

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



**“CARACTERIZACIÓN DEL PLUTÓN DE MARCAPATA,
MEDIANTE ESTUDIOS GEOQUÍMICOS Y PETROGRÁFICOS EN
LA CORDILLERA ORIENTAL DEL SUR DEL PERÚ-
QUISPISCANCHIS-CORANI”**

TESIS

PRESENTADA POR:

LEONIDAS ASTETE TEBES

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PUNO – PERÚ

2018

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

“CARACTERIZACIÓN DEL PLUTÓN DE MARCAPATA, MEDIANTE
ESTUDIOS GEOQUÍMICOS Y PETROGRÁFICOS EN LA CORDILLERA
ORIENTAL DEL SUR DEL PERÚ-QUISPISCANCHIS-CORANI”

TESIS PRESENTADA POR:

Bach. LEONIDAS ASTETE TEBES

PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

APROBADO POR EL JURADO REVISOR CONFORMADO POR:

PRESIDENTE:



Dr. Sofia Lourdes Benavente Fernandez

PRIMER MIEMBRO:

Ing. Luis Vicente Ortiz Gallegos

SEGUNDO MIEMBRO:



Ing. Jaime Cesar Rodrigo Martinez

DIRECTOR / ASESOR:



Mg. Miguel Elias Calcina Benique

ASESOR:



Ing. Roberto Florentino Zegarra Ponce

FECHA DE SUSTENTACIÓN: 04-04-2018

Área: Geología Regional

Tema: Geoquímica y petrografía

DEDICATORIA:

A mi padre Vicente Astete Sosa, que desde el cielo siempre estará pendiente en mis realizaciones, así mismo por haberme inculcado los valores de honestidad, respeto y solidaridad, que me hacen la persona que soy.

A mi madre Juana Tebes Mamani, por su abnegado sacrificio, de haberme sabido guiar por el camino de la superación.

A mis hermanos Ronald, Abelardo, Nylda, Menta, porque inspiraron ejemplo, así mismo a Rolando y Lourdes para que pueda servirles de ejemplo e impulso para que puedan finalizar sus estudios superiores.

A mi sobrino Carlos Leonel. Espero que con la bendición de Dios pueda ser un hombre del bien.

A la Universidad Nacional del Altiplano, Facultad de Ingeniería Geológica y Metalúrgica, Escuela Profesional de Ingeniería Geológica por haberme dado los conocimientos para mi desenvolvimiento profesional.

Dedico esta Tesis a todos y todas las personas que siempre estuvieron pendientes en todo momento.

AGRADECIMIENTOS:

En primer lugar, agradezco a Dios por haberme dado la oportunidad para dedicarme al ejercicio de lo que más me gusta hacer en esta vida, que es la Geología, que es mi pasión y aventura. No hay lugar en la naturaleza que no aguarde secretos, arte, esta inspiración me permitió entregar un grano de conocimiento y contribuyendo al bienestar de nuestro país y de la humanidad. El estudio: "CARACTERIZACIÓN DEL PLUTÓN DE MARCAPATA, MEDIANTE ESTUDIOS GEOQUÍMICOS Y PETROGRÁFICOS EN LA CORDILLERA ORIENTAL DEL SUR DEL PERÚ-QUISPISCANCHIS-CORANI" ha sido posible gracias al apoyo del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

A las Autoridades del INGENMET, past Presidenta del Consejo directivo Ing. Susana Vilca Achata, por poner a disposición la data geoquímica para la presente investigación.

Agradezco al Ing. Pedro Navarro director de la Dirección de Geología Regional del INGENMET por haberme permitido realizar los estudios petrográficos y Fluorescencia de Rayos X.

A mis asesores Mg. Miguel Calcina Benique, Roberto Zegarra Ponce maestros de la Universidad Nacional del Altiplano por la revisión, corrección y sugerencias de este estudio.

De igual manera a los Ingenieros Alan Santos, Dante Soberón, Walter Callo y Sandra Choquehuanca perteneciente al Proyecto Batolitos de la Dirección de Geología Regional del INGENMET, quienes me apoyaron en la formulación del proyecto de investigación, reconocimiento de las secciones petrográficas y en los trabajos de geología de campo.

ÍNDICE GENERAL

Dedicatoria:	I
Agradecimiento:	II
Índice General:	III
Índice de figuras:	IV
Índice de tablas:	V
Índice de acrónimos:	VI
Índice de anexos:	VII
RESUMEN:	15
ABSTRACT:	16

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA:	19
1.2 JUSTIFICACIÓN:	20
1.3 OBJETIVOS:	20
1.3.1 Objetivos generales:	20
1.3.2 Objetivos específicos:	21
1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO:	21
1.5 ANTECEDENTES:	21
1.6 MARCO GEOGRÁFICO:	22
1.6.1 Ubicación:	22
1.6.2 Vías de accesos:	23
1.7 MARCO GEOLÓGICO:	23
1.7.1 Unidades morfoestructurales:	23
1.7.1.1 Ladera subandina:	23
1.7.1.2 Ladera Cordillerana:	24
1.7.1.3 Relieve Cordillerano Oriental:	24
1.7.1.4 Plataforma volcánica:	24
1.7.2 Geología regional:.....	25
1.7.2.1 Rocas del Precámbrico:	25
1.7.2.2 Complejo Iscaybamba:	25
1.7.2.3 Rocas del Paleozoico:	27
1.7.2.4 Grupo San José (Oim-sj):.....	27
1.7.2.5 Formación Sandia (Os-s):	28
1.7.2.6 Formación Ananea (SD-a):	29
1.7.2.7 Grupo Ambo (Ci-a):	29

1.7.3 Rocas Ígneas:	30
1.7.3.1 Grupo Mitu (PET-m):	30
1.7.4 Marco geotectónico:	31

CAPITULO II: REVISIÓN LITERATURA

2.1. GEOLOGÍA Y CARTOGRAFIADO DE BATOLITOS:	35
2.1.1. Formas de plutones y batolitos:	35
2.1.1.1. Redonda:	35
2.1.1.2. Ovalada:	35
2.1.1.3. Lenticular:	36
2.1.1.4. Tabular:	36
2.1.2. Anatomía de batolitos:	36
2.1.2.1. Batolitos simples:	36
2.1.2.2. Batolitos compuestos:	36
2.1.3. Estructuras de rocas Plutónicas:	37
2.1.3.1. Batolitos:	38
2.1.3.2. Diques:	39
2.1.4. Contacto en rocas intrusivas	39
2.1.4.1. Los contactos netos:	39
2.1.4.2. Los bordes de enfriamiento:	40
2.2. PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS:	41
2.2.1. Fusión en el manto y corteza continental:	41
2.2.2. Mecanismos de evolución magmática:	41
2.2.3. Magmatismo en zonas convergentes:	43
2.2.4. Magmatismo de arco continental:	44
2.2.5. Desarrollo de rifts intracontinentales, contexto geodinámico:	44
2.3.5.1. Rift activo:	45
2.3.5.2. Rift activo:	45
2.3.5.3. Magmatismo en zonas de trasarco:	45
2.3. GEOQUÍMICA:	46
2.3.1. Geoquímica magmática:	47
2.3.2. Clasificación de Magmas:	47
2.3.3. Geoquímica de los elementos mayores y trazas:	48
2.3.4. Tierras raras (REE):	50
2.3.5. Elementos compatibles e incompatibles:	52
2.3.6. Diagramas lito geoquímicos:	54
2.3.6.1. Diagramas para clasificar rocas:	54
2.4. PETROGRAFÍA DE ROCAS ÍGNEAS:	59
2.4.1. Texturas de rocas intrusivas:	59
2.4.2. Texturas especiales:	60
2.4.2.1. Textura Mirmequitico:	60
2.4.2.2. Textura Poiquilítico:	60
2.4.2.3. Textura Pertítico:	60
2.4.2.4. Textura Simplectítica:	61
2.4.2.5. Textura Gráfica:	61
2.4.2.6. Textura Rapakivi:	62

CAPITULO III: MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. RECOPIACIÓN Y REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA (PRE CAMPO):	63
3.2. TRABAJO DE CAMPO (CAMPO):	63
3.2.1. Análisis y procesamiento de resultados de fluorescencia de rayos X:	64
3.2.2. Preparación, descripción, análisis e interpretación Petrografía:	64
3.3. ELABORACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS (POSTCAMPO):	65
3.3.1. Análisis y procesamiento de resultados de fluorescencia de rayos X:	65
3.3.2. Preparación, descripción, análisis e interpretación Petrografía:	67
3.3.3. Análisis, estudio, procesamiento e interpretación geoquímica:	71

CAPITULO IV: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA CARTOGRÁFICA DEL PLUTÓN MARCAPATA:	74
4.2. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL PLUTÓN MARCAPATA:	81
4.2.1. Geoquímica de Elementos mayores:	81
4.2.2. Diagramas de clasificación de rocas:	84
4.2.2.1. Diagrama R1-R2:	84
4.2.2.3. Diagrama de Índice de Saturación de Alúmina:	87
4.2.2.4. Diagrama de Cristalización de feldespatos por el Enriquecimiento de Na-K:	89
4.2.2.5. Diagrama Enriquecimiento de K:	91
4.2.2.6. Diagrama de Determinación del contenido de FeO total:	91
4.2.2.7. Diagramas de variación de Harker:	92
4.2.3. Tierras raras (REE):	96
4.2.3.1. Elementos compatibles e incompatibles:	97
4.2.3.2. Diagrama de Origen de los granitos:	98
4.2.3.3. Diagrama de variación:	100
4.2.3.4. Diagramas de Razones de Elementos Traza:	103
4.2.3.5. Diagrama de Profundidad de la fuente magmática:	106
4.2.3.6. Diagramas de Concentración de Tierras Raras:	109
4.2.3.8. Diagrama de Normalización de Condritos-Diagrama de Tierras Raras:	115
4.2.3.9. Implicancias metalogenéticas relacionado a la geoquímica de rocas:	118
4.3. CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA:	122
4.3.1. Características Petrográficas del sector Limacpunku:	123
4.3.2. Características Petrográficas del sector Parina, Yasapata y Marcapata:	128
4.4.3. Características Petrográficas del sector Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro:	136
4.4. RESULTADOS DE ANÁLISIS MINERALÓGICOS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X:	146
4.4.1. Difracción de rayos X del sector Limacpunku:	146
4.4.2. Difracción de rayos X del sector Parina, Yasapata y Marcapata:	147
4.4.3. Difracción de rayos X del sector Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro:	149

CONCLUSIONES:	151
RECOMENDACIONES:	154
REFERENCIAS:	155
ANEXOS:	162
ANEXO 1: FOTOS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS	163
ANEXO 2: FOTOS DEL AREA DE ESTUDIO.....	166
ANEXO 3: UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS Y MAPAS	168

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1:	Mapa de ubicación del área de estudio.....	22
Figura 2:	Fotografías de las unidades geomorfológicas.....	25
Figura 3:	Formas de afloramiento de los plutones	36
Figura 4:	Anatomía de batolitos.....	37
Figura 5:	Block diagrama de donde se muestra estructuras de rocas Plutónicas.....	38
Figura 6:	Formas de contactos de rocas Intrusivas	40
Figura 7:	Diagrama de clasificación de carga iónica positiva vs el radio iónico de elementos mayores y elementos traza	54
Figura 8:	Equipos y materiales para el análisis de Fluorescencia de Rayos X	67
Figura 9:	Preparación de secciones delgadas y secciones pulidas.....	70
Figura 10:	Estudio, descripción e interpretación minuciosa de secciones delgadas de muestras de rocas intrusivas, mediante microscopía óptica de luz transmitida..	71
Figura 11:	Flujograma de diseño metodológico utilizado para la Investigación.	73
Figura 12:	Caracterización Geológica, sector Yanaruna, Patajespe Cancha, Ojoruro	75
Figura 13:	Caracterización Geológica, sector Marcapata y quebrada Parina	78
Figura 14:	Caracterización Geológica, sector Limacpunku.....	79
Figura 15:	Plano geológico del área de estudio.....	80
Figura 16:	Clasificación de cationes R1-R2, para el Plutón Marcapata.....	85
Figura 17:	Diagrama Sílice vs Total Álcalis "TAS"	86
Figura 18:	Diagrama de Índice de saturación de alúmina	89
Figura 19:	Diagrama de Cristalización de Feldespatos	90
Figura 20:	Diagrama de Enriquecimiento de K	91
Figura 21:	Diagrama de Determinación del contenido de FeO total	92
Figura 22:	Diagramas de variación de Harker para Plutón Marcapata:.....	95
Figura 23:	Diagramas de origen y/o discriminación de ambiente tectónico	100
Figura 24:	Diagramas de variación para elementos traza del Plutón Marcapata	103
Figura 25:	Diagramas de razones de Elementos Traza	106
Figura 26:	Diagrama de Profundidad de la fuente magmática	109
Figura 27:	Diagrama Multielemental.....	114
Figura 28:	Diagrama de Normalización a Condritos-Diagrama de Tierras Raras	117
Figura 29:	Diagramas de implicancias metalogenéticas.....	121

Figura 30:	Fotomicrografías Nx a-e; muestra GR39A-15-222.....	125
Figura 31:	Fotomicrografías Nx; muestra GR39A-15-224	127
Figura 32:	Fotomicrografías Nx: a-c; muestra GR39A-15-191	129
Figura 33:	Fotomicrografías Np: d-g; muestra GR39A-15-191	130
Figura 34:	Fotomicrografías Nx; a-d; muestra GR39A-15-255.....	132
Figura 35:	Fotomicrografías Nx:1-3; muestra GR39A-15-200.....	135
Figura 36:	Fotomicrografías Nx: a-c; muestra GR39A-15-195.....	137
Figura 37:	Fotomicrografías Np: d-f; muestra GR39A-15-195	138
Figura 38:	Fotomicrografías Nx: a-c; muestra GR39A-15-196.....	140
Figura 39:	Fotomicrografías Np; d-g; muestra GR39A-15-196	141
Figura 40:	Fotomicrografías; Np: a-f; muestra GR39A-15-181	143
Figura 41:	Fotomicrografías Nx: 1-3; muestra GR39A-15-181	144
Figura 42:	Clasificación de la biotita en función del color	145

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Accesibilidad al área de estudio	23
Tabla 2: Clasificación de granitoides S–I–A–M.....	46
Tabla 3: Características químicas de las Tierras Raras (Tomado de Vásquez, 2009)	52
Tabla 4: Data Geoquímica de Laboratorio de Elementos mayores del Plutón Marcapata	82
Tabla 5: Valores Recalculados de Elementos mayores del Plutón Marcapata.	83
Tabla 6: Valores de Proporciones Milicatiónicas, para diagrama R1 vs R2.	84
Tabla 7: Valores en (wt%), para Diagrama Sílice vs Total Álcalis del Plutón Marcapata	86
Tabla 8: Valores de Índice de Saturación de Alúmina, para diagrama de Índice de saturación de alúmina Del Plutón Marcapata.	88
Tabla 9: Valores para diagrama de cristalización de feldespatos.....	90
Tabla 10: Valores para Origen de los granitos del Plutón Marcapata	99
Tabla 11: Diagramas de variación para elementos traza del Plutón Marcapata	102
Tabla 12: Valores de Razones de Elementos Traza del Plutón Marcapata	104
Tabla 13: Valores para Diagramas de Profundidad de la fuente magmática del Plutón Marcapata	107
Tabla 14: Normalización en valores de manto primitivo de Elementos trazas.....	113
Tabla 15: Normalización en valores de condritosde Elementos trazas	116
Tabla 16: Valores de implicancias Metalogenéticas relacionado a la geoquímica de rocas ..	120
Tabla 17: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-224.....	146
Tabla 18: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-222.....	146
Tabla 19: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-188.....	146
Tabla 20: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-200.....	147
Tabla 21: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-255.....	147
Tabla 22: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-191.....	147
Tabla 23: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-260.....	148
Tabla 24: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-261.....	148
Tabla 25: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-181.....	149
Tabla 26: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-195.....	149
Tabla 27: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-196.....	149
Tabla 28: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-184.....	150
Tabla 29: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-185A.....	150

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

- ap: apatito
- ANFs: anfíboles
- ARCs: arcillas
- Bt: biotita
- Bt-ma: biotita azulado
- Bt-mv: biotita verduzco
- °C: centígrados
- Ci-a: Grupo Ambo
- CLs: cloritas
- Cz: cuarzo
- DM :depleted mantle
- ep: epidota
- EM :manto enriquecido
- FPs-K : feldespato potásico
- HIMU: high - μ
- HFSE: High Field Strength Elements
- HREE: Heavy Rare Earth Elements
- ICM: Inductively Coupled Mass
- ICP-MS: Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry
- LILE : Large Lithophile Elements
- LOI: Lost of Ignition
- LREE Tierras Raras Ligeras
- Ma: Millones de años
- MREE :Tierras Raras Intermedias
- MORB: Mid – ocean ridge basalt
- NO: Noroeste
- OIB: basatos de islas oceánicas
- Oim-sj: Grupo San José
- OLVs: olivinos
- ORG: Ocean Ridge Granites
- Os-s: ordovisico Sandia
- OXs: Oxidos
- P: presión
- PET-m: permo-triasico-mitu
- PLGs:plagioclasas
- REE: elementos de tierras raras
- RI : radio iónico
- SD-a: Silurico Devoniano - Ananea
- SE: sureste

- ser: sercita
- SGS: Societe Generale de Surveillance
- SSW: sur suroeste
- SYN COLG : granitos sincolisionales
- T °: temperatura
- TAS: total álcalis silice
- UTM: univerasal transversal mercaton
- USGS: United States Geological Survey
- VAG : Volcanic arc granite
- WGS 84: Worl Geodetic System 1984
- WPG : granitos de intraplaca
- Zcn: zircón

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: FOTOS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS.....	163
Foto 1: muestra GR39A-15-260.....	163
Foto 2: Muestra GR39A-15-255.....	163
Foto 3: Muestra GR39A-15-222 stock diorítico Limacpunku.	163
Foto 4: Muestra GR39A-15-260 Granodiorita Lako.	164
Foto 5: Muestra GR39A-15-224 Gabro Limacpunku.	164
Foto 6: Muestra GR39A-15-191.....	164
Foto 7: Muestra de Minerales de Hematita, gohetita, Oxds de Fe y cuarzo, en el área de Lako.	165
ANEXO 2: FOTOS DEL AREA DE ESTUDIO.....	166
Foto 8: Contacto del stock diorítico de Limacpunku con Metareniscas de la formación Sandia.	166
Foto 9: Antigos labores Mineros en el area de Marcapata.	166
Foto 10: vista de la quebrada Parina.	167
ANEXO 3: UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS Y MAPAS	168
Ilustración 1: Principales unidades geológicas agrupadas, según litología, ambiente de ocurrencia y geocronología.....	168
Ilustración 2: Estratigrafía generalizada de rocas sedimentarias y plutónicas antiguamente y actualmente Miscovich (2012).....	169
Mapa 1: Mapa de Unidades Geomofologicas.....	170
Mapa 2: Mapa de imágenes satelitales.....	171

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo de investigación es, realizar la caracterización del Plutón de Marcapata en base a estudios geoquímicos y petrográficos en rocas ígneas intrusivas. Que permitieron clasificar unidades magmáticas existentes. La metodología consistió en etapas pre- campo, campo y gabinete, con estudios de cartografiado geológico, procesamiento de la data geoquímica, petrográficos y Fluorescencia de Rayos X, proporcionadas por INGEMMET. Los análisis químicos realizados, muestran dos campos diferentes, rocas gabros de afinidad alcalina, con carácter metaluminoso, del campo de Granitos de intraplaca moderado en sodio, altos en FeO. Por otro lado, las granodioritas y monzogranitos de afinidad calcoalcalina, con contenido medio en K de carácter peraluminico, del campo de Granitos de Arco Volcánico, bajos en FeO. Los valores de Ce/Y vs SiO₂ determinaron dos grupos, para gabros (1.5 a 2.5 de Ce/Y), indicando magmas formados en una corteza con espesor de 40 a 20 Km de profundidad, mientras las rocas granodioritas y monzogranitos con valores de 2 a 9 de Ce/Y, se formaron de 40 a 90 Km de profundidad. Las razones de SiO₂ vs Sm/Yb, determinó que las rocas intermedias y acidas, con valores de 8.15 a 10.93 de Sm/Yb, indican magmas más recientes, mientras los valores de 2.16 – 6.10 de Sm/Yb, indican magmas más antiguos. Los estudios petrográficos permitieron definir, como un cuerpo compuesto de tres unidades magmáticas. Limacpunku (gabros), Marcapata, Parina y Yasapata, (granodioritas), y Yanaruna, Patajespe y Ojoruro (monzogranitos). Los estudios de Fluorescencia de Rayos X, contrastan los estudios petrográficos.

Palabra claves: Marcapata, Geoquímica, petrografía, elementos mayores, traza.

ABSTRACT

The objective of this research work is to characterize the Marcapata Pluton based on geochemical and petrographic studies on intrusive igneous rocks. That allowed to classify existing magmatic units. The methodology consisted of pre-field, field and cabinet stages, with studies of geological mapping, geochemical data processing, petrographic and X-ray fluorescence, provided by INGEMMET. The chemical analyzes carried out show two different fields, gabbro rocks of alkaline affinity, with metaluminous character, of the field of Granites of intraplate moderated in sodium, high in FeO. On the other hand, the granodiorites and monzogranites of calcoalkaline affinity, with average K content of peraluminic character, from the field of Granites of Volcanic Arc, low in FeO. The values of Ce / Y vs SiO₂ determined two groups, for gabros (1.5 to 2.5 of Ce / Y), indicating magmas formed in a crust with a thickness of 40 to 20 km depth, while the granodiorite and monzogranite rocks with values of 2 to 9 of Ce / Y, they were formed from 40 to 90 km deep. The ratios of SiO₂ vs Sm / Yb, determined that the intermediate and acid rocks, with values of 8.15 to 10.93 of Sm / Yb, indicate more recent magmas, while the values of 2.16 - 6.10 of Sm / Yb, indicate older magmas. The petrographic studies allowed to define, as a body composed of three magmatic units. Limacpunko (gabros), Marcapata, Parina and Yasapata, (granodioritas), and Yanaruna, Patajespe and Ojoruro (monzogranitos). The studies of X-ray fluorescence, contrast petrographic studies.

Keywords: Marcapata, Geochemistry, petrography, major elements, trace.

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

Esta tesis se llevó a cabo dentro del convenio celebrado entre las instituciones INGEMMET (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico), Dirección de Geología Regional, Proyecto batolitos “GR39A” y por otro lado la Universidad Nacional del Altiplano Puno, Facultad de Ingeniería Geológica y Metalúrgica.

El trabajo de Investigación consiste en el estudio de características geoquímicas y petrográficas del Plutón de Marcapata en la Cordillera Oriental del Sur del Perú – Quispiscanchis – Corani. Para lo cual se estudiaron en tres sectores: Limacpunku; Marcapata, Parina y Yasapata; Yanaruna, Patajespe y Ojoruro. Con el objetivo de clasificar en unidades magmáticas.

En el orogéno Oriental del Sur del Perú, encontramos bastos afloramientos de rocas intrusivas en dimensiones, formas y episodios diferentes, que en gran medida son atribuidos a la acción de tres ciclos orogénicos: Precambriano tardío, Herciniano y Andino (Kontak et al., 1984; Sempere, 2004). La importancia de los lineamientos visibles sensiblemente Este – Oeste del ciclo Precambriano, que presenta un truncamiento por la línea de la costa a nivel del Sur del Perú. Permitió organizar la paleogeografía del Paleozoico y determinar los límites (Dalmayrac, 1986). Por otro lado, la acción de la fase Eoherciniana (Devoniano superior – Carbonífero inferior), quien fue la responsable del plegamiento “dúctil” intenso NO-SE, en el sur del Perú, de los estratos litológicos del Paleozoico inferior comprendidos por los grupos San José, Formación Sandía, Formación Ananea (Carlier et al., 1982). Posteriormente en el curso (Pérmico medio) una fase de plegamiento afectó el sur del Perú, a la cual se le denomina fase Tardihercínico (Laubacher, 1970). Esta fase actuó sobre los terrenos del Paleozoico superior (grupos Ambo, Tarma y Copacabana). En el centro y norte del Perú se produjo solamente una epirogénesis; También cabe señalar que en este periodo se presenta un vulcanismo de composición acida asociada a coladas spiliticas, interpretado como el índice del funcionamiento de una zona de “rift” intracontinental (Dalmayrac, 1986).

El desarrollo de “rifting”, que se inició en el Pérmico Superior en la Cordillera Oriental del Perú central y se propagaron hasta el territorio Boliviano (Jurásico Medio) a lo largo de un eje que coincide con la actual Cordillera Oriental. Durante el Pérmico Superior – Triásico. El rifting produjo grábens subsidentes que fueron rellenados por los depósitos aluviales rojos y vulcanitas del Grupo Mitu (Jacay et al., 1999; Vivier et al., 1976). Este episodio trajo consigo un adelgazamiento litosférico.

Para llevar a cabo la presente investigación, se recolectaron 20 muestras de esquirlas de rocas, a las cuales se realizaron análisis Químico multielemental por 45 elementos, con el objetivo de realizar el estudio de elementos mayores, que determinó la clasificación de tipo de roca, alcalinidad, saturación de alúmina, enriquecimiento de potasio, cristalización de feldespatos que determinaron los comportamientos y procesos magmáticos y petrogenéticos. Los elementos trazas ya sean compatible, incompatibles o realizando una combinación de estos permitieron conocer y determinar el origen de los granitos (discriminación tectonomagmática), variabilidad de diferentes procesos magmáticos y petrogenéticos, razones de elementos trazas, profundidades de fuentes magmáticas, diagramas multielementales e implicancias metalogenéticas.

También se recolectaron 08 muestras de mano, a los cuales se realizaron estudios petrográficos, con el objetivo de cruzar información geoquímica y petrográfica, así mismo desde perspectivas texturales y mineralógicas se pudo comprender mejor los procesos genéticos de cristalización, distribución mineralógica y la acción e implicancias de volátiles y factores externos actuantes.

Para contrastar los estudios petrográficos, fueron importantes realizar estudios de fluorescencia de Rayos X, para lo cual se recolectaron 13 muestras de esquirlas de roca.

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA:

En las últimas décadas las investigaciones enfocadas y encaminadas en ordenar y clasificar grupos de rocas intrusivas desde perspectivas de estudios litogeoquímicos de elementos mayores y traza, así mismo petrográficos. Han conducido comprender mejor los modelos de la evolución magmática y variaciones geoquímicas en el tiempo y espacio de los tipos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, a partir de este avance se ha empezado a estudiar en detalle la litogeoquímica (geoquímica de rocas) y su relación a las asociaciones de elementos metálicos y tierras raras. Para Rivera (2014), el estudio microscópico de una roca queda definida de una manera incompleta, debido a que casi todos los minerales admiten considerables sustituciones de otros elementos químicos en su estructura, por tanto, podemos encontrar rocas de igual composición mineralógica y con una distinta composición química. Por tanto, una roca definida sólo por su composición mineralógica o por su análisis químico, está parcialmente definida y conviene tener los dos datos. El análisis químico es un complemento necesario en la investigación petrológica o viceversa.

Actualmente los trabajos de cartografiado geológico a escala 1:50 000, que viene realizando INGEMMET, en esta área, están poniendo en evidencia el afloramiento de bastos cuerpos intrusivos comprendidos desde monzogabros, dioritas, granodioritas, cuarzo monzodiorita y monzogranitos de diferentes características mineralógicas, químicas, texturales y estructuras de distintas dimensiones y formas. En ese sentido el presente estudios conllevará al conocimiento de la variabilidad química de estos intrusivos y la abundancia de elementos trazas petrogenéticos, así mismo la distribución de cristales minerales para comprender la evolución magmática del área de Marcapata de la Cordillera Oriental del Sur del Perú y clasificar por Unidades magmáticas. Entonces las interrogantes para la presente investigación son:

¿Cuál es la caracterización litogeoquímicas y petrográfica que presentan los diferentes eventos magmáticos ocurridos en el área de Marcapata?

- a) ¿Qué características geológicas y geoquímicas tienen los intrusivos del área de Marcapata?
- b) ¿Qué relaciones tienen con respecto al ambiente tectónico en el Sur del Perú?
- c) ¿A qué conlleva las diferencias composicionales, mineralógicas y texturales en los intrusivos, y cuáles son las facies petrográficas?

Encontrar respuesta a estas interrogantes a través del presente estudio será el objetivo fundamental de la presente investigación.

1.2 JUSTIFICACIÓN:

La caracterización del Batolito de la Cordillera Oriental es un trabajo que aún no se ha desarrollado integralmente, los pocos estudios realizados en este lo definen como un batolito constituido principalmente de granito. En este sentido los trabajos recientes de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET, muestran que este batolito tiene una historia muy compleja, la misma que necesita estudiarse con detalle. Por lo tanto, con el presente trabajo de investigación se pretende realizar la caracterización del Plutón de Marcapata que forma parte del Batolito de la Cordillera Oriental, en base a estudios de geoquímica y petrográficos en rocas, de manera que se empiece a comprender parte de la historia de este batolito que aún es incierta.

Este proyecto es de investigación básica que, con el análisis estadístico, graficación e interpretación de los datos litogeoquímicos y petrográficos de los intrusivos de Marcapata en la Cordillera Oriental del Sur del Perú se obtendrían las relaciones genéticas, sus variaciones elementales en el tiempo y espacio.

1.3 OBJETIVOS:

1.3.1 Objetivos generales:

Realizar la caracterización del Plutón de Marcapata en base a estudios geoquímicos y petrográficos en rocas.

1.3.2 Objetivos específicos:

- a) Efectuar un cartografiado geológico, considerando las relaciones de contacto para obtener edades relativas de emplazamiento de las diferentes rocas intrusivas que afloran en el área de Marcapata.
- b) Diferenciar e interpretar diagramas litogeoquímicos de elementos mayores y trazas.
- c) Contrastar y correlacionar los resultados de estudios de fluorescencia de rayos X con resultados de análisis geoquímicos y petrográficos.

1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO:

Los estudios de geoquímica y petrografía de rocas permitirán realizar la caracterización del Plutón de Marcapata; para clasificar unidades magmáticas existentes.

1.5 ANTECEDENTES:

Los primeros estudios en las rocas intrusivas del área de Marcapata fueron realizados por Douglas, J.A., (1932), quien reportó en el trayecto del río Socapata, localidad de Hacienda Ttio y en el río Marcapata afloramientos de granitos alcalinos y gabro – hornblendas; más tarde, Audebaud (1967), identificó afloramientos de diorita cerca de los baños termales de Marcapata. Así mismos estudios realizados por Bellido (1969) indica la existencia de afloramientos de granito y granodiorita en el área de Hualla-Hualla que pertenecen a Marcapata. Chávez, Salas, Gutiérrez, y Cuadros (1997), realizaron estudios geoquímicos en 3 muestras de rocas intrusivas en el área de Marcapata, ubicadas en el paraje Cachi Cachi, sobre la carretera en dirección de Cachihua a Limacpunku, obteniendo resultados con características en el dominio calco alcalino.

Así mismo resalta el estudio de geocronología realizado por Stewart (1964), quien obtuvo una edad de 218 Ma por el método de K-Ar en una muestra cerca al camino a la herradura entre Marcapata – Cachi Cachi donde el intrusivo corta a las pizarras de la Formación Ananea (Paleozoico Inferior). Estudios Geocronológicos más recientes en esta área fueron realizados por Reitsma – Gerdes et al.(2012); Spikings – Schaltegger et al. (2016), por el método U-Pb

sobre zircones, obteniendo un resultado de 236.3 ± 0.9 en una muestra de roca gabro (GR39A-15-224).

Así mismo se cuenta con estudios recientes de termocronología realizados por Louterbach (2014), quien realiza dataciones de U-Th/He sobre apatitos, en dos muestras de granito del Plutón de Marcapata ubicadas en el flanco derecho del Rio Araza a 1.5 km aproximadamente del Pueblo de Marcapata y en el paraje Jocha.

1.6 MARCO GEOGRÁFICO:

1.6.1 Ubicación:

La zona de estudio está localizada entre las coordenadas UTM 8 502 000 a 8 478 000 N y 280 000 a 305 000 E. Políticamente comprende territorios entre las Provincias de Canchis, Quispicanchis (Cuzco) y Carabaya (Puno). Geográficamente se encuentra en la Cordillera Oriental del Sur Peruano, cubriendo aproximadamente un área de 120 Km² con alturas que fluctúan entre los 3500 a 5000 msnm (Figura 1).

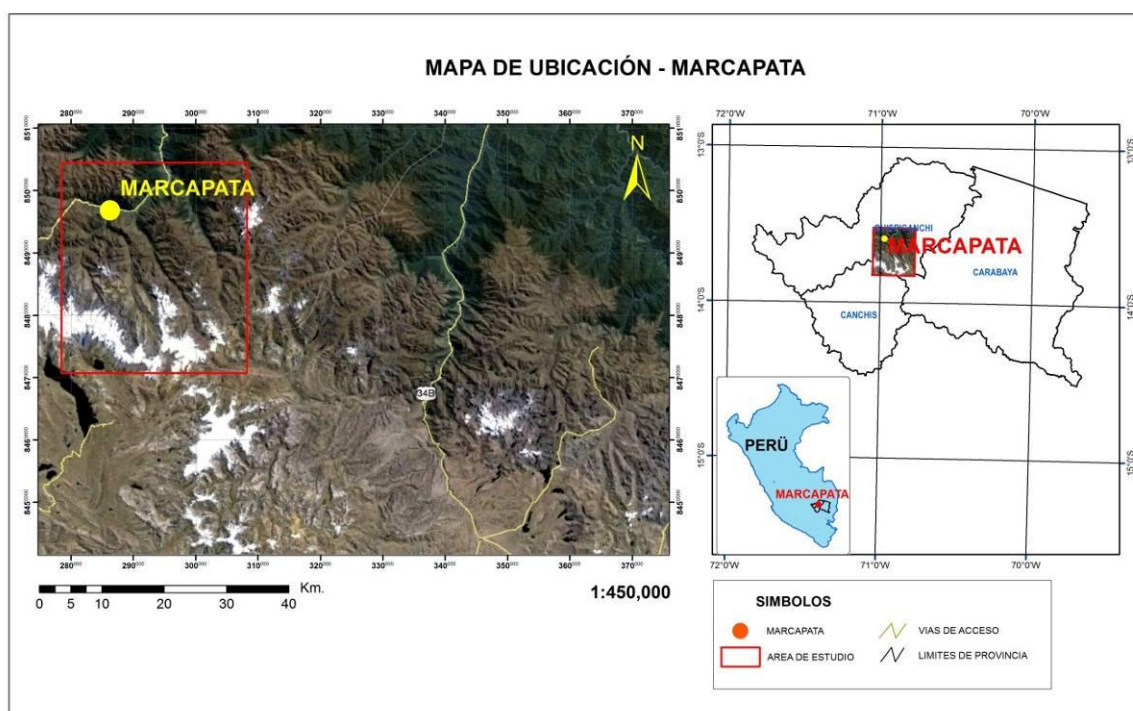


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio.

1.6.2 Vías de accesos:

La accesibilidad al área de estudio es por vía aérea y terrestre, el trayecto Lima-Cusco se optó por vía aérea, posteriormente, por carretera asfaltada desde Cusco-Marcapata, así mismo la otra alternativa factible es por vía terrestre Lima-Arequipa, Arequipa-Juliaca, Juliaca-Macusani, desde Macusani, una carretera afirmada (Macusani-Marcapata) llegando al área de estudio, como se puede apreciar en la tabla N° 1.

Tabla 1. *Accesibilidad al área de estudio.*

Tramos		Distancia (Km)	Tiempo (Horas)	Tipo de Movilidad	Tipo de Vía	
Tramo A	Lima-Cuzco	1165	1:20 min	Avión	Carretera Asfaltada	
	Cuzco-Marcapata	171.6	4 a 5 hrs	Carro	Carretera Asfaltada	
Vías de Acceso	Lima-Juliaca	838	1:20 min	Avión	Carretera Asfaltada transoceánica	
	Tramo B	Juliaca-Macusani	209	3 a 4 hrs	Carro	Carretera Asfaltada transoceánica
		Macusani-Marcapata	100	2 hrs.	Carro	Trocha

1.7 MARCO GEOLÓGICO:

1.7.1 Unidades morfoestructurales:

1.7.1.1 Ladera subandina:

Se ubica entre la ladera Cordillerana y Llanura Amazónica, a manera de una estrecha cadena de cerros y colinas cuyas elevaciones van desde 3500 msnm, con descendencia hasta los 1500 msnm, con ancho que sobrepasa los 15 Km en la parte central y contornos con anchuras de hasta 20 Km (anexo 12). Se caracteriza por un relieve accidentado, debido a la presencia de numerosos ríos y quebradas que bisectan esta parte del territorio originando valles y quebradas profundos, encañonados y encajados en forma de "V", los que aguas abajo están cubiertos por una densa vegetación (Chávez et al., 1997). En esta zona

la vegetación es abundante y típicamente de ceja de selva; en los valles más importantes se cultivan el maíz, rocoto, tomate, zanahoria, palta, durazno, plátano, granadilla, etc. (figura 2C).

1.7.1.2 Ladera Cordillerana:

También denominado como la faja subandina (figura 2B), la cual se extiende paralelo a la Cordillera Oriental, está ubicado en la zona de transición entre la Ladera Subandina y el Relieve Cordillerano Oriental, en la parte Norte entre Macusani y Corani la Ladera Cordillerana empalma con la unidad geomorfológica de plataforma Volcánica (Condori, 2011).

1.7.1.3 Relieve Cordillerano Oriental:

Se expone ampliamente en el área de estudio (figura 2 A y anexo 12), conformando una franja de dirección NO-SE, esta unidad se caracteriza por conformar geformas agrestes e irregulares de laderas empinadas, con predominancia de erosión glacial y procesos geodinámicas (López, 1996). Las características de relieve abrupto, en el que los numerosos nevados de esta zona han dado origen a numerosos ríos y quebradas que bisectan apretadamente el terreno, formando valles profundos y encañonados. Los nevados a resaltar son; el Escopetane, Paco, Yana kasa, Ccolcce Cruz, etc. (Chávez et al., 1997). En esta zona la vegetación se reduce al Ichu y Musgo que llega hasta el pie de los nevados. La temperatura fluctúa entre -20 °C y 5°C, durante el año y las precipitaciones pluviales se producen en forma de lluvia, granizo y nieve durante los meses de verano, siendo más intensas, pero más esporádicas las nevadas durante la época de invierno.

1.7.1.4 Plataforma volcánica:

Se distingue por conformar una amplia plataforma inclinada suave (con menos de 6° aproximadamente) hacia el SSW, a modo de una gran cuesta que se encuentra entre los 4300 y 5200 msnm. Sobre su superficie existen irregularidades topográficas tales como lomadas y cerros bajos (López, 1996).



Figura 2: Fotografías de las unidades geomorfológicas: a) relieve cordillerano; b) ladera cordillerana; c) ladera Subandina.

1.7.2 Geología regional:

1.7.2.1 Rocas del Precámbrico:

1.7.2.2 Complejo Iscaybamba:

El primero en describir fue Laubacher (1978), una secuencia de esquistos, anfibolitas y ortogneis que afloran en el río San Pedro y la quebrada Iscaybamba, denominándolo como tal, la cual considera de una edad Cámbrica a Precámbrica terminal. Así mismo Bonhomme, Audebaud, Vivier (1985), describen una serie de ortogneis, cuarcitas y anfibolitas, entre las localidades de Quincemil y Marcapata los cuales infrayacen a las rocas Ordovícicas del Paleozoico. Posterior a ello Palacios, Molina, Galloso, Lozano y Carlos (1996), identifican una sucesión de metavolcánicos conformados por andesitas y

anfíbolitas de color gris verdosa en el puente oroya, en el cuadrángulo de Quincemil (26-q). Cárdenas, Carloto, Romero, Jaimes y Valdivia (1997), durante el cartografiado de los cuadrángulos de 26-p y 27-p. describió rocas metamórficas granulitas y gneis en el lecho del río Pichari y cielo punco, donde están recubiertas en discordancia angular por el grupo San José. Asignándolo una edad cámbrica, que correlaciona con el complejo Iscaybamba. En la misma línea de los estudios de cartografiado de cuadrángulos en la Cordillera Oriental Chávez et al. (1997), indican afloramientos de una sucesión de cuarcitas en capas de 50-80 cm, intercalándose paquetes gruesos de esquistos (5m), esquistos arenosos, anfíbolitas, andesitas y ortogneis en el lecho del río Marcapata que infrayacen a capas del Paleozoico. Así mismo Sánchez y Zapata (2003), indican la existencia de un afloramiento conjunto de micaesquistos, mármoles, cuarcitas, gneis y localmente anfíbolitas, incide que el complejo tiene una asignación del precámbrico terminal (Neoproterozoico). Por otra parte, Louterbach M. (2014), estudió el complejo Iscaybamba indicando que está conformado de una secuencia de gneis, andesitas, anfíbolitas y cuarcitas. En el trayecto de Camantí-Quicemil y a lo largo del río Marcapata. Estudios recientes por Rodríguez – Soberón et al. (2015.), en el cuadrángulo de Corani, valle del río Marcapata, describen la presencia de esquistos arenosos (metagrawacas), andesitas y anfíbolitas destacando el color gris verdosos oscuro, granitos y ortogneis. Señalando también, que el complejo Iscaybamba infrayace a rocas de edad ordovícica.

Laubacher (1978), sostiene que se trataría de una serie equivalente a la serie de Ollantaytambo que aflora en el valle de Urubamba, a la que se le ha asignado una edad Cámbrica o tal vez Precámbrico terminal. Por su parte Palacios et al. (1996), reconocen que esta unidad se encuentra infrayacente a rocas de edad ordovícica, dándole a conocer una antigüedad de cámbrico – precámbrico a esta unidad. Posteriormente Bonhomme et al. (1985), realizaron dataciones en K-Ar, que reporto edades de 331 ± 5 Ma, 814 ± 13 Ma y 89.3 ± 1.4 Ma, en roca Monzodiorita que está ubicado en coordenadas $70^{\circ}54'W$ $13^{\circ}28'S$. Para Cárdenas et al. (1997), quienes correlacionaron el complejo Pichari con el complejo Iscaybamba, recurrieron a los estudios de dataciones realizados por Dalmayrac (1986) en fracciones de zircones las muestras de la región de

Pichari dando una edad de cristalización de 1140 ± 30 Ma o de 2000 Ma. Aduce que sería la más probable y parece estar de acuerdo con los datos petrográficos, así mismo también hace mención al substrato precámbrico de edad similar conocido en Brasil con el nombre de Formación Uatumá que ha sido datado en 1100 ± 100 Ma (Bigarella, 1973).

1.7.2.3 Rocas del Paleozoico:

El Paleozoico en el sureste Peruano Cordillera Oriental está representado por rocas del Paleozoico inferior y superior. El área de estudio local y regionalmente está comprendida por las siguientes unidades: Grupo San José, formación Sandía, Formación Ananea, Grupo Ambo y grupo Mitu (anexo 11).

1.7.2.4 Grupo San José (Oim-sj):

Douglas (1920), es el primero en reconocer una secuencia de lutitas pizarrosas que afloran en el recorrido del río Quitari y asigna una edad del Ordovícico. Posterior a ello Bulman (1931), efectúa estudios paleontológicos sobre graptolites cerca de la localidad de San Gabán. Por otra parte, Laubacher (1973) es el primero en denominar a las secuencias de lutitas negras graptolíferas que afloran en el valle de Sandía y alto Inambari como Formación San José. Más tarde la Formación San José fue elevada a la categoría de "Grupo" por De la Cruz y Carpio (1996), basados en características litológicas, paleontológicas y al levantamiento geológico de 1/100 000. Definiendo preliminarmente las formaciones Iparo y Purumpata. Así mismo dichos estudios fueron corroborados por Chávez et al. (1997), en la Localidad del valle de Socapata. Recientes estudios realizados en el cuadrángulo de Corani (28-u) por Sánchez y Zapata (2003) ratifican la litología de lutitas pizarrosas con alto contenido de pirita y con escasos niveles de areniscas cuarzosas a lo largo de la Cordillera Oriental.

La edad de Ordovícico medio y superior ha sido definida en base a contenido fosilífero de Graptolitos determinado por Laubacher (1978), en la localidad Del valle de Sandía, Alto Inambari, así también Bulman (1931).

Se correlaciona con la Formación Contaya en Perú y en Bolivia con la Formación Capinota del Llanvirniano de Bolivia (Monge, Valencia Sánchez e INGEMMET, 1998).

1.7.2.5 Formación Sandia (Os-s):

Douglas (1920,1932), alcanzó realizar los primeros estudios de descripciones en niveles de cuarcitas y esquistos en la Cordillera de Carabaya y Vilcanota río Araza, Nusiniscato (Cordillera Oriental y faja subandina). Así mismo Audebaud (1967), reconoce y describe esquistos y cuarcitas del miembro inferior en la localidad del valle de Sandía, consecuentemente Dávila y Ponce de León (1971), registraron la presencia del Ordoviciano en la Cordillera Oriental del sur del Perú y en la Faja subandina respectivamente. Posteriormente Laubacher (1973) reconoce y define a la secuencia de niveles de cuarcita con intercalación de lutitas negras como Formación Sandia en el valle del mismo nombre. Durante el cartografiado geológico en el sureste peruano, Chávez et al. (1997); De La Cruz y Carpio (1996); Monge y Zedano (1996); De La Cruz et al. (1998); Monge et al. (1998), han descrito con mayor detalle a esta unidad en los estudios de cartografiado de cuadrángulos distribuidos a lo largo de la Cordillera Oriental en el sur del Perú, describiendo a la formación Sandia que está ampliamente distribuido en el cuadrángulo de Corani y Ocongate sobreyace discordantemente a la Formación Purumpata, del Grupo San José y en aparente concordancia debajo de la Formación Ananea, presenta una morfología agreste, formando escarpas y encañonamientos profundos con anticlinales y sinclinales simétricos. Además, exhiben fuerte replegamiento destaca por su resistencia a la erosión. Estudios recientes de Sánchez y Zapata (2003) corroboran el afloramiento de cuarcitas en el trayecto de la localidad de Ocongate a Marcapata. Los afloramientos de esta unidad en el cuadrángulo de Ocongate (28-t), afloran en ambos flancos del río Mapacho, entre las localidades de Yanama y la hacienda Mariupata, formando el núcleo de un gran anticlinal. Sus principales afloramientos también se han reconocido entre las localidades de Acogena y Totorane.

La edad para la Formación Sandia es en base a la posición estratigráfica, infrayacente a las formaciones San Gabán y Ananea que se presentan en una

estructura de tipo sinclinal volcado y suprayacente al Grupo San José, en ese sentido se le considera una edad de Ordovícico superior.

1.7.2.6 Formación Ananea (SD-a):

Dávila y Ponce de León (1971) realizaron estudios en el pongo de Carcelpunco (río Inambari), reportando lutitas negras del Siluriano sobre la Formación Zapla o San Gabán que recubre en concordancia a rocas del Ordoviciano. Posteriormente fue denominado Formación Ananea por Laubacher (1973), denominado por el nombre del Nevado Ananea en el cuadrángulo de la Rinconada. En la localidad de Ananea-Cuyocuyo en las nacientes del río Sandía, la cual constituye una prolongación de una secuencia con fósiles del Siluriano que se expone en la zona fronteriza con Bolivia. Estudios posteriores relacionados con la Carta Geológica Nacional: Palacios et al., (1996), Chávez et al. (1996), De La Cruz et al. (1996), López (1996), Monge y Zedano (1996), han identificado la Formación Ananea conformado por lutitas negras con intercalaciones de pizarras en diferentes áreas del sureste peruano.

Dávila y Ponce de León (1971) registraron fósiles de géneros como *Veryhachium Rhomboidium*, en el valle del río Inambari y el coral rugoso *Heterophrentis* sp. De igual manera Martínez y Laubacher (1972), en la cabecera de la laguna Cololo frontera Perú-Bolivia, encontraron los géneros como: *Homolonitidae* indeterminado, *Trimerus* lineares, *Tentaculitis* sp., *Nucula* sp., *Nuculitis* sp. Posteriormente Chávez et al.(1997), señala que se han encontrado fauna Silurico-Devoniana, haciendo mención a los trabajos realizados por López (1996). En el Altiplano del Sur esta unidad se correlaciona con la Formación Chagrapi y la Formación Lampa y en el área de Cusco con parte de la Formación Urcos y con las Formaciones Vila Vila y Santa Rosa de Bolivia (Mendívil y Dávila, 1994).

1.7.2.7 Grupo Ambo (Ci-a):

Inicialmente esta unidad había sido identificada por afloramientos que fueron reconocidos en la Costa, Península de Paracas en estudios de floras desarrollado por Fuchs (1900); Steinmann, Gustav, Stappenbeck, Sieberg y Lisson (1930) quienes encontraron *Archeocalamites radiatus*, *Lepidodendron*

cf. Vetheini, L. cf. Volkmani, Sphenopteris afinis, Rhodea filifera, Rhabdocorpus sp, Calamites suckowi, Sphenopteris hartlebeni, Lepidodendron sternbergui, Sigilalria teselata, Stigmara ficoides y Baieria pluripartita. Posterior a ello Steinmann, (1911), identificó los afloramientos del Grupo Ambo en la Cordillera Occidental, Oriental y Faja Subandina. Newell, Chronic, Roberts (1949), definieron como Grupo Ambo considerando a la unidad exclusivamente como continental, en la localidad de Ambo en el departamento de Huánuco.

En el cuadrángulo de Corani, en el borde central oeste, en el caserío el Putto, los afloramientos son muy parciales, se han reconocido por sus características sedimentarias y litológicas infrayace al Grupo Mitu y sobreyace a las lutitas negras pizarrosas de la formación Ananea (Chávez et al., 1997). En el Altiplano, entre Juliaca y Lampa Laubacher (1978), identificó conglomerados que corresponden al grupo Ambo.

1.7.3 Rocas Ígneas:

1.7.3.1 Grupo Mitu (PET-m):

McLaughlin (1924), definió inicialmente como Formación Mitu en base a las unidades clásticas y volcánicas consideradas como Formación Yauli o Volcánicos Yauli en el centro del Perú, alrededores de Goyllarisquizga. Así mismo Newell et al. (1949) ratifica los estudios de McLaughlin (1924). De Cabrera La Rosa y Petersen (1936) realizan estudios de correlación en el sur del Perú con las capas rojas del Lago Titicaca-Tiquina. Además, las unidades de Pachatusan y Huallabamba están compuestas de conglomerado, andesitas y riolitas estudiados por Gregory (1916), montaña de Pachatusan cerca de Cusco.

Esta unidad mayormente se encuentra en la Cordillera Oriental y el Altiplano. Audebaud (1973), registró en Sicuani y Ocongate en el Cerro Pirhuate, una distribución de conglomerados de matriz arcósicas, andesitas, basaltos y riolitas. Así mismos estudios en la localidad de Cusco por Mendivil, (1978), Candia y Carlotto (1985), Mendivil y Dávila (1994) localizaron rocas volcánicas-sedimentarias.

En el cuadrángulo de Corani Chávez et al. (1997), afloran en su parte central oeste, en el valle del Rio Chimboya, valle del Rio Mates, en los alrededores del nevado Escopetane, Quisoquipiña, en la quebrada Pucamayo, alrededores del Caserío Phinaya, nevado Jolje Cruz (al oeste de la quebrada Chillimojo) y nevado Ausangate.

Para el Grupo Mitu se tiene esencialmente edades por estudios de dataciones radiométricas realizadas, los cuales determinaron lo siguiente: por el método Rb-Sr en lavas indica una edad de 270 y 210 Ma. Kontak et al. (1984). En el noroeste de Bolivia estudios por el método K-Ar indica edades de 280 y 245 Ma (McBride, Robertson, Clark y Farrar, 1983).

En el noroeste de Bolivia estudios realizados en el Grupo Iscay en roca vulcanita, siendo datados por el método K-Ar datan edades de 272 ± 10 Ma (Klinck y Palacios, 1993), estas dataciones le otorgarían un rango de edad al Grupo Mitu entre Permiano superior al Triásico inferior (Chávez et al., 1997). Sempere – Jiménez et al. (2002) realiza dataciones radiométricas en el cuadrángulo de Ayaviri en un dique o colada riolítica que infrayace a la Formación Huancané, datando por el método K-Ar en biotitas de 236 ± 6 Ma. También Misković y Schaltegger (2009), realiza una datación cerca de la ciudad de Abancay por el método U-Pb obteniendo una edad de 234 Ma. Recientemente Reitsma et al. (2010) en colaboración entre la universidad de Ginebra y el INGEMMET, permitieron obtener edades en zircones detríticos para el Grupo Mitu, que aflora en las regiones Abancay-Cusco-Sicuani. Los zircones de areniscas cerca de la ciudad de Abancay indican edades de 225 Ma en la misma zona que dato (Reitsma et al., 2010). Así mismo Carlotto et al. (2010 y 2011) en base a dataciones de zircones proponen para el Grupo Mitu edades Triásico medio-Jurásico inferior.

1.7.4 Marco geotectónico:

Los estudios que se han llevado a cabo en la Cordillera Oriental del Perú han mostrado la existencia de por lo menos tres ciclos orogénicos que han afectado en diferentes formas y etapas a las rocas que actualmente forman el Orogéno

Oriental; estos ciclos comprenden: El Precambriano tardío, Herciniano y el Andino (Carlier et al., 1982). Para el área de estudio resaltaremos la importancia del ciclo Herciniano, porque esta cadena constituye la totalidad de la cordillera Oriental del sur del Perú. Así mismo es importante señalar la importancia de los lineamientos estructurales visibles sensiblemente Este-Oeste del ciclo Precámbrico, estas están truncadas por la línea de la costa a nivel del sur del Perú (Dalmayrac, 1986), porque son en parte el origen de la organización paleogeográfica Paleozoica y determina los límites y el enfrentamiento entre la placa sudamericana y el Oceánica Pacífica.

La fase Eohercínica (Devoniano superior – Carbonífero inferior), quien fue la responsable del plegamiento “ductil” intenso NO-SE, en el sur del Perú, de los estratos litológicos del Paleozoico inferior, comprendidos por los grupos San José, Formación Sandía, Formación Ananea. Cabe precisar con respecto al magmatismo Eoherciniano, que es clasificado en ante, syn y post tectónico. Para Condori (2011), se han distinguido dos Unidades ante-tectónicas: un magmatismo inicial anterior o subcontemporáneo a la formación de la cuenca sedimentaria del Paleozoico inferior y un magmatismo synsedimentario intercalado con rocas de origen marino. La sedimentación del Paleozoico inferior fue precedida por una actividad volcánica relacionada a un fracturamiento que levantó la cuenca sedimentaria subsidente. Por otro lado, el magmatismo synsedimentario tiene mayor énfasis en la amazonia de los andes, principalmente a lo largo del límite entre la cordillera y la zona subandina (Carlier et al., 1982). En la cordillera Oriental y la parte Sur del Altiplano (Laubacher, 1978), se han reconocido algunos Sills basálticos y productos piroclásticos.

La evidencia de ortogneis de Amparaes (Región de Vilcanota-Cusco) que es un granito syntectónico (Marocco, 1978), al igual que el granito de Zongo-Yani de Bolivia (Bard, Botello, Martínez y Subieta, 1974), datado con 330 +/- 10 Ma (Lancelot). Así mismo el granito de San Gabán (Laubacher, 1978) y de Marcapunta localizados en el Sureste del Perú también toma esta denominación; estos dos macizos tienen un metamorfismo termal caracterizado

por andalucita, cordierita, estaurolita, biotita, sillimanita, granates y moscovita (Condori, 2011).

En el curso (Permico medio) una fase de plegamiento afecta el sur del Perú, a la cual se le denomina fase Tardihercínico (Laubacher, 1970), esta fase actuó sobre los terrenos del Paleozoico superior que están comprendidas por los grupos Ambo, Tarma y Copacabana (Chávez et al., 1997). En el centro y norte del Perú se produce solamente una epirogénesis; También cabe señalar que en este periodo se presenta un vulcanismo de composición acida asociada a coladas spiliticas, interpretado como el índice del funcionamiento de una zona de “rift” intracontinental (Dalmayrac, 1986). En conclusión, la fase tardiherciniana parece marcar la cratonización total de las ultimas zonas todavía móviles del dominio herciniano y el ramal sur peruano corresponde a la terminación septentrional de una cadena tardiherciniana, que se extiende desde el sureste del Perú hasta la Patagonia (Dalmayrac, Labaucher y Marocco, 1977).

El desarrollo de “rifting”, que se inició en el Pérmico Superior en la Cordillera Oriental del Perú central y se propagaron hasta el territorio Boliviano (Jurásico Medio) a lo largo de un eje que coincide con la actual Cordillera Oriental. Durante el Pérmico Superior – Triasíco el rifting produjo grábens subsidentes que fueron rellenados por los depósitos aluviales rojos y vulcanitas del Grupo Mitu. El inicio del rifting parece haber sido diacrónico, propagándose del Norte a Sur (Jacay et al., 1999). Este episodio trajo consigo un adelgazamiento Litosferico. Es así que Lancelot, Laubacher, Marocco y Renaud (1980), realizaron una comparación de los estudios realizados por Helwing (1972), quien plantea que la actividad magmática Permiana ha sido relacionada a un arco volcánico asociado con una zona de subducción; mientras (Noble, Silberman, Megard y Bowman, 1978), sugiere la relación entre el vulcanismo y un mecanismo de distensión tipo “Backarc”. Contrariamente a estas interpretaciones, Vivier et al. (1976) relaciona esta actividad volcánica con un “rift” y señala que el episodio de “rifting” concluyo durante el Jurásico. Una fase de distensión esta sostenida por la formación de horsts y grabens y erupciones basálticas asociadas, principalmente durante el Permico Superior.

A lo largo de la Cordillera Oriental afloran numerosos Plutones (granito, granodiorita, granitoides alcalinos y subalcalinos), que se emplazaron en las raíces del rift comprobado para el intervalo Pérmico superior-Jurásico medio (Kontak et al., 1984); Sempere (2004). De acuerdo a las características geológicas este segmento orogénico hospeda estructuras (batolitos, stock y otros) de origen magmáticas.

CAPITULO II

REVISIÓN LITERATURA

Para la realización del presente trabajo de investigación, es necesario tener base en teorías como: geología y cartografiado de batolitos, petrogénesis, geoquímica y petrografía de rocas plutónicas.

2.1. GEOLOGÍA Y CARTOGRAFIADO DE BATOLITOS:

La roca granítica, ligados a fajas cordilleranas, (Cordillera Occidental y Oriental) ocupan un espacio considerable en el territorio Peruano.

Los granitos son rocas difíciles de trabajar, a diferencia de formaciones volcánicas o sedimentarias, no ocurren como fajas bien definidas con un piso y techo conocidos, los cuales pueden ser seguidos por largas distancias y trazados alrededor de estructuras complejas. Ellos ocurren como cuerpos separados, cada uno de los cuales ocupa una sección particular de la corteza terrestre. La mayoría de ellos no tienen base o tope discernibles y son internamente complejos, de manera que para cartografiarlos es necesario estar familiarizado con la variedad completa de sus atributos geológicos, y adoptar procedimientos de campo los cuales deben asegurar que todos ellos sean registrados correctamente (INGEMMET, s.f.).

2.1.1. Formas de plutones y batolitos:

Para Cobbing (2000) en INGEMMET (s.f.) los plutones y batolitos son cuerpos circunscritos cuya forma en afloramiento pueden ser:

2.1.1.1. Redonda:

Son cuerpos circulares aislados (figura 3A), generalmente se relacionan con rocas subvolcánicas.

2.1.1.2. Ovalada:

Son cuerpos semicirculares achatados en sus márgenes (figura 3B). Generalmente se da en plutones simples.

2.1.1.3. Lenticular:

Con cuerpos discontinuos alargados (figura 3C) con una dirección preferencial, generalmente se dan en plutones compuesto. En algunos casos se relacionan con Batolitos antiguos. Ejemplo Batolito de Pataz, norte del Perú.

2.1.1.4. Tabular:

Son cuerpos en forma de tablas con contactos rectos (figura 3D) generalmente controlados estructuralmente.

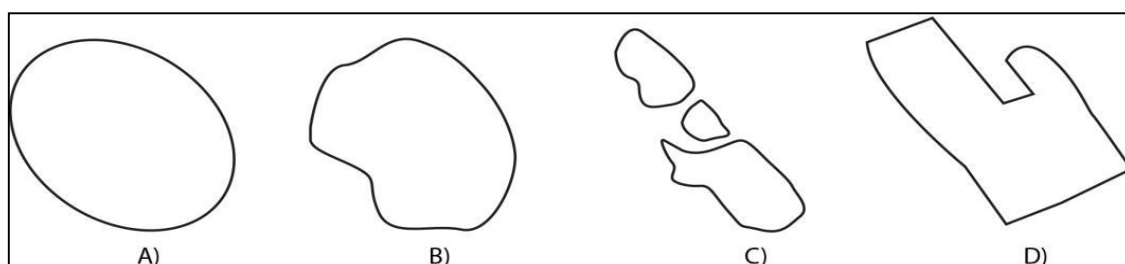


Figura 3: Formas de afloramiento de los plutones; a) redonda; b) ovalada; c) lenticular y d) tabular.

2.1.2. Anatomía de batolitos:**2.1.2.1. Batolitos simples:**

La clase más simple de Batolito está formada de plutones simples, compuesto de una sola unidad litológica (tonalita, granodiorita, etc.), un ejemplo de ello es el Batolito de la Cordillera Principal de Malasia Peninsular, el que está conformado mayormente de plutones simples de monzogranito (Fig. 4a).

2.1.2.2. Batolitos compuestos:

Consisten de cientos de plutones que son simples y compuestos (figura 4b). Ejemplo Batolito de la Costa y cordillera Oriental del Perú.

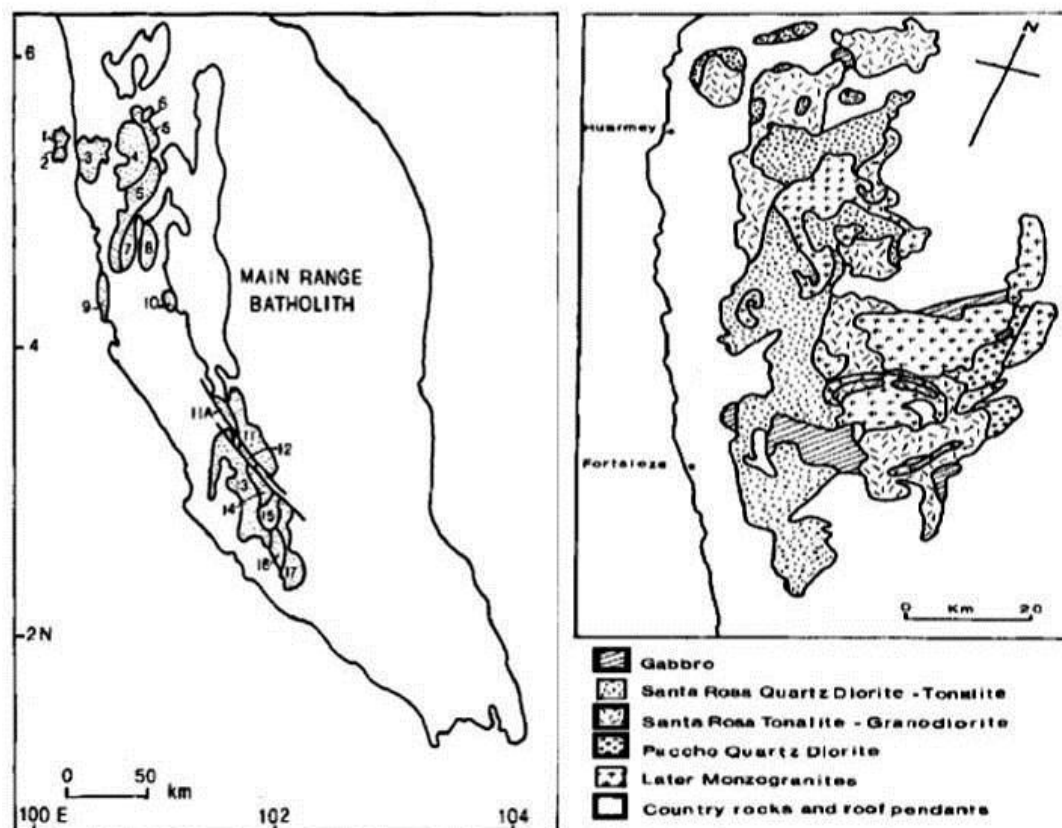


Figura 4: Anatomía de batolitos: A) Batolito de la Cordillera Principal de Malasia Peninsular (Plutones simples); B) Batolito de la costa del Perú, distribución y zonación del segmento Lima (plutones compuestos), modificado de (Cobbing, 2000).

2.1.3. Estructuras de rocas Plutónicas:

El tamaño y forma de los Plutones es generalmente especulativo, porque la erosión expone sólo una pequeña parte del cuerpo, aunque se ha logrado considerable información de cuerpos profundamente erosionados, mediante observaciones de campo, estudios geofísicos y trabajos mineros. Estos han permitido, según su forma específica, agrupar a los cuerpos plutónicos en laminares y globosos (Llambías 2008). En las clasificaciones también se tienen en cuenta las relaciones con la roca de campo, ya sea que corten a la estructura, o que se adapten a ella se los llama discordantes o concordantes, respectivamente (http://www.insugeo.org.ar/libros/misc_18/05.htm).

Para Cobbing (2000), Generalmente los plutones simples presentan formas circulares o elípticas, tienden a tener anchuras hasta de aproximadamente 15 Km. Por otro lado, los plutones compuestos son más grandes y pueden ser tan

grandes, que varios pueden exceder los 100 km en su dimensión mayor. Al igual que los plutones simples pueden ser circulares, ovalados o alargados y comúnmente tienen zonación desde los bordes. Mientras tanto los complejos Anulares Se distinguen de otros plutones por la presencia de un dique anular el cual forma un anillo parcial o completo alrededor de un plutón más antiguo, al cual intruye. Los diques cónicos y anulares se forman cuando la presión del magma es mayor que la presión confinante de las rocas sobrepuestas. En este caso los diques se inclinan hacia el interior y toman la forma de la figura 5A y 5B. Los diques anulares y los diques cónicos pueden ocurrir conjuntamente y serían el resultado de diferentes fases de una intrusión (INGEMMET, s.f.).

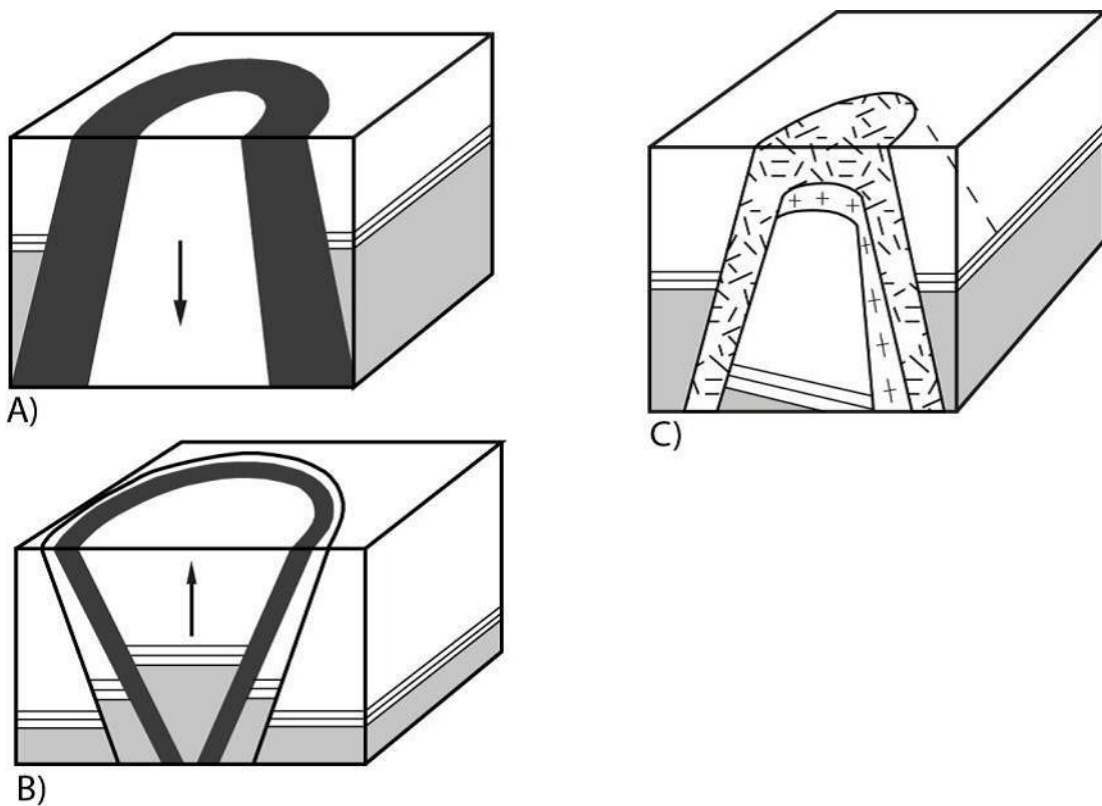


Figura 5: Block diagrama de donde se muestra estructuras de rocas Plutónicas tipo diques anulares (A) cónicos (C) y cónicos y anulares ocurridos al mismo tiempo (B), tomado de (INGEMMET, s.f.).

2.1.3.1. Batolitos:

Batolito (del griego bathos = profundo y lithos=piedra). Es una masa extensa de granitoides que se extiende por cientos de kilómetros y cubre más de 100 km² en la corteza terrestre. Los batolitos están compuestos por múltiples plutones individuales los cuales pueden sobrelaparse o intersecarse. Los

grandes volúmenes de los batolitos se deben a una cuantiosa y repetida producción de magma durante periodos de orogénesis.

Hasta hace poco, los estudios de granitos fueron mayormente realizados en tales cuerpos individuales, por geólogos que trabajaban individualmente, dando como resultado información en retazos, la cual, a pesar de ser excelente ha tratado sólo con la punta del iceberg, en relación al problema como un todo (Cobbing, 2000).

2.1.3.2. Diques:

Los diques y xenolitos son importantes en el cartografiado geológico, puesto que indican fracturamiento (ejemplo diques máficos) en la magmática o las últimas fases de un sistema magmático por ejemplo diques aplíticos.

2.1.4. Contacto en rocas intrusivas

Las características que presentan los contactos de los granitos (cuerpo ígneo) contra las rocas de caja ya sea de origen magmático o no, son usualmente agudos y fácilmente reconocibles, frecuentemente pueden ser delimitados en fotografías aéreas e imágenes de satélite. Aporta información muy valiosa sobre aspectos variados. Los contactos internos son más difíciles de distinguir, especialmente en terrenos boscosos (ceja de Selva y Selva). Sin embargo, en terrenos áridos se puede detectar un número sorprendente de contactos internos en fotografías aéreas e imágenes. En el campo estos contactos son generalmente agudos, aunque los contactos entre algunas clases de variantes pueden ser transicionales (Cobbing, 2000) en INGEMMET (s.f.). En función de las características que se observan en los contactos, podemos calificarlos con términos variados (UCM, s.f.).

2.1.4.1. Los contactos netos:

Se tratan de contactos bruscos en los que el paso de la roca ígnea al otro cuerpo rocoso se produce en un punto o línea muy concreta, sin transición. Este tipo de contacto indica que no ha habido reacción o mezcla entre los materiales,

normalmente debido a un contraste térmico fuerte o al estado muy viscoso o rígido de uno de ellos (figura A).

2.1.4.2. Los bordes de enfriamiento:

Son cuando existe un contraste importante de temperatura entre el cuerpo ígneo (en estado parcialmente fundido) y el material con el que entra en contacto, de tal manera que este último está considerablemente frío, se puede desarrollarse un borde de enfriamiento dentro del cuerpo ígneo, caracterizado por una textura de grano más fino que el resto de la roca.

Las formas de los contactos podrían ser rectos, irregulares angulares o irregulares sinuosos, tiene implicaciones en el estado de la viscosidad del material encajante. Los contactos rectos o irregulares angulares implican que las rocas en las que intruyó el magma estaban relativamente frías y eran rígidas, por lo que se rompieron mediante fracturas para dejar pasar al magma. Por el contrario, un contacto sinuoso (forma curvada) implica que el material encajante tenía la capacidad de deformarse bajo la presión ejercida por el fundido, lo cual implica cierto grado de plasticidad (figura c y d).



Figura 6: Formas de contactos de rocas intrusivas; a) y b) contactos netos; c) y d) bordes de enfriamiento (Tomado de la Universidad de Complutense de Madrid, s.f.).

2.2. PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS:

2.2.1. Fusión en el manto y corteza continental:

Para Rivera (2014), variabilidad química de los magmas primarios generados en el manto y en la corteza, es la naturaleza de la roca fuente. Se denominan magmas primarios, aquellos en los que no se han producido procesos de separación de cristales desde la individualización del magma.

- a) La fusión del manto superior peridotítico, compuesto principalmente por olivino, piroxeno y minerales alumínicos (plagioclasas, espinela y granate), da lugar a magmas de composición basáltica.
- b) La fusión de la corteza continental, formada por sedimentos hidratados y por sus equivalentes metamorfizados (esquistos, gneises, etc.), produce magmas graníticos. A mayores temperaturas, aumenta el porcentaje de fusión, y los magmas se hacen progresivamente más ricos en elementos refractarios (Mg, Cr, etc.), diluyéndose los elementos incompatibles en los nuevos fundidos y evolucionando los magmas basálticos a composiciones picríticas.
- c) En el manto, los incrementos de temperatura y de la tasa de fusión produce rocas ricas en Mg. Las Komatitas son lavas muy ricas en Mg que prácticamente se encuentran solo.
- d) En terrenos precámbricos se originaron por tasas de fusión del manto muy elevado (aprox 50%) a las temperaturas muy altas que se registraban en el manto durante las etapas iniciales de la evolución de la Tierra.

2.2.2. Mecanismos de evolución magmática:

Durante el proceso de ascenso, los fundidos se enfrían por contacto con las paredes y alcanzan los límites de solidificación. Así, en los basaltos, a altas presiones, el primer mineral que cristaliza es el olivino, seguido del clinopiroxeno y de las plagioclasas.

En la mayoría de los basaltos de islas oceánicas (OIB), sufren diferenciaciones a presión intermedia y permanecen subsaturados en plagioclasas, lo que se manifiesta que en los diagramas de variación frente a índices de diferenciación

(FeO/MgO o Mg), el Al₂O₃ tiene comportamiento incompatible y aumenta en los magmas más diferenciados.

Por el contrario, en los basaltos de dorsales oceánicas, el fraccionamiento de las plagioclasas determina el descenso del Al₂O₃ en los diferenciados, y el aumento del FeO y el TiO₂, que no entran en la composición de este mineral. Los elementos compatibles (Ni, Cr, Sc, Sr) son buenos indicadores del proceso de cristalización fraccionada debido a que presentan grandes variaciones con pequeños grados de fraccionamiento. El Ni es controlado por la cristalización de olivino, Sc por la de clinopiroxeno. El Eu y el Sr por la de plagioclasas por ejemplo la cristalización de un 10% de OL que tiene un coeficiente de reparto (Kd) de 15 para el Ni, reduce en un 77% el contenido de Ni en el magma.

La presencia de anomalía positiva de Eu con respecto al Sm y al Gd en los espectros normalizados de REE, pone en evidencia la acumulación de plagioclasas en una roca, mientras que una anomalía negativa es indicadora de separación de este mineral por cristalización fraccionada.

La fusión del manto produce distintos tipos de magmas básicos como los basaltos de las islas oceánicas (OIB) y los basaltos de fondos oceánicos (MORB). Los OIB se emiten en cadenas de volcanes submarinos que se asocian a puntos calientes “hots spots” sobre los que se desplazan las placas oceánicas.

Los MORB se producen como respuesta a la descompresión de los niveles superiores del manto que forman la astenosfera que asciende bajo las dorsales oceánicas. Los MORB presentan un empobrecimiento extremo en los elementos altamente incompatibles en los sistemas basálticos, como Ba, Th, K y LREE en comparación con los que sería de esperar en la fusión de una peridotita del manto fresca. Las distintas fuentes mantélicas suelen ser designadas por sus acrónimos, así, DM (depleted mantle) es la denominación de una fuente empobrecida semejante a la fuente de los MORB (basaltos de dorsales oceánicas). La fuente HIMU se caracteriza por un elevado contenido

de Pb radiogénico (alto $u \leftrightarrow$ alta $238\text{U}/204\text{Pb}$), que se interpreta como debida a la fusión de corteza oceánica antigua.

El manto enriquecido (EM) es un manto con contenidos más elevados de elementos incompatibles que pueden ser aportados por la incorporación de componentes sedimentarios (EM II) o por la invasión de fluidos mineralizadores profundos (EM I).

2.2.3. Magmatismo en zonas convergentes:

Para Wilson (2007) y Rivera (2014), los bordes de placa convergentes son las zonas de subducción de placas, donde tiene lugar la destrucción de la litosfera y, según el estado de evolución tectónica de la zona, diferenciamos zonas de arco insular y márgenes continentales activos (orógenos peri-continentales).

La fricción que se produce en el movimiento de la litosfera a lo largo del plano de Benioff genera una gran cantidad de calor que puede dar lugar a la generación de magmas. Además, cuando la placa en subducción alcanza profundidades superiores a los 100 km, la temperatura alcanzada puede producir la fusión parcial de la corteza oceánica subducente. Tenemos por tanto dos procesos generadores de magmas primarios: a partir de materiales peridotíticos del manto y a partir de la corteza oceánica subducente. Se ha propuesto un modelo para la generación de estos magmas basado en el estudio de los arcos insulares, que explica de diferente modo la generación de estos dos tipos de magmas primarios:

- a) A una profundidad de 80 km, el aumento de T y P provoca la deshidratación de los minerales hidratados de la parte superior de la placa. El agua originada escapa hacia el manto favoreciendo el ascenso diapírico de masas peridotíticas hidratadas, por su menor viscosidad; estas masas de peridotita pueden fundirse durante el ascenso, originando basaltos de naturaleza toleítica (enriquecidos en Fe). La posterior diferenciación también puede dar lugar a rocas progresivamente más ácidas.

- b) A partir de 100 km de profundidad la fusión de la corteza oceánica subducente originaría magmas de naturaleza menos básica que su entorno, que irán reaccionando con los componentes del manto, transformando a las peridotitas en piroxenitas, más ligeras que las rocas de su entorno, las cuales tenderían a ascender diapíricamente. Durante este ascenso podría ocurrir la fusión de las rocas piroxeníticas, originando magmas de naturaleza calco-alkalina.

2.2.4. Magmatismo de arco continental:

Para Wilson (2007), las rocas ígneas alcalinas han sido objeto de numerosos estudios desde el nacimiento de la petrología y rápidamente fueron identificadas como un grupo netamente distinto al de las rocas subalcalinas (Iddings, 1892; Harker, 1896). Los ambientes geodinámicos en los que aparecen rocas ígneas alcalinas son variados e incluyen principalmente ambientes anorogénicos intraplaca oceánica o continental, zonas de subducción, especialmente en las zonas de tras-arco, o bien en etapas muy avanzadas de la evolución de los arcos de islas y rifts continentales.

El volumen de magmas emitidos en los rifts intracontinentales supone solo un pequeño porcentaje alrededor del 3% del total del volcanismo activo de nuestro planeta, que se concentra mayoritariamente en los ambientes geotectónicos de borde de placa de zonas de subducción y dorsales oceánicas (Coulon, 1993). No obstante, el pequeño volumen de roca. Representa estudio de magmatismo de gran interés en el sentido de:

- a) Es una consecuencia de los movimientos distensivos que afectan a la litosfera y que, en determinados casos pueden ser el inicio de la formación de nuevos espacios oceánicos.
- b) Nos aporta valiosa información petrogenética acerca de las fuentes de los magmas producidos y particularmente, sobre la alteración de componentes litosféricos y astenosféricos durante el proceso de rifting.
- c) Finalmente, la variedad de litología generadas por este tipo de magmatismo es muy elevada siendo algunas de ellas (p.e. carbonatitas) exclusivas de este tipo de ambiente geotectónico.

2.2.5. Desarrollo de rifts intracontinentales: contexto geodinámico:

2.2.5.1. Rifting activo:

White y McKenzie (1989) el modelo de rifting activo está condicionado por un ascenso de la astenosfera, relacionado con la presencia de una anomalía térmica en el manto y el desarrollo de movimientos ascensionales del mismo, en forma de “pluma”. Estas plumas astenosféricas presentan una temperatura superior en 100 – 150 °C. En este modelo de rifting la elevación regional de la corteza formando un domo (con un radio de 200-800km y una elevación de 0.5 a 3 km). Presentando características de: Abombamiento regional, volcanismo y formación de una depresión central.

2.2.5.2. Rifting pasivo:

Está condicionado por el desarrollo de un estado de esfuerzos distensivo en la litosfera que conduce a su adelgazamiento y a la elevación posterior de la astenosfera. Esta elevación de la astenosfera puede producir un ligero movimiento ascensional de la corteza, que genera un abombamiento local (ligera elevación de los márgenes del rift). Presentando características de: Formación de una depresión central, abombamiento local y Volcanismo.

2.2.5.3. Magmatismo en zonas de trasarco:

a) Granitoides de tipo S:

Granitos calcoalcalinos peralumínicos, asociados a contextos colisionales y transicionales de colapso orogénico (postorogénicos), por fusión principalmente de metasedimentos o rocas metaígneas peralumínicas de la corteza continental.

Granodiorita–monzogranito–sienogranito–granito de feldespato alcalino con Bt y minerales alumínicos (Grt, Tur, And, Sil, Crd). Gabros, dioritas y tonalitas, con Bt y/o Hnb. en menor medida. También se pueden generar por colisión continental (\pm arcos continentales) (granitos de anatexia) y transicional/colapso orogénico (postorogénicos).

Granodiorita–monzogranito–sienogranito–granito de feldespato alcalino
Granitos postorogénicos, tras engrosamiento cortical:

Los granitos Tipo-S son productos de fusión de rocas metasedimentarias pelíticas y/o rocas metaígneas félsicas peraluminicas de formas circulares a elongadas con emplazamiento superficial (epizona), con aureola de contacto.

b) Granitoides de tipo I:

Granitos calcoalcalinos, asociados a arcos isla oceánicos y márgenes continentales activos, aunque también a contextos colisionales y transicionales de colapso orogénico. Suelen presentar carácter metalúminico, a ligeramente peraluminico. Gabros–tonalitas–granodioritas–granitos con hornblenda y biotita (tabla: 2).

Tabla 2. Clasificación de granitoides S–I–A–M.

Type	SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	Ca, Sr	Al/(C+N+K)*	Fe ³⁺ /Fe ²⁺	Cr, Ni	δ ¹⁸ O	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Misc	Petrogenesis
M	46-70%	low	high	low	low	low	< 9‰	< 0.705	Low Rb, Th, U Low LIL and HFS	Subduction zone or ocean-intraplate Mantle-derived
I	53-76%	low	high in mafic rocks	low: metaluminous to peraluminous	moderate	low	< 9‰	< 0.705	high LIL/HFS med. Rb, Th, U hornblende magnetite	Subduction zone Infracrystal Mafic to intermed. igneous source
S	65-74%	high	low	high metaluminous	low	high	> 9‰	> 0.707	variable LIL/HFS high Rb, Th, U biotite, cordierite Als, Grt, Ilmenite	Subduction zone Supracrustal sedimentary source
A	high → 77%	Na ₂ O high	low	var peralkaline	var	low	var	var	low LIL/HFS high Fe/Mg high Ga/Al High REE, Zr High F, Cl	Anorogenic Stable craton Rift zone

* molar Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)

Data from White and Chappell (1983), Clarke (1992), Whalen (1985)

2.3. GEOQUÍMICA:

Para Rivera (2014), en 1937 Goldschmidt, mineralogista-geoquímico suizo, en sus obras *Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente* (1923-1937), y *Grundlagen der Quantitativen Geochemische* (1933-1935), señala tres tareas fundamentales de la geoquímica:

- a) Determinación de las relaciones cuantitativas de los elementos y átomos en las esferas geoquímicas de la Tierra.
- b) Explicación de la distribución de los elementos en las esferas geoquímicas de la Tierra, es decir, en los minerales y las rocas de la litosfera y en los productos naturales de toda clase.

- c) Descubrir las leyes que rigen las relaciones cuantitativas y la distribución de los elementos.

Según, Goldschmidt, la geoquímica se puede definir como la «Medición de la abundancia relativa y absoluta de los elementos de las distintas partes de la Tierra, con el objeto de descubrir los principios que gobiernan su distribución y migración por todo el ciclo geológico. Hay muchas definiciones de geoquímica, pero la de Goldschmidt realza dos aspectos:

- La distribución de los elementos en la Tierra (descriptivo), y
- Los principios que gobiernan su distribución (interpretación).

En esencia esta definición explora el ciclo de los elementos en la naturaleza, basada en las propiedades de sus átomos o iones, también considera la abundancia y distribución de los isótopos, la abundancia y estabilidad del núcleo atómico.

2.3.1. Geoquímica magmática:

Para (White, Krauskopf y Rivera), Un magma puede definirse como material rocoso móvil, que consiste en una fase líquida de silicatos fundidos con fracciones menores que son cristales en suspensión y una fracción volátil disuelta en el líquido. Es un sistema multicomponente en estado viscoplástico (fluido muy viscoso) formado por:

- a) La fase líquida es la más predominante, constituida principalmente por soluciones aluminosilicatos, acompañadas de iones libres como Na, Ca, K, Mg entre otros.
- b) La fase sólida se conforma de olivinos, piroxenos plagioclasas y otros, diseminados en el líquido.
- c) La fase gaseosa está compuesta principalmente por agua y cantidades menores de CO₂, HF, HCl, SO₂, H₂BO₃, etc.

2.3.2. Clasificación de Magmas:

Para Rivera (2007), los contenidos de álcalis (Na₂O + K₂O) y de sílice (SiO₂) se clasifican los magmas en tres grandes grupos.

Magmas Toleíticos, representan principalmente lavas basálticas en centros de expansión oceánica o dorsal o en arcos insulares jóvenes. En estos ambientes ocurre fraccionamiento entre basaltos, andesitas – basálticas y en menor proporción riolitas. Estos magmas son generalmente bajos en K, con un contenido promedio de sílice del orden de 53%.

Magmas Calcoalcalinos, ocurren frecuentemente en zonas de subducción, en arcos insulares maduros y en los márgenes continentales, con rocas de composición desde gabro a granito (basalto a riolita).

En el caso de arcos insulares dominan las rocas volcánicas, principalmente de composición andesítica (SiO_2 del orden de 59%). Estos magmas son derivados de la fusión parcial de la cuña del manto y en menor medida corteza oceánica, con poca interacción ascendente.

En el caso de arcos continentales las rocas tienden a una composición más silíceas, andesitas, dacitas y riolitas y sus equivalentes intrusivos. Son derivados de fusión parcial de la cuña del manto y en menor medida corteza oceánica, con mayor o menor interacción y asimilación de corteza continental inferior.

Magmas Alcalinos se dan en zonas de rifting intracontinental, en las zonas de fallas transformacionales y en los tras arcos magmáticos de los márgenes continentales. Se fraccionan en shoshonitas (zonas orogénicas) y sienitas (zonas cratónicas).

Son rocas bajas en SiO_2 respecto a $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ alto. A este tipo de magma se asocian rocas peralcalinas en zonas cratónicas, kimberlitas y lamprófiros (a los cuales se pueden asociar diamantes) y carbonatitas.

2.3.3. Geoquímica de los elementos mayores y trazas:

Para Calderón (2015) y Rivera (2014), los análisis geoquímicos entregan información sobre el contenido de elementos mayores y trazas de las muestras. Estos datos sirven para caracterizar geoquímicamente la roca y para obtener cierta información sobre el origen y evolución del magma desde el que se

formó. Los elementos mayores y traza están inicialmente determinados por el tipo y grado de fusión parcial en la fuente, pudiendo ser modificados posteriormente en la evolución de magma.

Los elementos mayores son aquellos que se encuentran en la roca con una abundancia mayor al 0,1% en peso. En sistemas magmáticos normales son considerados elementos mayores los siguientes diez elementos, presentados en forma de óxidos: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅. Los elementos traza, se definen como aquellos que se encuentran en un porcentaje menor al 0,1% en peso en la roca, y son estudiados en grupos de similar comportamiento químico. Uno de estos grupos lo componen las tierras raras (REE), los que comprenden los elementos de número atómico 57 (La) a 71 (Lu). Son comúnmente trivalentes, aunque Eu²⁺ y Ce⁴⁺ también se encuentran naturalmente. Los iones trivalentes disminuyen su radio iónico con el aumento del número atómico. En fluidos acuosos son generalmente insolubles y son relativamente inmóviles durante metamorfismo de bajo grado, por lo que son una herramienta útil en rocas que evidencien procesos secundarios. Otro grupo lo componen los metales de transición, cuyos números atómicos van desde el 21 (Sc) hasta el 30 (Zn). Esta serie incluye dos elementos mayores: Fe y Mn. Existen también otros elementos traza de importancia geoquímica como Zr, Rb, Y, Nb. (Wäckerling, 2007).

La división de acuerdo a sus propiedades, se dividen en 3 subgrupos. Tierras raras ligeras (TRL), que está formado por la serie Lantano (57) al Samario (65); los lantánidos o tierras raras intermedias (TRI), conformados por el Europio (63), Gadolinio (64) y Terbio (65); así mismo el subgrupo de tierras raras pesadas (TRP) o del itrio. Lo integra la serie del Disprosio (66) al Lutecio (71), (Rivera, 2007).

Por su escasez en la naturaleza, las tierras raras unos preferentemente tienden concentrarse o permanecer en los fluidos magmáticos residuales llamándose elementos incompatibles, con valores $D < 1$. Así mismo estos se subdividen de acuerdo a su incompatibilidad alta y/o baja. Las de incompatibilidad alta constituyen el subgrupo de cerio, siendo principalmente cerio y lantano y se

acompañan comunmente por Cs, Rb, K, Th, Ba, Ta, Nb (LILE), de radio grande y carga menor o igual a 2+. Los de incompatibilidad baja forman subgrupos del Itrio, estando acompañados por Ti, Zr, Hf y P (HFSE) y son elementos de radio pequeño y carga mayor o igual a 3+. Su coeficiente de reparto es $D \geq 1$.

Por otro lado, los elementos compatibles, con valores $D > 1$ se ajustan fácilmente dentro de la estructura de minerales, como son el Europio y el Iterbio, que se alojan respectivamente, en las plagioclasas sódicas y en granates. Su coeficiente de reparto es $D < 1$. Stephen (2012); Wilson (2007); (Rivera, 2014). Una forma de presentar los contenidos en elementos traza de una roca o serie de rocas es mediante diagramas multielementales normalizados a una composición modelo de referencia (Condritos y/o manto primitivo). Estos diagramas constituyen un método muy eficiente para la caracterización de rocas ígneas, ya que permiten observar las relaciones de un gran número de elementos traza simultáneamente (Molina, s.f.).

Los aspectos a considerar en los diagramas normalizados son:

- a) Pendiente general de los espectros.
- b) Valores absolutos de los contenidos normalizados.
- c) Presencia de anomalías (positivas o negativas).

2.3.4. Tierras raras (REE):

Las tierras raras son los óxidos básicos de los elementos del grupo de los Lantánidos. Comprenden un grupo de 15 elementos: Lantano (La), Cerio (Ce), Praseodimio (Pr), Neodimio (Nd), Prometio (Pm), Samario (Sm), Europio (Eu), Gadolinio (Gd), Terbio (Tb), Disproseo (Dy), Holmio (Ho), Erblio (Er), Tulio (Tm), Iterbio (Yb) y Lutecio (Lu). Sus números atómicos varían desde el $z=57$ hasta el $z=71$ (Rollinson, 2007). Son por tanto elementos químicos ampliamente usados en los estudios petrogenéticos, por ser excelentes indicadores de los procesos geológicos que han ocurrido durante la formación de las rocas.

De acuerdo a USGS, las Tierras Raras comprenden Y (39), y La-Lu (57 a 71), otros autores consideran junto a este grupo a los actínidos (especialmente el

Th (90), U (92)) y Sc (21). Según sus propiedades las tierras raras se dividen en tres subgrupos:

- a) Tierras Raras Ligeras (LREE): Formado por la serie del lantano (57) al samario (62).
- b) Tierras Raras Intermedias (MREE): Conformadas por el europio (63), gadolinio (64) y terbio (65).
- c) Tierras Raras Pesadas (HREE): Lo integra la serie del disprosio (66) al lutecio (71).

El comportamiento de las Tierras Raras es litófilo, por lo que comúnmente se presentan formando sales oxigenadas, principalmente flúor carbonatos y fosfatos en asociación con silicatos. Además de esto las Tierras Raras tienden a concentrarse en la fase fundida que resulta de la fusión parcial del manto, permaneciendo durante la cristalización fraccionada de un magma (Vásquez, 2009).

Fernández y Hernández (1991) indican que las abundancias relativas de las Tierras Raras entre sí (que se ponen de manifiesto en una presentación normalizada a las condritas) deben permanecer inalteradas por la fusión parcial o por otros procesos. Los únicos procesos que pueden alterar esta proporción son el reparto diferencial de Tierras Raras entre el fundido y los minerales del manto, es decir el coeficiente de partición D (Mineral /Fundido).

Una de las causas que condiciona el valor D (Mineral/Fundido), es decir la entrada de Tierras Raras en las redes minerales es su radio iónico (R.I). Las tierras raras livianas que tienen mayor radio iónico se introducen en los feldespatos y el apatito, así como en la esfena donde hay una fuerte concentración porque fracciona fuertemente las Tierras Raras Pesadas. Además del apatito y la esfena también el circón puede fraccionar fuertemente las Tierras Raras en los líquidos evolucionados. El granate admite en su red las Tierras Raras Pesadas que tiene un radio iónico relativamente menor, pero no admite las Tierras Raras Ligeras que quedan relativamente concentrados en el fundido (Vásquez, 2009).

Tabla 3. Características químicas de las Tierras Raras (Tomado de Vásquez, 2009).

Número Atómico	Nombre	Configuración	Radio iónicos de diferente número de coordinación (nm)				Electro-Negatividad	N° de oxidación	Peso Atómico (g)	Tipo		
			VI	VII	VIII	IX						
57	Lantano (La)	(Xe)5d ¹ 6s ²	10.32	11.00	11.60	12.16	1.10	3	-	138.905	LIVIANAS	LIVIANAS
58	Cerio (Ce)	(Xe)4f ² 6s ²	10.10	10.70	11.43	11.96	1.12	3	4	140.120		
59	Praseodimio (Pr)	(Xe)4f ³ 6s ²	9.90	-	11.26	11.79	1.10	3	-	140.908		
60	Neodimio (Nd)	(Xe)4f ⁴ 6s ²	9.83	-	11.09	11.63	1.20	3	-	144.240		
61	Promecio (Pm)	(Xe)4f ⁶ 6s ²	-	-	-	-	-	3	-	-		
62	Samario (Sm)	(Xe)4f ⁶ 6s ²	9.58	10.20	10.79	11.32	1.10	3	-	150.400		
63	Europio (Eu)	(Xe)4f ⁷ 6s ²	9.47	10.10	10.66	11.20	1.00	3	2	151.960	MEDIANAS	PESADA
64	Gadolinio (Gd)	(Xe)4f ⁷ 5d ¹ 6s ²	9.38	10.00	10.53	11.07	1.10	3	-	157.250		
65	Terbio (Tb)	(Xe)4f ⁹ 6s ²	9.23	9.80	10.40	10.95	1.20	3	-	158.925		
66	Diprosio (Dy)	(Xe)4f ¹⁰ 6s ²	9.12	9.70	10.27	10.83	1.10	3	-	162.500		
67	Holmio (Ho)	(Xe)4f ¹¹ 6s ²	9.01	-	10.15	10.72	1.20	3	-	164.930		
68	Erbio (Er)	(Xe)4f ¹² 6s ²	8.90	9.45	10.04	10.62	1.20	3	-	167.260		
69	Tulio (Tm)	(Xe)4f ¹³ 6s ²	8.80	-	9.94	10.52	1.20	3	-	168.934		
70	Iterbio (Yb)	(Xe)4f ¹⁴ 6s ²	8.68	9.25	9.85	10.42	1.10	3	-	173.040		
71	Lutecio (Lu)	(Xe)4f ¹⁴ 5d ¹ 6s ²	8.61	-	9.77	10.32	1.20	3	-	174.967		
39	Itrio (Y)	(Kr)4d ¹ 5s ²	9.00	9.60	10.19	10.75	1.20	3	-	88.906		
Henderson P. (1996)						Rivera H. (2001)				Samson I. at el. (2005)		

Se supone que las abundancias de las Tierras Raras en los meteoritos condritos, que representan el material primitivo del Sistema Solar, deben ser iguales a las que había en la Tierra primitiva. Estas abundancias se habrían enriquecido por igual después de la diferenciación primordial núcleo-manto y posteriormente cualquier fusión parcial del manto tendría como consecuencia un marcado aumento de la concentración de las tierras raras en la fracción fundida, como ocurre con todos los elementos incompatibles, siendo la concentración tanto mayor cuando menos sea la proporción del fundido (Rivera, 2007).

2.3.5. Elementos compatibles e incompatibles:

De manera generalizada, los elementos de Alto Potencial Iónico (HFSE o High Field Strength Elements) se caracterizan por poseer un pequeño radio iónico y una alta carga que los hace altamente incompatibles en la mayoría de las fases minerales. Estas son las tierras raras Th, Y, Zr, Hf, Nb y Ta (Pearce, 1983). Estos elementos son inmóviles. Los elementos de baja carga y gran radio iónico (LILE o Large Lithophile Elements) incluyen al Cs, K, Ba, Sr y Rb

caracterizándose por poseer un gran radio iónico y una baja carga, lo que los hace altamente móviles e incompatibles.

Los elementos traza compatibles con radio iónico pequeño y baja carga como el Cr, Ni, Co, V son inmóviles y entre otros se tiene al La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Los metales de transición Mn, Zn y Cu tienden a ser móviles particularmente a altas temperaturas, mientras que Co, Ni, V y Cr son inmóviles. (Rollinson (1993); White (2007)).

Estos elementos son usados en la interpretación geoquímica que sirve para estudiar la génesis de fuentes de rocas (magmas) y para descifrar los procesos magmáticos.

La distribución de los elementos traza entre las fases puede ser descrita por el coeficiente de distribución o también llamado coeficiente de partición. El coeficiente de distribución Nernst es usado extensamente en la geoquímica de los elementos traza, describe la distribución en equilibrio entre un mineral y el magma remanente (fundido). El coeficiente de distribución es definido por:

$$K_d = [C_{\text{mineral}} / C_{\text{fundido}}]_{\text{elemento}}$$

Dónde: K_d es el coeficiente de distribución de Nernst; C es la concentración del elemento traza expresada en ppm o en % en peso tanto del mineral como del fundido. Un coeficiente de distribución mineral/fundido de 1.0 indica que el elemento se distribuye equitativamente tanto en el mineral como en el fundido. Un valor mayor a 1.0 indica que el elemento tiene preferencia por la fase mineral por lo que se le denomina como elemento compatible. Valor menor a 1.0 implica que el elemento traza tiene preferencia por el fundido y es un elemento incompatible.

La concentración de los elementos traza en el sistema solar es variable debido a ello presentan un patrón zigzagueante, para eliminar el patrón zigzagueante se recurre a la normalización con respecto a un patrón y de esa manera podemos identificar el grado relativo de fraccionamiento.

Los diagramas de elementos incompatibles, diagramas multielementales normalizados, son comúnmente llamados diagramas spider y están basados en un grupo de elementos incompatibles con respecto a la mineralogía del manto. Existen tres maneras de normalizar la concentración de los elementos traza. (1) Con respecto al manto primitivo. (2) Meteorito condrito. (3) MORB. Los valores y razones de valores normalizados son denotados por el subíndice "n". Ej.: (La/Sm) n. (Rollinson, 1993).

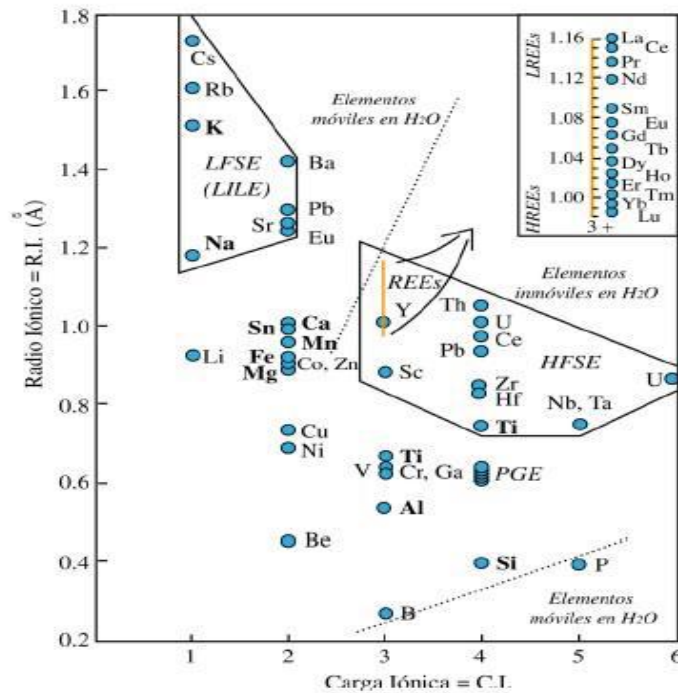


Figura 7: Diagrama de clasificación de carga iónica positiva vs el radio iónico de elementos mayores (resaltado) y elementos traza (Rollinson, 1993). Elementos de tierras raras (REE), en el centro del diagrama son ploteados en una escala expandida en la parte superior derecha. De acuerdo al potencial iónico (carga/radio), más elementos pueden ser subdivididos en dos categorías, enmarcados en polígonos.

2.3.6. Diagramas lito geoquímicos:

Para Rivera (2014), los diagramas geoquímicos se clasifican, tanto para elementos mayores, trazas y mixtos.

2.3.6.1. Diagramas para clasificar rocas:

a) Diagrama R1:R2:

Para clasificar las rocas plutónicas. De la Roche *et al.* (1980) propone un esquema de clasificación para rocas plutónicas basado en la proporción de milicaciones.

Los resultados se representan en un gráfico de dos variables XY utilizando parámetros R1 y R2. R1 se traza en el eje X y se define como:

$$R1 = [4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)].$$

Donde el Fe representa el hierro total. R2 se traza a lo largo del eje Y y se define como:

$$R2 = (Al + 2Mg + 6Ca)$$

Para Calderón (2015), Las ventajas de este esquema de clasificación son que:

- La totalidad de elementos mayores de la química de la roca se utiliza en la clasificación.
- El sistema es lo suficientemente general como para aplicar a todo tipo de roca ígnea.
- La composición de los minerales también se puede representar en el diagrama, lo que permite una amplia comparación entre modal y datos químicos.
- El grado de saturación de sílice y el cambio de las composiciones de los feldespatos puede ser mostrado.

El problema con este diagrama de clasificación en particular es que es difícil de entender y difícil de usar. Los parámetros R1 y R2 no tienen inmediato significado, es decir, hace el diagrama difícil de entender a primera vista. Además, los límites del campo son curvilíneas y así son difíciles de reproducir.

b) Diagrama TAS:

Para clasificar las rocas ígneas tanto volcánicas y plutónicas en base de los álcalis y la sílice. Para Calderón (2015), El diagrama TAS divide rocas por su contenido de sílice en ultrabásicas (SiO₂ menor de 45%, básicas (SiO₂ de 45 a 52%), intermedias (SiO₂ de 52 a 66%) y ácidas (SiO₂ mayor de 66%) siguiendo el uso de Peccerillo & Taylor (1976). La rutina del cálculo según Cox et al. (1979) es la siguiente:

- Selección de rocas frescas y se consideran aquellas que tienen H₂O+ < 2% y CO₂ < 0.5%.
- Se recalculan al 100% los análisis eliminando H₂O y CO₂.

- La relación de FeO a Fe₂O₃ se mantiene como haya sido dada en el análisis.
- Se suman Na₂O y K₂O. Por último, se proyecta en el diagrama para así poder determinar el nombre de la roca. Cabe indicar que el diagrama TAS de Le Maite et al. (2002), propone una clasificación para las rocas plutónicas introduciendo una división en cuanto a su contenido de Álcalis (serie magmática):
- Serie toleítica (SiO₂ mayor de 62%): Se forma a partir de magmas basálticos, relativamente ricos en SiO₂ y pobres en Álcalis, y que se enfrían rápidamente con poca oportunidad de diferenciarse. Se forman, por tanto, basaltos y gabros. Esta serie es típica de las dorsales oceánicas y, por extensión, del resto de los fondos oceánicos.
- Serie alcalina (SiO₂ menor de 51 %): A partir de magmas basálticos alcalinos, ricos en Na y K. Se pueden diferenciar totalmente, desde rocas básicas (basaltos y gabros) hasta rocas ácidas (riolitas y granitos). Esta es típica de zonas de intraplaca, principalmente de la mayoría de islas volcánicas.
- Serie calcoalcalina (SiO₂ entre 51 a 62 %): No proviene claramente de un magma primario. Sus rocas poseen numerosos minerales hidratados (anfíboles, biotita). Predominan las rocas intermedias, como las andesitas. Esta serie es típica de los bordes destructivos de placa (zonas de subducción).

c) Diagrama de saturación de alúmina:

Para clasificar a las rocas en metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas. Shand (1968), propuso cuatro grupos de rocas ígneas en términos de saturación de alúmina:

- Rocas Peralumínicas ($Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$): Son características de las rocas plutónicas con alto contenido de sílice y de las pegmatitas formadas a baja temperatura.
- Rocas Metalumínicas ($CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$): Son rocas que contienen minerales que se forman a temperaturas relativamente bajas en presencia de agua.
- Rocas Subalumínicas ($Al_2O_3 = Na_2O + K_2O$): Estas rocas se forman a partir de magmas calientes y relativamente anhidros, contienen además poco o ningún exceso de alúmina.
- Rocas Peralcalinas ($Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$): Estas rocas provienen de las últimas etapas de la cristalización de los magmas ricos en sodio, cuando el magma residual es fuertemente alcalino.

d) Diagrama de Cristalización de feldespatos por el Enriquecimiento de Na-K:

Este diagrama muestra el enriquecimiento de feldespato potásico y las plagioclasas al comparar las abundancias entre Na_2O vs K_2O en wt%. (Quispe y Rivera, 2013), Se usa básicamente para la clasificación del ambiente y series magmáticas. Las rocas se clasifican según este diagrama en: sódicas, transicionales, potásicas y ultrapotásicas (Calderón, 2015).

e) Diagramas Harker:

Para determinar las correlaciones entre los óxidos y elementos.

Los Diagramas de variación son usados con diferentes propósitos en petrología, tienen la ventaja de ser más sencillos de interpretar, y gracias a estos se puede observar con facilidad comportamientos y tendencias petrológicas que aporten información relevante en procesos petrológicos como la cristalización fraccionada, fusión parcial o líneas de mezcla. Uno de los más conocidos son los Diagramas de Harker.

Para Calderón (2015), estos diagramas son de gran utilidad en el estudio de las series de rocas con gran variación del contenido de SiO_2 . Es una representación rectangular donde las abscisas están representadas por el SiO_2 wt% y las ordenadas por los demás óxidos wt%. Nos dan una idea clara de la variación de quimismo que ocurre en un magma que da lugar a series de rocas química y mineralógicamente distintas, aunque genéticamente relacionadas. Araña (1984) indica que los diagramas de Harker nos permiten inferir los procesos geoquímicos que ocurrieron durante la evolución de los magmas. Tienen la ventaja de utilizar directamente los datos químicos, sin necesidad de hacer cálculos complicados (Rollinson, 1993). La Roche (1964) indica que estos Diagramas deben reservarse para el estudio de rocas ígneas muy diferenciadas.

f) Diagrama de Irvine-Baragar:

SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ para clasificar rocas alcalinas y subalcalinas.

g) Diagrama Enriquecimiento de K (Ringwood, 1989):

Este diagrama de la subdivisión de rocas utilizando el diagrama SiO_2 vs K_2O muestra la subdivisión de las rocas subalcalinas en rocas de baja (toleítico), media (calcoalcalina medio K) y alto contenido de K_2O (calcoalcalina de alto K). Es usado para definir la clasificación del ambiente y series magmáticas (Rivera, 2007).

h) Diagramas para los procesos de cristalización:

- Diagramas de tierras raras normalizadas: para conocer proceso de cristalización.
- Diagramas de Proporciones de tierras raras y variantes: para relacionar las tierras raras.
- Diagramas Spider multielementales: para determinar el comportamiento de dichos elementos y encontrar anomalías.

i) Diagramas de elementos de transición normalizados:

- Diagramas de dispersión primaria: de los elementos económicos.

j) Diagramas de Discriminación de ambientes tectónicos:

- Diagramas de Shand: saturación de alúmina
- Diagramas de Whalen: Ga/Al vs Y
- Diagramas de Pearce: ((Y+Nb) vs Rb
- Diagramas de Pearce: (Y+Nb) vs Nb
- Diagramas de Pearce: Y vs Nb
- Diagramas (Yb+Ta) vs Rb

k) Diagrama de Profundidad de la fuente magmática (Mantle &Collins, 2008; Rivera, 2014; Calderón, 2015):

- Diagrama SiO₂ vs Ce/Y
- Diagrama Eu/Eu* vs Ce/Y

l) Diagramas para determinar fluidos hidrotermales:

- Diagramas U vs Th
- Diagramas SiO₂ vs FeO
- Diagramas (Ca+Na+K) vs Eu/Eu*
- Diagramas Eu/Eu* vs FeO total

2.4. PETROGRAFÍA DE ROCAS ÍGNEAS:**2.4.1. Texturas de rocas intrusivas:**

Este análisis textural se realiza sobre la base de cuatro parámetros principales (Lopez y Bellos, 2006):

- a) grado de cristalinidad
- b) tamaño de los granos
- c) relación de tamaños de los granos
- d) forma de los cristales.

Afanítica: Está conformada por cristales son muy pequeños para ver con la vista.

Fanerítica: Se puede ver los componentes minerales.

Pegmatítica: rocas de grano grueso, formado por cristales interconectados, formado por cristales interconectados de tamaño mayor a 1cm.

Porfirítica: Presentan una granulometría bimodal.

2.4.2. Texturas especiales:

2.4.2.1. Textura Mirmequitico:

Entrecrecimiento de cuarzo (en forma de gusanitos), con plagioclasas ácida. Aparece frecuentemente como textura reaccional (postmagmatica) en contacto entre la plagioclasas y feldespato potásico en muchas rocas graníticas (Castro, 1989).

2.4.2.2. Textura Poiquilítico:

Es importante para determinar el orden de cristalización con el argumento de que, si una especie mineral es encerrada por otra, entonces esta debe ser la primera en cristalizar. Es decir, cristales relativamente grandes de un mineral incluyen numerosos cristales más pequeños con respecto al otro mineral o varios minerales que se disponen al azar, en general con una dimensión uniforme (Mackenzie y Guilford, 1992).

2.4.2.3. Textura Pertitico:

Se origina por desmezcla en estado sólido de una fase que deja de ser miscible, con la fase en la que está contenida, al descender la temperatura. Típica de los feldespatos alcalinos. Texturas similares se dan en otros minerales como los piroxenos, pero no reciben el nombre de pertitas más que en los feldespatos. La textura pertitica está definida por cristales de plagioclasas ácida ordenada geométricamente dentro de un cristal de feldespato potásico. Cuando la relación es la inversa (FK exsuelto en PI) se denomina *antipertita*, y cuando la proporción de la fase desmezcla es igual a la fase residual se denomina *mesopertita*. En la figura x se muestran tres casos de pertitas que se diferencian en la disposición geométrica de los cristales de plagioclasas dentro del feldespato potásico (Castro Dorado, 1989); (Mackenzie y Guilford, 1992).

2.4.2.4. Textura Simplectítica:

La textura simplectítica puede ser promovida por la concentración de fluidos ricos en agua a lo largo de los contactos entre granos durante el enfriamiento de una roca ígnea, o por infiltración de fluidos durante un evento metamórfico posterior; en rocas “secas”, como las gábricas, las simplectitas se desarrollan debido a la muy baja velocidad de enfriamiento a grandes profundidades. El grano fino de los intercrecimientos de simplectitas indica una inmovilidad general del material involucrado. En otras palabras, el factor que controla la velocidad de reacción es la difusión. Cuando la simplectita se desarrolla a partir de la cristalización simultánea en un punto eutéctico, se emplea el término eutectoide y el Sistema diópsido – anortita es un ejemplo de cristalización con punto eutéctico, donde puede formarse esta textura (Robin, 2010).

2.4.2.5. Textura Gráfica:

Para Mackenzie y Guilford (1992), la textura gráfica (un caso particular de textura simplectítica), es un intercrecimiento de cuarzo (en forma de cristales esqueléticos que recuerda la escritura cuneiforme) y feldespato potásico. La composición es frecuentemente más rica en feldespato que en cuarzo, como consecuencia de que el feldespato comienza a cristalizar antes y también debido a la influencia de la cinética del sistema Q-Ab-Or. Así, el feldespato se nuclea más fácilmente que el cuarzo y esto causa que el líquido se sobresature en SiO₂ a la vez que se enriquece en H₂O y se origina un sobre-enfriamiento. Como consecuencia de ello, comienza la cristalización del cuarzo simultáneamente con la del feldespato, que había comenzado antes y continúa haciéndolo, dando lugar a la formación de la textura gráfica. La textura gráfica es entonces un producto de una cristalización subsolvus a alta presión de H₂O que se produce en presencia de abundantes fluidos. Es común en granitos pegmatíticos y su formación se interpreta como debido a un proceso de cristalización simultánea de los dos minerales (feldespato potásico y cuarzo) en un punto eutéctico. Este proceso se ejemplifica, de modo general en el diagrama de la figura 1.

2.4.2.6. Textura Rapakivi:

El feldespato derivado del enfriamiento de un magma más ácido o félsico es rodeado por una solución a mayor temperatura (mezcla con un magma más básico), este magma más básico es rico en plagioclasas y el magma hibridizado puede subenfriarse con respecto a estos componentes, lo que explica el aspecto dendrítico esquelético de las plagioclasas sobrecrecidas (Castro, 1989).

CAPITULO III

MATERIALES Y METODOS

En el presente trabajo de investigación básica y formativa se utilizó la data geoquímica, secciones petrográficas y análisis de Fluorescencia de Rayos X, proporcionadas por INGEMMET. Comprendiendo tres etapas en los cuales alberga fases Descriptivo, comparativo, y en la última fase es de carácter analítico e interpretativo alcanzando a un diseño y ensayo del proyecto que a continuación se detalla:

3.1. RECOPIACIÓN Y REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA (PRE CAMPO):

En esta etapa, se recogió toda información bibliográfica concerniente al área de estudio consistente en revistas científicos, tesis, archivos técnicos, boletines, imágenes satelitales, internet y documentación de empresas privadas y estatales que realizaron estudios relacionados al proyecto. Así mismo se sistematizará la información clasificada de acuerdo a la confiabilidad de los datos existentes.

Por otra parte, se adquirió y elaboró mapas geológicos regionales de unidades geológicas, estructurales, litológicas, imágenes satelitales de lansat y Google Earth, que ayudaron a identificar cambios litológicos, texturales, fases magmáticos etc. y topográficos de escalas 1: 100 000, 1:50 000 y escala gráfica del área de estudio. Utilizando el software ArcGis 10.3, con información de toponimia (nombres de poblados, cerros, ríos, quebradas, etc.), curvas de niveles (maestras y secundarias). Esto es importante, porque es donde se plasmó toda la información previa al cartografiado.

3.2. TRABAJO DE CAMPO (CAMPO):

Los trabajos en esta etapa consistieron en 3 campañas de campo consistentes en 10 días de 30 totales aproximadamente. Alcanzando los siguientes objetivos:

3.2.1. Cartografiado geológico a escala 1/50,000:

Con el objetivo de obtener edades relativas de emplazamiento de las diferentes rocas intrusivas que afloran en la zona de Marcapata. Se realizó una serie de itinerarios buscando afloramientos, es decir, zonas expuestas en la superficie de la Tierra que permiten observar las características geológicas del subsuelo. Una vez encontrado un afloramiento, éste se situó sobre un mapa topográfico y/o sobre una foto aérea. Con la ayuda de las herramientas y materiales típicas del trabajo de campo (martillo, lupa, ácido sulfúrico brújula y protactor), intenta identificar las rocas presentes en el afloramiento, así como todas aquellas características útiles (orientación de planos y lineaciones en las rocas). Así mismo para cada punto se consideró Ubicación geográfica del afloramiento, si se encuentra en la carretera (se indicó el tramo de la carretera y kilómetro), quebrada o río (margen derecha o izquierda), intersecciones de quebradas o ríos, nombre de cerro o ladera del cerro. Así mismo se describió el afloramiento, en este caso pudiendo ser, colinas bajas o medias, paredes encañonados o pendientes suaves y su forma (si están en estructuras masivas, pseudoestratificadas, etc.).

Algo muy importante que un geólogo debe tener en cuenta es que el trabajo de campo puede ser extremadamente duro por lo que, a menudo, se trabaja previendo que no se volverá más al afloramiento estudiado. Así, cualquier observación ha de ser minuciosamente documentada en una libreta de campo, esquematizada mediante gráficos adecuados y fotografías.

3.2.2. Toma de muestra:

De tipo sistemático considerando principalmente áreas de variaciones de composición mineralógica, textural, estructuras magmáticas y geológicas, orientadas al análisis petrográfico, geoquímico y Fluorescencia de rayos X.

Las 08 muestras de rocas de 10 x 15cm de diámetro, para estudios petrográficos fueron descritas macroscópicamente pudiendo ser isotrópica o anisotrópica. Así mismo estos fueron descritos por su forma de los cristales y disposición de los mismos, para la diferenciación de unidades magmáticas por textura, hábito y disposición individual de los cristales. Así mismo los minerales

máficos, en este caso la biotita; si presenta hábito laminar o cristales desarrollados hexagonales fueron descritas cuidadosamente. También se tomó en consideración la Susceptibilidad magnética utilizando un «kappameter». Esto determinó si los granitos de Marcapata son de la serie de magnetita o de la serie ilmenita.

20 muestras de esquirlas de roca fresca de 4 kg, para estudios geoquímicos de rocas.

13 muestras de esquirlas de roca fresca de 1 kg, para estudios de fluorescencia de Rayos X.

Para una correcta recolección de muestras de esquirlas de rocas para estudios de fluorescencia de Rayos X y geoquímicos.

3.3. ELABORACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS (POSTCAMPO):

En esta etapa se procesará, analizará e interpretará las informaciones obtenidas y efectuados en trabajos de campo y laboratorio. Para lo cual el procedimiento es como sigue:

3.3.1. Análisis y procesamiento de resultados de fluorescencia de rayos X:

El análisis de fluorescencia de rayos X de rocas no alteradas fue realizado por el equipo XRD-6000-SHIMADZU (figura 9c), mediante el cual se determinó la composición mineralógica de las muestras.

Para Melgarejo (2010), La difracción de polvo es un método de análisis estructural, que permite identificar los minerales por su estructura cristalina. No se trata pues de un método analítico químico, pero, como veremos, permite indirectamente estimar la composición de la muestra analizada con una buena aproximación del contenido en elementos mayoritarios. Existe mucha documentación sobre el método; entre las compilaciones clásicas merecen

citarse las de Klug y Alexander (1954), Bish y Post (1989) y Cullity y Stock (2001). El método de polvo cristalino permite obtener una lista de espaciados e intensidades (en adelante datos de difracción) de la forma más rápida y sencilla. La muestra de mineral o de roca a identificar se pulveriza cuidadosamente, y el polvo se dispone en un portamuestras (Figura 9a). En general, algunos mm³ son suficientes.

El instrumento para la medida del difractograma es el difractómetro de polvo. Consiste en una fuente productora de rayos X, un portamuestras montado sobre un goniómetro giratorio y un detector (Figura 9b). El difractograma es un gráfico que en abscisas indica el ángulo de difracción y en ordenadas la intensidad correspondiente. Los máximos o picos de intensidad corresponden a reflexiones de Bragg. Obtenido el difractograma, y extraídos los datos de difracción de la muestra problema, la identificación consiste en hallar en la base de datos el mineral cuyo difractograma corresponde con el problema (figura 9d).

La difracción de polvo ha sido ampliamente utilizada, a nivel cualitativo, para identificar minerales en una mezcla. No obstante, en los últimos años se han mejorado sustancialmente las aplicaciones cuantitativas a partir del método de Rietveld. Esta poderosa herramienta, con el apoyo de software adecuado, posibilita el refinamiento de estructuras cristalinas a partir del diagrama de polvo. Pero, además, si se conocen los datos estructurales de los minerales de una mezcla, se pueden llegar a establecer las composiciones químicas de los componentes (en el caso de que cada uno de ellos forme parte de una serie isomórfica) y las proporciones de cada uno de los minerales en la mezcla.

Este método, por consiguiente, ofrece unas posibilidades enormes para la caracterización de fases en mezclas criptocristalinas. Evidentemente, ello incluye suelos, lateritas, arenas, concentrados de batea, escombreras de minas, material extraído de sondeos, etc. Desafortunadamente, el método no es todavía muy aplicado en minería, siendo por tanto un método con enormes capacidades de expansión a la resolución de problemas en este campo. Como

conclusión, podemos afirmar que el método de difracción de polvo es un método muy eficiente de identificación de minerales, individuales o mezclados.



Figura 8: Equipos y materiales para el análisis de Fluorescencia de Rayos X; A) Portamuestras para polvo en difracción de rayos X, con polvo cristalino; B) Portamuestras montado sobre un goniómetro giratorio y un detector; C) Equipo XRD-6000; D) Difractograma presentado en un computador.

3.3.2. Preparación, descripción, análisis e interpretación Petrografía:

Preparación, descripción, análisis e interpretación minuciosa de secciones delgadas de muestras de rocas intrusivas, mediante microscopía óptica LEICA de luz transmitida. Teniendo en cuenta la forma, matriz y aspectos texturales de los cristales con el objetivo de ampliar la información sobre los procesos genéticos y distribución de diferentes facies petrográficas.

La preparación de secciones delgadas debe tener un criterio del geólogo sobre las características que desea observar.

Los equipos, materiales e insumos que se utilizaron son cortadoras, microscopio, pulidoras, estufas, cocinillas, abrasivos, pasta de diamante, paños, resina, bálsamo de Canadá, portaobjetos y cubreobjetos.

Los cortes de las muestras fueron realizados por los expertos del laboratorio de Petrotomía del INGEMMET, los procedimientos realizados son como siguen (figura 9): se corta una galleta de 22 mm de espesor aproximadamente, teniendo cuidado de no deteriorar la microestructura de la muestra para ser trabajada. La muestra se somete a una impregnación para facilitar su tratamiento en el proceso.

El carburo de silicio en sus diferentes granos es el abrasivo utilizado en esta etapa. Se desgasta la superficie elegida de la galleta con abrasivos 120, 400, 600 y 1000 que se aplican sobre vidrios triples con la acción de un lubricante que por lo general es agua. Se limpia constantemente para evitar la contaminación de la muestra.

Para la fijación de la muestra al portaobjeto, se aplica el cemento termoplástico Lakeside 70, que cumplirá la función de aglutinante, sobre ambas superficies tratando de formar una película uniforme y delgada al mismo tiempo. Se une ambas muestras montando la muestra sobre el portaobjeto. Presionar con cuidado moviendo de un lado al otro del portaobjeto eliminando así las burbujas de aire y excesos de aglutinantes. Se calienta la muestra y el portaobjeto en una cocinilla a una temperatura de 140 °C.

Para el esmerilado (acabado grueso y fino), utilizando el equipo de devaste se realiza con el abrasivo 120 y 400 hasta lograr un espesor de la muestra de hasta aproximadamente de 50µm, así mismo el acabado fino se realiza trabajando o puliendo con los abrasivos 600 y 1000, hasta obtener un espesor de 30 µm, en este último procedimiento de preparación de la sección delgada debe controlarse

a intervalos durante el esmerilado con un microscopio petrográfico apoyándose en los colores de interferencia.

Luego, se debe colocar la muestra de sección delgada sobre una cocinilla, una vez precalentada, se aplica una gota de bálsamo de Canadá u otro aglutinante similar a la superficie de la sección delgada. Sujutando con una pinza se coloca sobre la superficie de la sección un vidrio de cubierta limpio, luego se calienta la muestra por espacio de 3 a 4 minutos y posteriormente se coloca la muestra sobre un bloque de enfriamiento y procedemos a sentar cuidadosamente el vidrio de cubierta presionado con un instrumento como para expulsar las burbujas restantes y el exceso de aglutinante. Luego del enfriamiento el exceso de aglutinante se retira con un solvente apropiado, finalmente se etiqueta y rotula la sección con su código de campo y otro laboratorio.

Para un correcto estudio de descripción, análisis e interpretación minuciosa de secciones delgadas de muestras de rocas intrusivas, mediante microscopía óptica de luz transmitida (figura 10). Teniendo en cuenta la forma, matriz y aspectos texturales de los cristales con el objetivo de ampliar la información sobre los procesos genéticos y distribución de diferentes facies petrográficos. Se debe tener presente la muestra de mano o galleta de la muestra, así mismo los datos de la descripción realizada en el campo. Para tener y hacer una relación de muestras y descripciones macroscópicas para identificar rápidamente las características ópticas de las láminas delgadas. Posteriormente encender el microscopio en el sistema de luz transmitida, colocar la sección delgada en la platina giratoria observando los minerales presentes de acuerdo a sus características resaltantes como tamaño, textura, porcentaje y sus asociaciones mineralógicas presentes. Así mismo se utiliza los nicoles cruzados y paralelos para identificar claramente sus colores y texturas presentes de cara mineral, que servirá para clasificar el tipo de roca. También se recomienda siempre tomar fotomicrografías utilizando las diferentes objetivas para mostrar el tamaño, textura y relación mineralógica.

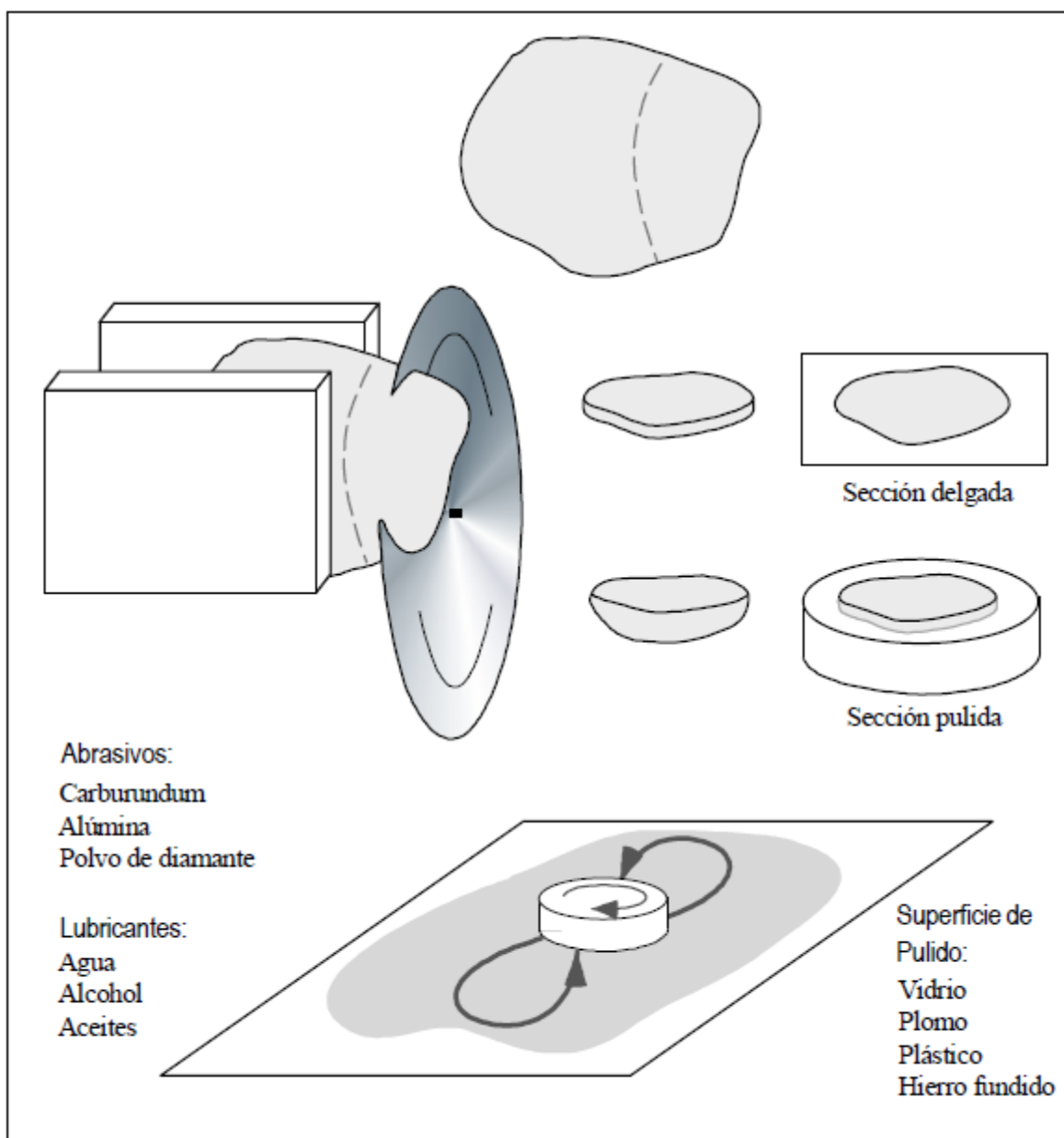


Figura 9: Preparación de secciones delgadas y secciones pulidas (INGEMMET, s.f.).

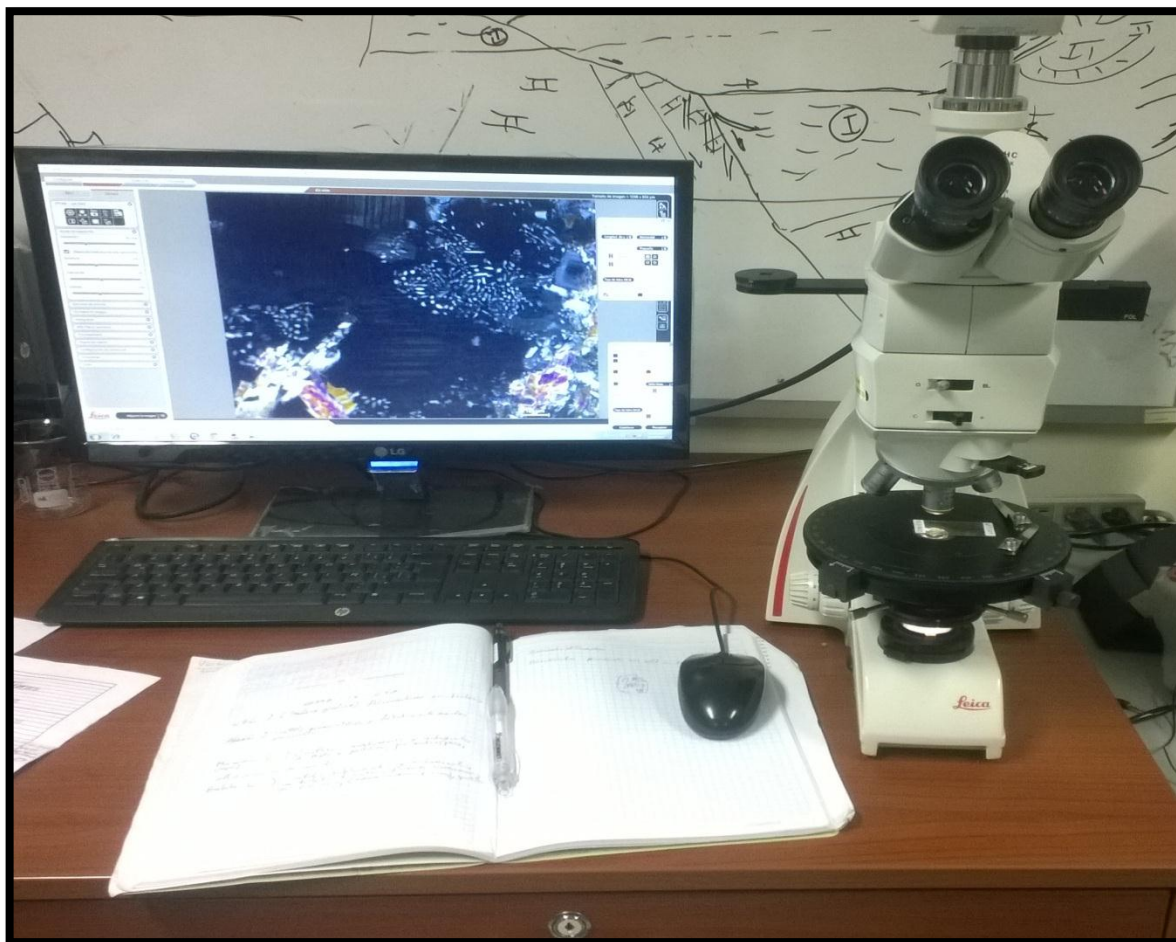


Figura 10: Estudio, descripción e interpretación minuciosa de secciones delgadas de muestras de rocas intrusivas, mediante microscopía óptica de luz transmitida.

3.3.3. Análisis, estudio, procesamiento e interpretación geoquímica:

El Análisis geoquímico de las 09 muestras fueron trabajadas, mediante el método analítico multielementales ICP-AES/ICP-MS, para definir la composición y fuente magmática que origino a las rocas intrusivas en el área de Marcapata. Estas muestras fueron analizadas y proporcionadas por INGEMMET.

Posteriormente fueron trabajadas en su normalización en valores (tabla 4.1 y 4.2) de Condritos y manto primitivo (Mc Donough y Sun, 1989) utilizando el programa Microsoft Excel avanzado. Una vez normalizado la data geoquímica es trabajada en su procesamiento estadístico-geoquímico (tipificación de anomalías), utilizando el Software Excel y Adobe Creative Cloud Ilustrator, para su diagramación de variables dependientes e independientes con las cuales se obtuvo la información y el conocimiento del magmatismo y los ambientes

geotectónicos en el cual se emplazaron las rocas intrusivas del área de Marcapata.

Posteriormente usando el Software Mc Excel y Adobe Creative Cloud Illustrator para la elaboración de los Diagramas Geoquímicos. Así mismo en esta etapa final se realizará la redacción de la tesis.

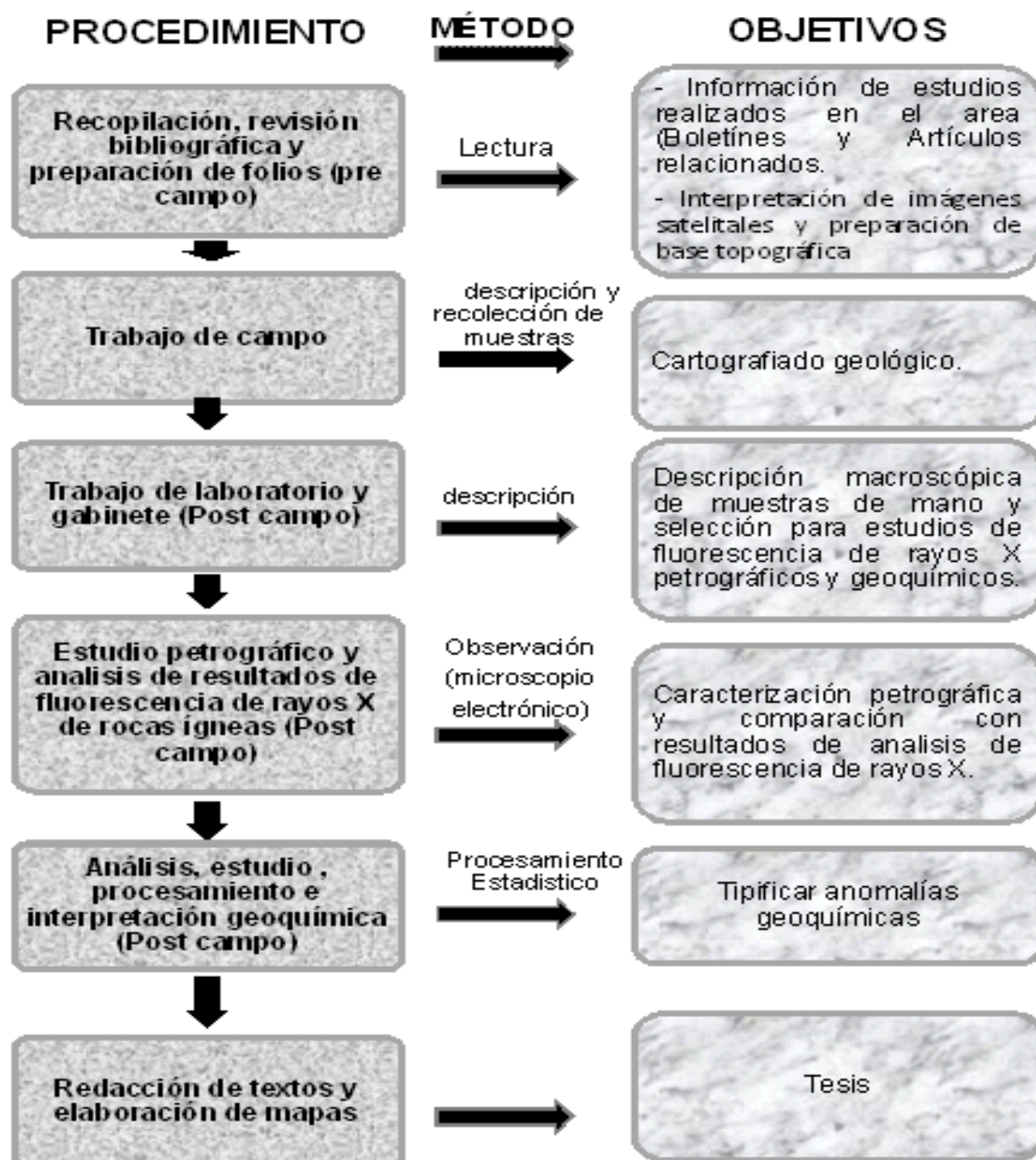


Figura 11: Flujo grama de diseño metodológico utilizado para la elaboración de la Investigación.

CAPITULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA CARTOGRÁFICA DEL PLUTÓN MARCAPATA:

Al Plutón de Marcapata se le caracteriza, como Plutón compuesto de forma lenticular ovalada (figura 12), Formada por gabros, granodioritas, tonalitas y monzogranitos Melanocratas y leucócratas, de texturas hipidiomórficas granulares y porfíricas de grano medio a grueso, la asociación mineralógica es de olivino, anfíboles, piroxenos, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y biotitas como minerales principales clasificados en tres sectores. Los cuales están en contacto con rocas del paleozoico inferior y superior comprendidos por las unidades de la formación Sandía, Ananea y rocas volcánicas del grupo Mitu.

En el trayecto de Marcapata a Corani, las rocas intrusivas (granodiorita) están en contacto con metapelitas bien foliadas con RB: 104 y BZ: 68N, y metareniscas grises, que están bien fracturadas, presentan alto contenido de micas (biotita) y se encuentran foliadas (posible esquisto) de la formación Sandía (Os-s).

En el trayecto de la quebrada Sayapata continua el afloramiento de rocas de color gris (estrato-metarenisca), están fracturadas con menor cantidad de micas, están foliadas y esquistosas (se observa granos). Así mismo en este trayecto encontramos bloques caídos de roca intrusiva, presenta alto contenido de biotita hexagonal, cuarzo, plagioclasas. Los bloques presentan diques aplíticos de 5-8 cm de espesor.

En la quebrada Sayapata a Ojoruro el contacto intrusivo con el paleozoico, dentro del intrusivo se observa colgado del paleozoico. El intrusivo presenta cristales de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y cristales de biotita, que se encuentran a manera de escamas. En este punto las rocas Paleozoicas afloran de una manera masiva de grano más grueso que de los puntos

anteriores, son de color gris (en algunos sectores se observa granos de cuarzo y en sectores foliación), la laminación es paralela al estrato-metarenisca con RB: 115 y BZ: 55S (figura 15).

En el sector Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro, las rocas intrusivas de tipo monzogranito de textura equigranular hipidiomórfica, presenta cristales minerales de Cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y biotitas. Estas rocas intrusivas están en contacto con las rocas areniscas grises con niveles de lutitas negras de la formación sandia con dirección de rumbo RB: 120 y BZ: 50NE. Hacia el Sur (Cerro Quicho), se observa el contacto fallado entre el grupo mitu con la formación Sandia, con dirección RB: 165 y BZ: 25SW (figura 15).

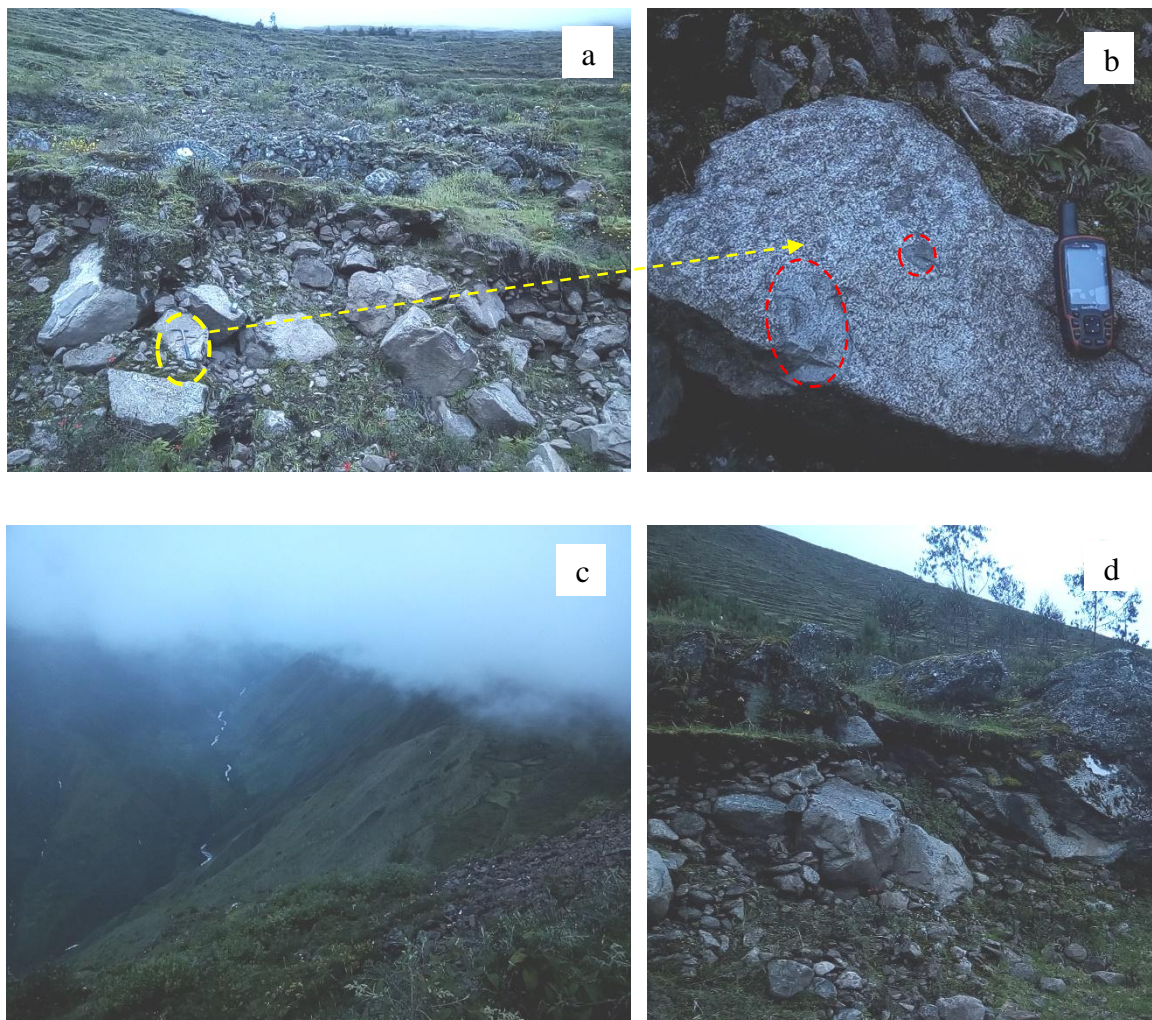


Figura 12: Caracterización Geológica, sector Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro; a) afloramiento de rocas granodioritas; b) roca granodiorita con Xenolitos de rocas del Paleozoico; c) vista panorámica de la quebrada Sayapata; d) afloramiento de rocas intrusivas granodioritas en el sector Chillimojo.

En el trayecto de Marcapata y quebrada Parina figura 13b. Las rocas intrusivas (granodiorita) leucócrata de textura porfídica con fenocristales desarrollados de feldespatos potásico de color blanquecino con tamaños de hasta 2.5 cm, La matriz es equigranular de grano medio constituida por cuarzo, feldespatos, plagioclasas y biotita. En conjunto se tienen feldespatos potásico (40%), cuarzo (30%), biotita (10%) y plagioclasas (15%).

El punto de contacto entre el intrusivo granodiorita y rocas metareniscas del paleozoico (Os-s) grises con micas (figura 13a), es directo con dirección de RB: 146 y BZ: 67NE, así mismo también se observa que el intrusivo presenta fallamiento con dirección RB: 66; BZ: 87N y PITCH: 2° E.

En el trayecto Marcapata - Cerro Surupatiña, encontramos intrusivo de tipo granodiorita con bastante contenido de micas, fracturado con RBs: 141 y 110, así mismo de BZs: 35N y 40N, desde este punto también observamos hacia el W, el afloramiento de intrusivos. Llegando a la intersección de las quebradas Cajamayu y Parina se observa un cuerpo pórfido intrusivo con contenido de minerales verdosos (¿mineral polibasita?). Desde este punto hacia el Sur, se observa y comienza el contacto de rocas intrusivas con rocas del Paleozoico de tipo Pizarras de la formación Ananea (SD-a) figura 15.

Las pizarras se encuentran esquistocreadas con Sills de andesita (¿grupo mitu?) de 30 m de espesor y se observa borde de enfriamiento del más fino hacia más grueso, la dirección de la esquistosidad es de RB: 142 y BZ: 64NE. Más hacia el Sur continua el afloramiento de pizarras negruzcas bien foliadas (limoareniscas con micas) con fractura astillosa, con esquistosidades desde RBs: 129, 137, 139 y 150 y BZs: 30NW, 40E y 52 NW figura 15.

Mientras tanto en la quebrada Marcapata-Rio Chumpi, se encontró Roca metaígneas (metamonzogranito) de textura granoblástica (figura 13d). Presenta cristales de feldespatos potásicos I y plagioclasas I alterados a arcillas y sericita; con cristales de menor granulometría de plagioclasas II, feldespatos potásicos II, blastos de cuarzo, biotita y moscovita; además minerales opacos diseminados. Estas rocas metamonzogranitos están en contacto con rocas

arenicas grises y negruscas (Os-s) con micas y piritita diseminada, el afloramiento se encuentra fracturado con RB: 86 y BZ: 87S. La esquistosidad esta con RB: 82 y BZ: 61S. Asi mismo en este sector se presenta las vistas del área de Marcapata y trayecto Marcapata – Sayapata (figura 13e y f).

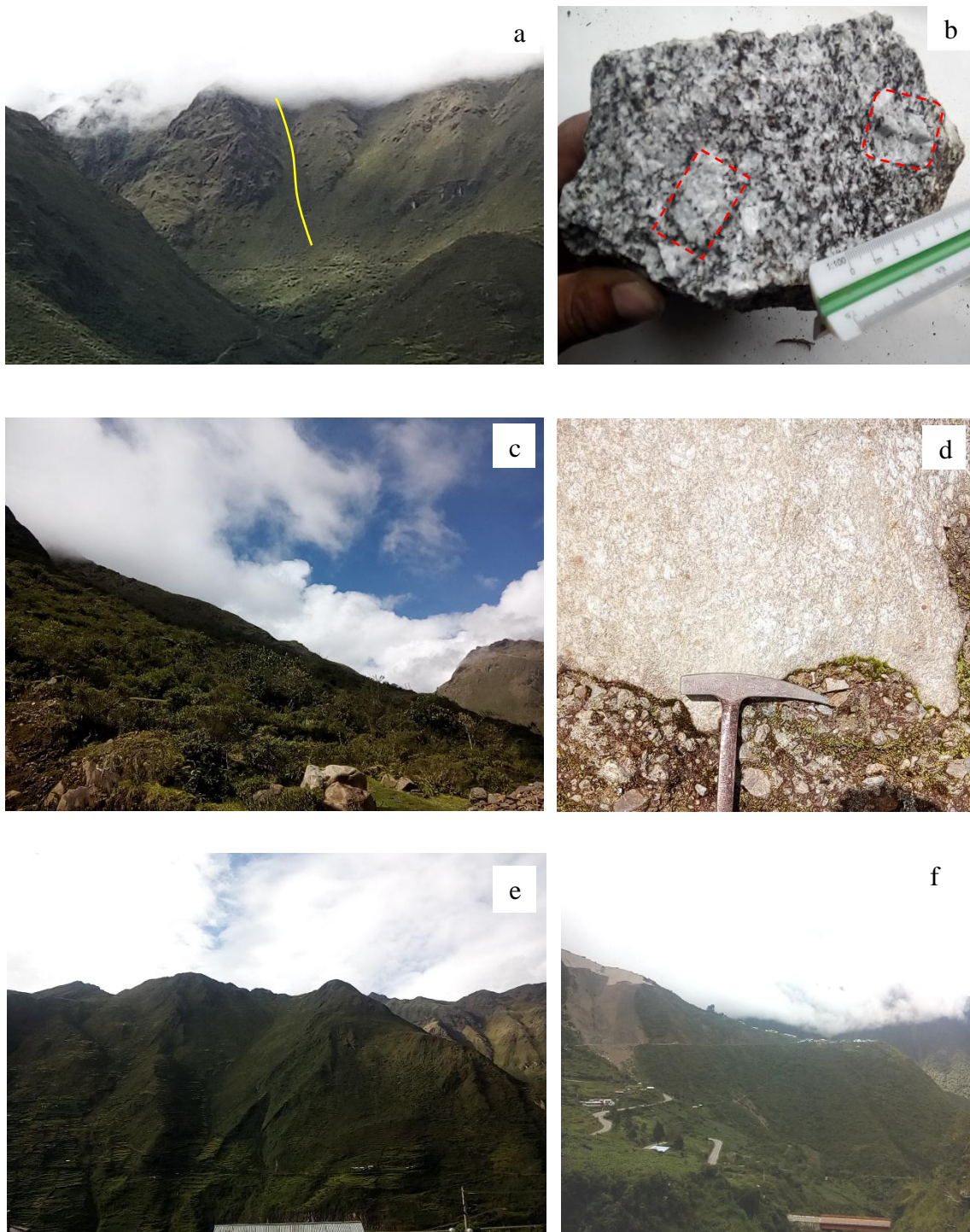
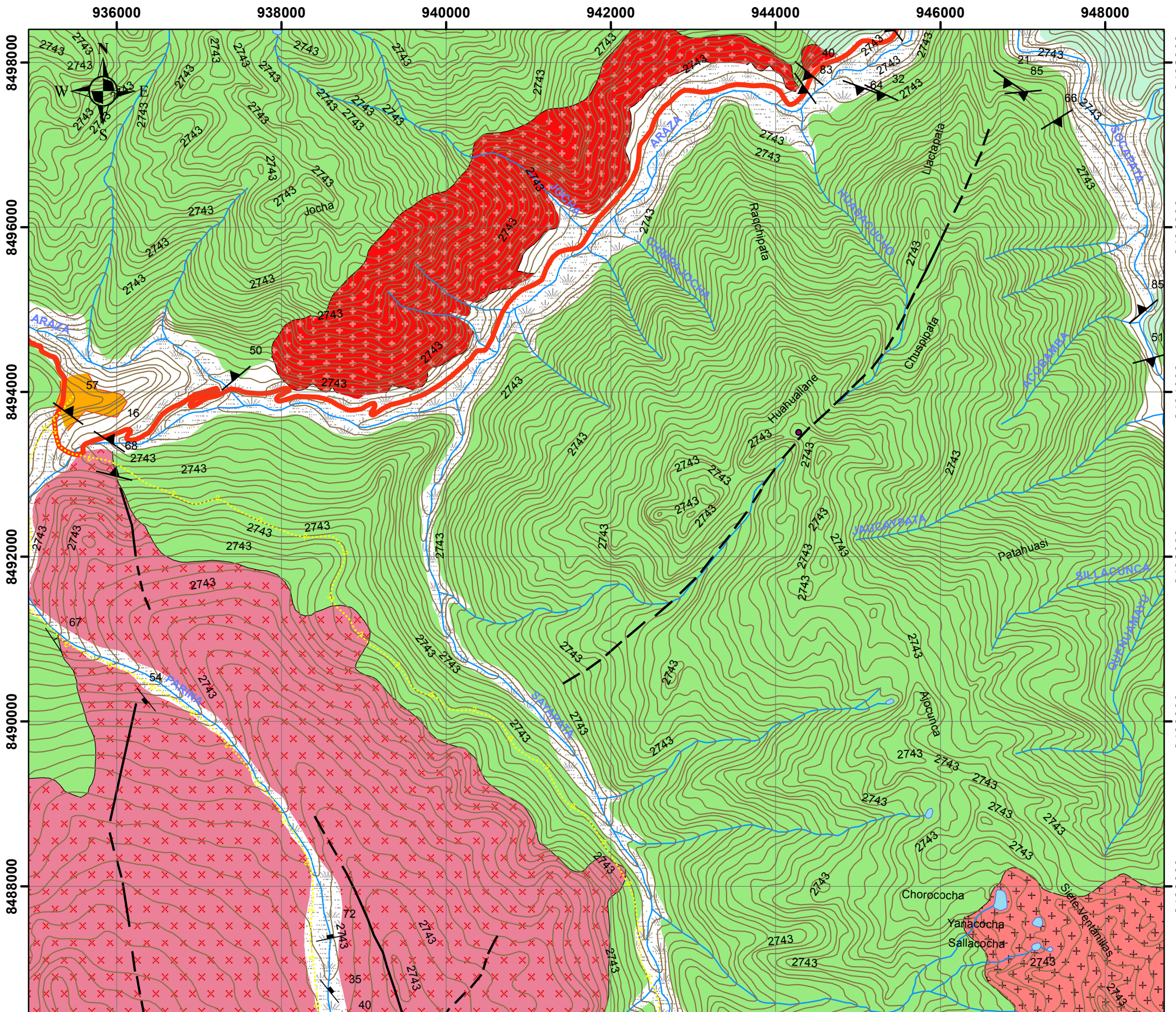


Figura 13: Caracterización Geológica, sector Marcapata y quebrada Parina; a) vista de la quebrada Parina y afloramiento de rocas granodioritas; b) roca granodiorita correspondiente a la muestra GR39A-15-255; c) Afloramiento de rocas intrusiva granodioritas, trayecto quebrada Parina; d) rocas intrusivas granodioritas en el sector Lacco; e) vista de contacto de rocas intrusivas con rocas Paleozoicas en el área de Marcapata. f) vista del Distrito de Marcapata.

En el sector limacpunku las rocas intrusivas de tipo gabro están en contacto con metareniscas del paleozoico (Os-s) figura 15. En los intrusivos se observa la presencia de minerales maficos (Olivino?), biotitas, anfíboles y plagioclasas, de textura equigranular hipidiomórfica figura 14 c y d. El contacto del stock grabrodiorita es irregular, de forma ovalada. La composición es de gabrodioritas con metareniscas de rocas paleozoicas figura 14 a y b.



Figura 14: Caracterización Geológica, sector Limacpunku; a) vista de contacto de rocas de stock diorítico con rocas paleozoicas metareniscas (Grupo Sandía); b) roca gabrodiorita correspondiente a la muestra GR39A-15-222; c) Afloramiento de rocas intrusivas gabros del sector Limacpunku; d) rocas intrusivas gabro, muestra GR39A-15-224.



Repositorio Institucional UNA-PUNO

No olvide citar esta tesis



SIMBOLOS	
	Rumbo y buzamiento de estratos
	Rumbo y buzamiento de diaclasamiento
	fallas inversas
	Lineamientos estructurales
	Carretera
	Accesos
	Rios
	Curvas de nivel
	Lagos
	Zona Urbana - Marcapata

LEYENDA	
	Qh
	PET-gr
	PET.ma-gd
	PET.ma-gb
	PET.ma-m
	SD-a
	Os-s
	Oi-sj

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO - PUNO FACULTAD DE INGENIERIA GEOLOGICA Y METALURGICA ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA GEOLOGICA		
TESIS: "CARACTERIZACIÓN DEL PLUTÓN DE MARCAPATA, MEDIANTE ESTUDIOS GEOQUÍMICOS Y PETROGRÁFICOS EN LA CORDILLERA ORIENTAL DEL SUR DEL PERÚ QUISPISCANCHIS - CORANI"		
MAPA: UNIDADES GEOLOGICAS		
ELABORACIÓN Y DISEÑO: LEONIDAS ASTETE TEBES		REVISADO POR: ING. MIGUEL CALSINA BENIQUE ING. ROBERTO ZEGARRA PONCE
ESCALA: GRÁFICA	PROYECCIÓN: UTM - WGS 84 - ZONA 19S	FECHA: NOVIEMBRE 2017

4.2. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL PLUTÓN MARCAPATA:

4.2.1. Geoquímica de Elementos mayores:

Para el presente estudio se realizó el análisis de roca total de muestras representativas de rocas ígneas del Plutón de Marcapata de la Cordillera Oriental del Sur del Perú. La data geoquímica de los elementos mayores expresados en % peso, por los laboratorios químicos de INGEMMET y SGS (Tabla 4) han sido normalizada y convertidas en una nueva data sin H₂O, CO₂, LOI (pérdida por ignición) y otros volátiles, recalculando los valores analíticos al 100%, usando la fórmula para todos los óxidos mayores (Tabla 5).

Para Rivera (2014), en una cristalización fraccionada los minerales y el líquido residual se separan por lo que este se empobrece en los elementos constituyentes de los minerales que se han formados y se enriquece en aquellos otros que no han encontrado en dichos minerales y en consecuencia las diversas rocas que se originan tendrán una composición más o menos alejada de la del magma original. En la tabla 5 los valores de MgO, CaO y FeO empobrecen y enriquecen en SiO₂ y álcalis para granodioritas y monzogranitos lo que conllevaría a una presión elevada por parte del Oxígeno, dando lugar a una cristalización temprana de la magnetita, esta secuencia suele presentarse y observarse en las rocas de la serie calco-alcalina (magma de tipo A dando lugar a un magma de tipo B).

Mientras tanto los valores para las rocas gabros van más por el lado de cristalización en equilibrio, puesto que la roca resultante tendría la misma composición que el fundido original, estos resultados preliminares serán corroborados con resultados de elementos trazas (Nb).

Tabla 4. Data Geoquímica de Laboratorio de Elementos mayores del Plutón Marcapata.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Sector
GR39A-15-222	44.58	4.26	15.82	14.4	0.19	6.71	7.73	3.28	1.01	0.27	0.43	
GR39A-15-224	45.02	1.63	18.8	11.33	0.18	7.57	9.85	3.34	0.58	0.37	0.5	Limacpunku
GR39A-15-188	39.15	5.28	10.9	18.27	0.25	7.21	11.33	2.09	1.1	1.27	2.16	
GR39A-15-188	39.63	5	12.94	17.51	0.27	6.66	10.1	3.19	1.41	1.01	1.43	
GR39A-15-225	65.7	0.42	16.84	3.52	0.07	0.99	2.69	4.64	3.16	0.15	0.52	
GR39A-15-191	70.54	0.64	15.24	2.8	0.04	0.81	2.35	2.99	3.62	0.27	0.92	
GR39A-15-200	65.18	0.56	17.56	5.11	0.07	1.15	1.82	3.52	3.69	0.27	0.74	
GR39A-15-255	64.31	0.61	17.76	4.98	0.07	1.28	1.87	3.7	4.02	0.25	0.83	Parina,
GR39A-15-270_dup255	63.71	0.55	18.65	4.81	0.06	1.13	1.74	3.61	4.4	0.34	0.75	Yasapata
GR39A-15-185A	65.2	0.3	17.3	2.8	0.1	1.2	1.6	3.6	4.7	0.3	2.1	Marcapata
GR39A-15-200	65.2	0.6	17.6	5.1	0.1	1.2	1.8	3.5	3.7	0.3	0.7	
GR39A-15-211	74.0	0.1	12.2	2.9	0.1	0.1	0.5	4.2	3.6	0.1	0.3	
GR39A-15-261	62.5	0.5	14.7	7.1	0.2	0.2	2.3	5.4	4.4	0.1	2.2	
GR39A-15-181	66.7	0.5	16.1	3.7	0.1	1.0	2.3	4.7	3.5	0.2	0.3	
GR39A-15-182	68.8	0.3	15.5	2.6	0.0	0.4	1.4	4.4	4.4	0.6	1.0	
GR39A-15-184	68.7	0.3	15.9	3.1	0.1	0.5	1.0	3.7	5.4	0.2	0.3	Yanaruna,
GR39A-15-196	70.7	0.3	14.8	2.9	0.0	0.6	1.5	4.2	4.0	0.2	0.5	Patajespe
GR39A-15-183	72.4	0.3	14.5	2.3	0.1	0.5	1.7	3.9	4.1	0.1	0.4	Cancha
GR39A-15-194	70.0	0.3	15.0	2.9	0.0	0.5	1.5	4.5	4.2	0.3	0.2	Ojoruro.
GR39A-15-195	70.1	0.4	14.9	2.9	0.1	0.6	2.3	3.8	4.0	0.0	0.6	

Tabla 5. Valores Recalculados de Elementos mayores del Plutón Marcapata.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	% Total	Sector
GR39A-222	45.374	4.336	16.102	14.656	0.193	6.830	7.868	3.338	1.028	0.275	100	
GR39A-224	45.627	1.652	19.053	11.483	0.182	7.672	9.983	3.385	0.588	0.375	100	Limacpunku
GR39A-188	40.428	5.455	11.256	18.862	0.260	7.443	11.697	2.156	1.132	1.309	100	
GR39A-188	40.546	5.116	13.239	17.915	0.276	6.814	10.354	3.264	1.443	1.033	100	
GR39A-225	66.918	0.428	17.152	3.585	0.071	1.008	2.740	4.726	3.219	0.153	100	
GR39A-191	71.037	0.640	15.346	2.823	0.041	0.813	2.367	3.014	3.645	0.272	100	
GR39A-200	65.885	0.566	17.750	5.165	0.071	1.162	1.840	3.558	3.730	0.273	100	
GR39A-255	65.058	0.617	17.967	5.038	0.071	1.295	1.892	3.743	4.067	0.253	100	Parina,
GR39A-270_dup255	64.354	0.556	18.838	4.859	0.061	1.141	1.758	3.646	4.444	0.343	100	Yasapata y
GR39A-15-185A	67.199	0.340	17.786	2.865	0.052	1.268	1.608	3.700	4.854	0.330	100	Marcapata
GR39A-15-200	65.885	0.566	17.750	5.165	0.071	1.162	1.840	3.558	3.730	0.273	100	
GR39A-15-211	75.745	0.143	12.460	2.928	0.051	0.051	0.502	4.331	3.676	0.113	100	
GR39A-15-261	64.232	0.503	15.125	7.274	0.173	0.208	2.347	5.506	4.560	0.072	100	
GR39A-15-181	67.596	0.456	16.303	3.772	0.081	1.004	2.332	4.745	3.518	0.193	100	
GR39A-15-182	69.895	0.274	15.723	2.643	0.041	0.447	1.382	4.482	4.482	0.630	100	Yanaruna,
GR39A-15-184	69.502	0.334	16.063	3.146	0.051	0.496	1.001	3.733	5.493	0.182	100	Patajespe
GR39A-15-196	71.367	0.313	14.897	2.929	0.040	0.566	1.515	4.212	4.010	0.151	100	Cancha y
GR39A-15-183	72.520	0.312	14.497	2.290	0.053	0.472	1.752	3.952	4.099	0.054	100	Ojoruro.
GR39A-15-194	70.588	0.303	15.155	2.926	0.030	0.545	1.473	4.520	4.197	0.262	100	
GR39A-15-195	70.647	0.435	15.046	2.923	0.060	0.632	2.356	3.843	4.049	0.010	100	

4.2.2. Diagramas de clasificación de rocas:

4.2.2.1. Diagrama R1-R2:

El diagrama R1-R2 (Fig. 16), De la Roche et al. (1980) propone un esquema de clasificación para rocas plutónicas basado en la proporción de milcaciones (Tabla 6). Aunque el diagrama R1-R2 es poco popular debido a los límites curvilíneos de los campos y a los parámetros R1 y R2 que no tienen ningún significado inmediato, se le considera como muy útil y preciso ya que para introducir los análisis en el diagrama se utilizan ocho variables (elementos mayores) como parámetros. Esto es importante, ya que involucra mayor cantidad de elementos al usar el diagrama, arrojando una clasificación más precisa y robusta. El sistema es lo suficientemente general como para aplicar a todo tipo de roca ígnea. Así mismo se puede representar en el diagrama la composición de los minerales, lo que permite una amplia comparación entre modal y datos químicos. También pueden mostrar el grado de saturación de sílice y el cambio de las composiciones de los feldespatos.

Tabla 6. *Valores de Proporciones Milcaciónicas, para diagrama R1 vs R2.*

Muestra	R1	R2	Litología	Sector
GR39A-15-222	1119.68	1496.54	gabro	Limacpunku
GR39A-15-224	1369.45	1822.55	gabro	
GR39A-15-188	1052.30	1841.67	gabro	
GR39A-15-188	626.85	1705.63	gabro	
GR39A-15-225	1924.80	679.63	tonalita	
GR39A-15-191	2720.68	594.65	granodiorita	Parina, Yasapata y Marcapata
GR39A-15-200	2108.15	602.69	granodiorita	
GR39A-15-255	1910.69	619.09	tonalita	
GR39A-15-270_dup255	1815.90	614.21	tonalita	
GR39A-15-185A	1946.25	583.79	granodiorita	
GR39A-15-200	2108.15	602.69	granodiorita	
GR39A-15-211	2569.46	300.63	granodiorita	
GR39A-15-261	1061.62	558.09	granodiorita	
GR39A-15-181	1887.84	619.11	monzogranito	
GR39A-15-182	1941.90	478.50	monzogranito	
GR39A-15-184	1931.74	446.83	monzogranito	Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro.
GR39A-15-196	2238.04	482.38	monzogranito	
GR39A-15-183	2402.39	495.22	monzogranito	
GR39A-15-194	2033.22	481.92	monzogranito	
GR39A-15-195	2309.03	578.55	monzogranito	

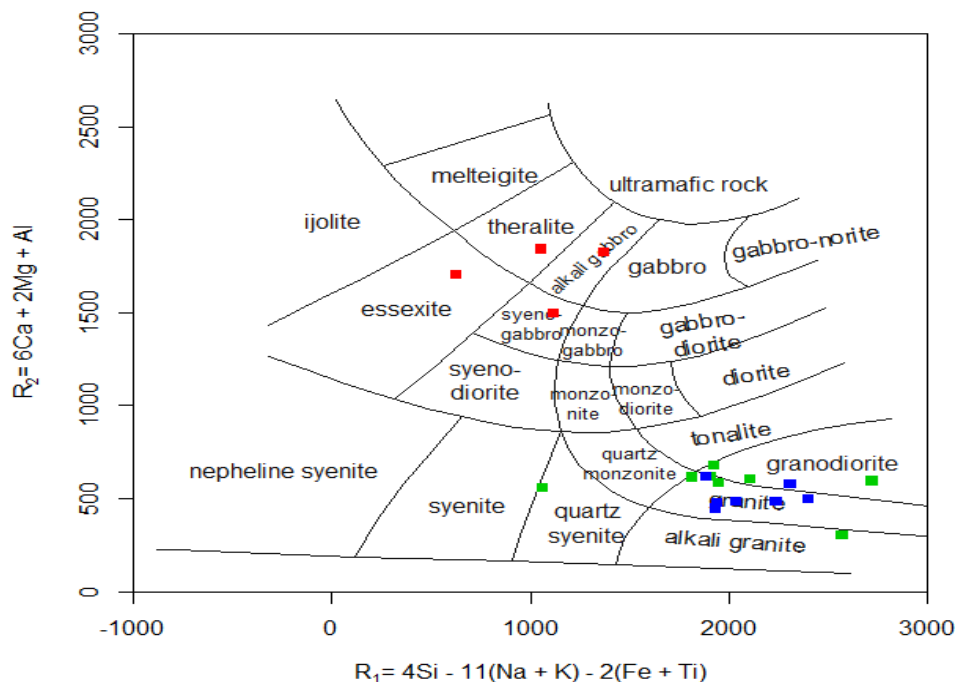


Figura 16: Clasificación de cationes R1-R2 (De la Roche et al., 1980) para el Plutón Marcapata. Las proporciones químicas fueron recalculadas a milicaciones. $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

Los datos presentados en la (Tabla 6). Estos ploteados en el diagrama R1-R2 (Fig. 16), pertenecen a rocas de composiciones básicas y ácidas. Se determina tres grupos o series de rocas en el Plutón Marcapata. Un primer grupo de rocas de tipo gabro. Un segundo grupo de composiciones Tonalíticas-granodioritas y un tercer grupo de tipo monzogranitas.

4.2.2.2. Diagrama álcalis total vs sílice (TAS):

Los resultados para este diagrama presentamos en la Tabla 7 y en la figura 17, donde nos permiten presentar tres facies o series litológicas en el Plutón Marcapata, un primer grupo de tipo gabro, donde estas muestras caen dentro del campo de la serie Alcalina lo que indica su alto contenido en Feldespatos de tipo (Na) y tienen una concentración de sílice (SiO_2) 40.43 a 45.63 %. La segunda facie es de tipo granodiorita calcoalcalina, los mismos que presentan un contenido de Sílice desde 64.35 a 65.88 %. Así mismo el tercer grupo es de tipo Granito calcoalcalina con un contenido de sílice que va desde 67% a 72%.

Tabla 7. Valores en (wt%), para Diagrama Sílice vs Total Álcalis (TAS) del Plutón Marcapata.

Muestra	SiO ₂ (wt%)	Na ₂ O+K ₂ O (wt%)	Litología	Sector
GR39A-15-222	45.37	4.37	gabro	Limacpunku
GR39A-15-224	45.63	3.97	gabro	
GR39A-15-188	40.43	3.29	gabro	
GR39A-15-188	40.55	4.71	gabro	
GR39A-15-225	66.92	7.95	monzogranito	
GR39A-15-191	71.04	6.66	monzogranito	Parina, Yasapata y Marcapata
GR39A-15-200	65.89	7.29	granodiorita	
GR39A-15-255	65.06	7.81	granodiorita	
GR39A-15-270_dup255	64.35	8.09	granodiorita	
GR39A-15-185A	67.20	8.55	granodiorita	
GR39A-15-200	65.88	7.29	granodiorita	
GR39A-15-211	75.74	8.01	granodiorita	
GR39A-15-261	64.23	10.07	granodiorita	
GR39A-15-181	67.60	8.26	monzogranito	
GR39A-15-182	69.90	8.96	monzogranito	
GR39A-15-184	69.50	9.23	monzogranito	
GR39A-15-196	71.37	8.22	monzogranito	
GR39A-15-183	72.52	8.05	monzogranito	
GR39A-15-194	70.59	8.72	monzogranito	
GR39A-15-195	70.65	7.89	monzogranito	

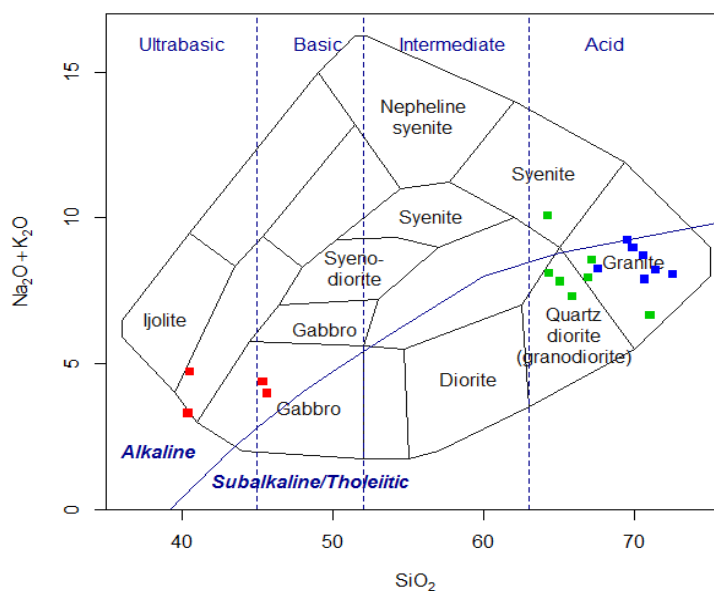


Figura 17: Diagrama Sílice vs Total Álcalis “TAS” (Le Maitre et al, 2002).

4.2.2.3. Diagrama de Índice de Saturación de Alúmina:

Los parámetros de clasificación se basan en los óxidos mayores de Al_2O_3 , CaO , K_2O y Na_2O recalculados en concentraciones molares. La cual diferencia una composición saturada en alúmina o peraluminosa si su valor es >1 , de una subsaturada, si es <1 , que puede corresponder a una composición metaluminosa, si el índice de alcalinidad $Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O) > 1$ o peralcalina, si es <1 . El diagrama propuesto por Shand (1968) muestra gráficamente la siguiente clasificación para el Plutón Marcapata (figura 18), Así mismo en la Tabla 8 se presenta los valores y porcentajes de Saturación de Alúmina. Los mismos que corresponden a dos campos. Una serie Metalumínica, con promedio de AIO de 14.91%, lo que indica que ha habido circulación de fluidos hidrotermales en rocas (en este caso intrusivas ricas en SiO_2) cuyos minerales se forman a altas temperaturas. Así mismo la otra serie es de tipo Peralumínico, con promedio de AIO de 17.41% lo que indica rocas intrusivas con alto contenido de sílice, y se formó a bajas temperaturas.

Para Halliday (1981) en Kontak (1984), las rocas de tipo peraluminoso podrían ser generados por diversos mecanismos incluyendo cristalización fraccionada, anaxtesis en la corteza o asimilación y fase de vapores transferidos. Para Kontak (1984) las granodioritas y monzogranitos de los plutones de Coasa, Limbani y Aricoma (peraluminosos y subalkalinos) contienen trozos de xenolitos por eso son de tipo peraluminosos (por asimilación). Mientras tanto los estudios realizados en la zona de Ayapata son de tipo Alkalino y subalkalino (metaluminicos y peraluminosos) enriquecidos en TiO , Sr , Nb y (Na_2O y K_2O), que presentaria diferente cristalización fraccionada (fusión evolución).

Tabla 8. Valores de Índice de Saturación de Alúmina, para diagrama de Índice de saturación de alúmina Del Plutón Marcapata.

Muestra	Al/(Ca+Na+K)	Al/(Na+K)	Saturación	Sector
GR39A-15-222	0.770	2.448	Metalumínico	Limacpunku
GR39A-15-224	0.782	3.083	Metalumínico	
GR39A-15-188	0.432	2.368	Metalumínico	
GR39A-15-188	0.514	1.918	Metalumínico	
GR39A-15-225	1.056	1.530	Peralumínico	
GR39A-15-191	1.162	1.730	Peralumínico	
GR39A-15-200	1.341	1.802	Peralumínico	Parina, Yasapata y Marcapata
GR39A-15-255	1.283	1.708	Peralumínico	
GR39A-15-270_dup255	1.345	1.750	Peralumínico	
GR39A-15-185A	1.247	1.575	Peralumínico	
GR39A-15-200	1.341	1.802	Peralumínico	
GR39A-15-211	1.037	1.127	Peralumínico	
GR39A-15-261	0.828	1.085	Peralumínico	
GR39A-15-181	1.028	1.409	Peralumínico	
GR39A-15-182	1.067	1.291	Peralumínico	
GR39A-15-184	1.155	1.334	Peralumínico	
GR39A-15-196	1.062	1.327	Peralumínico	Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro.
GR39A-15-183	1.027	1.331	Peralumínico	
GR39A-15-194	1.034	1.270	Peralumínico	
GR39A-15-195	1.004	1.411	Peralumínico	

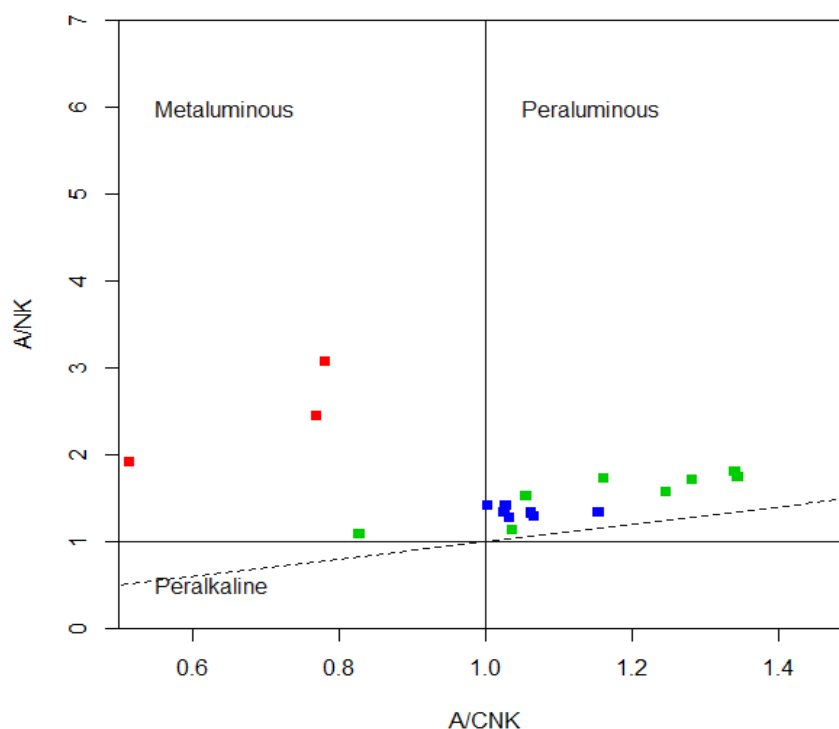


Figura 18: Diagrama de Índice de saturación de alúmina (Shand, 1943).

4.2.2.4. Diagrama de Cristalización de feldspatos por el Enriquecimiento de Na-K:

En la Tabla 19 los valores y composiciones de cristalización de feldspatos, cuyos valores están ploteados en la figura 16, donde indica que las rocas del Plutón Marcapata se encuentran principalmente en los rangos de composición potásica y sódica, donde los monzogranitos presentan valores de $K/Na=1$, mientras tanto las rocas de tipos granodiorita presentan alteración potásica en sectores, tienen valores de $K/Na=0.5$ a 1. Así mismo las rocas de tipo gabro se encuentran en el rango $K/Na=1$, especialmente porque presentan mayor presencia de plagioclasas. Para Wilson (2003), las series potásicas y ultrapotásicas son exclusivas del ambiente de intraplaca continental y muestran evoluciones composicionales en ocasiones complejas.

Tabla 9. Valores para diagrama de cristalización de feldespatos por el enriquecimiento de Na-K del Plutón Marcapata.

Muestra	Na ₂ O	K ₂ O	Composición	Sector
GR39A-15-222	3.338	1.028	Na	Limacpunku
GR39A-15-224	3.385	0.588	Na	
GR39A-15-188	2.156	1.132	Na	
GR39A-15-188	3.264	1.443	Na	
GR39A-15-225	4.726	3.219	K/Na=0.5	
GR39A-15-191	3.014	3.645	K/Na=0.5	Parina, Yasapata y Marcapata
GR39A-15-200	3.558	3.730	K/Na=1	
GR39A-15-255	3.743	4.067	K/Na=1	
GR39A-15-270_dup255	3.646	4.444	K/Na=1	
GR39A-15-185A	3.700	4.854	K/Na=1	
GR39A-15-200	3.558	3.730	K/Na=1	
GR39A-15-211	4.331	3.676	K/Na=1	
GR39A-15-261	5.506	4.560	K/Na=1	
GR39A-15-181	4.745	3.518	K/Na=1	
GR39A-15-182	4.482	4.482	K/Na=1	
GR39A-15-184	3.733	5.493	K/Na=1	Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro.
GR39A-15-196	4.212	4.010	K/Na=1	
GR39A-15-183	3.952	4.099	K/Na=1	
GR39A-15-194	4.520	4.197	K/Na=1	
GR39A-15-195	3.843	4.049	K/Na=1	

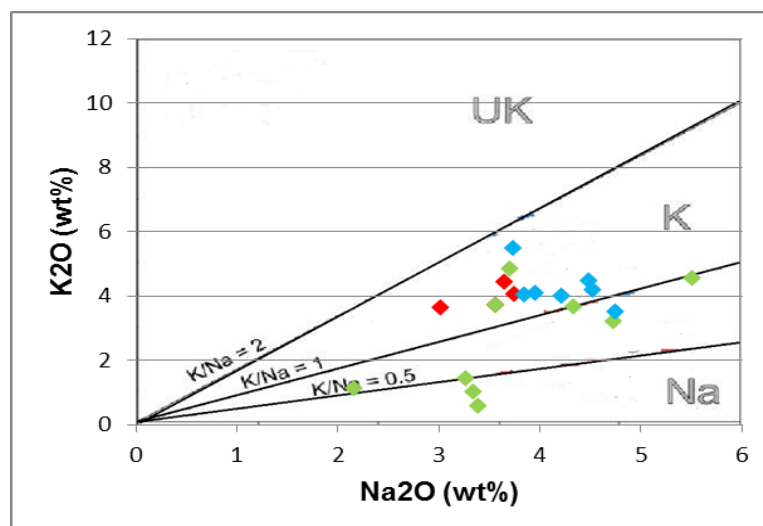


Figura 19: Diagrama de Cristalización de Feldespatos por el enriquecimiento de Na-K (Peccerillo & Taylor, 1976; modificado de Le Maitre, 1989).

4.2.2.5. Diagrama Enriquecimiento de K:

En la figura 20 indica que las rocas del Plutón Marcapata, son de composición básica y ácida. Así mismo las rocas de tipo granodiorita y granitos tienen un contenido medio en K y media con tendencia a baja de potasio los de tipo gabbro.

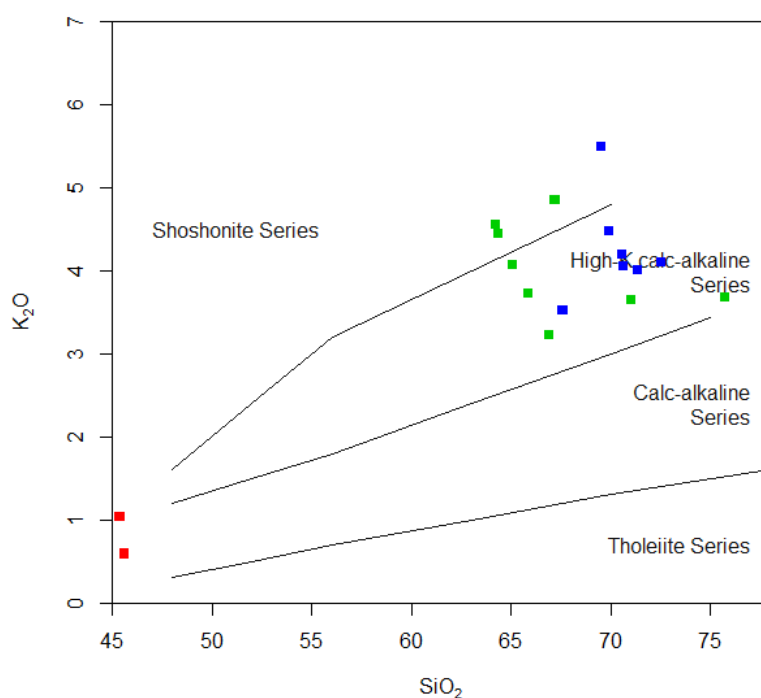


Figura 20: Diagrama de Enriquecimiento de K (Peccerillo y Taylor, 1976).

4.2.2.6. Diagrama de Determinación del contenido de FeO total:

El contenido de FeO total es mayor a medida que el magma es más profundo, en tanto que al mayor contenido de SiO₂ indica el grado de diferenciación y menor profundidad. Para determinar que magma es más profundo con respecto a otro, se usa el diagrama de correlación binaria de FeO tot vs SiO₂ (wt%). Es importante mencionar que las rocas del Plutón Marcapata (figura 21) presentan claramente un contenido bajo y alto de Fe.

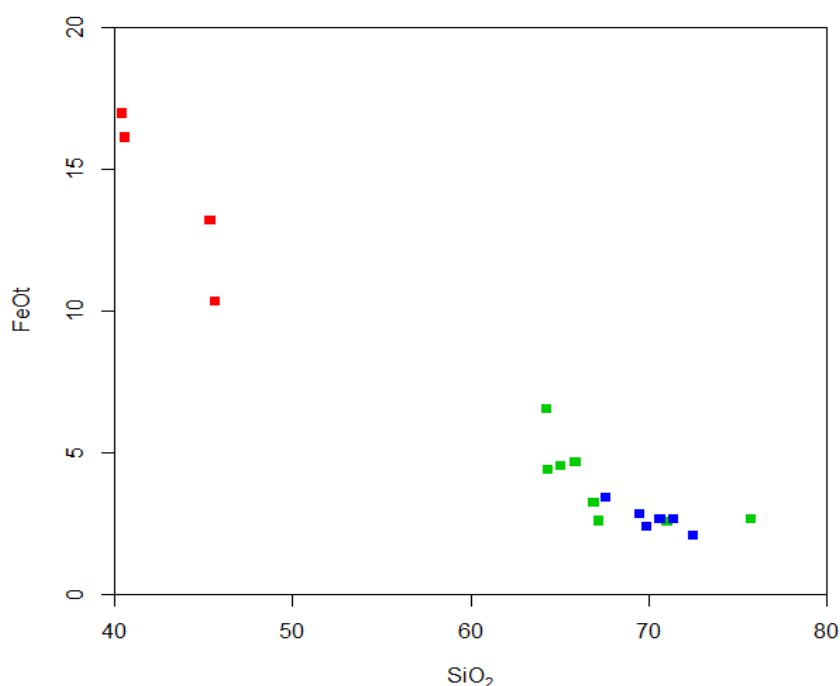


Figura 21: Diagrama de Determinación del contenido de FeO total.

4.2.2.7. Diagramas de variación de Harker:

Los diagramas donde se grafican óxidos contra SiO₂ son conocidos como diagramas de variación tipo Harker (1909). En este caso, se grafica el SiO₂ en el eje-X contra los óxidos mayores más relevantes en el eje-Y. El contenido de SiO₂ en el Plutón Marcapata varía entre 40 a 45% para Gabros, 64 a 65% para granodioritas y 66 a 72% en peso para monzogranitos tabla N° 4.1.

SiO₂ vs TiO₂: Las muestras presentan una correlación negativa (figura 22a), asociadas en su mayoría a una fraccionación en esfena, debido a que en su estructura química y mineralógica presenta valores de Ti. (Rankama, 1954) explica que la forma de presentación del titanio en las rocas ígneas se caracteriza por su tendencia a incorporarse a los óxidos.

Las rocas del Plutón Marcapata presentan una concentración de TiO₂ entre 0.4 a 5.5 wt% con un aumento porcentual de sílice. Las rocas de composición básica como son los gabros presentan mayor contenido de TiO₂ (1.6 a 5.5), sin

embargo, las rocas félsicas de tipo granodiorita y Monzogranito tienen valores 0,4 a 0.6 de TiO_2 . Las rocas que presentan mayor contenido de Fe lo cual explica su tendencia porcentual hacia los valores más altos. En las rocas calcoalcalinas, el titanio se concentra de forma definida en los primeros productos del estadio principal de la cristalización (Rankama, 1954).

SiO_2 vs Al_2O_3 : La Alúmina varía entre 10 y 20% (Rivera, 2007), en la figura 22b, las muestras presentan marcadamente dos correlaciones. Una correlación negativa donde se produce la fraccionación de las plagioclasas, donde los valores de Al_2O_3 presentan más concentración entre 15.3 a 18.8 wt%. Así mismo el otro grupo que presenta una correlación positiva más dispersa, tienen valores de 11.2 a 16.1 wt%. La concentración media de Al_2O_3 de estos últimos indica que las rocas presentes son de composición básica de tipo gabro.

SiO_2 vs MnO : La figura 22c, indica claramente dos grupos. El primero representa a gabros, que muestra una correlación negativa, con valores de 0.19 a 0.27 wt% de MnO y con valores de SiO_2 40.5 wt%. A diferencia de la roca de tipo Granodiorita y monzogranito, que presenta valores de MnO 0.04 a 0.07 wt%.

SiO_2 vs MgO : La figura 22d, muestra marcadamente dos grupos más o menos estables. Uno para rocas de tipo gabro con valores de MgO que van de 6.81 a 7.76 wt%. Para rocas de tipo Granodiorita y Monzogranito los valores de MgO son de 0.81 a 1.16 wt%. (Rankama, 1954) indica que el magnesio junto con el hierro ferroso es el catión más importante que se incorpora a los minerales máficos durante el estadio principal de la cristalización, es por esta razón que lo encontramos en mayor porcentaje en las rocas maficas.

SiO_2 vs CaO : En la figura 22e, las rocas se encuentran básicamente dentro de la etapa de cristalización de plagioclasas presentando las mismas una correlación negativa. Clarke (1924) refiere que la mayor cantidad de Calcio se

encuentra en los componentes básicos y en menor cantidad en los ácidos. Las rocas de tipo gabro presentan un contenido promedio de CaO de 10 wt% mientras que las rocas de tipo granodiorita y monzogranitos presentan entre 1.7 a 1.9 wt%.

SiO₂ vs Na₂O: Este óxido presenta una correlación dispersa positiva, los valores para rocas de tipo gabro se encuentran en el promedio de 2.6 wt%. Para rocas de tipo granodioritas y monzogranitos existen concentraciones de Na₂O de 3 a 4.7 wt%. En la figura 22f se puede observar el relativo incremento en el proceso de fraccionación de la estructura mineralógica en los primeros minerales que cristalizan. Así mismo el proceso de cristalización de las plagioclasas. La considerable presencia de Na₂O puede deberse básicamente a la presencia de alteraciones hidrotermales en el sistema mineralógico.

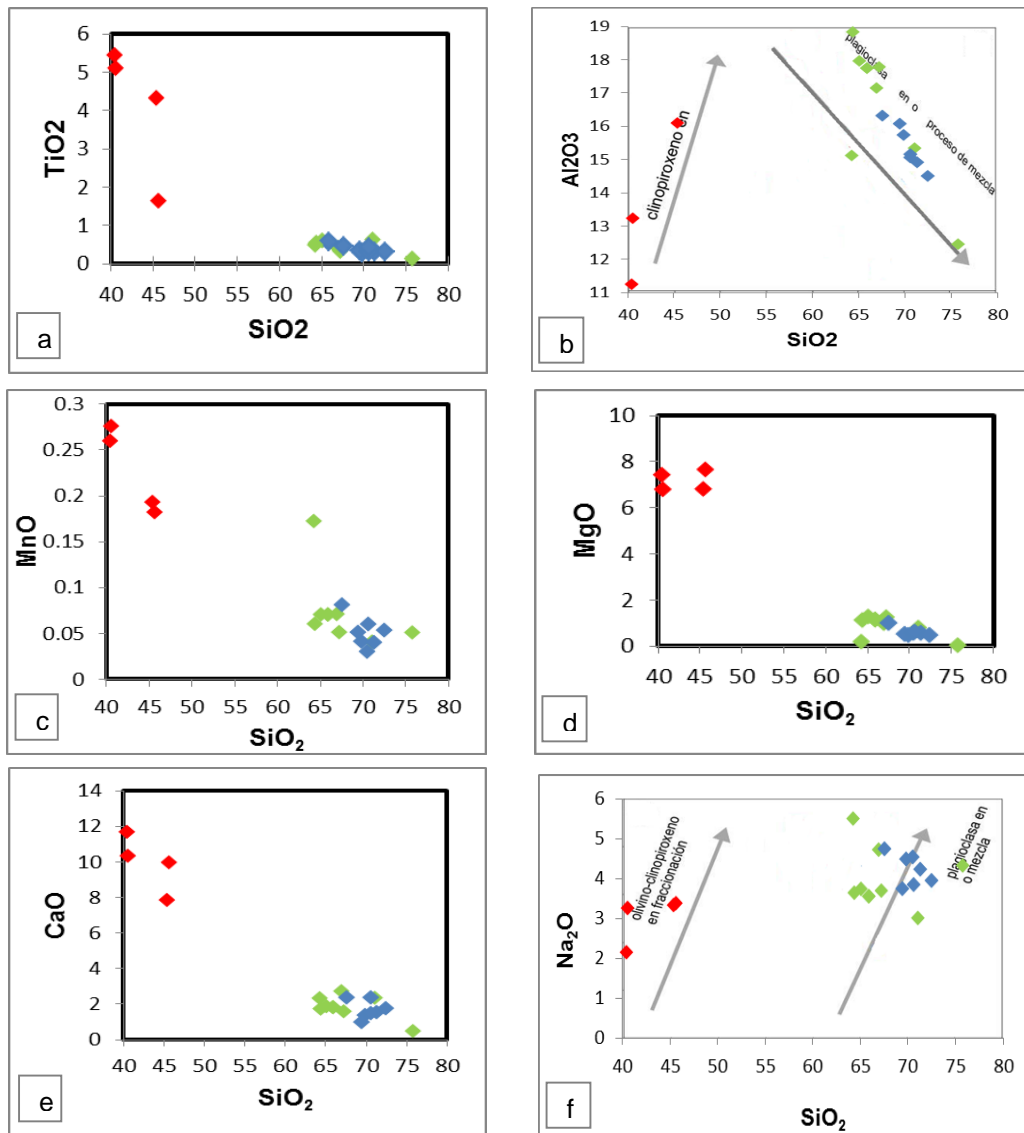


Figura 22: Diagramas de variación de Harker para Plutón Marcapata.

4.2.3. Tierras raras (REE):

Son elementos químicos ampliamente usados en los estudios petrogenéticos, por ser excelentes indicadores de los procesos geológicos que han ocurrido durante la formación de las rocas. De acuerdo a United States Geological Survey, las Tierras Raras comprenden Y (39), y La-Lu (57 a 71), otros autores consideran junto a este grupo a los actínidos (especialmente el Th (90), U (92)) y Sc (21). Según sus propiedades las tierras raras se dividen en tres subgrupos:

- a) Tierras Raras Ligeras (LREE): Formado por la serie del lantano (57) al samario (62).
- b) Tierras Raras Intermedias (MREE): Conformadas por el europio (63), gadolinio (64) y terbio (65).
- c) Tierras Raras Pesadas (HREE): Lo integra la serie del disprosio (66) al lutecio (71).

El comportamiento de las Tierras Raras es litófilo, por lo que comúnmente se presentan formando sales oxigenadas, principalmente flúor carbonatos y fosfatos en asociación con silicatos. Además de esto las Tierras Raras tienden a concentrarse en la fase fundida que resulta de la fusión parcial del manto, permaneciendo durante la cristalización fraccionada de un magma (Vásquez, 2009).

Fernández y Hernández (1991) indican que las abundancias relativas de las Tierras Raras entre sí (que se ponen de manifiesto en una presentación normalizada a condritos) deben permanecer inalteradas por la fusión parcial o por otros procesos. Los únicos procesos que pueden alterar esta proporción son el reparto diferencial de Tierras Raras entre el fundido y los minerales del manto, es decir el coeficiente de partición D (Mineral /Fundido).

Una de las causas que condiciona el valor D (Mineral/Fundido), es decir la entrada de Tierras Raras en las redes minerales es su radio iónico (R.I). Las tierras raras livianas que tienen mayor radio iónico se introducen en los feldespatos y el apatito, así como en la esfena donde hay una fuerte concentración porque fracciona fuertemente las Tierras Raras Pesadas. Además del apatito y la esfena también el circón puede fraccionar fuertemente las Tierras Raras en los líquidos evolucionados. El granate admite en su red las Tierras Raras Pesadas que tiene un radio iónico relativamente menor, pero no admite las Tierras Raras Ligeras que quedan relativamente concentrados en el fundido (Vásquez, 2009).

4.2.3.1. Elementos compatibles e incompatibles:

De manera generalizada, los elementos de Alto Potencial Iónico (HFSE o High Field Strength Elements) se caracterizan por poseer un pequeño radio iónico y una alta carga que los hace altamente incompatibles en la mayoría de las fases minerales. Estas son las tierras raras Th, Y, Zr, Hf, Nb y Ta (Pearce, 1983). Estos elementos son inmóviles. Los elementos de baja carga y gran radio iónico (LILE o Large Lithophile Elements) incluyen al Cs, K, Ba, Sr y Rb caracterizándose por poseer un gran radio iónico y una baja carga, lo que los hace altamente móviles e incompatibles.

Los elementos traza compatibles con radio iónico pequeño y baja carga como el Cr, Ni, Co, V son inmóviles y entre otros se tiene al La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Los metales de transición Mn, Zn y Cu tienden a ser móviles particularmente a altas temperaturas, mientras que Co, Ni, V y Cr son inmóviles. (Rollinson, 1994; White, 2007).

Estos elementos son usados en la interpretación geoquímica que sirve para estudiar la génesis de fuentes de rocas (magmas) y para descifrar los procesos magmáticos.

4.2.3.2. Diagrama de Origen de los granitos:

Existe una serie de diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas “graníticas”, los cuales usan como parámetros elementos relativamente inmóviles en fases fluidas, como el Ti, Zr, Y, Yb, Nb y Ta, y otros elementos comúnmente móviles, pero que en teoría su movilidad en rocas graníticas es mucho menor. Estos elementos permanecerían estables bajo condiciones hidrotermales, metamorfismo de medio o bajo grado y meteorización (Rollinson, H. , 1993).

De acuerdo a las características de los elementos traza, se diseñaron diagramas que ayudaran a caracterizar el ambiente tectónico del cual se originaron las rocas intrusivas del Plutón Marcapata. Con estos diagramas se confrontan las abundancias en ppm de los elementos traza Nb vs Y, Y+Nb vs Rb y Yb+Ta vs Rb ploteado en escala logarítmica, con el fin de determinar la discriminación de ambiente tectónico, del origen de que, si las rocas ígneas son de origen de arco volcánico, de intraplacas y de dorsal oceánica (Pearce et al., 1984; Rivera, 2014). Los valores obtenidos para el Plutón Marcapata se presentan en la Tabla 10.

Tabla 10: Valores para Origen de los granitos del Plutón Marcapata

Muestra	Nb(ppm)	Y(ppm)	Rb(ppm)	Yb(ppm)	Y+Nb(ppm)	Sector	
GR39A-15-222	35	24	31.5	2.1	59.0	Limapunku	
GR39A-15-224	18	19.7	11.4	1.9	37.7		
GR39A-15-188	64.6	38	22	2.4	103.0		
GR39A-15-188	77	32.8	25.4	2.3	109.8		
GR39A-15-225	18	25.3	131	2.3	43.3		
GR39A-15-191	20	15.9	153.8	0.9	35.9		
GR39A-15-200	24	14.2	177.7	0.8	38.2		
GR39A-15-255	22	8.6	194	0.6	30.6		
GR39A-15-270_dup255	22	8.1	162	0.5	30.1		Parina, Yasapata Marcapata
GR39A-15-185A	10.0	14.0	367.5	1.1	24.0		
GR39A-15-200	24.0	14.2	177.7	0.8	38.2	Yanaruna, Patajespe Cancha Ojoruro.	
GR39A-15-211	89.0	83.0	114.7	7.2	172.0		
GR39A-15-261	79.3	53.3	105.8	5.8	132.6		
GR39A-15-181	23.0	24.5	125.0	2.3	47.5		
GR39A-15-182	20.0	22.4	163.5	2.5	42.4		
GR39A-15-184	18.0	11.8	178.5	0.8	29.8		
GR39A-15-196	24.0	23.7	160.9	2.3	47.7		
GR39A-15-183	22.5	36.2	166.3	3.9	58.7		
GR39A-15-194	20.0	18.2	167.5	1.7	38.2		
GR39A-15-195	20.5	25.2	126.7	2.5	45.7		

En la figura N° 23a, Según el diagrama discriminante Nb vs Y. muestran que las rocas de tipo gabro caen en el campo WPG que corresponde a los granitos de intraplaca, relacionados a rifts intracontinentales, así mismo presentan valores altos en Nb, indicando que están menos contaminadas. Mientras tanto las rocas de tipo granodiorita y monzogranitos caen en el campo de granitos de arco volcánico (“Volcanic arc granite”, VAG) y con tendencia hacia granitos sincolisionales (SYN COLG), también presentan bajos valores en Nb, que indican que el grupo de rocas están más contaminados.

Según el diagrama discriminante (Y + Nb) versus Rb de Pearce et al. (1984) de la Figura 23b, las rocas estudiadas de tipo granodiorita y monzogranitos se ubican en el campo de los granitos de arco volcánico (“Volcanic arc granite”,

VAG) y con tendencia hacia granitos sincolisionales (SYN COLG), mientras tanto los de tipo gabro se encuentran en el campo de granitos de intraplaca (WPG).

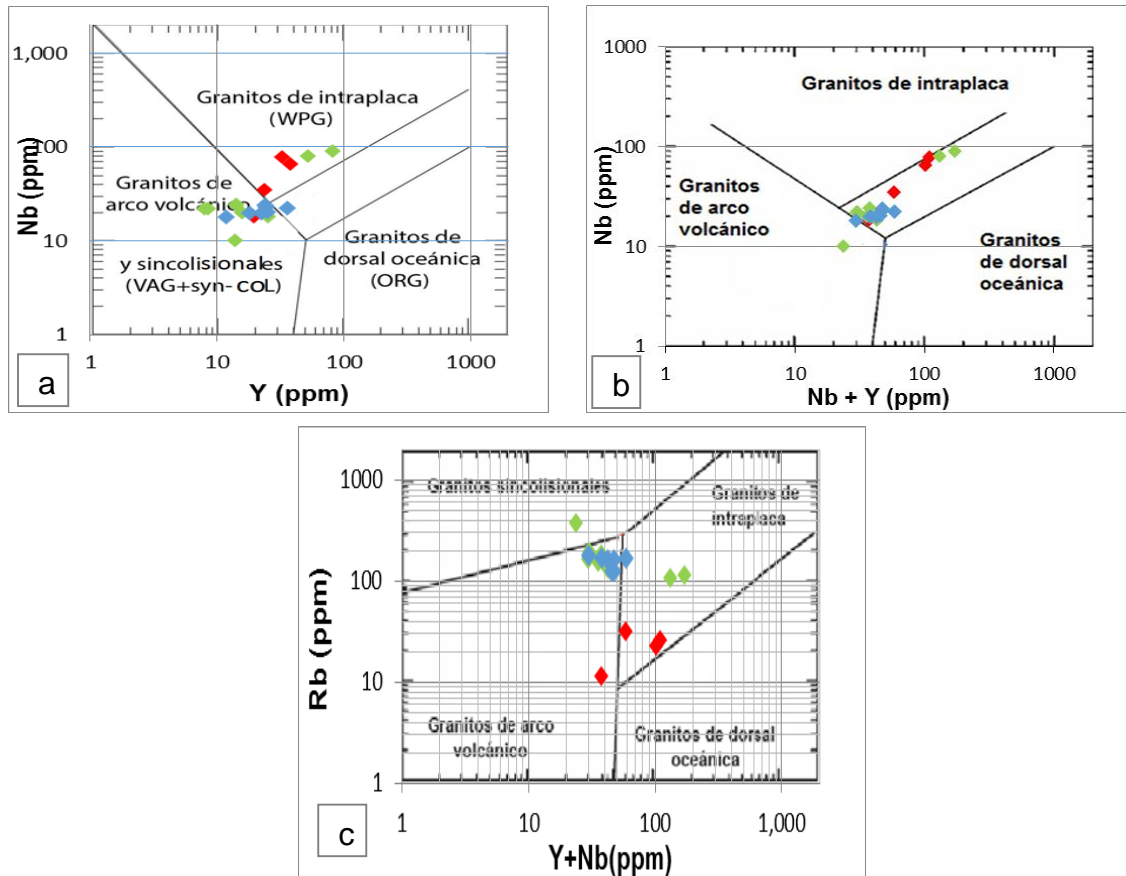


Figura 23: Diagramas de origen y/o discriminación de ambiente tectónico, Por Pearce et al. (1984): Nb vs Y, Rb vs. Y+Nb, con campos de: granitos sincolisionales (syn-COLG), granitos de arco volcánico (“Volcanic arc granite”, VAG), intraplaca (“Within Plate Granite”, WPG), de dorsales oceánicas (ORG).

4.2.3.3. Diagrama de variación:

A través de este diagrama podemos determinar los diferentes procesos magmáticos y petrogenéticos que han ocurrido en esta parte de la Cordillera Oriental del sur Peruano. Este diagrama es a escala logarítmica y correlativa, donde se representa las concentraciones de un elemento compatible respecto al más incompatible, para la (figura 24), se usa principalmente para diferenciar entre un proceso de cristalización fraccionada o fusión parcial. (Fernández, S y

Hernández, A. , 1991); (Calderón, 2015) indican que algunos autores usan elementos como Ti, Zr, Y, Nb, etc. porque estos aparecen en proporciones diferentes en las distintas series volcánicas.

Podemos observar entonces (figura 24a) que las muestras se encuentran en tendencia al proceso de Fusión Parcial para rocas de tipo gabro y Cristalización Fraccionada para granodioritas y monzogranitos. Schiebold (1931); en (Calderón, 2015) indican que el rubidio se encuentra casi siempre en los feldespatos potásicos, de allí que podemos inferir porque presenta la tendencia horizontal positiva en ppm (en aumento). El vanadio (V) varía sus concentraciones entre 222 a 382 ppm para grabros y entre 37 a 47 ppm para granodioritas y monzogranitos, mientras que para el rubidio (Rb) las concentraciones varían entre 11.4 a 31.5 ppm y entre 131 a 178 ppm respectivamente.

Este diagrama nos permite determinar de la misma manera en el diagrama Rb vs V los diferentes procesos magmáticos y petrogenéticos que han ocurrido en el Plutón Marcapata. En este diagrama usamos los valores en ppm sin normalizar. La figura 242 indica la tendencia de las muestras hacia el proceso de Cristalización fraccionada con valores promedios de Zr que varía entre 161 a 220 ppm para granodioritas y monzogranitos, sin embargo, para gabro los valores son de 93 a 159 ppm.

Los patrones de variación del Zr y SiO₂ (Tabla y figura 24d) se pueden afirmar, que los patrones de variación del zirconio incrementan con el aumento de SiO₂, en las series de baja temperatura y decrece hacia los contenidos bajos de SiO₂ en las rocas maficas de más alta temperatura. Las rocas de tipo gabro (SiO₂ de 40.43 a 45.63 % wt) presentan de 93.8 a 159 ppm de Zr, ellos son caracterizados como intrusivos de alta temperatura, en cambio, las rocas de tipos granodiorita y monzogranito (SiO₂ de 64.35 a 71.04 % wt) presentan de 161.6 a 220.5 ppm

de Zr, ellos son caracterizados como intrusivos de baja temperatura. Por otra parte, en la (figura 24c) se plotean en el eje X los valores de SiO₂ y el eje Y los valores de P₂O₅ ambos en % wt. Esta relación sirve para discriminar granitoides de tipo I o de origen ígneo (correlación negativa) y granitoides de tipo S o de origen sedimentario (correlación positiva). Este grafico se emplea para rocas volcánicas e intrusivas. Los gabros del sector Limacpunku guardan una correlación negativa, lo cual hace indicar que son granitos de tipo I, mientras tanto las rocas de tipo granodiorita y monzogranito guardan una ligera correlación, y son interpretados como granitoides de tipo S de origen sedimentario, resultado de una contaminación cortical o asimilación cortical (anatexia).

Tabla 11: Diagramas de variación para elementos traza del Plutón Marcapata.

Muestra	V (ppm)	Rb (ppm)	Zr (ppm)	P ₂ O ₅ (wt %)	SiO ₂ (wt %)	Sector	
GR39A-15-222	350	31.5	149.1	0.27	45.37	Limacpunku	
GR39A-15-224	222	11.4	93.8	0.37	45.63		
GR39A-15-188	37	22	161.6	0.15	40.43		
GR39A-15-188	382	25.4	159	1.31	40.55		
GR39A-15-225	361	131	150.9	1.03	66.92		
GR39A-15-191	44	153.8	220.5	0.27	71.04		
GR39A-15-200	46	177.7	212.5	0.27	65.89		
GR39A-15-255	46	194	214.3	0.25	65.06		
GR39A-15-270_dup255	46	162	195.5	0.34	64.35		Parina, Yasapata y Marcapata
GR39A-15-185A	23.0	367.5	108.9	0.33	67.20		
GR39A-15-200	46.0	177.7	212.5	0.27	65.88	Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro.	
GR39A-15-211	5.0	114.7	343.8	0.11	75.74		
GR39A-15-261	10.0	105.8	623.4	0.07	64.23		
GR39A-15-181	38.0	125.0	147.3	0.19	67.60		
GR39A-15-182	17.0	163.5	135.7	0.63	69.90		
GR39A-15-184	16.0	178.5	188.4	0.18	69.50		
GR39A-15-196	24.0	160.9	153.6	0.15	71.37		
GR39A-15-183	21.6	166.3	381.0	0.05	72.52		
GR39A-15-194	21.0	167.5	118.8	0.26	70.59		
GR39A-15-195	28.2	126.7	477.0	0.01	70.65		

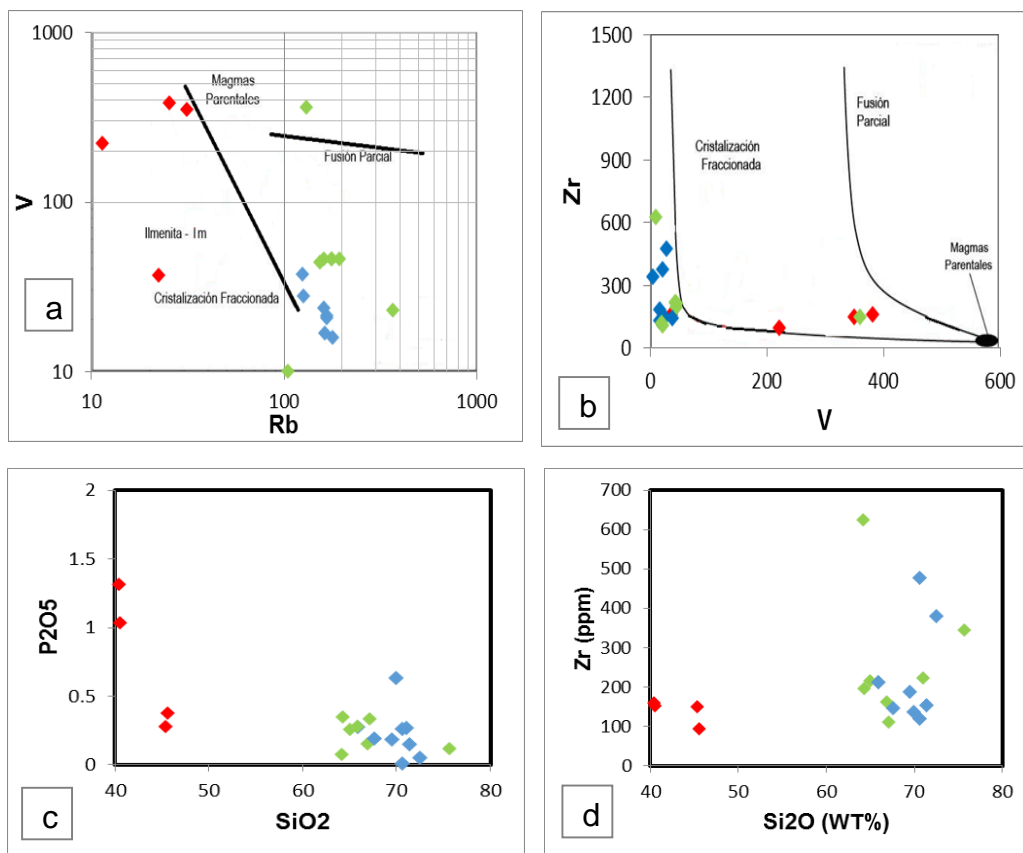


Figura 24: Diagramas de variación para elementos traza del Plutón Marcapata.

4.2.3.4. Diagramas de Razones de Elementos Trazas:

Por el grado de compatibilidad de los elementos traza en tierras raras ligeras y pesadas se realiza una comparación mediante razones geoquímicas para determinar los procesos de cristalización y diferenciación de minerales como clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasas y la presencia de granate residual en las rocas intrusivas del Plutón Marcapata.

Tabla 12: Valores de Razones de Elementos Traza del Plutón Marcapata.

Muestra	Sr/Y	La/Sm	Sm/YbN	Dy/YbN	SiO ₂	Sector
GR39A-15-222	21.82	4.60	2.49	1.48	45.37	Limacpunku
GR39A-15-224	29.13	3.89	2.16	1.31	45.63	
GR39A-15-188	18.32	3.20	6.11	2.31	40.43	
GR39A-15-188	25.89	3.59	4.83	2.16	40.55	
GR39A-15-225	7.01	8.63	1.93	1.27	66.92	
GR39A-15-191	12.98	6.65	8.15	2.77	71.04	
GR39A-15-200	11.47	6.38	9.44	3.14	65.89	
GR39A-15-255	18.90	6.46	10.93	3.35	65.06	Parina, Yasapata y Marcapata
GR39A-15-270_dup255	16.84	7.98	10.00	3.37	64.35	
GR39A-15-185A	23.00	6.96	5.15	1.67	67.20	
GR39A-15-200	11.47	6.38	9.44	3.14	65.88	
GR39A-15-211	0.23	4.95	2.44	1.43	75.74	
GR39A-15-261	2.48	5.49	2.58	1.23	64.23	
GR39A-15-181	9.00	7.96	2.27	1.23	67.60	
GR39A-15-182	6.09	8.18	1.73	1.03	69.90	Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro.
GR39A-15-184	6.72	5.97	8.06	2.74	69.50	
GR39A-15-196	7.46	9.17	2.27	1.20	71.37	
GR39A-15-183	4.92	7.97	2.33	1.13	72.52	
GR39A-15-194	8.64	9.03	2.48	1.29	70.59	
GR39A-15-195	9.90	8.53	2.52	1.23	70.65	

Podemos observar en la figura 25 la distribución de las concentraciones de elementos traza en base a las razones de Sr/Y, Sm/Yb, Dy/Yb vs SiO₂ (Mamani et al, 2010). Así mismo en la tabla 12 se presentan los valores para el diagrama de razones de elementos Trazas. Donde las granodioritas y monzogranitos presentan concentraciones de Sr/Y de 7 a 18 wt% con un aumento diferencial de SiO₂ paulatino, mientras que los gabros presentan un incremento gradual de Sr/Y desde 18 a 29 wt%, lo que indica la presencia de granate residual debido al aumento de presión (figura 25 a).

La razón SiO₂ vs La/Sm muestra que las Rocas del Plutón Marcapata son rocas diferenciadas y presentan valores moderados y altos de La/Sm, para gabros existe una concentración de La/Sm entre 3 a 5 wt% y de SiO₂ entre 40 a 46 wt%

y para granodioritas y monzogranitos la concentración es de La/Sm entre 6 a 9 wt% y de SiO₂ entre 64 a 71 wt%. Las muestras están siendo afectadas por la fraccionación de plagioclasas (figura 25b). La razón SiO₂ vs Sm/Yb presentan valores moderados y altos que indican la fraccionación de clinopiroxenos. Los gabros presentan concentraciones de Sm/Yb de 2 a 6 wt% y de SiO₂ entre 40 a 46 wt%. Para granodioritas y monzogranitos existe una concentración de Sm/Yb de 2 a 11 wt% y de SiO₂ entre 64 a 71 wt%. (Figura 25c) La razón para SiO₂ vs Dy/Yb (figura 25d) presenta pequeña tendencia hacia una descendencia de anfiboles. Para gabros presentan un contenido promedio de 1 a 2 wt% de Dy/Yb, mientras para granodioritas y monzogranitos el rango es de 1 a 3 wt%.

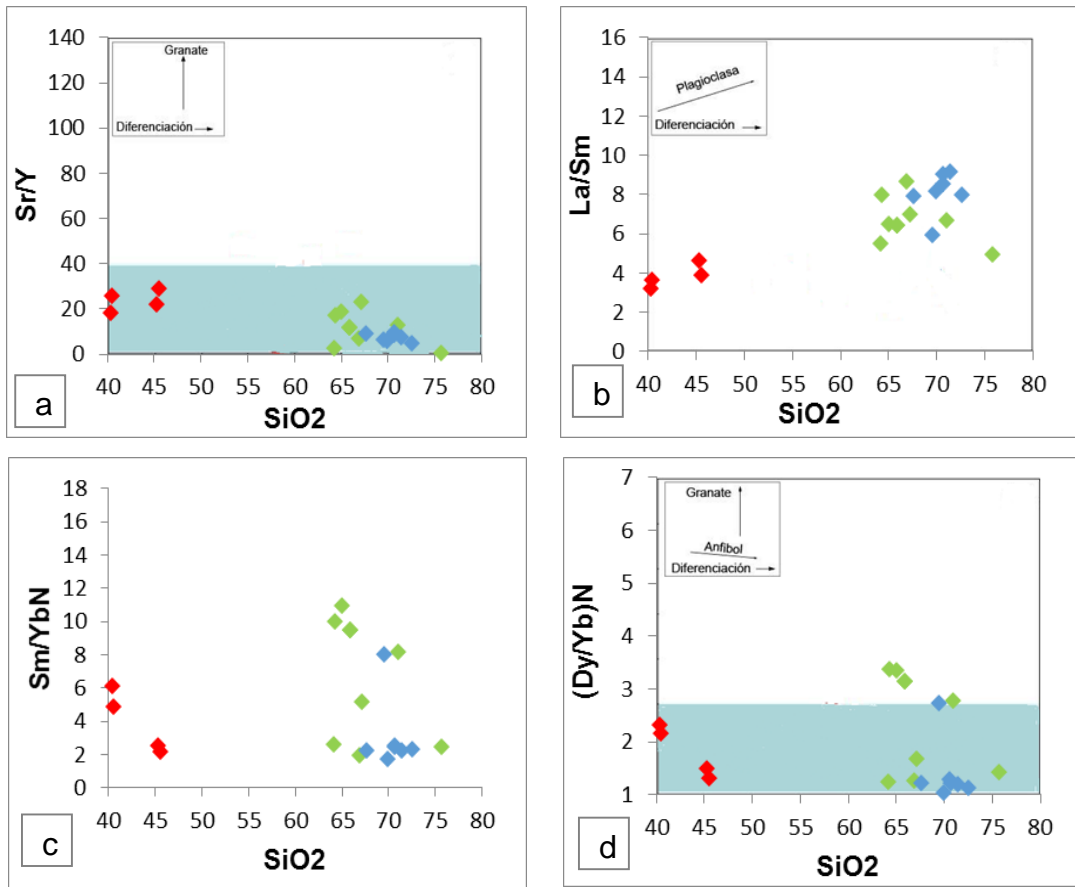


Figura 25: Diagramas de razones de Elementos Traza Sr/y, La/Sm, Sm/Yb, Dy/Yb vs SiO₂.

4.2.3.5. Diagrama de Profundidad de la fuente magmática:

A través de estos diagramas se puede determinar la profundidad en una columna cortical en la que se han generado los magmas.

En la tabla 13 se presentan los valores para encontrar la profundidad de la fuente magmática del Plutón Marcapata. Es así como las rocas del Plutón Marcapata presentan dos grupos bien marcados. Las razones para gabros son de 1.5 a 2.5 de Ce/Y, estos valores indican que los magmas se han formado en una corteza con espesor de 40 a 20 Km de profundidad, mientras que las rocas granodioritas y monzogranitos con valores de 2 a 9 de Ce/Y. estuvieron entre 40 a 90 Km de profundidad (figura 26).

Tabla 13: Valores para Diagramas de Profundidad de la fuente magmática del Plutón Marcapata.

Muestra	Ce/Y	Ce/YbN	Sm/YbN	Eu/Eu*	SiO ₂	Sector
GR39A-15-222	1.90	6.02	2.49	0.93	45.37	
GR39A-15-224	1.58	4.56	2.16	1.11	45.63	Limacpunku
GR39A-15-188	2.69	11.77	6.11	0.89	40.43	
GR39A-15-188	2.53	10.04	4.83	0.88	40.55	
GR39A-15-225	2.38	7.27	1.93	1.13	66.92	
GR39A-15-191	5.31	26.05	8.15	0.94	71.04	
GR39A-15-200	5.98	29.48	9.44	0.90	65.89	
GR39A-15-255	8.66	34.49	10.93	1.00	65.06	Parina, Yasapata y Marcapata
GR39A-15-270_dup255	8.57	38.56	10.00	1.22	64.35	
GR39A-15-185A	4.95	17.50	5.15	1.11	67.20	
GR39A-15-200	5.98	29.48	9.44	0.90	65.88	
GR39A-15-211	1.98	6.35	2.44	0.25	75.74	
GR39A-15-261	2.77	7.05	2.58	0.63	64.23	
GR39A-15-181	2.78	8.24	2.27	0.82	67.60	
GR39A-15-182	2.59	6.44	1.73	0.93	69.90	
GR39A-15-184	6.07	24.86	8.06	0.57	69.50	Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro.
GR39A-15-196	3.33	9.53	2.27	0.93	71.37	
GR39A-15-183	3.31	8.61	2.33	0.43	72.52	
GR39A-15-194	3.46	10.28	2.48	0.96	70.59	
GR39A-15-195	3.33	9.24	2.52	0.72	70.65	

Las razones de Eu/Eu* vs Ce/Y, son para determinar la profundidad estimada de asimilación del magma. Estos elementos son usados dado que el resto de las tierras raras son trivalentes (Rivera, 2014). El Eu bivalente presenta un comportamiento diferencial que produce anomalías que se miden por la razón:

Eu/Eu*, definida como:

$$Eu/Eu^* = (Eu(n)) / (Sm(n) \times Gd(n))$$

Las rocas del Plutón Marcapata de tipo gabro presentan valores bajos de Ce/Y menores a 3, por lo que estas rocas se formaron dentro de una corteza menor a 30 km, entonces su profundidad de asimilación del magma es de 30 Km

aproximadamente (figura 26 b). Por otro lado, las granodioritas y monzogranitos, tienen valores altos de Ce/Y, que son de 2.3 a 8.7, por lo cual, están tienen una profundidad de asimilación promedio del magma entre 60 a 80 Km.

Por otra parte, en la (figura 26 c) se presenta las razones de abundancia de SiO₂ vs Sm/Yb para el Plutón Marcapata, esta ratio determina la antigüedad de la roca a nivel de los Andes sudamericano, es un estándar proporcional (Rivera, 2014). Para Mamani (2010), se determinó que probablemente a mayor valor de Sm/Yb, los magmas son más recientes; mientras que a menor valor de Sm/Yb, los magmas son antiguos. Coincidentemente los gabros del Plutón Marcapata datan una edad U/Pb de 236.3 ± 0.9 Ma (Reitsma et al., 2010), mientras que las granodioritas y monzogranitos serían más recientes.

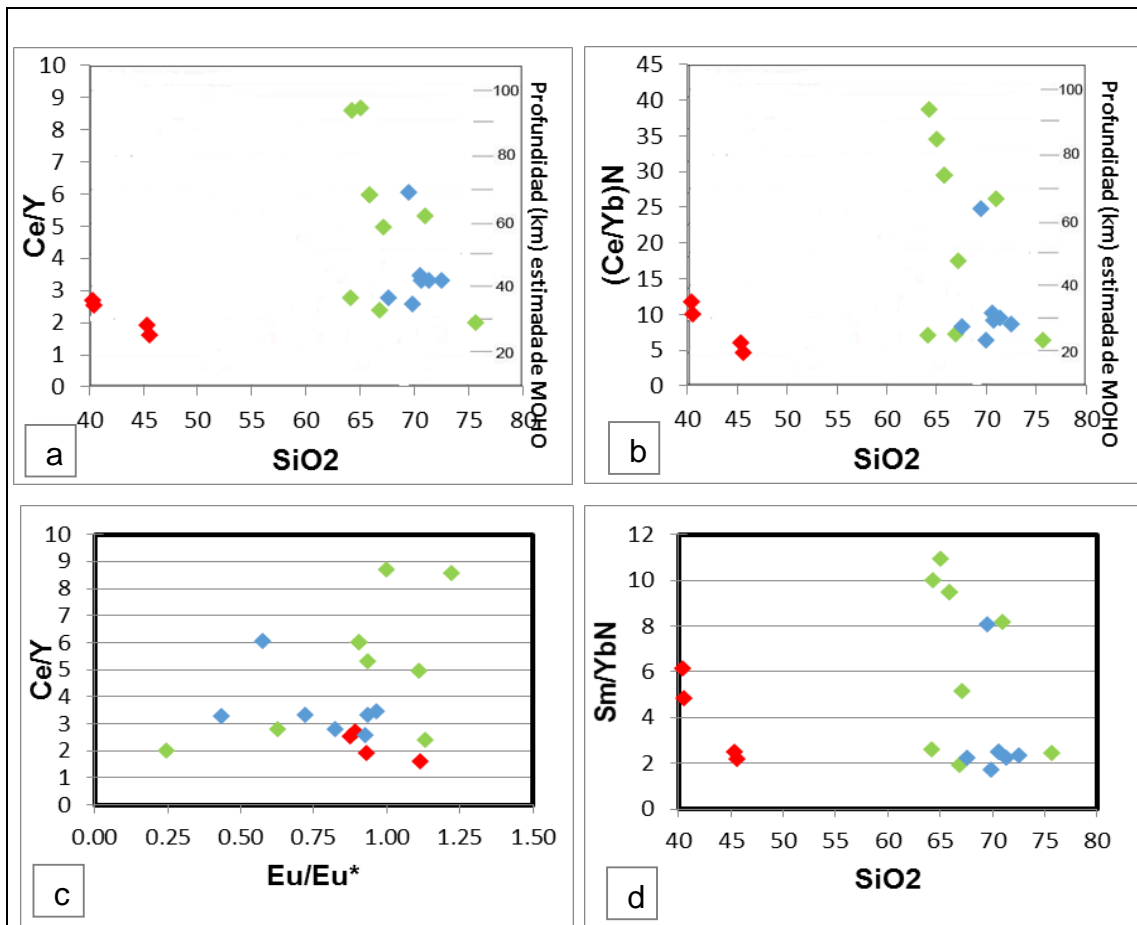


Figura 26: Diagrama de Profundidad de la fuente magmática (Mantle & Collins, 2008; Rivera, 2014; Calderón, 2015): A) profundidad de la fuente magmática; B) profundidad de los magmas; C) antigüedad de los magmas.

4.2.3.6. Diagramas de Concentración de Tierras Raras:

Las concentraciones de REE definen los procesos petrogenéticos internos que han pasado los magmas para llegar a formar las rocas intrusivas del Plutón Marcapata.

Para mostrar de un modo gráfico las abundancias de las Tierras Raras se proyectan en un diagrama binario donde las abscisas son las Tierras Raras y las ordenadas sus valores en ppm. Es importante señalar que para evitar el efecto Oddo-Harkings (los elementos del número atómico par son más abundantes que los contiguos de número atómico impar) se normalizan las abundancias de las

Tierras Raras en las rocas a las que se presentan en las condritas (meteoritos). Esto es posible dividiendo ambos valores (Fernández y Hernández, 1991).

Se emplean los diagramas “Tela de Araña” o “spiderdiagram” normalizados a las abundancias condriticas (Rivera, 2007). Esta normalización condritica tiene dos funciones, en primer lugar, elimina la variación de la abundancia entre los elementos de números pares e impares atómicos y en segundo lugar permite cualquier fraccionamiento del grupo de las REE en relación con los meteoritos condriticos para poder ser identificados (Rollinson, 1993).

Hay Tres formas populares de la normalización de los datos de elementos traza para su presentación como “diagramas de araña”:

- a) Composición del Manto Primitivo (Diagrama Multielemental-LILE/HFSE): El Manto Primitivo es la composición de la capa antes de la corteza continental formada. En este diagrama diecinueve elementos están dispuestos en orden de aumentar la compatibilidad con respecto a un pequeño porcentaje de la masa fundida del manto (Rollinson, 1993).
- b) Meteoritos Condriticos (Tierras raras ligeras y pesadas LREE y HREE): Thompson (1982) propuso que la normalización a valores condriticos puede ser preferible a la composición del manto puesto que los valores condriticos son directamente medidos en lugar que lo estimado. Las discrepancias entre los valores de este diagrama surgen debido a que algunos autores han utilizado una mezcla de condritos y valores primordiales del manto (Rollinson, 1993).
- c) MORB primitivo: Es muy útil para la comparación de elementos traza característicos de diferentes tipos de basaltos.

4.2.3.7. Diagrama de Composición del Manto Primitivo-Diagrama Multielemental:

Este diagrama nos muestra una secuencia de elementos trazas normalizadas según los valores de Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989). En la figura 24 podemos reconocer dos tipos de curvas tendenciales del Plutón Marcapata, se observa un enriquecimiento en los elementos móviles LILE y empobrecimiento en los elementos inmóviles HFSE (Tabla 14). El diagrama presenta inflexiones espurias que conllevan a errores analíticos. Por lo que estos valores al ser descartados proporcionan una información petrogenética muy valiosa relativa al equilibrio cristal-líquido (Fernández y Hernández, 1991).

Los gabros presentan valores de LILE altos (30 a 71) y bajos en HFSE (15 o <15) mientras que granodioritas y monzogabros los valores del LILE están entre 20 a 657 y del HFSE son menores a 10. Los Gabros del Plutón Marcapata presenta anomalías negativas de Rb, Th, Ta, Sm y Y; mientras que las anomalías positivas se concentran en el Ba, Nb, Sr, Hf. Las granodioritas y monzogranitos presentan anomalías negativas de Th, Nb, Ta, Sr, Y; mientras que las positivas se concentran en el U, La, Hf y Ho.

El Eu no presenta anomalías. Las anomalías negativas de Nb asociada a Ta y positivas en Pb, K, Rb, Th y U nos indican típico marco tectónico de subducción (Martínez & Cervantes, 2003). Wilson & Winter (2001); Calderón (2015); indican que los valores de Nb mayores a 1 (>1) evidencian contaminación cortical en los procesos magmáticos. De la misma manera se observa que existe la tendencia de variación en el Sr y Ba; estos elementos están asociados al K, el estroncio se encuentra tanto en las plagioclasas como en los feldespatos potásicos, pero solamente en el Ba los feldespáticos potásicos se encuentran en cantidades significativas (Rankama, 1954). La anomalía negativa de Sr es típico de magmas de arco (Thompson et al. 1984; Vatin Perignon et al, 1996) refleja además la importancia de las plagioclasas durante la diferenciación. Asimismo, el

enriquecimiento en Cs – Rb y disminución de Nb y Eu en las granodioritas y monzogranitos indica según (Sun y McDonough, 1989), posible contaminación de corteza por adición de sedimentos.

Tabla 14: Normalización en valores de manto primitivo de Elementos trazas (Sun, S. y McDonough, W., 1989).

	Limacpunku			Parina, Yasapata y Marcapata			Yanaruna, Patajese Cancha y Ojoruro												
	GR39 A-15-224	GR39 A-15-188	GR39A -15-225	GR39A -15-191	GR39A -15-200	GR39A -15-255	GR39A-15-270_dup25_5	185A	200	211	261	GR39 A-15-181	GR39A -15-182	GR39A -15-184	GR39A -15-196	GR39A -15-183	GR39 A-15-194	GR39 A-15-195	
Cs	42.86	31.58	47.62	252.38	290.48	376.19	757.14	657.14	4142.86	376.19	38.10	1883.0	161.90	347.62	538.10	190.48	197.29	285.71	156.88
Rb	19.00	37.33	42.33	218.33	256.33	296.17	323.33	270.00	612.50	296.17	191.17	176.31	208.33	272.50	297.50	268.17	277.17	279.17	211.23
Ba	38.64	55.75	73.33	172.58	171.52	164.85	155.30	148.03	168.79	164.85	80.15	109.37	133.48	127.58	131.97	171.36	115.02	145.91	173.09
Th	29.29	13.13	23.71	18.18	134.34	154.55	158.59	96.97	245.45	158.59	161.62	128.88	135.35	285.86	213.13	271.72	315.77	180.81	142.79
U	25.12	18.23	31.60	24.14	134.98	111.82	88.67	179.80	588.18	88.67	157.64	191.51	140.39	422.66	96.55	307.88	344.51	225.62	202.10
Nb	53.19	27.36	98.24	117.02	27.36	30.40	36.47	33.43	15.20	36.47	135.26	120.54	34.95	30.40	27.36	36.47	34.23	30.40	31.10
Ta	27.03	18.92	77.85	45.95	24.32	27.03	18.92	21.62	16.22	27.03	54.05	122.32	24.32	24.32	16.22	27.03	69.90	24.32	37.70
La	33.33	22.22	66.29	55.40	53.24	67.75	66.98	58.80	54.78	66.98	120.68	114.35	57.72	49.23	53.40	66.51	99.60	52.93	75.29
Ce	27.16	18.63	61.74	49.61	35.94	50.39	44.48	41.43	41.37	50.69	98.27	88.04	40.72	34.63	42.75	47.10	71.45	37.55	50.06
Pr	23.23	16.57	56.96	45.12	25.75	39.09	35.43	26.69	31.93	39.96	79.88	72.48	30.00	24.96	33.31	33.03	53.02	26.57	36.58
Nd	18.96	14.48	47.49	41.04	18.80	30.00	26.72	20.40	24.00	30.88	63.36	52.99	21.60	18.08	24.72	23.68	34.30	18.88	24.52
Sr	26.32	28.84	35.35	42.67	8.91	10.37	8.17	6.85	16.18	8.19	0.95	6.64	11.08	6.86	3.98	8.88	8.94	7.90	12.53
Sm	11.58	9.11	33.04	24.63	9.85	16.26	14.53	11.08	12.56	16.75	38.92	33.27	11.58	9.61	14.29	11.58	19.94	9.36	14.08
Hf	17.67	14.13	16.94	21.20	17.67	21.20	17.67	21.20	17.67	17.67	28.27	44.89	14.13	21.20	21.20	14.13	36.71	14.13	39.65
Eu	9.81	9.48	24.06	19.22	10.26	12.79	12.66	12.01	11.10	12.66	8.51	16.76	8.44	7.86	6.82	9.35	7.01	7.92	8.50
Gd	9.61	7.96	21.94	19.54	8.35	11.54	11.73	9.94	7.94	11.73	30.70	21.53	9.15	7.52	9.93	8.69	13.26	7.22	9.90
Tb	7.88	6.46	16.69	13.43	6.77	7.37	7.58	6.16	4.85	7.58	25.35	18.70	7.27	6.06	6.57	6.87	11.05	5.25	7.81
Dy	6.90	5.52	12.51	11.02	6.47	5.52	5.56	4.45	4.08	5.56	22.79	15.79	6.29	5.71	4.85	6.11	9.66	4.85	6.85
Y	5.58	4.58	8.93	7.63	5.88	3.70	2.00	1.88	3.26	3.30	19.30	12.39	5.70	5.21	2.74	5.51	8.41	4.23	5.86
Ho	6.31	5.10	9.65	8.86	5.91	4.03	3.09	2.55	3.49	3.76	20.34	14.14	5.37	5.23	3.42	5.70	8.75	4.50	5.94
Er	5.68	4.59	8.16	7.28	5.57	3.11	2.26	1.87	3.04	2.74	18.86	13.88	5.53	5.14	2.56	5.64	8.54	4.20	6.14
Yb	4.76	4.31	5.54	5.22	5.22	2.04	1.36	1.13	2.49	1.81	16.33	13.18	5.22	5.67	1.81	5.22	8.75	3.85	5.72
Lu	4.59	4.15	5.11	4.44	4.74	1.78	1.63	1.04	2.07	1.63	14.37	13.29	4.89	5.19	1.48	5.19	8.97	3.70	5.90

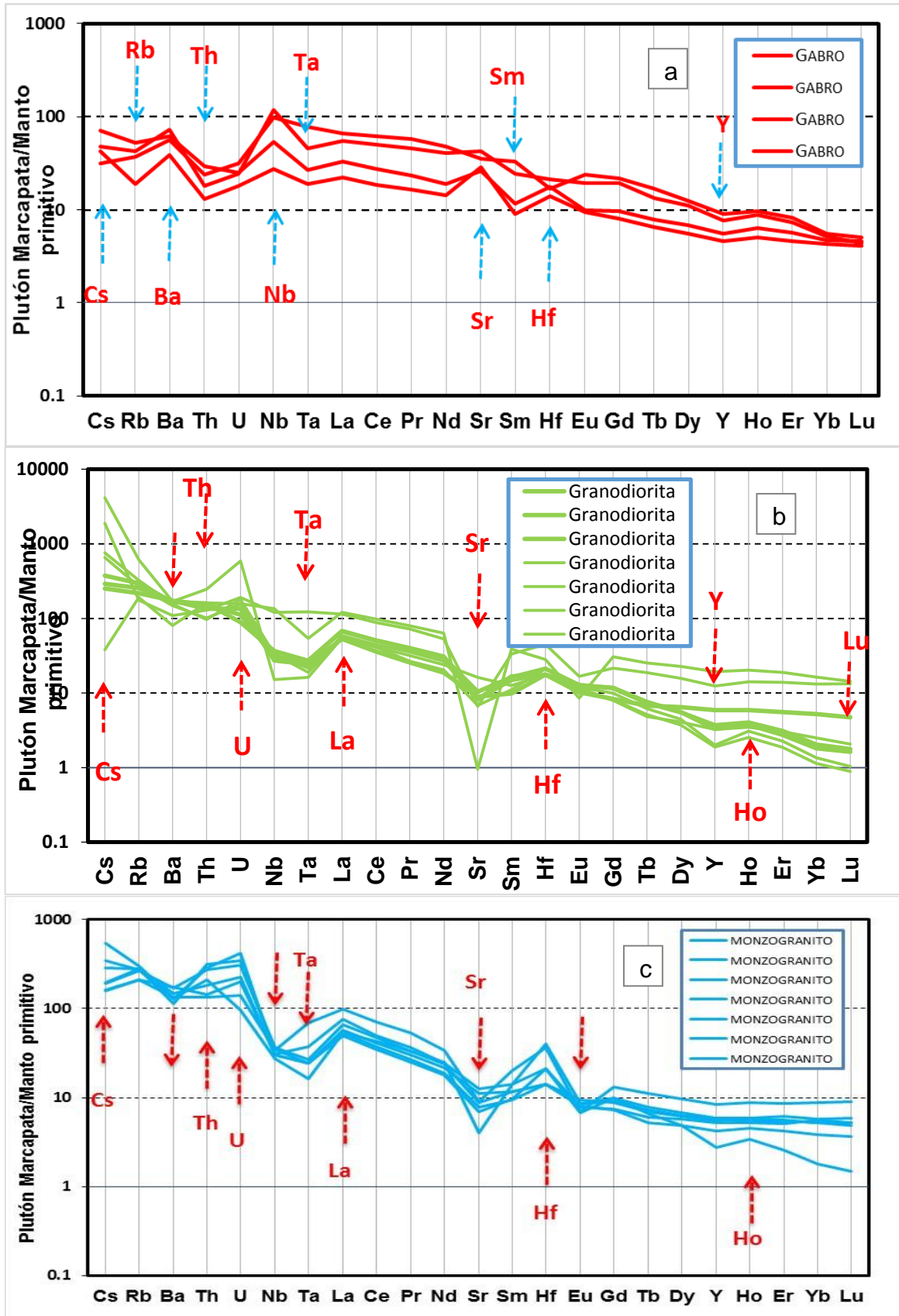


Figura 27: Diagrama de Multielemental; a) para rocas gabros; b) para rocas granodioritas y c) para rocas monzogranitos.

4.2.3.8. Diagrama de Normalización de Condritos-Diagrama de Tierras Raras:

Las concentraciones están normalizadas a un valor de referencia, que suele ser la composición de condritos C1 o un valor promedio de condritos. La Figura 28 a y b muestra los contenidos de REE del Plutón Marcapata normalizados al condrito C1, con los valores de normalización entregados por (Sun y McDonough, 1989).

En la figura 28a, podemos observar las características significativas de la pendiente que presenta los gabros del Plutón Marcapata, donde las líneas de concentración son subparalelas de rangos 159 a 11 (líneas de concentración). En la cual se puede apreciar un enriquecimiento de las tierras raras ligeras LREE (La, Ce, Pr, Nd) y empobrecimiento de (Sm). Así mismo de las tierras raras pesadas HREE empobrecen en (Eu, Tb, Dy, Ho, Er, Yb y Lu), pero presentan un ligero enriquecimiento en (Gd). El Subparalelismo para (Martinez y Cervantes, 2003), indica la importancia del proceso de cristalización fraccionada en la evolución de los magmas.

Las granodioritas y monzogranitos figura 28b presentan rangos entre 139 a 2.3 (líneas de concentración) con un enriquecimiento de tierras raras ligeras LREE (La, Ce, Pr y Nd) y empobrecimiento en (Sm). Mientras tanto las HREE presentan un ligero enriquecimiento en (Eu y Gd) y empobrecimiento en (Tb, Dy, Ho, Er, Yb y Lu). La disminución absoluta o relativa de algún elemento específico significa el fraccionamiento de las fases en las cuales puede haberse acumulado (Rivera, 2007). Así mismo las concentraciones que se encuentran por debajo de la línea (10) de empobrecimiento de las HREE sería debido a la presencia de granate residual en la fuente (Rollinson, H. , 1993) lo que indica poco fraccionamiento del magma para esas muestras (Martinez y Cervantes, 2003).

Tabla 15: Normalización en valores de condritos (Mc Donough y Sun; 1989), de Elementos trazas.

	Limacpunku					Parina, Yasapata y Marcapata					Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro											
	GR39 A-15-224	GR39 A-15-188	GR39 A-15-225	GR39 A-15-191	GR39 A-15-200	GR39 A-15-200	GR39 A-15-255	GR39 A-15-255	GR39 A-15-200	GR39 A-15-200	GR39A-15-270_dup25	GR39 A-15-185A	GR39 A-15-200	GR39 A-15-211	GR39 A-15-261	GR39 A-15-181	GR39 A-15-182	GR39 A-15-184	GR39 A-15-196	GR39 A-15-183	GR39 A-15-194	
La	91.14	181.24	151.48	145.57	185.23	183.12	160.76	151.48	149.79	183.12	329.96	312.66	157.81	134.60	145.99	181.86	272.33	144.73				
Ce	74.35	168.99	135.78	98.37	137.91	138.73	121.73	113.40	113.24	138.73	268.95	240.95	111.44	94.77	116.99	128.92	195.55	102.78				
Pr	62.11	152.28	120.63	68.84	104.53	106.84	94.74	71.37	85.37	106.84	213.58	193.79	80.21	66.74	89.05	88.32	141.76	71.05				
Nd	50.75	38.76	127.11	109.85	50.32	80.30	82.66	71.52	64.24	82.66	169.59	141.84	57.82	48.39	66.17	63.38	91.81	50.54				
Sm	30.72	24.18	87.67	65.36	26.14	43.14	44.44	38.56	29.41	33.33	44.44	103.27	88.28	30.72	25.49	37.91	52.90	24.84				
Eu	26.03	25.17	63.88	51.03	27.24	33.97	33.62	31.90	29.48	33.62	22.59	44.51	22.41	20.86	18.10	24.83	18.62	21.03				
Gd	25.45	21.07	58.07	51.73	22.09	30.56	31.05	26.33	21.61	21.02	31.05	81.27	57.00	24.23	19.90	26.28	35.11	19.12				
Tb	20.86	17.11	44.17	35.56	17.91	19.52	16.31	13.64	12.83	20.05	67.11	49.51	19.25	16.04	17.38	18.18	29.26	13.90				
Dy	18.31	14.65	33.20	29.25	17.17	14.65	11.81	9.92	10.83	14.76	60.47	41.89	16.69	15.16	12.87	16.22	25.65	12.87				
Ho	16.61	13.43	25.41	23.32	15.55	10.60	8.13	6.71	9.19	9.89	53.53	37.24	14.13	13.78	9.01	15.02	23.05	11.84				
Er	15.05	12.15	21.59	19.27	14.74	8.22	5.98	4.95	8.04	7.25	49.91	36.74	14.62	13.60	6.77	14.92	22.59	11.12				
Tm	13.33	11.76	16.80	15.69	13.73	6.27	4.31	3.53	7.45	5.49	46.67	33.89	14.12	13.33	5.10	14.12	22.69	10.59				
Yb	12.35	11.18	14.36	13.53	5.29	4.71	3.53	2.94	6.47	4.71	42.35	34.18	13.53	14.71	4.71	13.53	22.70	10.00				
Lu	12.20	11.02	13.58	11.81	4.72	4.33	2.76	2.36	5.51	4.33	38.19	35.31	12.99	13.78	3.94	13.78	23.83	9.84				

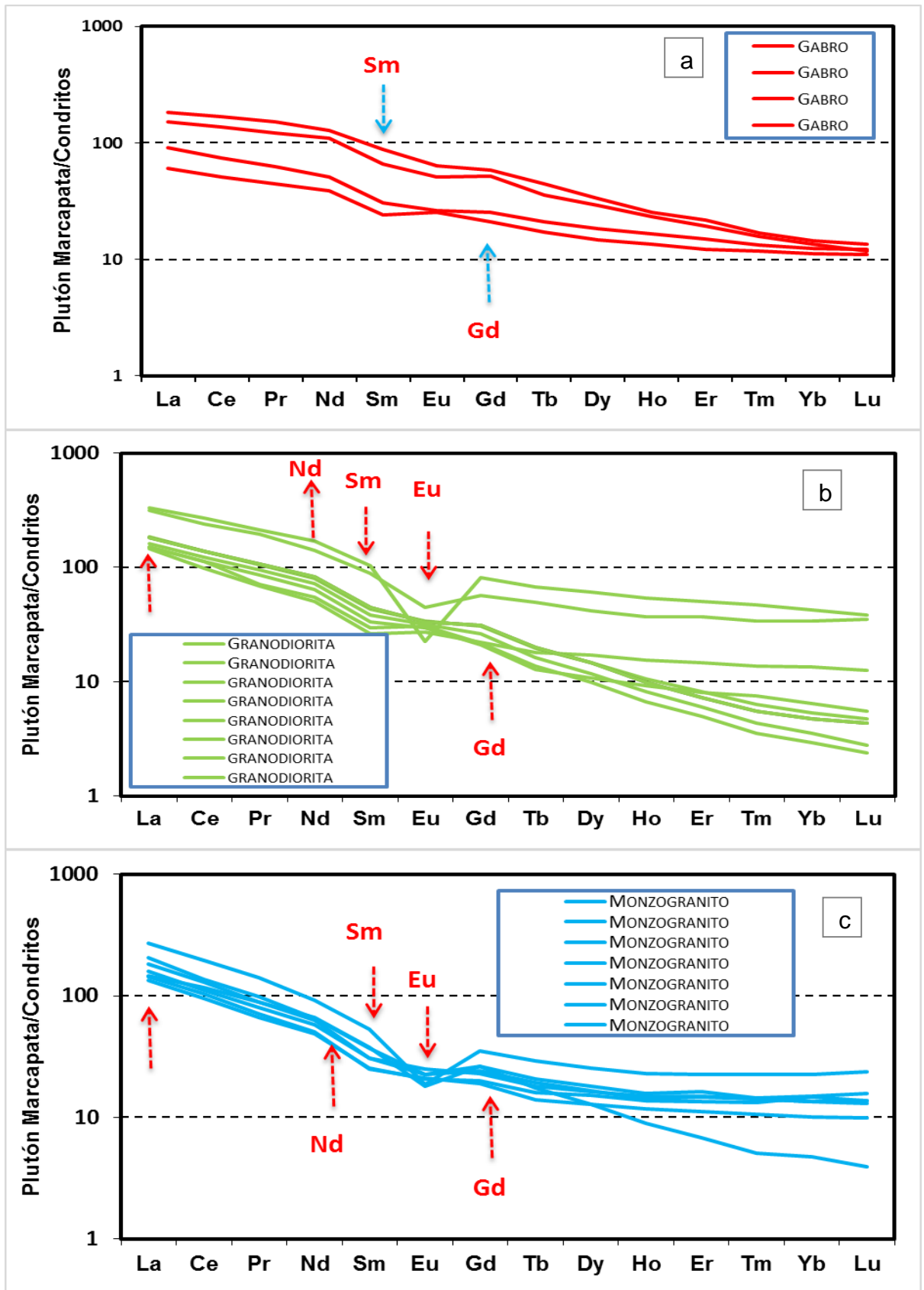


Figura 28: Diagrama de Normalización de Condritos-Diagrama de Tierras Raras; a) para rocas gabros; b) para rocas granodioritas y c) para rocas monzogranitos.

4.2.3.9. Implicancias metalogenéticas relacionado a la geoquímica de rocas:

La composición de la corteza inferior varía con el engrosamiento cortical; cuando la corteza es más delgada presenta una composición anfibolítica, en cambio cuando es más gruesa presenta una composición eclogítica en la base y en la parte superior anfibolítica. Para Kay, Ramos, Mpodozis y Sruoga (1989), La corteza anfibolítica tiene como mineral principal a la hornblenda, la cual se caracteriza por tener alto contenido de agua en su composición. Los magmas que atraviesan la corteza anfibolítica son capaces de transportar metales y/o fluidos mineralizantes. Posteriormente cuando la corteza llega a tener un espesor mayor a 45 km, la composición llega a ser eclogítica presentando granate y piroxenos, los magmas que atraviesan tendrán más granate que anfíbol, el granate no favorece para la formación de depósitos puesto que son magmas con bajo contenido de agua, es decir los magmas son secos (Calderón, 2015).

En la figura 29d, y tabla 16 muestra la Proveniencia del Magma muestra razones de Ce vs Ce/Y (elemento compatible con un elemento incompatible), teniendo en cuenta que el Y actúa como elemento inmóvil en agua (Choquehuanca, 2014) en ese sentido las muestras de gabros proceden de la Cristalización fraccionada con alguna tendencia hacia fusión de anfibolita, mientras tanto para los monzogranitos la tendencia es hacia una fusión de anfibolita, mientras para granodioritas se muestra una tendencia hacia fusión de la eclogita.

La figura 29a muestra la relación entre el estado de oxidación de los magmas y el contenido de FeO total (Eu/Eu^* vs Fe total) y a las posibles ocurrencias de metales asociados (Lang & Baker, 2001). Es así que el Plutón Marcapata se encuentra asociada a la presencia de yacimientos de Fe-Au-Cu y Mo-Zn-Pb-Bi. El Diagrama de anomalías Sr/Y vs Eu/Eu^* (figura 29 e) es importante para la identificación de procesos y la historia del fraccionamiento del magma, es así que para gabros se presentan valores menores a 1.11 (<1.11) en razón al contenido de Eu/Eu^* con tendencia a la fraccionación de plagioclasas. Las granodioritas y monzogranitos presentan en su mayoría tendencia hacia el fraccionamiento de plagioclasas y hornblendas. Así mismo se observa que las

muestras están en el rango de Magmas húmedos que son favorables a la mineralización, con excepción de algunas muestras (gabro-granodioritas) que se encuentran en el rango de magmas secos.

El Diagrama de tipo de Magma $Al / (Ca+Na+K)$ vs Eu/Eu^* (figura 29 f) tiene la importancia de la misma manera para las muestras del Plutón Marcapata. Que muestran que son rocas Metalumínicas las rocas de tipo gabro, con tendencia a la cristalización de plagioclasas. Mientras tanto las muestras de tipo granodiorita y monzogranito son rocas de tipo Peraluminicos, con tendencia a exceso de fusión de agua (H_2O) en fuentes máficas. Además, cabe resaltar que cuyos magmas son húmedos y son favorables a la mineralización con algunas muestras que tienden hacia la zona de magmas secos que no intervienen y no son propicios para la mineralización.

Las líneas arriba mencionadas se pueden corroborar con la importancia de concesiones vigentes en el área, por ejemplo, en el área de Chilimoco, cerro Urtuz, nevado Ausangate, Cancha cancha y Pucapuca la empresa minera MINSUR, tiene 12 concesiones con denominaciones de (Diana uno – Diana doce) por minerales metálicos, por otro lado, en los cerros Huahuallane, Chupipata, Patahuasi y Ajocunca viene siendo concesionados por minerales metálicos con denominaciones (Pfuyutarqui I – IV).

En el área de Macapata se apreció socavones de antiguas labores Mineras (anexo 9), según versiones de pobladores del lugar, en esta área se trabajó en los años 1960, extrayendo Oro y minerales de plata. Exactamente esta área actualmente viene siendo concesionada por la compañía Minera ARGENTO S.R.L. Con denominaciones de CAPACHO, por minerales metálicos.

Tabla 16: Valores de implicancias Metalogénicas relacionado a la geoquímica de rocas.

Muestra	Eu/Eu*	FeO total	Sr/Y	Y	Ce/Y	Ce	Al/CaNaK	Sector
GR39A-15-222	0.93	13.19	21.82	24.00	1.90	45.50	0.77	Limacpunku
GR39A-15-224	1.11	10.33	29.13	19.70	1.58	31.20	0.78	
GR39A-15-188	0.89	16.97	18.32	38.39	2.69	103.40	0.43	
GR39A-15-188	0.88	16.12	25.89	32.80	2.53	83.10	0.51	
GR39A-15-225	1.13	3.23	7.01	25.30	2.38	60.20	1.06	
GR39A-15-191	0.94	2.54	12.98	15.90	5.31	84.40	1.16	
GR39A-15-200	0.90	4.65	11.47	14.20	5.98	84.90	1.34	
GR39A-15-255	1.00	4.53	18.90	8.60	8.66	74.50	1.28	Parina, Yasapata y Marcapata
GR39A-15-270_dup255	1.22	4.37	16.84	8.10	8.57	69.40	1.35	
GR39A-15-185A	1.11	2.58	23.00	14.00	4.95	69.30	1.25	
GR39A-15-200	0.90	4.65	11.47	14.20	5.98	84.90	1.34	Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro.
GR39A-15-211	0.25	2.63	0.23	83.00	1.98	164.60	1.04	
GR39A-15-261	0.63	6.54	2.48	53.27	2.77	147.46	0.83	
GR39A-15-181	0.82	3.39	9.00	24.50	2.78	68.20	1.03	
GR39A-15-182	0.93	2.38	6.09	22.40	2.59	58.00	1.07	
GR39A-15-184	0.57	2.83	6.72	11.80	6.07	71.60	1.16	
GR39A-15-196	0.93	2.64	7.46	23.70	3.33	78.90	1.06	
GR39A-15-183	0.43	2.06	4.92	36.16	3.31	119.68	1.03	
GR39A-15-194	0.96	2.63	8.64	18.20	3.46	62.90	1.03	
GR39A-15-195	0.72	2.63	9.90	25.20	3.33	83.86	1.00	

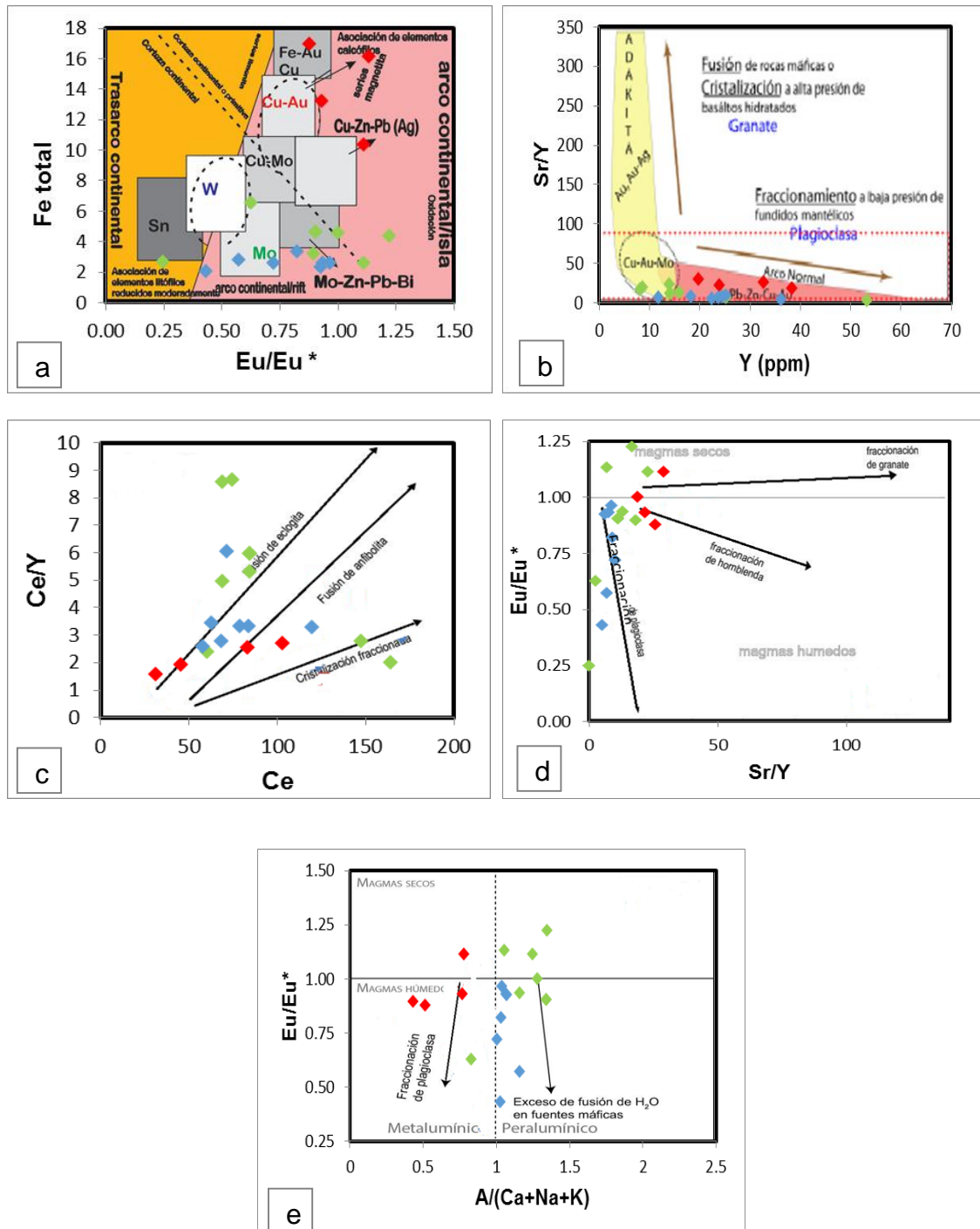


Figura 29: Diagramas de implicancias metalogenéticas relacionado a la geoquímica de rocas. a) Diagrama de Oxidación vs El Contenido de agua Eu/Eu^* vs FeO total; b) Diagramas de razones en las implicancias metalogenéticas; c) Diagrama de Proveniencia del Magma Ce vs Ce/Y ; d) Diagrama de Tipo de Magma Sr/Y vs Eu/Eu^* ; e) Diagrama de Tipo de Magma $Al/(Ca+Na+K)$ vs Eu/Eu^* .

4.3. CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA:

La petrografía fue descrita a partir del análisis de 12 láminas delgadas con un microscopio electrónico OLYMPUS BX51 en el laboratorio del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), Las principales fases minerales analizadas fueron: feldespatos (calco-sódicos y potásicos), anfíboles, micas y piroxenos.

Las secciones petrográficas presentan en general una textura porfíritica y granular hipidiómorfa donde la fase mineral dominante son los feldespatos, seguida de cristales de cuarzo, con un contenido más bajo de fenocristales de biotita, Anfíboles y minerales opacos.

Así mismo se tomó con mayor énfasis las características de los cristales minerales de biotitas, encontrando diferencias en su coloración siendo verduzcos, rojizos y marrones de tipos magnésicos, férricos y titaníferos

En su mayoría los cristales de biotita presentan inclusiones de cristales euhedrales de zircones y apatitos de tamaños menores a 200 μ , en algunas muestras las inclusiones zircones presentan un lineamiento paralelo al eje de los cristales tabulares de biotitas.

Las características petrográficas del Plutón Marcapata conllevan clasificar en tres sub unidades de acuerdo a las características petrográficas como textura, composición mineralógica y zoneamiento. Estos de acuerdo en el paraje donde afloran, vienen a ser sub unidad Limacpunku, Upispata y Surupatiña. Litológicamente cada subunidad presenta características distintivas que permiten su reconocimiento y diferenciación. En efecto a continuación detallamos cada uno de estos.

4.3.1. Características Petrográficas del sector Limacpunku:

PLUTÓN MARCAPATA	CORDILLERA ORIENTAL PARALELOS 12° 15°-SUR DEL PERÚ				
	UBICACIÓN				
Código de muestra	Cuadrángulo	Localidad y/o Paraje	Coordenadas		Zona
GR39A-15-222	Corani-28-u	Limacpunku	Norte	Este	
			8500860	294919	19

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA	CUARZO DIORITA
--------------------------	----------------

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA
Roca ígnea intrusiva melanocrata, compacta de color gris oscura Inequigranular de grano medio, textura fanerítica. La matriz está compuesta por minerales de anfíboles, feldespatos y plagioclasas de textura granular que representan un 45% de la muestra. Los minerales félsicos están compuestos por feldespatos (30%) de 4mm de color gris blanquecino subhedrales, cuarzo (10%) irregular de color gris blanquecino a lechoso masivo, así mismo se observa minerales de piritita diseminada en sectores. Los cristales máficos están representados por anfíboles (hornblenda) aproximadamente en un 30% menores de 7 mm de color gris oscuro verduzco euhedrales y subhedrales en hojas, piroxenos y biotitas de color gris oscuros a pardas de aproximadamente 15%. Los cuales dan a la muestra una textura granular de grano medio. Los minerales de piroxenos y anfíboles alteran a minerales de clorita, biotita y epidota. Además, cabe señalar que la muestra tiene una densidad alta, con resistencia a la rotura tenas y fractura irregular.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA
Roca intrusiva de textura granular hipidiomorfa, formado principalmente por plagioclasas, cuarzo, anfíboles y biotita. Los minerales de ANFs y bt presentan inclusiones de minerales OPs y ap. Así mismo los minerales productos de la alteración son: cloritas, arcillas y gedrita.

DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA			Tamaño (mm)	%
CRISTALES	Esenciales	Plagioclasas: cristales subhedrales y anhedrales, de hábito tabulares con maclas simples polisintéticas, de textura aestructural en sectores. Se alteran a minerales de arcillas.	3 - 1mm	40-42
		Cuarzo: cristales anhedrales, Se presenta como relleno en espacios intergranulares.	<3mm	10
		Anfíboles (magnesiohornblenda-Magnesiojedrita-gedrita): cristales euhedrales y subhedrales, de hábito rómbico y acicular de textura simpletítica. Se alteran a minerales de biotita, óxidos de fierro y clorita.	≤0.5mm	20
		Biotita: cristales subhedrales, de hábito tabular. Se alteran a minerales de clorita, óxidos y arcillas.	≤1.5mm	12
	Accesorios	Apatito: cristales euhedrales de hábito prismático, se presenta como inclusiones dentro de los minerales de anfíboles y feldespatos.	<0.08mm	traza
		Opacos: como inclusiones en cristales de anfíboles y biotitas	<5mm	8
	Secundarios	Arcillas: agregados criptocristalinos provenientes de la alteración de las plagioclasas y feldespatos.		3

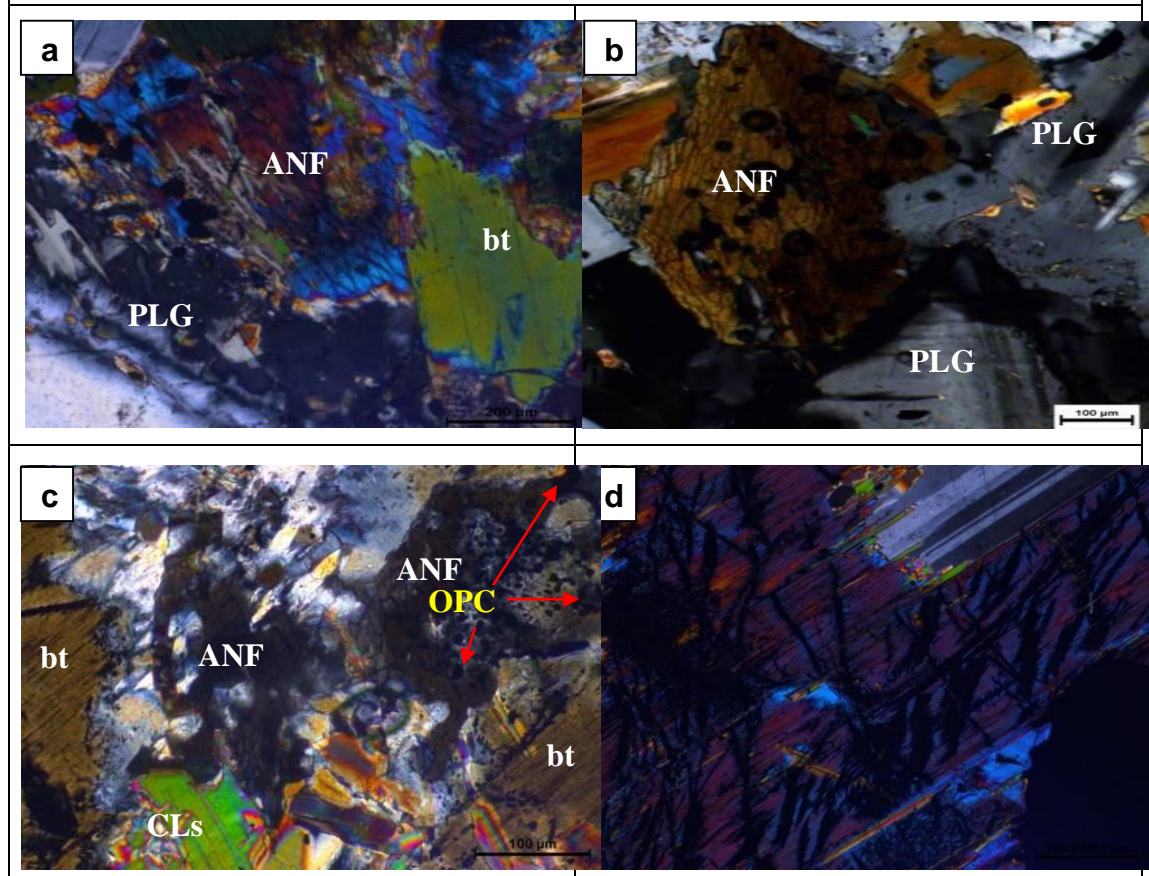
		Cloritas: como agregados microfibrosos, producto de alteración de anfíboles y biotita.		3
		Oxidos: producto de alteración de minerales de anfíboles y biotitas.		2
MATRIZ	No presenta			
LÍTICOS	No presenta			

TEXTURAS	Granular hipidiomórfica
----------	-------------------------

ALTERACIÓN	Incipiente (Traza)	Débil (1-11%)	Moderada (12-49%)	Intensa (>50%)
Oxidación, cloritización			X	
Argilización.			X	

COMENTARIOS Y/O OBSERVACIONES

FOTOMICROGRAFÍA/S



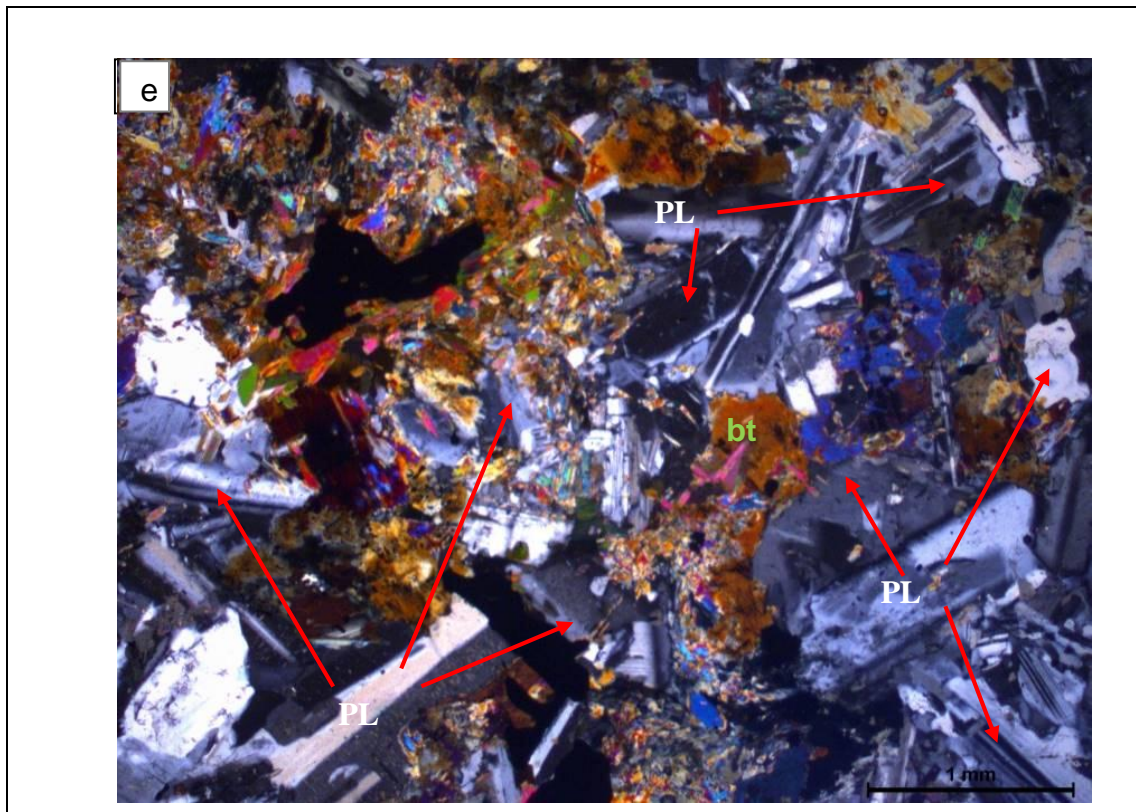


Figura 30: Fotomicrográficas Nx a-e; muestra GR39A-15-222: a) cristales de anfíboles y bt alterando a clorita; b) cristal idiomorfo rómbica de la familia de anfíboles (magnesiohorblenda); c) cristales de anfíboles y bt con inclusión de minerales opacos; d) cristales de anfíboles con impregnación de minerales de óxidos de hierro; **e)** distribución espacial de PLGs, ANFs, bt, alterando en sectores a minerales de ARCs, CLs, ser y ep.

PLUTÓN MARCAPATA	CORDILLERA ORIENTAL PARALELOS 12° 15'-SUR DEL PERÚ				
	UBICACIÓN				
Código de muestra	Cuadrángulo	Localidad y/o Paraje	Coordenadas		Zona
			Norte	Este	
GR39A-15-224	Corani-28-u	Río Araza - Chiari	8499592	292732	19
CLASIFICACIÓN DE LA ROCA		GABRO			

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA
Roca intrusiva melanocrático de textura fanerítica, constituida principalmente por minerales ferromagnesianos, principalmente biotita y anfíbol (65%), se aprecian también eventuales cristales de feldespato potásico (2%), cuarzo (2%). Otro mineral con alto contenido en la muestra es la plagioclasa (29%). Gabro.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA
Roca intrusiva de textura intergranular, formado principalmente por plagioclasas, edenita, flogopita, augita, clorita, calcita, talco y microclina

DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA			Tamaño (mm)	%
CRISTALES	Esenciales	Plagioclasas (albita): cristales de formas subhedrales y anhedrales, de hábito prismático, de maclas simples lamelares y polisintéticos (paralelos y perpendiculares), en sectores se aprecia zonado concéntrico oscilatorio. Así mismo se observa cristales unicomposicionales y mezclado Na/Ca. Presenta alteración a minerales de arcillas.	< 2	45
		Anfíboles: cristales de formas anhedrales, microfracturados, con inclusión de minerales opacos, en sectores se encuentran intersticialmente entre las plagioclasas, se alteran a minerales de clorita, epidota y óxidos de hierro.	5 - 15	30
		Olivino: cristales subhedrales y anhedrales, con inclusiones de minerales opacos; así mismo esta englobado por minerales de anfíboles y en sectores por plagioclasas, presenta distintos colores como amarillo, turquesa, fuxia, morado-fuxia. En las partes marrones se altera a minerales de inddingsita y óxidos de hierro.	0.5 - 1	10
	Accesorios	Piroxenos: cristales subhedrales prismáticos, algunos micro fracturados. Se encuentran alterados a óxidos de hierro y cloritas. Presenta inclusiones de minerales opacos.	0.2 a 0.5	2
		Flogopita:	0.002	3
		Microclina: cristales subhedrales de		2
		Cloritas: producto de alteración de minerales de magnesiohornblendas	0.10	3
		Arcillas: producto de alteración de feldespatos	0.002	3

	Secundarios	Óxidos de hierro: agregados criptocristalinos provenientes de la alteración de los cristales de olivino, piroxenos, y anfíboles.	0.001	1
		Carbonatos: cristales con formas anhedrales; presentes como alteración de los cristales de olivino y plagioclasas.	0.10	1
MATRIZ		No presenta		
LÍTICOS		No presenta		

TEXTURAS	Granular hipidiomórfica.
----------	--------------------------

ALTERACIÓN	Incipiente (Traza)	Débil (1-11%)	Moderada (12-49%)	Intensa (>50%)
Oxidación, cloritización		X	X	
Argilización.			X	

COMENTARIOS Y/O OBSERVACIONES

Fotomicrografías; Nx

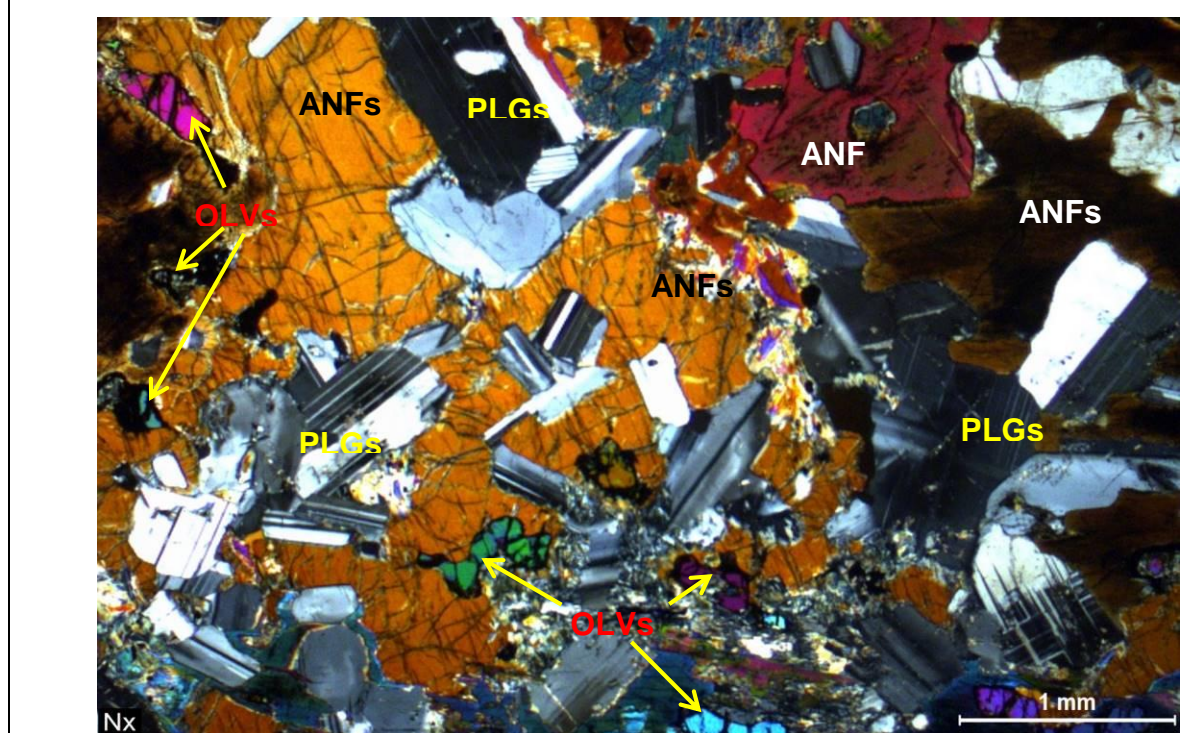


Figura 31: Fotomicrográficas Nx; muestra GR39A-15-224. Imágenes de cristales distribuidos de PLGs(ab), ANFs(ed,), OLVs, bt, y minerales secundarios de cl, ep, OXs, ARCs, inddingsita y bt alterados a partir de feldespatos, anfíboles, olivino y biotitas.

4.3.2. Características Petrográficas del sector Parina, Yasapata y Marcapata:

PLUTÓN MARCAPATA	CORDILLERA ORIENTAL PARALELOS 12° 15°-SUR DEL PERÚ				
	UBICACIÓN				
Código de muestra	Cuadrángulo	Localidad y/o Paraje	Coordenadas		Zona
GR39A-15-191	Corani-28-u	Qda. Sayapata	Norte	Este	
			8491196	292714	19

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA	GRANODIORITA
---------------------------------	---------------------

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA
Roca intrusiva leucocrático de textura porfídica. Los fenocristales presentes son: feldespato potásico de color blanco amarillento con tamaños entre 2 y 5 cm, presentan inclusiones de biotita. La matriz es equigranular de grano medio y se constituye de feldespato (45%), cuarzo (40%), biotita (5%) y plagioclasas (10%).

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA
Roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica, formado principalmente por cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, biotita y piroxenos, los cuales se alteran a minerales de cloritas y arcillas. Los minerales de biotita presentan inclusiones de zircones, apatitos y minerales opacos tabulares, así mismo los feldespatos en sectores presentan una fuerte acumulación de zircones y apatitos.

DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA			Tamaño (mm)	%
CRISTALES	Esenciales	Cuarzo: cristales de formas anhedrales, se encuentran de manera intersticial, rellenando espacios intergranulares.	≤1	30
		Feldespato potásico (Microclina): cristales de formas subhedrales, con hábitos de parrilla, textura peritítica de tipo cordón en sectores. Presenta alteración a minerales de arcillas.	≤1	15
		Plagioclasas: cristales de formas euhedrales y subhedrales, con hábitos prismáticos de macla polisintética.	≤3	30
		Biotita: cristales de formas subhedrales y anhedrales, se presentan intergranularmente, alterando a minerales de clorita	≤1	13
	Accesorios	Piroxenos: cristales de formas subhedrales, con habito prismáticos, se presentan intergranularmente alterando a minerales de biotita.	0.02	3
		Zircón: cristales de formas euhedrales, de habito prismáticos, se presentan intergranularmente alterando a minerales de biotita.	0.010	traza
		Apatitos: cristales de formas euhedrales, de habito prismáticos,	0.020	traza
	Secundarios	Arcillas: producto de la alteración de minerales de feldespato potásico y plagioclasas	≤0.001	3
		Clorita: producto de la alteración de minerales de biotita y piroxenos	≤0.003	3

		Serecita: agregados microescamosos que ocurren producto de la alteración de los cristales de plagioclasas y feldespatos potásicos.	≤0.05	2
		Óxidos: producto de la alteración de minerales ferromagnesianos	≤0.001	1
MATRIZ	No presenta			
LÍTICOS	No presenta			

TEXTURAS	Granular hipidiomórfica
----------	-------------------------

ALTERACIÓN	Incipiente (Traza)	Débil (1-11%)	Moderada (12-49%)	Intensa (>50%)
Cloritización		X		
Argilización.			X	

COMENTARIOS Y/O OBSERVACIONES

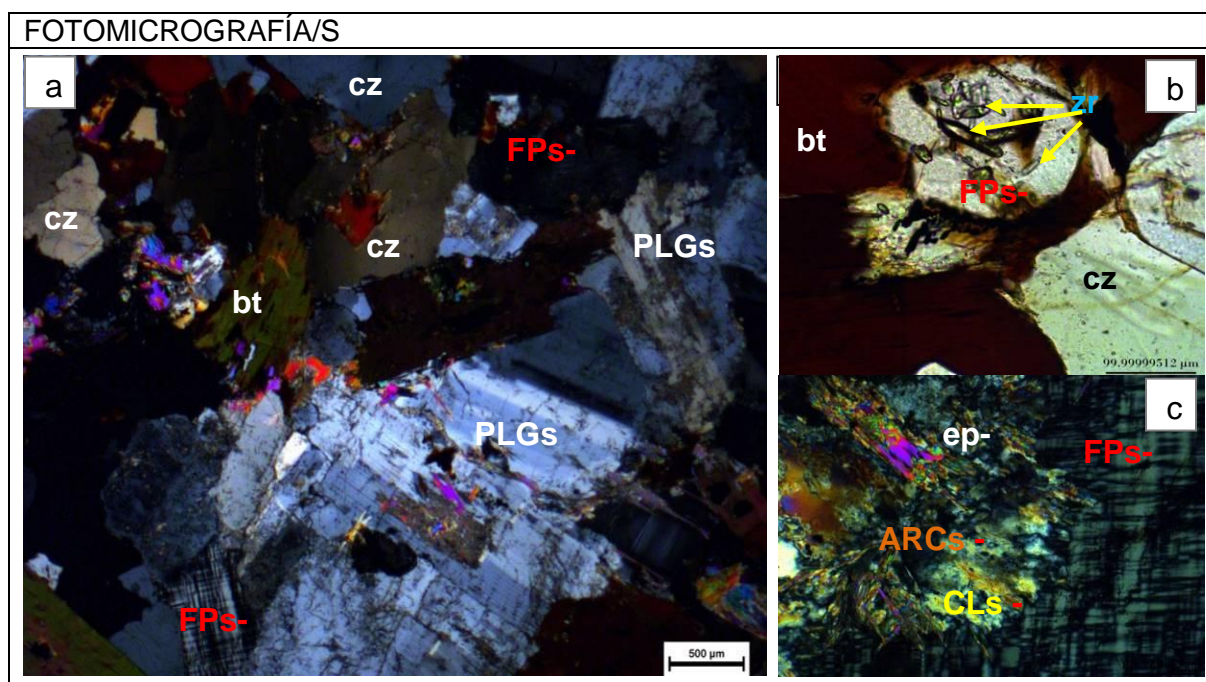


Figura 32: Fotomicrográficas Nx a-c; muestra GR39A-15-191. a) Imágenes de cristales distribuidos de cz, FPs-K, PGLs (ab), bt, y minerales secundarios de cl, ep y ARCs. b) saturación o fuerte acumulación de cristales de zircones y apatitos en FPs-K. c) cristales de FPs-K se alteran a minerales de ARCs, ser y ep.

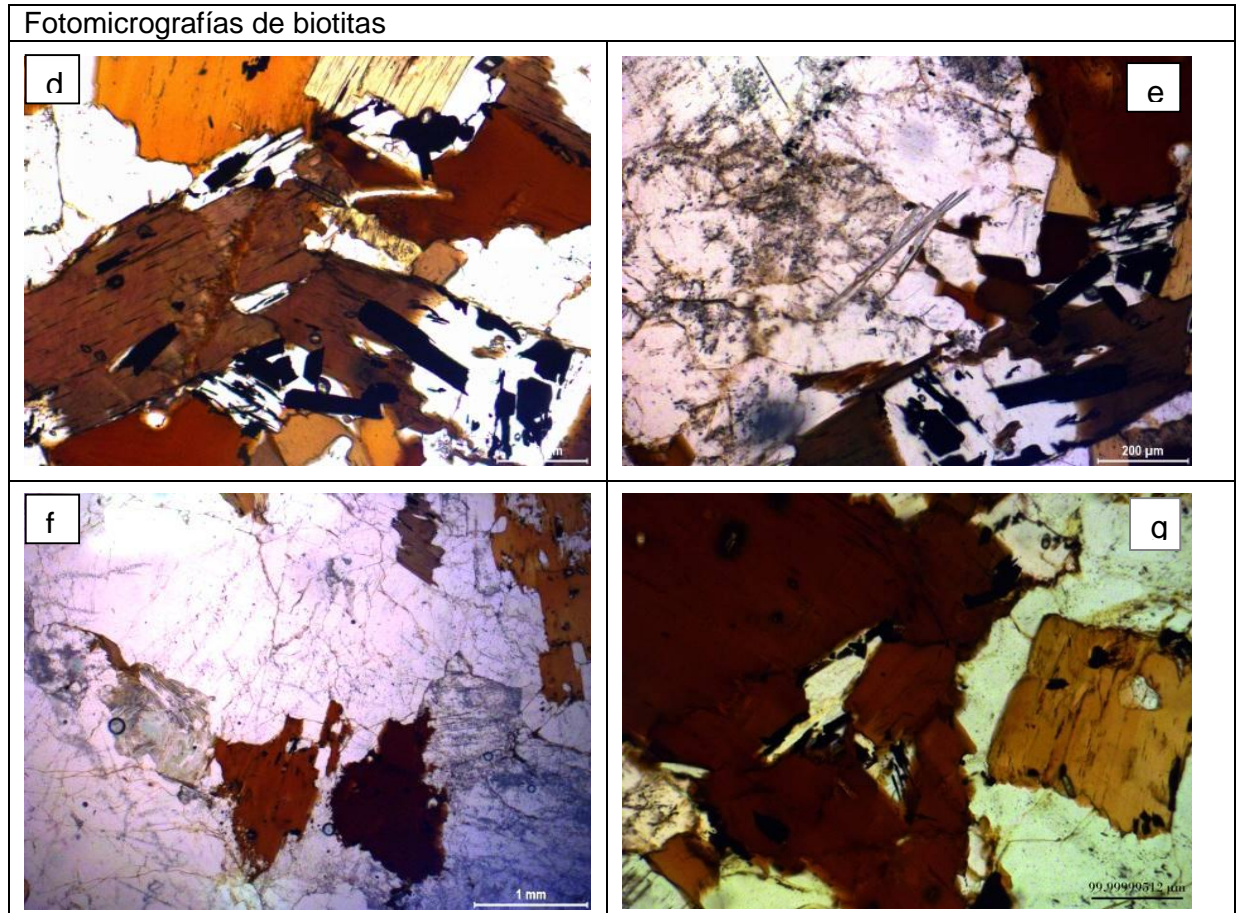


Figura 33: Fotomicrografías Np: d-g; muestra GR39A-15-191. d) cristales tabulares y hexagonales de biotita marrón y marrón rojizo con inclusiones de apatito, zirrones y minerales opacos tabulares; e) biotitas de color marrón rojizo, presentan inclusiones de zirrones, apatitos y minerales opacos de formas tabulares. Así mismo presenta cristales alargados de piroxenos; f y g) cristales de biotita marrón y marrón rojizo tabulares y hexagonales parcialmente cloritizada y oxidada en los bordes.

PLUTÓN MARCAPATA	CORDILLERA ORIENTAL PARALELOS 12° 15'-SUR DEL PERÚ				
	UBICACIÓN				
Código de muestra	Cuadrángulo	Localidad y/o Paraje	Coordenadas		Zona
			Norte	Este	
GR39A-15-255	Corani-28-u	Qda. Parina	8493796	285890	19

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA	Granodiorita?
--------------------------	---------------

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA
Roca intrusiva leucócrata de textura porfídica con fenocristales desarrollados de feldespato potásico de color blanquecino con tamaños de hasta 2.5 cm, La matriz es equigranular de grano medio constituida por cuarzo, feldespato, plagioclasas y biotita. En conjunto se tienen feldespato potásico (40%), cuarzo (30%), biotita (10%) y plagioclasas (15%). monzogranito

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA
Roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica, formado principalmente por cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, biotitas, muscovita y minerales alterados de arcillas, cloritas, carbonatos. Los minerales de zircones y apatitos se presentan como inclusiones en biotitas.

DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA			Tamaño (mm)	%
CRISTALES	Esenciales	Cuarzo: cristales anhedrales, de textura consertal, poiquilitica y gráfica, así mismo presenta bordes corroídos en contacto entre cristales de cuarzo	≤ 3	30
		Plagioclasas (albita): cristales de formas subhedrales, de habito tabular presenta maclas polisintéticas, textura poiquilica y granophyric. Alteran a minerales de arcillas y serecita.	≤ 3.5	30
		Feldespato Potásico (Microclina): cristales de formas subhedrales y anhedrales. Presenta una variedadde texturasde tipo pertitico, mirmequitico y poiquilitico, presentan alteración a minerales de arcillas.	3-2	15
		Biotita: cristaleas subhedrales y anhedrales de habito tabular, textura simplectitica, poiquilitico (zircones y apatitos) y consertal en sectores por acumulación.	1-0.5	10
	Accesorios	Muscovita: blastos con formas subhedrales, algunos flexionados. Por sectores se observan como agregados junto a biotitas.	0.020	7
		Zircón: cristales euhedrales de habito prismáticos	0.010	trz
		Apatitos: cristales euhedrales de habito prismáticos hexagonales	0.010	trz
		Opacos: cristales anhedrales incluidos en feldespatos y biotitas.		1
		Carbonatos:		1
	Secundarios	Arcillas: producto de alteración de minerales de feldespatos potásicos y plagioclasas.		3
Cloritas: producto de alteración de minerales de biotita.			3	
	MATRIZ	No presenta		
	LÍTICOS	No presenta		

TEXTURAS	granular hipidiomórfica			
ALTERACIÓN	Incipiente (Traza)	Débil (1-11%)	Moderada (12-49%)	Intensa (>50%)
Argilización y cloritización			X	
COMENTARIOS Y/O OBSERVACIONES				
Text grafica cz(inyección de otro magma félsico o por cristalización de fenocristales).				

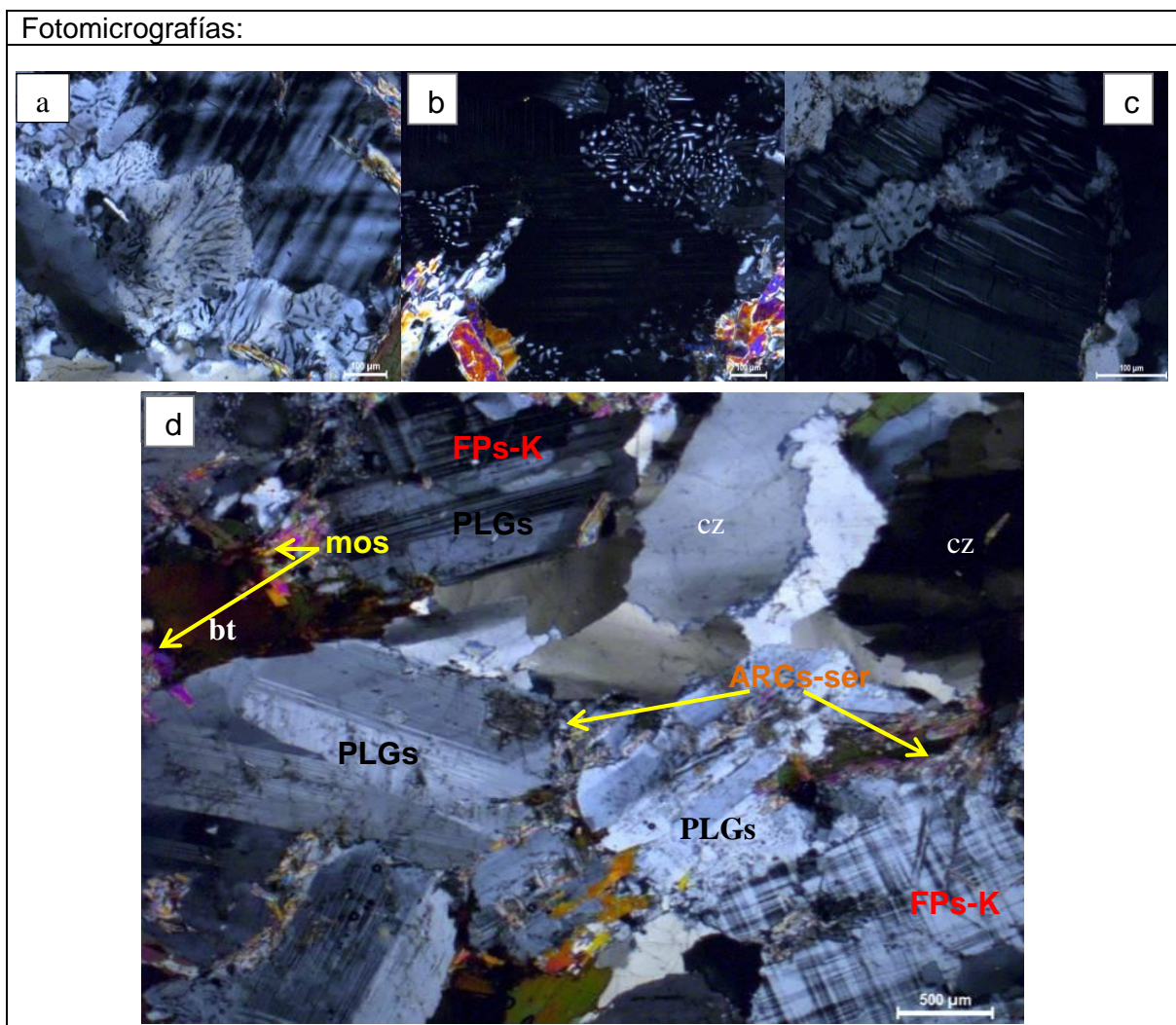


Figura 34: Fotomicrografías NX; a-d; muestra GR39A-15-255. a) Textura mirmequitico; b) textura grafica; c) textura pertitico; d) distribución espacial de cristales de PLGs, FPs-K, cz, bt y minerales alterados de CLs, ARCs-ser.

CORDILLERA ORIENTAL		CODIGO DE MUESTRA	COORDENADAS		Zona
Plutón de Marcapata			Norte	Este	
Localidad y/o Paraje	Limacpunku – Marcapata-Rio Chumpi	GR39A-15-200	8493354	283844	19

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA	METAMONZOGRANITO
---------------------------------	-------------------------

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Roca metaígneas de textura granoblástica. Presenta cristales de feldespatos potásicos I y plagioclasas I alterados a arcillas y sericita; con cristales de menor granulometría de plagioclasas II, feldespatos potásicos II, blastos de cuarzo, biotita y moscovita; además minerales opacos diseminados.

<u>DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA</u>	Tamaño (mm)	%
---------------------------------	-------------	---

CRISTALES	Esenciales	<p>Plagioclasas, presentan dos granulometrías.</p> <p>Plagioclasas I, cristales con formas subhedrales, prismáticos, microfracturados; con macla polisintética y zonación; con inclusiones de biotita y minerales opacos. Se aprecian alterados a sericita y arcillas; con moscovita en sus oquedades, microfracturas y bordes.</p> <p>Plagioclasas II, cristales subhedrales, prismáticos, fracturados, con macla polisintética y zonación; con inclusiones de biotita. Ocurren alterados a sericita y arcillas; con moscovita en microfracturas y oquedades. Además, algunos cristales se aprecian como inclusiones en feldespatos potásicos I.</p>	≤ 10,00	8
		<p>Feldespatos potásicos, ocurren dos granulometrías.</p> <p>Feldespatos potásicos I, cristales con formas subhedrales, prismáticos; algunos maclados, microfracturados; con inclusiones de plagioclasas II, cuarzo, biotita y minerales opacos con una textura poiquilítica. Son alterados a arcillas y sericita; además con moscovita y sericita en sus microfracturas y bordes.</p> <p>Feldespatos potásicos II, cristales con formas anhedrales; algunos microfracturados. Ocurren alterados a arcillas y sericita. Se reconoce la especie mineral de microclina. Se encuentran formando agregados con cuarzo, y moscovita.</p>	≤ 11,00	20
		<p>Cuarzo, blastos de formas anhedrales, con contactos suturados, puntos triples y extinción ondulante; se originan producto de un recristalización originado por metamorfismo. También se presentan en agregados junto a biotita, microclina, feldespatos potásicos II y moscovita.</p>	≤ 3,00	27
		<p>Biotita, cristales con formas subhedrales, tabulares, algunos flexionados; con inclusiones de minerales opacos. Se muestran en intersticios y como inclusiones de los feldespatos potásicos y plagioclasas; además en los blastos de cuarzo. En algunos sectores se hallan en agregados con los blastos de moscovita y cuarzo.</p>	≤ 2,80	6
		<p>Moscovita, blastos con formas subhedrales, tabulares, algunos flexionados. Por sectores se observan como agregados junto a biotita, feldespatos potásicos y cuarzo.</p>	≤ 2,00	4
	Accesorios			

	Minerales opacos , cristales formas anhedrales, ocurren como inclusiones y diseminados en la muestra.	≤ 0,40	1
Secundarios	Arcillas , agregados criptocristalinos provenientes de la alteración de los feldspatos potásicos y plagioclasas.	≤ 0,005	2
	Sericita , agregados microescamosos producto de la alteración de los cristales de plagioclasas y feldspatos potásicos.	≤ 0,08	2
	Óxidos de hierro , agregados criptocristalinos provenientes de la alteración de los cristales de biotita.	≤ 0,005	1
	Cloritas , agregados microfibrosos; presentes como alteración de los cristales de biotita.	≤ 0,05	1
MATRIZ	No presenta		
LITICOS	No presenta		

GRUPO COMPOSICIONAL	Cuarzo-feldespático
---------------------	---------------------

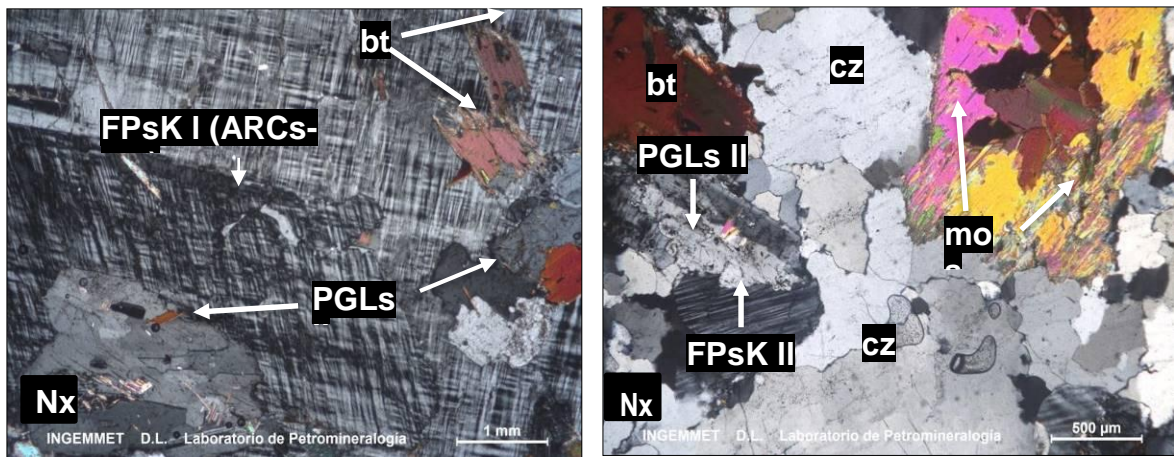
METAMORFISMO	Contacto
--------------	----------

TEXTURAS	Granular hipidiomórfica.
----------	--------------------------

Alteración	Incipiente (Traza)	Débil (1-11%)	Moderada (12-49%)	Intensa (>50%)
Argilización, sericitización, oxidación y cloritización.		X		

<u>Observaciones:</u> Sin observaciones.
--

<u>FERROMAGNESIANOS:</u>



1)

2)

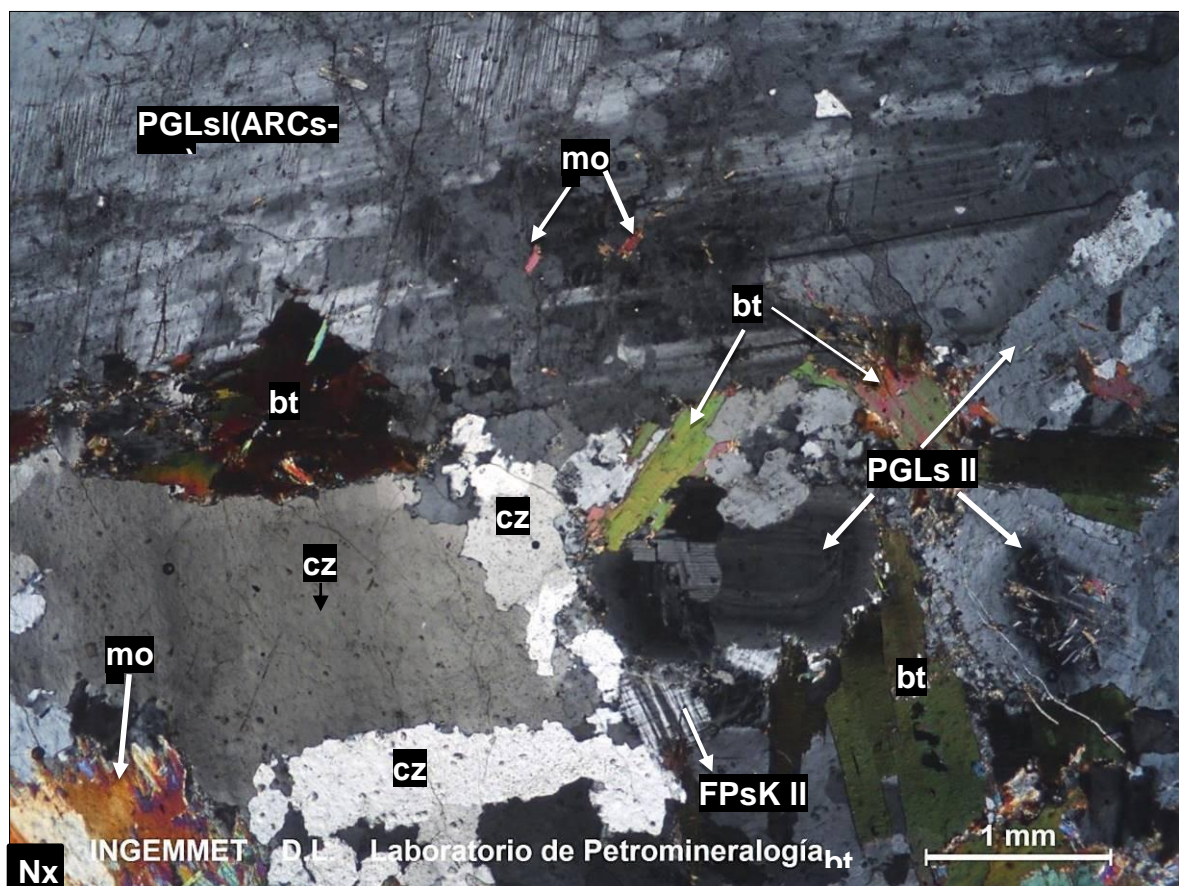


Figura 35: Fotomicrografías Nx:1-3; muestra GR39A-15-200. 1.Cristales de feldespatos potásicos I alterados a arcillas y sericita: FPskI(ARCs-ser) con inclusiones de plagioclasas II: PGLs II y biotita: bt.2.Plagioclasas II, feldespatos potásicos II: FPsk II y biotita: bt; con blastos de cuarzo: cz y moscovita: mos.3.Cristales de plagioclasas I alterados a arcillas y sericita: PGLsI(ARCS-ser) con moscovita: mos en oquedades; además cristales de plagioclasas II: PGLs II, feldespatos potásicos II, biotita: bt; blastos de cuarzo: cz y moscovita: mos.

4.4.3.. Características Petrográficas del sector Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro:

PLUTÓN MARCAPATA	CORDILLERA ORIENTAL PARALELOS 12° 15°-SUR DEL PERÚ				
	UBICACIÓN				
Código de muestra	Cuadrángulo	Localidad y/o Paraje	Coordenadas		Zona
GR39A-15-195	Corani-28-u	Qda. Ojoruro	Norte	Este	
			8480953	302045	19

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA	MONZOGRANITO
---------------------------------	---------------------

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA
Roca intrusiva leucocrático de textura granular de grano medio. Presenta cristales blanquecinos de feldespato potásico (40%), cuarzo individual y formando agrupaciones (35%), biotita a manera de escamas y cúmulos (10%) y plagioclasas (15%).

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA
Roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica, formado principalmente por cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y biotita; como productos de alteración de estos están los minerales de cloritas y arcillas. Los minerales de zircones y apatitos se presentan como inclusiones en cristales de biotitas.

DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA			Tamaño (mm)	%
CRISTALES	Esenciales	Cuarzo: cristales anhedrales, con microfracturas en sectores presenta extinción ondulante. Se encuentran en espacios intergranulares.	5-0.5	35
		Plagioclasas: cristales euhedrales y subhedrales, de hábito tabular prismático, textura poiquilica en sectores, así mismo presenta maclas polisintéticas y zonaciones en sectores.	8-1	27
		Feldespato potásico (Microclina): cristales subhedrales y anhedrales, presenta maclas polisintéticas en parrilla. De textura pertitica de tipo corona y poiquilica. Así mismo presenta microfracturas rellenas con minerales de arcilla y carbonatos.	10-0.7	23
	Accesorios	Biotita: cristales subhedrales, de habito tabular, de textura poiquilica. Presenta alteraciones a minerales de clorita.	≤1	7
		Zircón: Cristales euhedrales de habito prismático incluidos en cristales de biotita	0.2-0.05	traza
		Apatitos: Cristales euhedrales de habitos prismas hexagonales incluidos en cristales de biotita.	0.02	traza
	Secundarios	Óxidos: producto de alteración de minerales de ferromagnesianos	0.003	1
		Clorita: producto de alteración de minerales de biotita	0.2	3
		Arcillas: producto de alteración de plagioclasas y feldespato potásico.	0.001	3
		Carbonatos: como rellenos en microfacturas en cristales de feldespatos		1

MATRIZ	No presenta		
LÍTICOS	No presenta		

TEXTURAS	Granular hipidiomórfica
----------	-------------------------

ALTERACIÓN	Incipiente (Traza)	Débil (1-11%)	Moderada (12-49%)	Intensa (>50%)
Oxidación, cloritización y epidotización		X	X	
Argilización.			X	

COMENTARIOS Y/O OBSERVACIONES

MICROFOTOMICROGRAFÍAS Nx Np

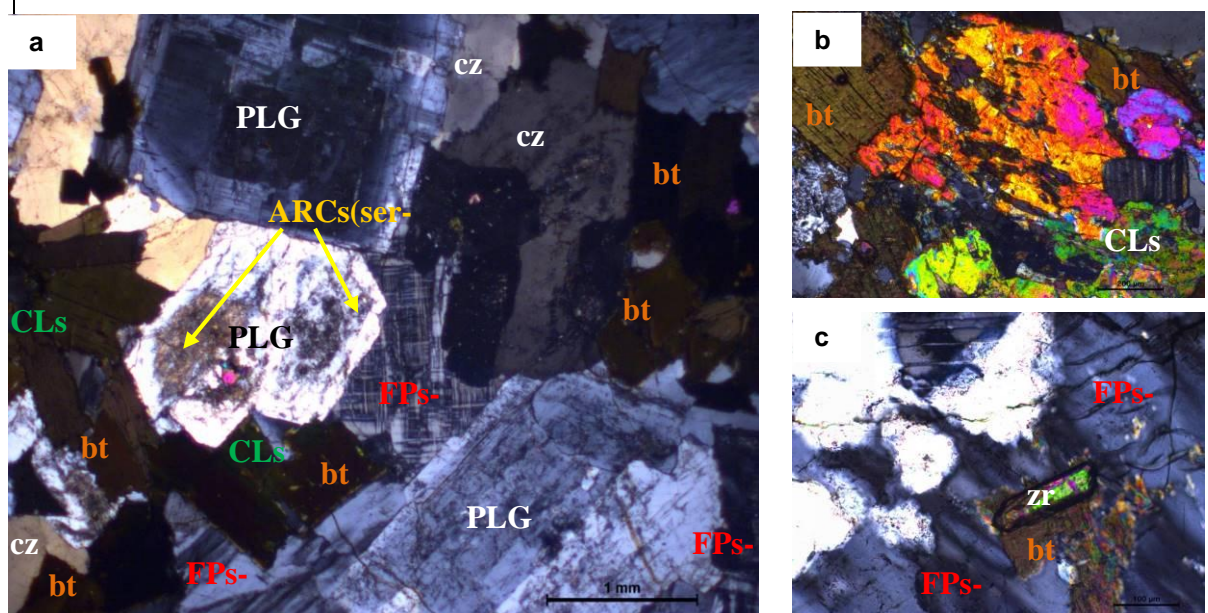


Figura 36: Fotomicrografías Nx: a-c; muestra GR39A-15-195. a) Cristales de plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz y feldespatos potásicos: FPsK con inclusiones de biotitas alterando a cloritas, arcillas, sercitas y epidotas en sectores; b) minerales de biotitas, feldespatos y plagioclasas alterando fuertemente a minerales de epidota y cloritas: CLs. c) Cristales de feldespatos potásicos alterados a arcillas y sericita: FPsK (ARCs-ser) y biotita con inclusion de zircon.

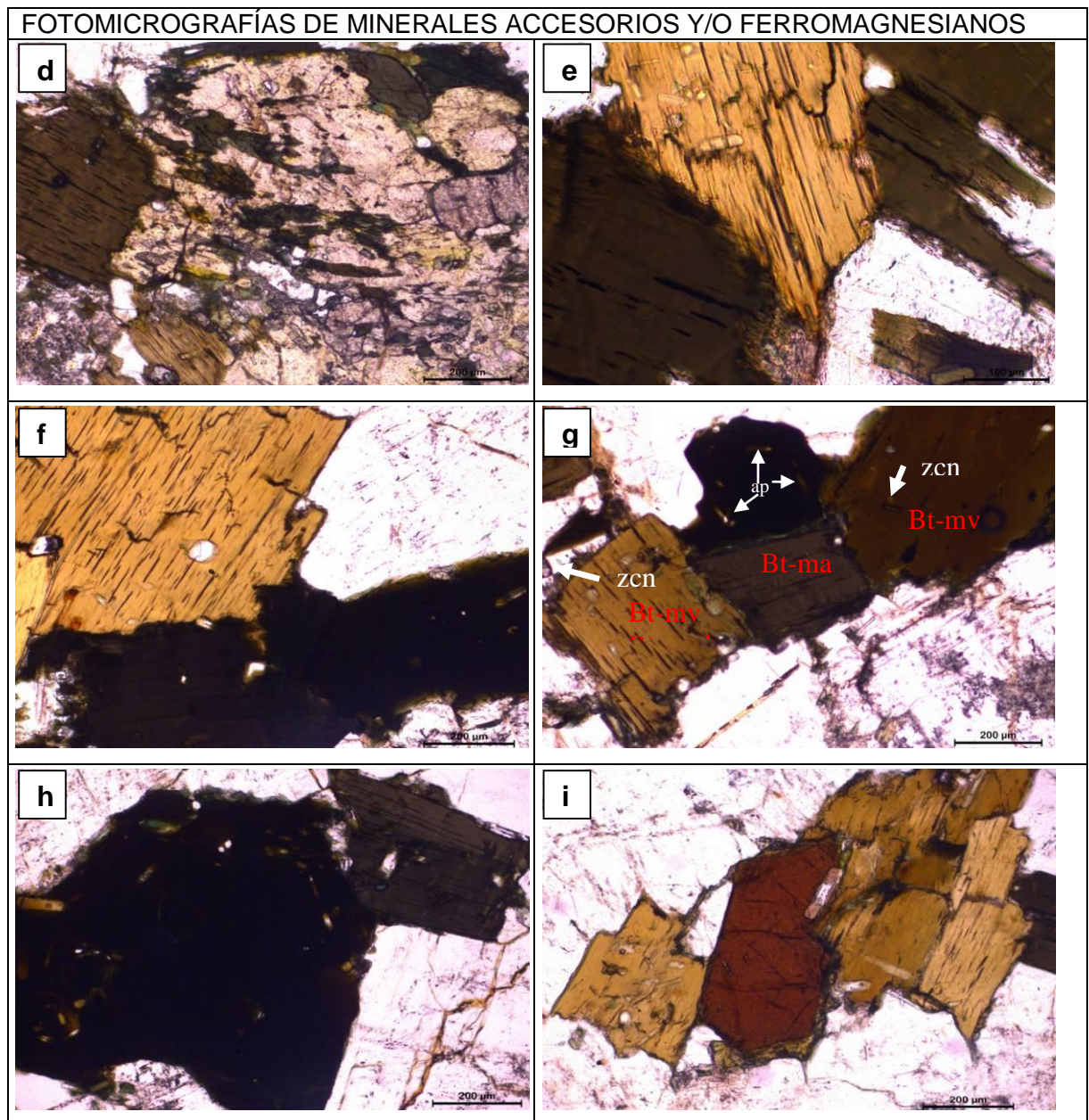


Figura 37: Fotomicrografías Np: d-f; muestra GR39A-15-195. d) cristales de biotita marrón verdusco con inclusiones de zircones; e) biotita de color marrón y marrón verdusco, presentan inclusiones de zircones y apatitos; f) Cristales tabulares y amorfos de biotita marrón y marrón verdusco con inclusiones de zircones y apatitos. Presenta contornos marcados entre cristales de bt y PGLs y FDPs-K; y g). Cristales tabulares y amorfos de biotita marrón verdusco y marrón azulado con inclusiones de zircones y apatitos. Presenta contornos marcados entre cristales de bt; h) cristal amorfo y tabular de bt mv-ma. Presenta saturación de minerales de zircones y apatitos; ¿i) bt gris verdusco y mineral hexagonal de titanita?.

PLUTÓN MARCAPATA	CORDILLERA ORIENTAL PARALELOS 12° 15'-SUR DEL PERÚ				
	UBICACIÓN				
Código de muestra	Cuadrángulo	Localidad y/o Paraje	Coordenadas		Zona
			Norte	Este	
GR39A-15-196	Corani-28-u	Cerro Yanaruna	8481113	303222	19

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA	MONZOGRANITO
---------------------------------	---------------------

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA
Roca intrusiva leucocrático de textura equigranular de grano medio a grueso. Presenta abundancia de cristales de feldespato potásico de color rosáceo con inclusiones de biotita (35%), el cuarzo es incoloro y se presenta formando agrupaciones (35%), los cristales de plagioclasa son incoloros y translúcidos (20%) y la biotita se presenta a manera de escamas y formando cúmulos (10%).

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA
Roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica, formado principalmente por plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo, biotita, que se alteran a minerales de cloritas, carbonatos y arcillas. Así mismo las biotitas presentan inclusiones de minerales de zircones, apatitos y opacos.

DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA			Tamaño (mm)	%
CRISTALES	Esenciales	Plagioclasas: cristales de formas euhedrales y subhedrales, con hábitos prismáticos de macla polisintética y zonación en sectores	4-0.5	30
		Feldespato potásico (Microclina): cristales de formas subhedrales, con habito de parrila, de textura pertitica y poiquilitica (PGLs, bt). Inequigranular, altera a minerales de ARCs.	10 - 1	25
		Cuarzo: cristales de formas anhedrales, de textura grafica en sectores, están distribuidos intersticialmente entre los granos de cristales de PGLs, mcl, bt. Presenta microfracturas.	3-1	30
	Accesorios	Biotita: cristales euhedrales y subhedrales, con habitos tabulares de colores gris marron y marron verde, con inclusiones de zircones. Se alteran a minerales de clorita y ARCs.	1-0.5	7
		Zircón: cristales euhedrales, con habito prismático y bipiramidales. Presentan inclusiones de apatitos y zircones.	0.010	traza
		Apatitos: cristales euhedrales, con habito prismáticos hexagonales incluidos en biotitas.	0.010	traza
	Secundarios	Arcillas: producto de alteración de minerales de plagioclasas y feldespato potásico.	0.001	3
		Cloritas: producto de alteración de minerales biotita	0.002	3
		Carbonatos:		1
MATRIZ		No presenta		
LÍTICOS		No presenta		

TEXTURAS	Granular hipidiomórfica
-----------------	-------------------------

ALTERACIÓN	Incipiente (Traza)	Débil (1-11%)	Moderada (12-49%)	Intensa (>50%)
Oxidación, cloritización		x		
Argilización.		x		

COMENTARIOS Y/O OBSERVACIONES

La muestra de sección delgada presenta texturas simplectíticas, pertíticas y poiquilicas lo cual haría pensar un enfriamiento lento y rápido en algunos estadios de la masa fundida. Así mismo esto se corrobora con la ocurrencia de PGLs euestructural y zonación de la misma en sectores de la muestra. Por otro lado, la ocurrencia de sillimanita lleva a pensar que posiblemente hubo un metasomatismo (metamorfismo), debido que este mineral es de baja T° y se encuentra distribuido escarchado en cz, FPs-K, bt, y PGLs.

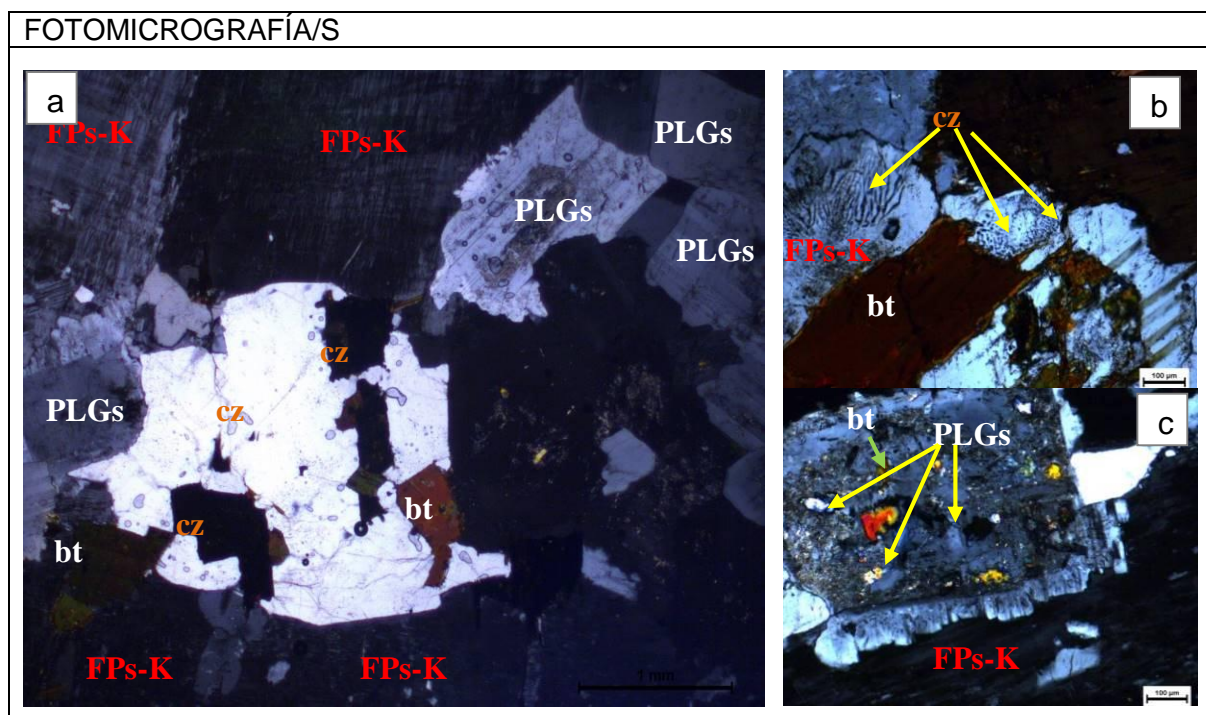


Figura 38: Fotomicrografías Nx: a-c; muestra GR39A-15-196. a) Imágenes de cristales distribuidos de cz, FPs-k, PGLs, bt, y minerales secundarios de cl y ARCs. b) textura mirméquitico de FPs-k con exsolución de cz; c) textura poiquilitico de FPs-K con inclusión de cristales de bt y PGLs.

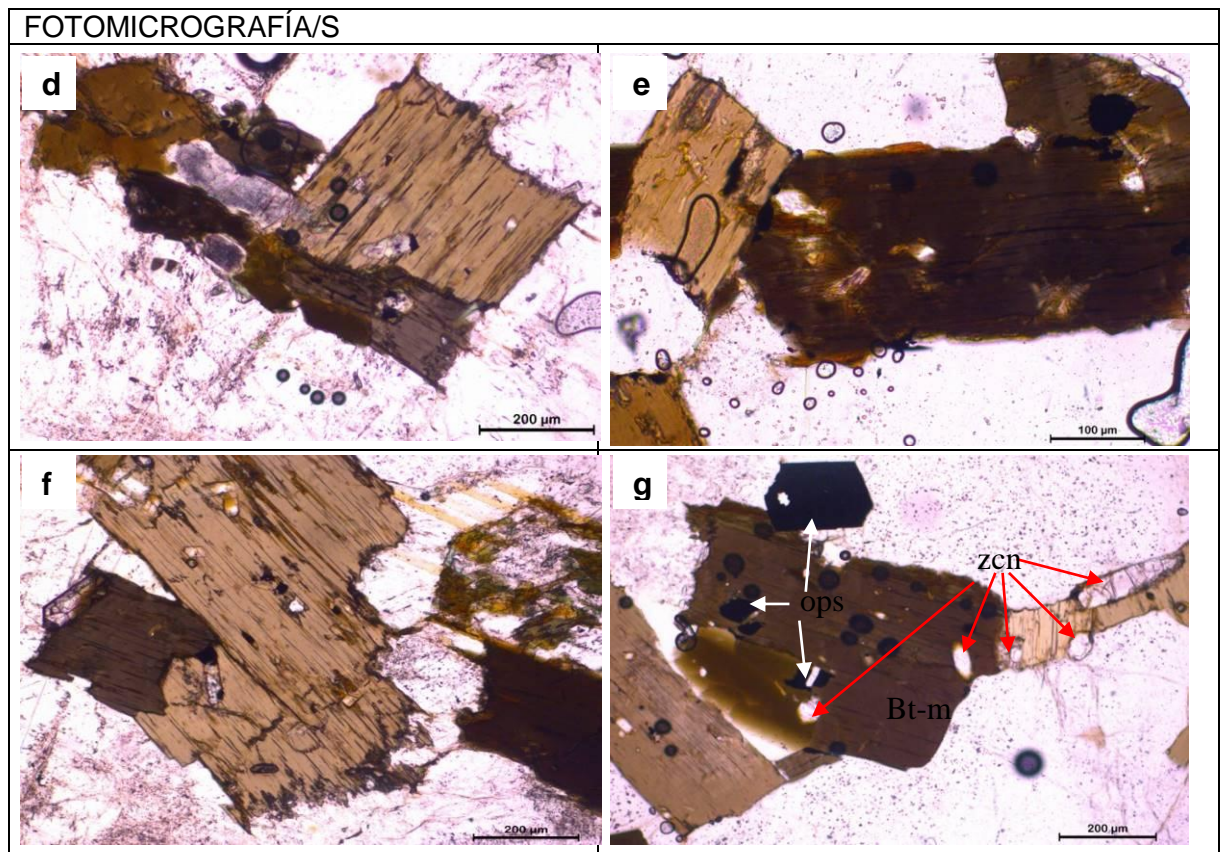


Figura 39: Fotomicrografías Np; d-g; muestra GR39A-15-196. d y e) cristales tabulares y hexagonal de biotita marrón verdusco con inclusiones de apatito y zircón; f) biotita de color marrón verdusco y marrón, presentan inclusiones de zircones y apatitos; g) biotita marrón con inclusiones de zircones, apatitos, minerales opacos y burbujas.

CORDILLERA ORIENTAL		CODIGO DE MUESTRA	COORDENADAS		Zona
Plutón de Marcapata			Norte	Este	
Localidad y/o Paraje	Corani – Fausipata-ruta Inkakancha-ruta	GR39A-15-181	8479875	303870	19

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA	MONZOGRANITO
--------------------------	--------------

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Roca ígnea intrusiva con textura granular hipidiomórfica. Se presentan cristales de feldespatos potásicos y plagioclasas alterados a arcillas y sericita; además cristales de cuarzo y en menor proporción cristales de biotita alterados a cloritas y óxidos de hierro; también minerales opacos como inclusiones y en intersticios de los cristales de plagioclasas, feldespatos potásicos y cuarzo.

<u>DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA</u>		Tamaño (mm)	%	
CRISTALES	Esenciales	Cuarzo , cristales con formas anhedrales; microfracturados; con inclusiones de minerales opacos; y englobando a cristales de biotita.	≤ 5,20	29
		Feldespatos potásicos , cristales con formas anhedrales, microfracturados; con inclusiones de cristales de plagioclasas, biotita y minerales opacos dando una textura poiquilítica. Se aprecian alterados a arcillas y sericita. Algunos se encuentran con textura perfitica.	≤ 10,00	29
		Plagioclasas , cristales con formas subhedrales, prismáticos, maclados y zonados, algunos microfracturados; con inclusiones de biotita, zircón y minerales opacos. Se encuentran alterados a sericita, arcillas y epidota, con cloritas en sus microfracturas.	≤ 5,60	26
	Accesorios	Biotita , cristales con formas subhedrales, tabulares; con inclusiones de minerales opacos y zircón. Se encuentran como inclusiones y en intersticios de los cristales de plagioclasas, feldespatos potásicos y cuarzo. Se hallan alterados a cloritas y óxidos de hierro.	≤ 2,40	6
		Minerales opacos , cristales formas anhedrales; se encuentran diseminados, asociados a biotita.	≤ 0,40	1
		Zircón , cristales euhedrales, prismáticos; presentes como inclusiones en cristales de plagioclasas y biotita.	≤ 0,10	Traza
	Secundarios	Arcillas , agregados criptocristalinos provenientes de la alteración de los cristales de plagioclasas y feldespatos potásicos.	≤ 0,005	4
		Sericita , agregados microescamosos que ocurren producto de la alteración de los cristales de plagioclasas y feldespatos potásicos.	≤ 0,05	2
		Óxidos de hierro , agregados criptocristalinos provenientes de la alteración de los cristales de biotita.	≤ 0,005	1
		Cloritas , agregados microfibrosos provenientes de la alteración de los cristales de biotita; además se observan en las microfracturas de plagioclasas.	≤ 0,10	Traza
		Epidota , cristales con formas anhedrales; ocurre como alteración de algunos cristales de plagioclasas.	≤ 0,20	Traza
	MATRIZ	No presenta	-	-

LITICOS	Xenolito , de naturaleza intrusiva; y composición cuarzodiorítica. Se observan cristales tabulares de plagioclasas, cuarzo con biotita y minerales opacos en sus intersticios.	≤ 2,00	2
---------	---	--------	---

TEXTURAS	Granular hipidiomórfica.
----------	--------------------------

Alteración	Incipiente (Traza)	Débil (1-11%)	Moderada (12-49%)	Intensa (>50%)
Argilización, sericitización y oxidación.		X		
Cloritización y epidotización.	X			

Observaciones: Sin observaciones.

FERROMAGNESIANOS:

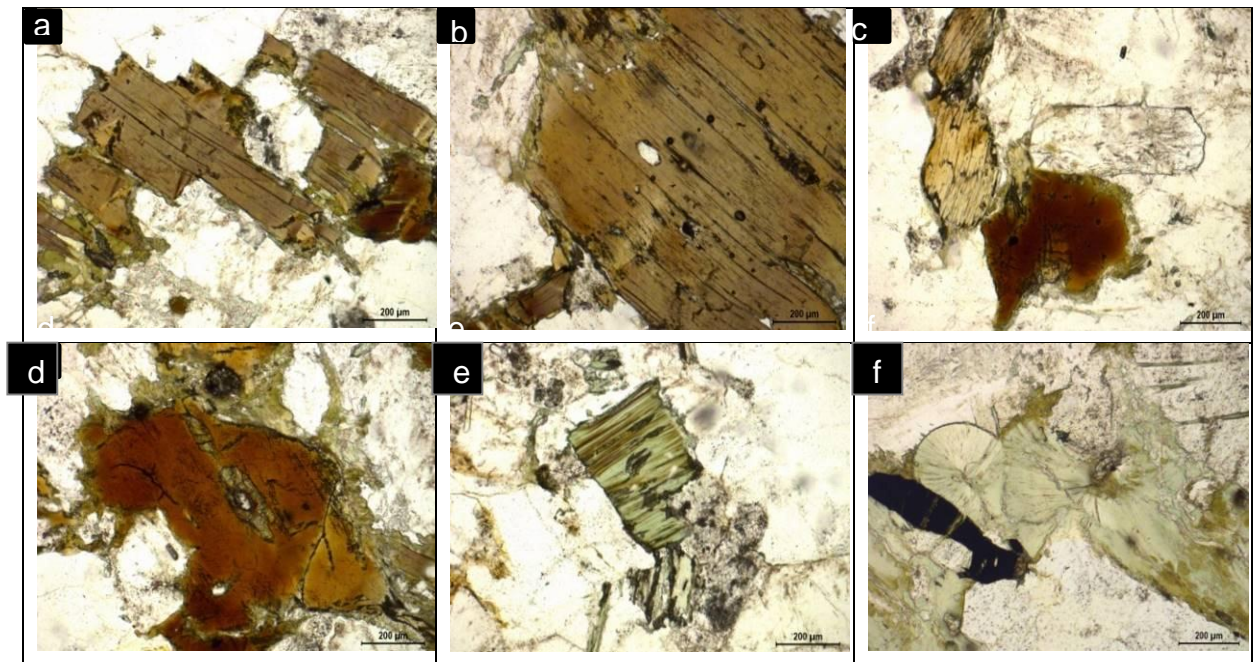
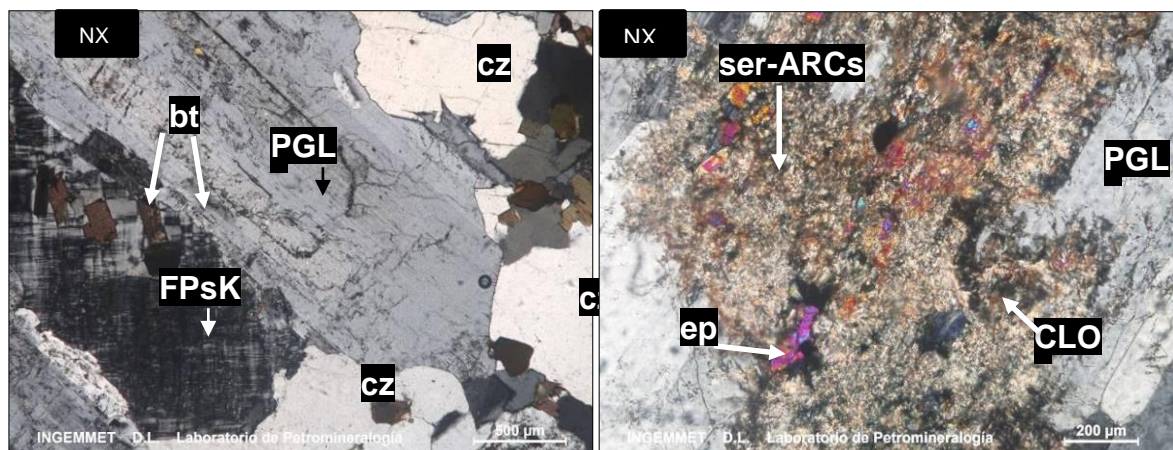
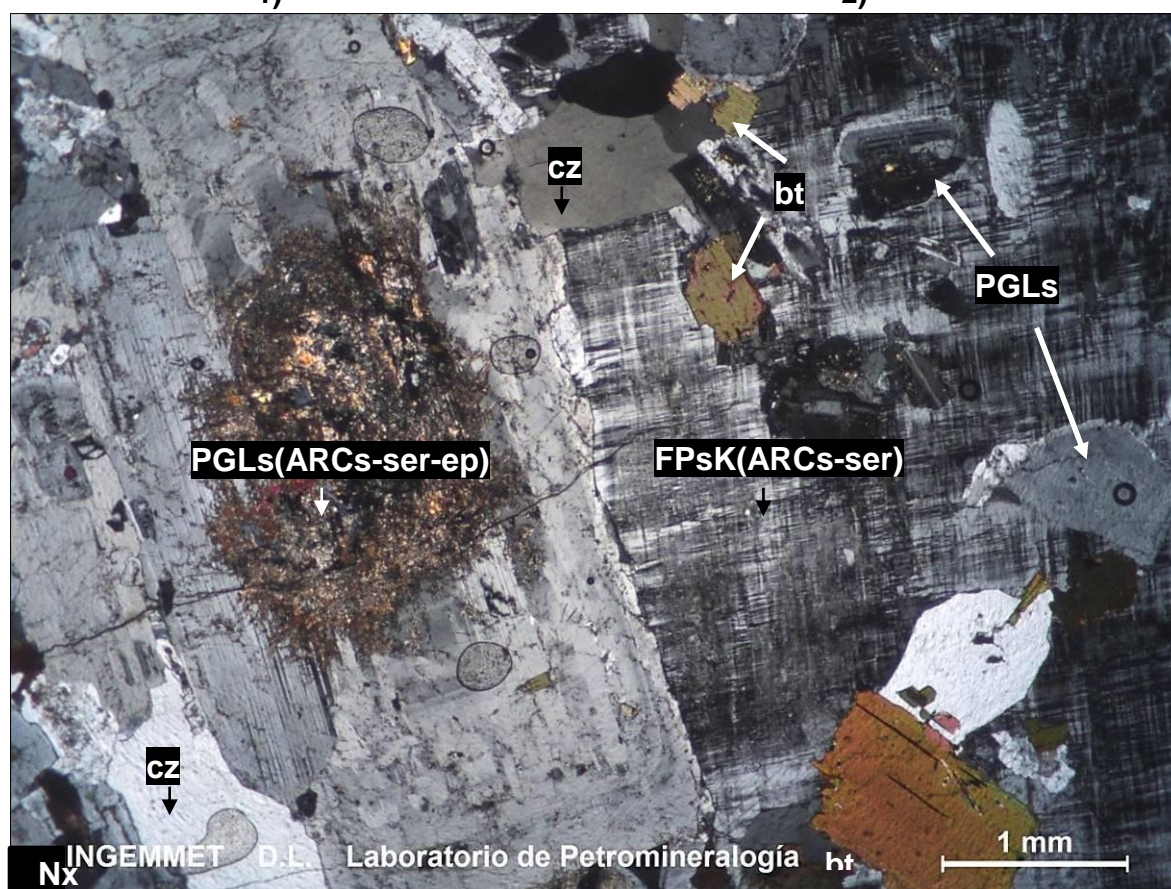


Figura 40: Fotomicrografías; Np: a-f; muestra GR39A-15-181. a y b) cristales de biotita marrón con inclusiones de apatito y zircón; c y d) biotita de color marrón rojizo, presentan inclusiones de rutilo, asimismo se observa cristal subhedral de habito prismático de apatito; e) biotita parcialmente cloritizada; y f) agregados fibrosos, subradiados de clorita.



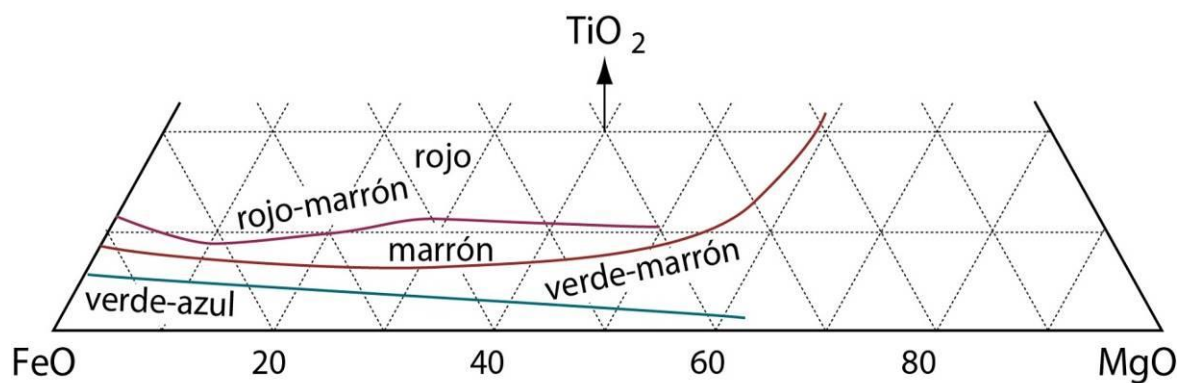
1)

2)



3)

Figura 41: Fotomicrografías Nx: 1-3; muestra GR39A-15-181. 1. Cristales de plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz y feldspatos potásicos: FPsK con inclusiones de biotita: bt. 2. Plagioclasas: PGLs alterada moderadamente a sericita y arcillas: ser-ARCs y a epidota: ep, con cloritas: CLOs en microfracturas. 3. Cristales de plagioclasas alterados a arcillas, sericita y epidota: PGLs (ARCs-ser-ep), cuarzo: cz y biotita: bt; además feldspatos potásicos alterados a arcillas y sericita: FPsK (ARCs-ser) con inclusiones de plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz y biotita: bt.



Biotita $K(Mg;Fe^{2+})_3(Al;Fe^{3+})Si_3O_{10}(OH;F)_2$	Habito y Forma	Alteración	Inclusiones	%
Verde-azul	-	-	-	-
Verde -marrón	-	-	-	-
Marrón	tabular con bordes irregulares	Cloritas e impregnaciones de óxidos de hierro.	zr, esf, ep y ap	
Rojo-marrón	tabular con bordes irregulares	-	rut, ap y zr	
Rojo	-	-	-	-

Figura 42: Clasificación de la biotita en función del color, según Stosch, H. 2003. Los cristales de biotita presentan colores marrones lo cual indican la presencia de FeO (60-80%) y MgO (20-40%). los cristales de biotita de color rojo-marrón presentan contenidos de FeO (60-80%) y MgO (10-3).

4.4. RESULTADOS DE ANÁLISIS MINERALÓGICOS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X:

Los resultados de Fluorescencias de rayo X (difracción de rayos X), fueron realizados en los laboratorios de INGEMMET, utilizando el Difractómetro de Marca SHIMADZU, modelo XRD-6000. Cuales resultados podemos contrastar con los estudios geoquímicos y petrográficos, evidenciando claramente 3 áreas de características diferentes.

4.4.1. Difracción de rayos X del sector Limacpunku:

Tabla 17: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-224.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-224 (Gabro)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	66.15
2	Edemita	NaCa ₂ Mg ₅ AlSi ₇ O ₂₂ (OH) ₂	22.50
3	Flogopita	KMg ₃ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₂	4.72
4	Augita	K(Mg,Fe,Al)(Si,Al) ₂ O ₆	2.18
5	Clorita	(Mg,Al,Fe) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	1.91
6	Calcita	CaCO ₃	1.09
7	Talco	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	0.91
8	Microclima	KAlSi ₃ O ₈	0.54

Tabla 18: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-222.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-222 (Diorita)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	45.39
2	Magnesiohorblenda	Ca ₂ (Mg,Fe+2) ₄ Al(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂	22.60
3	Biotita	K(Mg, Fe) ₃ (Al,Fe)Si ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂	17.27
4	Cuarzo	SiO ₂	8.05
5	Gedrita	(Fe,Mg,Al) ₇ Al ₂ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂	5.52
6	Clorita	(Mg,Al,Fe) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	1.17

Tabla 19: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-188.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-188 (Gabro)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Magnesiohorblenda	Ca ₂ (Mg,Fe+2) ₄ Al(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂	43.34
2	Albita	(Na,Ca)Al(Si,Al) ₃ O ₈	18.77
3	Clorita	(Mg,Al,Fe) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	14.68
4	Calcita	CaCO ₃	10.58
5	Biotita	K(Mg, Fe) ₃ (Al,Fe)Si ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂	8.19
6	Augita	K(Mg,Fe,Al)(Si,Al) ₂ O ₆	2.56
7	Marialita	(Na,Ca) ₂ (Si,Al) ₆ (O,OH) ₁₂ (Cl,CO ₃) _{0.5}	1.88

4.4.2. Difracción de rayos X del sector Parina, Yasapata y Marcapata:

Tabla 20: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-200.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-200 (Granodiorita)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Biotita	$K(Mg, Fe)_3(Al, Fe)Si_3O_{10}(OH, F)_2$	31.98
2	Cuarzo	SiO_2	31.46
3	Albita	$NaAlSi_3O_8$	26.28
4	Ortoclasa	$(K, Ba, Na)(Si, Al)(Si, Al)_4O_8$	8.09
5	Augita	$K(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$	1.17
6	Clorita	$(Mg, Al, Fe)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$	0.53
7	Ilmenita	$Fe+2TiO_3$	0.34
8	Siderita	$FeCO_3$	0.15

Tabla 21: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-255.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-255 (Granodiorita)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Cuarzo	SiO_2	50.98
2	Albita	$NaAlSi_3O_8$	29.49
3	Muscovita	$K(Al, V)_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$	13.08
4	Microclina	$KAlSi_3O_8$	5.18
5	Clorita	$(Mg, Al, Fe)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$	0.51
6	Calcita	$CaCO_3$	0.41
7	Ilmenita	$Fe+2TiO_3$	0.35

Tabla 22: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-191.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-191 (Monzogranito)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Cuarzo	SiO_2	40.02
2	Albita	$(Na, Ca)Al(Si, Al)_3O_8$	25.57
3	Biotita	$K(Mg, Fe)_3(Al, Fe)Si_3O_{10}(OH, F)_2$	15.71
4	Microclina	$KAlSi_3O_8$	15.52
5	Clorita	$(Mg, Al, Fe)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$	1.64
6	Augita	$K(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$	0.59
7	Calcita	$CaCO_3$	0.63
8	Fluorapatita	$Ca_5(PO_4)_3F$	0.32

Tabla 23: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-260.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-260 (Monzodiorita)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	44.95
2	Microclina	KAlSi ₃ O ₈	16.25
3	Calcita	CaCO ₃	13.31
4	Muscovita	K(Al,V) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂	10.09
5	Cuarzo	SiO ₂	7.73
6	Clorita	(Mg,Al,Fe) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	6.59
7	Hematita	Fe ₂ O ₃	0.57
8	Ilmenita	Fe+2TiO ₃	0.51

Tabla 24: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-261.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-261 (Cuarzodiorita)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
2	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	49.23
3	Calcita	CaCO ₃	8.59
4	Cuarzo	SiO ₂	8.25
5	Indealita	Mg ₂ Al ₄ Si ₅ O ₁₈	3.57
6	Tlapallita	H ₆ (Ca,Pb) ₂ Cu ₃ SO ₄ Te ₅ O ₁₈	3.49
7	Flogopita	KMg ₃ (Si ₃ Al) ₂ O ₁₀ (OH) ₂	1.45
8	Ilmenita	Fe+2TiO ₃	0.59

4.4.3. Difracción de rayos X del sector Yanaruna, Patajespe Cancha y Ojoruro:

Tabla 25: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-181.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-181 (Granodiorita)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Cuarzo	SiO ₂	39.60
2	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	33.39
3	Microclina	KAlSi ₃ O ₈	13.23
4	Biotita	K(Mg, Fe) ₃ (Al, Fe)Si ₃ O ₁₀ (OH, F) ₂	11.31
5	Augita	K(Mg, Fe, Al)(Si, Al) ₂ O ₆	1.42
6	Calcita	CaCO ₃	0.64
7	Andradita	Ca ₃ Fe ₂₊₃ (SiO ₄) ₃	0.23
8	Clorita	(Mg, Al, Fe) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	0.18

Tabla 26: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-195.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-195 (Monzogranito)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Cuarzo	SiO ₂	43.07
2	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	30.72
3	Microclina	KAlSi ₃ O ₈	16.82
4	Biotita	K(Mg, Fe) ₃ (Al, Fe)Si ₃ O ₁₀ (OH, F) ₂	7.06
5	Clorita	(Mg, Al, Fe) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	0.84
6	Calcita	CaCO ₃	0.56
7	Edenita	NaCa ₂ Mg ₅ AlSi ₇ O ₂₂ (OH) ₂	0.46
8	Magnecita	MgCO ₃	0.28
9	Rodomita	MnSiO ₃	0.19

Tabla 27: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-196.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-196 (Granodiorita)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	38.48
2	Cuarzo	SiO ₂	37.63
3	Microclina	KAlSi ₃ O ₈	13.56
4	Biotita	K(Mg, Fe) ₃ (Al, Fe)Si ₃ O ₁₀ (OH, F) ₂	8.91
5	Clorita	(Mg, Al, Fe) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	1.08
6	Calcita	CaCO ₃	0.34

Tabla 28: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-184.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-184 (Monzogranito)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Cuarzo	SiO ₂	39.51
2	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	25.84
3	Microclina	KAlSi ₃ O ₈	25.13
4	Biotita	K(Mg, Fe) ₃ (Al,Fe)Si ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂	7.48
5	Clorita	(Mg,AL,Fe) ₆ (Si,AL) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	0.71
6	Augita	K(Mg,Fe,AL)(Si,AL) ₂ O ₆	0.67
7	Ilmenita	Fe+2TiO ₃	0.35
8	Calcita	CaCO ₃	0.31

Tabla 29: Resultados de Difracción de Rayos X - Muestra GR39A-15-185^a.

CODIGO DE MUESTRA		GR39A-15-185A (Granitoide rico en Cuarzo)	
N°	MINERAL	FORMULA	%
1	Cuarzo	SiO ₂	56.83
2	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	19.65
3	Microclina	KAlSi ₃ O ₈	8.34
4	Biotita	K(Mg, Fe) ₃ (Al,Fe)Si ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂	4.65
5	Clorita	(Mg,AL,Fe) ₆ (Si,AL) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	4.23
6	Augita	K(Mg,Fe,AL)(Si,AL) ₂ O ₆	3.14
7	Calcita	CaCO ₃	1.69
8	Montmorillonita	CaO.2(AL,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH,F) ₂	0.60
9	Pirofillita	Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	0.36
10	Magnetita	Fe ₃ O ₄	0.30
11	Braunita	Mn+2Mn ₆ +3SiO ₁₂	0.18

CONCLUSIONES

- a) Mediante la caracterización geológica, se determinó que el Plutón Marcapata es de tipo compuesto, que presenta tres tipos de unidades y/o facies litológicas, que son: Gabros, Granodiorita y Monzogranítico.
- b) Con la geoquímica de los elementos mayores, se define que las rocas del Plutón Marcapata son de tipos gabros, granodioritas y monzogranitos, son rocas de composición básica y ácida y pertenecen a la serie calcoalcalina y alcalina. Así mismo son rocas Metalumínicas y Peraluminicas, se encuentran en el rango de composición potásica media por la presencia de alteración potásica y con un contenido bajo y alto de Fe.
- De acuerdo a las características de los elementos traza, Nb vs Y, Y+Nb vs Rb del Origen de los granitos del Plutón de Marcapata. el ambiente tectónico para las rocas básicas (gabros), corresponde a los granitos de intraplaca (WPG), relacionados a rifts intracontinentales, así mismo presentan valores altos en Nb, indicando que están menos contaminadas. Mientras tanto las rocas de tipo granodiorita y monzogranitos pertenecen al campo de granitos de arco volcánico (VAG) y con tendencia hacia granitos sincolisionales (SYN COLG), también presentan bajos valores en Nb, que indican que el grupo de rocas están más contaminados.
 - A través de los diagramas Ce/Y vs SiO₂ se determinó las rocas del Plutón Marcapata presentan dos grupos bien marcados. Las razones para gabros son de 1.5 a 2.5 de Ce/Y, estos valores indican que los magmas se han formado en una corteza con espesor de 40 a 20 Km de profundidad, mientras que las rocas granodioritas y monzogranitos con valores de 2 a 9 de Ce/Y. estuvieron entre 40 a 90 Km de profundidad. Por otra parte, las razones de abundancia de SiO₂ vs Sm/Yb para el Plutón Marcapata, determinó que las rocas intermedias y acidas (granodioritas y monzogranitos), presentan valores de 8.15 a 10.93 de Sm/Yb, lo que indica que los magmas son más recientes; mientras que los valores para rocas básicas (gabros), los valores son de 2.16 – 6.10 de Sm/Yb, lo que indica

que los magmas son más antiguos. Coincidentemente los gabros del Plutón Marcapata datan una edad U/Pb de 236.3 ± 0.9 Ma, mientras que las granodioritas y monzogranitos serían más recientes.

- Metalogénicamente de acuerdo a los valores de $(Eu/Eu^* \text{ vs Fe total})$ estaría ligada a las posibles ocurrencias de yacimientos de Fe-Au-Cu y Mo-Zn-Pb-Bi. Así mismo los valores de $Al / (Ca+Na+K) \text{ vs } Eu/Eu^*$, muestran que las rocas de tipo gabro son rocas Metalumínicas, con tendencia a la cristalización de plagioclasas. Mientras tanto las rocas de tipo granodiorita y monzogranito son rocas de tipo Peraluminicos, con tendencia a exceso de fusión de agua (H_2O) en fuentes máficas. Lo que cabe resaltar que cuyos magmas son húmedos y son favorables a la mineralización.
- c) El estudio petrográfico permitió definir como un cuerpo compuesto principalmente de tres unidades magmáticas. Clasificados por sectores como: Limacpunko de tipo gabro, de texturas granulares hipidiomórficas, con cristales minerales de plagioclasas que se disponen en individuos cristales tabulares subhedrales, con débil macla polisintética y presentan zoneamiento desde el interior hacia los bordes, anfíboles de tipo magnesiohorblenda-magnesiogedrita-gedrita con texturas especiales simplectítica y olivinos englobados por minerales de anfíboles y en sectores por plagioclasas, presenta distintos colores como amarillo, turquesa, fuxia y morado-fuxia. Mientras tanto en el sector de Marcapata, Parina y Yasapata, compuesto de granodioritas, que presentan texturas granulares hipidiomórficas. Donde los cristales minerales de plagioclasa y feldespatos potásicos presentan texturas especiales de tipo poiquilitico, mirmequitico y pertiticas, los cristales de cuarzo presentan texturas de tipo gráfica, las biotitas de textura poiquiliticas, con minerales de zircónes y apatitos. Mientras tanto en el sector Yanaruna, Patajespe Cancha y este compuesto por monzogranitos con texturas equinogranulares, los minerales principales son feldespatos potásicos de textura mirmequiticos, pertiticos y poiquilitico, plagioclasa de textura pertitico, accesorios como biotita, apatito y zircon y secundarios clorita y arcillas.

- d) La Fluorescencia de rayos X, determina y contrasta la existencia de tres unidades magmáticas existentes en el Plutón de Marcapata los que son: Rocas básicas de tipo gabro en el área de Limacpunku, con las muestras GR39A-15-224 y 222, por otro lado, las muestras GR39A-15-200, 255 Y 191 del área de Marcapata, Parina y Sayapata contrastan un tipo de roca Granodiorita, así mismo las muestras GR39A-15-181, 195 y 196 del sector Yanaruma, Pataspeque y Canchay corroboran que son de tipo monzogranito.

RECOMENDACIONES

- a) Queda abierta la posibilidad de ampliar el estudio geoquímico, para determinar áreas de interés en geología económica. Mediante estudios de minerografía y petromineralogía con la finalidad de estudiar los minerales metálicos (opacos).

- b) Realizar estudios de dataciones radiométricas en U/Pb en las rocas granodioritas y monzogranitos, mencionados en el presente estudio, para determinar las edades de cristalización.

REFERENCIAS

- Audebaud, E. (1967). Etude Geologique de la région de Sicuani et Ocongate. Cordillera Orientale du sud Peruvien. Université de Grenoble. 11-13, 36.
- Audebaud, E. (1973). Geología de los cuadrángulos de Ocongate y Sicuani. *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 25*, 16-18.
- Bard, J.P., Botello, R., Martinez, C. & Subieta, T. (1974). Relations entre tectonique, métamorphisme et mise en place d'un granite éphercynien à 2 micas dans la Cordillère real Bolivie (Massif de Zongo - Yauri) Cah. *ORSTOM, Ser. Géol. 6(1)*.
- Bonhomme, M., Audebaud, E., Vivier, G. (1985). K-Ar ages of Hercynian and Neogene rocks along an east west cross section in southern Peru. *Communications (Universidad de Chile)*, 27-30, 31-32, 33.
- Calderón, C. (2015). *estudio litogeoquímico comparativo entre la superunidad linga y superunidad tiabaya en el sector de Acarí y Jaquí y su comportamiento respecto a la mineralización*. Tesis, Universidad Nacional de Piura, Ingeniería Geológica, Piura, Perú.
- Cárdenas, J., Carlotto, V., Romero, D., Jaimes, F., Valdivia, W. (1997). Geología del cuadrángulo de Chuanquiri y Payaypata. *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 89*.
- Carlier, Gabriel; Grandin, Georges; Laubacher, Gerard; Marocco, René. (1982). Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Perú. *Earth Science Reviews, vol. 18*, 253-283.
- Castro Dorado, A. (1989). Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas. En A. Castro Dorado, *Petrografía Basica* (págs. 41-50).
- Chávez A., Salas G., Gutiérrez, E., y Cuadros, J. (1997). Geología de los cuadrángulos de Corani y Ayapata (hojas 28-u y 28-v). *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 90*, 43-49. .
- Choquehuanca, S. (2014). Vulcanismo Monogenético del Perú Central: Ayacucho y Huancavelica definiendo límites de Litósfera Subcontinental. 112 .
- Cobbing J. (2000). The Geology and mapping of granite batholiths. *Lecture Notes in Earth Science*, 96-141.

- Condori, N.K. (2011). *Caracterización geoquímica y petromineralogía de menas y rocas hospedantes de ocurrencias de Uranio (Zona Norte-Puno)*. Tesis, Puno-Perú.
- Dalmayrac, B. (1986). Estudio geológico de la Cordillera Oriental, región de Huánuco. Traducido al español por Jorge Dávila Burga. *INGEMMET. Boletín. Serie D: Estudios Especiales, n. 11, 27-32.*
- Dávila y Ponce de León . (1971). Determinaciones de edades de los andes Peruanos. 24-25.
- De La Cruz N. & Carpio M. (1996). Geología de cuadrangulos de Sandia y San Ignacio. *Instituto Geológico, Minero y Metalurgico, Bol. N° 82, Serie A, Carta Nacional, 1-150.*
- De la Cruz, J., López, J., León, W., y Lara, M. (1996). Geología del cuadrángulo de Macusani (hoja: 29-v). *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 79, 37-42.*
- De la Cruz, N., y Carpio, M. (1996). Geología de los cuadrángulos de Sandía y San Ignacio (hojas: 29-y, 29-z). *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 82, 65-74.*
- Douglas, J.A. (1920). Geological section through the Andes of Perú and Bolivia: II-From the Port of Mollendo to the Inambari River. *Quarterly Journal of the Geological Society of London, 76, 1-61.*
- Douglas, J.A. (1932). The geology of the Marcapata valley in eastern Perú. .
- Eleodoro, B. B. (1990). Geología de Perú. *Sociedad Geográfica de Lima, 40.*
- Fernández, S & Hernández, A. . (1991). Cálculos y diagramas geoquímicos. Universidad Complutense de Madrid. Madrid. . 334 .
- Fuchs, F. (1900). La región aurífera del Santo Domingo en la provincia de Carabaya.
- INGEMMET. (s.f.). *Guía de campo para estudio de Batolitos*. Lima: Geología Regional.
- Jacay, J., Sempere, T., Carlier, G. & Carlotto, V. . (1999). Late Paleozoic - Early Mesozoic Plutonism and related eifing en the Eastern Cordillera of Perú. *IV International Symposium on Andean Geodynamic, Gottingen, 358 - 363.*
- Joan Carles Melgarejo^{1*}, Joaquín A. Proenza¹, Salvador Galí¹, Xavier Llovet². (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 2-3.*

- Kay, S.M., Ramos, V., Mpodozis, C., Sruoga, P. . (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin . *Analogy to the Middle Proterozoic in North America?*. *Geology*, 17. , 324-328.
- Kontak, D., Clark, A., Farrar, E. (1984). The Magmatic Evolution of the Cordillera Oriental, Southeastern Peru. . 203-214.
- Kontak, D., Clark, A., Farrar, E., Archibald, D., Baasgaard, H. (1990). Late Paleozoic Magmatism in the Cordillera de Carabaya, Puno, Southeastern Peru: Geochronology and petrochemistry. *Journal of South American Earth Sciences Vol. 3 N° 4*, 213-230.
- Lancelot, Joel; Laubacher, Gérard; Marocco, René; Renaud, U. (1978). *U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Perú); extent of Permian magmatic activity and consequences*.
- Laubacher, G. (1973). Estudio Geológico Preliminar de la Cordillera Oriental. *Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer; Servicio de Geología y Minería, Bloque C: Departamento de Puno. Informe Interno*.
- Laubacher, G. (1974). Le Paléozoïque Inférieur de la Cordillère Orientale du sud-est du Pérou. *Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer, Servicio Geológico, vol. VI, N° 1*, 29-40.
- Laubacher, G. (1978). Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'O.R.S.T.O.M., n. 95*, 45-50.
- Laubacher, G., Boucot, A., y Gray, J. (1982). Additions to Silurian stratigraphy, lithofacies, biogeography and paleontology of Bolivia and southern Peru. *Journal of Paleontology, vol. 56, n. 5*, 1138-1150.
- London D., Hervig R. L., and Morgan George B. (1988). Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200 MPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1-10.
- López J. P. & Bellos L. I. (2006). Texturas y Estructuras de las Rocas Igneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. (F. G. Aceñolaza, Ed.) *Instituto superior de correlacion geológica (INSUGEO)*, 8 - 50.
- López, J. (1996). Geología del cuadrángulo de Nuñoa. *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 74*, 37-39.
- Louterbach, M. (2014). Propagation du front orogénique Subandin et réponse sédimentaire associée dans le bassin d'avant-pays Amazonien (Madre de Dios, Pérou), Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier). .
- Mackenzie W. S. & Guilford C. (1992). Minerales formadores de rocas en láminas delgadas. *Atlas de Petrografía*, 1-60.

- Marocco, R. (1978). Un segment est-ouest de la chaîne des Andes préviennes: La deflexion d Abancay. *ORSTOM*, 94, 195.
- Martinez, W. & Cervantes, J. (2003). Rocas ígneas en el sur del Perú: nuevos datos geocronométricos, geoquímicos estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' Latitud Sur. *INGEMMET. Boletín. Serie D; Estudios Regionales.* , 140.
- McBride, S.R., Robertson, R.C.R., Clark, A.H. & Farrar, E. (1983). Magmatic and metallogenic episodes in the northern tin belt, Cordillera Real, Bolivia. *Geol. Rundsch*, 72, 685-713.
- McLaughlin. (1924). Geology and Physiography of the peruvian cordillera, departments of Junin and Lima. *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol 35.
- Mégard, F., Caldas, J., Paredes, J., De la Cruz, N. (1996). Geología de los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos:. *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 69, iv, 33-34.*
- Misković A.; Schaltegger U. (2009). Crustal growth along a non-collisional cratonic margin: A Lu-Hf isotopic survey of the Eastern Cordilleran granitoids of Perú. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 279, n. 3-4, 303-315.
- Monge, R., Zedano. J. C. (1996). Geología del cuadrángulo de Limbani (hoja: 29-x). *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 84, 183 .*
- Monge, R., López, J., Boulanger, E., y Carpio, M. (1997). Geología de los cuadrángulos de Esquena, Santa Bárbara y Azata (hojas 28-x, 28-y y 28-z). *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 91, 52-57.*
- Newell, N. D., Chronic, J., Roberts, T. (1949). Upper Paleozoic of Peru. *Univ. Serv. Bureau, Columbia Univ.* , 9-10.
- Noble D.C., Silberman M.L., Megard F. & Bowman H. (1978). Commedite (peralkaline rhyolite) and basat in the Mitu Group, Perú: Evidence for Peruvian Triassic lithospheric extension in the central Andes. *Journal Res. U. S. Geol. Surv.* 6(4), 453-457.
- Palacios, O., Molina, O., Galloso, A., Lozano, R., Carlos. (1996). Geología de los cuadrángulos de Puerto Luz, Colorado, Laberinto, Puerto Maldonado, Quincemil, Masuco, Astillero y Tambopata (hojas: 26-u, 26-v, 26-x, 26-y, 27-u, 27-v, 27-x, 27-y). *INGEMMET, Boletín serie A: Carta Geológica Nacional n. 81, 189.*
- Quispe, M & Rivera, H. (2013). Correlación Geoquímica de Eventos Ígneos en el Proyecto Esperanza Distrito Bolognesi Departamento Ancash. *Instituto de Investigación de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica. Vol 15, n°32. Lima.*, 13.

- Rankama, S. (1954). *Geoquímica*. Aguilar S.A Ediciones. Madrid., 862 .
- Reimann C.R., Bahlburg H., Kooijman E., Berndt J., Gerdes A., Carlotto V., López S. (2010). Geodynamic evolution of the early Paleozoic Western Gondwana margin 14°–17°S reflected by the detritus of the Devonian and Ordovician basins of southern Peru and northern Bolivia. *Gondwana Research*, 1-13.
- Reitsma, M., Schaltegger, U., Spikings, R., Winkler, W. & Carlotto V. (2010). Constraining the age of the Mitu Group, South- East Peru: U-Pb ages of detrital and igneous zircons. *XV Congreso Peruano de Geología*.
- Reitsma, M., Spikings, R., Rodriguez, R., Schaltegger, U., Ulianov, A., & Gerdes, A. (2012). A late Paleozoic back-arc basin along the western margin of Gondwana: Age and paleogeography of Permo-Carboniferous sedimentary rocks of south-east Peru. *Reconstructing the Late Paleozoic: Early Mesozoic plutonic and sedimentary record of south-east Peru: Orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana*, Chapter 3.
- Rivera Hugo. (2014). *Caracterización geoquímica de los intrusivos de las superunidades de yarabamba-challaviento y de los volcánicos de los grupos toquepala y barroso y análisis correlacional con la mineralización en el Sur del Perú*. Lima.
- Rivera, Mantilla Hugo. (2007). *Introducción a la Geoquímica general y aplicada*. Lima-Perú: Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Rodríguez, R., Choquehuanca, S., Muñoz, L., Martínez, J., Gómez, W., Soberón, D. . (2015.). *Memoria descriptiva de la actualización del mapa geológico del cuadrángulo Corani (28u) a escala 1/50,000. Sector de Energía y Minas Instituto Geológico Minero y Met. Lima*.
- Rodríguez R., Mamani M., Carlotto V., & Cueva E. (2009). Geocronología y geoquímica de las rocas graníticas del pensilvaniano y triásico medio en la Cordillera Oriental del Perú central (10°45'S-13°30'S). *Sociedad Geológica del Perú SGP*, 1-8.
- Rollinson, H. . (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. Essex., 352 .
- Rollinson, Hugh. (2007). *Early Earth Systems: A Geochemical Approach*. Chennai: Blackwell Publishing Ltd.
- Sánchez A., Zapata, A. (2003). *Memoria descriptiva de la revisión y actualización de los cuadrángulos*. Lima, Perú: Sector Energía y Minas, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Sandeman Hamish A.*, Clark Alan H. (2003). Commingling and mixing of S-type peraluminous, ultrapotassic and basaltic magmas in the Cayconi volcanic field, Cordillera de Carabaya, SE Perú. *LITHOS*, 1-27.

- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudean, D., Cáedenas, J., Rosas, S., Jiménez, C. (2002). Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Perú and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, vol 345, n. 2, 153-181.
- Sempere, T. (2004). Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú; Publicación Especial - SGP ; 5.
- Simons B., Shail Robin K., Andersen Jens C. (2016). The petrogenesis of the Early Permian Variscan granites of the Cornubian Batholith: Lower plate post-collisional peraluminous magmatism in the Rhenohercynian Zone of SW England. *Lithos*, 1-19.
- Spikings R., Reitsma M.J., Boekhout F., Mišković A., Ulianov A., Chiaradia M., Gerdes A., Schaltegger U. (2016). Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*, 1-20.
- Steinmann, Gustav; Stappenbeck, R.; Sieberg, F.; Lisson, Carlos I. . (1930). Geología del Perú. Con contribuciones de R. Stappenbeck sobre yacimientos de minerales útiles; de F. . Sieberg sobre los terremotos en el Perú y de C.I. Lisson en el Mapa Geológico.
- Sun, S. y McDonough, W. . (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. . *Geological Society, Special Publication n°42*, 313-345.
- Valencia M., & Villareal E. (2009). Resumen del Informe sobre la Metalogenia de la Cordillera Oriental - sectores Sureste y Norte del Perú. *INGEMMET: Programa de metalogenia; Proyecto GR13, "Geología económica y Metalogeia del Perú"*, 2-19.
- Vásquez, R. (2009). Distribución geoquímica de tierras raras y otros elementos en la franja polimetálica 9°-10°S del Perú Central. *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.*, 195.
- Vivier, G., Audebaud, E. & Vatin-Pérignon, N. (1976). Le magmatismo tardi-hercynien et andin le long d'une transversale sud-péruvienne; bilan géochimique des éléments incompatibles. *Reunion Annu. Sci.*
- Wäckerling Silva L. C. (2007). *Petrología y geoquímica del plutón plomo*. Universidad de Chile, Geología. Santiago de Chile: Universidad de Chile.
- Wilson, J., y Reyes, L. (1964). Geología de los cuadrángulos de Pataz (Hoja 16-h) . *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 9*, 24-26.
- Wilson, Marjorie. (2007). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. British: Department of Earth Sciences, University of Leeds.

White, R. and Mckenzie, D. (1989) *Magmatism at Rift Zones the Generations of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. Journal of Geophysical Research*, 94, 7685-7729.

Winter, M. (2001). Capitulo 19. En *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey.

Zedano Cornejo, Julio Cesar; Quispe Aranda, Luis Alberto; Steinmuller, Klaus. (1997). Geoquímica regional e inventariado de recursos minerales y su aplicación para delinear zonas prospectivas en el cuadrángulo de Limbani. *Sociedad Geológica del Perú*, 425- 428.

Anexos:

ANEXO 1: FOTOS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS



Foto 1: muestra GR39A-15-260.



Foto 2: Muestra GR39A-15-255.

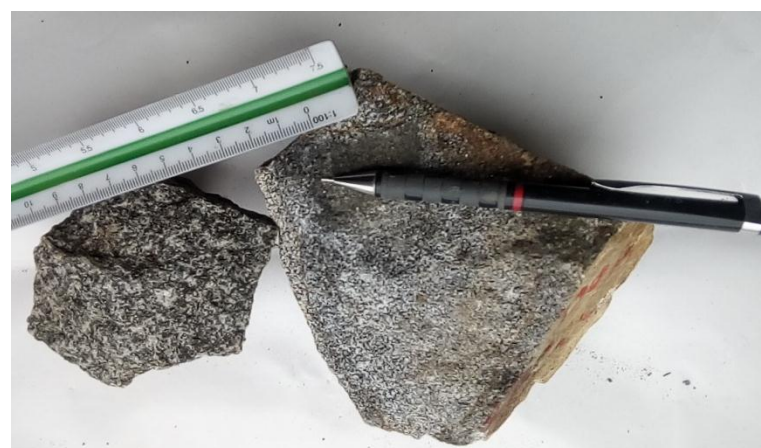


Foto 3: Muestra GR39A-15-222 stock diorítico Limacpunku.



Foto 4: Muestra GR39A-15-260 Granodiorita Lako.



Foto 5: Muestra GR39A-15-224 Gabro Limacpunku.



Foto 6: Muestra GR39A-15-191.



Foto 7: Muestra de Minerales de Hematita, gohetita, Oxds de Fe y cuarzo, en el área de Lako.

ANEXO 2: FOTOS DEL AREA DE ESTUDIO



Foto 8: Contacto del stock diorítico de Limacpunku con Metareniscas de la formación Sandia.



Foto 9: Antigos labores Mineros en el area de Marcapata.



Foto 10: vista de la quebrada Parina.

ANEXO 3: UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS Y MAPAS

EDAD		UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS		
Sistema	Serie	UNIDADES SEDIMENTARIAS	UNIDADES VOLCANICAS	UNIDADES INTRUSIVAS Y SUBVOLCANICAS
CENOZOICA	CUATERNARIA	Q - gl De póstitos Glaciares: cantos y gravas de composición heterogénea, arenas y limos.		
		q - figl De póstitos fluvio-glaciares: gravas de diámetros variables subredondeados y subangulosos en una matriz arenosa y arenolimsa producto de la erosión de morrenas		
		Q - al Depositos aluviales: Arenas y limos en los cauces de los ríos		
	NEÓGENA			
PALEÓGENA				
JURÁSICA				
MESOZOICA	TRIÁSICA			
	PERMIANA			
PALEOZOICA	CARBONÍFERA	Cm - a Grupo Ambo: Lutitas de coloración gris negrusca bien fisibles intercalados de areniscas y areniscas limosas.		
	DEVONIANA	SD - a Formación Añane: Estratos delgados de pizarras de coloración gris a gris oscura, se encuentran foliadas, presentan fracturas astillosas.		
	SILURIANA	Os - s Formación Sandía: Metareniscas de grano fino y medio, se encuentran foliadas y con presencia de cristales de biotita y en sectores el afloramiento de niveles de pizarras.		
	Superior			
	Ordovisiana	Ol - s Grupo San José: Pizarras de color negro intercaladas con escasos niveles de areniscas finas y niveles metamórficos conformado de esquistos micáceos de coloración gris.		
CAMBRIANA				
NEOPROTEROZOICA	NP - c+	Complejo Iscaybamba: Gneis intercalado con niveles de esquistos, de coloración gris presentan creamulación.		
				UNIDADES MARCAPATA
			Grupo Mitu: Lavas andesíticas de textura porfírica, con fenocristales de PGLs de color parda rojiza	
				Granitos: Rocas de textura granular, compuesta por cristales minerales de cuarzo, feldespatos y plagioclasas. Granodioritas Marcapata-Lako: Rocas de textura fanerítica e quini granular de grano medio con fenocristales de FDPs y concentración de minerales maficos. Dioritas stock Limacpunku: Roca de grano medio a fino, compuesto por plagioclasas y minerales maficos. Gabro Limacpunku: roca de textura fanerítica granular gris negrusca, compuesto por cristales minerales de PGLs y minerales maficos.

Ilustración 1: Principales unidades geológicas agrupadas, según litología, ambiente de ocurrencia y geocronología.

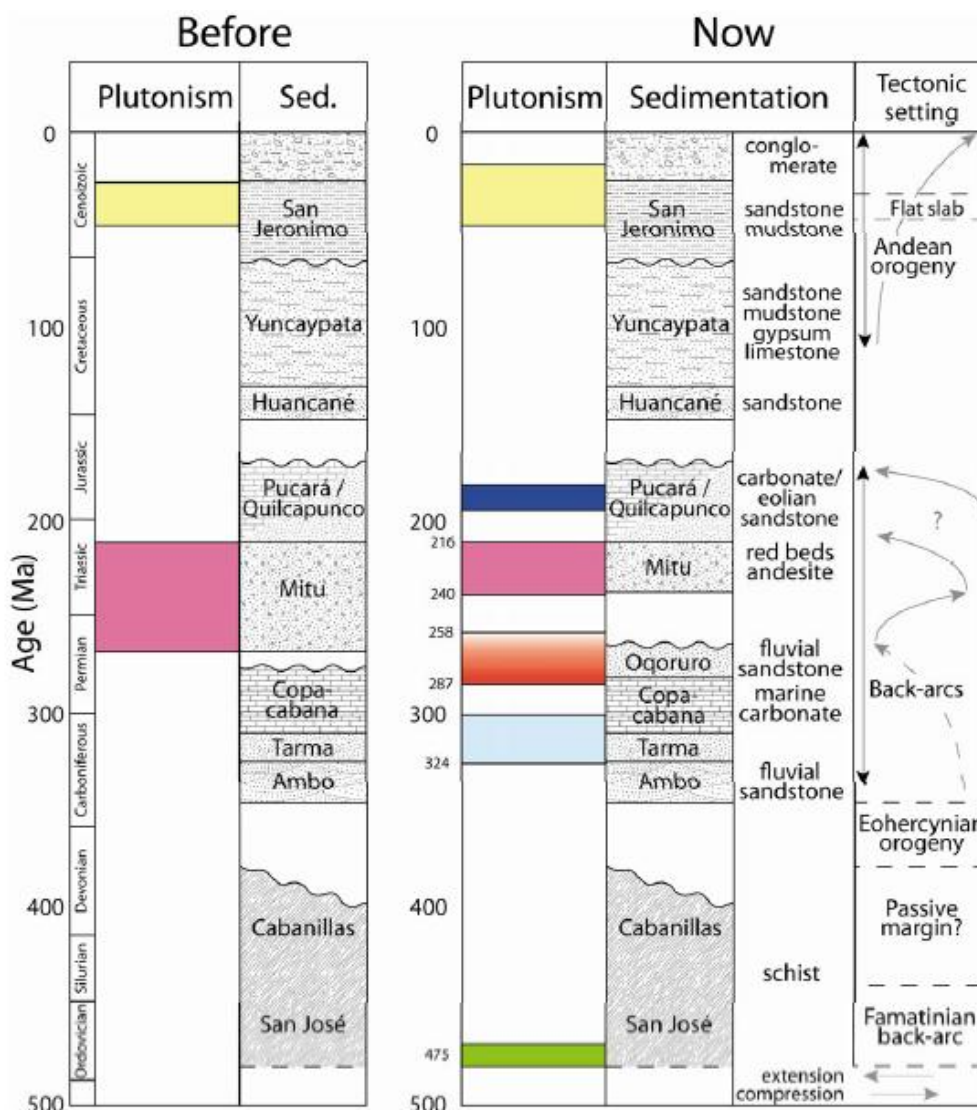


Ilustración 2: Estratigrafía generalizada de rocas sedimentarias y plutónicas antiguamente y actualmente Miscovich (2012).