



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
ESCUELA DE POSGRADO
DOCTORADO EN CIENCIA, TECNOLOGÍA Y MEDIO
AMBIENTE



TESIS

**DETERMINACIÓN DE LA COMPOSICIÓN Y CORRELACIÓN
MINERALÓGICA DE LOS EVENTOS MAGMÁTICOS EN LOS
AFLORAMIENTOS PLUTÓNICOS EN CABANILLAS - PUNO**

PRESENTADA POR:

ERNESTO SAMUEL MACHACCA HANCCO

PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE:

**DOCTORIS SCIENTIAE EN CIENCIA, TECNOLOGÍA Y MEDIO
AMBIENTE**

PUNO, PERÚ

2020



DEDICATORIA

A Dios por brindarme su respaldo en cada instante de mi vida

A mi esposa Juana Brígida por la confianza que ha depositado en mí y por sus esfuerzos constantes en todo momento y amor que fue la base de mi información.

A mis hijos; Fiorela, Susan, Ruth Pilar, Jhoel Samuel, por su apoyo incondicional y la comprensión y amor familiar en todo momento de mi vida.

A la memoria de mi madre Irene, que en paz descansa junto al Señor

A mi padre Martín, por su constante preocupación, en verme como tal en el trabajo y estudio.



AGRADECIMIENTOS

- A la Universidad Nacional del Altiplano Puno, mi alma mater en mi formación profesional y obtener los logros en el campo de la investigación en el área de ingeniería geológica.
- A la Escuela de Posgrado, por formar profesionales de alto nivel en el campo de la investigación científica en apoyo al desarrollo de la Región y el País.
- A mis miembros de jurado calificador Dra. Sofía L. Benavente Fernández, Dr. Héctor Raúl Machaca Condori, Dr. Antonio Walter Sarmiento Sarmiento, agradezco su apoyo en la exigencia de los resultados del presente trabajo de investigación.
- A mi asesor Dr. Eduardo Flores Condori, por su constante apoyo en la redacción y exigencia del presente trabajo de investigación, hasta la presentación final.
- A todos los docentes del programa de doctorado en ciencia, tecnología y medio ambiente de la Universidad Nacional del Altiplano Puno, Universidad Técnica de Oruro Bolivia.



ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	ii
ÍNDICE GENERAL	iii
ÍNDICE DE TABLAS	vi
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE ANEXOS	ix
ÍNDICE DE ACRÓNIMOS	x
RESUMEN	xi
ABSTRACT	xii
INTRODUCCIÓN	1

CAPÍTULO I

REVISIÓN DE LITERATURA

1.1 Marco teórico	3
1.1.1 Geología	3
1.1.2 Geomorfología	4
1.1.3 Geología estructural	4
1.1.4 Magmatismo en el Altiplano	4
1.1.5 Magmatismo y estructuras observadas en el Altiplano	6
1.1.6 Controles tectónico – magmáticos en el sur del Perú	6
1.1.7 Eventos magmáticos en el sur del Perú	7
1.1.8 Procesos magmáticos	8
1.1.9 Magmatismo y volcanismo en el sur del Perú	10
1.1.10 Petrografía de rocas calco-alcalinas	10
1.1.11 Análisis petrográfico e inclusiones	11
1.2 Antecedentes	13



CAPÍTULO II

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

2.1	Identificación del problema	19
2.2	Enunciados del problema	20
2.3	Justificación	20
2.4	Objetivo	21
2.4.1	Objetivo general	21
2.4.2	Objetivo específicos	21
2.5	Hipótesis	21
2.5.1	Hipótesis general	21
2.5.2	Hipótesis específico	21

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1	Lugar de estudio	22
3.2	Población	22
3.3	Muestra	23
3.4	Método de investigación	23
3.5	Descripción detallada de métodos por objetivos específicos	24
3.5.1	Toma de muestra in situ	24
3.5.2	Cortado	24
3.5.3	Desbastado	24
3.5.4	Pulido	25
3.5.5	Pegado sobre el portaobjeto	25
3.5.6	Repulido de la muestra	25
3.5.7	Uso de bálsamo de Canadá	25
3.5.8	Análisis modal de los minerales	26



CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Composición mineralógica de los eventos magmáticos	27
4.1.1 Cuarzo	28
4.1.2 Feldespatos	30
4.1.3 Oligoclasa	33
4.1.4 Sanidina	35
4.1.5 Augita	37
4.1.6 Hornblenda	40
4.1.7 Biotita	42
4.1.8 Clorita	44
4.1.9 Olivino	46
4.1.10 Minerales principales de los cuerpos magmáticos	47
4.2 Correlación magmática de los eventos magmáticos	49
4.2.1 Identificación petrográfica cuerpo magmático 1	51
4.2.2 Identificación petrográfica cuerpo magmático 2	51
4.2.3 Identificación petrográfica cuerpo magmático 3	52
4.2.4 Procesos de formación magmática	52
4.2.5 Formación de los cristales	54
4.2.6 Análisis mineralógico	55
4.2.7 Análisis de regresión	58
4.2.8 Correlación con otros eventos magmáticos	59
CONCLUSIONES	63
RECOMENDACIONES	64
BIBLIOGRAFÍA	65
ANEXOS	70

Puno, 16 de enero de 2020

ÁREA: Ciencia, tecnología y medio ambiente

TEMA: Composición y correlación mineralógica de los eventos magmáticos en los afloramientos plutónicos en Cabanillas Puno

LÍNEA: Evaluación tecnológica y del medio ambiente

v



ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
1. Vías de acceso al stock de Cabanillas	22
2. Ubicación de puntos de muestreo	54
3. Análisis modal de los minerales principales en los cuerpos plutónicos	57

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
1. Identificación de los minerales del grupo de los feldespatos alcalinos y feldespatoides	12
2. Identificación de minerales de granates con interacción de la sílice	12
3. Análisis ternario de los minerales máficos hacia la zona minerales ácidos	13
4. Análisis ternario de minerales máficos con minerales calcos alcalinos	13
5. Fenocristales subhedrales de cuarzo, con plagioclasa, hornblenda y minerales de alteración, visto en luz polarizada 10x	29
6. Cuarzo de extinción ondulante, mineral uniaxial positivo, visto en luz polarizada, 20x	30
7. Fenocristal idiomorfo de plagioclasa; presenta una exfoliación perfecta en la dirección 001; visto en luz polarizada 20x	31
8. Fenocristal de albita maclado con sanidina, que se alteran a sericita, caolinita, micas de grano fino, visto en luz polarizada 10x	32
9. Macla de Carlsbad, que se observa en luz polarizada, englobados en una pasta de finos cristales plagioclasas, 10x	33
10. Fenocristal idiomorfo de oligoclasa, con una extinción oblicua, visto en luz polarizada, 10x	34
11. Fenocristal idiomorfo de oligoclasa, con una exfoliación perfecta, visto en luz polarizada, 20x	34
12. Macla de sanidina, que presenta planos de zonación en la zona extinta	36
13. Fenocristales de plagioclasas con una zonación concéntrica, cristales de cloritas, visto en luz polarizada 10x	38
14. Fenocristal de augita con una exfoliación perfecta, que presenta extinción recta en dos directa, visto en polarizada, 10x	39
15. Dos cristales idiomorfos de augita, con típicos colores de interferencia del segundo orden en la tabla de Michel Levy, visto en luz polarizada, 10x	39
16. Cristales subhedrales de hornblendas y augitas; visto en luz polarizada, 20x	41
17. Fenocristal idiomorfo de hornblenda, visto en luz polarizada, 20x	42
18. Fenocristal de biotita naranja perfectamente foliada y laminada, visto en luz polarizada, 10x	43
19. Fenocristal idiomorfo de biotita parda visto en luz polarizada, 10x	44
	vii



20. Fenocristal idiomorfo de clorita, acicular semiconcéntrica y foliación fina, visto en luz polarizada, 40x	45
21. Esquema del triángulo doble de Streckeisen, que resulta la identificación de la tonalita de Cabanillas,(Urbani, 1971)	48
22. Cristal idiomorfo de plagioclasa, con una exfoliación perfecta en la dirección 001, visto en luz polarizada, 10x	49
23. Fenocristal idiomorfo de plagioclasa en corte basal visto en polarizada, 10x	50
24. Fenocristal idiomórfica de plagioclasa, en corte transversal, visto en luz polarizada, 10x	50
25. Maclas de intercrecimiento multidireccional en el cristal idiomorfo de plagioclasa, visto en luz polarizada, 10x	52
26. Fenocristal de oligoclasa idiomorfo, visto en luz polarizada, 10x	56
27. Análisis de regresión del cuerpo plutónico 1 que aflora en la zona	58
28. Análisis de regresión del segundo afloramiento de eventos magmáticos	58
29. Análisis de regresión del último afloramiento en la zona	59
30. Se observa la alteración argílica, los fenocristales de plagioclasas, visto en luz polarizada, 10x	60
31. Correlación de eventos magmáticos en la región del sur del Perú	61
32. Se observan cristales idiomorfos de olivino en lavas volcánicas, visto en luz polarizada, 10x	62



ÍNDICE DE ANEXOS

	Pág.
1. Plano ubicación y geológico	71
2. Plano geológico	72



ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

NW – SE	Noroeste – sureste
EW	Este – oeste
NE – SW	Noreste – suroeste
NS	Norte – sur
Ma	Millones de años
Au	Oro
Ag	Plata
Cu	Cobre
Zn	Zinc
Mo	Molibdeno
U	Uranio
RE	Elementos de tierras raras
Th	Torio
Mg	Magnesio
Fe	Hierro
Ca	Calcio
Na	Sodio
K	Potasio
Si	Silicio
Al	Aluminio
O	Oxígeno
Pb	Plomo (metal pesado)
CVZ	Zona volcánica central de los Andes
Q	Cantidad de cuarzo en el análisis modal en secciones delgadas
A	Cantidad de minerales alcalinos en el análisis modal
P	Cantidad de minerales calcoalcalinos en el análisis modal
F	Cantidad de minerales del grupo de feldespatoideos
UTM	Sistema de coordenadas universal transversal de Mercator

RESUMEN

El presente trabajo de investigación es realizado en la localidad de Cabanillas – Puno; el estudio petrográfico de cuerpos magmáticos plutónicos. El objetivo es determinar la composición y correlación de los eventos magmáticos de los tres afloramientos de roca ígneas. La identificación de la composición mineralógica, en cada uno de los cuerpos magmáticos, evaluados con el microscopio petrográfico de polarización; es correlacionar, los minerales formadores; realizados durante el año 2017 y 2019. Dentro el estudio petrográfico, se incluye las propiedades ópticas; como habito, forma, textura y tamaño de granos; evaluar, los ensambles y alteraciones de los minerales principales, presentes en las secciones delgadas analizadas. La metodología aplica fue analítica, descriptiva y experimental de quince secciones finas preparadas de los cuerpos magmáticos que afloran en la zona de estudios. Los minerales principales minerales evaluado son; plagioclasas 50%, sanidinas 8%, cuarzo 14%, augita 7% %, biotitas 8%, anfíboles 6 %, minerales opacos 4%, cloritas 3%; la alteración de los principales minerales son sericitas, caolinitas, pirofilitas, cloritas, de 4 – 6%; que se llegan a cristalizarse en los espacios intergranulares de los minerales esenciales en el stock de Cabanillas. La correlación entre los tres afloramientos de cuerpos magmáticos plutónicos evaluados por el análisis modal, en el microscopio petrográfico de polarización; se logró determinar la clasificación de una roca ígnea intermedia de textura holocristalina, fanerítica con fenocristales idiomorfos de oligoclasas que presentan maclas de albita, Carlsbad y polisintética; con una zonación concéntrica típica de las plagioclasas en corte basal, en secciones delgadas. Los fenocristales idiomorfos de plagioclasas compuestas de maclas, con una zonación concéntrica de tres núcleos, en diferentes direcciones, que son observadas en las delgadas preparadas en los quince puntos. El resultado de los tres cuerpos magmáticos se ha determinado que es un solo actividad magmática de tonalitas o cuarzo dioritas, ocurrido durante el Terciario a partir de magmas básicos fraccionada y cristalización del ascenso del magma en la zona de Cabanillas.

Palabras clave: correlación, composición mineralógica, eventos magmáticos, roca ígnea.

ABSTRACT

This research work is carried out in the town of Cabanillas - Puno; the petrographic study of plutonic magmatic bodies. The objective is to determine the composition and correlation of the magmatic events of the three igneous rock outcrops. The identification of the mineralogical composition, in each of the magmatic bodies, evaluated with the polarization petrographic microscope; is to correlate, the forming minerals; carried out during the year 2017 and 2019. Within the petrographic study, the optical properties are included; such as habit, shape, texture and grain size; evaluate the assemblages and alterations of the main minerals present in the thin sections analyzed. The methodology applied was analytical, descriptive and experimental of fifteen fine sections prepared from the magmatic bodies that emerge in the study area. The main minerals evaluated are: plagioclase 50%, sanidines 8%, quartz 14%, augite 7 %, biotites 8%, amphiboles 6%, opaque minerals 4%, chlorites 3%; the alteration of the main minerals are sericites, kaolinites, pyrophyllites, chlorites, 4-6%; that come to crystallize in the intergranular spaces of the essential minerals in the Cabanillas stock. The correlation between the three outcrops of plutonic magmatic bodies evaluated by modal analysis, under the polarization petrographic microscope; it was possible to determine the classification of an intermediate igneous rock with a holocrystalline texture, phaneritic with idiomorphic phenocrystals of oligoclases that show albite, Carlsbad and polysynthetic twins; with a typical concentric zonation of plagioclase in basal section, in thin sections. The idiomorphic phenocrystals of plagioclase composed of twins, with a concentric zonation of three nuclei, in different directions, which are observed in the thin ones prepared at the fifteen points. The result of the three magmatic bodies has been determined to be a single magmatic activity of tonalites or diorite quartz, occurred during the Tertiary from fractional basic magmas and crystallization of the ascent of magma in the Cabanillas area.

Keywords: correlation, igneous rock, magmatic events, mineralogical composition.

INTRODUCCIÓN

La investigación, de las actividades magmáticas en la región del altiplano Puno, no son identificados en su total; el proceso de formación de los afloramientos diferentes cuerpos intrusivos de rocas ígneas plutónicas, que dieron lugar al proceso de mineralización de yacimientos de minerales base o yacimientos de metasomatismo de contacto; como el caso de la mina Berenguela del Distrito de Santa Lucia. En la zona de estudio en el Distrito de Cabanillas Puno; afloran diferentes cuerpos intrusivos de composición intermedia calcoalcalina; desde granodioritas, dioritas, cuarzo dioritas, monzonitas, tonalitas orientados en la dirección del dominio andino; de edades que varían de 35 Ma a 19 Ma que afloran en la zona.

El interés principal radica en la evaluación de los componentes mineralógicos, que caracteriza el stock de Cabanillas que tiene diferentes afloramientos, como características geomorfológicas ligeramente diferentes en superficies; además son afectados al proceso de intemperismo diferencial; dando lugar a formas geométricas irregulares en las proximidades de la bocatoma de la irrigación Cabana- Mañazo en el margen izquierdo del río Cabanillas. La investigación de la composición mineralógica de cada uno de los cuerpos intrusivos de rocas ígneas plutónicas, se identifica y se evalúa en las secciones delgadas preparadas; con el apoyo de microscopio petrográfico de polarización. Los minerales formadores de rocas ígneas como; plagioclasas (albitas, oligoclasas, andesinas y poca ocurrencia de labradoritas); en feldespatos alcalinos (ortoclasas, sanidinas, muy poca ocurrencia de microclinas); en las secciones delgadas analizadas se han identificados minerales máficos como augitas, anfíboles, biotitas y cloritas de porcentajes menores.

La correlación entre los tres afloramientos de cuerpos magmáticos de rocas ígneas de tonalitas o cuarzo dioritas; en el análisis modal realizados en el microscopio petrográfico de investigación; la composición mineralógica, el tamaño de grano, la textura de los cuerpos magmáticos; se logró determinar la composición mineralógica del stock de Cabanillas. Según la identificación de los componentes mineralógicos principales se logró determinar la clasificación de una roca ígnea intermedia de textura holocristalina, fanerítica con fenocristales idiomorfos de oligoclasas; estos cristales de feldespatos calcoalcalinos que presentan maclas de albita, Carlsbad, intercrecimiento y polisintética; con una zonación concéntrica típica de las plagioclasas en corte basal en magmas félsicos a intermedios. Los minerales principales minerales que se han evaluado son; plagioclasas

56%, sanidinas 6%, cuarzo 14%, augita 6%, biotitas 6%, anfíboles 6% y minerales opacos 4%, cloritas 3%; entre los principales minerales de alteración que se han identificado minerales como sericitas, caolinitas, pirofilitas, cloritas, de 4 – 6%; que se llegan a cristalizarse en los espacios intergranulares de los minerales esenciales que llegaron a formar el stock de Cabanillas. Según la identificación de los componentes mineralógicos principales se logró determinar la clasificación de una roca ígnea intermedia de textura holocristalina, fanerítica con fenocristales idiomorfos de oligoclasas; presentan maclas de albita, Carlsbad de intercrecimiento, polisintética; con una zonación concéntrica típica de las plagioclasas en corte basal en magmas félsicos a intermedios.

El resultado del análisis modal y correlación de los cuerpos ígneos magmáticos, indican que la actividad magmática se dio en distintos momentos; caracterizados por los fenocristales idiomorfos oligoclasas macladas y con núcleos de zonación en corte basal, que muestra las mismas características petrográficas y las propiedades ópticas; con una pequeña diferencia entre los minerales máficos que muestran diferentes hábitos y colores de interferencia; como augitas verde azulinos a pardo rojizos; mientras que los anfíboles mantiene la forma de cristalización en prismas hexagonales y con una exfoliación en dos direcciones dominantes.

Los minerales del grupo de los feldespatos se alteración a minerales laminares o micas de grano fino (caolinita, sericita, pirofilita, esmectita y otros). Los minerales de alteración se ubican entre las grietas de cristales o por encima de ellas; en muchos casos se encuentran en los bordes; por lo general tienden a formar disolución de los componentes alcalinos en los bordes de la zonación concéntrica de las plagioclasas, llevando el orden de distribución de la secuencia de la formación de la serie de las plagioclasas. La clorita es un mineral de alteración, que se observan frecuentemente reemplazando a las biotitas; éstas a su vez a los anfíboles y piroxenos.

En cada uno de los cuerpos plutónicos, se observan la secuencia de alteración de los minerales, en secundarios; como la presencia cuarzo secundario, filoncillos de plagioclasas alterándose en sericitas, caolinitas. En los fenocristales de plagioclasas se encuentran minerales secundarios; como esfenas, apatitos, circones, turmalinas; entre otros óxidos y sulfuros, magnetitas, piritas, algunas veces sólo se observan soluciones monofásicas y bifásicas. Componentes mineralógicos que se observan en microscopio de inclusiones fluidas.

CAPÍTULO I

REVISIÓN DE LITERATURA

1.1 Marco teórico

1.1.1 Geología

La ubicación geológica regional del área de estudio corresponde a la geología del altiplano peruano del Departamento de Puno, afluente de la cuenca del río Ramis, que desemboca sus aguas al Lago Titicaca; en la vertiente oriental de la Cordillera Occidental de los Andes. Regionalmente está constituida por la Cordillera volcánica, formada por picos, conos volcánicos y derrames lávicos; intruidos por cuerpos magmáticos a manera de stock y diques de composición calco-alcalino, de edad Terciaria. Se encuentran afloramientos de formaciones calcáreas de edad Cretáceo. El afloramiento del macizo rocoso en el área de estudio solamente se encuentra rocas plutónicas de tonalitas y cuarzo dioritas que cortan a calizas Ayabacas, cubiertos por depósitos, aluviales y fluviales de consistencia media, en algunas zonas cubiertas con vegetación propia de la zona, (Machacca, 2014).

Tectónicamente en general, con fracturamiento perpendiculares a la falla principal, causados por la deformación de tectónica Quechua, genéticamente están relacionadas con las ignimbritas del Grupo Tacaza de muy poca visibilidad en la Cordillera de Sillapaca.

En general el vulcanismo presenta tres fases de actividad, relacionadas con los Grupos Tacaza (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), Sillapaca (Mioceno Medio) y Barroso (Mioceno Superior-Plioceno). Las últimas fases volcánicas produjeron

erupciones ignimbríticas. La mineralización se encuentre asociada a los Grupos Tacaza y Sillapaca; con contenidos de Au, Ag, Pb, Cu y otros (Hanco, 2017).

1.1.2 Geomorfología

Regionalmente en el área de estudio se circunscribe sobre las unidades geomorfológicas denominadas zona de la meseta del Collao o altiplano, desarrollado sobre los 3,810 msnm; interrumpido por la fosa tectónica que ocupa el Lago Titicaca; la zona de cumbres y cerros que rodean la meseta; las cuales se elevan hasta los 6,384 msnm.

1.1.3 Geología estructural

En el área de estudio presenta un escenario cortical formado por cuerpos magmáticos plutónicos, edificios volcánicos de diversas estructuras, observándose mesetas de lavas, domos, stocks, diques volcánicos y conos deformados. Así como las estratificaciones de derrames lávicos. Así mismo, se encuentran estructuras tipo calderas volcánicas que tienen relación con la mineralización. De igual forma se encuentran estructuras de fisuras ignimbríticas entre los derrames lávicos.

La deformación de las estructuras, están relacionados a eventos orogénicos de la tectónica Quechua, asociados a fallamientos regionales activas a la fecha, con orientación dominante al dominio Andino. Se observan fallas inversas y normales, con hundimientos y levantamientos de estructuras, relacionados a eventos volcánicos, (Carlotto, 2006). Es importante precisar que la erosión glacial y pluvial ha dado lugar a la configuración de la superficie puna, formándose depresiones profundas, por la cual gran parte de las formaciones lávicas ha sido erosionado.

1.1.4 Magmatismo en el Altiplano

Las rocas magmáticas del noroeste de Altiplano peruano (áreas de Ayaviri, Ocuvi, Cabanillas, Santa Lucia y L1alli; departamento de Puno) presentan distintas características mineralógicas y geoquímicas. En particular, el intervalo Oligoceno superior - Mioceno inferior (28-15 Ma) estuvo marcado por un magmatismo alcalino caracterizado por asociaciones sódicas, potásicas y ultrapotásicas. Este magmatismo se manifestó a lo largo de zonas de fracturas de importancia litosférica ubicadas entre el borde este de la Cordillera Occidental y el Altiplano. Las

signaturas geoquímicas sugieren que estos magmas alcalinos se formaron a partir de un manto (litosfera antigua) modificado por procesos de subducción durante un periodo de extensión en el tras-arco andino, (Mamani, Ibarra, Carlier & Fornari, 2004).

La zona de estudio se ubica en el tras-arco de la Cordillera de los Andes, es decir al noreste del arco magmático principal. En la zona de estudio se tiene un conjunto de rocas magmáticas terciarias que presentan diferentes variedades petrográficas y geoquímicas. Este magmatismo corresponde al tras-arco y probablemente al borde oeste del Cratón Brasileiro y está ligado a fallas profundas, las mismas que han controlado la evolución de las cuencas sedimentarias. Este magmatismo es posterior al magmatismo Eoceno (constituido por los gabros y dioritas del batolito Andahuaylas- Yauri) y al magmatismo Pérmico – triásico (conformado por granodioritas y andesitas basálticas del Grupo Mitu) (Mamani & Rivera, 2011).

Este magmatismo se presenta bajo tres modalidades (las unidades con mejor expresión se encuentran entre paréntesis):

- Intrusivos (macizos de Colque; Pucará, Cupi; stocks de Livichaco y Pichacane).
- Cuerpos sub-volcánicos que se consideran como diques (domos de Cascada, Veluyo, Ocuvi, necks de Millaccase, Chignaya, Huayta Huacho).
- Rocas volcánicas (coladas Occuro y brechas volcánicas relacionadas; depósitos piroclásticos del evento volcánico Ocuvi).

La edad de emplazamiento, Oligoceno – Mioceno (28-15 Ma), se basa sobre criterios estratigráficos y dataciones isotópicas por el método K-Ar. La evolución y las características composicionales son demostradas por normas petrológicas y geoquímicas. Este magmatismo está relacionado a cambios estructurales. En este trabajo se aportan nuevos datos sobre los aspectos básicos de este magmatismo, sus características geoquímicas y las condiciones de su emplazamiento, ya que estas rocas son de tipo calco-alcalino y se formaron en zonas litosféricas sujetas a esfuerzos extensionales. Las fuentes potenciales que pudieron haber contribuido a generar sus características geoquímicas son la astenósfera, el manto litosférico, o por asimilación, la corteza, (Mamani *et al.*, 2004).

1.1.5 Magmatismo y estructuras observadas en el Altiplano

Los edificios volcánicos diques, stocks, domos, etc. de rocas potásicas – ultra-potásicas, así como las lavas shoshoníticas y calco-alcalinas, definen varios alineamientos magmáticos. Sus rumbos aparecen específicos a cada asociación potásicos a ultra potásicos (Clark *et al.*, 1990) reconocida: en la dirección N 160° E en el Altiplano Oriental, en la dirección N 120° E en el Altiplano Occidental, y en la dirección N 140° E para la tercera asociación. Esta última ubicada sobre la zona de fallas, todavía activa, de Cusco-Vilcanota marca el límite entre las dos partes del Altiplano (Palacios *et al.*, 1993).

Por otro lado, aunque las deformaciones aparezcan frecuentemente contemporáneas, las estructuras tectónicas superficiales (pliegues, fallas) reconocidas en las unidades sedimentarias expuestas en superficie no aparecen relacionadas con los alineamientos magmáticos. Datos preliminares sugieren que la mayoría de los eventos shoshoníticos del Altiplano sur-peruano tienen como origen magmas híbridos formados por mezclas magmáticas entre líquidos máficos, alcalinos, potásicos o ultra potásicos (P-UP) y líquidos ácidos calco-alcalinos per-aluminosos, (Carlier *et al.*, 2006).

1.1.6 Controles tectónico – magmáticos en el sur del Perú

Por otra parte, en la zona de estudio se reconocieron 8 sistemas de fallas principales, todas de rumbo NW-SE y de longitud kilométrica: Tinajani, Ocuvi, Cute-Pilincó, Lagunillas, Yauri, Condoroma Cailloma, Chivay y Madrigal. Estas estructuras habrían controlado la evolución sedimentaria, de las cuencas Tinajani, Descanso-Yauri y Condoroma; y habrían creado corredores estructurales, con estructuras menores de rumbo EW, NE-SW y NS, por donde se emplazaron los centros de emisión de los distintos productos volcánicos Cenozoicos. Los análisis estructurales realizados en la zona, (Muñoz *et al.*, 2012) muestran direcciones cuatro eventos de deformación, los cuales son compatibles con la evolución del Cenozoico del sur del Perú (Carlier *et al.*, 2006).

El evento compresivo más antiguo (mayor a 24 Ma) está registrado a nivel regional en la discordancia entre la Formación Anta y el Grupo Tacaza. Cerca a los 24-22 Ma se registra un movimiento sinistral inverso en los sistemas de fallas de Langui, Condoroma y Tinajani que habrían dado origen a las cuencas Descanso-Yauri,

Condoroma (Cerpa, Meza, Carlotto, Fornari & Sempere, 2004) y Tinajani respectivamente. Así mismo habría generado las estructuras adecuadas para el emplazamiento de los centros volcánicos del arco magmático Palca.

Posteriormente una dirección de esfuerzo de rumbo $N60^\circ$ es registrado entre 18-16 Ma (Muñoz *et al.*, 2012) deforma las estructuras y crea una circulación de fluidos hidrotermales en los sistemas de fallas Yauri, Ocuvi, Cuta-Pilenco, Madrigal y Cailloma, con estructuras locales de rumbo NE-SW, E-W y NS, donde se emplazaron yacimientos epitermales de intermedia y baja sulfuración (Aguilar, Cerpa, Muñoz, Torres, & Cereceda, 2011; Cerpa *et al.*, 2011; Echavarría *et al.*, 2006; Muñoz *et al.*, 2012). Por ejemplo, la caldera de Cailloma hospedado en rocas de ~20 Ma (Echavarría *et al.*, 2006) pertenecientes al centro volcánico Sencca, con estructuras N-S y NE-SW, que presentan ejes de acortamiento $N55^\circ E$ y edad de mineralización de 18.35 Ma, (Echavarría *et al.*, 2006).

La falta de dataciones radiométricas fue suplida identificando las firmas geoquímicas de cada grupo (Cerpa *et al.*, 2011), método que nos permitió afinar el cartografiado geológico y la estratigrafía de las rocas volcánicas en base a los centros de emisión. La interpretación de estas firmas geoquímicas nos indica la profundidad de asimilación, fuente, fases minerales principales y contenido de agua de los magmas, que posteriormente desarrollan sistemas hidrotermales.

1.1.7 Eventos magmáticos en el sur del Perú

La zona de estudio se localiza en plena Cordillera Occidental, entre el alto estructural Condoroma- Cailloma y el Altiplano Occidental (Carlotto *et al.*, 2009). Esta zona muestra un basamento mesozoico (formaciones Labra, Hualhuani, Murco y Arcurquina) que aflora cercana a las fallas principales, principalmente en el lineamiento Alto Condoroma-Caylloma. Sobreyaciendo a estas unidades y en discordancia erosional se hallan los depósitos de conglomerados de la Formación Anta (Eoceno superior-Oligoceno inferior), que presenta olistolitos de caliza, de la Formación Arcurquina, y que es común y reportado a nivel regional (Carlotto, 2002). Erosionando a esta unidad yacen los volcánicos cenozoicos.

Trabajos anteriores agrupan esta sucesión volcánica en: grupos Tacaza, Palca y Sillapaca (Klink, Van der & Moser, 1986); posteriormente y en contexto de un arco principal-arco interno (Clark *et al.*, 1990) indican que los flujos piroclásticos, lavas

y depósitos volcano-clásticos pertenecen a la evolución de dos arcos principales: Arco Tacaza y Arco Sillapaca, posteriormente denominado Arco Huaylillas (Mamani, Wörner & Sempere, 2010). Sin embargo, la cartografía al detalle, así como la recopilación de data geocronológica y geoquímica, indican que este volcanismo cenozoico y sus productos corresponderían a la evolución de tres arcos magmáticos: Tacaza (30-24 Ma), Palca (24-18 Ma) y Sillapaca (16-10 Ma) (Mamani *et al.*, 2010), que estratigráficamente corresponden a tres grupos Tacaza, Palca y Sillapaca.

El Grupo Tacaza está constituido por flujos piroclásticos de líticos y cenizas y pómez, ricos en cristales, flujos piroclásticos de bloques y ceniza, y lavas andesíticas; en la zona de Lagunillas se han reportado niveles de andesitas basálticas (Wasteneys *et al.*, 1990) estos productos pertenecen a la evolución de diez centros volcánicos y siete secuencias volcánicas cuyo centro de emisión no fue reconocido actualmente.

El Grupo Sillapaca está compuesto principalmente por depósitos de flujos de lava, flujos piroclásticos de bloques y ceniza y escasos flujos piroclásticos de pómez y cenizas rico en cristales; emitidos por 15 paleo-centros de emisión. Inter-digitados a los flujos piroclásticos de los grupos Palca y Sillapaca, están los depósitos fluviales y fluvio-lacustres del Grupo Maure, que se originaron producto de la sedimentación en las cuencas transgresivas de Descanso-Yauri, Condorama y Tinajani, cuya actividad empieza alrededor de 24-22 Ma y culmina con la colmatación de estas entre los 7-5 Ma, (Aguilar *et al.*, 2011; Carlotto, Câmara, & Borges, 2005; Cerpa & Meza, 2001). Sin embargo, en algunas zonas se desarrollaron entre los 16 y 12 Ma.

1.1.8 Procesos magmáticos

Es un hecho de observación que existen una gran variedad de magmas, que dan origen a la gran variedad de rocas ígneas que se pueden reconocer en el planeta. También es posible observar cómo en términos generales los magmas (por consiguiente, las rocas formadas a partir de éstos) se asocian con situaciones geodinámicas concretas, es decir, que en las situaciones geológicas equivalentes solemos encontrar los mismos tipos de rocas ígneas. De ello se derivan la conclusión de que la formación de los magmas está íntimamente relacionada con el

marco geodinámico que se produce en los diversos ambientes derivados de la tectónica de placas, (MacKenzie, Guilford & Michel, 1992).

Ahora bien, ¿qué es un magma, y cómo y porqué se forma? Como definición básica, un magma es silicatos fundidos en estado de fusión, que en general está formado por una fase líquida mayormente, a la que acompaña una fase sólida (cristales o fragmentos de rocas) y otra gaseosa, y que se encuentra a temperaturas entre 1500 – 800° C. La fase líquida suele estar formada por silicatos fundidos (muy raras veces por soluciones de carbonatos), con proporciones muy variables de cationes: Mg, Fe, Ca, Na, K, Si, Al, otros (Dorbath, Granet, Poupinet & Martinez, 1993).

Por qué se forma los magmas, está relacionado con cambios puntuales en la termodinámica del interior del planeta; en condiciones normales, las capas superficiales de la tierra (litosfera) ésta en estado sólido, debido a que a pesar de encontrarse a temperaturas lo bastante altas como para estar fundidos, la presión es también suficiente como para incrementar el punto de fusión de los minerales, lo suficiente como para evitar esta fusión (Melgarejo, Proenza, Galí & Llovet, 2010). Por tanto, para que se produzca fusión ha de producirse una pérdida de presión, o un cambio en la composición de la roca que rebaje el punto de fusión de los minerales que la componen, o bien un incremento sustancial de la temperatura. El primer caso es posible por una descomposición debida a la formación de las fracturas profundas, que liberen la presión interna de la roca, y además favorezcan el acceso del magma (MacKenzie *et al.*, 1992).

El segundo caso también se da, y suele estar como consecuencia de la adición de volátiles a la roca (agua, carbonatos, etc.) durante procesos geológicos concretos (sobre todo, la deshidratación de corteza durante la subducción). El tercer caso se produce como consecuencia de la formación de las denominadas plumas mantélicas (puntos calientes), que son fenómenos que incrementan la temperatura de áreas profundas del planeta de cierta extensión. Otra posibilidad en este sentido es que el incremento de temperatura que origina la fusión está relacionado con los procesos tectónicos y magmáticos asociados al metamorfismo regional, en bordes destructivos de placas.

1.1.9 Magmatismo y volcanismo en el sur del Perú

A nivel de los Andes Centrales se produce la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana, la cual genera la existencia de un arco volcánico denominado Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ) donde se encuentra localizados los doce volcanes activos y potencialmente activos del sur peruano: Sara Sara, Coropuna, Sabancaya, Chachani, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca, Yucamane y Casiri. Entre estos doce volcanes existen al menos siete volcanes (Sabancaya, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Yucamane, Tutupaca) que han presentado actividad eruptiva los últimos 500 años, (Thouret, Juvigné, Gourgaud, Boivin & Davila, 2002).

Los productos emitidos por los volcanes activos durante los últimos 500 años causaron enormes estragos a varios poblados, terrenos de cultivo y obras de infraestructura (carreteras, canales de agua, etc.) localizados en sus inmediaciones. En la época histórica, los efectos más trágicos sucedidos en el sur peruano fueron generados por la erupción explosiva del volcán Huaynaputina en el año de 1600 D.C, durante el cual murieron más de 1500 personas y se destruyeron más de 10 poblados menores localizados en sus inmediaciones, (Thouret *et al.*, 2002).

En la actualidad, desde el punto de vista de riesgos, la ocurrencia de una erupción explosiva leve a moderada presentada por cualquiera de los siete volcanes activos del sur peruano, causaría daños importantes en áreas los poblados y obras de infraestructura, afectando principalmente la salud de las personas que respirarían aire contaminado de ceniza y gases tóxicos. En el sur del Perú, donde está localizado el volcanismo activo, la placa de Nazca subduce con un ángulo de aproximadamente 30° de inclinación. En esta zona los datos sísmicos han mostrado que el plano de Benioff se encuentra entre 100 y 150 km debajo del arco volcánico plio-cuaternario, (Barazangi & Isacks, 1976).

1.1.10 Petrografía de rocas calco-alcalinas

La cristalización de los minerales formadores de rocas; llegan a cristalizar en condiciones favorables de presión, temperatura, intercambio geoquímico de soluciones magmáticas félsicas, calco-alcalinas y máficos; en la zonación vertical (Donaire & Pascual, 2012).

Han permitido determinar que se trata de rocas basálticas cuyas texturas varían entre diabásica, ofítica y subofítica. Los basaltos están constituidos principalmente por piroxenos tipo augita, diópsido e hiperstena, y en menor cantidad plagioclasas. Los piroxenos se presentan parcialmente alterados a clorita. Las plagioclasas están alteradas a arcillas, clorita y carbonato. Como minerales accesorios y secundarios presenta clorita, epidota, carbonato, minerales opacos, cuarzo y arcillas. Existen también venillas rellenas por limonita y clorita, y otras por epidota (zoisita). Los carbonatos son mayormente calcita y siderita (Acosta, Alván & Torres, 2007).

Dentro de esta unidad también existen rocas basálticas constituidas principalmente por tremolita-actinolita y algunos relictos de piroxenos, que se consideran como el resultado de procesos de reemplazamiento asociados a metamorfismo regional de bajo grado. La paragénesis mineral consiste de plagioclasas, clinopiroxeno (augita-diópsido) y minerales de alteración como epidotas, tremolita, actinolita, cloritas y carbonatos (MacKenzie *et al.*, 1992).

1.1.11 Análisis petrográfico e inclusiones

Las inclusiones son características adicionales que pueden ser utilizadas para la identificación mineral. Las inclusiones pueden haber sido incorporadas durante el crecimiento del cristal (inclusiones primarias) o formadas por la alteración del mineral hospedador (inclusiones secundarias) (Goyzueta & Juli, 2018).

Aunque las inclusiones primarias no son específicas del mineral, pueden aportar información sobre las condiciones de crecimientos del mineral hospedador (condiciones de presión y temperatura; cambios en la composición). Las inclusiones primarias de fluidos y fundidos se encuentran en los minerales que han crecido de un fundido o con la presencia de un fluido libre (figura 1) (Rivera, 2007).

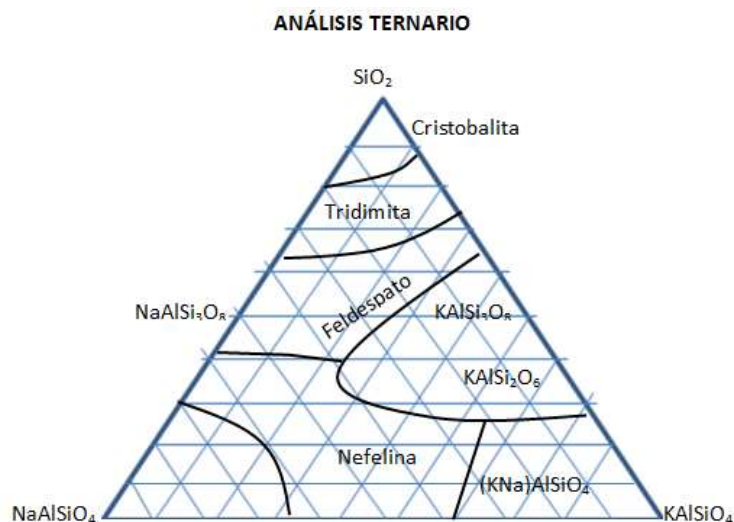


Figura 1. Identificación de los minerales del grupo de los feldespatos alcalinos y feldespatoides.

Los cristales de gran tamaño (fenocristales) en las rocas ígneas pueden contener inclusiones de pequeño tamaño (Rivera, 2007). La orientación y la distribución de estas inclusiones suministran evidencias sobre las relaciones temporales entre el crecimiento de los cristales y las alteraciones típicas en las formaciones de otros minerales (figura 1). En las rocas ígneas ricas en mica los minerales ricos en aluminio como por ejemplo moscovita (figura 3), granate, anortita, albita, ortopiroxenos y otros minerales, albita forman fenocristales ricos en inclusiones de cuarzo. En las rocas ricas en cuarzo pueden observarse cristales esqueléticos de estos minerales (figura 1).

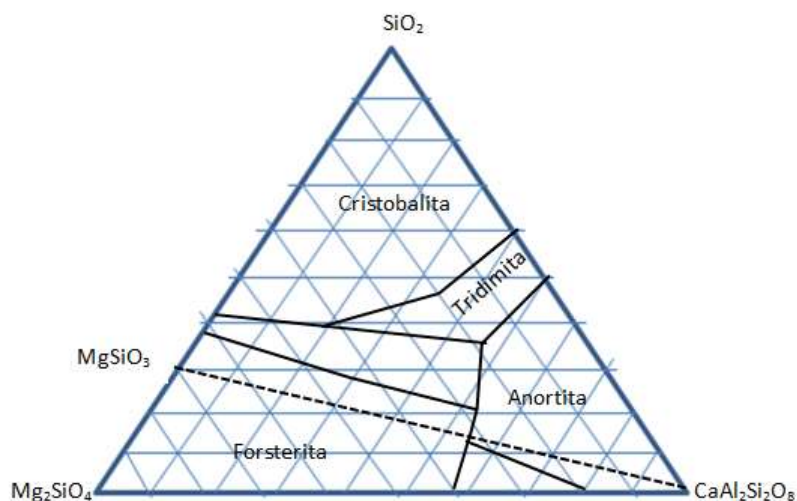


Figura 2. Identificación de minerales de granates con interacción de la sílice.

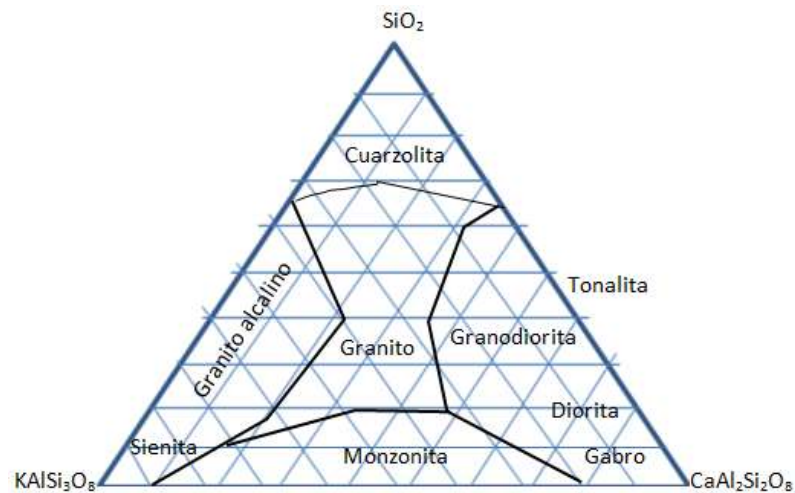


Figura 3. Análisis ternario de los minerales máficos hacia la zona minerales ácidos.

Los sectores de crecimiento más rápido de los fenocristales, pueden presentar mayor densidad de inclusiones primarias minúsculas que los sectores de crecimiento más lento (estructura en reloj de arena: cloritoide, andalucita, en condiciones favorables de interacción geoquímica, presión y temperatura), en la fase de cristalización de los minerales (Rivera, 2007).

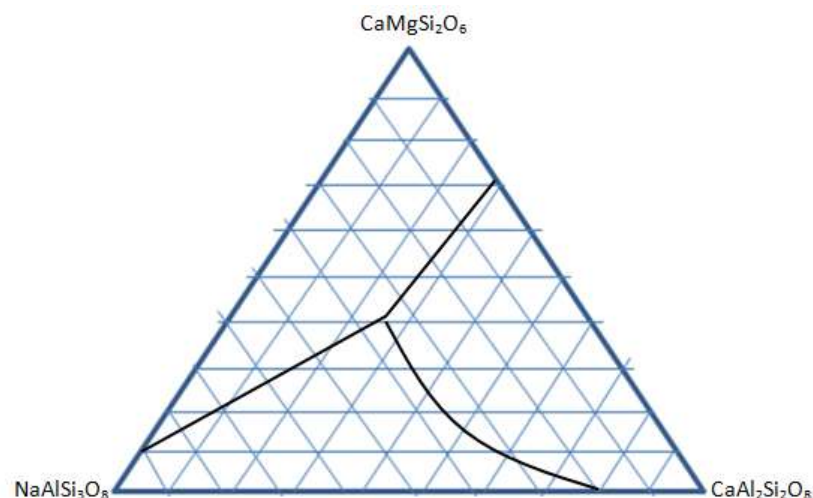


Figura 4. Análisis ternario de minerales máficos con minerales calcos alcalinos.

1.2 Antecedentes

El magmatismo, que se ha formado en el sector noroeste del altiplano del sur del Perú, corresponden a tonalitas, dioritas y granodioritas del Paleógeno; llegan a intruir a formaciones geológicas del cretácico, como a las calizas Ayabacas en el sector de Cabanillas – Puno (Carlotto *et al.*, 2005).

Cerpa *et al.* (2011), evaluó evolución magmática y volcánica en el sur del Perú; en general que todo el magmatismo presenta una tendencia hídrica, donde las cámaras magmáticas migraron de niveles profundos a someros. Siendo así los magmas de los periodos Tacaza y Sillapaca los que muestran fraccionamiento de olivino y anfíbol; mientras que los magmas del periodo Palca presentan fases de granate. Por otra parte, de la comparación de valores de Fe total con el contenido total de oxígeno se deduce que la composición de estos magmas favorece la formación de ensamblajes metálicos, estos valores, sumado a otros factores como la interacción agua roca, control estructural, Ph del fluido hidrotermal.

En la formación de las rocas (Goyzueta & Juli, 2018); investigó la evolución magmática en el sur del Perú, indica que han sido cubiertos por formaciones volcánicas de composición calco-alcalina, entre ellos el volcánico Tacaza (Carlotto *et al.*, 2009), y pocos de los intrusivos han sido investigados hasta la fecha.

Le Maitre *et al.* (2005). Investigó el orden de cristalización de los principales minerales formadores de roca a partir de soluciones magmáticas que está constituida por cristales que han crecido a partir de una disolución líquida (por ejemplo, magma o solución acuosa) o gaseosa (entre otros fluidos). Los cristales de los distintos minerales han crecido en distintos momentos y por lo tanto tendrán características morfológicas distintas. Este tipo de textura aplica a todos los tipos de rocas, aunque es típico de las rocas ígneas plutónicas y volcánicas y de algunas sedimentarias. El orden de cristalización puede deducirse a partir de criterios morfológicos y de relaciones de inclusión. Así, en general, los cristales que presenten formas cristalinas bien definidas (por ejemplos; idiomorfos o hipidiomorfos) habrán cristalizados antes que los; o aquellos que no las presentan formas adecuadas (por ejemplo, xenomorfos), y los cristales incluidos en otros habrán crecido antes que los que los incluyen (criterio de dos o más eventos magmáticos).

López & Bellos (2006). Investigó los componentes químicos del magma no se encuentran como iones o iones complejos flotando en un solvente como ocurre en soluciones acuosas. En lugar de ello, forman moléculas complejas que permanecen unidas (polimerizadas) dándole una “estructura” al fundido. La pérdida de calor del magma permite una mayor organización de estos componentes químicos formando los sólidos silicáticos cristalinos (cristales); y si la pérdida de calor es extremadamente rápida, como por ejemplo en un medio volcánico, la lava solidifica como vidrio.

Herreros (2002). Caracterizó el complejo plutónico regional de España. Rocas plutónicas que están constituidos por monzogranitos exclusivamente biotíticos de tamaño de grano medio a grueso, en ocasiones porfídicos, con proporciones subordinadas de granodioritas y granitos. Llegan a intruir en forma de tres plutones, dos de los cuales tienen contactos graduales entre sí, siendo el tercero intrusivo en ellos. Están variablemente afectados por una deformación poco penetrativa, que corresponde a la fase herciniana. Su mineralogía consta de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas y biotitas como minerales principales, apatito, circón e ilmenita como accesorios. Ocasionalmente se constata la presencia de otras fases, como puede ser monacita, allanita o titanita.

Mamani *et al.* (2004). Evaluó la evolución magmática de soluciones calco-alcalinas en el sur del Perú; que consiste en el mayor evento magmático reconocido en este corredor estructural, ubicado en el tras – arco es de composición alcalina, con series sódicas, transicionales, potásicas y ultra potásicas; basándose en la relación de $K_2O + Na_2O$, versus SiO_2 . El contenido de K_2O , las diferencias de las series sub-alcalinas (con bajo contenido de K_2O) del frente arco volcánico. La distribución de las rocas está denominada por shoshonitas, traquiandesitas, traquibasaltos, dioritas; el cual revela la abundancia de magmas básicos e intermedios calco – alcalinas; mientras que los magmas ácidos están representados por granodioritas, granitos, dacitas y riolitas. En la composición de estas rocas resulta el K_2O de mayor cantidad, por el cual se clasifica como rocas alcalinas. Mientras las variaciones de porcentaje de óxidos de MgO y CaO versus Si_2O , de las rocas máficas y ácidas del corredor estudiando definen una buena tendencia lineal, lo que concuerda con la fragmentación de minerales ferromagnesianos y plagioclasas de su magma inicial.

Álvarez, Mamani, Toro & Terán (2013). Investiga las características mineralógicas y geoquímicas de algunos granitos, rocas volcánicas félsicas que afloran en nuestro territorio y discute en qué periodo geológico se formaron principalmente este tipo de rocas y bajo que contexto geotectónico regional, y cuáles son las concentraciones de U y Th en los depósitos minerales formados durante el ciclo Andino. Se demuestra que estos granitos y rocas volcánicas félsicas corresponden a diferentes series magmáticas (toleíticas, calco-alcalinas, alcalinas y peralcalinas) y que este tipo de rocas también pueden estar relacionados a altas concentraciones de Au, Ag, Cu, Zn, Mo, U y REE, además favorecen la circulación de fluidos hidrotermales a grandes distancias de las intrusiones y rocas volcánicas bastante diferenciadas.

Mamani *et al.* (2004). Ambos investigadores mencionan la existencia de un corredor estructural magmático de tipo alcalino ligado a fallas profundas, que se ubican en Condorama y con algunas zonas del sur de Perú, como Cabanillas Puno. Cuarzo dioritas son rocas que tienen como componentes esenciales: plagioclasa (oligoclasa), cuarzo, hornblenda, ortosa y minerales opacos (magnetita). Esfena, apatito son minerales accesorios. La calcita y sericita son minerales secundarios. Una característica importante de estas rocas es que los fenocristales de hornblenda muestran zonación y sus bordes están corroídos.

Carlotto *et al.* (2009). Llega a realizar una correlación mineralógica de la evolución magmática y volcánica en el sur del Perú con el Grupo Tacaza y las rocas del Grupo Calipuy, consisten en espesas y extensas secuencias volcánicas y volcanoclásticas que conforman parte de la Cordillera Occidental de los Andes, y son el resultado de un arco magmático generado entre 54 a 8 Ma. Los eventos magmáticos del sur del Perú están asociados arcos magmáticos calco – alcalinos.

Reynolds & Beane (1985). Investigó la existencia de inclusiones fluidas en soluciones magmáticas. Si existió ebullición coexistirán inclusiones fluidas ricas en líquido con inclusiones ricas en vapor y ambas deberían homogenizarse dentro de un mismo rango de temperatura tanto a líquido como a vapor respectivamente (haciendo la salvedad que no es fácil determinar al microscopio la temperatura de homogenización de inclusiones ricas en vapor porque estas homogenizan justamente a vapor y es casi imposible apreciar la fina película de líquido que queda dentro de la inclusión antes que llegue a ser vapor homogéneo).

La presencia de zonaciones es muy común, sobre todo en plagioclasas ígneas. El maclado puede faltar en rocas metamórficas. Alteración muy frecuente a sericítica (como en los feldespatos alcalinos, dando aspecto sucio), en función de la composición podemos tener como productos de alteración: montmorillonita, sericita, escapolita, prehnita, zeolitas, calcita, etc. (Pérez, Locati, Marfil, Lescano & Maiza, 2017).

Microscópicamente, son rocas holocristalinas de textura porfídica con 40 – 70% de fenocristales de plagioclasas y hornblendas inmersos con una pasta compuesta por plagioclasa, minerales opacos y piroxeno. La plagioclasa (30 – 80% de los fenocristales) se presentan con habito tabular, maclado polisintético y de tamaños que varían entre 0.3 a 1.2 mm. (Caso, Montero, Leal & Ramos, 2011).

Se reconocen fenocristales de plagioclasa, hornblenda y, en algunas muestras, piroxeno. Ocasionalmente se encuentran rocas con pequeñas cavidades rellenas con agregados radiales de zeolitas (Mateos, Gómez-Pantoja & Fernández-Salguero, 2010).

Bonilla *et al.* (2019). Consisten principalmente de cuarzo, plagioclasas (albita-oligoclasa) y feldespatos potásicos (microclina ortoclasa). Los minerales accesorios generalmente son biotita, moscovita, apatito, esfena, epidota y circón.

Las plagioclasas (albita-oligoclasa) suelen formar cristales anhedrales y subhedrales, con extinción según macla de albita, periclina, Carlsbad. En muchos casos las plagioclasas están fuertemente alterados en sericitas, caolinitas y epidotas, hasta un casi total reemplazamiento por moscovita, por lo general en rocas félsicas (Bonilla *et al.*, 2019).

Las plagioclasas experimentan un grado de alteración alto ya que la mayoría de ellas se encuentra alteradas, con cristales subautomorfos de hábito tabular y presencia de maclas (Pinto & Delgado, 2018). Los minerales opacos para estas secciones se pudieron identificar como piritas y magnetitas, los cuales son muy frecuente para estos tipos de alteraciones, otros minerales presentes en estas secciones son moscovitas de color incoloro de birrefringencia vivos de segundo y tercer orden de fucsias a azules, biotitas presenta unas formas tabulares con maclas tipo basal de tonalidades de marrones a verdes, las hornblendas cuentan con una tonalidad verdosa con clivaje basal en dos direcciones. (Pinto & Delgado, 2018).

Las plagioclasas se observan alteradas a sericita y poseen inclusiones pertitas que hacen referencia a texturas de exsolución de un feldespato sódico (plagioclasa sódica) dentro de un cristal de feldespato potásico (Hernández *et al.*, 2017).

Como minerales de alteración, las rocas contienen clorita (cloritización), epidota, arcillas y cuarzo secundario producto de la disolución de las plagioclasas como entrecrecimiento micrográfico, entre los espacios intergranulares (Chulde, 2017).

Mamani, Ibarra, Carlier & Fornari (2004); las firmas geoquímicas sugieren que estos magmas alcalinos se formaron a partir de un manto (litosfera antigua) modificado por procesos de subducción durante un periodo de extensión en el tras-arco andino en la evolución de los eventos magmáticos.

Carlier *et al.* (2006), indican que los eventos shoshoníticos del Altiplano sur-peruano tienen como origen magmas híbridos formados por mezclas magmáticas entre líquidos



máficos, alcalinos, potásicos o ultra potásicos (P-UP) y líquidos ácidos calco-alcalinos per-aluminosos en los derrames de lavas volcánicas.

MacKenzie *et al.* (1992). El primer caso es posible por una descomposición debida a la formación de las fracturas profundas, que liberen la presión interna de la roca, y además favorezcan el acceso del magma.

Acosta, Alván & Torres (2007). Las plagioclasas están alteradas a arcillas, clorita y carbonato. Como minerales accesorios y secundarios presenta clorita, epidota, carbonato, minerales opacos, sericita y cuarzo.

CAPÍTULO II

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

2.1 Identificación del problema

La formación de eventos magmáticos, estuvo sujeto a grandes cambios de movimientos tectónicos; dentro de la estructura de la corteza terrestre, en el modelo andino. Estos cuerpos magmáticos están relacionados a zonas de subducción y centros de acumulación de energía puntuales y locales dentro de la corteza continental; que dan lugar a la existencia cuerpos plutónicos menores en diferentes partes del altiplano del sur del Perú; que aún no son identificados, como en la zona de Cabanillas.

Para realizar estudios de evolución magmática de cuerpos ígneos, surge el problema de analizar y evaluar cada uno de los minerales formadores, que deben ser correlacionados con la génesis de grandes batolitos de la misma edad. Tampoco es conveniente utilizar texturas arbitrarias para identificar los minerales porque se dificulta la identificación inmediata en la observación directa.

La mejor solución, es utilizar aquellas características ópticas de cada mineral que mejor lo distinguen del resto de los minerales. En cierta manera se trata de utilizar texturas, pero no son arbitrarias puesto que cada una representa una característica muy distinta de un mineral, que lo hace reconocible de inmediato. Entre estas características las más útiles para los esquemas texturales son: el relieve, el hábito, las maclas, las líneas de exfoliación, el zonado composicional, la alteración y la presencia de inclusiones. Opcionalmente se puede mejorar la identificación de uno o más minerales utilizando, los colores diferentes de interferencia, la formación de diferentes tipos de texturas en el grado de cristalización de los minerales formadores; la observación de los minerales que en lo posible deberán tener alguna relación con el color (en nicols paralelos) del mineral que se quiere representar en el análisis modal.

2.2 Enunciados del problema

Para poder identificar los eventos magmáticos ocurridos, es probable utilizar el grado de cristalización de los minerales formadores de roca calco-alcalina analizadas e interpretadas en el gabinete de microscopia de Ingeniería Geológica. Los maclamientos, las zonaciones, alteraciones y el intercrecimiento de fenocristales de plagioclasas, se podrá determinar los posibles eventos magmáticos. Para responder se ha llegado formular los siguientes interrogantes. ¿Cuál será la composición y correlación mineralógica en los afloramientos de plutónicos en la zona de Cabanillas Puno?

- ¿Cuál es la composición mineralógica de los eventos magmáticos, que han ocurridos en los afloramientos plutónicos en la zona de Cabanillas?
- ¿Existirá una correlación mineralógica en los afloramientos plutónicos en la zona de Cabanillas?

2.3 Justificación

El presente trabajo de investigación, permite conocer de cerca los posibles eventos magmáticos y vulcanismo, ocurridos en la región del Sur del Perú; durante evolución de los Andes Occidentales del sur del Perú, desde fines del Cretácico hasta la formación y colapso de calderas volcánicas por diferentes causas de eventos magmáticos. En la actualidad son afloramiento de rocas ígneas plutónicas, con superficies alteradas en minerales de arcilla, cloritas, y la presencia de minerales opacos, como óxidos. Por otro lado, son rocas indicadoras de ciertos depósitos de mineralización en formaciones próximas al intrusivo. La identificación de los minerales formadores de rocas ígneas determina el comportamiento de las características mineralógicas del stock de Cabanillas. La investigación realizada está relacionada a la formación de nuevos conocimientos en la ocurrencia de eventos magmáticos en el ámbito de las ciencias geológicas y la evolución del modelo Andino, en la búsqueda de nuevos recursos minerales que se llegan a buscar en el mercado nacional y mundial.

La evolución magmática y el proceso de formación de los pulsos magmáticos y la construcción de los plutones en las zonas del Altiplano del sur del Perú, se da en la corteza intra-continental a lo largo del sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo y Urcos-Sicuani-Ayaviri, donde éste sistema controla el magmatismo potásico alcalino desde el Oligoceno, (Carlotto *et al.*, 2005), por lo general el magmatismo calco alcalino. Para alcanzar este objetivo, en este trabajo de investigación se mencionan y discuten los avances los trabajos de geología regional más recientes relacionados con la dinámica de

la actividad magmática, entre otras cosas, a los parámetros físicos que controlan el transporte de los magmas y a los modelos más aceptados que explican su generación, segregación, ascenso, emplazamiento, que cortan a formaciones sedimentarias y volcánicas en la zona. La composición mineralógica del intrusivo es calco alcalino, por la composición félsica y máfica; en las que predominan, las zonas de alteración argílica y los núcleos de zonación concéntrica y lateral de los cristales plagioclasas.

2.4 Objetivo

2.4.1 Objetivo general

Determinar la composición y correlación mineralógica de los eventos magmáticos en los afloramientos plutónicos que se encuentran en la zona de Cabanillas.

2.4.2 Objetivo específicos

- Determinar la composición mineralógica de los diferentes eventos magmáticos en los afloramientos plutónicos en la zona de Cabanillas.
- Realizar la correlación mineralógica en los tres cuerpos magmáticos, para determinar el tipo de roca ígnea.

2.5 Hipótesis

2.5.1 Hipótesis general

La composición mineralógica y correlación en los eventos magmáticos, determinan la evolución de los afloramientos plutónicos que se encuentran en la zona de Cabanillas Puno.

2.5.2 Hipótesis específico

- La composición mineralógica de los eventos magmáticos formados en diferentes periodos geológicos del Terciario inferior en los afloramientos plutónicos en la zona de Cabanillas es ligeramente alcalina.
- La correlación en los tres cuerpos magmáticos será concordante en base al análisis petrográfico de los componentes mineralógicos.

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Lugar de estudio

La zona de investigación, de eventos magmáticos se encuentran ubicado en la localidad de Cabanillas, a 99 Km de la ciudad de Puno, en la vía panamericana de Juliaca – Arequipa, en la margen derecha mano abajo, a una altura de 3,940 msnm (tabla 1). Los estudios petrográficos abordan la descripción física en términos visuales de las muestras preparadas; mediante la microscopía petrográfica de luz polarizada (esencialmente con luz transmitida, aunque también reflejada, y en algunos casos microscopía electrónica). Ver mapa de ubicación en el anexo 1.

Tabla 1
Vías de acceso al stock de Cabanillas

Tramo	Distancia(Km.)	Tipo
Puno – Juliaca	45	Asfaltada
Juliaca – Cabanillas	36	Asfaltada
Cabanillas – al stock	18	Asfaltada
Total	99	

3.2 Población

Para la propuesta de investigación de eventos magmáticos ocurridos en la zona de Cabanillas Puno; se ha considerado la preparación de quince (15) secciones delgadas, seleccionados en los diferentes afloramientos de roca en un área de cinco Km², ubicadas con sus respectivas coordenadas UTM; que serán analizadas y evaluadas en el laboratorio de microscopia de ingeniería geológica de la Universidad Nacional del Altiplano Puno.

Además, datos que serán comparados en el laboratorio de petromineralogía de Ingemmet – Lima.

3.3 Muestra

Cada uno de las muestras tomadas, son evaluados y analizados macroscópicamente, los componentes mineralógicos, que corresponden a minerales como cuarzo, plagioclasas, minerales alcalinos sanidina, ortoclasa; así como biotitas, hornblendas, augitas, cloritas; además son analizados la textura y el tamaño de grano.

Las condiciones ambientales en el ámbito de estudio están influenciadas principalmente por las condiciones climáticas y orográficas, resaltando el elemento altitudinal, que tiene influencia sobre las precipitaciones, evaporación, humedad relativa y la temperatura.

Las precipitaciones pluviales en el ámbito de estudio son marcadamente estacionales, presentándose durante los meses de verano, es decir entre los meses de enero y marzo, período en el cual ocurre más de 75% de la precipitación total anual. En concordancia con las formaciones ecológicas del ámbito de estudio, se ha estimado que las precipitaciones en promedio fluctúan de 500 mm en la parte baja, pudiendo llegar hasta 800 mm en las partes más altas del ámbito de estudio.

Las temperaturas que tienen una relación inversa con la altitud, con una disminución aproximada de 0.5 - 0.6 °C/100 m de aumento de altitud: presentan una fuerte variación entre el día y la noche, siendo más notorio durante los meses de invierno, cuando el cielo está despejado de nubosidad. Con frecuencia, durante las noches la temperatura desciende por debajo de 0°C. La temperatura media mensual fluctúa entre 2.9 y 9.3 °C; la máxima media mensuales ascienden hasta 11.3 °C, mientras que la mínima media mensual desciende a 1°C, que se presenta en el mes de junio.

La humedad relativa en el ámbito de estudio tiene un bajo valor, característico de la zona andina; los meses de otoño e invierno son los que menor humedad reportan. La humedad relativa media mensual fluctúan entre 46.1 y 63.9 %; la máxima media mensuales ascienden hasta 82.0 % que se presentan en el mes marzo, mientras que la mínima media mensual desciende hasta 27 %, que se presente en el mes de septiembre.

3.4 Método de investigación

La metodología de trabajo de investigación es descriptiva, cuantitativo y experimental sobre los afloramientos de los cuerpos plutónicos que se encuentran en la zona de

Cabanillas Puno; los mismos que están asociados a magmas calco – alcalinas. La identificación de los minerales formadores, se realizó por el método de análisis modal, con una herramienta de evaluación de análisis QAPF, que permite clasificar el tipo de roca ígnea; tanto plutónica, volcánica y máfica; según la cantidad de los minerales, que contiene caso secciones delgada evaluada.

3.5 Descripción detallada de métodos por objetivos específicos

Para la preparación de las secciones delgadas, en el gabinete de microscopia; lo primero se debe identificarse la muestra de roca in situ. Es muy importante conocer su composición mineralógica y el tipo de roca, que puede ser ígneo, sedimentario o una metamórfica; además se debe determinarse la textura y el tamaño de grano de los minerales constituyentes; hábito, forma, color, exfoliación y otras propiedades físicas que se pueden identificarse a simple vista. Una vez determinado las características anteriormente mencionadas, se procede el cortado de la muestra para obtener una sección delgada de 30 micras aproximadamente para identificar a los minerales formadores de roca, mediante sus propiedades ópticas, con la ayuda del microscopio de polarización.

3.5.1 Toma de muestra in situ

Corresponde a la identificación y caracterización macroscópica de los componentes minerales de una roca; tamaño de grano, grado de cristalización, el tipo de textura y estructura. La muestra tiene que ser fresca no muy alterada, para poder determinar en sección fina; observando sus propiedades ópticas de cada uno de los minerales, por lo general a los silicatos. Por ejemplo, la granodiorita del batolito de la costa.

3.5.2 Cortado

Una muestra de mano de roca ígnea, sedimentaria o metamórfica de tamaño bastante uniforme; se procede, con la preparación del corte, utilizando el petrótomo o cortadora de muestra de roca. Las muestras o galletas cortadas deben tener el tamaño de 30 mm x 50 mm; obtener lo más uniforme posible.

3.5.3 Desbastado

Una vez obtenida las galletas de roca de ígnea, sedimentaria o metamórfica, se inicia, con el desbastado, utilizando limaduras de hierro de 100 u 120 micras; a las que se les considera como abrasivos. El objetivo principal es reducir el espesor de la muestra prepara; el procedimiento en la reducción sección fina, se usa agua, en

cantidades mínimas. Se recomienda tener cuidado, el manejo de la desbastadora, en el momento de insertar la muestra; se puede producirse algunas rupturas, y evitar la pérdida de las galletas de rocas preparadas.

3.5.4 Pulido

La muestra de roca prepara anteriormente, se inicia el pulido correspondiente utilizando diferentes limaduras de hierro, desde 320, 400, 600, 800, 1000 y 1200 micras de tamaños estandarizados; este procedimiento se hace manualmente sobre una mesa; en las que son ubicados las limaduras de acero en orden, hasta obtener una o las dos caras de la galleta, completamente pulida y sumamente uniforme, equivalente a la superficie del vidrio.

3.5.5 Pegado sobre el portaobjeto

Consiste en pegar la muestra pulida uniformemente, sobre el vidrio de tamaño ya estandarizado; aplicando una resina sobre el portaobjeto, a una determinada temperatura. Insertar la muestra colocando el lado más fino, sin que tenga ninguna burbuja de aire, libre de impurezas y polvillo de roca triturada.

3.5.6 Repulido de la muestra

Un pegado la sección delgada de la muestra de roca, para su investigación; se inicia nuevamente con el pulido por el método convencional, utilizando los dos dedos de la mano, hasta obtener un espesor de 30 micras. Durante el repulido se usa también las diferentes mallas de limaduras de acero de tamaño ya mencionados anteriormente.

3.5.7 Uso de bálsamo de Canadá

Tener en cuenta el control, de la textura, forma y hábito de los minerales formadores de roca, con el microscopio; una vez que esté con los típicos colores de interferencia en luz polarizada y en luz normal, su relieve correspondiente; se procede la aplicación del bálsamo de Canadá a una determinada temperatura; de manera uniforme sobre la fracción de la sección delgada de muestra preparada. Finalmente se inserta el cubreobjetos; en este procedimiento tener en cuenta, que no tengue burbujas de aire.

3.5.8 Análisis modal de los minerales

Cuando la muestra de sección delgada éste; ya terminada para su evaluación; se inicia con el análisis correspondiente en la identificación de los principales minerales formadores de roca ígnea; además se llega analizar los minerales de alteración, accesorios y opacos.

Equipos y materiales

Para la determinación la composición mineralógica y correlación de los cuerpos magmáticos plutónicos en el stock de Cabanillas se han utilizados los siguientes equipos y materiales:

- Cortadora de roca; para la preparación de las galletas de roca
- Quince muestras de mano, tomadas en los afloramientos del stock
- Pulidora para secciones delgada de roca
- Agresivos de acero de 120, 250, 300, 400, 600 y 1000 micras
- Vidrios para el pulido de las secciones preparadas
- Tamaño de muestra o galletas de roca de 30 x 50 mm
- Portaobjetos estandarizados y resistente a altas temperaturas
- Cubreobjetos estandarizados y resistente a altas temperatura
- Resina o pegamento para las galletas de rocas (muestras)
- Microscopio petrográfico de polarización de investigación DM750 Leica
- Software QAPF de Streckeisen; para el análisis modal.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Composición mineralógica de los eventos magmáticos

En el análisis, realizadas en las secciones delgadas en cada uno de cuerpos magmáticos en el área de influencia, se ha evaluado e identificado rocas ígneas que se componen de cuarzo dioritas, tonalitas y algunos pórfidos de cuarzo dioritas, en las cercanías de Santa Lucia o son similarmente a las cuarzo dioritas están alteradas, que conservan su textura granular-holocristalina de grano medio con cristales de plagioclasas, cuarzo y escaso feldespato potásico, los agregados de biotitas alteran a los minerales máficos (anfíboles), minerales secundarios como la actinolita están presentan en cantidades menores, esto puede indicar que la muestra haya sufrido un proceso de alteración hidrotermal de alta temperatura, esto se traduce en un alteración potásica (biotita II-cloritas, actinolita, opacos, arcillas, epidota), por lo general los principales componentes minerales, como cuarzo, plagioclasas, sanidinas, biotitas, augitas, anfíboles y cloritas muestra superficies paralelas al plano de exfoliación y alteradas en minerales productos de alteración.

Otros dos cuerpos magmáticos se presentan cuerpos tonalíticos con textura granular, holocristalina, abundantes plagioclasas alteradas parcialmente a sericita. El feldespato potásico es muy escaso presentándose como relleno intersticial. Las hornblendas son más abundantes que las biotitas con superficies alteradas y hábito de prismas hexagonales de exfoliaciones en dos direcciones típicas; la alteración está dada por sericitización y cloritización débiles.

4.1.1 Cuarzo

El cuarzo común de baja temperatura o cuarzo alfa estable hasta los 753°C, común en todas de los cuerpos magmáticos que afloran (figura 2), ópticamente las características en espacios abiertos red cristalina, cristales hexagonales y maclas simples, con terminaciones rombohedrales. Usualmente son anhedrales. Muchas veces maclados o trabados en un sólo cuerpo. En raras veces se manifiestan con clivaje rombohedral generalmente es concoidea. Chert es un cuarzo de grano muy fino de origen orgánico. Cristalográficamente el cuarzo es trapezoédrico trigonal hexagonal. Cuando los cristales de cuarzo muestran caras trapezoédricas.

Características. Mineral de aspecto claro, falta de clivaje, relieve muy bajo en bálsamo, ángulo de extinción agudo. Las características del color de interferencia son blancas, in-coloro, blanco amarillento y figura de interferencia uniaxial positivo. Este es uno de los minerales, más fácilmente identificados en su gran mayoría. Son cristales prismáticos hexagonales alargados.

Propiedades ópticas

Ópticamente las características son de espacios abiertos redes cristalinas, cristales hexagonales y maclados en exposición, con terminaciones rombohedrales. generalmente son anhedrales. Muchas veces maclados o trabados en un sólo cuerpo (maclas complejas). En raras veces se manifiestan con clivaje rombohedral, por lo general es concoidea en todos los afloramientos evaluados.

- a) Sistema de cristalización. Hexagonal.
- b) Orientación óptica. Uniaxial (positivo).
- c) Birrefringencia. Baja.
- d) Color natural. Incoloro.
- e) Relieve. Bajo a muy bajo.
- f) Exfoliación. No tiene; extinción ondulante.
- g) Colores de interferencia. Grises del primer ordena amarillo pálido.
- h) Forma. Cristalográficamente el cuarzo es trapezoédrico trigonal hexagonal. Cuando los cristales de cuarzo muestran caras trapezoédricas, se pueden hacer una división complementaria en levógiros (izquierda) y dextrógiros (derecha) de acuerdo con la composición de las caras del cristal de cuarzo.

Ocurrencia y distribución

Generalmente se encuentra en la mayor parte de las rocas ígneas, cuerpos graníticos, batolitos, plutones pegmáticos, tonalitas, cuarzo dioritas y como mineral accesorio en rocas metamórficas, sedimentarias, esquistos, micaesquistos. Cuarzo alfa y beta: dentro del desarrollo y la distribución del cuarzo en las rocas de baja temperatura, mediana y alta; se cristaliza por encima de los 575°C, de temperatura corresponden al paso del cuarzo alfa, o en algunos de cuarzo cristalizados, re-cristalizados a temperaturas altas, en rocas metamórficas. Ver figura 5; de diferentes características ópticas y con colores de interferencia grises del primer orden, muestras que corresponden a diferentes localidades de la zona de estudio y cuerpos magmáticos sur del Perú.

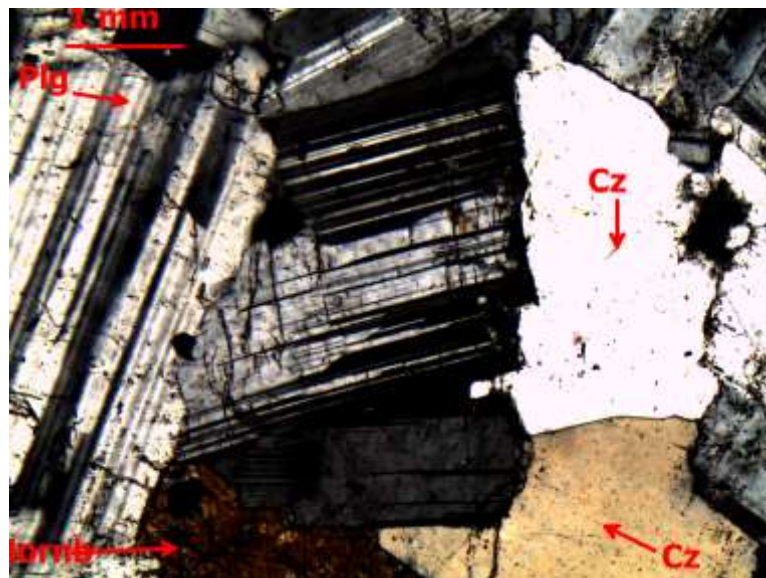


Figura 5. Fenocristales subhedrales de cuarzo, con plagioclasa, hornblenda y minerales de alteración, visto en luz polarizada 10x.

Muestra que corresponde a una granodiorita del batolito de la Costa del sur del Perú, 2018. El cuarzo contiene casi la totalidad en los minerales invariablemente. La mayor parte de este mineral consiste en una contaminación de líquidos de sílice en solución. De tal manera es constituyente de la gran parte de los minerales que se encuentran en la corteza terrestre.

A todas estas soluciones son incluidos minerales frecuentes de características fibrosas como de rutilo, turmalina, anfíboles, sillimanita, o minerales indeterminados que se presentan muchas veces con el cuarzo. Con intercrecimiento de feldespatos alcalinos, en micro-pegmatitas y plagioclasas son característicos más

frecuentes. Generalmente el cuarzo, es fácilmente reconocible, algunas veces puede ser confundido con los gremios micro-cristalinos de feldespatos (tiene oligoclasa, muy parecido a la andesina, índice de refracción es la misma, de igual manera casi birrefringente) con el mineral de cordierita.

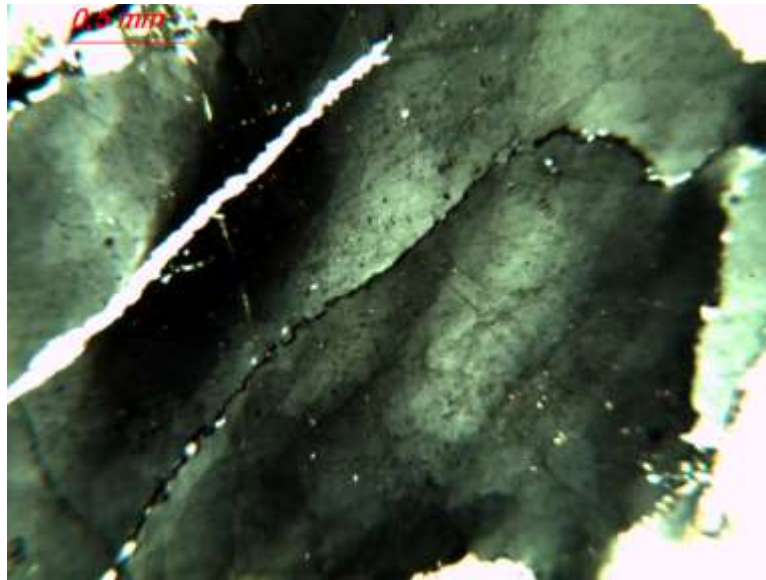


Figura 6. Cuarzo de extinción ondulante, mineral uniaxial positivo, visto en luz polarizada, 20x.

Típicos colores de interferencia del primer orden de la tabla de Michel Levi, gabinete de microscopía óptica Ingeniería Geológica UNA Puno, posteriormente se puede distinguirlo, de carácter uniaxial, por un lado. Una diferencia, es la alteración típica de color amarillento de interferencia en el pleocroísmo. La formación de esta alteración de interferencia, rara vez el cuarzo puede comprender la alteración ordinaria.

Lo mismo puede ser reemplazado con micas blancas, clorita carbonatos, feldespatos, o sulfuros (azufre) que son observados en el tiempo de sedimentación, de igual manera rocas alteradas por soluciones hidrotermales y en la secuencia de granitización de rocas plutónicas (desarrollo de minerales félsicos; cuarzo feldespatos).

4.1.2 Feldespatos

Los feldespatos, son uno de los más considerados aquí presentes, químicamente está clasificado en dos grupos. Feldespatos potásicos y feldespatos sódicos cálcicos; de cristalográficamente está clasificado en feldespatos monoclinicos y triclinicos. Otra clasificación de feldespatos de altas y bajas temperaturas potásicas

monoclínicas; ortoclasa y sanidina (figura 5). La microclina es una especie triclínica. Los experimentos térmicos y trabajos de investigación determinan el paso de la ortoclasa a sanidina en condiciones de alta temperatura. Los feldespatos (sanidinas), se presentan generalmente en rocas volcánicas en forma amorfa y fibrosa y en rocas intrusivas consistentes en fenocristales de oligoclasas, incluidos en la matriz del macizo rocoso (figura 7). $KAlSi_3O_8$, $NaAlSi_3O_8$, $CaAl_2Si_2O_8$, son los principales minerales transparentes de los feldespatos.

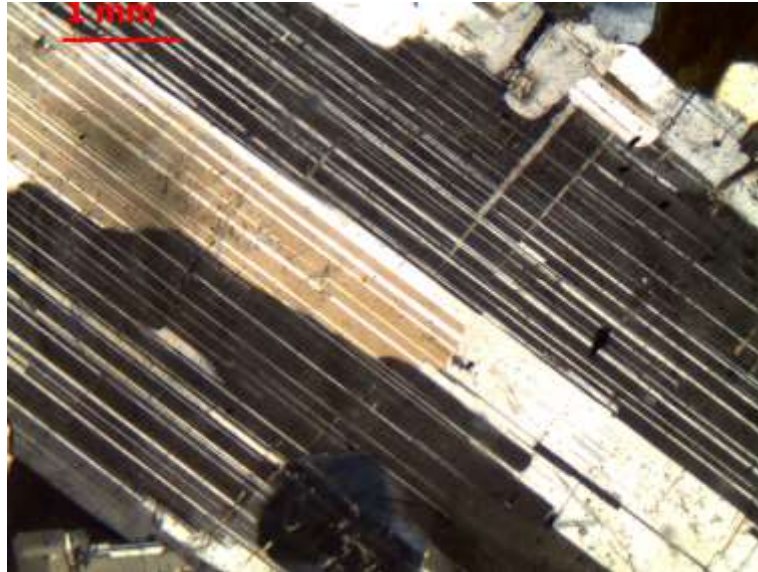


Figura 7. Fenocristal idiomorfo de plagioclasa; presenta una exfoliación perfecta en la dirección 001; visto en luz polarizada 20x.

Composición: $NaAlSi_3O_8$, mineral principal de la serie de plagioclasas en la zona alcalina, que se encuentran asociados a ortoclasa, sanidina y cuarzo. Principalmente se alteran sericitas, caolinitas, pirofilitas y otras micas blancas, de acuerdo al ambiente de formación. Se diferencia principalmente de las otras plagioclasas en los índices y en los ángulos de extinción; de los feldespatos potásicos en su característica de la macla de albita (figura 7).

Propiedades ópticas

Mineral del grupo de las plagioclasas, que frecuentemente se presenta en cuerpos ígneos hipoabisales, stocks, de composición ácida. En luz normal es incolora, de bajo relieve. Colores de interferencias grises del primer orden, observadas en luz polarizada, con el apoyo de un microscopio petrográfico.

- a) Sistema de cristalización. Triclínico.

- b) Orientación óptica. Biaxial (+).
- c) Birrefringencia. Mediana.
- d) Color normal. Incolora en luz normal.
- e) Relieve. Bajo.
- f) Exfoliación. Perfecta en la dirección 001, 010, generalmente.
- g) Colores de interferencia del primer orden en la tabla de Michel Levi.

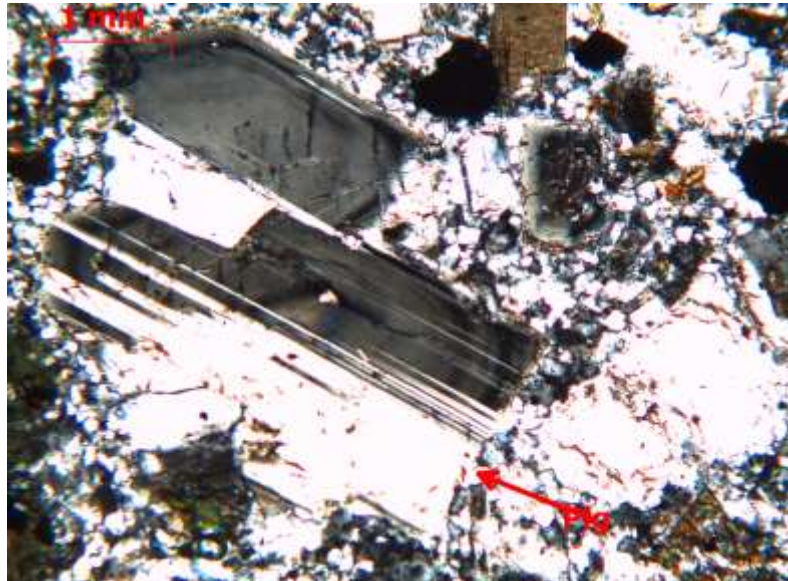


Figura 8. Fenocristal de albita maclado con sanidina, que se alteran a sericita, caolinita, micas de grano fino, visto en luz polarizada 10x.

Otros de los cristales de plagioclasas se encuentran descompuestas y alteradas en sericitas, asociados con cuarzo; en el borde superior se observan biotitas con colores de interferencia del segundo, presencia de minerales opacos. Tonalita de Cabanillas. En la sección delgada se observan con claridad que cuerpo plutónico ha sufrido una deformación local, en la fase de distensión; debido a la tectónica del modelo andino (figura 8).

Ocurrencia y distribución

En rocas ígneas, principalmente en pegmatitas graníticas complejas, también granitos sódicos y riolitas sódicas, sienitas y traquitas alcalinas, sienitas con feldespatoides y fonolitas. En perfitas y mirmequitas; también gabros. Se hacen presentes en rocas metamórficas, en esquistos, gneis, granulitas.



Figura 9. Macla de Carlsbad, que se observa en luz polarizada, englobados en una pasta de finos cristales plagioclasas, 10x.

4.1.3 Oligoclasa

Composición química. $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ sistema de cristalización triclinica, biaxial. Es frecuente la observación de los fenocristales de plagioclasas; presenta una exfoliación perfecta paralelo al plano 001, y muy buena en 010, la mayoría de los granos en sección fina, están orientados según el 001. Son abundantes en la inclusión de otros minerales, especialmente cuarzo, esfena, feldespato potásico, moscovita, biotita, algunas otras micas, como productos de alteración.

En la figura 11 se muestra una zonación concéntrica en corte basal; que varía las tonalidades de colores grises, que corresponde a la serie de las plagioclasas. Tonalita de Cabanillas, 2019. Es frecuente la observación de los fenocristales de plagioclasas; presenta una exfoliación perfecta paralelo al plano 001, y muy buena en 010, la mayoría de los granos en sección fina, están orientados según el 001, por lo general en corte basal se observan con claridad los planos zonación concéntrica. Son abundantes la inclusión de otros minerales, especialmente cuarzo, esfena, feldespato potásico, moscovita, biotita, algunas otras micas, como productos de alteración.

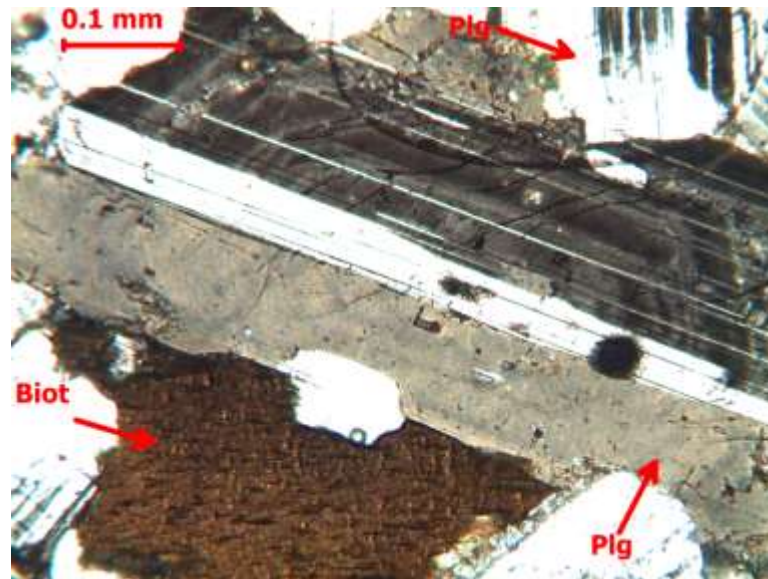


Figura 10. Fenocristal idiomorfo de oligoclasa, con una extinción oblicua, visto en luz polarizada, 10x.



Figura 11. Fenocristal idiomorfo de oligoclasa, con una exfoliación perfecta, visto en luz polarizada, 20x.

En todos los cuerpos plutónicos, los minerales de plagioclasas tienen las mismas características con algunas variaciones puntuales en el proceso de alteración y núcleos de zonación; así como maclas de albita y Carlsbad. En el proceso de cristalización, se nota una posterior recrystalización en el mismo cristal, cambiando la dirección y la orientación de los planos de exfoliación; esta anomalía determina claramente eventos magmáticos posteriores que ha sufrido en el proceso de formación en el área de influencia, (Le Maitre *et al.*, 2005).

Propiedades ópticas

Mineral del grupo de las plagioclasas, que frecuentemente se presenta en maclas de albita y Carlsbad, de composición intermedia. En luz normal incolora, de bajo relieve. Colores de interferencia grises del primer orden.

- a) Sistema de cristalización. Triclínico.
- b) Orientación óptica. Biaxial (+/-).
- c) Birrefringencia. Mediana.
- d) Color normal. Incolora en luz normal.
- e) Relieve. Bajo.
- f) Exfoliación. Perfecta.
- g) Colores de interferencia del primer orden en la tabla de Michel Levi.

Ocurrencia y distribución

Se considera como mineral principal en los tres cuerpos magmáticos, caracterizados como, tonalitas; en otros campos de rocas ígneas son esenciales en dioritas, granodioritas, monzonitas y correspondientes volcánicos en andesitas y basaltos. En la tonalita de Cabanillas se presenta como fenocristales prismáticos perfectamente cristalizados maclados y con zonación concéntrica.

4.1.4 Sanidina

Orientación óptica perpendicular al plano 010 en una sanidina baja y paralelo en una alta. Birrefringencia de 0-005 – 0.008. Ángulo 2V varía de 40° – 50°. Composición parecida a la ortoclasa, con la diferencia que sólo contiene de hasta el 63% de moléculas de albita de 10 – 40 % de celsiana $BaAl_2Si_2O_8$. Mineral alcalino en los cuerpos magmáticos y accesorio en los volcánicos del volcánico Tacaza.

Propiedades ópticas

Las sanidinas son semejantes a la ortoclasa, en la mayor parte de sus propiedades ópticas, distinguiéndose fácilmente, del ángulo óptico bajo. Los feldespatos potásicos se presentan en granitos, riolitas, traquitas, cuarzo dioritas, tonalitas y cuerpos sub-volcánicos; las sanidinas generalmente cristalizan en lavas volcánicas dacíticas, riolíticas, andesitas y algunos basaltos, (Heinrich, 1977).

- a) Sistema de cristalización. Monoclínico.
- b) Orientación óptica. Biaxial (negativo).
- c) Birrefringencia. 0.005 – 0.008.

- d) Color natural. Incoloro en luz normal.
- e) Relieve. Bajo.
- f) Exfoliación. Perfecta.
- g) Colores de interferencia. Grises del primer orden.
- h) Forma. Se presenta en fenocristales, en granos equidimensionales, frecuentemente ocurre en pórfidos, en lavas volcánicas porfídicos, también se manifiestan en cristales alargados prismáticos.

Ocurrencia y distribución

Las sanidinas son feldspatos de alta temperatura, que la ortoclasa. El ángulo óptico es generalmente reducido entre $900^{\circ}\text{C} - 1150^{\circ}\text{C}$, comúnmente cero. Este cambio es irreversible por encima de los 600°C . Así la sanidina es característica de lavas volcánicas que llegan a cristalizar a altas temperaturas; se observan en traquitas. De la misma manera son observados en rocas plutónicas, en granitos, granodioritas, tonalitas, dioritas. Aunque ópticamente son homogéneos, (MacKenzie *et al.*, 1992).

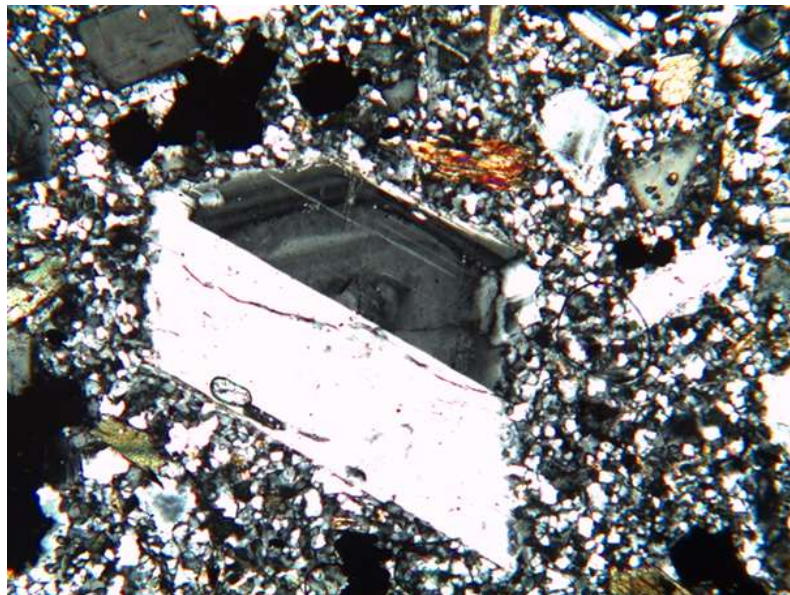


Figura 12. Macla de sanidina, que presenta planos de zonación en la zona extinta.

Muchas de las sanidinas contienen por de 40% de albita. Presenta macla de Carlsbad, cuyas características ópticas, muestras zonas de máxima iluminación y extinto; análisis que determina el giro de la platina en un ángulo de 12° , de color incoloro a gris oscuro con pequeñas anomalías con planos concéntrico en la cara latera del cristal de sanidina, englobados con cristales alterados de plagioclasas, cuarzo y augita. En la matriz se observan cristales de cuarzo y minerales máficos, ver figura 12.

4.1.5 Augita

Es relativamente, de clivaje medio, de relieve moderadamente alto, de birrefringencia alto. Los colores de interferencia del segundo orden. Ángulos de extinción recta (a 90°, entre los planos en dos direcciones); los cuales son útiles en su identificación. Pero algunas augitas presentan alta dispersión. Son cristales idiomorfos, se muestran superficies de alteración a biotitas, cloritas y minerales opacos, (Le Maitre *et al.*, 2005).

Propiedades ópticas

Composición. $(Ca,Fe,Mg,Na)(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6$. La augita ferrosa contiene más Fe²⁺ que la magnesiana. La mayoría de ellas contienen un 27.5 – 65 % Mg, en un 10 – 37.5 % de Fe, de 25 – 45 % de Ca.

- a) **Sistema de cristalización.** Monoclínico. Presenta cristales prismáticos aciculares; en corte basal se caracteriza por prismas octogonales con bordes de alteración a biotitas y cloritas. En la tonalita de Cabanillas son prismas alargados en la dirección 001, con una buena exfoliación.
- b) Orientación óptica. Biaxial (positivo).
- c) Birrefringencia. 0.024 – 0.030.
- d) Color normal. Incoloro, pleocroísmo en tonos verdes claros o marrón púrpura.
- e) Relieve. Alto.
- f) Exfoliación. Perfecta. En sección basal presenta dos exfoliaciones buenas.
- g) Colores de interferencia. Los máximos colores de interferencia son medianos del segundo orden en la tabla de Michel Levy.
- h) Forma. Presentan fenocristales idiomorfos en los cuerpos ígneos plutónicos y lavas volcánicas del Grupo Tacaza; cristales euhedrales a subhedrales. Los cristales prismáticos son cortos y gruesos con superficies corroídos y alargados paralelamente al eje c. Exfoliación buena paralelo al plano 100, regular al plano 001.

Ocurrencia y distribución

Se encuentran frecuentemente en rocas ígneas ultra básica a intermedias. En lavas básicas la augita se encuentra en fenocristales. También en diabasas y doleritas, en gabros, dioritas, tonalitas; y en menor frecuencia en granitos, granodioritas y sienitas. Las diabasas y doleritas contienen augita ofítica en combinación con

pigeonita o hiperstena. La augita se encuentra frecuentemente en peridotitas presentándose en forma general con hiperstena que contiene láminas orientadas. Es importante agregado de rocas ígneas de gabros, gabrodioritas, (M Mamani *et al.*, 2004). Cloritas con una distribución radial concéntrica uniforme, que se encuentra en los espacios intergranulares, que presenta una foliación muy fina acicular. Cristales de biotitas que muestra un pleocroísmo alto y con bordes de óxidos de Fe, producto del proceso de lixiviación de los minerales máficos, entre augitas con superficies de alteración a biotitas y cloritas.

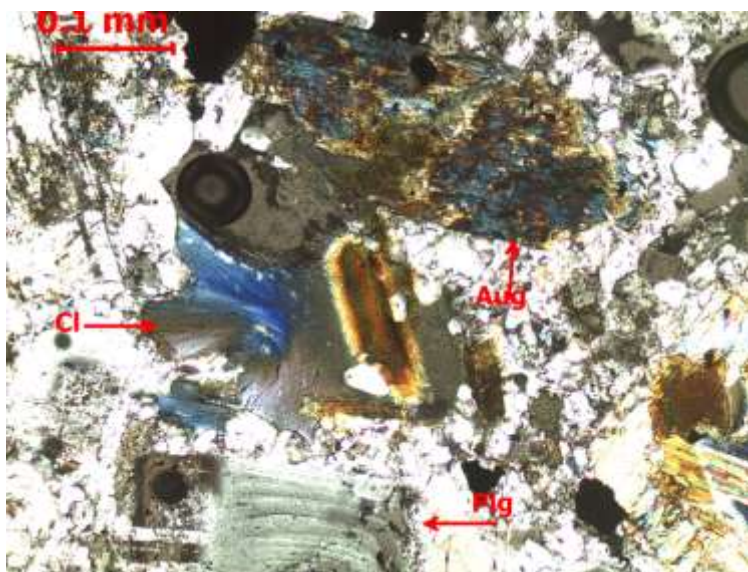


Figura 13. Fenocristales de plagioclasas con una zonación concéntrica, cristales de cloritas, visto en luz polarizada 10x.

Tipos colores de interferencia del segundo superior en la tabla de Michel Levy de augitas y cloritas. Se encuentra asociado a un fenocristal de oligoclasa con exfoliación perfecta y una zonación concéntrica en corte basal; se caracteriza por presentar macla de Carlsbad y la intersección de dos cristales. En la matriz de la sección delgada de observa, la alteración de las plagioclasas, con presencia de cuarzo secundario (figura 14). Los cristales de plagioclasas de tipo oligoclasa, se muestra con una concéntrica bien definida y alterada a sericitas y caolinitas, como intercrecimiento a otro cristal de plagioclasa, generando corrosión y disolución en la zona de contacto produciendo minerales secundarios de sericitas y micas blancas de grano fino, mientras que las augitas están alteradas en biotitas y hematites.

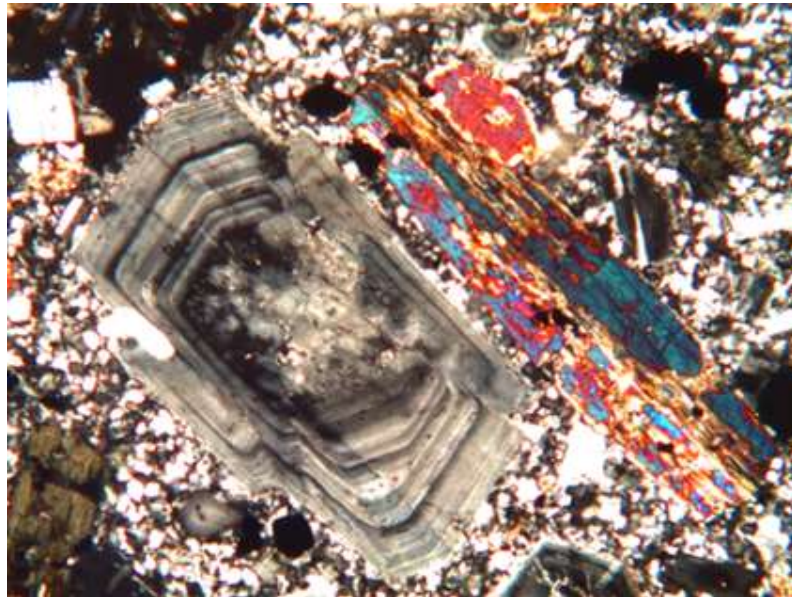


Figura 14. Fenocristal de augita con una exfoliación perfecta, que presenta extinción recta en dos directa, visto en polarizada, 10x.

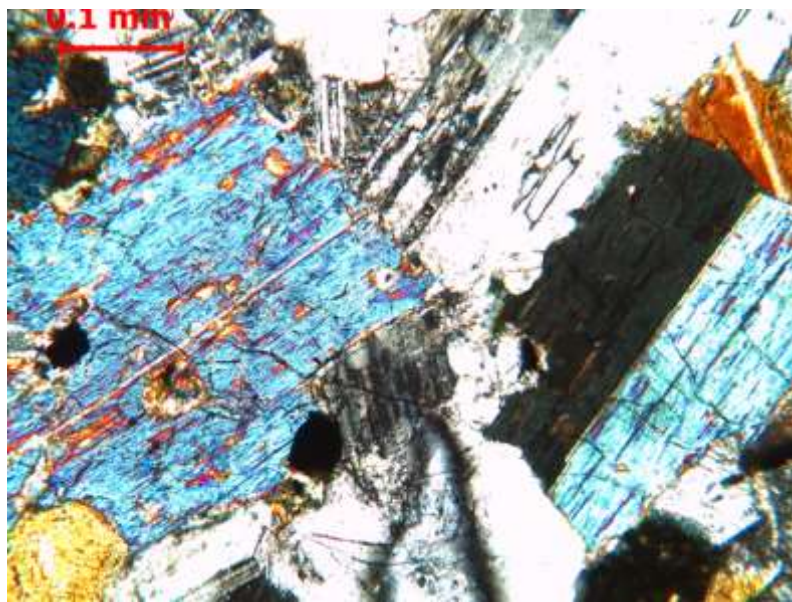


Figura 15. Dos cristales idiomorfos de augita, con típicos colores de interferencia del segundo orden en la tabla de Michel Levy, visto en luz polarizada, 10x.

Un cristal de augita, muestra una exfoliación perfecta y una extinción recta, que cambia los colores de interferencia a 90° , en el esquema aparezca con un trazo muy fino, casi imperceptible, indicará un mineral de relieve medio que corresponde zona de alteración a cloritas; otros minerales que estén trazados con línea de grosor progresivamente mayor indicaran minerales de relieve progresivamente más alto. Ver la figura 14, que corresponde a las secciones delgadas de la zona de estudios como ejemplo, desde el cuarzo (relieve muy bajo), hasta el granate (relieve muy

alto), pasando a formar minerales alteración; moscovita y clinopiroxeno. En los bordes de los piroxenos se encuentran finos cristales de biotitas y cloritas como minerales de alteración.

4.1.6 Hornblenda

Los minerales de este grupo tienen una composición química muy compleja. Los cuales están englobados entre la tremolita, actinolita, considerablemente en zonas de reemplazamiento por aluminio por magnesio, hierro (Mg, Fe) y silicio. Mientras que el sodio, manganeso, titanio, son sustituidos por otros elementos. La sustitución de aluminio, silicio, en una estructura, en donde la tremolita, actinolita, está basado por la presencia de sodio, que da evidencias de un cambio por un aluminio, magnesio. Otro tipo de zonación se encuentra representada por un núcleo corroído con una red de inclusiones de estos elementos. Entre otras combinaciones, se encuentran márgenes de hornblenda de color sobre núcleos de hornblenda casi incolora y revestimientos de hornblenda verde alrededor de núcleos de hiperstena fibrosa; figura 16. Alteradas en biotitas y cloritas. Las plagioclasas se encuentran muy alteradas a sericitas, caolinitas, que se observan sobre la superficie de los feldespatos.

Propiedades ópticas

Típicamente las hornblendas son ricas en sodio. Una hornblenda es rico en hierro y bajo contenido de sílice hasta formar la actinolita, incluyendo actinolita magnesiano y ferro – actinolita. Este mineral tiene muy fuerte absorción en una dirección (casi opaco en algunos casos) y de fuerte dispersión. Los ángulos de extinción son variables, no pueden aparecer, en las investigaciones que se realizan a nivel de gabinete.

El ángulo óptico es variable, presenta una extinción oblicua en dos direcciones, bien definidas.

- a) Sistema de cristalización. Monoclínico.
- b) Orientación óptica. Biaxial (negativo).
- c) Birrefringencia. 0.016 – 0.024.
- d) Color natural. Pleocroísmo en varios tonos de color verde y marrón, por lo general a marrón rojizo, puede presentar una zonación coloreada.
- e) Relieve. Alto.
- f) Exfoliación. Perfecta en dos direcciones a 56° y 124° .

- g) Colores de interferencia. Los máximos colores corresponden a la mitad del segundo orden.
- h) Forma. Presentan cristales idiomorfos, que secciones transversales de hábito prismático corto a largo algo hexagonales. Estos minerales tienen inclusiones de magnetita, hematites, augita, circón, apatito y vidrio. Puede haber notables halos de pleocroísmo alrededor de los cristales de circones incluido en la sección fina. Las secciones transversales presentan exfoliación según el plano 110, con un ángulo de extinción de 56° a 124° .

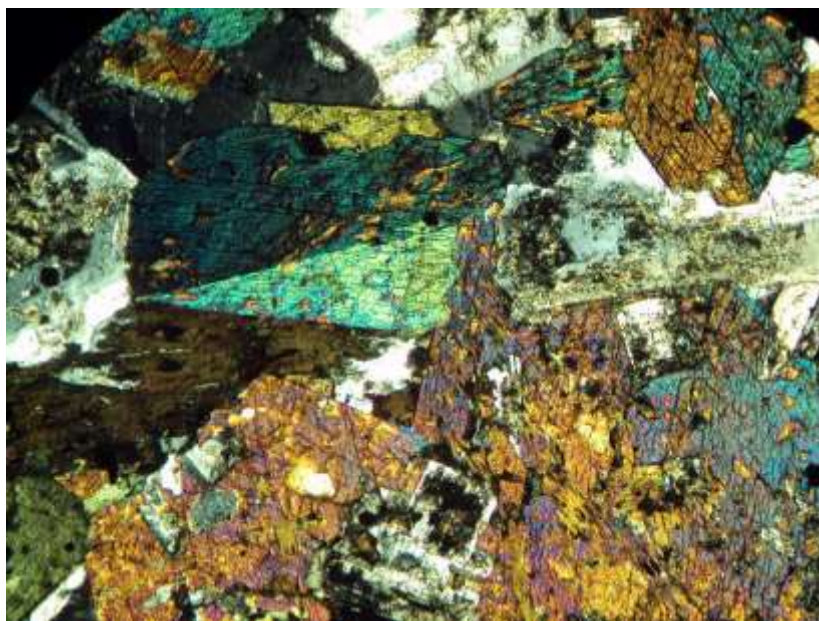


Figura 16. Cristales subhedrales de hornblendas y augitas; visto en luz polarizada, 20x.

Ocurrencia y distribución

La hornblenda es un mineral constituyente en tonalitas, granitos, sienitas, dioritas, andesitas, etc., mineral secundario en micas biotitas, cloritas. Principal constituyente en rocas ígneas máficas, esquistos, gneis. Por lo general las hornblendas en las secciones delgadas analizadas, presenta superficies de alteración a biotitas, cloritas, hematites y magnetita. Con una cristalización directa del magma, en zonas de alteración de rocas básicas y ultrabásicas, en otros ambientes de formación, ver figura 17. Se distingue con claridad, su extinción oblicua en dos direcciones. Exfoliación perfecta.

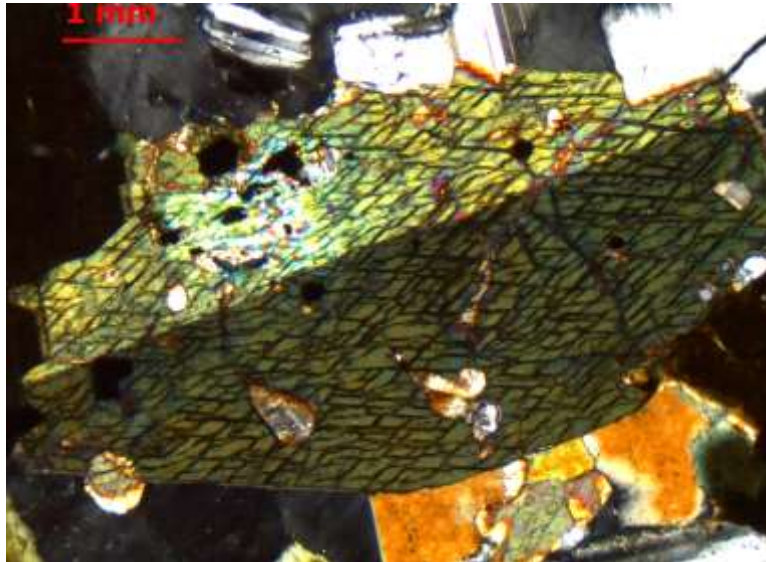


Figura 17. Fenocristal idiomorfo de hornblenda, visto en luz polarizada, 20x.

4.1.7 Biotita

Son minerales altamente pleocroísmo a 90°, de color marrón castaño a verde azulino, por el contenido de hierro y litio, de marrón rojizo a amarillo dorado. Si aumenta titanio, aumenta la birrefringencia. En sección delgada los colores de birrefringencia son del tercero. En algunas biotitas con alto contenido de hierro, presenta alto relieve.

Propiedades ópticas

Composición. Silicato aluminico de magnesio, Fe^{2+} , con potasio hidratados, con algo de flúor. $K_2 (Fe_2, Mg)_{6-4} (Fe_3, Al, Ti)_{0-2} (Si_{6-5}, Al_{2-3})O_{20-22} (OH, F)_{4-2}$, se encuentra asociados con Na, Ca, Ba, Rb, Cs, en sustitución de K; Mn sustituye al hierro. El magnesio puede estar ausente en algunas variedades, por otro lado, otros contienen bastante hierro y litio. En los cuerpos ígneos, se observa la presencia de circones e inclusiones fluidas.

- a) Sistema de cristalización. Monoclínico.
- b) Orientación óptica. Biaxial (negativo).
- c) Birrefringencia. 0.05 – 0.06.
- d) Color natural. Presenta pleocroísmo bien pronunciado. Marrón verde, color canela, marrón; verde oscuro.
- e) Relieve. Alto.
- f) Exfoliación. Perfecta.

- g) Colores de interferencia. Colores fuertes del tercer orden; tiende a rojo naranja.
- h) Forma. Son minerales laminares al igual que las otras micas, que cristalizan en el sistema monoclinico, laminar foliada, de forma algo hexagonal, exfoliación perfecta. Algunos de los fragmentos detríticos tienen contornos irregulares a redondeados.

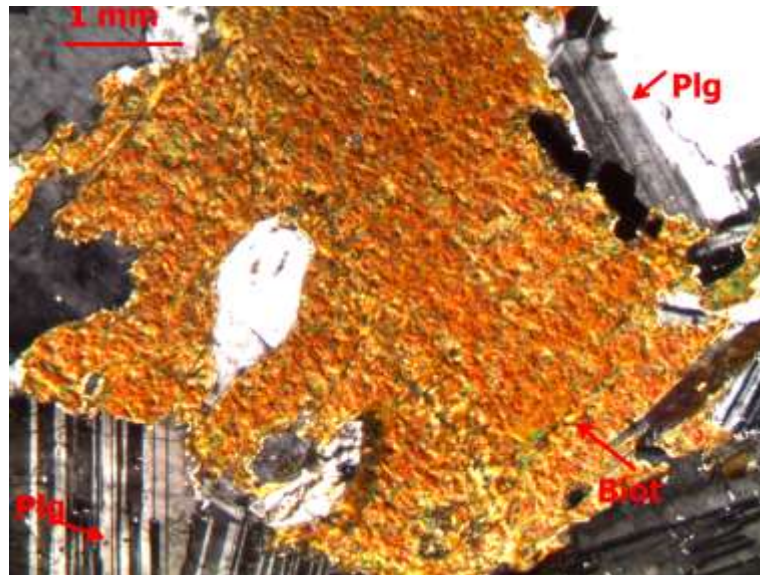


Figura 18. Fenocristal de biotita naranja perfectamente foliada y laminada, visto en luz polarizada, 10x.

Ocurrencia y distribución

Principalmente en contactos metamórficos, rocas ígneas en general, básicas y ultrabásicas en especial. En esquistos con cristales euhedrales; también en rocas ígneas de alta temperatura, gabros, noritas. Mineral constituyente principal de rocas ígneas y metamórficas. Algunas veces se presentan en soluciones hidrotermales, en las zonas de alteración de los yacimientos minerales de hierro, magnesio, etc. Ver figura 18; que tienen diferentes características de formación de laminación y foliación paralela con zonas de alteración a cloritas. De color naranja intenso biotita, con superficie de alteración a clorita de color verde que se observan entre los espacios intergranulares. Granodiorita del batolito de la costa del sur del Perú.

En la figura 19, se observan cloritas de hábito típico de microestructuras radial aciculares; están finas cristales aciculares que son de color azul eléctrico, que se forman en los espacios intergranulares, visto en luz polarizada, sección delgada de tonalita de Cabanillas – Puno, (Carlier *et al.*, 2006).



Figura 19. Fenocristal idiomorfo de biotita parda visto en luz polarizada, 10x.

4.1.8 Clorita

Cristales laminares de moscovita y clorita asociados con cristales de cuarzo en un esquisto. Sistema de cristalización monoclinico.

Mineral biaxial positivo y negativo (+,-)

Angulo $2V = 0 - 50^\circ$

Son minerales del grupo de los filosilicatos de grano producto de alteración de los minerales del grupo de los ferromagnesianos; entre ellos es de biotita a clorita, hornblenda a clorita. Las cloritas son minerales constituyentes principales en las rocas metamórficas, en las soluciones hidrotermales asociados con minerales de valor económico. Presenta una composición química compleja, con contenido de hierro y magnesio, al igual que las biotitas, tienen una estructura compleja de aluminio silicatos. Las características microscópicas de las cloritas, es su hábito de radial concéntrica o cónicas, se forman en los espacios intergranulares entre plagioclasas, cuarzo y minerales de alteración; con un color de interferencia de azul eléctrico en luz polarizada.

Las cloritas son minerales biaxiales positivo o negativo, cuyo sistema de cristalización es monoclinico. El ángulo $2V$ es generalmente pequeño que varía de $0 - 29^\circ$, de orientación óptica paralelo al plano 010. Ver figuras 19 y 20; se observan con claridad el hábito y de forma radial concéntrica.

Identificación. Las cloritas son de color verde en sección delgada; por lo general normalmente son coloreados. Pueden ser fuertemente pleocroicos. Los colores máximos de interferencia en sección delgada varían desde la parte baja del primer orden, hasta la parte baja del segundo orden. Los índices con mayor contenido de hierro dos.

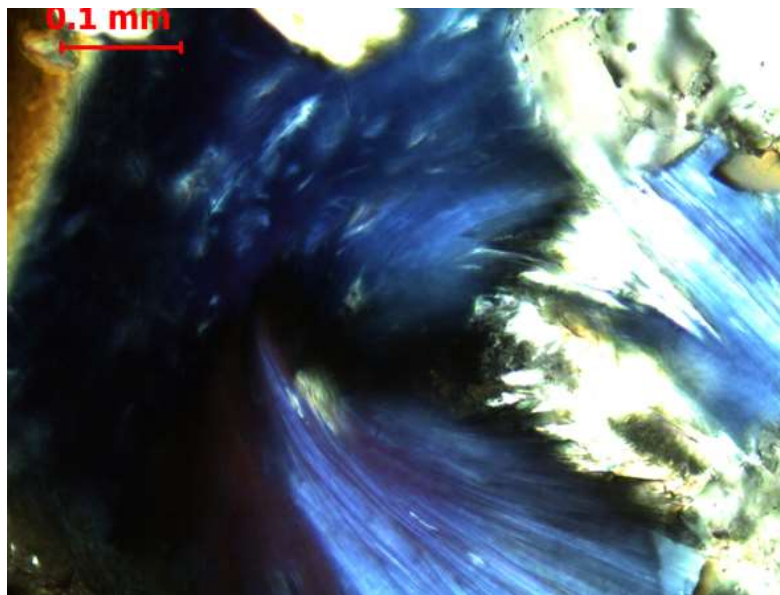


Figura 20. Fenocrystal idiomorfo de clorita, acicular semiconcéntrica y foliación fina, visto en luz polarizada, 40x.

Formas. Cuando son bien cristalizadas las cloritas, son láminas o escamas en placas pseudo hexagonales que son muy similares a las biotitas. La mayor parte de las cloritas sin embargo se encuentran en agregados finos en menor escala, entre las estructuras de piroxenos, anfíboles y feldespatos preexistentes o micas.

Propiedades ópticas

- a) Sistema de cristalización. Monoclínico.
- b) Orientación óptica. Biaxial (negativo, positivo en las zonas de recristalización).
- c) Birrefringencia. Muy alta (rosa, amarillo, azul, verde, etc.).
- d) Color natura. Verde pálido.
- e) Relieve. Alto.
- f) Exfoliación. Muy buena. En muchas oportunidades la exfoliación es bien desarrollada.
- g) Colores de interferencia. Segundo orden superior.

h) Forma. Polígonos cónicos, cristales euhedrales, anhedrales.

Cristales de clorita que se aloja en los espacios intergranulares de plagioclasas, cuarzo y minerales de alteración. Diorita, tonalita Cabanillas – Puno, 2019.

Ocurrencia y distribución

Mineral accesorio que se ha identificado en las zonas de intercrecimiento entre los minerales de plagioclasas, cuarzo, biotitas y zonas de alteración de los feldespatos, micas, entre otros sericita, talco. Por otro lado, se encuentran en contactos metamórficos con serpentinas, hornblendas, cuarzo, epidota y granates. Se presentan en alteraciones hidrotermales, asociados con minerales con interés económico, que se observa en la figura 20, clorita con una fina foliación.

4.1.9 Olivino

Identificación. En sección delgada los olivinos son menos corroídos, y son muy ricos en hierro. Mayormente son de color amarillento. Son minerales de alto relieve, mucho más que los piroxenos. El desarrollo de los granos en grietas es irregular. La birrefringencia es también un poco alta más que los piroxenos.

Alteración. Más frecuentemente son productos de alteración de olivino en serpentinas, micas de grano fino, cloritas y talco. El magnesio está presente significativamente más que otras sustancias, entre los filoncillos alargados dentro las grietas, delimitados por granos de magnetita, piroxenos y otros. $(Fe, Mg)_2SiO_4$.

Propiedades ópticas

El índice de refracción y el ángulo óptico son directamente relacionados con el desarrollo de los granos de los minerales. La exfoliación suele ser imperfecta y no influye sobre la forma de los trozos molidos, aunque puede existir una exfoliación buena según el plano 010 y 100, ver figura 32.

- a) Sistema de cristalización. Ortorrómbico
- b) Orientación óptica. Biaxial (negativo)
- c) Birrefringencia. Muy alta (rosa, amarillo, azul, verde, etc.)
- d) Color natura. Incoloro
- e) Relieve. Alto.
- f) Exfoliación. Buena y pobre. En muchas oportunidades la exfoliación no bien desarrollada o ausencia de exfoliación.

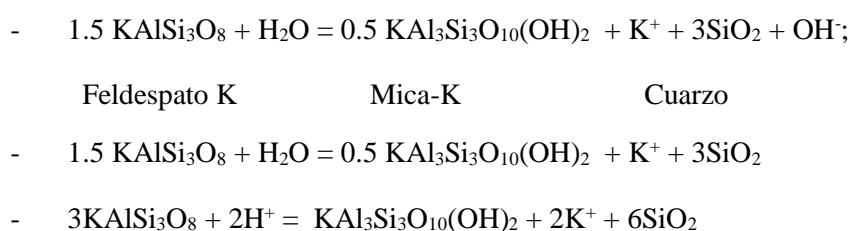
- g) Colores de interferencia. Segundo orden superior.
- h) Forma. Polígonos hexagonales, cristales euhedrales, anhedrales.

Ocurrencia y distribución

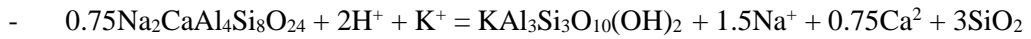
El olivino es un mineral principal constituyentes de dunitas, peridotitas. Mineral importante en las rocas ígneas ultrabásicas, en gneis, pocas veces en calco-alcalinas.

4.1.10 Minerales principales de los cuerpos magmáticos

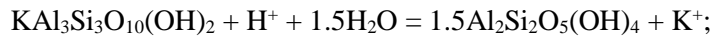
La composición mineralógica de los cuerpos ígneos por lo general; consta de cuarzo subhedrales (15%), fenocristales de plagioclasas (48%) (oligoclasas, albitas) con superficies alterados en bordes a sericitas y caolinitas; además presentan maclas de albita y Carlsbad; algunos de las plagioclasas en corte basal muestran un núcleo de zonación bien expuesta; sanidinas (4%), augitas con superficies de alteración (7%), hornblendas de superficies alteradas en minerales opacos, bien expuestas en dos direcciones de exfoliación (8%), biotitas como minerales del grupos de las micas (10%), cloritas como mineral de alteración de los máficos (2%); entre otros minerales de secundarios sericitas, caolinitas, pirofilitas, esfenas y opacos (6%). Es el resultado del análisis modal realizado en el microscopio petrográfico de investigación, ver cuadro de análisis modal y figura de distribución ternario de Streckeisen. Los valores que corresponden a la fracción del análisis modal es de Q de 22.39%, A de 5.97% y P de 71.64, considerando que la sumatoria hacen un total de 100% del contenido de la composición calco alcalina y con la aplicación se logra determinar el tipo de roca ígnea que corresponde a una tonalita para los cuerpos ígneos plutónicos de la zona de investigación de Cabanillas. En el análisis petrográfico en las secciones delgadas preparadas; por lo general se observan el dominio de los minerales del grupo de las plagioclasas (Urbani, 1971), que por acción de las soluciones acuosas son los primeros que se descomponen en minerales laminares por la pérdida de enlace iónico de la radical sílice (SiO_4^-) de la red tetraédrica en la distribución de los feldespatos; los minerales productos de alteración son sericitas, caolinitas, algunas veces pirofilitas.



Microclina Mica – K Cuarzo



Andesina



El resultado final corresponde a una roca ígnea plutónica como tonalita, que pocas investigaciones realizadas se considera como un cuarzo diorita; que probablemente corresponde a los últimos eventos de la actividad magmática de la región del altiplano del volcánico Tazaca.

Siendo así los magmas de los periodos Tacaza y Sillapaca o antes mantienen la composición calco alcalina; entre los minerales indicadores muestran fraccionamiento de olivino, piroxenos y anfíboles; por otra parte de la comparación de valores de Fe total con el contenido total de oxígeno se deduce que la composición de estos magmas favorece la formación de ensamblajes metálicos, estos valores, sumado a otros factores como la interacción agua roca, control estructural, Ph del fluido hidrotermal, minerales de alteración argílica y propilítica. En la sección delgada se observan inclusiones de cristales de cuarzo, en una zonación central perfecta en una oligoclasa, ver figura 22.



Figura 21. Esquema del triángulo doble de Streckeisen, que resulta la identificación de la tonalita de Cabanillas, (Urbani, 1971).



Figura 22. Cristal idiomorfo de plagioclasa, con una exfoliación perfecta en la dirección 001, visto en luz polarizada, 10x.

4.2 Correlación magmática de los eventos magmáticos

La ocurrencia de las manifestaciones magmáticas en la zona de Cabanillas, durante la evolución de los Andes occidentales, entre el periodo Paleógeno y el Mioceno; los cuerpos ígneos que son analizados hasta la fecha por Ingemmet (tabla 2).

Entre los principales minerales constituyentes de los tres afloramientos de rocas; se han caracterizado por el método de análisis modal; son fenocristales idiomorfos a hipidiomorfos de plagioclasas macladas en diferentes direcciones con núcleos de zonaciones variables de hasta en tres orientaciones diferentes en corte basal y transversal, similares en los tres casos con intercrecimiento de cristales de cuarzo, sanidina y en todo los casos muestran superficies de alteración a minerales alcalinos o micas blancas por lo general, (Palacios *et al.*, 1993). Magmatismo en la región del altiplano oeste, muestra más de dos eventos en el proceso de evolución magmática y forma de cordillera occidental. Se observa tres fases de cristalización; sección fina que determina, tres eventos magmáticos en la región de Cabanillas Puno, 2018. Corte basal. Además, el cristal de plagioclasa muestra una zonación concéntrica con tres núcleos; por lo general se puede demostrar que en el interior de la actividad magmática se ha determinado un solo cuerpo en diferentes afloramientos, identificados según la distribución de los componentes mineralógicos. En la figura 24, se presenta una macla de albita; que presenta una zonación y distribución uniforme perpendicular al eje vertical, dos direcciones diferentes. En el núcleo central transversal presenta inclusiones de sílice, esfena y hornblenda.

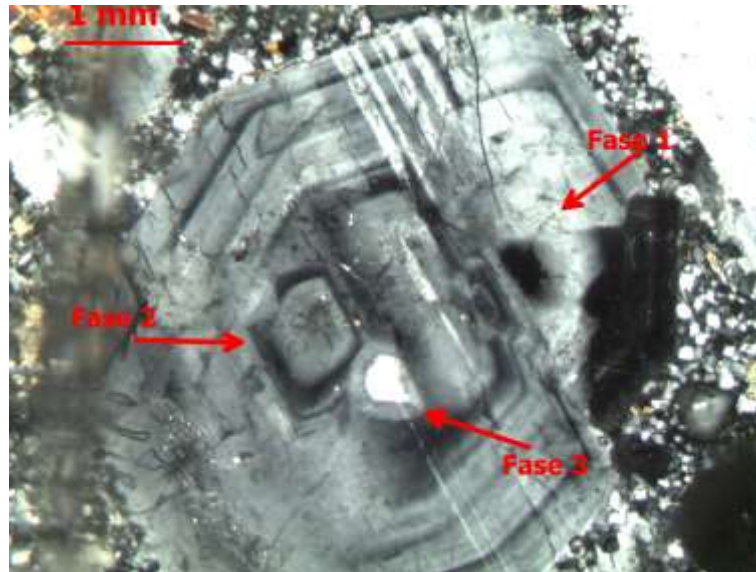


Figura 23. Fenocristal idiomorfo de plagioclasa en corte basal visto en polarizada, 10x.

En la sección delgada de la figura 25, corresponde un cuerpo intrusivo de composición calco-alkalina, en las cercanías del yacimiento Berenguela Santa Lucia Puno. Tiene las mismas características mineralógicas de la tonalita de Cabanillas. En la parte superior derecha del fenocristal de plagioclasa, se observa el inter crecimiento de cristales de cuarzo, con plagioclasa con una zonación transversal. Por correlación con la composición mineralógica corresponde a los mismos eventos magmáticos y volcánicos, que se manifiestan en la zona de Cabanillas, (Manrique, Mariño, Samaniego & Fidel, 2010).

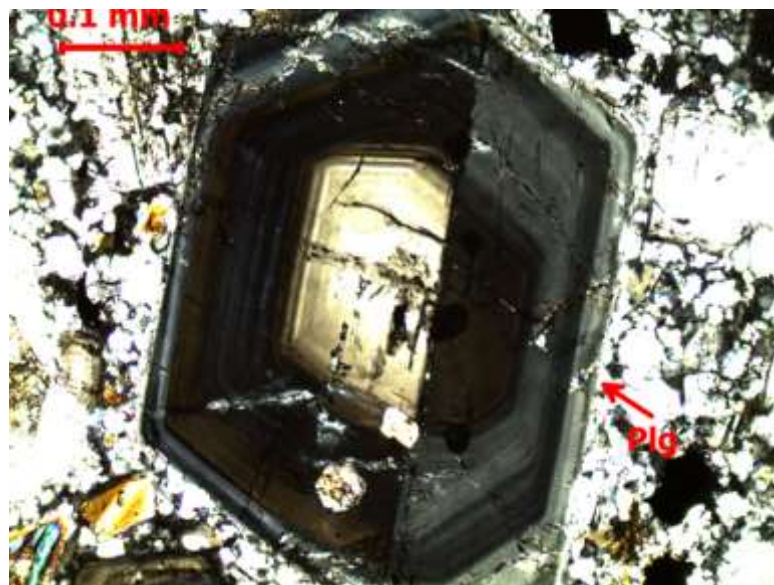


Figura 24. Fenocristal idiomórfica de plagioclasa, en corte transversal, visto en luz polarizada, 10x.

4.2.1 Identificación petrográfica cuerpo magmático 1

La composición mineralógica de los cuerpos ígneos 1; consta de cuarzo subhedrales (13%), fenocristales de plagioclasas (50%) (oligoclasas, albitas) con superficies alterados en bordes a sericitas y caolinitas; además presentan maclas de albita y Carlsbad; algunos de las plagioclasas en corte basal muestran un núcleo de zonación bien expuesta; sanidinas (5%), augitas con superficies de alteración (8%), hornblendas de superficies alteradas en minerales opacos, bien expuestas en dos direcciones de exfoliación (7%), biotitas como minerales del grupos de las micas (10%), cloritas como mineral de alteración de los máficos (3%); entre otros minerales de secundarios sericitas, caolinitas, pirofilitas, esfenas y opacos (5%).

Los minerales se encuentran más estables, (MacKenzie *et al.*, 1992) sólo se observan alteraciones en las partes inferiores de los afloramientos de roca. Este cuerpo magmático se ha utilizado en las obras de cabecera de la central hidroeléctrica de San Gabán II, en las obras del embalse de regulación; como enrocado en las galerías de purga en el margen derecho del río San Gabán, aguas abajo.

4.2.2 Identificación petrográfica cuerpo magmático 2

La composición mineralógica de los cuerpos ígneos 2; consta de cuarzo subhedrales (14%), fenocristales de plagioclasas (47%) (oligoclasas, albitas) con superficies alterados en bordes a sericitas y caolinitas; además presentan maclas de albita y Carlsbad; algunos de las plagioclasas en corte basal muestran un núcleo de zonación bien expuesta; sanidinas (4%), augitas con superficies de alteración (8%), hornblendas de superficies alteradas en minerales opacos, bien expuestas en dos direcciones de exfoliación (6%), biotitas como minerales del grupos de las micas (8%), cloritas como mineral de alteración de los máficos (3%); entre otros minerales de secundarios sericitas, caolinitas, pirofilitas, esfenas y opacos (6%). Estas rocas son utilizadas como canteras en las obras de cabecera de la central hidroeléctrica de San Gabán II, en menor cantidad.

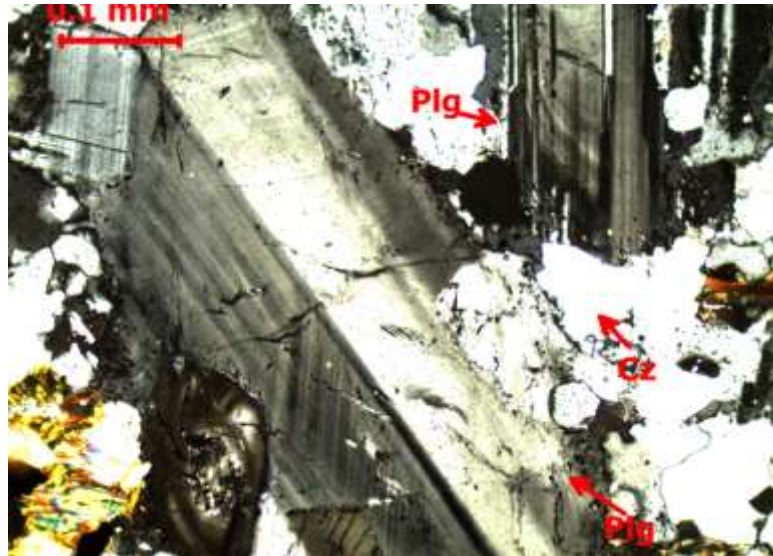


Figura 25. Maclas de intercrecimiento multidireccional en el cristal idiomorfo de plagioclasa, visto en luz polarizada, 10x.

4.2.3 Identificación petrográfica cuerpo magmático 3

La composición mineralógica de los cuerpos ígneos 3; consta de cuarzo subhedrales (15%), fenocristales de plagioclasas (42%) (oligoclasas, albitas) con superficies alterados en bordes a sericitas y caolinitas; además presentan maclas de albita y Carlsbad; algunos de las plagioclasas en corte basal muestran un núcleo de zonación bien expuesta; sanidinas (5%), augitas con superficies de alteración (8%), hornblendas de superficies alteradas en minerales opacos, bien expuestas en dos direcciones de exfoliación (7%), biotitas como minerales del grupos de las micas (7%), cloritas como mineral de alteración de los máficos (4%); entre otros minerales de secundarios sericitas, caolinitas, pirofilitas, esfenas y opacos (8%). Se encuentran como cantera de reserva para la central hidroeléctrica San Gabán II.

4.2.4 Procesos de formación magmática

En las primeras fases del ascenso, el movimiento del magma tiene lugar en condiciones adiabáticas que mantienen presiones y temperaturas relativamente altas, por lo que no es probable que comience la cristalización. Al entrar en la corteza, la menor densidad de las rocas de ésta, provoca el que se paralice el ascenso y el que se origine la cámara magmática, dentro el continente provocado por el corredor estructural Laraquere Mañazo Ocuvi. Dentro de la cámara, el magma evoluciona en condiciones isobáricas, ya que pierde calor por las paredes de aquella,

cuando la temperatura desciende por debajo de la del líquido comienza la cristalización, (Le Maitre *et al.*, 2005) (pérdida de temperatura). La observación petrográfica y los sistemas experimentales indican que la cristalización de los cuerpos magmáticos en la zona de Cabanillas no se forma simultáneamente; la aparición de una fase es seguida por otra, al continuar el enfriamiento se añade una tercera, al llegar a la temperatura fusión. Puesto que el fundido y los cristales que precipitan no tienen la misma composición, el quimismo del líquido residual se modifica durante la cristalización; estas anomalías se pueden observar en las diferentes secciones delgadas preparadas, para su identificación.

Para una serie de rocas ígneas, puede resultar difícil evaluar el proceso de mezcla geoquímica, la asimilación de una roca y la mezcla con un líquido magmático de la misma composición puede producir los mismos efectos en el magma que sufre la contaminación y ser por consiguiente indiferenciados desde el punto de vista geoquímico, (Palacios *et al.*, 1993), los componentes mineralógicos los indican, presencia de fenocristales. Además, otros mecanismos de diferenciación pueden contribuir a oscurecer o incluso a destruir los caracteres geoquímicos del proceso de mezcla simple, durante la cristalización del stock (ver tabla 2).

La mezcla de magmas consiste en la combinación de dos o más magmas coetáneos de composición más o menos contrastada, el magma resultante de esta combinación, debe tener una cierta homogeneidad y su composición ser intermedia entre la de los fundidos iniciales. Puesto que, en general, los magmas no están sobrecalentados, un pequeño descenso de la temperatura provoca en ellos la cristalización de una o más fases minerales, por esta razón, la mezcla se realiza raramente entre líquidos exentos de cristales, por lo que el nuevo magma generado está integrado de una fase gaseosa y otra líquida más tantas fases sólidas.

Los minerales aportados pueden estar o no en equilibrio con el nuevo líquido. En el primer caso, si están en equilibrio no se produce ninguna reacción entre ambos ya que el líquido está saturado de ellos y los cristales incorporados se añaden a los que se generan a partir del nuevo magma. Si al contrario están en desequilibrio, se produce una interacción entre los cristales y el líquido, y aquellos se disuelven o muestran signos de reacción.

Tabla 2
Ubicación de puntos de muestreo

Punto de muestreo	Coordenadas UTM		Cota (m.s.n.m.)	Observaciones
	Norte	Este		
1	8'266,614	340,914	3,970	Muestra alterada
2	8'266,620	340,978	3,982	Muestra fresca
3	8'266,622	341,004	3,996	Muestra fresca
4	8'266,650	341,012	4,010	Muestra alterada
5	8'266,698	341,092	4,035	Muestra fresca
6	8'266,826	341,308	4,057	Muestra fresca
7	8'266,840	341,460	4,076	Muestra fresca
8	8'266,930	341,544	4,082	Muestra fresca
9	8'267,087	341,659	4,078	Muestra fresca
10	8'267,722	341,722	4,054	Muestra fresca
11	8'267,208	341,710	4,042	Muestra alterada
12	8'267,309	341,726	4,030	Muestra alterada
13	8'267,409	341,757	4,020	Muestra alterada
14	8'267,602	341,822	3,998	Muestra alterada
15	8'267,624	341,827	3,994	Muestra alterada

Fuente: Datos tomados en los afloramientos de los tres cuerpos magmáticos en el stock de Cabanillas.

Los cristales de los distintos minerales han crecido en distintos momentos y por lo tanto tendrán características morfológicas distintas, durante su emplazamiento. Este tipo de textura aplica a todos los tipos de rocas, aunque es típico de las rocas ígneas plutónicas y volcánicas y de algunas sedimentaciones vulcano clásticas. El orden de cristalización puede deducirse a partir de criterios morfológicos y de relaciones de inclusión. Así, en general, los cristales que presenten formas cristalinas bien definidas (por ejemplos; idiomorfos o hipidiomorfos) habrán cristalizados antes que los; o aquellos que no las presentan formas adecuadas (por ejemplo, xenomorfos), y los cristales incluidos en otros habrán crecido antes que los que los incluyen (criterio de dos o más eventos magmáticos).

4.2.5 Formación de los cristales

Los fenocristales idiomorfos y microfenocristales son grandes comparados con el tamaño de los granos de la matriz de los tres cuerpos magmáticos. Esto indica que los fenocristales deben haber crecido en un número más pequeño de núcleos, comparados con la alta densidad de zonación de los minerales de plagioclasas en la matriz fundida. Esto corresponde a un magma relativamente profundo que se enfría lentamente en su ambiente. Sólo unos pocos núcleos de zonación se forman cuando el sobreenfriamiento es mínimo. Ahora, si hay una intrusión cercana a la superficie

o una erupción en la superficie, donde la pérdida de calor es acelerada enormemente, la tasa de zonación se incrementa drásticamente y se forman los pequeños cristales de la matriz, con una estabilidad favorable. Esto es una cristalización en dos etapas causada por un enfriamiento en dos o tres procesos diferentes; primero lenta y luego rápida. Con posterior cristalización de las inclusiones fluidas, que determinación la temperatura de formación; entre los minerales principales, se tiene a esfena, apatito, pirita, calcopirita, circón y cuarzo entre los principales.

4.2.6 Análisis mineralógico

Las tonalitas y/o cuarzo dioritas son, por lo general, equigranulares, si bien se encuentran tipos porfídicos con oligoclasas y/o fenocristales de plagioclasas de diversa composición. La textura varía de granular idiomórfica a granular hipidiomorfa. Los contornos de la plagioclasa pueden ser relativamente regulares en algunos casos; el cuarzo y la sanidina son intersticiales. Los máficos pueden estar segregados formando cúmulos de alteración de minerales máficos y tanto éstos como las plagioclasas son orientados en texturas porfídicas. En algunos tipos, el anfíbol es una hornblenda (ver tabla 3). A lo largo de los contornos de los granos se forman, por recristalización crecimiento de plagioclasas a minerales alcalinos albitas y con intercrecimiento de hornblendas, en cada uno de los cuerpos ígneos. Las estructuras orbiculares son raras. En los pórfidos dioríticos los fenocristales de plagioclasa aparecen normalmente en sección como láminas ancladas y anchas. En los lamprófidos dioríticos, los minerales máficos forman los fenocristales y también aparecen en la matriz, como fragmentos líticos. Algunos lamprófidos no son porfídicos sino rocas de grano fino y uniformes con tendencia al idiomorfismo en la mayor parte de los constituyentes mineralógicos, en la identificación de los fragmentos líticos, que han sido brechados en el momento del ascenso del magma.

El resultado del análisis modal y correlación de los cuerpos ígneos magmáticos, indican que la actividad magmática se dio en un solo momento, con diferentes pulsaciones (ver tabla 3); caracterizados por los fenocristales idiomorfos oligoclasas macladas y con núcleos de zonación en corte basal, que muestran las mismas características petrográficas y las propiedades ópticas; con una pequeña diferencia entre los minerales máficos que muestran diferentes hábitos y colores de interferencia; como augitas verde azulinos a pardo rojizos; mientras que los

anfíboles mantiene la forma de cristalización en prismas hexagonales y con una exfoliación en dos direcciones dominantes. Las biotitas presentan una exfoliación perfecta en la dirección 001 y un pleocroísmo alto a 90° , en todos los casos.



Figura 26. Fenocrystal de oligoclasa idiomorfo, visto en luz polarizada, 10x.

Los minerales de plagioclasas, por lo general en todos los casos cristalizan en la dirección 0,0,1, con una extinción oblicua y una exfoliación perfecta, mientras en la dirección 0,1,0 muestras superficies alteradas en minerales laminares como sericitas, caolinitas y pirofilitas, (Melgarejo *et al.*, 2010). El cuarzo secundario es frecuente de hábito hipidiomorfos que se encuentran distribuidos en la matriz de una sección delgada preparada. Con núcleo de zonación en dos direcciones, que muestra inclusiones bifásicas de esfenas y carbonatos, que observan claramente en la parte inferior de la sección delgada de la figura 26.

Tabla 3

Análisis modal de los minerales principales en los cuerpos plutónicos

Minerales	Cuerpo magmático 1					Cuerpo magmático 2					Cuerpo magmático 3				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Cuarzo	12.0	14.0	10.0	11.0	15.0	10.0	14.0	12.5	11.0	14.0	13.0	16.0	14.0	15.0	14.5
Sanidina	5.0	4.0	8.0	6.0	4.0	8.0	5.0	4.0	2.0	4.0	6.0	5.0	4.0	4.0	6.0
Albita						1.0				1.0					
Oligoclasa	52.0	50.0	45	52	49.0	45.0	46.0	52.0	52.5	49.0	54.0	52.0	50.5	48.0	51.5
Leucita					2.0					1.0					
Augita	10.0	9.0	8.0	8.0	6.0	7.0	8.0	9.5	9.0	8.0	9.0	8.0	9.5	7.0	6.5
Diópsido					2.0										
hornblenda	8.0	7.5	6.0	7.0	6.0	8.0	6.0	4.0	6.5	5.5	5.0	8.0	8.0	8.0	7.5
Moscovita							2.0								
Biotita	8.0	8.5	15.0	5.0	7.0	9.0	5.0	10.0	8.0	9.5	6.0	4.0	7.0	10.0	7.0
Clorita	2.0	4.0	2.0	1.0	2.0	4.0	4.0	1.0	2.0	3.0	2.0	2.0	1.0	2.0	1.0
Óxidos	1.0	1.0		4.0	2.0	4.0	3.0	2.0	1.0	1.0	1.0	1.0	2.0	1.0	2.0
Sericita	2.0	2.0	4.0	6.0	4.0	6.0	6.0	4.0	7.0	3.0	3.0	4.0	4.0	5.0	4.0
Caolinita															
Esfena					1.0	2.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0				
Olivino															
Granates															
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Fuente: Datos que corresponden a los tres cuerpos; realizada durante el trabajo de investigación en el laboratorio de microscopia.

4.2.7 Análisis de regresión

El análisis estadístico de regresión que corresponden a la composición mineralógica de los tres cuerpos plutónicos de eventos magmáticos; demuestran que las curvas de ajuste logarítmica son del mismo evento; por tanto, se considera que, en profundidad, solo tiene un único origen con diferentes pulsaciones, ver figuras 27, 28 y 29 del análisis correspondiente de la tabla 3; además coinciden la distribución mineralógica en todos los casos, evaluados en las secciones delgadas preparadas.

Los fenocristales idiomorfos de plagioclasas, en corte basal muestran una zonación concéntrica y con superficies de alteración a minerales alcalinos en los bordes de los cristales.

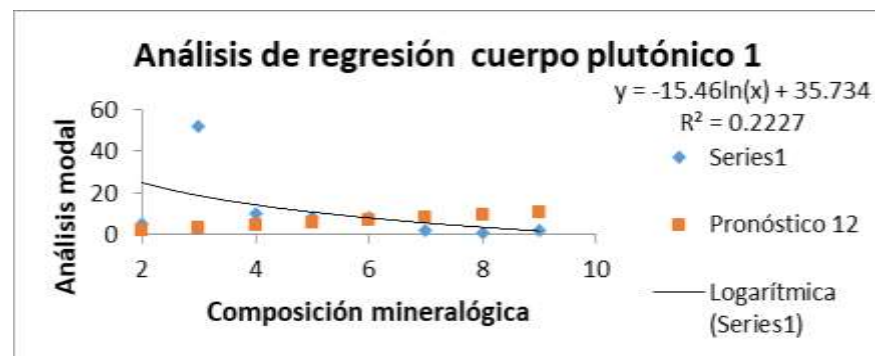


Figura 27. Análisis de regresión del cuerpo plutónico 1 que aflora en la zona.

Demuestra, este análisis de regresión, que la distribución mineralógica, corresponde a la roca de composición calco-alcalina como una tonalita de buena consistencia y la curva de ajuste logarítmica es típica en el triángulo doble de Streckeisen.

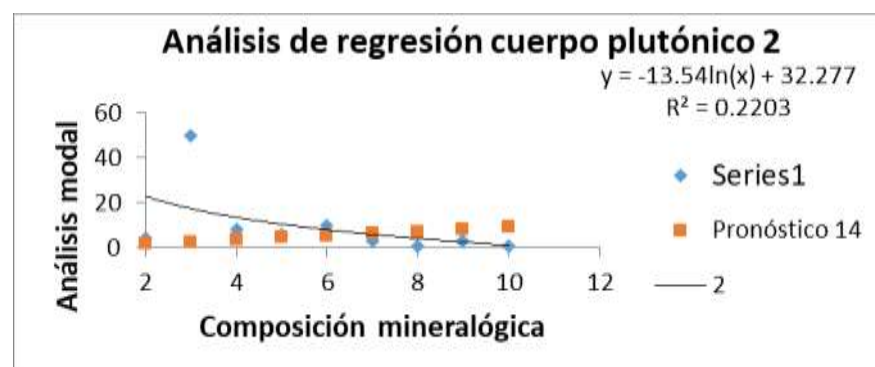


Figura 28. Análisis de regresión del segundo afloramiento de eventos magmáticos.

La evaluación de los componentes mineralógicos, de los datos analizados, se logra demostrar, que la distribución mineralógica, tienen una distribución uniforme; el

contenido de los minerales formadores; como cuarzo, plagioclasas, augitas, hornblendas, biotitas, clortas y otros como minerales de alteración son de una tonalita y los menores contenidos de cuarzo corresponden a cuarzo dioritas.

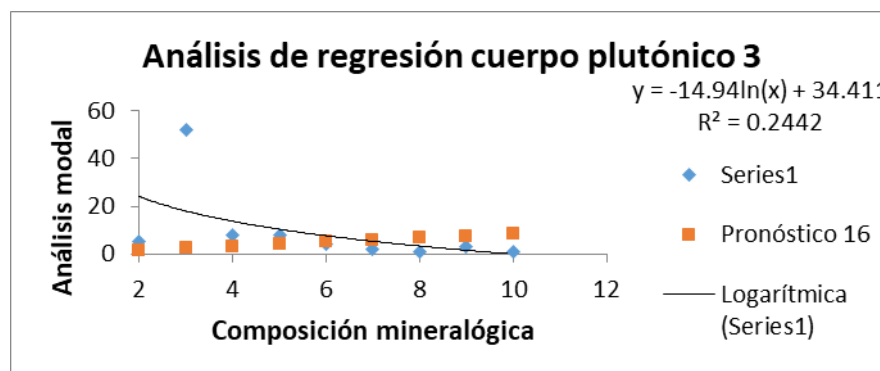


Figura 29. Análisis de regresión del último afloramiento en la zona.

El análisis de correlación mineralógica, de la curva de ajuste logarítmica de los tres cuerpos plutónicos de eventos magmáticos son similares; quiere decir que corresponden a un solo origen con diferentes pulsaciones magmáticas. El resultado del valor crítico de grados de libertad y R^2 , es de 0.22, para todos los casos, en la curva de ajuste logarítmica de la composición mineralógica, (Machacca, 2014).

4.2.8 Correlación con otros eventos magmáticos

La evolución de los eventos magmáticos en la zona del altiplano noroeste y en Cabanillas se formaron a partir de un manto litosférico antiguo, ocurrido por los procesos de deformación andina en el continente. Hay afloramientos de rocas magmáticas terciarias de diferentes composiciones petrográficas y geoquímicas, cuya posición geográfica están orientados en el dominio andino de NW – SE. Su emplazamiento logra formar cuencas sedimentarias, algunas de estos cuerpos magmáticos, están asociadas a fallas profundas.

Si hacemos la correlación de los eventos magmáticos ocurridos en la deflexión de Pisco – Abancay; cuya formación es posterior al batolito de Abancay de composición petrográfica granodioritas, dioritas, cuarzo dioritas y cortan a basamento de formaciones cretácicas; sin embargo, los cuerpos magmáticos en Cabanillas también llegan a cortan formaciones cretácicas y asociados a la evolución de los Andes occidentales. Si hacemos la comparación petrográfica del magmatismo pérmico – triásica; son diferentes en textura y composición mineralógica, pero son rocas más consistentes y componentes accesorios principales asociados con minerales radioactivos. En la sección delgada de la figura

30, se encuentran sumamente alteradas, los minerales de plagioclasas, que aún mantienen el hábito original; son alterados en un proceso de metasomatismo de contacto, en la zona del altiplano en los cuerpos magmáticos.

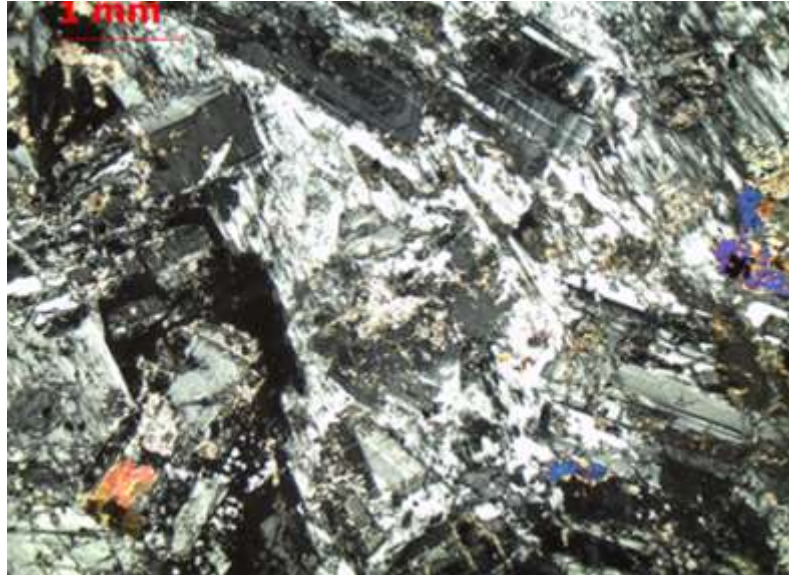


Figura 30. Se observa la alteración argílica, los fenocristales de plagioclasas, visto en luz polarizada, 10x.

La edad de emplazamiento, Oligoceno – Mioceno (28-15 Ma), se basa sobre criterios estratigráficos y dataciones isotópicas por el método K – Ar, la evolución de las características composicionales son demostradas por el análisis modal en secciones delgadas y geoquímicas, (Palacios *et al.*, 1993). Las condiciones de su emplazamiento, de estos cuerpos magmáticos son a accidentes tensionales, durante la evolución de los Andes occidentales. Durante el Oligoceno – Mioceno inferior, existió un magmatismo en el arco volcánico principal Tacaza, Huaylillas y una sedimentación en la cuenca sedimentaria Grupo Moquegua. La diferencia principal en la zona de Cabanillas es la composición petrográfica y el tipo de textura que muestra de forma porfídica.

Las características geoquímicas de los magmas primitivos máficos potásicos reflejan en parte la composición del manto litosférico de donde se originan estas rocas. En cambio, los cuerpos magmáticos de rocas básicas, intermedias y ácidas de la zona de estudio, relacionadas a una tectónica extensional. pueden resultar de la interacción entre el manto litosférico y procesos ligados a la subducción contemporánea y/o de la fusión parcial de una antigua fuente litosférica modificada por fluidos provenientes de una subducción. La fusión se inició por extensión litosférica y flujo fluido. Una fusión diferenciada puede ser causada por una

combinación de diferenciación magmática, asimilación cortical y fusión parcial de corteza, (Mamani *et al.*, 2004).

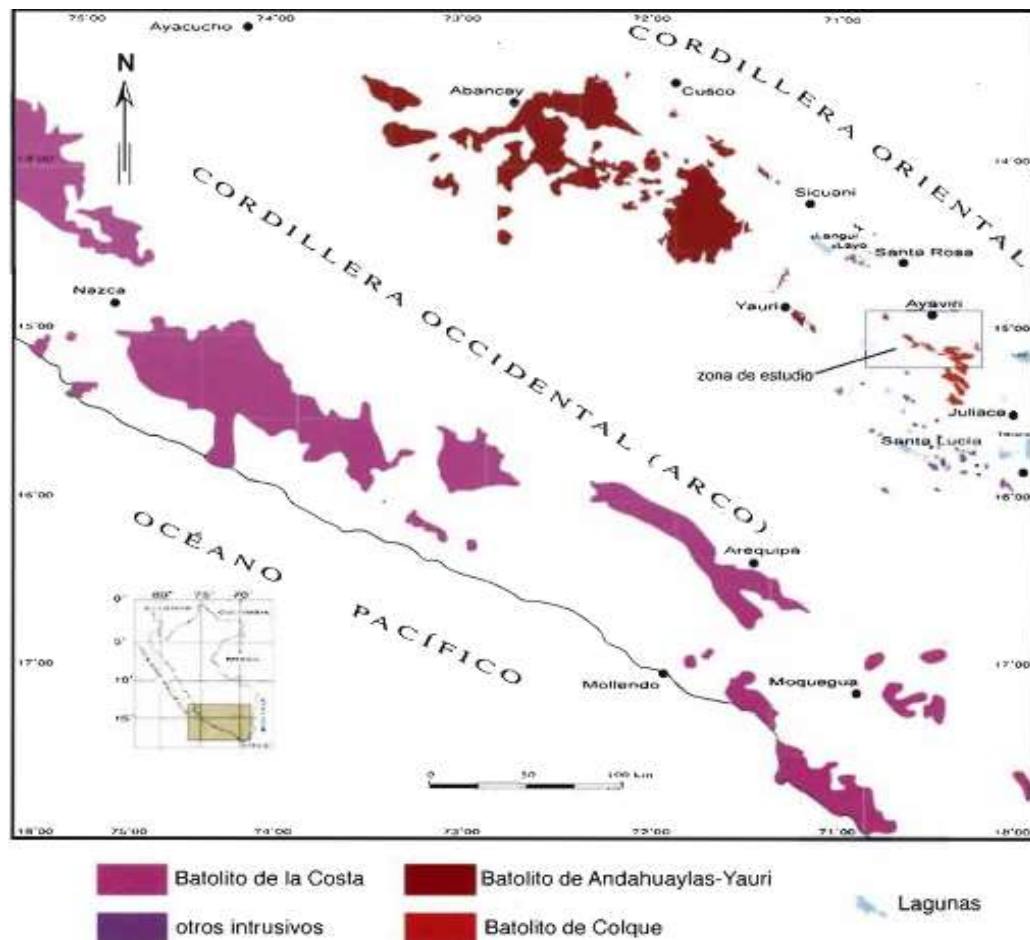


Figura 31. Correlación de eventos magmáticos en la región del sur del Perú.
Fuente: (Mamani & Rivera, 2011), Ingemmet, 2011.

La presencia de los minerales opacos como ilmenita, magnetita y otros se forma por la disolución de los minerales máficos primarios piroxenos, anfíboles y el proceso se da en condiciones de temperaturas altas; se aprovechan los planos de exfoliación muy perfecta en hornblendas y biotitas. Estos cambios ocurren generalmente en todos los afloramientos de rocas del stock; mientras otros eventos magmáticos se muestran con mayor frecuencia como la correlación con los batolitos de Coasa, Aricona, Colque, (Mamani *et al.*, 2004) (figura 31), con diferentes comportamiento y presencia de minerales estratégicos; como almandinos, circones, olivinos. Para confirmar que los cuerpos magmáticos se originaron a partir corteza inferior o manto superior en la zona de estudios, que se ha determinado en los eventos

volcánicos de Tacaza Puno se encontrado en secciones delgadas presencia de olivinos en lavas basálticas; como se observa en la sección delgada de la figura 32.

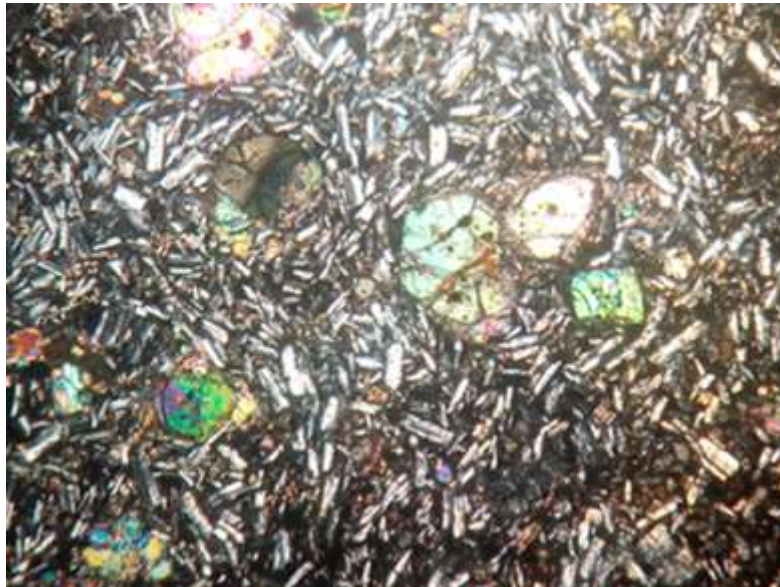


Figura 32. Se observan cristales idiomorfos de olivino en lavas volcánicas, visto en luz polarizada, 10x.

El grado de cristalización de los minerales máficos como clinopiroxenos a partir de la diferenciación de un magma básico fraccionada, que depende principalmente del contenido de SiO_2 del magma y de las condiciones de presión y temperatura, bajo las cuales tiene lugar la cristalización, de los cuerpos magmáticos calcoalcalinos.

CONCLUSIONES

- Los minerales principales minerales que se han evaluado son; plagioclasas 56%, sanidinas 6%, cuarzo 14%, augita 6% %, biotitas 6%, anfíboles 6 % y minerales opacos 4%, cloritas 3%; entre los principales minerales de alteración que se han identificado minerales como sericitas, caolinitas, pirofilitas, cloritas, de 4 – 6%; que se llegan a cristalizarse en los espacios intergranulares de los minerales esenciales que llegaron a formar el stock de Cabanillas. Según la identificación de los componentes mineralógicos principales se logró determinar la clasificación de una roca ígnea intermedia de textura holocristalina, fanerítica con fenocristales idiomorfos de oligoclasas; los feldespatos calcoalcalinos presentan maclas de albita, Carlsbad de intercrecimiento, polisintética; con una zonación concéntrica típica de las plagioclasas en corte basal en magmas félsicos a intermedios.
- El resultado del análisis modal y correlación de los cuerpos ígneos magmáticos, indican que la actividad magmática se dio en distintos momentos; caracterizados por los fenocristales idiomorfos oligoclasas macladas y con núcleos de zonación en corte basal, que muestra las mismas características petrográficas y las propiedades ópticas; con una pequeña diferencia entre los minerales máficos que muestran diferentes hábitos y colores de interferencia; como augitas verde azulinos a pardo rojizos; mientras que los anfíboles mantiene la forma de cristalización en prismas hexagonales y con una exfoliación en dos direcciones dominantes.



RECOMENDACIONES

- Realizar estudios de dataciones radiométricas, en todos los afloramientos de rocas ígneas plutónicas y volcánicas, para hacer correlaciones de las pulsaciones magmáticas, que ha ocurrido en la zona de estudio.
- Proponer el análisis geoquímico en los afloramientos cuerpos magmáticos de la zona de estudio.
- Proponer estudio de inclusiones fluidas en los cuerpos plutónicos, para ver la temperatura de formación de los eventos magmáticos, de cada uno de ellos.

BIBLIOGRAFÍA

- Acosta P., H., Alván De la Cruz, A. A., & Torres Cabrera, P. J. (2007). Evolución del arco magmático Jurásico-Cretácico en la región sur del Perú.
- Aguilar, R., Cerpa, L., Muñoz, L., Torres, D., & Cereceda, C. (2011). Magmatism and Tectonics of Miocene volcanic centers, their relationship with hydrothermal deposits: Condorama-Paratía area, Southern Peru. *XXX Curso Latinoamericano de Metalogenia. Colombia. Resúmenes Extendidos*.
- Álvarez, V. V., Mamani, M., Toro, J. C., & Terán, J. C. (2013). *Aplicación de la geocronología y litogeoquímica a la exploración de pórfidos en el paleoceno*.
- Barazangi, M., & Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *geology*, 4(11), 686-692.
- Bonilla, A., Cramer, T., Poujol, M., Cano, H., Franco, J. A., & Amaya, Z. (2019). Petrografía, geoquímica y geocronología U/Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas a lo largo del Río Cuiarí en el sur del Departamento de Guainía, Colombia. *Boletín de geología*, 41(1), 55-84.
- Carlier, G., Carlotto, V., Lorand, J., Liégeois, J., Fornari, M., Soler, P., & Cárdenas, J. (2006). *Magmatismo y estructuras cenozoicas en el Altiplano sur peruano: implicancias geodinámicas*. Paper presented at the Resúmenes XIII Congreso Peruano de Geología.
- Carlier, G., Carlotto, V., Lorand, J., Liegeois, J., Fornari, M., Soler, P., & Cárdenas, J. (2006). Magmatismo y estructuras cenozoicas en el Altiplano Sur Peruano: Implicancias geodinámicas. XIII Congreso Peruano de Geología. *Sociedad Geológica del Perú*.
- Carlotto, M. S. (2002). *Síndrome de burnout ea satisfação no trabalho: um estudio com professores universitários*. Paper presented at the Burnout: quando o trabalho ameaça o bem-estar do trabalhador.
- Carlotto, M. S., Câmara, S. G., & Borges, Á. M. B. (2005). Predictores del síndrome de Burnout en estudiantes de un curso técnico de enfermería. *Diversitas: Perspectivas en psicología*, 1(2), 195-204.
- Carlotto, V. (2006). La deformación y el acortamiento andino en el sur del Perú: Cusco-Abancay-Sicuani. *Bol. Soc. Geol. Peru*, 101, 91-119.

- Carlotto, V., Carlier, G., Jaillard, E., Cardenas, J., Cerpa, L., Flores, T., & Latorre, O. (2005). Las cuencas terciarias sinorogénicas en el Altiplano y en la Cordillera Occidental.
- Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L., Jaimés, F. (2009). Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 103(1), 1-89.
- Caso, M. P. M. F., Montero, D. G., Leal, P. R., & Ramos, V. A. (2011). Petrografía y geoquímica del magmatismo cretácico superior-eoceno en el área de Pichaihue, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68(2), 173-184.
- Cerpa, L., Cereceda, C., Torres, D., Muñoz, L., Aguilar, R., & Rodríguez, F. (2011). Geología del cuadrángulo de Condorama. INGEMMET. *Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*.
- Cerpa, L., & Meza, P. (2001). Las cuencas Neógenas del sur del Perú, la cuenca Descanso-Yauri (Mioceno): evolución sedimentológica y tectónica. *Universidad Nacional San Antonio Abad Del Cusco. Facultad De Ingeniería Geológica Y Geografía*.
- Cerpa, L., Meza, P., Carlotto, V., Fornari, M., & Sempere, T. (2004). Paleogeografía y evolución de la cuenca miocena de Descanso-Yauri (Cusco) *Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú* (Vol. 5, pp. 175-182): Sociedad Geológica del Perú Lima.
- Clark, A. H., Farrar, E., Kontak, D. J., Langridge, R. J., Arenas F, M. J., France, L. J., Sandeman, H. A. (1990). Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Economic Geology*, 85(7), 1520-1583.
- Chulde, E. (2017). Caracterización petrográfica, geoquímica y petrogenética de los Gabros Hornbléndicos expuestos en La Carolina (Guallupe). Implicaciones regionales en la configuración de la cordillera occidental septentrional del Ecuador. *Revista Científica GeoLatitud*, 1(1), 26-26.
- Donaire, T., & Pascual, E. (2012). Propiedades básicas de petrografía óptica aplicadas a la clasificación y estudio de las rocas ígneas Basic properties in optical petrography applied to classification and study of igneous rocks. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 20(20.2), 189.

- Dorbath, C., Granet, M., Poupinet, G., & Martinez, C. (1993). A teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B6), 9825-9844.
- Echavarría, L., Nelson, E., Humphrey, J., Chavez, J., Escobedo, L., & Iriondo, A. (2006). Geologic evolution of the Caylloma epithermal vein district, southern Peru. *Economic Geology*, 101(4), 843-863.
- Goyzueta, S., & Juli, C. (2018). Caracterización microscópica de muestras representativas de pórfidos de Cu del sur peruano-[Boletín B 57].
- Hanco, E. S. M. (2017). Geología y controles de mineralización en el yacimiento Pucarrajo–Bolognesi–Ancash. *Revista de Investigaciones (Puno)-Escuela de Posgrado de la UNA Puno*, 6(2), 153-161.
- Heinrich, E. W. (1977). *Identificación microscópica de los minerales*: Urmo.
- Hernández, D. C., Vega, G. P. H., Mendoza, L. E. M., & Vela, L. C. T. (2017). Caracterización petrográfica del batolito de Aracataca sector sur-occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta. *Investigación e Innovación en ingenierías*, 5(2), 78-109.
- Herreros V., V. M. (2002). *Petrología y geoquímica de los granitoides del sector oriental de Gredos (Sistema Central Español)*. Universidad Complutense de Madrid, Servicio de Publicaciones.
- Klink, G., R., Van der, J., & Moser, J. (1986). EPR study of vanadium (4+) in the anatase and rutile phases of TiO₂. *Physical Review B*, 34(5), 3060.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., & Bateman, P. (2005). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*: Cambridge University Press.
- López, J. P., & Bellos, L. I. (2006). *Texturas y estructuras de las rocas ígneas: significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas*: INSUGEO.
- MacKenzie, W. S., Guilford, C., & Michel, J. P. (1992). Atlas de pétrographie(minéraux de roches observés en lame mince).
- Machacca, H. E. (2014). Estudio petrográfico de stock de cabanillas–puno. *Revista de Investigaciones Altoandinas-Journal of High Andean Research*, 16(01).

- Mamani, M., Ibarra, I., Carlier, G., & Fornari, M. (2004). Petrología y geoquímica del magmatismo alcalino de la zona noroeste del Altiplano peruano (departamento de Puno).
- Mamani, M., Navarro, P., Carlotto, V., Acosta, H., Rodriguez, J., Jaimes, F., Cueva, E. (2010). *Arcos magmáticos meso-cenozoicos del Perú*. Paper presented at the XV Congreso Peruano de Geología, Cusco. Sociedad Geológica del Perú, Resúmenes Extendidos.
- Mamani, M., & Rivera, F. (2011). Sistema de fallas Iquipi-Clavelinas: zona de transición cortical e implicancias para el emplazamiento de depósitos minerales. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 105, 37-50.
- Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 S to 18 S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Bulletin*, 122(1-2), 162-182.
- Manrique, N., Mariño, J., Samaniego, P., & Fidel, L. (2010). Datos preliminares sobre la evolución vulcanológica del complejo volcánico tutupaca.
- Mateos F., M. T., & Gómez-Pantoja, Fernández-Salguero, A. (2010). ¿Podemos cambiar? Un reto para la Biblioteca de la Universidad de Extremadura.
- Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., & Llovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1), 1-23.
- Muñoz V., L. M., Cerpa Cornejo, L. M., Aguilar Contreras, R., Cereceda Quintanilla, I. C., & Torres Gonzalez, D. E. (2012). *Evolución tectónica-estructural del corredor Paratía-Ocuviri, Puno, sur del Perú: implicancias en el emplazamiento de centros volcánicos y depósitos minerales [Artículo presentado en Congreso]*. Paper presented at the Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, PE, 23-26 setiembre 2012, Resúmenes extendidos.
- Palacios M., O., De la Cruz Wetzell, J. S., De la Cruz Bustamante, N. S., Klinck, B., Ellison, R., & Hawkins, M. (1993). Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al Oeste del Lago Titicaca Sur del Perú (Proyecto Integrado del Sur). Hojas: 31-t, 31-u, 31-v, 31-x, 31-y, 32-s, 32-t, 32-u, 32-v, 32-x, 32-y, 33-v, 33-x, 33-y, 33-z-[Boletín A 42].
- Pérez M., P., Locati, F., Marfil, S. A., Lescano, L., & Maiza, P. (2017). *Estudio petrográfico de rocas graníticas y migmatitas del sistema de Tandilia utilizados*

como agregados para hormigón en la provincia de Buenos Aires. Paper presented at the Congreso Argentino de Áridos.

- Pinto, M. L. P., & Delgado, H. A. C. (2018). Análisis petrográfico e interés ornamental del Batolito de Pueblo Bello y Patillal, el Copey, Cesar. *Investigación e Innovación en ingenierías*, 6(2), 67-77.
- Reynolds, T. J., & Beane, R. E. (1985). Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 80(5), 1328-1347.
- Rivera, H. (2007). Introducción a la geoquímica general y aplicada. *Universidad Nacional Mayor de San Marcos*.
- Thouret, J.-C., Juvigné, E., Gourgaud, A., Boivin, P., & Davila, J. (2002). Reconstruction of the AD 1600 Huaynaputina eruption based on the correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3-4), 529-570.
- Urbani, F. (1971). Streck: Programa en fortran iv para la clasificacion de rocas plutonicas: A Fortran IV Program for the Classification of Plutonic Rocks In Spanish.
- Wasteneys P. L, C., Alan H, Farrar, E., Kontak, D. J., Langridge, R. J., Arenas F, M. J., France, L. J., Sandeman, H. A. (1990). Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Economic Geology*, 85(7), 1520-1583.



ANEXOS

Anexo 1. Plano ubicación y geológico



Fuente: INGEMMET; 2014, que corresponde a la hoja 32 – V. Ubicación del proyecto, 2019.

Anexo 2. Plano geológico

