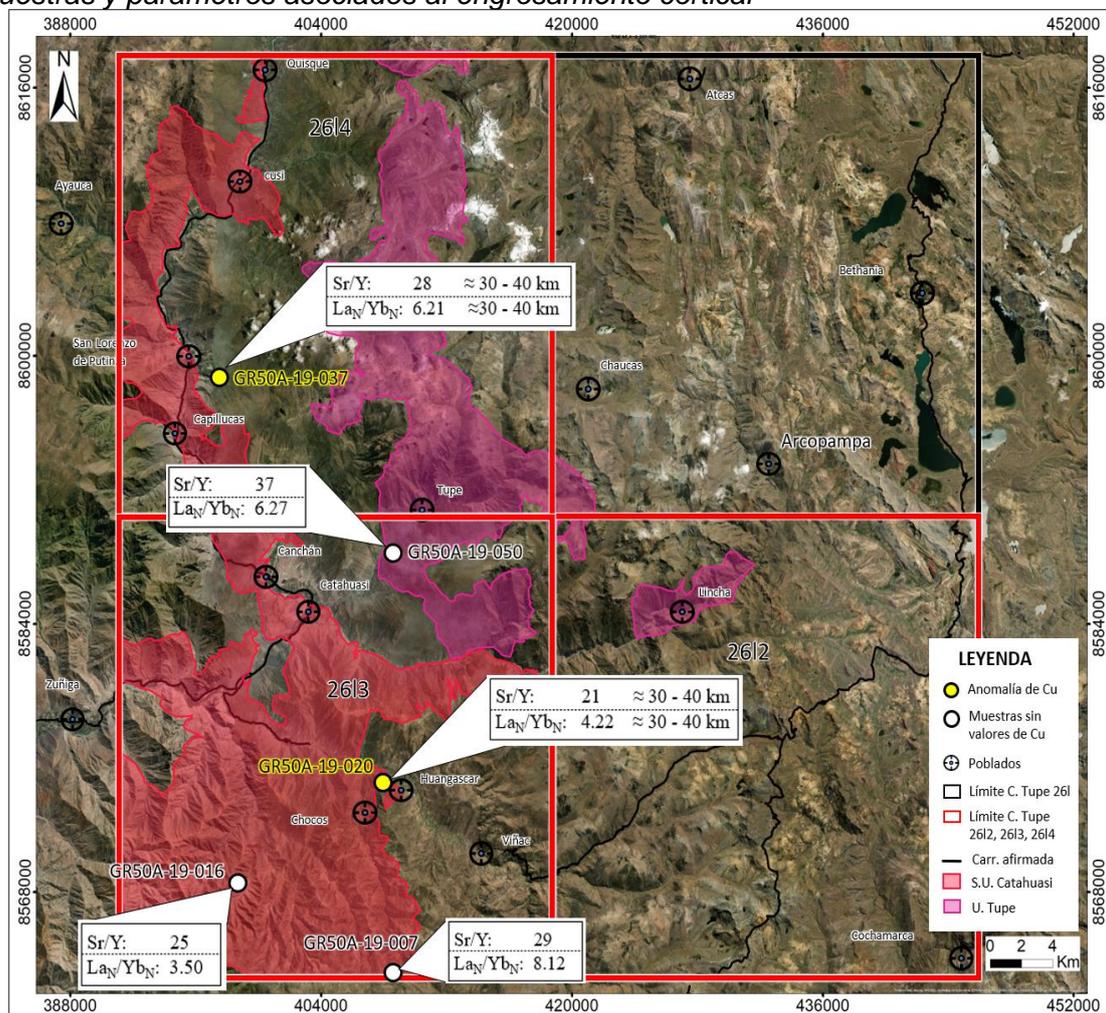
Las 38 muestras están asociadas a espesores corticales similares (rango de 30 - 40 km), debido a la cercanía de las muestras a escala regional. Las muestras GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm), GR50A-19-007 y GR50A-19-016 de la Super Unidad Catahuasi están asociados a espesores corticales ligeramente menores a la muestra GR50A-19-050 de la Unidad Tupe, esto se evidencia con las relaciones de corte entre unidades identificadas en campo como se muestra en el esquema de la Figura 21. El espesor cortical asociado a la

Unidad Tupe es ligeramente mayor que el asociado a la Super Unidad Catahuasi, por la migración del arco hacia el este. Es posible que los valores elevados de Cu de la muestra GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm) se hayan originado durante la migración del arco hacia el este.

Los parámetros Sr/Y y La_N/Yb_N no tienen una variabilidad muy marcada que pueda ayudar a diferenciar con mayor precisión el espesor cortical asociado a cada muestra, debido a la cercanía entre las muestras.

Figura 91

Muestras y parámetros asociados al engrosamiento cortical



Nota: Distribución de muestras y parámetros asociados al engrosamiento cortical.

4.10 Propuesta de ingeniería

En un contexto económico, social y tecnológico a nivel global, en que el Cu tiene un papel fundamental para el desarrollo de la sociedad, debido a que es un insumo utilizado

en la mayoría de las industrias y el principal elemento en el proceso de transición energética. En línea con lo mencionado, cobra especial relevancia la exploración de Cu a nivel mundial mediante el entendimiento de los sistemas mineralizados asociados a este elemento, técnicas innovadoras de exploración por Cu y la búsqueda de yacimientos ocultos.

En el presente trabajo se plantea el uso de los parámetros litogeoquímicos en una exploración greenfield y brownfield. A partir de la evaluación de información litogeoquímica y petrográfica, los parámetros litogeoquímicos ayudarán a realizar una caracterización del magmatismo del área que se quiere explorar a una escala regional. Esta información permitirá identificar rangos favorables de los parámetros evaluados a escala regional y distrital en nuevas áreas, así mismo, los parámetros favorables ayudarán a continuar con una exploración ya avanzada. El entendimiento del magmatismo en el área que se explora y la identificación de parámetros con rangos favorables para vectorizar el potencial de mineralización de Cu, es en su totalidad información del subsuelo, y también puede ayudar a descubrir yacimientos ocultos.

Los parámetros litogeoquímicos más importantes identificados y propuestos, se presentan a continuación:

- $Nb_N/Ta_N \geq 1$
- $Sc > 17$ ppm (Distrital)
- $U/Th > 1$
- $Th_N < 200$ ppm (Distrital)
- $Ca/Sr > 90$ y $K/Rb < 420$
- $Ce/Ce^* > 0.9$ y $Eu/Eu^* > 0.9$
- $V > 150$ ppm (Distrital)

Las zonas más prospectivas identificadas son el límite oriental entre la Super Unidad Catahuasi y Formación Tantará, en esta zona se identificaron los más altos valores de Cu. Es posible la ocurrencia de depósitos ocultos asociados a la Super Unidad

Catahuasi por debajo de la Formación Tantar, esta unidad volcánica posiblemente benefició la preservación de los sistemas porfrticos.

Es posible que se encuentren muestras en las que se cumplan los parámetros mencionados, pero si las muestras no presentan valores elevados de Cu, es posible que haya un depósito oculto. Los parámetros mencionados en combinación con métodos geofísicos tradicionales o innovadores pueden reducir el riesgo de perforación por yacimientos ocultos.

El uso de los parámetros litogeoquímicos ayudarán a reducir el área de exploración de una escala regional a una escala distrital o local, permitiendo un ahorro de costos y dando lugar a resultados exploratorios más efectivos.

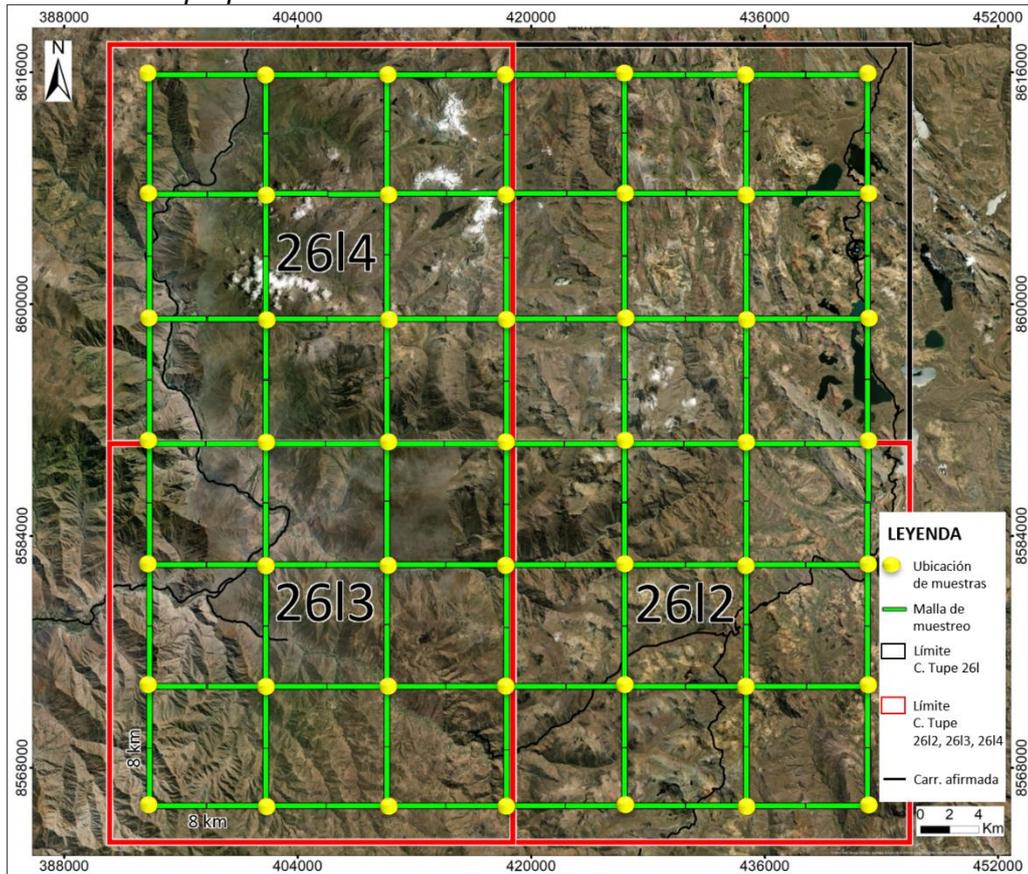
Malla de muestreo y propuesta económica

Para un trabajo preliminar, exploratorio de datos, se propone la malla de muestreo de la Figura 92, que considera una separación de 8 km entre muestras. En la malla de muestreo se propone la obtención de un total de 49 muestras para un área de 2900 km². La densidad de muestras es una primera aproximación para un análisis de elementos traza que mostrar la tendencia general de la zona de trabajo.

En la Tabla 18 se presenta una propuesta económica de una campaa de campo que involucra los estándares mínimos para realizar una correcta recopilación de datos en el área de estudio. En el trabajo de campo se consideran 3 geólogos para un trabajo de campo de 30 días. Los precios considerados en la logística, los trabajos geológicos y los análisis de laboratorio son a febrero del 2024.

Figura 92

Malla de muestreo propuesta.



Nota: Elaboración propia

Tabla 18

Propuesta económica

ITEM	DESCRIPCIÓN	UNIDAD	CANTIDAD	DÍAS	TARIFA UNITARIA (\$)	COSTO (\$)
1	GASTOS LOGÍSTICOS					
1.1	Alquiler de camioneta con conductor.	Camionetas	1	30	80	2,400
1.2	Gastos de combustible.	Galones de petróleo	7	30	5.1	1,071
1.3	Gastos de alojamiento, alimentación	Personas	4	30	30	3,600
2	TRABAJO GEOLÓGICO					
2.1	3 geólogos					
2.2	Mapeo geológico (escala 1/50 000) y muestreo.					4,500
2.3	Elaboración de informe final.					
3	ANÁLISIS DE LABORATORIO					
3.1	Análisis petromineralógico	Muestras	20		220	4,400
3.2	Análisis ICP y roca total	Muestras	49		100	4,900
					TOTAL	20,871

Conclusiones

La caracterización litogeoquímica y petrográfica es útil en la reconstrucción del magmatismo asociado a la génesis de las rocas ígneas intrusivas. Los eventos petrogenéticos son interpretaciones realizadas con la información litogeoquímica, estas interpretaciones son soportadas con la identificación de minerales principales o accesorios que se obtienen de la caracterización petrográfica.

Los parámetros $Nb_N/Ta_N \geq 1$, $Sc > 17$ ppm (Distrital), $Th_N < 200$ ppm (Distrital), $U/Th > 1$, " $Ca/Sr > 90$ y $K/Rb < 420$ ", " $Ce/Ce^* > 0.9$ y $Eu/Eu^* > 0.9$ ", $V > 150$ ppm (Distrital) son útiles para diferenciar las rocas ígneas asociadas a un magmatismo fértil del magmatismo regional; también son útiles en la exploración greenfield de yacimientos tipo pórfido de Cu a escala regional y distrital. Los parámetros ayudan a reducir el área a explorar, optimizando tiempo y costos.

Las zonas más prospectables por yacimientos tipo pórfido de Cu en el área de estudio se ubican en el límite oriental de la Super Unidad Catahuasi y la Formación Tantará; se ha encontrado evidencia de una posible ocurrencia de depósitos ocultos por debajo de la Formación Tantará.

La distancia a la fosa es una variable que no es muy diferenciable a escala distrital o local, pero sí podría ser a escala regional. De acuerdo a la variable distancia a la fosa, el parámetro Sr/Y y a su ubicación espacial, se confirma que la Unidad Tupe está asociada a una corteza ligeramente más gruesa y es posterior a la Super Unidad Catahuasi.

El contenido de volátiles caracterizado por el parámetro $U/Th > 1$ es el parámetro más relevante y/o importante para la ocurrencia de mineralización tal como lo evidencian las muestras GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) y GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm).

El espesor cortical caracterizado por los parámetros Sr/Y y La_N/Yb_N no es el factor más relevante asociado a la ocurrencia de mineralización como lo indican las muestras GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm) y GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm).

El pórfido asociado a la muestra GR50A-19-037 (Cu: 999 ppm) es posterior a la muestra GR50A-19-020 (Cu: 2935 ppm).

Las 2 unidades intrusivas (Super Unidad Catahuasi y Unidad Tupe) presentan importante aporte de magmas primitivos, que favorecen al rejuvenecimiento termal.

La comparación de los parámetros $Th_N < 200$ ppm (Distrital) y $U/Th > 1$ indica que la mayor cantidad de aporte de magmas primitivos, caracterizado por el parámetro Th_N , no asegura un mayor aporte de volátiles al sistema, caracterizado por el parámetro U/Th , pero muestra que el rejuvenecimiento termal continua, de tal manera que sigue la convectividad del magma y su diferenciación.

El uso de parámetros litogeoquímicos “ $Ca/Sr > 90$ y $K/Rb < 420$ ” y “ $Ce/Ce^* > 0.9$ y $Eu/Eu^* > 0.9$ ” en conjunto permiten conocer la tendencia entre variables, que favorece la identificación de mayor cantidad de eventos petrogenéticos.

Los parámetros $Ce/Ce^* > 0.9$ y $Eu/Eu^* > 0.9$ indican el estado redox del magmatismo asociado, los rangos indican que el magmatismo es lo suficientemente oxidado para estar asociado a la ocurrencia de mineralización. Los rangos de los parámetros pueden utilizarse en cualquier área de estudio.

Los parámetros $Ca/Sr > 90$ y $K/Rb < 420$ identifican la ocurrencia de muestras menos diferenciadas (plagioclasas > feldespatos potásicos), que permite identificar la asociación a una posible mezcla con magmas primitivos y el rejuvenecimiento termal.

Las muestras más fértiles presentan anomalías nulas o positivas de Eu (Eu/Eu^*), anomalías nulas o ligeramente positivas de Sr y un patrón litogeoquímico que muestra la abundancia de anfíboles en la corteza.

Las muestras más fértiles se presentan en el estadio de transición de una corteza enriquecida en anfíboles a una corteza enriquecida en granates, esta característica se ve reflejada en el parámetro Nb_N/Ta_N , donde se indica que las muestras que tengan dicho ratio cercano a 1 tienden a ser las más fértiles.

La Super Unidad Catahuasi tiene mayor potencial de albergar depósitos de pórfidos de Cu sobre la Unidad Tupe debido a que tiende a poseer mayor cantidad de volátiles, capaces de enriquecer el sistema, esto es evidenciado por el parámetro $U/Th > 1$, también tiende a poseer una naturaleza más oxidante evidenciado por los parámetros $Ce/Ce^* > 0.9$ y $Eu/Eu^* > 0.9$.

Las principales variables para identificar un magmatismo fértil asociado a un cuerpo intrusivo son: la facie mineral predominante en la corteza, asociada al espesor cortical; el estado redox del fundido magmático; contenido de volátiles; rejuvenecimiento termal; y control estructural. El espesor cortical debe estar entre 20 km a 30 km, para generar una corteza rica en facies hidratadas (anfíboles), no necesariamente el mayor espesor cortical posible. Los valores $Ce/Ce^* > 0.9$ y $Eu/Eu^* > 0.9$ indican que el estado redox es lo suficientemente oxidado como para permitir el transporte de los elementos económicos y evitar su precipitación temprana, en este caso, mientras más oxidado es el fundido magmático, es más favorable para tener una mineralización económica.

El valor de $U/Th > 1$ indica que el contenido de volátiles es elevado, por lo tanto, los elementos económicos y los ligandos puedan transportarse, en este caso, mientras se tenga mayor saturación de volátiles, es más favorable para tener un sistema enriquecido.

Los valores de $Ca/Sr > 90$ y $K/Rb < 420$ indican que hay rejuvenecimiento termal, lo que permite que la cámara magmática siga convectando y diferenciándose con el ingreso de magmas primitivos, en este caso, un mayor rejuvenecimiento termal generará sistemas más enriquecidos. El control estructural es muy importante, un sistema de fallas o a una falla regional, lo suficientemente grande permite el ascenso del fundido magmático.

Las variables facie mineral predominante en la corteza, asociada al espesor cortical; el estado redox del fundido magmático; contenido de volátiles; rejuvenecimiento termal; y control estructural son muy importantes, pero en diferentes yacimientos se observa que algunas son más relevantes que otras, por tal motivo es importante que en un trabajo exploratorio, se conozcan cuáles son las variables que tienen mayor influencia en

la ocurrencia mineralización económica para de este modo poder orientar la exploración de una manera más certera.

La ocurrencia del valor elevado de Cu en los alrededores de Huangascar (muestra GR50A-19-020) debe estar asociado a la intersección de la posible falla Acequia-Huangascar-Llangas Tambo de dirección NO-SE y una posible estructura asociada al lineamiento Sibia-Putinza-Catahuasi-Huangascar-Azángaro de dirección NO-SE, lo que permitiría la ocurrencia de una zona de apertura favorable para el ascenso del fundido magmático y los fluidos hidrotermales mineralizantes.

La ocurrencia del valor elevado de Cu en los alrededores de San Lorenzo de Putinza (muestra GR50A-19-037) debe estar asociado a la intersección de la posible falla Putinza de dirección E-O y una posible estructura asociada al lineamiento Sibia-Putinza-Catahuasi-Huangascar-Azángaro de dirección NO-SE, lo que permitiría la ocurrencia de una zona de apertura favorable para la mineralización.

Recomendaciones

Realizar dataciones para determinar la edad de los intrusivos de la Super Unidad Catahuasi, la Unidad Tupe y de los volcánicos de las Formaciones Tantar y Sacsaquero.

Realizar dataciones de las zonas identificadas con mineralización en la Super Unidad Catahuasi y la Formación Tantar para complementar las interpretaciones realizadas.

Complementar los estudios litogeoquímicos con una campaña exploratoria de muestreo usando una malla de 48 km x 48 km, con un espaciamiento de 8 km entre muestras en la Unidad Tupe y la Formación Sacsaquero para tener interpretaciones y modelos de evolución más exactos.

Para poder tener un análisis más exacto del estado de oxidación del fundido magmático, es conveniente realizar el análisis LA-ICP en los zircones, para identificar las cantidades de Eu y Ce en dicho mineral.

Complementar la información estructural con un mapeo a detalle, identificando tendencias principales y cinemática de fallas para entender de manera más objetiva la influencia del SF Abancay-Andahuaylas-Totos en el emplazamiento de la mineralización.

Referencias bibliográficas

- Acosta, J., Rivera, R., Valencia, M., Chirif, H., Huanacuni, D., Rodríguez, I., Villareal, E., Paico, D. y Santisteban, A. (2020). *Mapa Metalogénico del Perú 2020*. INGEMMET.
- Acosta, J., Rodríguez, I. y Huanacuni, D. (2011). *Memoria sobre la geología económica de la región Apurímac. Proyecto GE33: Metalogenia y Geología Económica por regiones*. INGEMMET. Informe interno.
- Adams, J., Osmond, J., y Rogers, J. (1959). *The geochemistry of thorium and uranium. Physics and Chemistry of the Earth*, 3, 298–348.
- Arth, J. (1976). *Behaviour 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.
- Ayers, J. y Egglar, D. (1995). *Partitioning of elements between silicate melt and H₂O-NaCl fluids at 1.5 and 2.0 GPa pressure: Implications for mantle metasomatism*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(20), 4237-4246.
- Baier, J., Audetat, A. y Keppler, H. (2008). *Origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas*. Earth and Planetary Science Letters, 267(1-2), 290-300.
- Bayer, G., Rogers, J., Adams, A. y Haack, U. (1969). Thorium. En K. Wedepohl (Ed.), *Handbook of Geochemistry*. Springer.
- Bevins, R., Kokelaar, B., y Dunkley, P. (1984). *Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition*. Proceedings of the Geologists' Association, 95(4), 337-347.
- Beckinsale, R., Sanchez, A., Brook, M., Cobbing, E., Taylor, W. y Moore, N. (1985). *Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru*. British Geological Survey, 177-202.

- Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). *Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type*. Contributions to mineralogy and petrology, 143, 602-622.
- Berthelot, M. (1872). *On the law which governs the distribution of a substance between two solvents*. Ann. Chem. Phys. 4th Ser., 26, 408-17.
- Bertrand, G., Guillou-Frottier, L. y Loiselet, C. (2014). *Distribution of porphyry copper deposits along the western Tethyan and Andean subduction zones: Insights from a paleotectonic approach*. Ore Geology Reviews, 60, 174-190.
- Best, M. (2003). *Igneous and Metamorphic petrology. Second edition*. Blackwell Publishing.
- Bissig, T., Leal-Mejía, H., Stevens, R. y Hart, C. (2017). *High Sr/Y magma petrogenesis and the link to porphyry mineralization as revealed by garnet-bearing I-type granodiorite porphyries of the middle Cauca Au-Cu belt, Colombia*. Economic Geology, 112(3), 551-568.
- Boynton, W. (1984). *Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies*. En P. Henderson (Ed.), Rare earth element geochemistry (pp. 63-114). Elsevier Science Publishing Company Inc.
- Bucher, K. y Frey, M. (2002). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Burnham, A., y Berry, A. (2012). *An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 95, 196–212.
- Candela, P. y Holland, H. (1984). *The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids*. Geochim. Cosmochim. Acta, 48(2), 373-380.
- Canil, D. (1997). *Vanadium partitioning and the oxidation state of Archaean komatiite magmas*. Nature, 389(6653), 842-845.
- Chen, H. y Wu, C. (2020). *Metallogenesis and major challenges of porphyry copper systems above subduction zones*. Science China Earth Sciences, 63, 899-918.

- Claiborne, L., Miller, C. y Wooden, J. (2010). *Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160, 511-531.
- Cobbing, E. y Pitcher, W. (1984). *Sinopsis Geológica de Superunidades del Batolito de la Costa*. British Geological Survey, INGEMMET.
- Contreras, M., Ayte, M., Sanchez, D., Moreno, C. y Risco, R. (2015). *Geoquímica y petrografía del magmatismo del distrito minero de Marcona y su relación con la mineralización de los depósitos tipo IOCG-Skarn*. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 109(17), 1-5.
- Coryell, C., Chase, J. y Winchester, J. (1963). *A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns*. Journal of geophysical research, 68(2), 559-566.
- Cox, K., Bell, J. y Pankhurst, R. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. Chapman & Hall.
- Cuney, M. y Kyser, K. (2009). *Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration*. Mineralogical Association of Canada, 1-258.
- Dare, S., Barnes, S., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E. y Potvin-Doucet, C. (2014). *Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators*. Mineralium Deposita, 49, 785-796.
- Dana, J. (2022). *A system of mineralogy*. Salzwasser Verlag.
- Defant, M. y Drummond, M. (1990). *Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere*. Nature, 347(6294), 662-665.
- De Laeter, J. y Hosie, D. (1978). *The abundance of Barium in stony meteorites*. Earth and Planetary Science Letters, 38, 416-42.
- De La Roche, H., Leterrier, P. y Marchal, M. (1978). *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses-its relationships with nomenclature*. Chemical Geology, 29(1), 183-210.

- Drake, M. y Weill, D. (1975). *Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and Other REE between Plagioclase Feldspar and Magmatic Liquid - Experimental Study*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(5), 689-712.
- Dreher, S., Macpherson, C., Pearson, D. y Davidson, J. (2005). *Re-Os isotope studies of Mindanao adakites: Implications for sources of metals and melts*. *Geology*, 33(12), 957-960.
- El Bouseily, A. y El Sokkary, A. (1975). *The relation between Rb, Ba, and Sr in granitic rocks*. *Chemical Geology*, 16(3), 207-219.
- Evensen, N., Hamilton, P. y O'Nions, R. (1978). *Rare earth abundances in chondritic meteorites*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1199-1212.
- Foley, S., Barth, M. y Jenner, G. (2000). *Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(5), 933-938.
- Foley, S. y Wheller, G. (1990). *Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanates*. *Chemical Geology*, 85(1-2), 1-18.
- Frietsch, R. y Perdahl, J. (1995). *Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types*. *Ore Geology Reviews*, 9(6), 489-510.
- Goldschmidt, V. (1927). *Krystallbau und chemische Zusammensetzung*. *European Journal of Inorganic Chemistry*, 60(5), 1263-1296.
- Green, J. (1959). *Geochemical table of the elements for 1959*. *Geology Society of American Bulletin*, 70(9), 1127-1184.
- Green, T. (1980). *Island arc and continent-building magmatism-A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry*. *Tectonophysics*, 63, 367-385.
- Green, T. y Pearson, N. (1986a). *Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature*. *Chemical Geology*, 55(1-2), 105-119.

- Green, T. y Pearson, N. (1986b). *Ti-Rich Accessory Phase Saturation in Hydrous Mafic-Felsic Compositions at High P, T*. *Chemical Geology*, 54(3-4), 185- 201.
- Green, T. y Pearson, N. (1987). *An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(1), 55-62.
- Haskin, L., Wildeman, T. y Haskin, M. (1968). *An accurate procedure for the determination of the rare earths by neutron activation*. *Journal of Radioanalytical Chemistry*, 1, 337-348.
- Hsu, Y., Zajacz, Z., Ulmer, P. y Heinrich, C. (2016). *Copper partitioning between silicate melts and amphibole: Experimental insight into magma evolution leading to porphyry copper ore formation*. *Chemical Geology*, 448, 151-163.
- Hughes, J. y Rakovan, J. (2015). *Structurally Robust, Chemically Diverse: Apatite and Apatite Supergroup Minerals*. *Elements*, 11(3), 165–170.
- Humphris, S. (1984). *The mobility of the rare earth elements in the crust*. En P. Henderson (Ed.), *Rare earth element geochemistry* (pp. 315-341). New York, USA: Elsevier Science Publishing Company Inc.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G, Spettel, B., Lorenz, V y Wanke, H. (1979). *The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derives from primitive ultramafic nodules*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10, 2031-2050.
- Jenner, G., Foley, S., Jackson, S., Green, T., Fryer, B. y Longerich, H. (1994). *Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS)*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(23-24), 99-103.
- Jensen, B. (1973). *Patterns of trace element partitioning*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 2227-2242.

- Kambai, K. (2021). *Geochemical understanding of vanadium in Malmberget ores (Kiruna type), northern Sweden (Tesis de maestria)*. Luleå University of Technology, Luleå, Suecia.
- Kuno, H. (1969). *Andesite in time and space. Proceedings of the andesite conference*, 65, 13-20.
- Lambert, R., Holland, J. y Owen, P. (1974). *Chemical petrology of a suite of talc-alkaline lavas from Mount Ararat, Turkey*. *The Journal of Geology*, 82(4), 419-438.
- Lang, J. y Baker, T. (2001). *Intrusion-related gold systems: the present level of understanding*. *Mineralium deposita*, 36, 477-489.
- Le Maitre, R. (2002). *Igneous rocks. A classification and glossary of terms*. 2nd ed. Cambridge University Press.
- Li, L., Xiong, X. y Liu, X. (2017). *Nb/Ta fractionation by amphibole in hydrous basaltic systems: implications for arc magma evolution and continental crust formation*. *Journal of Petrology*, 58(1), 3-28.
- Lieu, W. y Stern, R. *The robustness of Sr/Y and La/Yb as proxies for crust thickness in modern arcs*. *Geosphere*, 15(3), 621–641.
- Lynton, S., Candela, P. y Piccoli, P. (1993). *An experimental study of the partitioning of copper between pyrrhotite and a high silica rhyolitic melt*. *Economic Geology*, 88(4), 901–915.
- López, J. (2019). *La contracción lantánida*. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organizations. IYPT 2019,6(3), 15-20.
- Marchena, A. (2019). *Caracterización petrográfica e interpretación litogeoquímica del magmatismo de los proyectos Tía María – La Tapada, Los Calatos y Chipispaya (Arequipa-Moquegua-Tacna)* [Tesis de grado]. Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.
- Marsh, B. (2009). *Magmatism, magma, and magma chambers*. En G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics: Crust and Lithosphere Dynamics* (pp. 275-333). Elsevier.

- Marsh, B. (2015). *Magmatism, Magma, and Magma Chambers*. Treatise on Geophysics, 273–323.
- Mason, B. (1979). *Data of Geochemistry. Chapter B. Cosmochemistry. Part 1. Meteorites*. Prof. Pap. U. S. Geol. Surv. 440-B-1, 1-132.
- Masuda A. (1962). *Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals*. The journal of earth sciences, 10(2), 173-187.
- Masuda, A. y Matsui, Y. (1966). *The difference in lanthanide abundance pattern between the crust and the chondrite and its possible meaning to the genesis of crust and mantle*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 30, 239-250.
- Masuda, A. y Nagasawa, S. (1975). *Rocks with negative cerium anomalies, dredged from Shatsky Rise*. Gochemical Journal, 9(4), 227–233.
- Masuda, A., Nakamura, N. y Tanaka, T. (1973). *Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37, 239-248.
- Maury, R., Sajona, F., Pubellier, M., Bellon, H. y Defant, M. (1996). *Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes; l'exemple de Mindanao (Philippines)*. Bulletin de la Société Géologique de France, 167 (5), 579–595.
- Mavrogenatos, C., Voudouris, P., Berndt, J., Klemme, S., Zaccarini, F., Spry, P., Melfos, V., Tarantola, A., Keith, M., Klemd, R. y Haase, K. (2019). *Trace elements in magnetite from the Pagoni Rachi porphyry prospect, NE Greece: Implications for ore genesis and exploration*. Minerals, 9(12), 725.
- McDonough, W., Sun, S., Ringwood, A., Jagoutz, E. y Hofmann, A. (1991). *K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56, 1001-1012.
- McIntire, W. (1963). *Trace element partition coefficients – A review of theory and applications to geology*. Geochimimica et Cosmochimica Acta, 27(1), 1209 – 1264.
- Miller, C. y Mittlefehldt, D. (1982). *Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas*. The Geological Society of America, 10, 129-133.

- Mitchell, R., Brunfelt, A. y Nixon, P. (1973) *Trace elements in magnesian ilmenites from Lesotho kimberlites*. En P. Nixon (Ed.), *Lesotho Kimberlites* (pp. 230–237). Lesotho National Development Corp.
- Müntener, O., Kelemen, P. y Grove, T. (2001). *The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 643-658.
- Nakamura, N. (1974). *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757- 775.
- Neal, C. y Taylor, N. (1989). *A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: Evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism?* *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 1035-1040.
- Nernst, W. (1891). *Distribution of a substance between two solvents and between solvent and vapor*. *Z. Phys. Chem.*, 8, 110-39.
- Noble, D., McKee, E., Farrar, E. y Petersen, U. (1974) - *Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru*. *Earth and Planetary Science Letters*, 21(2): 213-220.
- Nockolds, S. y Allen, R. (1953). *The geochemistry of some igneous rock series*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(3), 105-142.
- Nole, M., Otero, J., Pazce A. y Adrianzen M. (2021). *Geología de los Cuadrángulos de Tupe (26I2, 26I3, 26I4) y Conayca (26m2, 26m3)*. INGEMMET, Boletín Serie L: Actualización Carta Geológica Nacional (Escala 1:50 000), 28, 1-78.
- Noury, M., Philippon, M., Bernet, M., Paquette, J. y Sempere, T. (2017). *Geological record of flat slab–induced extension in the southern Peruvian forearc*. *Geology*, 45(8), 723-726.
- Okrusch, M., Frimmel, H. (2020). *Introduction to Geochemistry*. En M. Okrusch (Ed.), *Mineralogy* (pp. 635-665). Springer.

- Onuma, N., Wakita, H. y Nagasawa, H. (1968). *Trace element partition between two pyroxenes and the host lava*. Earth and Planetary Science Letters, 5, 47- 51.
- Oyarzún, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I. y Rivera, S. (2001). *Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism*. Mineralium Deposita, 36, 794-798.
- Park, J., Campbell, I., Chiaradia, M., Hao, H. y Lee, C. (2021). *Crustal magmatic controls on the formation of porphyry copper deposits*. Nature Reviews Earth & Environment, 2(8), 542-557.
- Peacock, S. (1996). *Thermal and petrologic structure of subduction zones*. Subduction: top to bottom, 96, 119-133.
- Pearce, J. (1983) *Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins*. En C. Hawkesworth (Ed), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva Cheshire (pp. 230-249). Nantwich, UK: Shiva publications.
- Pearce, J. (1996). *A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12(79), 113.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. (1976). *Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey*. Contributions to mineralogy and petrology, 58(1), 63-81.
- Perugini, D. y Poli, G. (2012). *The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences*. Lithos, 153(1). 261–277.
- Piccoli, P. y Candela, P. (2002) *Apatite in igneous systems*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48(1), 255-292.
- Piper, D. y Graef, P. (1974). *Gold and rare earth elements in sediments from the East Pacific Rise*. Marine Geology, 17, 287-297.
- Pizarro, H., Campos, E., Bouzari, F., Rousse, S., Bissig, T., Gregoire, M. y Riquelme, R. (2020) *Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits*. Ore Geology Reviews, 126(1), 1-54.

- Quispesivana, L. y Navarro, P. (2003). *Memoria Descripción de la revisión y actualización de los cuadrángulos de Guadalupe, Huancapi, Chincheros, Castrovirreyna, San Miguel, Tupe, Conaica, Huarochirí, Yauyos y Huancayo*. Boletín del INGEMMET, 1-41.
- Rabbia, O., Correa, K., Hernández, L., y Ulrich, T. (2017). "Normal" to adakite-like arc magmatism associated with the El Abra porphyry copper deposit, Central Andes, Northern Chile. *International Journal of Earth Sciences*, 106, 2687-2711.
- Rabbia, O., Hernandez, L., Cabrera, J., Ulrich, T., Bissig, T. y Parra, A. (2012). *Evidencias de movilidad de las REE en depósitos tipo pórfido de cobre durante la alteración hidrotermal*. Congreso Geológico Chileno, 13, 90-92.
- Reynard, B. (2016). *Mantle hydration and Cl-rich fluids in the subduction forearc*. *Progress in Earth and Planetary Science*, 3, 1-11.
- Rhodes, A., Oreskes, N. y Sheets, S. (1999). *Geology and rare earth element geochemistry of magnetite deposits at El Laco, Chile*. En B. Skinner (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (pp. 299-329). Society of Economic geologists, Inc.
- Richards, J. (2011). *High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water*. *Economic Geology*, 106(7), 1075-1081.
- Rickwood, P. (1989). *Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements*. *Lithos*, 22(1), 247-267.
- Ringwood, A. (1955). *The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization Part I: The influence of electronegativity*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 7(3), 189-202.
- Ringwood, A. (1990). *Slab-mantle interactions. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle*. *Chemical Geology*, 82(3-4), 187-207.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Pearson Education Limited.
- Rollinson, H. & Pease, V. (2021). *Using geochemical data: To understand geological processes*. TJ Books Limited.

- Rudnick, R. (2017). *Earth's Continental Crust*. En W. White (Ed), Encyclopedia of Geochemistry (pp. 1–27). Springer Cham.
- Salazar, H. y Landa, C. (1993). *Geología de los Cuadrángulos de Mala, Lunahuaná, Tupe, Conayca, Chincha, Tantará, Castrovirreyna*. Boletín Del INGEMMET, 44(1), 1-118.
- Santillana, C., Valencia, M., Del Rio, R. y Ochoa, L. (2020). *Geochemical variations of precursor and ore-related intrusive rocks associated with porphyry copper deposits in Sonora, northwestern Mexico*. Journal of South American Earth Sciences, 105(1), 1-37.
- Santos, A., Weimin, G., Soberón, D., Torres, D. y Ccallo, W. (2015). *Magmatismo y litogeoquímica de los granitoides del Jurásico y Cretácico entre Chala y Atico*. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 109(1), 1-6.
- Shand, S. (1927). *Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*. John Wiley & Sons.
- Shannon, R. (1976). *Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides*. Acta Cryst., 32, 751-767.
- Shima, M. (1979). *The abundances of titanium, zirconium and hafnium in stony meteorites*. Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 353-362.
- Siani, M., Lentz, D. y Nazarian, M. (2020). *Geochemistry of igneous rocks associated with mineral deposits in the Taram-Hashtjin metallogenic province, NW Iran: An analysis of the controls on epithermal and related porphyry-style mineralization*. Ore Geology Reviews, 126(1), 1-18.
- Sillitoe, R. (2010). *Porphyry copper systems*. Society of economic geologists, Inc., 105(1), 3-41.
- Sillitoe, R. (1972). *A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits*. Economic geology, 67(2), 184-197.
- Singer, D., Berger, V., Menzie, W. y Berger, B. (2005). *Porphyry copper deposit density*. Economic Geology, 100(3), 491-514.
- Stern, R. (2002). *Subduction zones*. Reviews of geophysics, 40(4), 3-1.

- Streck, M. y Dilles, J. (1998). *Sulfur evolution of oxidized arc magmas as recorded in apatite from a porphyry copper batholith*. *Geology*, 26(6), 523-526.
- Streckeisen, A. (1976). *To each plutonic rock its proper name*. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1-33.
- Streckeisen, A. (1967). *Classification and nomenclature of igneous rocks (Final Report of an Inquiry)*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 107(1), 144-214.
- Streckeisen, A. (1978). *Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melillite rocks*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 143(1), 1-14.
- Sun, S. (1980). *Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs*. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A297*, 409-445.
- Sun, W., Huang, R., Li, H., Hu, Y., Zhang, C., Sun, S., Zhang, L., Ding, X., Li, C., Zartman, R. y Ling, M. (2015). *Porphyry deposits and oxidized magmas*. *Ore Geology Reviews*, 65, 97-131.
- Sun, S. y McDonough, W. (1989). *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.
- Svetlitskaya, T. y Nevolko, P. (2022). *New whole-rock skarn and porphyry fertility indicators: Insights from Cu-Au-Fe skarn and Cu-Mo-Au porphyry deposits in Eastern Transbaikalia, Russia*. *Ore Geology Reviews*, 149(1), 1-24.
- Tang, M., Lee, C., Chen, K., Erdman, M., Costin, G. y Jiang, H. (2019). *Nb/Ta systematics in arc magma differentiation and the role of arclogites in continent formation*. *Nature Communications*, 10(1), 235.
- Tapster, S., Condon, D., Naden, J., Noble, S., Petterson, M., Roberts, N., Saunders, A. y Smith, D. (2016). *Rapid thermal rejuvenation of high-crystallinity magma linked to porphyry copper deposit formation; evidence from the Koloula Porphyry Prospect, Solomon Islands*. *Earth and Planetary Science Letters*, 442, 206-217.
- Taylor, S. (1964) *Abundance of chemical elements in the continental crust a new table*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(8), 1273-1285.

- Taylor, S. y McLennan, S. (1985). *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell.
- Thiéblemont, D., Stein, G. y Lescuyer, J. (1997). *Epithermal and porphyry deposits - the adakite connection*. *Earth & Planetary Sciences*, 2(325), 103-109.
- Thompson, R. (1982). *Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province*. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Tiepolo, M., Vannucci, R., Oberti, R., Foley, S., Bottazzi, P., y Zanetti, A. (2000). *Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: crystal-chemical constraints and implications for natural systems*. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(2), 185-201.
- Trail, D., Watson, E. y Tailby, N. (2012). *Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 97, 70–87.
- Udubasa, G. (1982). *Rutile of postmagmatic mineral formation*. *En G. Amstutz (Ed), Ore Genesis: The State of the Art* (pp. 784-793). Springer Berlin Heidelberg.
- Wakita, H., Rey, P. y Schmitt R. (1971). *Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: Five igneous and one breccia rocks and four soils*. *Second Lunar Science Conference*, 2, 1319-1329.
- Wang, Y., Zhu, W., Zhong, H., Bai, Z., Yao, J., y Xu, C. (2019). *Using trace elements of magnetite to constrain the origin of the Pingchuan hydrothermal low-Ti magnetite deposit in the Panxi area, SW China*. *Acta Geochimica*, 38, 376-390.
- Wang, Z., Li, M., Liu, Z. y Zhou, M. (2020). *Scandium: Ore deposits, the pivotal role of magmatic enrichment and future exploration*. *Ore geology reviews*, 128.
- Wedwpohl, K. H. (1995). *The composition of the continental crust*. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 59(7), 1217-1232.
- Whitfield, J., Rogers, J. y Adams, J. (1959). *The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 17(3-4), 248–271.

- Williams-Jones, A. y Vasyukova, O. (2018). *The economic geology of scandium, the runt of the rare earth element litter*. *Economic Geology*, 113(4), 973-988.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. Chapman & Hall.
- Winchester, J., and Floyd, P. (1977). *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. *Chemical Geology*, 20, 325–343.
- Wood, D., Joron, J., Treuil, M., Norry, M. y Tarney, J. (1979). *Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 319-339.
- Wood, D., Tarney, J., Varet, J., Saunders, A., Bougault, H., Joron, J., Treuil, M. y Cann, J. (1979). *Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: Implications for mantle heterogeneity*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42, 77-97.
- Wood, D., Tarney, J. y Weaver, B. (1981). *Trace element variations in Atlantic Ocean basalts and Proterozoic dykes from Northwest Scotland: their bearing upon the nature and geochemical evolution of the upper mantle*. *Tectonophysics*, 75, 91-112.
- Xiong, X., Keppler, H., Audétat, A., Ni, H., Sun, W., y Li, Y. (2011). *Partitioning of Nb and Ta between rutile and felsic melt and the fractionation of Nb/Ta during partial melting of hydrous metabasalt*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(7), 1673-1692.
- Yardley, B. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*. New York: John Wiley and Sons.
- Zack, T. y Brumm, R. (1998). *Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenite*. *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts*, 7(1), 986–988.
- Zellmer, G., Edmonds, M. y Straub, S. (2015). *Volatiles in subduction zone magmatism*. Geological Society, London, Special Publications, 410(1), 1-17.
- Zheng, Y. (2019). *Subduction zone geochemistry*. *Geoscience Frontiers*, 10(4), 1223-1254.

Zhong, S., Seltmann, R., Qu, H. y Song, Y. (2019). *Characterization of the zircon Ce anomaly for estimation of oxidation state of magmas: a revised Ce/Ce* method.* Mineralogy and Petrology, 113, 755-763.

Anexos

	Pág.
Anexo 1: Data geoquímica de análisis de roca total.....	1
Anexo 2: Data geoquímica de análisis multielemental	2
Anexo 3: Tabla de abundancia normal de elementos químicos	7

Anexo 1: Data geoquímica de análisis de roca total

MUESTRA	Al ₂ O ₃ %	CaO %	Fe ₂ O ₃ %	K ₂ O %	MgO %	MnO %	Na ₂ O %	P ₂ O ₅ %	SiO ₂ %	TiO ₂ %	LOI %
GR50A-19-004	14.33	1.74	4.20	3.19	0.74	0.08	4.39	0.15	65.63	0.52	3.19
GR50A-19-005	14.52	0.09	2.56	4.18	0.40	0.01	0.12	0.11	74.19	0.23	2.40
GR50A-19-006	15.13	0.17	1.71	5.49	0.19	0.04	2.32	0.02	69.07	0.18	3.69
GR50A-19-007	15.87	7.26	8.67	1.15	4.44	0.13	3.69	0.32	55.04	1.07	0.50
GR50A-19-012	13.96	0.38	1.36	5.88	0.17	0.02	3.93	0.09	71.57	0.17	1.31
GR50A-19-013	14.83	1.13	6.11	5.06	0.61	0.05	3.95	0.27	62.69	0.81	2.04
GR50A-19-014	6.67	1.30	3.12	1.30	0.94	0.04	0.40	0.10	81.52	0.31	4.23
GR50A-19-015	15.92	5.65	8.50	3.39	3.11	0.12	2.94	0.20	49.50	1.13	8.75
GR50A-19-016	16.21	7.88	7.54	1.37	6.11	0.12	4.22	0.41	50.40	1.04	2.44
GR50A-19-020	18.17	8.51	6.81	2.06	3.62	0.26	4.10	0.33	51.31	1.16	1.81
GR50A-19-021	15.03	5.28	5.85	2.65	2.38	0.12	4.09	0.33	60.93	0.88	0.70
GR50A-19-024	13.93	1.57	2.00	4.67	0.43	0.06	4.39	0.14	70.53	0.37	0.60
GR50A-19-025	14.32	2.63	3.71	5.01	1.36	0.09	3.49	0.15	66.96	0.66	0.71
GR50A-19-026	14.89	4.11	4.38	3.93	1.89	0.13	3.45	0.15	63.53	0.53	0.72
GR50A-19-030	15.98	4.97	5.29	2.87	1.87	0.10	3.72	0.16	64.65	0.56	0.10
GR50A-19-035	15.80	5.84	6.17	2.33	2.63	0.12	4.32	0.38	60.98	0.83	0.59
GR50A-19-036	15.64	5.29	7.49	3.13	2.41	0.13	4.18	0.40	59.58	1.31	0.31
GR50A-19-041	16.10	5.83	5.90	2.65	2.75	0.11	3.34	0.16	60.89	0.60	1.51
GR50A-19-049	16.71	2.53	2.33	3.01	0.87	0.07	5.55	0.28	67.20	0.40	0.80
GR50A-19-029	15.11	3.56	4.87	4.98	1.60	0.09	3.32	0.14	63.93	0.66	0.51
GR50A-19-033	14.75	5.04	5.40	2.64	2.24	0.11	3.13	0.21	63.25	0.59	0.50
GR50A-19-038	12.98	1.19	2.71	4.68	0.23	0.10	4.24	0.09	71.75	0.15	0.60
GR50A-19-050	18.53	8.12	7.46	1.17	3.71	0.14	3.69	0.28	55.81	0.99	0.51
GR50A-19-002	15.33	0.56	2.07	3.87	0.48	0.12	4.66	0.11	67.67	0.40	3.11
GR50A-19-003	13.61	1.12	1.76	3.61	0.22	0.05	4.33	0.17	69.20	0.40	3.10
GR50A-19-008	14.87	4.23	5.57	1.62	3.07	0.12	3.59	0.16	59.16	0.81	4.74
GR50A-19-009	15.11	4.87	5.26	1.95	2.98	0.10	3.52	0.20	60.37	0.77	2.81
GR50A-19-010	16.38	0.13	3.44	1.94	0.18	<0.01	0.15	0.17	68.99	0.94	5.49
GR50A-19-011	20.42	7.37	10.19	0.74	5.27	0.19	4.05	0.27	46.96	1.08	2.90
GR50A-19-017	17.37	6.18	9.68	1.44	3.38	0.17	3.74	0.32	53.60	1.40	2.54
GR50A-19-018	15.97	3.26	3.61	2.79	0.81	0.51	4.12	0.21	63.64	0.52	2.97
GR50A-19-019	14.78	2.25	4.07	4.54	1.16	0.07	2.98	0.13	67.32	0.44	1.91
GR50A-19-022	15.25	2.36	2.77	3.44	0.59	0.09	4.29	0.12	66.78	0.36	1.92
GR50A-19-023	18.31	8.03	10.06	0.41	4.67	0.43	3.32	0.29	50.61	1.44	1.39
GR50A-19-027	13.93	1.45	1.18	3.21	<0.01	0.06	4.90	<0.01	72.77	0.29	0.90
GR50A-19-031	18.32	4.75	5.48	5.76	3.49	0.11	3.22	0.23	55.88	0.87	1.01
GR50A-19-032	12.99	1.21	2.01	3.27	0.50	0.06	4.75	0.07	73.14	0.30	0.60
GR50A-19-034	14.48	0.33	1.50	2.96	0.10	0.08	6.34	0.04	72.99	0.22	1.10
GR50A-19-037	18.68	6.59	12.03	1.82	5.77	0.31	3.14	0.31	48.47	1.56	1.72
GR50A-19-040	13.77	0.67	2.59	3.02	0.36	0.11	1.88	0.08	74.47	0.20	2.91
GR50A-19-042	17.15	2.16	4.69	3.94	0.77	0.13	2.51	0.11	66.87	0.26	1.90
GR50A-19-047	15.69	0.83	0.82	4.48	0.30	0.07	1.86	0.21	73.51	0.03	1.81
GR50A-19-058	17.53	4.52	3.22	2.55	1.39	0.07	4.05	0.23	58.91	0.41	5.28
GR50A-19-074	15.24	12.23	10.07	1.73	4.89	0.21	2.64	0.80	44.06	1.15	5.98
GR50A-19-001	14.99	1.19	2.87	3.84	0.51	0.13	3.84	<0.01	71.35	0.33	<0.01
GR50A-19-044	17.87	5.14	7.26	2.10	1.77	0.17	4.79	0.47	56.54	0.71	2.10
GR50A-19-045	19.56	8.01	6.99	1.29	2.33	0.12	3.36	0.30	55.03	1.02	1.81
GR50A-19-051	17.86	5.98	6.38	2.77	2.84	0.13	3.52	0.15	55.27	0.62	4.82
GR50A-19-052	17.20	2.49	8.07	1.35	1.36	0.13	4.09	0.31	59.35	0.77	4.73
GR50A-19-059	19.27	8.00	8.98	1.36	5.31	0.18	2.89	0.34	46.43	0.81	4.25
GR50A-19-060	15.46	1.99	16.13	1.78	3.41	0.06	1.43	0.28	47.98	1.18	9.92
GR50A-19-080	14.67	0.57	3.36	6.19	0.55	0.04	2.81	0.08	68.09	0.09	4.46
GR50A-19-083	12.07	1.76	1.38	3.56	0.77	0.06	1.40	0.06	67.85	0.09	9.98

Anexo 2: Data geoquímica de análisis multielemental

MUESTRA	Ba ppm	Co ppm	Cr ppm	Ni ppm	Sr ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm	Ag ppm	Al %	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Ca %
GR50A-19-004	567	8	<1	21	214	16	160	275	<0.5	7.58	15	567	<10	1.24
GR50A-19-005	1005	3	<1	<5	22	6	38	91	0.6	7.69	8	1005	<10	0.06
GR50A-19-006	983	4	<1	12	55	12	38	125	<0.5	8.01	13	983	<10	0.12
GR50A-19-007	447	31	34	27	527	18	101	123	<0.5	8.40	<5	447	<10	5.19
GR50A-19-012	452	3	<1	9	51	20	13	115	<0.5	7.39	<5	452	<10	0.27
GR50A-19-013	1048	9	3	<5	259	40	44	269	<0.5	7.85	56	1048	<10	0.80
GR50A-19-014	250	11	9	7	97	9	28	24	<0.5	3.53	50	250	<10	0.93
GR50A-19-015	518	26	2	9	584	21	99	103	<0.5	8.43	23	518	<10	4.04
GR50A-19-016	248	28	39	43	452	18	68	214	<0.5	8.58	21	248	<10	5.64
GR50A-19-020	263	30	18	17	358	17	917	91	15.6	9.62	139	263	<10	6.08
GR50A-19-021	585	20	15	9	354	29	82	197	<0.5	7.96	11	585	<10	3.78
GR50A-19-024	602	4	<1	16	140	28	24	472	<0.5	7.37	<5	602	<10	1.12
GR50A-19-025	788	11	8	40	240	23	61	407	<0.5	7.58	11	788	<10	1.88
GR50A-19-026	732	12	4	<5	331	19	50	198	<0.5	7.88	<5	732	<10	2.94
GR50A-19-030	577	17	3	<5	314	28	64	243	<0.5	8.46	7	577	<10	3.55
GR50A-19-035	513	19	8	18	379	30	82	202	<0.5	8.36	12	513	<10	4.17
GR50A-19-036	622	20	3	10	361	34	95	346	<0.5	8.28	15	622	<10	3.78
GR50A-19-041	593	18	<1	18	449	23	42	189	<0.5	8.52	6	593	<10	4.17
GR50A-19-049	977	8	9	6	327	15	75	372	<0.5	8.84	7	977	<10	1.81
GR50A-19-029	559	15	11	6	203	32	61	492	<0.5	8.00	11	559	<10	2.55
GR50A-19-033	520	19	5	5	320	27	75	174	<0.5	7.81	15	520	<10	3.60
GR50A-19-038	61	4	<1	<5	29	63	41	166	<0.5	6.87	9	61	<10	0.85
GR50A-19-050	322	28	11	9	492	13	83	66	<0.5	9.81	<5	322	<10	5.80
GR50A-19-002	515	5	<1	14	143	16	68	254	<0.5	8.11	44	515	<10	0.40
GR50A-19-003	916	2	<1	16	243	13	48	231	<0.5	7.20	22	916	<10	0.80
GR50A-19-008	584	22	42	18	491	11	95	127	<0.5	7.87	18	584	<10	3.02
GR50A-19-009	621	20	36	17	668	10	97	134	<0.5	8.00	<5	621	<10	3.48
GR50A-19-010	408	3	15	<5	384	10	8	139	<0.5	8.67	25	408	<10	0.09
GR50A-19-011	644	35	3	12	620	17	120	82	<0.5	10.81	32	644	<10	5.27
GR50A-19-017	579	28	<1	<5	532	22	120	121	<0.5	9.19	16	579	<10	4.42
GR50A-19-018	589	14	46	18	430	14	532	89	<0.5	8.45	378	589	<10	2.33
GR50A-19-019	1311	16	2	<5	299	17	62	263	<0.5	7.82	24	1311	<10	1.61
GR50A-19-022	873	6	5	7	270	8	100	145	<0.5	8.07	8	873	<10	1.69
GR50A-19-023	118	33	40	24	563	17	165	105	<0.5	9.69	7	118	<10	5.74
GR50A-19-027	370	6	2	<5	100	24	146	273	<0.5	7.37	164	370	<10	1.03
GR50A-19-031	767	25	18	33	437	22	90	367	<0.5	9.70	63	767	<10	3.39
GR50A-19-032	612	3	<1	6	103	18	31	168	<0.5	6.88	<5	612	<10	0.87
GR50A-19-034	544	4	<1	<5	41	15	26	220	<0.5	7.66	<5	544	<10	0.23
GR50A-19-037	275	38	24	26	463	16	204	124	<0.5	9.89	7	275	<10	4.71
GR50A-19-040	302	10	3	15	111	17	100	64	<0.5	7.29	32	302	<10	0.48
GR50A-19-042	635	9	4	7	227	24	152	240	<0.5	9.08	6	635	<10	1.55
GR50A-19-047	992	3	2	<5	120	16	1042	38	<0.5	8.30	<5	992	<10	0.59
GR50A-19-058	650	10	4	<5	484	<5	66	137	<0.5	9.28	7	650	<10	3.23
GR50A-19-074	454	33	76	33	785	19	105	12	0.6	8.07	19	454	<10	8.74
GR50A-19-001	798	9	3	6	208	24	76	236	<0.5	7.93	18	798	<10	0.85
GR50A-19-044	634	19	5	8	415	18	85	189	<0.5	9.46	7	634	<10	3.67
GR50A-19-045	303	23	19	14	475	24	105	144	<0.5	10.35	6	303	<10	5.72
GR50A-19-051	440	21	15	9	341	21	90	155	<0.5	9.45	22	440	<10	4.28
GR50A-19-052	385	19	6	6	482	16	108	209	<0.5	9.10	164	385	<10	1.78
GR50A-19-059	309	31	3	8	520	12	113	60	<0.5	10.20	<5	309	<10	5.71
GR50A-19-060	419	21	91	24	260	11	66	104	<0.5	8.18	63	419	<10	1.42
GR50A-19-080	111	2	1	<5	36	59	105	620	0.5	7.77	66	111	<10	0.41
GR50A-19-083	354	2	3	<5	215	12	45	52	<0.5	6.39	6	354	<10	1.26

MUESTRA	Cd ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	Fe %	K %	La ppm	Li ppm	Mg %	Mn %	Mo ppm	Na %	Ni ppm	P %
GR50A-19-004	<1	8	<1	136	2.94	2.65	12	10	0.45	0.06	3	3.26	21	0.06
GR50A-19-005	<1	3	<1	28	1.79	3.47	17	7	0.24	0.01	4	0.09	<5	0.05
GR50A-19-006	<1	4	<1	30	1.20	4.55	12	4	0.11	0.03	6	1.72	12	<0.01
GR50A-19-007	<1	31	34	66	6.06	0.96	17	11	2.67	0.10	6	2.73	27	0.14
GR50A-19-012	<1	3	<1	37	0.95	4.88	21	8	0.10	0.02	8	2.92	9	0.04
GR50A-19-013	<1	9	3	7	4.27	4.20	51	18	0.37	0.04	<2	2.93	<5	0.12
GR50A-19-014	<1	11	9	30	2.18	1.08	8	144	0.57	0.03	3	0.30	7	0.04
GR50A-19-015	<1	26	2	33	5.94	2.81	19	27	1.88	0.09	<2	2.18	9	0.09
GR50A-19-016	<1	28	39	401	5.28	1.14	11	18	3.69	0.09	<2	3.13	43	0.18
GR50A-19-020	12	30	18	2935	4.77	1.71	12	18	2.18	0.20	<2	3.04	17	0.14
GR50A-19-021	<1	20	15	58	4.09	2.20	28	14	1.44	0.09	2	3.04	9	0.15
GR50A-19-024	<1	4	<1	8	1.40	3.87	23	11	0.26	0.04	<2	3.26	16	0.06
GR50A-19-025	<1	11	8	46	2.60	4.16	26	14	0.82	0.07	4	2.59	40	0.07
GR50A-19-026	<1	12	4	43	3.06	3.26	32	17	1.14	0.10	<2	2.56	<5	0.06
GR50A-19-030	<1	17	3	27	3.70	2.38	26	16	1.13	0.07	2	2.76	<5	0.07
GR50A-19-035	<1	19	8	44	4.32	1.94	31	14	1.59	0.10	<2	3.21	18	0.17
GR50A-19-036	<1	20	3	149	5.24	2.60	28	14	1.45	0.10	<2	3.10	10	0.17
GR50A-19-041	<1	18	<1	54	4.13	2.20	26	6	1.66	0.09	<2	2.48	18	0.07
GR50A-19-049	<1	8	9	4	1.63	2.50	31	21	0.53	0.06	2	4.12	6	0.12
GR50A-19-029	<1	15	11	27	3.41	4.13	34	20	0.96	0.07	<2	2.46	6	0.06
GR50A-19-033	<1	19	5	42	3.78	2.19	28	21	1.35	0.09	3	2.32	5	0.09
GR50A-19-038	<1	4	<1	5	1.90	3.88	12	26	0.14	0.08	<2	3.14	<5	0.04
GR50A-19-050	<1	28	11	24	5.22	0.97	15	17	2.24	0.11	<2	2.74	9	0.12
GR50A-19-002	<1	5	<1	7	1.45	3.21	7	11	0.29	0.10	<2	3.46	14	0.05
GR50A-19-003	<1	2	<1	7	1.23	3.00	33	7	0.13	0.04	2	3.21	16	0.08
GR50A-19-008	<1	22	42	38	3.90	1.34	17	47	1.85	0.09	<2	2.66	18	0.07
GR50A-19-009	<1	20	36	28	3.68	1.62	21	36	1.80	0.08	<2	2.61	17	0.09
GR50A-19-010	<1	3	15	19	2.40	1.61	20	3	0.11	<0.01	9	0.11	<5	0.08
GR50A-19-011	<1	35	3	25	7.13	0.61	13	39	3.18	0.15	4	3.01	12	0.12
GR50A-19-017	<1	28	<1	56	6.77	1.20	18	29	2.04	0.13	2	2.77	<5	0.14
GR50A-19-018	<1	14	46	8	2.52	2.31	18	18	0.49	0.39	<2	3.06	18	0.09
GR50A-19-019	<1	16	2	34	2.85	3.76	26	28	0.70	0.05	<2	2.21	<5	0.06
GR50A-19-022	<1	6	5	15	1.94	2.86	21	7	0.35	0.07	<2	3.18	7	0.05
GR50A-19-023	<1	33	40	1140	7.03	0.34	20	12	2.82	0.33	3	2.46	24	0.12
GR50A-19-027	<1	6	2	15	0.83	2.66	29	8	<0.01	0.05	5	3.64	<5	<0.01
GR50A-19-031	<1	25	18	11	3.83	4.78	37	34	2.10	0.08	5	2.39	33	0.10
GR50A-19-032	<1	3	<1	5	1.41	2.72	14	11	0.30	0.04	<2	3.53	6	0.03
GR50A-19-034	<1	4	<1	6	1.05	2.46	25	5	0.06	0.06	4	4.70	<5	0.02
GR50A-19-037	<1	38	24	999	8.41	1.51	13	23	3.48	0.24	2	2.33	26	0.14
GR50A-19-040	<1	10	3	27	1.81	2.51	13	11	0.22	0.08	3	1.39	15	0.03
GR50A-19-042	<1	9	4	18	3.28	3.27	28	18	0.47	0.10	3	1.86	7	0.05
GR50A-19-047	1	3	2	65	0.57	3.72	13	15	0.18	0.05	<2	1.38	<5	0.09
GR50A-19-058	<1	10	4	22	2.25	2.11	19	9	0.84	0.06	<2	3.01	<5	0.10
GR50A-19-074	<1	33	76	5	7.04	1.43	39	31	2.95	0.16	<2	1.96	33	0.35
GR50A-19-001	<1	9	3	12	2.01	3.19	21	22	0.31	0.10	5	2.85	6	<0.01
GR50A-19-044	<1	19	5	75	5.08	1.74	26	17	1.06	0.13	<2	3.55	8	0.20
GR50A-19-045	<1	23	19	119	4.89	1.07	20	13	1.40	0.10	3	2.50	14	0.13
GR50A-19-051	<1	21	15	37	4.46	2.30	21	31	1.72	0.10	3	2.61	9	0.07
GR50A-19-052	<1	19	6	61	5.64	1.12	33	14	0.82	0.10	4	3.04	6	0.14
GR50A-19-059	<1	31	3	33	6.28	1.13	9	14	3.20	0.14	<2	2.14	8	0.15
GR50A-19-060	<1	21	91	66	11.28	1.48	9	11	2.06	0.04	<2	1.06	24	0.12
GR50A-19-080	<1	2	1	5	2.35	5.14	50	22	0.33	0.03	4	2.09	<5	0.03
GR50A-19-083	<1	2	3	6	0.97	2.96	21	22	0.46	0.04	<2	1.04	<5	0.03

MUESTRA	Pb ppm	Sb ppm	Sc ppm	Si %	Rb ppm	Sr ppm	Ti %	V ppm	W ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm	Be ppm	Ce ppm
GR50A-19-004	5	<2	6	30.68	36	214	0.31	64	<5	16	160	275	2.2	54.3
GR50A-19-005	25	3	<5	34.68	146	22	0.14	35	<5	6	38	91	1.4	24.8
GR50A-19-006	5	4	<5	32.28	138	55	0.11	13	<5	12	38	125	2.3	78.3
GR50A-19-007	<5	<2	17	25.73	29	527	0.64	194	<5	18	101	123	1.1	41.1
GR50A-19-012	<5	<2	<5	33.45	111	51	0.10	<10	<5	20	13	115	2.4	91.8
GR50A-19-013	14	<2	15	29.30	233	259	0.48	25	<5	40	44	269	1.8	79.9
GR50A-19-014	<5	8	7	38.10	93	97	0.19	86	<5	9	28	24	1.7	13.0
GR50A-19-015	<5	3	19	23.14	120	584	0.68	207	<5	21	99	103	1.2	37.6
GR50A-19-016	<5	6	35	23.56	68	452	0.62	210	<5	18	68	214	1.1	25.1
GR50A-19-020	576	26	24	23.98	87	358	0.70	254	<5	17	917	91	2.2	30.2
GR50A-19-021	7	<2	20	28.48	55	354	0.53	111	<5	29	82	197	1.9	71.5
GR50A-19-024	5	<2	<5	32.97	90	140	0.22	19	<5	28	24	472	2.8	80.2
GR50A-19-025	9	<2	9	31.30	134	240	0.40	67	<5	23	61	407	1.5	63.8
GR50A-19-026	<5	3	14	29.69	102	331	0.32	94	<5	19	50	198	1.6	68.9
GR50A-19-030	7	<2	15	30.22	108	314	0.34	88	<5	28	64	243	1.4	58.7
GR50A-19-035	5	<2	19	28.50	70	379	0.50	110	<5	30	82	202	1.7	69.3
GR50A-19-036	8	<2	18	27.85	134	361	0.79	126	<5	34	95	346	1.9	65.3
GR50A-19-041	5	<2	17	28.46	90	449	0.36	110	<5	23	42	189	1.1	54.9
GR50A-19-049	34	<2	<5	31.41	76	327	0.24	25	<5	15	75	372	2.3	59.9
GR50A-19-029	9	<2	13	29.88	226	203	0.39	73	<5	32	61	492	1.8	75.8
GR50A-19-033	5	<2	20	29.56	124	320	0.35	111	<5	27	75	174	1.6	64.8
GR50A-19-038	9	<2	6	33.54	142	29	0.09	<10	<5	63	41	166	4.4	84.9
GR50A-19-050	<5	<2	28	26.08	27	492	0.59	166	<5	13	83	66	0.9	33.4
GR50A-19-002	18	5	<5	31.63	34	143	0.24	22	<5	16	68	254	2.6	75.3
GR50A-19-003	14	5	<5	32.34	82	243	0.24	19	<5	13	48	231	1.9	83.1
GR50A-19-008	6	<2	14	27.65	48	491	0.49	120	<5	11	94	127	1.3	36.9
GR50A-19-009	<5	<2	14	28.22	57	668	0.46	142	<5	10	97	134	1.4	42.0
GR50A-19-010	132	11	10	32.25	65	384	0.57	138	<5	10	8	139	<0.6	51.9
GR50A-19-011	<5	3	17	21.95	20	620	0.65	176	<5	17	120	82	1.0	29.5
GR50A-19-017	<5	3	25	25.05	29	532	0.84	244	<5	22	120	121	1.3	39.4
GR50A-19-018	56	5	10	29.75	79	430	0.31	63	<5	14	532	89	1.5	36.8
GR50A-19-019	7	3	8	31.47	140	299	0.26	57	<5	17	62	263	1.7	47.5
GR50A-19-022	28	<2	<5	31.21	56	270	0.22	42	<5	8	100	145	1.7	41.0
GR50A-19-023	<5	2	20	23.65	20	563	0.87	228	<5	17	165	105	1.4	43.5
GR50A-19-027	43	37	<5	34.01	81	100	0.17	17	<5	24	146	273	2.2	92.9
GR50A-19-031	6	6	13	26.12	211	437	0.52	84	<5	22	90	367	1.9	77.1
GR50A-19-032	<5	<2	<5	34.18	53	103	0.18	12	<5	18	31	168	2.3	55.3
GR50A-19-034	7	<2	<5	34.11	84	41	0.13	<10	<5	15	26	220	2.3	50.2
GR50A-19-037	<5	<2	19	22.65	80	463	0.93	228	<5	16	204	124	1.2	28.8
GR50A-19-040	45	9	<5	34.81	139	111	0.12	22	<5	17	100	64	2.3	28.0
GR50A-19-042	12	<2	7	31.26	130	227	0.15	29	<5	24	152	240	1.7	63.7
GR50A-19-047	51	<2	<5	34.36	171	120	0.02	<10	<5	16	1042	38	3.0	22.0
GR50A-19-058	11	<2	6	27.54	70	484	0.24	42	<5	<5	66	137	1.4	39.9
GR50A-19-074	<5	<2	22	20.60	51	785	0.69	268	<5	19	105	12	1.7	76.3
GR50A-19-001	16	3	6	33.35	112	208	0.20	25	<5	24	76	236	2.2	65.3
GR50A-19-044	<5	<2	8	26.42	41	415	0.43	88	<5	18	85	189	1.2	59.5
GR50A-19-045	<5	<2	15	25.72	15	475	0.61	146	<5	24	105	144	1.4	52.1
GR50A-19-051	15	<2	18	25.83	109	341	0.37	110	<5	21	90	155	1.3	47.7
GR50A-19-052	18	9	12	27.74	57	482	0.46	116	<5	16	108	209	1.8	65.1
GR50A-19-059	<5	<2	18	21.70	33	520	0.49	172	<5	12	113	60	0.7	22.3
GR50A-19-060	49	7	17	22.43	42	260	0.71	238	<5	11	66	104	<0.6	18.7
GR50A-19-080	23	5	6	31.83	243	36	0.06	<10	<5	59	105	620	5.1	162.6
GR50A-19-083	19	<2	<5	31.71	121	215	0.05	11	<5	12	45	52	2.8	45.7

MUESTRA	Cs ppm	Dy ppm	Er ppm	Eu ppm	Ga ppm	Gd ppm	Hf ppm	Ho ppm	In ppm	Lu ppm	Nb ppm	Nd ppm	Pr ppm	Sm ppm
GR50A-19-004	2.92	2.8	1.8	0.9	18.2	3.0	7.7	0.6	<0.2	0.35	10.8	19.5	5.7	3.5
GR50A-19-005	2.75	1.3	0.9	0.4	10.6	1.2	3.4	0.3	<0.2	0.20	6.7	8.3	2.6	1.4
GR50A-19-006	6.23	2.4	1.6	0.7	19.2	2.8	4.9	0.5	<0.2	0.34	12.2	23.8	7.9	3.6
GR50A-19-007	0.68	3.0	1.7	1.1	19.4	3.8	3.7	0.6	<0.2	0.24	5.0	20.4	5.2	4.2
GR50A-19-012	5.07	2.9	2.0	0.5	15.7	3.1	4.5	0.6	<0.2	0.44	13.3	25.9	8.8	4.0
GR50A-19-013	7.44	7.0	4.4	1.5	18.0	7.1	7.6	1.5	<0.2	0.66	11.6	36.0	9.5	7.5
GR50A-19-014	26.88	1.4	0.8	0.4	9.1	1.5	1.1	0.3	<0.2	<0.15	1.8	6.6	1.7	1.5
GR50A-19-015	16.73	3.5	2.0	1.1	15.9	3.9	3.5	0.8	<0.2	0.31	6.4	18.5	4.8	4.0
GR50A-19-016	3.88	3.3	2.0	0.8	17.6	3.4	5.7	0.7	<0.2	0.36	5.1	14.1	3.3	3.2
GR50A-19-020	2.63	3.6	2.0	1.3	23.6	4.1	3.1	0.7	0.6	0.28	4.9	17.3	4.1	4.2
GR50A-19-021	2.80	5.5	3.3	1.1	17.9	6.1	7.1	1.2	<0.2	0.46	9.0	32.1	8.5	6.8
GR50A-19-024	3.64	4.8	3.1	0.8	17.3	4.8	13.3	1.0	<0.2	0.55	14.8	29.1	8.6	5.6
GR50A-19-025	4.78	3.9	2.3	0.9	17.6	4.4	11.6	0.8	<0.2	0.37	12.6	26.5	7.3	5.1
GR50A-19-026	3.53	3.3	2.1	0.9	16.3	3.9	6.6	0.7	<0.2	0.39	9.5	26.8	7.6	4.7
GR50A-19-030	5.73	4.6	2.9	1.0	16.4	4.9	8.2	1.0	<0.2	0.44	8.1	27.8	6.8	5.4
GR50A-19-035	3.44	5.3	3.0	1.2	18.2	5.9	5.6	1.0	<0.2	0.43	11.0	35.1	8.5	7.0
GR50A-19-036	7.19	6.0	3.4	1.3	18.4	6.6	9.3	1.2	<0.2	0.45	15.7	36.5	8.3	7.4
GR50A-19-041	3.81	3.9	2.3	1.1	15.6	4.3	4.5	0.7	<0.2	0.39	6.3	27.0	6.5	5.1
GR50A-19-049	5.69	3.0	1.8	1.2	18.0	3.7	8.6	0.6	<0.2	0.31	11.0	25.8	7.1	4.6
GR50A-19-029	12.46	5.9	3.4	0.8	17.7	5.9	13.9	1.2	<0.2	0.55	9.5	31.6	8.5	6.8
GR50A-19-033	7.55	5.0	2.9	1.1	16.9	5.3	4.8	1.0	<0.2	0.44	8.8	30.8	7.7	5.9
GR50A-19-038	7.73	10.8	6.3	0.3	17.9	9.6	7.5	2.2	0.2	0.96	33.3	42.9	10.5	10.8
GR50A-19-050	2.94	3.2	1.9	1.0	18.8	3.7	3.0	0.7	<0.2	0.24	4.9	17.3	4.1	3.6
GR50A-19-002	4.52	3.2	1.8	1.5	20.3	4.4	6.8	0.6	<0.2	0.27	11.9	34.6	9.8	5.7
GR50A-19-003	1.54	2.2	1.3	1.0	18.2	2.9	6.5	0.5	<0.2	0.23	11.6	21.6	6.5	3.8
GR50A-19-008	3.03	2.0	1.1	1.0	19.6	2.6	3.7	0.4	<0.2	0.16	6.4	16.6	4.4	3.2
GR50A-19-009	1.40	2.6	1.4	1.1	20.4	3.4	4.1	0.5	<0.2	0.20	5.8	20.0	5.2	4.0
GR50A-19-010	2.01	2.2	1.5	0.9	21.4	2.5	4.7	0.5	<0.2	0.28	8.3	22.7	6.0	4.0
GR50A-19-011	5.00	2.9	1.5	1.2	21.5	3.3	2.3	0.6	<0.2	0.21	4.1	16.6	3.9	3.6
GR50A-19-017	1.63	4.3	2.5	1.4	21.4	5.1	3.9	0.9	<0.2	0.35	6.0	22.0	5.3	5.1
GR50A-19-018	6.94	2.3	1.4	0.7	16.9	2.5	3.4	0.5	<0.2	0.25	9.5	15.0	4.2	2.9
GR50A-19-019	3.54	2.9	1.8	0.9	16.8	3.1	6.7	0.6	<0.2	0.32	8.7	18.7	5.3	3.4
GR50A-19-022	2.66	1.7	1.0	0.7	16.1	1.8	4.0	0.3	<0.2	0.20	7.2	13.2	4.3	2.2
GR50A-19-023	1.95	3.8	1.8	1.4	22.5	4.4	3.3	0.8	<0.2	0.24	6.3	22.3	5.4	4.8
GR50A-19-027	3.75	4.7	2.7	0.8	19.1	5.4	8.4	1.0	<0.2	0.39	14.3	34.4	9.9	6.6
GR50A-19-031	10.27	4.5	2.4	1.3	22.4	5.1	9.3	0.8	<0.2	0.34	16.7	34.9	8.9	6.5
GR50A-19-032	1.34	3.2	1.9	0.7	16.6	3.1	4.6	0.7	<0.2	0.31	16.8	21.9	6.0	3.9
GR50A-19-034	1.41	2.4	1.5	0.5	17.2	2.6	5.8	0.5	<0.2	0.29	17.8	19.2	5.4	3.4
GR50A-19-037	16.74	3.1	1.5	1.2	24.3	3.4	3.2	0.5	<0.2	0.20	9.3	17.6	3.8	3.8
GR50A-19-040	3.38	3.1	1.9	0.5	16.7	2.6	2.6	0.7	<0.2	0.29	10.2	12.2	3.2	2.8
GR50A-19-042	11.00	5.1	3.0	0.9	20.3	5.3	6.9	1.0	<0.2	0.48	11.9	29.5	7.8	5.8
GR50A-19-047	2.71	3.4	1.9	0.4	19.6	2.9	2.4	0.7	<0.2	0.27	7.2	10.9	3.0	2.7
GR50A-19-058	5.37	2.0	1.1	0.8	19.8	2.6	4.1	0.4	<0.2	<0.15	6.2	18.2	4.8	3.4
GR50A-19-074	1.68	5.0	2.4	2.1	22.1	7.2	1.0	0.9	<0.2	0.27	30.4	38.3	9.4	7.7
GR50A-19-001	8.33	3.9	2.5	1.2	19.3	4.3	6.7	0.9	<0.2	0.41	9.4	23.7	6.8	4.4
GR50A-19-044	1.70	4.2	2.1	1.6	20.9	5.2	4.8	0.8	<0.2	0.32	8.5	29.0	7.4	5.7
GR50A-19-045	6.30	4.8	2.5	1.5	22.4	5.4	3.7	0.9	<0.2	0.34	9.1	27.8	6.7	5.9
GR50A-19-051	15.99	3.9	2.3	1.0	18.7	4.2	4.5	0.8	<0.2	0.33	5.7	22.9	5.7	4.5
GR50A-19-052	7.85	4.3	2.4	1.4	20.9	5.3	5.9	0.8	<0.2	0.34	10.6	31.2	8.0	6.2
GR50A-19-059	1.12	2.9	1.7	1.0	20.6	3.0	2.2	0.6	<0.2	0.24	3.6	13.5	3.1	3.1
GR50A-19-060	2.24	2.3	1.4	0.7	20.3	2.1	3.2	0.5	<0.2	0.23	6.2	10.4	2.5	2.3
GR50A-19-080	5.09	10.9	6.9	0.2	26.4	11.8	14.9	2.2	<0.2	1.17	46.6	68.4	18.4	13.0
GR50A-19-083	4.68	2.4	1.6	0.3	17.0	2.5	3.4	0.5	<0.2	0.29	15.1	16.0	4.9	2.8

MUESTRA	Ta ppm	Tb ppm	Th ppm	Tl ppm	Tm ppm	U ppm	W ppm	Yb ppm
GR50A-19-004	1.0	0.5	21.7	0.8	0.3	4.4	2	2.0
GR50A-19-005	0.7	0.2	8.0	1.2	0.2	2.0	5	1.1
GR50A-19-006	1.4	0.4	37.2	1.4	0.3	4.4	3	1.8
GR50A-19-007	<0.5	0.6	3.5	<0.5	0.2	0.9	<1	1.4
GR50A-19-012	1.4	0.4	36.6	0.9	0.4	4.3	3	2.5
GR50A-19-013	1.0	1.1	27.7	0.6	0.7	6.2	4	4.0
GR50A-19-014	<0.5	0.2	3.2	0.5	0.1	1.1	1	0.8
GR50A-19-015	<0.5	0.6	7.2	0.6	0.3	2.0	<1	1.9
GR50A-19-016	<0.5	0.5	5.8	<0.5	0.3	1.6	<1	2.1
GR50A-19-020	<0.5	0.6	2.3	0.5	0.3	2.5	1	1.9
GR50A-19-021	0.7	0.9	23.6	<0.5	0.5	6.3	2	3.0
GR50A-19-024	1.5	0.7	48.9	<0.5	0.5	11.0	<1	3.2
GR50A-19-025	1.2	0.6	31.3	0.6	0.3	10.1	2	2.3
GR50A-19-026	1.3	0.6	21.5	<0.5	0.4	6.6	<1	2.2
GR50A-19-030	<0.5	0.8	28.7	<0.5	0.4	5.3	5	2.9
GR50A-19-035	0.6	0.9	27.0	<0.5	0.4	5.3	<1	3.1
GR50A-19-036	0.8	1.0	32.6	<0.5	0.5	5.6	1	3.4
GR50A-19-041	<0.5	0.7	22.9	<0.5	0.4	3.9	<1	2.7
GR50A-19-049	0.8	0.5	12.4	<0.5	0.3	3.0	<1	1.9
GR50A-19-029	0.9	0.9	47.0	0.8	0.6	11.2	1	3.3
GR50A-19-033	0.7	0.9	24.6	<0.5	0.4	3.8	4	3.0
GR50A-19-038	2.5	1.8	62.1	0.7	1.0	18.2	1	6.7
GR50A-19-050	<0.5	0.6	4.4	<0.5	0.3	1.2	<1	1.6
GR50A-19-002	0.8	0.6	11.8	<0.5	0.3	3.0	2	1.7
GR50A-19-003	0.8	0.4	10.6	<0.5	0.2	2.5	2	1.3
GR50A-19-008	<0.5	0.4	6.7	<0.5	0.2	1.7	<1	1.0
GR50A-19-009	<0.5	0.5	5.9	<0.5	0.2	1.7	<1	1.2
GR50A-19-010	0.6	0.3	8.3	0.9	0.2	2.3	3	1.6
GR50A-19-011	<0.5	0.5	1.4	<0.5	0.2	0.3	<1	1.4
GR50A-19-017	<0.5	0.7	3.1	<0.5	0.4	0.9	<1	2.2
GR50A-19-018	1.0	0.4	15.0	2.7	0.2	3.4	2	1.4
GR50A-19-019	0.6	0.5	11.8	0.8	0.3	2.8	<1	1.9
GR50A-19-022	0.7	0.3	12.8	<0.5	0.2	3.5	<1	1.1
GR50A-19-023	<0.5	0.6	3.1	<0.5	0.3	1.3	4	1.5
GR50A-19-027	1.1	0.8	23.8	3.7	0.4	16.1	3	2.4
GR50A-19-031	0.9	0.8	19.7	1.1	0.4	4.4	<1	2.4
GR50A-19-032	0.9	0.5	11.5	<0.5	0.3	2.9	1	2.2
GR50A-19-034	1.1	0.4	15.3	<0.5	0.3	3.8	2	1.9
GR50A-19-037	<0.5	0.5	4.5	1.0	0.2	11.3	1	1.4
GR50A-19-040	1.0	0.5	9.1	0.8	0.3	5.7	2	2.1
GR50A-19-042	0.9	0.9	14.1	0.7	0.5	3.8	1	3.0
GR50A-19-047	1.0	0.5	9.6	0.7	0.3	5.0	<1	1.8
GR50A-19-058	<0.5	0.4	8.3	<0.5	0.2	2.1	<1	1.1
GR50A-19-074	1.4	0.9	5.4	<0.5	0.3	1.6	2	1.9
GR50A-19-001	0.8	0.6	22.9	0.8	0.4	5.8	2	2.4
GR50A-19-044	0.5	0.8	7.6	<0.5	0.3	2.3	<1	2.1
GR50A-19-045	0.5	0.8	8.2	<0.5	0.4	2.3	<1	2.3
GR50A-19-051	<0.5	0.7	16.4	<0.5	0.3	4.8	2	2.2
GR50A-19-052	0.7	0.8	13.5	<0.5	0.3	3.9	2	2.3
GR50A-19-059	<0.5	0.5	2.1	<0.5	0.3	0.6	<1	1.6
GR50A-19-060	<0.5	0.4	2.2	0.9	0.2	0.7	<1	1.4
GR50A-19-080	3.1	1.7	37.1	0.6	1.1	6.8	3	7.5
GR50A-19-083	1.5	0.4	18.9	0.6	0.3	3.9	<1	1.8

Anexo 3: Tabla de abundancia normal de elementos químicos

ELEMENTO	ABUNDANCIA EN LA CORTEZA (PPM)
O	473000
Si	291000
Al	81000
Fe	46500
Ca	33000
K	25000
Na	25000
Mg	17000
Ti	4400
Mn	1000
P	900
F	600
Ba	580
Sr	300
S	300
Ca	230
Rb	150
V	150
Zr	150
Cl	130
Cr	100
Ce	81
Zn	80
Ni	75
Cu	50
Li	30
Ga	26
Co	25
La	25
Nb	20

ELEMENTO	ABUNDANCIA EN LA CORTEZA (PPM)
Sc	13
Pb	10
Th	10
B	8
Cs	3
Hf	3
U	2.5
As	2
Be	2
Ge	2
Ta	2
Sn	2
Br	1.8
Mo	1.5
W	1
Tl	0.45
I	0.15
Sb	0.1
Bi	0.1
Cd	0.1
In	0.1
Se	0.1
Ag	0.05
Hg	0.02
Pd	0.01
Pt	0.005
Au	0.003
Te	0.002
Re	0.0006