

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA Y METALÚRGICA



TESIS

**“CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y ESTRUCTURALES DE
LOS TIPOS DE MINERALIZACIÓN METÁLICA EN LA ZONA
NORTE DE LA CORDILLERA ORIENTAL DEL PERÚ”**

PARA OBTENER EL TÍTULO PROFESIONAL DE

INGENIERO GEÓLOGO

ELABORADO POR

LUIS ALBERTO RODRIGUEZ BARRIONUEVO

ASESOR

M.Sc. Ing. DAVID ROLANDO ROJAS CABALLERO

LIMA - PERÚ

2022

Este trabajo lo dedico:

A mis padres, Marcial y Beatriz quienes con su amor, esfuerzo y aliento en cada momento me inspiran continuamente mis deseos de superación.

A mis amores Yennie, mi esposa y mis hijas Camila e Isabella. Muchas gracias por apoyarme y amarme como yo las amo.

A quienes nos han dejado y desde el cielo, Rosita y Pablito que constantemente guían mi camino.

Y a todos aquellos, quienes de alguna manera me apoyaron en la realización del presente trabajo.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento infinito a Dios por brindarme sus bendiciones y llenarme de fuerza y valor en los momentos más difíciles, por protegerme y cuidarme ofreciéndome su guía día a día.

Quiero expresar mi gratitud a toda mi familia por su apoyo incondicional.

De igual manera también quiero expresar mi agradecimiento a Ing. Julio Martínez Muñoz, Gerente de Exploraciones de MARSА y Ing. Alfredo Miranda Vargas, Jefe General de Geología y Exploraciones de MARSА, por brindarme las facilidades necesarias para llevar a cabo este trabajo, asimismo expreso mi agradecimiento al Ing. Fredy Cerron Zeballos por las enseñanzas y su apoyo brindadas durante el desarrollo de este trabajo.

Asimismo, mi profundo agradecimiento a los docentes de la Escuela Profesional de Geología quienes brindaron sólidos conocimientos en la formación de mi carrera profesional

Finalmente quiero expresar mi sincero agradecimiento al Ing. David Rojas Caballero y al Dr. Rolando Carrascal Miranda, por haberme brindado las sugerencias y recomendaciones en el presente trabajo.

ÍNDICE

DEDICATORIA

AGRADECIMIENTOS

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABLAS

RESUMEN

ABSTRACT

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN 12

1.1 Objetivos 12

1.2 Metodología de trabajo 12

1.2.1 Etapa de generación (gabinete) 12

1.2.2. Trabajos de campo 13

1.2.3. Etapa de laboratorio y gabinete 13

1.3 Marco geológico regional – estudios anteriores 14

CAPÍTULO II

ASPECTOS GEOGRÁFICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO 15

2.1 Ubicación y acceso 15

2.2 Rasgos fisiográficos 18

2.3 Clima y vegetación 18

2.4 Hidrografía 21

2.5 Centros poblados y recursos humanos 23

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA REGIONAL 24

3.1. Geomorfología 24

3.1.1. Laderas de montaña en la Cordillera Occidental 24

3.1.2. Valles 26

3.1.3. Cordillera Oriental 27

3.1.4. Laderas de montaña en la Cordillera Oriental 29

3.2. Estratigrafía 29

3.2.1 Precámbrico 34

3.2.2 Paleozoico inferior 36

3.2.3 Paleozoico superior 40

3.2.4 Triásico – Jurásico 44

3.2.5 Cretácico inferior 46

3.2.6 Cretácico superior – Paleógeno 49

3.2.7 Cuaternario 51

3.3. Rocas ígneas 52

3.3.1	Magmatismo Paleozoico	56
3.3.1.1	Gneis de Sitabamba.....	56
3.3.1.2	Volcanismo Tres Lagunas.....	58
3.3.1.3	Batolito de Pataz	59
3.3.1.4	Volcanismo Lavasen	63
3.3.2	Magmatismo Cenozoico.....	65
3.3.2.1	Intrusivo Huaylillas	65
3.3.2.2	Intrusivo Chilia (Canta - Peña Prieta).....	68
3.3.2.3	Intrusivo Peña Grande y Cerro Negro.....	70
3.3.3	Análisis geoquímico – Óxidos mayores y trazas	71
3.3.3.1	Geoquímica de elementos mayores	74
3.3.3.2	Elementos traza	87
3.3.3.3	Tierras raras (REE)	88
3.3.3.4	Elementos compatibles e incompatibles	90
3.3.3.5	Ocurrencia de minerales relacionado a la geoquímica de rocas	103

CAPÍTULO IV

MARCO TECTÓNICO ESTRUCTURAL 107

4.1	Interpretación estructural regional.....	109
4.2	Controles estructurales del área de estudio	114
4.3	Aspectos metalogenéticos	122
4.4	Modelos geológicos - estructurales en el área de estudio.....	124

CAPITULO V

PRINCIPALES ZONAS Y TIPOS DE MINERALIZACIÓN METÁLICA EN EL ÁREA DE ESTUDIO 134

5.1	Zona mineralizada en el Ortogneis de Sitabamba.....	134
5.2	Zona mineralizada en el Complejo Marañón	135
5.3	Zona mineralizada en el Batolito de Pataz	137
5.4	Zona mineralizada en rocas volcánicas	139
5.5	Zona mineralizada en intrusivo de Huaylillas.....	141
5.6	Zona mineralizada en intrusivo de Chilia	144
5.7	Zona mineralizada en rocas carbonatadas	146

CAPITULO VI

INTERPRETACIÓN ENTRE LA MINERALIZACIÓN AURÍFERA Y CUERPOS GRANÍTICOS Y/O FRANJAS MINERALIZADAS EN LA ZONA DE ESTUDIO..... 148

CONCLUSIONES 150

RECOMENDACIONES..... 154

BIBLIOGRAFÍA 155

ANEXO

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2,1: Ubicación y accesibilidad de la zona de estudio.....	17
Figura 2,2: Mapa climatológico de la zona de estudio.....	20
Figura 2,3: Cuencas hidrográficas ubicadas en la zona de estudio.....	22
Figura 3,1: Mapa geomorfológico de la zona de estudio.....	25
Figura 3,2: Vista Norte del valle rio Marañón (Cerro San Isidro – Sitabamba).....	26
Figura 3,3: Vista al poblado de Buldibuyo.....	28
Figura 3,4: Ubicación del área de estudio cartografiados y/o actualizadas.....	32
Figura 3,5: Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio.....	33
Figura 3,6: Vista de afloramientos de esquistos del Complejo del Marañón.....	35
Figura 3,7: Vista de plegamientos y cuarzo de segregación en el Complejo Marañón.....	35
Figura 3,8: Vista al NE de los afloramientos de la Formación Contaya.....	37
Figura 3,9: Fm. Tres Lagunas suprayaciendo al Complejo Marañón (Izq.). Detalle contacto Tres Lagunas-Complejo Marañón (Der.).....	38
Figura 3,10: Estructuras almohadilladas de la Fm. Tres Lagunas (Izq.). Vesículas de desgasificación (Der.).....	39
Figura 3,11: Afloramientos de la Formación Contaya, Grupos Ambo, Mitu y Pucara.....	41
Figura 3,12: Afloramientos de rocas piroclásticas de la Formación Lavasen.....	43
Figura 3,13: Afloramiento de areniscas del Grupo Mitu en contacto con areniscas del grupo Ambo.....	44
Figura 3,14: Vista del contacto de los Grupos Mitu y el Grupo Pucara.....	45
Figura 3,15: Secuencia Cretácica del Grupo Goyllarisquizga, Formación Chulec-Pariatambo y el Grupo Pulluicana.....	47
Figura 3,16: Vista panorámica de los afloramientos de secuencias Cretácicas y depósitos de morrenas laterales al NE de Puente del Barro.....	48
Figura 3,17: Vista panorámica del cerro Ventanas, relación estratigráfica del Grupo Ambo, Grupo Mitu y Grupo Pucara (Vista al Este de Huaylillas).....	49
Figura 3,18: Vista panorámica de las calizas del Grupo Pulluicana y las secuencias plegadas de la Formación Chota (Huarimarca-Tayabamba).....	50
Figura 3,19: Vista panorámica de depósitos morrenicos y el bofedal laguna Tapada (Quebrada Seca) ubicados entre las unidades Tres Lagunas y Complejo Marañón.....	52
Figura 3,20: Ubicación regional de datos geocronológicos registrados en la Cordillera Oriental.....	53
Figura 3,21: Síntesis de eventos geológicos registrados en la Cordillera Oriental.....	54
Figura 3,22: Dataciones geo-cronológicas a lo largo de la Cordillera Oriental de rocas intrusivas y del Complejo Marañón.....	54
Figura 3,23: Diagrama concordia de la datación realizada en el intrusivo Huaylillas.....	66
Figura 3,24: Afloramiento de tonalita leucócrata del intrusivo Huaylillas (Izq.). Vista de afloramiento de diorita con venillas de cuarzo (Este Huaylillas – Oeste Mina Estrella) Der.....	66
Figura 3,25: Vista de afloramientos de cuerpos de naturaleza diorítica (intrusivo Huaylillas), cortados por diques de composición tonalítica (Este Huaylillas – Oeste Mina Estrella).....	66
Figura 3,26: Imagen satelital con los afloramientos de cuerpos intrusivos presentes en la zona de estudio, conformando franjas de rumbo andino.....	67

Figura 3,27: Vista panorámica al NE, se aprecian los cerros Canta, Mercedes y Tres Tullpas donde aflora el cuerpo intrusivo Canta.....	68
Figura 3,28: Afloramiento de intrusivo leucócrata cuarzo diorita porfírica que conforma parte de los cerros Canta y Mercedes en la carretera cerca de Chilia.....	69
Figura 3,29: Vista panorámica del afloramiento del intrusivo Peña Grande de composición diorítica a tonalítica y de tonalidad leucócrata	70
Figura 3,30: Vista panorámica del afloramiento del intrusivo Cerro Negro de composición diorítica a tonalítica y de tonalidad leucócrata	71
Figura 3,31: Imagen satelital con la ubicación de las muestras de cuerpos intrusivos para análisis geoquímica de roca total en la zona de estudio	73
Figura 3,32: Elementos mayores utilizados para calcular la composición media en la mayoría de las rocas intrusivas.	74
Figura 3,33: Diagrama R1 vs R2 para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio.....	76
Figura 3,34: Diagrama TAS-Total Álcalis vs Sílice para muestras analizadas	79
Figura 3,35: Diagrama de Índice de saturación de alúmina para muestras de intrusivos.....	82
Figura 3,36: Diagrama de Cristalización de Feldespatos por el enriquecimiento de Na-K, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio.	83
Figura 3,37: Diagrama de Enriquecimiento de K, para muestras de intrusivos en la zona de estudio.	85
Figura 3,38: Diagrama SiO ₂ vs FeO tot, para muestras de intrusivos en la zona de estudio.	86
Figura 3,39: Diagrama de Origen de los granitos Y vs Nb.....	92
Figura 3,40: Discriminante Rb vs Y+Nb, para muestras de intrusivos en la zona de estudio.....	92
Figura 3,41: Diagrama de variación Rb vs V, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio	94
Figura 3,42: Diagrama de variación V vs Zr, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio.	95
Figura 3,43: Diagrama de Profundidad de Generación del Magma para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio	96
Figura 3,44: Diagrama de Manto Primitivo-Multielemental, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio.....	100
Figura 3,45: Diagrama de Tierras Raras para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio.. ..	102
Figura 3,46: Diagrama de Proveniencia del Magma Ce vs Ce/Y, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio	104
Figura 3,47: Diagrama de tipo de magma Sr/Y vs Eu/Eu*, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio.....	105
Figura 3,48: Diagrama de tipo de magma Al/(Ca+Na+K) vs Eu/Eu*, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio.	105
Figura 3,49: Diagrama de Oxidación vs El Contenido de agua Eu/Eu* vs FeO total, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio.	106
Figura 4,1: Ubicación de unidades morfoestructurales en el área de estudio.	110
Figura 4,2: Ubicación de bloques geotectónicos limitados por fallas longitudinales, con referencia a unidades mineras CMH – MARSÁ.....	112

Figura 4,3: Mapa estructural donde se muestran las fallas dominantes en el área de estudio.....	115
Figura 4,4: Vista al Norte de la traza de falla Huinchos – La Paccha	116
Figura 4,5: Vista al Norte de la traza de falla El Chorro – Llampao a lo largo del rio Tumac.....	117
Figura 4,6: Vistas al NW de la traza de la falla Cortadera – Teclla.....	118
Figura 4,7: Vistas al Oeste de la traza de falla Yaucan.	119
Figura 4,8: Franjas Metalogenéticas de la zona de estudio.....	123
Figura 4,9: Sección geológica regional entre la Cordillera Occidental y Oriental en un corte E-W perpendicular al rio Marañón.....	125
Figura 4,10: Ubicación de líneas de seccion interpretadas con rumbo SW-NE en el área de estudio..	126
Figura 4,11: Secciones A-A', B-B' y C-C' con rumbo SW-NE, se muestran los principales rasgos estratigráficos y tectónicos.....	128
Figura 4,12: Secciones D-D', E-E' y F-F' con rumbo SW-NE, se muestran los principales rasgos estratigráficos y tectónicos.....	130
Figura 4,13: Secciones G-G' y H-H' con rumbo SW-NE, se muestran los principales rasgos estratigráficos y tectónicos.....	132
Figura 5,1: Vista de afloramiento de estructura vetiforme emplazada en Ortogneis de Sitabamba (Izq.) Muestra de mano del ortogneis granítico (Der).....	135
Figura 5,2: Estructura manteada con relleno de óxidos de hierro y cuarzo lechoso en secuencias de esquistos grises del Complejo Marañón	136
Figura 5,3: Estructura manteada con presencia de óxidos de hierro, cuarzo y trazas de pirita, en secuencia de esquistos carbonosos y filitas grises.....	137
Figura 5,4: Vista de veta de cuarzo cortando secuencias de esquistos del Complejo Marañón, presencia de mineralización económica al piso. Paraje de San Juan Minas.....	137
Figura 5,5: Modelo propuesto por Groves et al., 1998.....	138
Figura 5,6: Vista panorámica del C° El Gigante, mirando hacia el SW, siendo las estructuras del yacimiento San Andrés (MARSA) contenidas en el Batolito de Pataz.	139
Figura 5,7: Afloramiento de estructura mineralizada con oxidación en cuarzo (C° El Bronce, Tomac – Este de Tayabamba).....	140
Figura 5,8: Vista panorámica del contacto intrusivo calizas del Grupo Pucara, en el contacto se emplaza la mina La Estrella (A). Afloramiento de veta emplazado en el cuerpo intrusivo argilizado y silicificado (B).....	142
Figura 5,9: Vista panorámica de las calizas del Grupo Pucara y la zona de la mineralización (A). Detalle de la caliza alterada (B). Estructura con panizo mineralizado, galena masiva en una caja de roca con oxidación intensa(C).....	143
Figura 5,11: Zonas con sombreros de hierro en las pelitas y limoarcilitas de la Formación Contaya. En las nacientes de la quebrada Chorro Blanco (A) y (B). Detalle de la zona con brecha hidrotermales con clastos de hierro. Intensa oxidación de hierro asociadas al sombrero de hierro (C).....	144
Figura 5,10: Vistas de la mineralización en las pelitas y areniscas de la Formación Contaya.	145
Figura 5,12: Labores mineras informal en material Cuaternario.	146

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2,1: Accesibilidad a la zona de estudio.	16
Tabla 2,2: Clasificación climática de la zona de estudio.	19
Tabla 3,1: Síntesis estratigráfica propuestas por diversos investigadores en la zona de estudio.	30
Tabla 3,2: Dataciones geocronológicas efectuadas en la zona de estudio y aledaños.....	62
Tabla 3,3: Relación de muestras tomadas para análisis de roca total en la zona de estudio.	72
Tabla 3.3: Características químicas de las Tierras Raras.....	89

RESUMEN

El presente trabajo tiene un contexto regional, donde se exponen de manera descriptiva e interpretativa la relación y las características entre la mineralización aurífera y los cuerpos graníticos emplazados en la zona de estudio, observándose que la mineralización no solo se presenta en el Batolito de Pataz, sino también en rocas metamórficas del Complejo Maraón y en rocas volcánicas de la Formación Lavasen, las cuales presentan buenas características para ser buenos receptores de mineralización, además de intrusivos más jóvenes que el Batolito de Pataz que igualmente son favorables a la mineralización.

Los tipos de depósitos minerales son variados teniendo vetas mesotermales, pórfidos de Cu-Au, yacimientos epitermales y mineralización del tipo skarn; todas estas ocurrencias relacionadas genéticamente relacionados a fluidos hidrotermales proveniente de rocas intrusivas generados por magmas de composición granítica y al tectonismo ocurrido en diferentes eventos estructurales de extensión y compresión, formando zonas de cizalla en bloques levantados y hundidos, que han controlado su emplazamiento y canalizado los fluidos hidrotermales.

Teniendo como prioridad el reconocimiento litológico, se ha inferido en base a dataciones geocronológicas y su relación con las secuencias estratigráficas, que existen intrusivos de diferentes edades y que debido a la cobertura Cuaternaria es difícil determinar el contacto entre ellos. Empleando información existente del INGEMMET, imágenes satelitales, los datos recabados en el campo a través del reconocimiento litológico y de las evidencias de mineralización poco conocidas que vienen siendo explotados artesanalmente, se ha realizado una interpretación geomorfológica, estratigráfica y elaboración de los modelos geológicos-estructurales en este corredor minero, los cuales quedan documentados gráficamente en mapas e ilustraciones complementarias que se presenta en este trabajo.

ABSTRACT

This work has a regional context, where the relationship and characteristics between the gold mineralization and the granite bodies located in the study area are exposed in a descriptive and interpretive way, observing that the mineralization not only occurs in the Batholith of Pataz, but also in metamorphic rocks of the Marañón Complex and in volcanic rocks of the Lavasen Formation, which have good characteristics to be good mineralization receptors, as well as intrusives younger than the Pataz Batholith that are also favorable to mineralization.

The types of mineral deposits are varied, having metothermal veins, Cu-Au porphyries, epithermal deposits and skarn-type mineralization; All these genetically related occurrences related to hydrothermal fluids from intrusive rocks generated by magmas of granite composition and to tectonism occurred in different structural events of extension and understanding, forming shear zones in raised and sunken blocks, which have controlled their location and channeled the hydrothermal fluids.

Taking lithological recognition as a priority, it has been inferred based on geochronological dating and their relationship with stratigraphic sequences, that there are intrusives of different ages and that due to the quaternary coverage it is difficult to determine the contact between them. Using existing information from INGEMMET, satellite images, data collected in the field through lithological recognition and little-known mineralization evidences that have been exploited by hand, a geomorphological, stratigraphic interpretation and elaboration of geological-structural models has been carried out. In this mining corridor, which are graphically documented in maps and complementary illustrations that are presented in this work.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

El objetivo general del presente trabajo tiene como finalidad exponer las diferentes características geológicas que guardan tanto lito-estratigráfica como estructuralmente con la mineralización económica en los diferentes tipos de estructuras, así como realizar una interpretación sobre la relación entre la mineralización aurífera y los cuerpos graníticos emplazados en la zona de estudio.

Tiene además como objetivo la presentación del mismo como Tesis de Grado para la obtención del Título Profesional de Ingeniero Geólogo de la Universidad Nacional de Ingeniería.

1.2 Metodología de trabajo

La metodología implementada consistió básicamente en 3 etapas principales:

1.2.1 Etapa de generación (gabinete)

- Se ha recopilado y revisado la información geológica existente que se encuentran en las hojas geológicas correspondientes a los cuadrángulos geológicos de Pataz 16-h, Pallasca 17-h y Tayabamba 17-i, del INGEMMET, de la Sociedad Geológica del Perú y material bibliográfico diverso.

- Empleando la información geológica existente se generó un mapa geológico modificado del INGEMMET, en base a la interpretación de imágenes satelitales (LANDSAT, otros.)
- Se generó mapas preliminares para muestreo y cartografiado geológico.
- Se creó una base de datos con la ubicación y características geológicas de los depósitos y prospectos mineros existentes en el área.

1.2.2. Trabajos de campo

- Cartografiado geológico a escala 1:100,000 en zonas de afloramiento tratando de reconocer y delimitar en lo posible las secuencias litológicas y datos estructurales existentes.
- Se registró la información obtenida favorable al emplazamiento de vetas auríferas y otros tipos de mineralización polimetálica.
- Se tomaron muestras representativas para análisis químico, el estudio de petrografía y roca total, muestras que fueron ubicadas mediante GPS.

1.2.3. Etapa de laboratorio y gabinete

- La interpretación y análisis de los resultados del trabajo de campo generó mapas lito-estratigráficos, estructurales y secciones geológicas que fueron digitalizados empleando el software ArcGis.
- Interpretación geoquímica de los análisis de muestras de vetas, para definir las relaciones entre las diversas especies minerales, su abundancia relativa y correlación.
- Interpretación petrogenética a través del análisis de elementos mayores y familias de rocas.
- Elaboración y redacción del informe final.

El presente trabajo contiene información geográfica, geomorfológica, estratigráfica, estructural, tectónica y del potencial de recursos económicos en área

el Batolito de Pataz, obtenidos a través del procesamiento e interpretación de la diversa información geológica, actualizando el mapa geológico de esta zona a escala 1: 100 000 y obteniendo ilustraciones complementarias como perfiles estructurales regionales.

1.3 Marco geológico regional – estudios anteriores

Dentro de los estudios geológicos regionales y locales merece resaltar el trabajo realizado por INGEMMET, a través de la publicación de los cuadrángulos de Pataz (Wilson & Reyes, 1964), Pallasca (Wilson *et al.*, 1995), Tayabamba (Wilson *et al.*, 1967), y Juscusbamba (Sánchez *et al.*, 1998), de la Carta Geológica Nacional nos proporcionó la información geológica básica de la zona de estudio.

Los trabajos de investigación y evaluación geológica que han sido desarrollados en los últimos años por geólogos y empresas consultoras apoyados por las empresas ubicadas en este importante metalotecto del Batolito de Pataz como son: Compañía Minera Poderosa, Consorcio Minero Horizonte y Minera Aurífera Retamas, que abarca la zona del presente estudio. Entre los trabajos tenemos; el de Schreiber D. W. *et al.*, (1990), que trata sobre el ambiente geológico, la paragénesis y petrogénesis de las rocas y su relación con la mineralización de oro en vetas. Haeblerlin, Y. (2002), que trata sobre la geología de la zona, el ambiente estructural edades y la geoquímica de la roca relacionada a los depósitos de oro Orogénico. Miskovic A. (2009), que trata sobre la evolución magmática de la faja de intrusivos al Oeste de la Cordillera, relacionado con la evolución continental desde tiempos del Gondwana.

Otro trabajo de investigación que resalta es el de Chew D. (2006), el cual basado en dataciones radiométricas, ha estudiado la evolución del margen Oeste del Gondwana. Una de sus dataciones, fue realizada en el gneis de Sitabamba que reporto una edad 475 Ma asignada al Ordovícico, por lo que asume un magmatismo poco conocido de esta edad a lo largo de la Cordillera Oriental.

CAPÍTULO II

ASPECTOS GEOGRÁFICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Ubicación y acceso

El área de estudio comprende un segmento de la Cordillera Oriental al Norte del Perú entre las coordenadas UTM del área:

- 198400 E – 278800 E
- 9060300 N - 9132900 N

La cual cubre específicamente el área del Batolito de Pataz. Por el Norte desde Pias y por el Sur hasta Tayabamba capital del distrito, en la provincia de Pataz, departamento La Libertad. Los trabajos y observaciones de campo del presente estudio se centran en una faja que se encuentra al Oeste de la Cordillera Oriental, pero para la interpretación se ha tomado en cuenta las características geológicas de área adyacentes (*figura 2, 1*).

Respecto al acceso, se puede llegar por vía terrestre desde la carretera Panamericana Norte hasta Trujillo y desde allí a Huamachuco, para continuar por carretera afirmada hacia Pataz y Retamas, de estas poblaciones existen diversas trochas carrozables a diferentes zonas del área de estudio. Para acceder a la parte Oeste, de Huamachuco se sigue por trocha afirmada hacia Sitabamba. (*Tabla 2, 1*).

Al sector Sur de la zona de estudio, se parte de Chimbote, para seguir por el río Santa, hacia Tarija, para llegar hacia el poblado de Sihuas, siguiendo por Huancaspata hasta llegar a Tayabamba, sin embargo, la mayoría del área es accesible mediante caminos de herradura.

Además, existen dos aeropuertos para avionetas en Chagual y en cerca de la Laguna Pias, que permiten llegar a la zona de estudio, mediante avionetas comerciales que prestan servicios a las empresas mineras que operan en la zona.

Tabla 2,1: Accesibilidad a la zona de estudio.

Partida	Llegada	Distancia (Km)	Tipo de acceso
Lima	Chimbote	431	Carretera asfaltada
Chimbote	Sihuas	240	Carretera asfaltada+ afirmada
Sihuas	Tayabamba	138	Carretera afirmada
Sihuas	Huancaspata	90	Carretera afirmada
Sihuas	Chilia	235	Carretera afirmada
Chilia	El Huayo	45	Carretera afirmada
Huayo	Parcoy	46	Carretera afirmada
Trujillo	Huamachuco	185	Carretera asfaltada
Huamachuco	Chagual	170	Carretera asfaltada + afirmada
Chagual	Retamas	58	Carretera afirmada
Pias	Llacuabamba	34	Carretera afirmada
Llacuabamba	Parcoy	5	Carretera afirmada
Llacuabamba	Buldibuyo	38	Carretera afirmada
Buldibuyo	Huaylillas	18	Carretera afirmada
Huaylillas	Tayabamba	17	Carretera afirmada
Buldibuyo	Chilia	35	Carretera afirmada
Huamachuco	Sitabamba	44	Carretera asfaltada + afirmada

* Fuente: Elaboración propia.

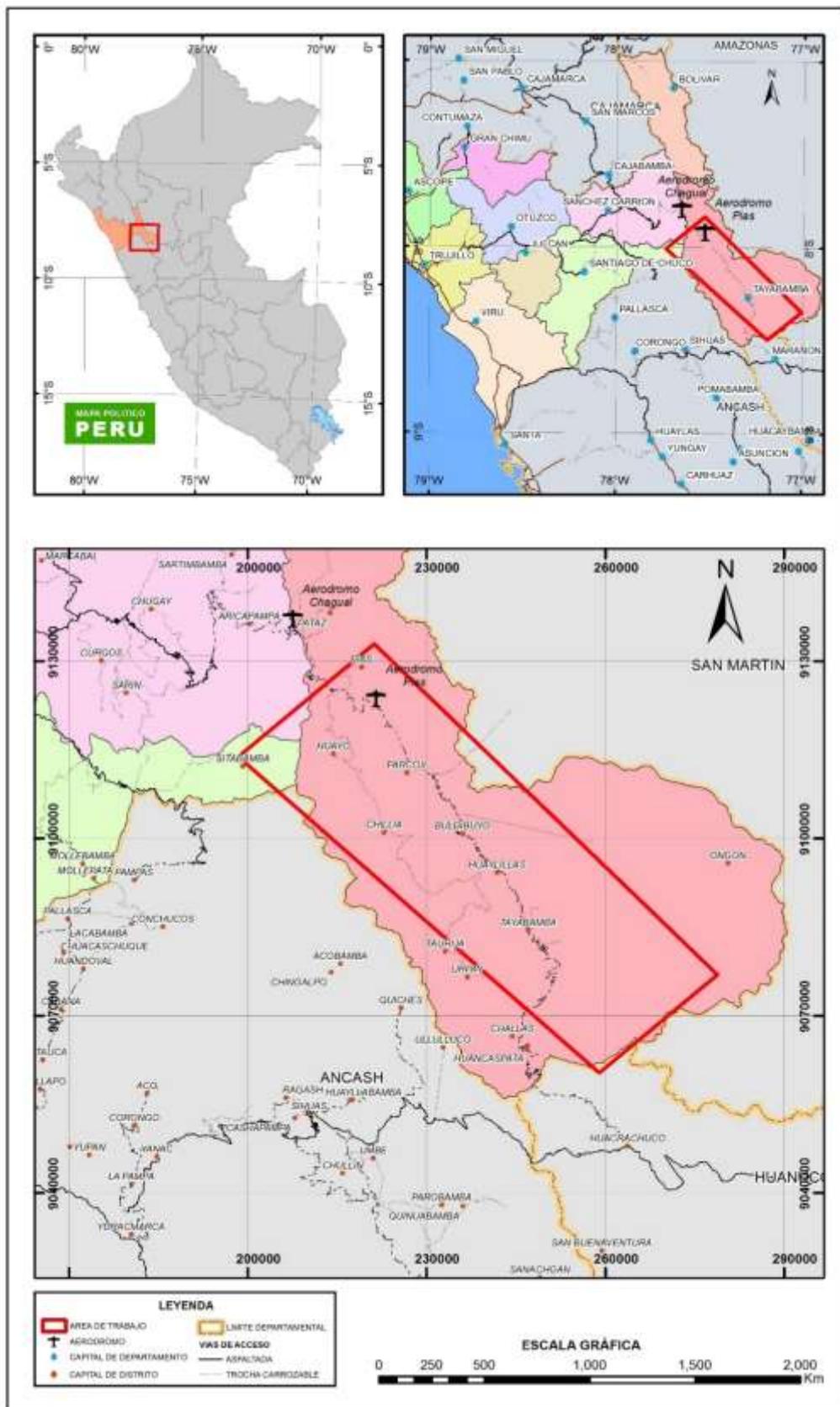


Figura 2,1: Ubicación y accesibilidad de la zona de estudio (Elaborado por L. Rodríguez 2020).
* Fuente: IGN, 2018.

2.2 Rasgos fisiográficos

El área de estudio presenta un relieve variado, con elevaciones mínimas de 1800 m s.n.m., en el fondo del río Marañón y elevaciones máximas de 4500 m s.n.m., en las cumbres de la Cordillera Oriental. Esta área geográficamente se encuentra, entre las Cordilleras Occidental formada por rocas Mesozoicas y Oriental formada mayormente por rocas Proterozoicas, Paleozoicas de naturaleza ígnea, metamórfica y sedimentaria, ambas cadenas montañosas se encuentran separadas por el profundo valle del río Marañón colector principal de los ríos desembocando a la vertiente del Océano Atlántico.

Tomando la clasificación geográfica de Javier Pulgar Vidal (1941) la mayor parte de la zona de estudio se encuentra en la región Yunga Oriental entre 1000 a 2300 m s.n.m., y Quechua entre los 2300 a 3500 m s.n.m.; los sectores más elevados de la Cordillera Oriental corresponden a la región Suni que varía entre los 3500 y los 4100 m s.n.m., también se tiene Puna o Jalca entre los 4100 a 4800 m s.n.m. Estas regiones presentan un conjunto de características geográficas propias según la altitud sobre el nivel del mar.

2.3 Clima y vegetación

Los diferentes climas y vegetación, así como los ecosistemas en el área de estudio se pueden distinguir tres periodos definidos durante el año: de noviembre a abril, el periodo de fuertes lluvias; entre mayo y agosto, el periodo seco, con heladas y fuertes vientos; y de setiembre a octubre, un periodo intermedio de lluvias. Sin embargo, las precipitaciones en los últimos años debido al cambio climático dan como resultado años secos, intermedios y lluviosos bien diferenciados.

El clima es variado debido a las altitudes las mismas que oscilan entre los 1500 y 5000 m s.n.m. y la conformación morfológica (*figura 2,2*), de acuerdo con la clasificación climática del SENAMHI (*tabla 2.1*), la zona de estudio corresponde:

- **Zona de clima semiseco**, cálido, húmedo y con otoño, invierno y primavera seca o también conocida como “temple” se encuentra entre los 1500 y 2000 m s.n.m. de clima templado cálido con temporadas de abundante precipitación (mayor a 400 mm cúbicos anuales) dando origen a una flora frondosa y para cultivo de frutales.
- **Zona de clima lluvioso, semifrío, húmedo y con otoño e invierno seco**, entre los 2000 y 3500 m s.n.m. de clima templado seco, con precipitaciones (mayor a 200 mm cúbicos anuales) y con temperatura que oscila entre 11°C y 17°C, presenta veranos lluviosos e inviernos con fuertes heladas, donde se puede cultivar trigo, avena y cebada.
- **Zona de clima semiseco, semifrío, húmedo y con otoño, invierno y primavera seca**, se encuentra entre los 3500 y 4000 m s.n.m. de clima templado frío, con precipitaciones (mayor a 800 mm cúbicos anuales) y con temperatura que oscila entre 7°C y 11°C.
- **Zona de clima semiseco, frío, húmedo y con invierno seco**, se encuentra sobre los 4000 m s.n.m. de clima frío, comprende la parte más alta de la cordillera oriental, con precipitaciones (mayor a 1200 mm cúbicos anuales) y con temperatura que oscila entre 2°C y 7°C, donde la vegetación consiste básicamente de ichu.

Tabla 2,2: Clasificación climática de la zona de estudio.

CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA SENAMHI	ALTITUD (m.s.n.m.)	PRECIPITACIÓN EFECTIVA	DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN EL AÑO	EFICIENCIA DE LA TEMPERATURA	HÚMEDA ATMOSFÉRICA
C(o,i,p) A'H3	1500-2100	SEMISECO	OTOÑO - INVIERNO - PRIMAVERA SECO	CÁLIDO	HÚMEDO
B(o,i) B'3H3	2000-3500	LLUVIOSO	OTOÑO - INVIERNO SECO	SEMIFRÍO	HÚMEDO
C(o,i,p) B'3H3	3500-4400	SEMISECO	OTOÑO - INVIERNO - PRIMAVERA SECO	SEMIFRÍO	HÚMEDO
C(i) C'H3	> 4400	SEMISECO	INVIERNO SECO	FRIO	HÚMEDO

* Fuente: SENAMHI, 2010.

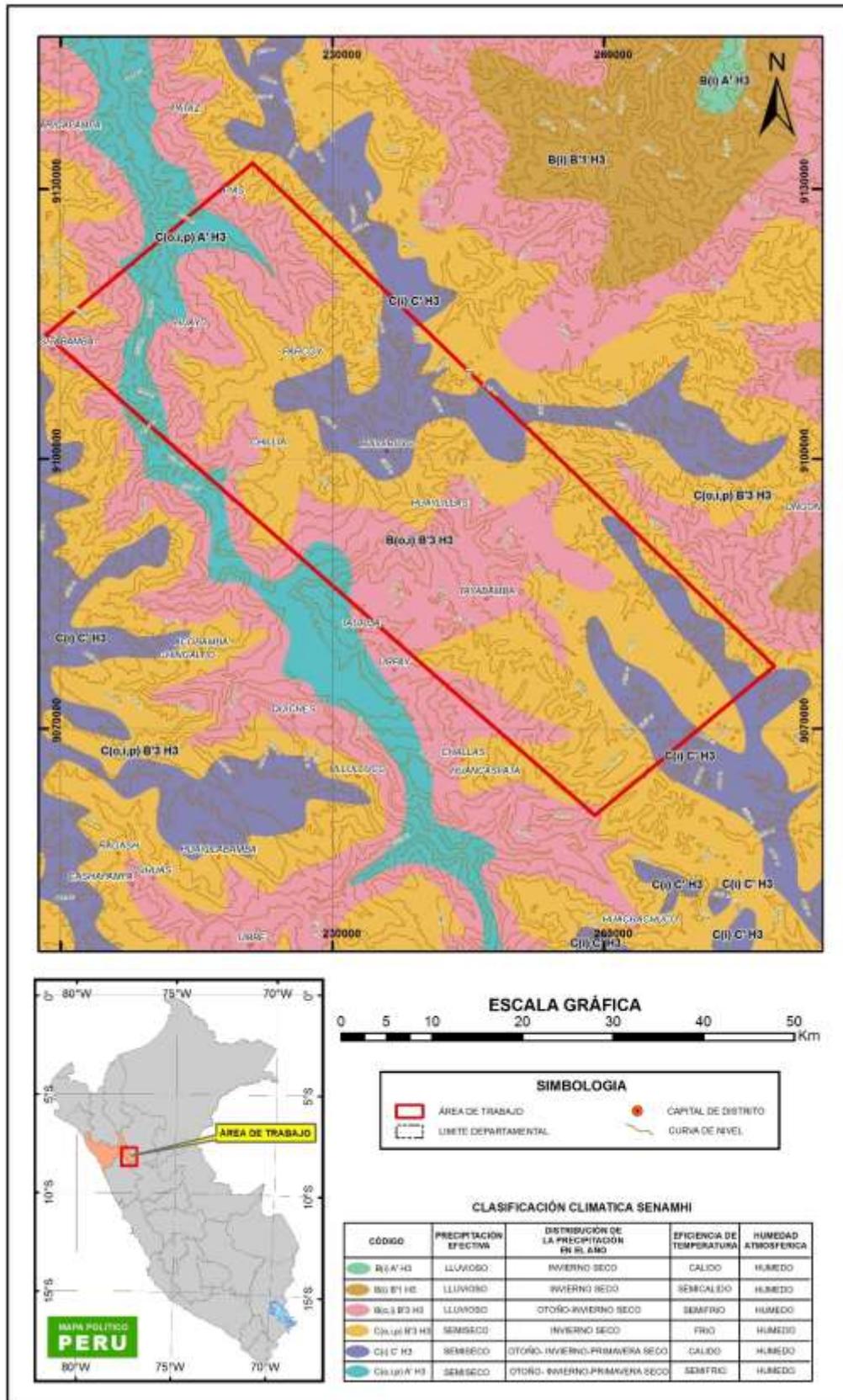


Figura 2,2: Mapa climatológico de la zona de estudio (Elaborado por L. Rodriguez).
* Fuente: SENAMHI, 2010.

2.4 Hidrografía

La zona de estudio es disectada por ríos, riachuelos y quebradas, pertenecientes a la vertiente del Océano Atlántico; en nuestro caso en gran parte se encuentra enclavada en la cuenca del alto Marañón, cuenca Alto Huallaga y en menor área en la cuenca Huayabamba, (*figura 2.3.*) la mayoría son tributarios de la vertiente derecha del río Marañón y en menor medida tributarios del río Huallaga, siendo el río Parcoy que desemboca en la Laguna Pias , el río Cajas y río San Miguel, que llegan a confluir en el río Marañón, los que cuentan con caudal permanente debido a que son alimentados de agua todo el año por la existencia de numerosas lagunas en sus nacientes, los demás son de poco caudal o esporádicos, poco recorrido y condicionados por las temporadas de lluvias en las partes altas, ya que aumentan su volumen en la época lluviosa (diciembre a marzo) y decrecen en la época de estiaje (abril-noviembre).

En torno a los principales ríos se asienta un importante porcentaje de población y se ubican las principales áreas agrícola y ganaderas, las cuales no son aprovechados por lo rustico de la infraestructura de riego, compuesta generalmente de acequias y represas pequeñas en mal estado de conservación y por carecer de proyectos de explotación acuícola.

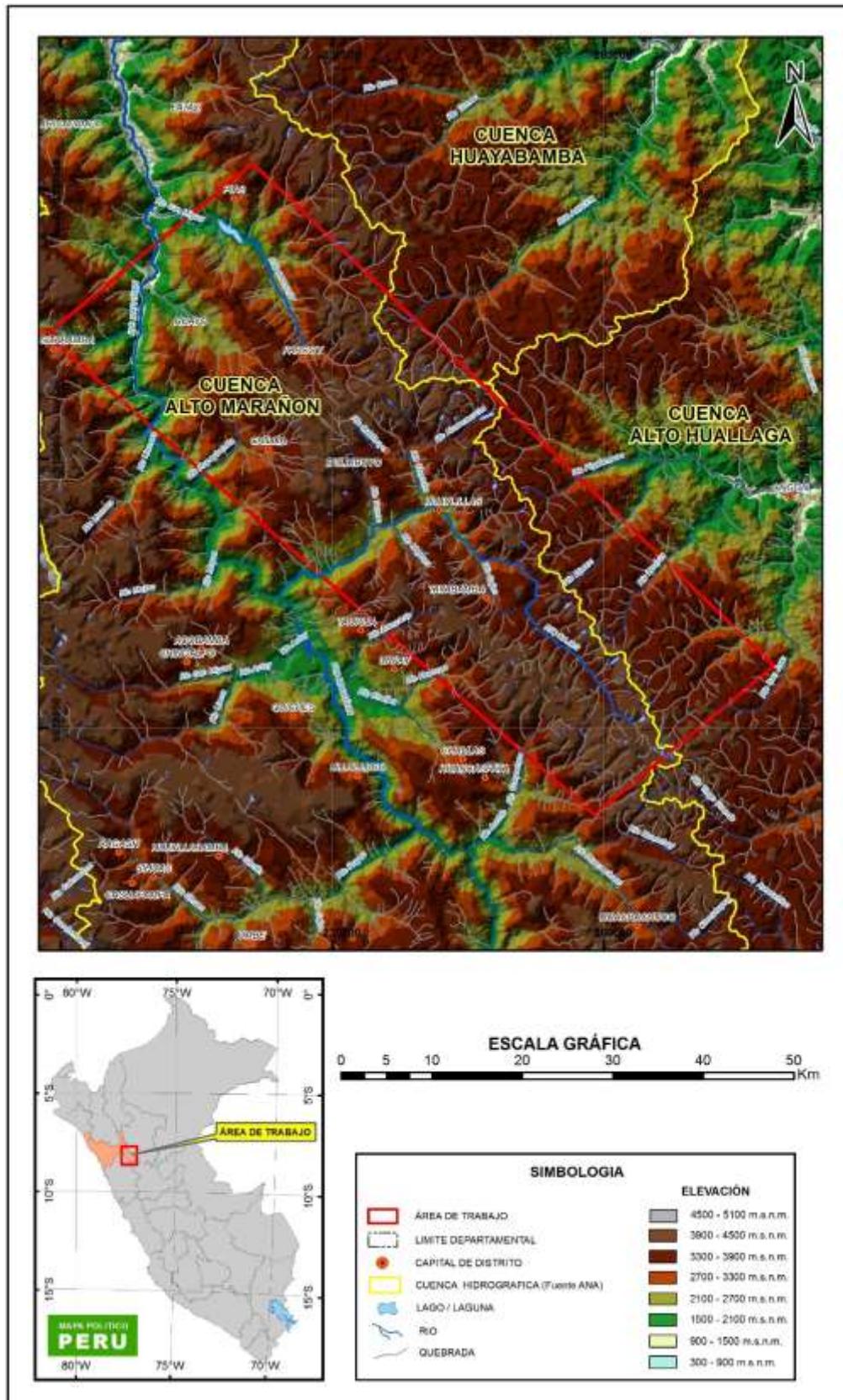


Figura 2,3: Cuencas hidrográficas ubicadas en la zona de estudio (Elaborado por L. Rodríguez).
 * Fuente: ANA, 2010.

2.5 Centros poblados y recursos humanos

Los centros poblados los constituye mayormente distritos que poseen varios caseríos. Entre los principales centros poblados que se encuentran en la zona de estudio tenemos: El poblado de Tayabamba, Buldibuyo, Chilia, Parcoy, Pias, y al Oeste el poblado de Sitabamba.

En estos poblados se desarrollan las principales actividades económicas y comerciales como son; principalmente se ha desarrollado una agricultura de auto consumo cultivándose papa, oca, mashua, ñuña, trigo, cebada y maíz, así como una escasa ganadería aprovechando los pastos naturales, salvo en Chilia donde se tiene ganado lechero es así que hay tres plantas de fabricación de queso.

La principal actividad económica en la zona es la minería, los pobladores se dedican a la minería artesanal e informal ya que la zona es eminentemente minera.

Las empresas mineras que proveen la mayor cantidad de trabajo son Minera Aurífera Retamas S.A., Consorcio Minero Horizonte y Compañía minera Poderosa. Estos centros poblados se han desarrollado alrededor de la actividad minera.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA REGIONAL

3.1. Geomorfología

El análisis de la imagen satelital y las observaciones realizadas en el campo nos ha permitido identificar a escala regional cuatro unidades geomorfológicas resaltantes, originados a lo largo del tiempo por diferentes procesos geodinámicos como la evolución tectónica, procesos erosivos y acumulativos, cuya extensión y ubicación se observa en la *figura 3.1* y se detalla a continuación:

3.1.1. Laderas de montaña en la Cordillera Occidental

Esta unidad se encuentra al Oeste de la zona de estudio, siendo conformada por varias cadenas de montañas subparalelas separadas por valles “V” con dirección andina, y que a su vez se encuentra disectada por numerosos ríos y quebradas que desembocan al río Marañón; esta zona en su mayoría está cubierta por vegetación natural, pastos naturales, afloramientos rocosos y pocas áreas por actividad agrícola.

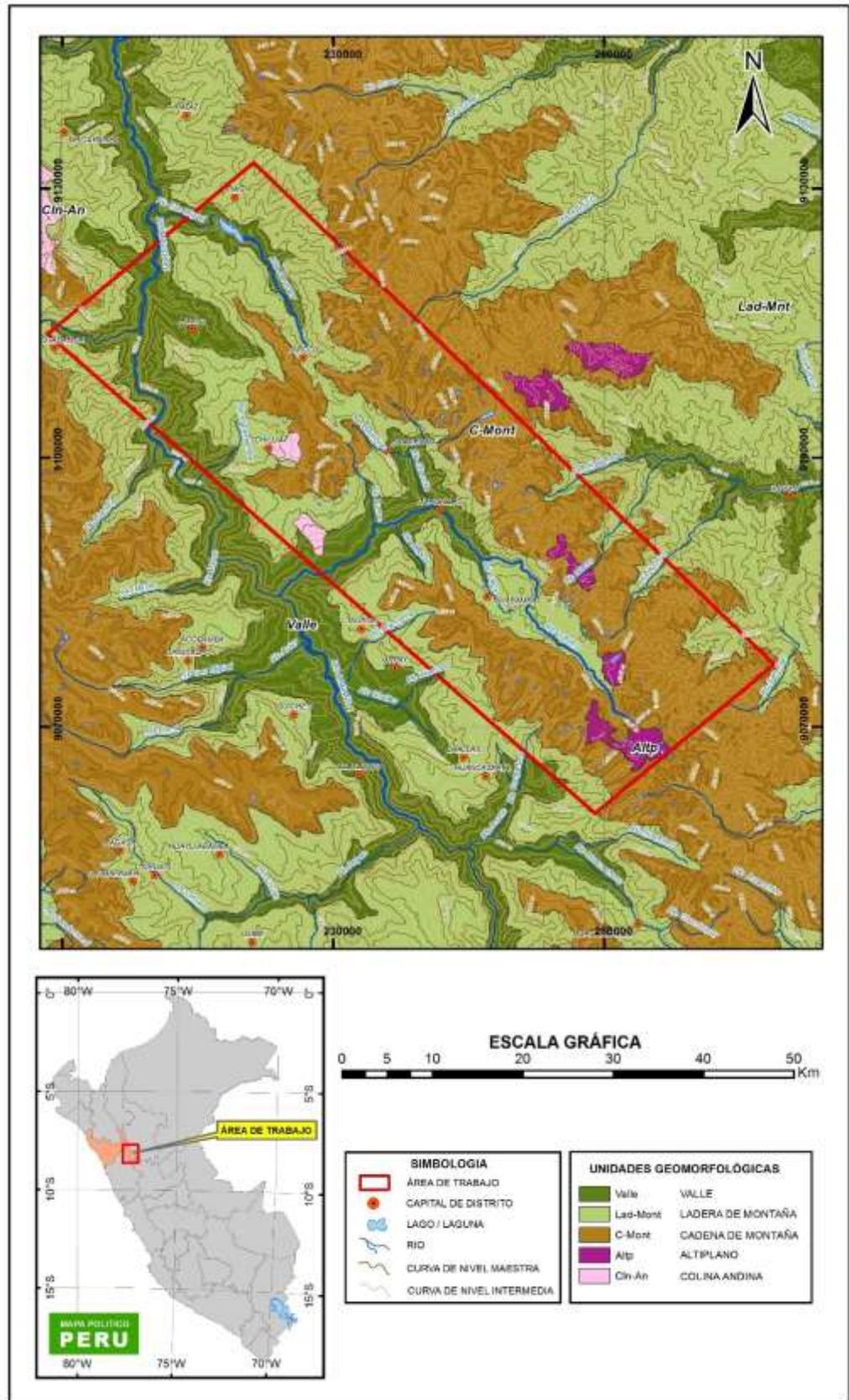


Figura 3,1: Mapa geomorfológico de la zona de estudio (Elaborado por L. Rodríguez, 2021).
 * Fuente: Base topográfica IGN 2018.

Este segmento de la Cordillera Occidental se encuentra constituida por rocas sedimentarias del Cretácico, con altitudes que alcanzan los 4800 m s.n.m. y una morfología glacial (circos glaciares, lagunas y depósitos morrénicos) que van disminuyendo hasta la depresión formada en el valle del río Marañón a los 1500 m s.n.m.

Estructuralmente esta unidad se encuentra controlada por fallas longitudinales con rumbo andino, que a su vez controla el curso de los ríos y quebradas y un segundo sistema de ríos y quebradas con fallas transversales a las fallas longitudinales cuyos valles se presentan encañonados en forma de "V" con pendientes empinadas que fluctúan entre 50% y 75% drenando sus aguas hacia el río Marañón, colector principal hacia la vertiente del Atlántico.



Figura 3,2: Vista Norte del valle río Marañón (Cerro San Isidro – Sitabamba).

* Fuente: Elaboración propia.

3.1.2. Valles

El valle del Marañón es importante ya que se toma como el límite referente entre las cordilleras Occidental y Oriental, es un valle longitudinal de traza sinuosa

de rumbo andino, tomando un rumbo de Sur a Norte en el extremo Norte del área de estudio y que alcanza cotas cercanas a los 3000 m, entre las cumbres de las cordilleras y el fondo del río (etapa de cañón), sus laderas presentan una pendiente en promedio de 25% a 35% (*figura 3,2*) y formando en algunos casos depósitos aluviales (pequeñas terrazas) que son aprovechadas para el cultivo de diferentes productos.

En general, el valle del río Marañón configura una depresión tectónica donde se exponen secuencias litoestratigráficas que van de un basamento Neo-Proterozoicas formado por rocas metamórficas del Complejo del Marañón, sobreyacidas por secuencias Paleozoicas (Formación Contaya, Grupo Ambo, Mitu), secuencias Jurásicas calcáreas (Grupo Pucara), terminando por una cobertura Cretácica ubicándose topográficamente en cotas bajas y en las partes altas de las laderas formando altas cumbres fuertemente deformada con pliegues apretados y con corrimientos por fallas inversas de bajo ángulo.

3.1.3. Cordillera Oriental

La mayor parte del área de estudio se encuentra en la Cordillera Oriental, conformada por un macizo rocoso cuyo núcleo está formado por rocas metamórficas del Complejo Marañón y rocas de edad Paleozoicas y Triásico - Jurásico, conforman una cadena montañosa divisoria de aguas entre los ríos Marañón y Huallaga. Tiene una dirección andina con valles intercordilleranos longitudinales de corto recorrido como son el valle del río Cajas y del río Parcoy, principalmente (*figura 3,3*), controlados por el sistema estructural de la zona como son las fallas longitudinales.

Esta cordillera presenta altitudes entre los 3500 m s.n.m. hasta los 4600 m s.n.m. con cumbres agrestes y picos elevados, donde se encuentran circos glaciares con lagunas que son las nacientes de valles glaciofluviales y valles en forma de "U",

que en muchos casos se encuentran colgados y son las nacientes de los valles que confluyen a los ríos Marañón y Huallaga.



Figura 3,3: Vista al poblado de Buldibuyo al Oeste se observa la cadena montañosa de la Cordillera Oriental.

* Fuente: Elaboración propia.

En el área de estudio también podemos observar las siguientes geoformas en la Cordillera Oriental:

- **Altiplanicie**

Presenta una topografía poco accidentada emplazada en una altitud que fluctúa entre los 3800 a 4300 m s.n.m. y destacan 2 tipos: una altiplanicie fuertemente inclinada, de superficie con ligeras ondulaciones, con una pendiente entre 4% y 8%, litológicamente conformada por rocas sedimentarias y volcánicas; y una altiplanicie moderadamente inclinada cuya superficie presenta mayores ondulaciones, con una pendiente de 8% a 15%, constituida litológicamente por depósitos fluvio-glaciares y lagunares.

- **Colina andina**

Colinas con relieve que van desde pendientes suaves a moderados, en este caso ubicados paralelo al río Marañón y se encuentra comprendida desde los 2500 a 3900 m s.n.m.

3.1.4. Laderas de montaña en la Cordillera Oriental

Esta unidad morfoestructural se encuentra al lado Este de la zona de estudio, es la continuación de las altas cumbres de la Cordillera Oriental, se presenta como una superficie cordillerana disectada. En general, presenta un relieve accidentado, con pendientes abruptas, disectada por valles glaciares para dar paso a valles en “V” que evidencian una etapa juvenil, con rumbo NE, presentan una fuerte erosión vertical y escarpas pronunciadas subverticales cuyos ríos confluyen al río Huallaga. Sus altitudes llegan a los 3500 m s.n.m. descendiendo hacia el Este hasta los 2500 m s.n.m.

3.2. Estratigrafía

En la zona de estudio se ha reconocido de Este a Oeste una gruesa secuencia volcánica-sedimentaria, de más de 5000 m, que está distribuida formando continuos y amplios afloramientos de dirección NW-SE, las mismas que presentan características propias y algunas de las cuales son buenas receptoras de mineralización (*figura 3,4*).

Regionalmente la zona al Este de del río Marañón (Cordillera Oriental) ha sido estudiada por diversos investigadores que han propuestos sus propias columnas litoestratigráficas. (*Inédito INGEMMET 2006-Tabla 3,1*)

En el presente trabajo se ha seguido la columna litoestratigráfica (*figura 3,5*) propuesta por INGEMMET, 2006.

Tabla 3,1: Síntesis estratigráfica propuestas por diversos investigadores en la zona de estudio.

	WILSON Y REYES 1964	W. SCHREIBER 1989	A. SANCHEZ F. 1995	Y. HAEBERLIN 2002	INGEMMET 2006
PLEISTO-HOLOCENO	Dep. Cuaternarios	Dep. Cuaternarios	Dep. Cuaternarios	Dep. Cuaternarios	Dep. Cuaternarios
PALEOGENO NEOGENO	Fm. Lavasen	Fm. Lavasen		Fm. Lavasen	
	Fm. Rosa	Fm. Chola		Fm. Chola	Fm. Chola
CRETACEO SUPERIOR			Fm. Chola Fm. Celendin Fm. Cajamarca Gpo. Quilquiñan Gpo. Pullucana		Fm. Celendin Fm. Cajamarca Gpo. Quilquiñan Gpo. Pullucana
CRETACEO INFERIOR	Fm. Crisnejas	Fm. Crisnejas	Fm. Parílambo Fm. Chulec Fm. Inca	Fm. Crisnejas	Fm. Parílambo Fm. Chulec Fm. Inca
	Gpo. Goyllarisquizga	Gpo. Goyllarisquizga	Gpo. Goyllarisquizga	Gpo. Goyllarisquizga	Fm. Goyllarisquizga
TRIASICO-JURASICO	Gpo. Pucara	Gpo. Pucara	Gpo. Pucara	Gpo. Pucara	Gpo. Pucara
PERMICO SUPERIOR	Grupo Miltu	Grupo Miltu	Grupo Miltu	Grupo Miltu	Grupo Miltu
PERMICO INFERIOR	Gpo. Copacabana		Gpo. Copacabana	Gpo. Copacabana	Gpo. Copacabana
PENSILVANIANO			Fm. Lavasen		
MISSISSIPIANO	Grupo Ambo	Grupo Ambo	Grupo Ambo	Grupo Ambo	Grupo Ambo Fm. Lavasen M. Rio Abiseo M. Rulbarbos M. Abra Ventanas M. Coben M. Aricapampa M. Chinacpampa
DEVONICO SUPERIOR					Fm. Tres Lagunas
ORDOVICIANO	Fm. Contaya	Fm. Contaya	Fm. Contaya	Fm. Contaya	Fm. Contaya
CAMBRIANO				Fm. Vijus	Fm. Macno
NEOPROTEROZOICO	Complejo Maraón	Complejo Maraón Metavolcanicas Filitas	Complejo Maraón	Complejo Maraón	Complejo Maraón

* Fuente: INGEMMET, 2006.

Crono-estratigráficamente, las secuencias litoestratigráficas van del Neo-Proterozoico y Cámbrico conformado por filitas, esquistos gris-verdosos y gneis del Complejo Maraón, las cuales han sido fuertemente plegadas y deformadas, alrededor de los 480 Ma por la tectónica Famatiniana que produce además, un fuerte metamorfismo (Haeberlin *et al.*, 2002; Chew *et al.*, 2005); luego se tiene una secuencia de lutitas y pizarras denominada Formación Macno (Cámbrico-Ordovícico inferior), seguida por unas secuencias turbidíticas plegadas compuestas por lutitas, pizarras con fósiles (graptolites) y algunos niveles de areniscas de grano fino del Ordovícico medio (Wilson y Reyes, 1964); suprayaciendo a esta unidad se encuentra una secuencia de lavas de naturaleza básica (Devónico superior) la cual fue definida en los trabajos de cartografiado realizados por el INGEMMET, (2005) como la Formación Tres Lagunas y en las cuales descansan las secuencias que conforman el basamento del Grupo Ambo (Carbonífero inferior), conformado por secuencias

sedimentarias (conglomerados con clastos de cuarzo y esquistos micáceos en matriz areniscosa) en la base y pelitas laminadas intercaladas con niveles volcánicos en el tope de la Formación Lavasen durante el Mississipiano.

En el Pérmico inferior, se evidencian secuencias de areniscas verdes intercaladas con limolitas y calizas del Grupo Copacabana, que antecede a la secuencia de conglomerados, areniscas y tobas rojizas correspondientes al Grupo Mitu hasta el Triásico.

Respecto a la cobertura Mesozoica se encuentra conformada en la base por la secuencia de rocas calcáreas del Grupo Pucara (Triásico superior – Jurásico inferior), la secuencia silíco clástica del Grupo Goyllarisquizga (Cretáceo inferior), las secuencias de calizas de las Formaciones Chulec-Pariatambo (Cretáceo inferior), el Grupo Pulluicana, las Formaciones Cajamarca y Celendín (Cretáceo superior); culminando con la secuencia de sedimentos de la Formación Chota (Cretáceo superior-Paleógeno)

Finalmente, la presencia de depósitos morrenicos, fluvio-glaciares, aluviales y coluviales evidencian la actividad sedimentaria más reciente.

ERÁTEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA	COLUMNA ESTRATIGRAFICA	DESCRIPCION		
CENOZOICO	CUATERNARIO	RECIENTE	DEPÓSITOS ALUVIALES		Conglomerados polimicticos desleznales, clastos heterogéneos en matriz arenolimsa		
			DEPÓSITOS FLUVIOGLACIARES		Clastos subangulosos en matriz limoarenosa.		
			DEPÓSITOS MORRENICOS		Areniscas rojas de poca resistencia, intercaladas con lodolitas y conglomerados rojizos.		
MESOZOICO	PALEOGENO		FM. CHOTA		Intrusivos del Eoceno (Stocks de Huayo, Quisuar y Miramar)		
			CRETÁCEO		SUPERIOR	FMS. JUMASHA-CELENDIN	Calizas de estratificación gruesa color gris con margas y arcillas calcáreas al tope
					FM. CRISNEJAS	Calizas intercaladas arcillas calcáreas y margas color crema a pardo claro generalmente en capas delgadas.	
			INFIOR		FM. FARRAT	Secuencia de areniscas blancas friables de grano medio a grueso, algo conglomerádicas en la base, calcáreo en la parte intermedia, con intercalaciones de limoarcillitas y areniscas en la parte superior.	
					FM. CARHUAZ		
					FM. SANTA		
	FM. CHIMU						
	TRÁSICO	JURÁSICO	INF.	FM. CONDORSINGA	Discordancia (Deformación Nevadiana)		
		SUP.	FM. ARAMACHAY				
	PALEOZOICO	PERMICO	SUP.	GPO. MITU	Discordancia (Deformación Finihercinica)		
				INF.		GPO. COPACABANA	
		CARBONIFERO	SUP.	GPO. AMBO		Areniscas y conglomerados intercalados con niveles de volcánicos riolíticos y lodolitas rojizas.	
INF.						Intrusivos del Paleozoico superior (Batolito de Pataz Granodiorita Muñancapata)	
ORDOVICICO		MED.	FM. CONTAYA		Discordancia (Deformación Eohercinica)		
					INF.	Principalmente filitas, lutitas pizarrosas y pizarras laminares de color gris oscuro intercalado con niveles delgados de cuarcitas.	
CÁMBRICO			FM. MACNO		Metarenisca, cuarcitas, pizarras, esquistos y metalutitas.		
					Intrusivos del Paleozoico inferior (Granito gneisificado del Maraón, Granito Quebrada Valdivia)		
NEOPROTEROZOICO				ESQUISTOS		Esquistos micáceos gris a gris verdosos.	
				COMPLEJO MARAÓN		Gneises graníticos con micas, cuarzo y plagioclasas cortados por venillas de cuarzo y ocasionalmente por diques pegmatíticos.	
	GNEISS						

Figura 3,5: Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio (modificada de Boletín N°60)

* Fuente: INGEMMET, 2006.

3.2.1 Precámbrico

La base de la columna estratigráfica de la región corresponde a rocas metamórficas que conforman un macizo estructural núcleo de la Cordillera Oriental que se extiende a manera de una franja continua con dirección NW-SE y que fue descrito por Wilson J. y Reyes L. (1964) en el cuadrángulo de Pataz a la que denominaron Complejo Marañón.

- **Complejo Marañón**

Se encuentra constituida por rocas metamórficas de origen sedimentario, volcánico y plutónico que muestra mayormente facies de esquistos verdes a anfibolita de bajo grado (Sánchez, 2006).

En el área de estudio se ha reconocido conformando las laderas del río Marañón y con afloramientos aislados que se presentan en las márgenes del río Cajas y Parcoy, los contactos entre ellas son difíciles de precisar, pudiendo determinar dos tipos de unidades litológicas como son; esquistos y gneis esquistosos, los esquistos son los más abundantes, presentan una tonalidad gris verdosa y los gneis esquistosos una tonalidad gris claro siendo estos paragneis.

Los esquistos son de cuarzo y micas mayormente, plagioclasas y granate con algunas segregaciones de cuarzo lenticular (augen) y bandas paralelas a la esquistosidad de cuarzo (*figura 3,6 y 3,7*). Los paragneis, el protolito original es sedimentario, están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, biotita, granate, con una textura pórfidoblastica.

Las relaciones de contacto con unidades inferiores no se conocen, pero en la zona de estudio se encuentra suprayacida por la Formación Macno, por lavas basálticas de la Formación Tres Lagunas, en algunos parajes esta suprayacida por el Grupo Ambo y el Grupo Mitu.

De acuerdo con las características observadas en esta unidad se deduce que, en el área de estudio, aflora el nivel medio y superior del Complejo del Marañón, que han sido afectados por un metamorfismo regional de baja presión por los diferentes eventos tectónicos. Por su posición, que infrayace a las unidades del Paleozoico inferior, grado de deformación y mineralogía relacionada a procesos de metamorfismo regionales que han afectado estas rocas, así como por las dataciones efectuadas (Stewart, J. et al., 1974 y Dalmayrac, B., 1988) en la zona de Huánuco con edades que oscilan entre 1800 - 600 Ma. Así mismo en el Perú central, Mégard, (1978), Dalmayrac et al., (1980) han obtenido edades U/Pb entre 630 y 610 Ma., en gneis, por lo que se le asigna al Neo Proterozoico.



Figura 3,6: Vista de afloramientos de esquistos del Complejo del Marañón con bandas de cuarzo de segregación entre los esquistos y en tramos "Augen". (Paraje San Juan – Huarimarca-Sur Tayabamba).
* Fuente: Elaboración propia.

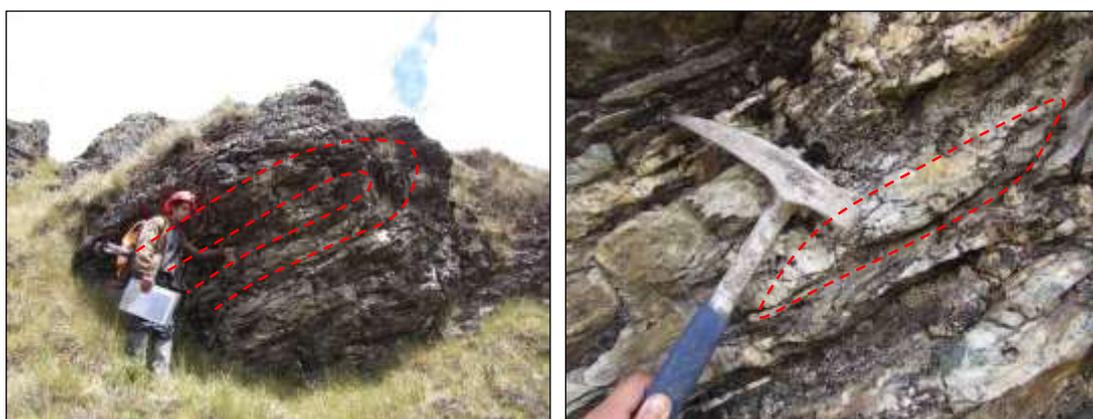


Figura 3,7: Vista de plegamientos y cuarzo de segregación en el Complejo Marañón (C° Icuero – Tomac-Tayabamba).

* Fuente: Elaboración propia.

Dependiendo del tipo de roca presentan una morfología variada, las secuencias metavolcánicas presentan zonas escarpadas y abruptas mientras que, en las secuencias de facies de esquistos, mica esquistos y esquistos con grafito, en general presentan una morfología suave.

3.2.2 Paleozoico inferior

- **Formación Macno**

Formada por una secuencia metasedimentaria, fue definida por INGEMMET, 2005 en los trabajos geológicos del proyecto GR-5. Anteriormente formaba parte del Complejo del Maraón. En dicho trabajo se levantó una columna estratigráfica donde se reconoció la base y techo de esta unidad en la localidad de Macno.

Esta secuencia aflora a lo largo de la trocha carrozable entre Bella Aurora y el río San Miguel estimándose un grosor aproximado de 2000 m y donde se observa escarpas pronunciadas en las laderas de dicho río.

Las secuencias estratigráficas presentan una coloración gris oscura a verdosa estando constituidas por areniscas de grano medio a grueso, en estratos gruesos e intercalados con delgados niveles de metapelitas oscuras y micro conglomerados de coloración verdosa en la parte inferior. En la parte media a superior disminuye las secuencias de meta-areniscas incrementándose secuencias pelíticas pizarrosas.

En general, muestra todavía una estratificación con una esquistosidad incipiente, por la deformación regional.

Esta unidad por suposición estratigráfica sobre el Complejo del Maraón y debajo de la Formación Contaya, se le asigna una edad entre el Cámbrico y el Ordovícico.

- **Formación Contaya**

Esta unidad fue definida por Newell y Tafur (1943) en la región de Contamana donde describen una secuencia de pizarras oscuras que afloran en los cerros Contaya, provincia de Ucayali.

Es una unidad pelítica que forma relieves suaves y suelos oscuros como se presenta sus afloramientos en los alrededores del poblado de Chilia (*figura 3,8*) y al Oeste de Tayabamba.

Está conformada por limoarcilitas con textura lutacéa, pizarras negras a gris oscuras con laminación interna y capas delgadas, intercaladas con delgadas capas de cuarcitas. También presenta esporádicos niveles de areniscas arcosas negras de grano fino en capas delgadas.

Los niveles pelíticos presenta pirita singenética, que al oxidarse presentan una pátina de limonita, así mismo presentan una leve esquistosidad.



Figura 3,8: Vista al NE de los afloramientos de la Formación Contaya (SW de Chilia).

* Fuente: Elaboración propia.

Esta unidad presenta fauna de Graptolites en los niveles pelíticos, que indican una edad Llanvirviano al Ashgilliano del Ordovícico medio y fósiles que llegan hasta el Silúrico inferior.

- **Formación Tres Lagunas**

Esta unidad estuvo cartografiada como Complejo del Marañón y Formación Lavasen en el cuadrángulo de Pataz. Es definida en los trabajos de cartografiado regional por el INGEMMET, (2005).

Esta secuencia volcánica de coladas lávicas afaníticas con estructuras en almohadilla, con algunas intercalaciones de pelitas y areniscas, que se presenta en el extremo occidental de la Cordillera Oriental, buenas exposiciones se tienen en el paraje de Tres Lagunas (camino al abra Ventanas) de donde toma el nombre esta unidad litoestratigráfica. Se extiende ampliamente al Norte de la zona entre Llacuabamba y las Tres Lagunas, en el abra Ventanas, al Sur afloramiento aislado en las laderas del río Cajas (*figura 3,9*) y al Norte entre Chigualen y Pias.

Las exposiciones de esta unidad litoestratigráfica presenta una coloración gris oscura a verdosa, una morfología abrupta formando escarpas bien pronunciadas.

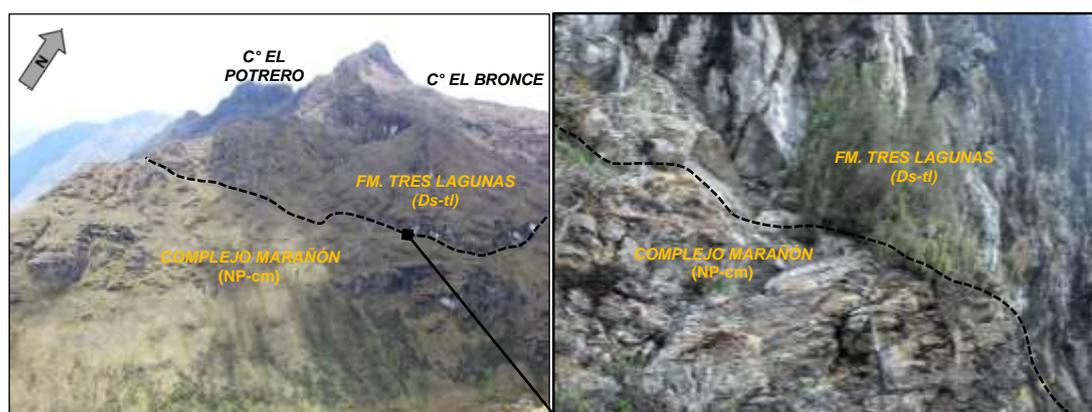


Figura 3,9: (Izq.) Fm. Tres Lagunas suprayaciendo al Complejo Marañón, (Der.) Detalle contacto Tres Lagunas-Complejo Marañón (cerro El Potrero-Tomac-Tayabamba)

* Fuente: Elaboración propia.

Litológicamente son lavas de naturaleza basáltica con estructura en almohadillas, de color gris verdoso (*figura 3,10*), con intercalaciones de hialoclastitas y delgados niveles de vulcano-sedimentarios, aglomerados, algunos conglomerados y rocas vulcano-clásticas verdosas, yacen discordantemente sobre rocas metasedimentarias y metamórficas; infrayaciendo a una sucesión de areniscas, pelitas y rocas volcanoclásticas subaéreas que se han considerado como Grupo Ambo, por su posición estratigráfica se le considera de edad Devoniano superior.



Figura 3,10: (Izq.) Estructuras almohadilladas de la Fm. Tres Lagunas, (Der.) Vesículas de desgasificación (cerro Monserrat-Tomac-Tayabamba).

* Fuente: Elaboración propia.

Petrográficamente estas rocas basálticas, generalmente muestran sus texturas algo disturbadas, también se puede notar esquistosidad poco definida en determinados niveles muy delgados.

Asociado a esta unidad se encuentran diques microdioríticos, andesíticos, dacíticos y riolíticos, los primeros con textura hipidiomórfica equigranular, constituidos por plagioclasas alteradas a arcillas y piroxenos alterados a cloritas, los minerales opacos se encuentran diseminados; mientras que los otros diques son de textura porfirítica. Estos diques tienen una firma geoquímica típica de un marco tectónico de subducción y posiblemente estén asociados al Batolito de Pataz y los volcánicos de Formación Lavasen.

3.2.3 Paleozoico superior

- **Grupo Ambo**

Esta unidad ha sido descrita y denominada por Newell *et al.*, (1949), como una secuencia constituida por areniscas y limoarcilitas carbonosas y tobas retrabajadas en la localidad de Ambo.

Se encuentra expuesta ampliamente en la carretera cerca al caserío de Nueva Esperanza, en las partes altas del poblado de Llampao y en las partes altas del caserío de Nunamarca, al Este del poblado de Chilia. Sus afloramientos se presentan de manera elongada con rumbo NW-SE, constituidos mayormente por limoarcilitas oscuras con tonalidad verdosas en capas medias a delgadas, limoarcilitas carbonosas y esporádicos niveles de carbonosos con pirita singenética.

La parte inferior areniscas finas oscuras y de tonalidad verdosa en capas gruesas. En la base se tiene un conglomerado de tonalidad verdosa con clastos heterométricos y polimícticos como se aprecia cerca al caserío de Nueva Esperanza. Sus afloramientos tienen una morfología moderada de suaves lomadas y laderas, que se presenta en las partes altas.

En esta unidad litoestratigráfica la sedimentación ha sido marino como continental (Sánchez A., 2006) así mismo se ha encontrado en la parte superior de las secuencias niveles volcánicos lávicos y piroclásticos.

El Grupo Ambo por su posición estratigráfica y la abundante flora encontrada en las secuencias pelíticas se le asigna al Carbonífero, presentándose cerca al poblado de Chilia en aparente discordancia a la Formación Contaya y subyace al Grupo Mitu en igual relación (*figura 3,11*).

En las altas cumbres de la Cordillera Oriental hacia el Este se observa esta intercalación de sedimentos y niveles volcánicos, suprayaciendo la secuencia volcánica piroclásticas de la Formación Lavasen.

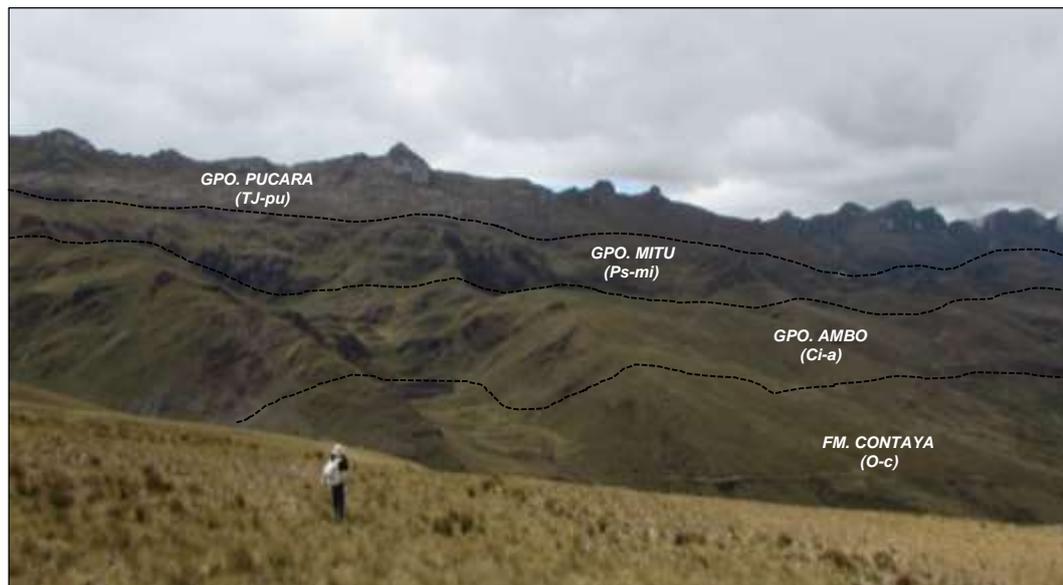


Figura 3,11: Afloramientos de la Formación Contaya, Grupos Ambo, Mitu y Pucara (vista al Este - cerro Las Lajas-Chilia).

* Fuente: Elaboración propia.

- **Formación Lavasen**

Inicialmente fue denominada por Wilson J. y Reyes L. (1964) a una secuencia piroclásticas de composición dacítica a riolítica, que aflora en la quebrada Lavasen, asignándola al Oligo-Mioceno. En el trabajo de cartografiado en el cuadrángulo de Bolívar (INGEMMET, 1996) observa que esta unidad se encuentra debajo de las capas rojas del Grupo Mitu, asignándolas al Permo-Carbonífero.

Esta unidad toma el nombre de la localidad tipo ubicada al NE de Pias y el río Capellania, en el sector nororiental del cuadrángulo de Pataz, donde se encuentra una gruesa secuencia de rocas volcánicas piroclásticas moderadamente deformadas.

Se caracteriza por presentar un relieve muy agreste formando escarpas y farallones, así como bancos macizos que forman pendientes verticales. Se presenta extensamente formando las cumbres de la cadena montañosa y divisoria de aguas entre las cuencas del Río Marañón al Oeste y el río Huallaga al Este.

Litológicamente está constituida por depósitos piroclásticos: tobas dacíticas a riolíticas y en menor proporción brechas y tobas andesíticas.

Presenta esporádicos niveles de depósitos lávicos andesíticos, con estructuras almohadilladas, manifiestan un emplazamiento subacuoso, relacionado a un ambiente marino someros y depósitos piroclásticos (tobas brecha, tobas de ceniza, lapillis acrecionales y flujo de escombros), coladas lávicas, permiten establecer un ambiente continental. Limoarcilitas con presencia de restos de plantas (llanuras de inundación), intercaladas con areniscas cuarzo-feldespáticas volcanogénicas y limos, nos permiten determinar un ambiente lagunar de manera intermitente, asociadas a cuencas de intra-arco. En estos niveles se han encontrado restos de plantas que reportan edades correspondientes al Carbonífero (INGEMMET, 2005).

En la zona de estudio la Formación Lavasen se ubica de manera de una franja paralela al lineamiento NW del Batolito de Pataz, presenta afloramientos al Norte de Pias, por el Sur, al Este de Tayabamba, en el cerro Pagrasho, donde la Formación Lavasen sobreyace en discordancia sobre el Complejo del Marañón, Batolito de Pataz y al Grupo Ambo e infrayace en discordancia angular al Grupo Mitu y a las areniscas del Grupo Goyllarisquizga. Su mejor expresión la encontramos en la zona del Cerro Torrera cerca de la laguna Huascacocha y en la zona de penetración hacia el Abiseo por el abra Ventanas, se han encontrado flujos brechoides y aglomerados volcánicos. Por sus relaciones de contacto se le ubica entre Permo-Carbonífero (*figura 3,12*).

El estudio estratigráfico, petrográfico y geoquímico (INGEMMET, 2005) efectuado en la Cordillera Oriental del Norte del Perú muestra claramente etapas efusivas iniciales y una actividad explosiva en los estadios finales de su evolución en cuyas intermitencias volcánicas se produjo una sedimentación continental correspondiente al Grupo Ambo (Carbonífero inferior) siendo este criterio en la actualidad el único medio de datación de ésta unidad volcánica, y es de esta manera que la Formación Lavasen se le incluye dentro del Grupo Ambo.



Figura 3,12: Afloramientos de rocas piroclásticas de la Formación Lavasen (Vista al Norte laguna Conoco - Este de Buldibuyo).

* Fuente: Elaboración propia.

- **Grupo Mitu**

Esta unidad fue definida inicialmente por Mc Laughlin D. (1924), en el distrito Minero de Morococha. Posteriormente fue elevada a la categoría de Grupo Newell, Chronic y Roberts (1949) asignándole una edad de Pérmico superior

El Grupo Mitu de origen continental y naturaleza clástica aflora en la carretera a Buldibuyo (Norte de Macull), cerca de Llampao y en las partes altas al Este de Chilia. Se encuentra constituida mayormente por capas gruesas de areniscas

líticas y feldespáticas con intercalaciones en la parte superior de limoarcilitas y lodolitas en capas medias a delgadas.

Esta unidad sobreyace al Grupo Ambo en discordancia angular y debajo de las calizas del Grupo Pucara, también en discordancia angular (*figura 3,13*). De acuerdo con su posición estratigráfica, se asume que esta unidad se formó durante el Pérmico.



Figura 3,13: Afloramiento de areniscas del Grupo Mitu en contacto con areniscas del grupo Ambo (Vista a la quebrada Taullis- Macull - NE de Buldibuyo).

* Fuente: Elaboración propia.

3.2.4 Triásico – Jurásico

- **Grupo Pucara**

Mc Laughlin (1924) denomina así a esta secuencia calcárea, posteriormente Megard F. (1968) la divide en tres formaciones que son Chambará, Aramachay y Condorsinga.

Esta unidad aflora ampliamente entre Chilia y Llampao conformando una estructura sinclinal, al Sur forma los flancos de una estructura anticlinal fallada, también tiene buena exposición en el corte de carretera del río Cajas hacia el río Marañón a la altura de Huaylillas donde el río Cajas corta la estructura anticlinal perpendicularmente observándose al Grupo Pucara en toda su dimensión. En la

parte media del área de estudio se presenta formando los cerros Cuchilla de Shallas, Cushuro, Alto Punta y Agua del Obispo, donde aflora a manera de franjas alargadas, así como en la parte alta del cerro Ventanas al Norte de Huaylillas donde conforma estructuralmente el flanco de un anticlinal.

Morfológicamente una particularidad por la litología que la conforma es el relieve kárstico formando pequeñas dolinas.

En la zona de estudio el Grupo Pucara se presenta indiviso por el delgado grosor que presenta, no han desarrollado las tres formaciones que la conforman, debido a que la zona era un ambiente litoral, por lo que se acuña en lo que fue el alto estructural del Marañón, una zona emergida de la cuenca.

Litológicamente es una secuencia monótona de calizas gris claras, micríticas con nódulos de sílice discoidales de tonalidad clara, en capas medias a gruesas en tramos silicificadas, intercaladas en su parte media con esporádicos niveles delgados de limoarcilitas, en la parte superior calizas grises con tonalidad azulina a oscuras algo bituminosas.



Figura 3,14: Vista del contacto de los Grupos Mítu y suprayaciendo el Grupo Pucara con ocurrencia de mineralización (Vista al Este - Cerro Grande - SE de Chilia).

* Fuente: Elaboración propia.

De acuerdo con la abundante fauna encontrada en diversas zonas, se le asigna una edad correspondiente al Triásico superior - Jurásico inferior.

3.2.5 Cretácico inferior

- **Grupo Goyllarisquizga**

Esta unidad fue definida por Mc Laughlin (1924) a una secuencia silico clástica de areniscas y niveles pelíticos y posteriormente Jenks (1951) la denomina Formación Goyllarisquizga; Benavides (1956) describe con este nombre a unas areniscas cuarzosas masivas, con estratos bien definidos con estratificación cruzada, con secuencias de limoarcilitas y niveles de carbón.

La zona de estudio se encuentra en lo que fue el margen litoral, limite Este de la cuenca occidental, por lo que esta unidad en la zona de estudio no ha desarrollado sus cuarto formaciones, Chimú, Santa Carhuaz y Farrat, por lo que se le ha cartografiado como Grupo Goyllarisquizga indiviso con un grosor que no sobrepasa los 100 m.

Esta unidad aflora a manera de franjas delgadas y alargadas. Presenta buenos afloramientos en la confluencia de las quebradas río Negro y El Chorro por donde pasa la trocha hacia el caserío a Nueva Esperanza, en el corte de la trocha carrozable del poblado de Huaylillas hacia el río Marañón, a lo largo del río Cajas, donde la trocha corta perpendicularmente una estructura anticlinal formada por unidades desde el Paleozoico hasta el Cretácico exponiéndose bastante bien este grupo y sus contactos con las unidades suprayacentes e infrayacentes. Al Norte de la Laguna Pias aflora esta unidad donde también presenta buenos afloramiento. Los afloramientos paralelos en la margen derecha del río Marañón aguas abajo se encuentran formando bloques hundidos que morfológicamente forman la depresión del valle del río Marañón.

Esta unidad es fácilmente reconocida por presentar una morfología que resaltar en el terreno a manera de escarpas de tonalidad clara amarillenta, formando suelos claros arenosos.

Litológicamente el Grupo Goyllarisquizga está formada por areniscas conglomerádicas, areniscas líticas, areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, en capas gruesas a masivas, intercalaciones esporádicas de limoarcilitas, limolitas en capas delgadas de tonalidad rojiza amarillenta, y niveles de limoarcilitas carbonosas.



Figura 3,15: Secuencia Cretácica nótese la concordancia del Grupo Goyllarisquizga, Formación Chulec-Pariatambo y el Grupo Pulluicana. (Vista al Sur Cerro Tampash – Chilia).

* Fuente: Elaboración propia.

- **Formaciones Chulec – Pariatambo**

Esta unidad se presenta bastante delgada, por encontrarse la zona de estudio en el borde de la cuenca occidental, se ha cartografiado como una sola unidad.

Mc Laughlin (1924) define estas dos unidades en el Perú central a una secuencia de calizas y pelitas en capas delgadas, inicialmente la define como miembro y posteriormente Benavides (1956) la eleva a la categoría de Formación.

Sus afloramientos son delgados y alargados con un relieve suave, como se observa al Oeste del río Cajas formando las partes altas de la ladera y en los alrededores de la Laguna Pias; así mismo presenta afloramientos en los cortes de carretera de Inchan a Llampao y en la confluencia de las quebradas río Negro y El Chorro, reconociéndose por su coloración crema, con una estratificación bien paralela y un suelo arcilloso.

Esta unidad está formada por calizas de tonalidad gris - beige con intercalaciones de limoarcilitas y arcillitas calcáreas en capas delgadas a medias. En la parte superior margas, limoarcilitas carbonosas con intercalación de calizas en capas delgadas y tabulares de tonalidad crema. Se encuentra suprayaciendo en concordancia al grupo Goyllarisquizga. Por su posición estratigráfica y fósiles encontrados en esta unidad se le asigna al Cretácico inferior. Suprayace en concordancia al Grupo Pulluicana.



Figura 3,16: Vista panorámica de los afloramientos de secuencias Cretácicas y depósitos de morrenas laterales al NE de Puente del Barro (NW de Buldibuyo).

* Fuente: Elaboración propia.

3.2.6 Cretácico superior – Paleógeno

- **Grupo Pulluicana**

El Grupo Pulluicana ha sido descrito en el valle de Cajamarca por Tafur I. (1950), donde ha reconocido calizas nodulares, en estratos gruesos. Presenta geoformas resistentes a la erosión formando escarpas bien pronunciadas de calizas macizas. Aflora formando franjas alargadas y delgadas de no más de 150 m, de grosor, en las partes altas de las laderas del río Cajas en el cerro Tampash y en los alrededores de la Laguna Pias se presenta formando zonas escarpadas.

Se encuentra constituida por calizas en estratos gruesos a macizos de tonalidad clara a crema con plano de estratificación ondulante. Esta unidad sobryace en concordancia a la Formación Pariatambo y en igual relación a las capas rojas de la Formación Chota.



Figura 3,17: Vista panorámica del cerro Ventanas, nótese la relación estratigráfica del Grupo Ambo, Grupo Mitu y Grupo Pucara en la parte alta, como parte del flanco de un anticlinal. (Vista al Este de Huaylillas).

* Fuente: Elaboración propia

Las calizas de este grupo se le correlaciona con las calizas de la Formación Jumasha del Perú central. Se ha encontrado una abundante fauna fósil por lo que se le asigna al Cretácico superior.

- **Formación Chota**

En las cercanías de la ciudad de Chota, Broggi J. (1942), describe una secuencia de areniscas de resaltante color rojizo. En este trabajo se le ha encontrado como remanentes aislados aflorando como núcleo de sinclinales apretados y fallados.

Se presenta formando relieves suaves redondeados, con suelos arcillosos de un resaltante color rojizo. Buenas exposiciones donde forman parte del núcleo de un sinclinal se presentan entre La Paccha y Buldibuyo, en el paraje de Gochapita al SE de Tayabamba y en las inmediaciones de la Laguna Pias.



Figura 3,18: Vista panorámica de las calizas del Grupo Pucara y las secuencias plegadas de la Formación Chota (Huarimarca-Tayabamba).

* Fuente: Elaboración propia.

Asu vez se encuentra constituido por limoarcilitas, lodolitas rojizas en capas medias a gruesas intercaladas con areniscas feldespáticas y líticas en capas gruesas de tonalidad rojo oscuro y algunos niveles de microconglomerados, en mayor proporción. Esporádicos niveles de areniscas tobáceas verdosas, conglomerados polimícticos hacia la base en una matriz de areniscas rojizas y en la parte superior priman mayormente niveles de limonitas y lodolitas rojizas, esporádicos niveles de areniscas rojizas.

En la zona de estudio esta unidad se presenta delgada de menos de 100 m, por la fuerte erosión sufrida. Suprayace al Grupo Pulluicana en discordancia.

3.2.7 Cuaternario

Cubriendo a las unidades antes mencionadas, en la zona de estudio se encuentran diferentes tipos de depósitos inconsolidados como son, morrenicos, fluvioglaciares, aluvionales, coluviales y fluviales formados por clastos en una matriz arcillosas, arenas, limos y arcillas sin estratificación, con diversos grados de cohesión compactación, como se pudo observar en la zona de Chilia una brecha calcárea compactada por la disolución del carbonato, formada por la erosión del Grupo Pucara.

Asimismo, la presencia de bofedales como en el abra Ventanas cerca de la zona de reserva del Abiseo y en algunas quebradas como Satata, la quebrada Seca y San Juan al SE y Sur de Tayabamba respectivamente, los cuales son aprovechados para la crianza de animales.



Figura 3,19: Vista panorámica de depósitos morrenicos y el bofedal laguna Tapada (Quebrada Seca) ubicados entre las unidades Tres Lagunas y Complejo Marañón (Vista al Oeste Cerros Monserrat y El Potrero -Tomic-Tayabamba).

* Fuente: Elaboración propia.

3.3. Rocas ígneas

El magmatismo a lo largo de la Cordillera Oriental ha sido poco estudiado salvo estudios puntuales mayormente relacionado a yacimientos de Pataz, Parcoy y cerro El Gigante, reconocidos en la zona y los últimos años estudios de tesis doctorales relacionados a la petrogénesis y mineralización de los yacimientos relacionados al Batolito de Pataz (figuras 3,20-3,21-3,22).

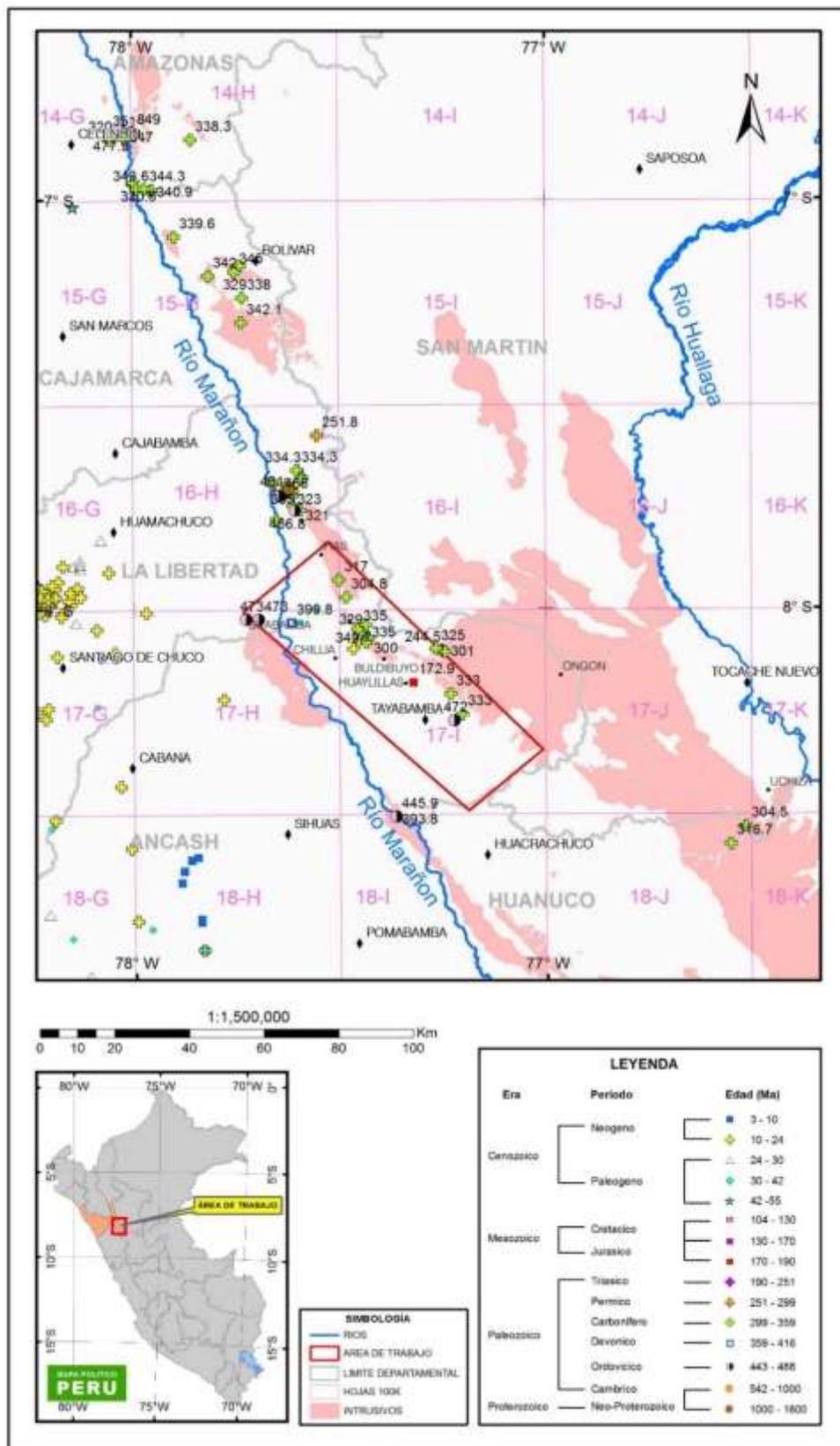


Figura 3,20: Ubicación regional de datos geocronológicos registrados en la Cordillera Oriental (modificado por L. Rodríguez)
 * Fuente INGEMMET, 2020.

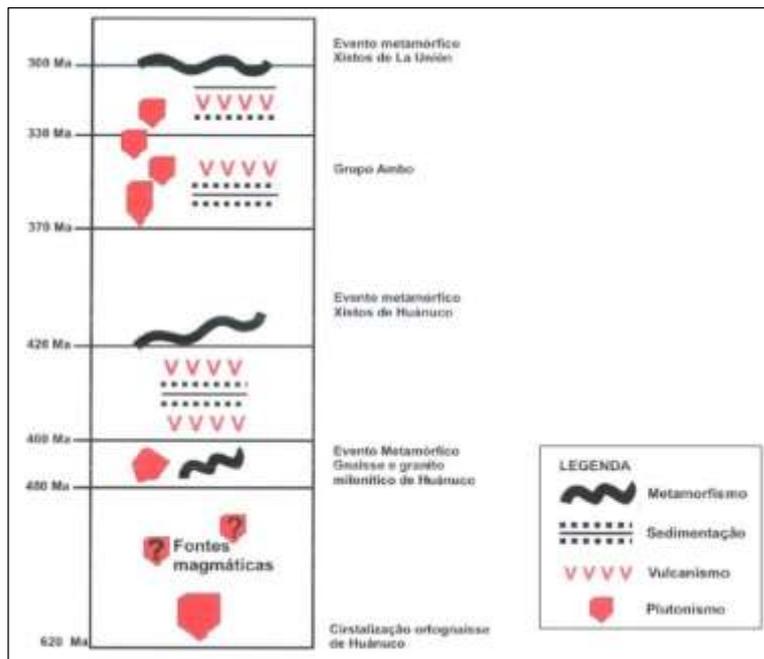


Figura 3,21: Síntesis de eventos geológicos registrados en la Cordillera Oriental.
 * Fuente: Tesis Doctoral Agustín Cardona, 2006.

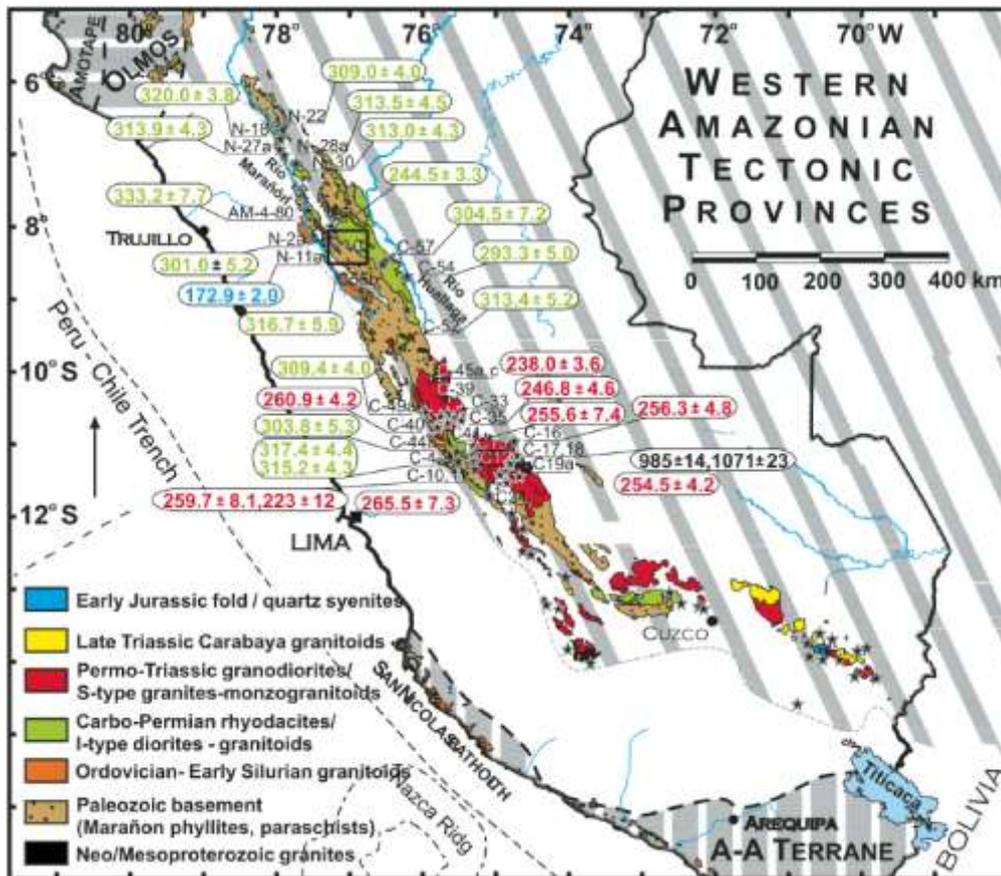


Figura 3,22: Dataciones geo-cronológicas a lo largo de la Cordillera Oriental de rocas intrusivas y del Complejo Marañón.
 * Fuente: Tesis Ph D. Aleksandar Miskovic, 2009.

En la zona de estudio se ha cartografiado diversas estructuras ígneas alineados en franjas paralelas relacionados a una determinada evolución magmática que es cíclico en el tiempo, como son; El Ortogneis de Sitabamba (Metamórfico) asignado al Ordovícico, la Formación Tres Lagunas (volcánicos-sedimentarios) de probable edad Devónico, El Batolito de Pataz (plutónico) asignado al Carbonífero, la Formación Lavasen (volcánicos-sedimentarios) también del Carbonífero, Stocks intrusivos y cuerpos subvolcánicos de edad Cenozoica como es el Stock de Huaylillas de edad Jurásica y pequeños cuerpos intrusivo que se alinean desde el poblado del Huayo hacia el Sur hasta las partes altas del poblado de Chilia con edades asignadas al Eoceno.

En la zona de estudio, en el paraje de Puente de Barro y en el poblado de La Paccha afloran dos cuerpos elongados, intrusivo con edades radiométricas que los asigna al Mioceno superior.

Al Este del poblado La Paccha camino a la montañita se ha observado un cuerpo intrusivo porfirítico a manera de diques con mineralización de oro en venillas. Es difícil por sus relaciones de contacto asignarle una edad, pero por sus textura y estructura podrían pertenecer a un magmatismo Cretácico. Cuerpos intrusivos similares se ha observado en varias zonas y estarían emplazados dentro del Batolito de Pataz y los intrusivos que afloran ampliamente al Este del río Cajas formando las altas cumbres y laderas hacia el Este.

El emplazamiento de estas unidades litológicas que conforman ejes magmáticos lleva a inferir una relación espacial y temporal de sus procesos evolutivos a lo largo de los diferentes eventos tectónicos.

3.3.1 Magmatismo Paleozoico

3.3.1.1 Gneis de Sitabamba

A lo largo del valle del río Marañón conformando sus laderas afloran discontinuamente a manera de stocks un ortogneis cuyo protolito es un granito gneisificado. La mejor exposición se tiene en los alrededores al SE del poblado de Sitabamba. También aflora entre la desembocadura del río Sihuas al Marañón y en los alrededores del caserío de Mamahuaje camino a Huancaspata. Afloramientos discontinuos a lo largo de la Cordillera Oriental, se presentan más al Sur de la zona de estudio en Huánuco y Apurímac.

El Ortogneis de Sitabamba se presenta como un macizo rocoso de forma elipsoidal, cuyo eje mayor tiene una dirección andina. Se encuentra emplazado cortando secuencias metavolcánicas y metasedimentarias del Complejo Marañón, es sobreyacida en discordancia por secuencias sedimentarias del Paleozoico y del Cretácico, como se observa en los alrededores del poblado de Sitabamba, las areniscas de la Formación Chimú en discordancia sobre el Gneis de Sitabamba.

El ortogneis es una roca metamórfica de tonalidad leucócrata, textura porfidoblástica, pertítica, holocristalina, constituido principalmente de cuarzo granular (cuarzo metamórfico), plagioclasas y feldespato potásico maclado y débilmente alterados a sericita. Las micas se aprecian orientadas y flexionadas. Presencia de inclusión de granates dispersos. Las biotitas ocurren flexuradas, en la zona de contacto están alterándose a clorita. Cristales alargados y esquistosos de moscovita, epidota y cloritas. Granates y biotitas están débilmente alterados a óxidos de hierro; asimismo, se observan xenolitos constituidos de esquistos micáceos.

En el macizo rocoso de Sitabamba se observa macroscópicamente en diversos afloramientos una estructura granoblástica con cuarzo, moscovita, biotita plagioclasas y feldespato potásico en bandas cuarzo feldespáticas y micas con una fábrica de carácter milonítico. Las moscovitas y biotitas presentan cristales de mayor tamaño con una textura tipo escama de pescado. En algunos sectores el ortogneis se presenta con una fuerte esquistosidad de flujo que da un aspecto laminado, llegando a formar estructuras de crenulación producida por fallas longitudinales.

Estudios efectuados en el margen Occidental del continente Gondwana, que en la actualidad se encuentra la Cordillera Oriental de los Andes, en base a dataciones geocronológica U-Pb en zircón se ha determinado evidencias de un cinturón magmático relacionado con subducción entre los 473-442 Ma (Chew D, 2007), en la Cordillera Oriental del Perú.

Eventos orogénicos regionales posteriores a esta fase de magmatismo y metamorfismo durante el Ordovícico en los Andes Centro-Norte demuestra que el metamorfismo Famatiniano y el magmatismo relacionado con la subducción fueron continuos a lo largo de la actual Cordillera Oriental (Chew D, 2007).

En la zona de Huánuco Cardona A., (2006) ha datado geocronológicamente un granito que le ha reportado 482 ± 18 Ma. Este granito está asociado a un evento tecto-magmático del Ordovícico inferior, revela edades para el metamorfismo de 480-460 Ma., asociado a un margen continental activo.

En general, la Cordillera Oriental están asociados a diversos eventos tectónico con generación de magmatismo y metamorfismo a través del tiempo como lo demuestra los diversos cuerpos intrusivos y las rocas metamórficas algunas de los cuales han sido datados.

3.3.1.2 Volcanismo Tres Lagunas

El arco volcánico de la Formación Tres Lagunas que se extiende paralelo al Este del río Marañón, conformando las cumbres que forman la divisoria de aguas entre los ríos Marañón y el Huallaga y bloques caídos en las partes bajas de las laderas de los ríos Cajas y Marañón. Las rocas que forman esta unidad provienen de magmas alcalinos relacionados a un ambiente tectónico de Rift intracontinental, donde los productos volcánicos salieron a través de conductos en un ambiente distensivo.

La Formación Tres Lagunas está formada por flujos lávicos andesíticos-basálticos a basaltos, han sido caracterizadas petrográficamente, así como geoquímicamente por Carrasco S. *et al.*, 2006 determinándose que esta unidad está formada principalmente por rocas basálticas con estructura en almohadillas y esporádicos niveles de pelitas, afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado. Geoquímicamente esta unidad correspondería a serie toleítica, lo que se interpreta como un Rift intracontinental en vías de Oceanización, con tendencia geoquímica de dorsal meso-oceánica.

Por su posición estratigráfica y relaciones de contacto, esta unidad es asignada al Siluro-Devoniano.

La paragénesis mineral de la Formación Tres Lagunas (INGEMMET, 2005), de acuerdo con sus texturas es plagioclasas + clinopiroxeno (augita-diópsido) y posteriormente minerales de alteración como epidotas, tremolita, actinolita, cloritas y carbonatos. En algunos sectores de esta unidad dentro de las rocas anteriormente descritas presentan indicios de metamorfismo, como es el reacomodo de minerales a manera de bandas, cuarzo con extinción ondulante, con presencia de tremolita-actinolita y epidota.

Los componentes máficos que más destacan son los piroxenos que en algunos sectores de esta unidad han sufrido un proceso de remplazamiento a tremolita-actinolita como consecuencia del metamorfismo regional de bajo grado.

Está relacionado al terreno Arequipa-Antofalla que a principios del Cámbrico colisiono durante la orogenia Pampeana (estadios finales de la orogenia Brasilidae, en 530 Ma.), con el protomargen occidental del Continente Gondwana (*Zapettini et al., 2005*) y siguiendo una sutura previa de edad Grenvilliana, tuvieron lugar procesos extensionales (Rifting) y adelgazamiento cortical hacia el Oeste del terreno Arequipa-Antofalla formando una extensa cuenca sedimentaria marina.

Estudios geoquímicos de tierras raras y elementos trazas de estas coladas lávicas, realizados por INGEMMET, (2005) muestran un empobrecimiento en tierras raras ligeras (LREE), que indican una fuente de manto empobrecido (10 veces), lo cual manifiesta ausencia de granate en la fuente y no presenta anomalía en Eu, que indica un ambiente con características a MORB. Las relaciones $La/Yb = 0,45-1,82$, indica que se trata de una corteza primitiva delgada o Rift, en una corteza continental delgada. Desde el punto de vista petrográfico se trata de basaltos con piroxenos y en menor proporción plagioclasas.

En relación con los yacimientos minerales que se podría prospectar en esta unidad son cuerpos de sulfuros masivos estratiformes asociados con estos depósitos volcánicos.

3.3.1.3 Batolito de Pataz

El Batolito de Pataz conformado por cuerpos intrusivos continuos, y en los extremos discontinuos, alineados con rumbo andino que albergan vetas de cuarzo - oro. Producido por del magmatismo Carbonífero a lo largo de la Cordillera Oriental, al Sur tenemos el Batolito de Huánuco y cuerpos aislados menores. Al Norte se prolonga por la provincia de Bolívar entre el Marañón y el río Utcubamba,

extendiéndose al Norte entre el poblado de Gollón y Tambolic en Amazonas asignadas al Carbonífero y prolongándose a lo largo de esta faja hasta la frontera con Ecuador.

Hacia el Este en las partes altas y laderas hacia la selva alta (Rio Huallaga) sus afloramientos se desarrollan ampliamente, aunque no se tiene dataciones radiométricas, se le asigna al Carbonífero.

El Batolito se encuentra emplazado en rocas metamórficas del Complejo del Marañón e indistintamente en secuencias sedimentarias y volcánicas del Paleozoico Inferior controlado por fallas de extensión regional con dirección NNW-SSE con una componente de rumbo dextral, que a su vez han formado una zona de cizalla favorable para su emplazamiento mediante pulsos continuos de cuerpos de composición intermedia como dioritas-tonalitas a rocas más acidas de composición granodiorítica-granítica a monzogranitos que indican un engrosamiento de la corteza, contaminando un magma proveniente del manto como lo indican los estudios realizados con isótopos de plomo y estroncio (Heaberlin, 2002).

Estos plutones se clasifican genéticamente como provenientes de un magma calco-alcalino (Schreiber *et al.*, 1990, Sánchez 1996). De acuerdo con su composición química y mineralógica, sobre todo en los minerales accesorios, los clasifican como granitos tipo I, (Chappell y White, 1974), hidratados y oxidados de la serie magnetita (Ishihara, 1977, Haerberlin 2002) basado en sus características geológicas, geoquímicas e isotópicas, los relaciona a un ambiente tectónico de subducción, metalogeneticamente asociados con mineralización de oro.

Más del 80% de los diversos afloramientos observados corresponden a rocas granodioríticas a tonalíticas que aparentemente cortan a las rocas monzograníticas. En muestra de mano son de color leucocratas de grano medio a grueso, holocritalinas; los principales componentes son cuarzo bien formado,

plagioclasas y feldespatos potásicos, con hornablenda y biotitas, que de acuerdo con su porcentaje modal se da el nombre a la roca.

En los cuerpos intrusivos que forman el Batolito de Pataz se han realizado diversas dataciones radiométricas cuyas edades reportan alrededor de 320 Ma., asignándola al Carbonífero.

La Formación Lavasen conforma un arco volcánico al Este del río Marañón formando las cumbres de la Cordillera Oriental, constituido litológicamente por depósitos piroclásticos de tobas dacíticas a riolíticas y en menor proporción brechas y tobas andesíticas, tiene un grosor aproximado de 1500 metros con algunas intercalaciones de pelitas en la parte superior.

Trabajos de petrogenésis en base a geoquímica llevados a cabo por INGEMMET (2006) y Wilson Gómez (2013) del Batolito de Pataz y los volcánicos de la Formación Lavasen (*tabla 3,2*), se ha determinado que estas unidades litológicas son co-magmáticos que se formaron durante la misma actividad magmática que dio lugar a las rocas intrusivas y volcánicas durante el Carbonífero.

Tabla 3,2: Dataciones geocronológicas efectuadas en la zona de estudio y aledañas.

METODO	MINERAL	UNIDAD	COORDENADAS UTM		TIPO DE ROCA	EMPLAZAMIENTO	EDAD	REFERENCIA
			ESTE	NORTE				
U-Pb	Zircon	Pluton Balsas	169948	9228134	Granodiorita	Intrusivo	343.6 ± 2.6	Chew et al. (2007a)
U-Pb	Apatito	Microdiorita Balsas	171840	9228140	Dique microgranítico	Intrusivo	344.3 ± 4.5	Chew et al. (2016)
U-Pb	Apatito	Complejo Marañon	168481	9243396	Leucosoma en gneis	Metamórfico	349.3 ± 5.8	Chew et al. (2016)
U-Pb	Zircon	Sitabamba Ortogneis	239567	9058652	Ortogneis	Metamórfico	393.8 ± 9.5	Chew et al. (2016)
U-Pb	Zircon	Sitabamba Ortogneis	239567	9058652	ortogneis	Metamórfico	445.9 ± 2.4	Chew et al. (2007a)
U-Pb	Zircon	Complejo Marañon	209018	9145506	Esquisto	Metamórfico	461 ± 25	Chew et al. (2008)
U-Pb	Zircon	Sitabamba Ortogneis	199248	9111706	ortogneis	Metamórfico	473 ± 18	Chew et al. (2008)
U-Pb	Zircon	Sitabamba Ortogneis	202695	9111729	ortogneis	Metamórfico	473 ± 18	Chew et al. (2007a)
U-Pb	Zircon	Complejo Marañon	168481	9243396	Leucosoma	Metamórfico	477.9 ± 4.3	Chew et al. (2007a)
U-Pb	Zircon	Complejo Marañon	168493	9243424	Esquisto micaceo	Metamórfico	849 ± 28	Chew et al. (2008)
Ar-Ar	Feldespato	Pataz	214200	9150090	Monzonita	Intrusivo	137.4 ± 3.4	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Muscovita	Batolito de Pataz	210350	9148180	Hornfels	Intrusivo	287.5 ± 2.8	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Muscovita	Parcoy	225990	9117900	Brecha	Metamórfico	304.8 ± 1.4	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Muscovita	Batolito de Pataz	210810	9146990	Granodiorita	Intrusivo	304.9 ± 3	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Muscovita	Batolito de Pataz	210350	9148100	Granodiorita	Intrusivo	312.1 ± 0.8	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Fuchsite	Batolito de Pataz	211750	9142720	Brecha	Metamórfico	313.5 ± 1.4	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Muscovita	Batolito de Pataz	211690	9145250	Granodiorita	Intrusivo	314.1 ± 1.2	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Hornblenda	Batolito de Pataz	211160	9146690	Tonalita	Intrusivo	319.6 ± 3.2	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Hornblenda	Batolito de Pataz	211150	9146630	Diorita	Intrusivo	321.4 ± 3.8	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Hornblenda	Batolito de Pataz	211300	9146870	Granodiorita	Intrusivo	321.8 ± 1.2	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Muscovita	Batolito de Pataz	210460	9146830	Aplita	Ignimbrita aplita	322.1 ± 2.8	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Hornblenda	Batolito de Pataz	211610	9146590	Granodiorita	Intrusivo	323 ± 4	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Biotita	Batolito de Pataz	210460	9146830	Aplita	Ignimbrita aplita	325.4 ± 1.4	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Biotita	Batolito de Pataz	211610	9146590	Granodiorita	Intrusivo	328.1 ± 1.2	Haeblerin (2002)
Ar-Ar	Biotita	Batolito de Pataz	210560	9146850	Monzogranito	Intrusivo	329.2 ± 1.4	Haeblerin (2002)
U-Pb	Zircon	Batolito de Pataz - C° Alaska	231476	9105644	Granodiorita	Intrusivo	335 ± 6	MARSA (2018)
U-Pb	Zircon	Batolito de Pataz - C° Cabana	229150	9109241	Porfido cuarzo-diorítico	Intrusivo	335 ± 6	MARSA(2018)
U-Pb	Zircon	Batolito de Pataz - C° Negro	231341	9110520	Diorita	Intrusivo	349.7 ± 1.8	MARSA (2018)
U-Pb	Zircon	Tayabamba	254090	9091854	Cuarzo-diorita	Intrusivo	333 ± 4	MARSA (2018)
U-Pb	Zircon	Tayabamba	255067	9084584	Veta cuarzo	Veta	472 ± 10	MARSA (2018)
U-Pb	Zircon	Tayabamba	257321	9086439	Granodiorita porfirítica	Intrusivo	333 ± 4	MARSA (2018)
U-Pb	Zircon	Huayillas Cuarzosienita	243999	9095000	Cuarzo sienita	Intrusivo	172.9 ± 2	Miskovic et al. (2009)
U-Pb	Zircon	SE Pataz Granito	251862	9103644	Granito	Intrusivo	244.5 ± 3.3	Miskovic et al. (2009)
U-Pb	Zircon	SE Pataz Cuarzomonzonita	252564	9103275	Cuarzo monzonita	Intrusivo	301 ± 5.2	Miskovic et al. (2009)
U-Pb	Zircon	Nuevo Progreso	333277	9056292	Granito	Intrusivo	304.5 ± 7.2	Miskovic et al. (2009)
U-Pb	Zircon	Este Balsas Granodiorita	169381	9242898	Granodiorita	Intrusivo	309 ± 4	Miskovic et al. (2009)
U-Pb	Zircon	Callangate Granodiorita	197508	9207482	Granodiorita	Intrusivo	313 ± 4.3	Miskovic et al. (2009)
U-Pb	Zircon	San Vicente-Amazonas	173656	9227564	Tonalita	Intrusivo	313.5 ± 4.5	Miskovic et al. (2009)
U-Pb	Zircon	Balsas Granodiorita	168725	9229636	Granodiorita	Intrusivo	313.9 ± 4.3	Miskovic et al. (2009)
U-Pb	Zircon	Nuevo Progreso	329260	9051578	Granito	Intrusivo	316.7 ± 5.9	Miskovic et al. (2009)
U-Pb	Zircon	Oeste Balsas Granodiorita	162705	9241401	Granodiorita	Intrusivo	320 ± 3.8	Miskovic et al. (2009)
U-Pb	Zircon	Central Pataz	207330	9138783	Monzogabro	Intrusivo	333.2 ± 7.7	Miskovic et al. (2009)
Ar-Ar	Hornblenda	Subvolcanico Cerro Negro	229500	9106000	Andesita	Lava	16.9 ± 0	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	Subvolcanico Peña Grande	228000	9104000	Andesita	Lava	17.9 ± 0.3	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	El Huayo	217700	9114603	Granodiorita	Intrusivo	40.7 ± 0.6	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	El Huayo	213800	9111000	Granodiorita	Intrusivo	41.2 ± 0.7	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	Buldibuyo Gigante	232000	9107000	Granodiorita	Intrusivo	300 ± 4	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	Gollon - La Lima	224122	9122604	Granodiorita	Intrusivo	317 ± 1.2	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	La Montanita	250073	9104078	Granodiorita	Intrusivo	325 ± 4	Sanchez et al. (2006)
K-Ar	Biotita	Callangate-Enaben	198054	9198780	Granodiorita	Intrusivo	329 ± 10	Sanchez (1995)
Ar-Ar	Biotita	Balsas	168896	9229790	Granodiorita	Intrusivo	330.5 ± 1.1	Sanchez et al. (2006)
K-Ar	Biotita	Callangate-Enaben	198054	9198780	Granodiorita	Intrusivo	338 ± 8	Sanchez (1995)
Ar-Ar	Biotita	Tingo Grande	184200	9241500	Granito	Intrusivo	338.3 ± 1	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	Lavador Las Pircas	179887	9215222	Tonalita	Intrusivo	339.6 ± 1.8	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	Balsas	173878	9227931	Granodiorita	Intrusivo	340.9 ± 1.4	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita cloritizada	Yalen	188960	9204685	Granito	Intrusivo	342 ± 4	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	Callangate	197883	9192078	Granito	Intrusivo	342.1 ± 2	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	Callangate Yalen	195933	9205833	Monzogranito	Intrusivo	345 ± 2	Sanchez et al. (2006)
K-Ar	Biotita	Balsas	166550	9241785	Granito	Intrusivo	347 ± 7.3	Sanchez (1983b)
Ar-Ar	Biotita	Balsas Chacanto	169236	9242932	Tonalita	Intrusivo	351 ± 8	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Biotita	Complejo Marañon	211407	9110961	Microdiorita	Intrusivo	399.8 ± 0.8	Sanchez et al. (2006)
Ar-Ar	Hornblenda	Pataz-Labrador	213773	9141469	Monzogranito	Intrusivo	305 ± 8	Schreiber et al. (1990)
Ar-Ar	Biotita	Pataz-Labrador	213773	9141469	Monzogranito	Intrusivo	321 ± 1	Schreiber et al. (1990)
U-Pb	Zircon	Parcoy	229696	9108368	Granodiorita	Intrusivo	329 ± 1	Vidal et al. (1995)
K-Ar	Illita	Pataz	206429	9148349	Alteracion	Alteración	232.8 ± 4.7	Witt et al. (2011)
K-Ar	Illita	Pataz	218109	9161617	Brecha alterada	Dique	251.8 ± 5.5	Witt et al. (2011)
K-Ar	Illita	Pataz	206429	9148349	Alteracion	Alteración	276 ± 5.6	Witt et al. (2011)
K-Ar	Illita	Pataz	206068	9149000	Alteracion argilica	Alteración	322.6 ± 6.5	Witt et al. (2011)
U-Pb	Zircon	Complejo Subvolcanico Esperanza	214187	9150102	Latita porfirica	Subvolcanico	333.6 ± 2.9	Witt et al. (2012)
U-Pb	Zircon	Complejo Subvolcanico Esperanza	213864	9149611	Latita porfirica	Subvolcanico	333.7 ± 2.4	Witt et al. (2012)
U-Pb	Zircon	Volcanico Lavasen	212861	9152165	Brecha rico en pomez	Lava	334.3 ± 1.8	Witt et al. (2012)
U-Pb	Zircon	Volcanico Lavasen	212664	9152215	Brecha y toba piroclastica	Ignimbrita	334.3 ± 1.8	Witt et al. (2011)
U-Pb	Zircon	Falla Esperanza	210244	9148445	Albita	Dique	338 ± 3	Witt et al. (2012)
U-Pb	Zircon	Falla Esperanza	210244	9148445	Albita	Dique	338 ± 3	Witt et al. (2012)
U-Pb	Zircon	Estrella	208068	9145114	Monzonita porfirítica	Intrusivo	466 ± 5	Witt et al. (2012)
U-Pb	Zircon	Fm. Atahualpa	212361	9141245	Volcanoclastico	Volcanoclastico	466.8 ± 8.1	Witt et al. (2012)
U-Pb	Zircon	Batolito de Pataz	210675	9147213	Andesita	Dique	1038 ± 30	Witt et al. (2012)
U-Pb	Zircon	Batolito de Pataz	210675	9147213	Andesita	Dique	1187 ± 26	Witt et al. (2012)
U-Pb	Zircon	Batolito de Pataz	210675	9147213	Andesita	Dique	1327 ± 22	Witt et al. (2012)

* Fuente: INGEMMET, 2020.

3.3.1.4 Volcanismo Lavasen

Al Este de Pataz en las altas cumbres laderas hacia el río Huallaga, en las secuencias pelíticas del Grupo Ambo se han encontrado fósiles, estos estratos pelíticos se intercaladas con niveles volcánicos del volcanismo Lavasen. Todas estas ocurrencias de elementos volcánicos dentro del Grupo Ambo, son indicativos que durante el Carbonífero tuvo lugar un volcanismo que dio paso a un arco volcánico a lo largo de lo que es en la actualidad la Cordillera Oriental, que durante el carbonífero fue el margen occidental del continente Gondwana.

En la zona de estudio como vestigio tenemos en la zona de las altas cumbres secuencias piroclásticas que conforman el arco volcánico del Lavasen. Este arco volcánico aflora como una franja discontinua de dirección NW - SE conformando las cumbres más altas, desde el Este del poblado de Huaylillas hasta el abra de Barro Negro (al Oeste de Leymebamba, Amazonas). En este arco volcánico se ha observado a través de imágenes satelitales remanentes de dos estructuras circulares al parecer relictos de estratos volcanes de este volcanismo como son el cerro Alto Totorá al Este de Buldibuyo y al Este de Condomarca el cerro Chillin.

En los recorridos de campo se ha podido definir los cambios de facies de Este a Oeste y de Norte a Sur determinando que la base de la formación está constituida por secuencias lávicas intercaladas con algunas secuencias sedimentarias, hacia arriba está formada por secuencias piroclásticas. Al Sur la Formación Lavasen está constituida por secuencias piroclásticas mayormente. Los afloramientos que se presenta al Este están formados por secuencias de coladas lávicas mientras que al Oeste la Formación Lavasen está formada por una intercalación de secuencias piroclásticas retrabajadas, y sedimentos pelíticos, hacia arriba secuencias piroclásticas. En esta zona se puede determinar que el Grupo

Ambo se ha formado en una cuenca de intra-arco con interdigitación de material volcánico.

Estudios petrográficos y geoquímicos realizados por INGEMMET (2005, Inédito) han podido determinar las características de los flujos piroclásticos que conforman este volcanismo, como son; tobas cristalolíticas, tobas de cristales, tobas vitroclásticas, tobas litocristalinas, tobas líticas, tobas vitrocristalina, andesitas basálticas, andesitas y dacitas.

Estudios geoquímicos igualmente realizados por INGEMMET (2005, Inédito), han determinado que las facies lávicas están constituidas por rocas Basálticas, traquiandesitas, andesitas basálticas andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas traquiandesitas, dacitas y riolitas, mientras que las rocas piroclásticas se centran exclusivamente en el campo de las riolitas, los diques que se encuentran emplazados en estas unidades presentan una composición riolítica.

Los estudios geoquímicos utilizando óxidos mayores y elementos traza y tierras raras han determinado que este volcanismo corresponde a magmas subalcalinos, calcoalcalina de un ambiente geotectónico orogénico, con las mismas firmas geoquímicas que el Batolito de Pataz de una misma edad asociadas a un ambiente geodinámico de subducción, asimismo tomando en cuenta las relaciones La/Sm vs. Sm/Yb se tiene un relativo mayor grosor cortical para esta unidad, mientras que para la Formación Tres Lagunas la corteza continental era delgada.

De acuerdo con las observaciones de campo y corroborada con los estudios antes mencionados la Formación Lavasen muestra claramente que su etapa inicial fue efusiva, en su evolución intermedia etapas de intermitente vulcanismo con una sedimentación continental que corresponde al Grupo Ambo, para terminar en una etapa explosiva piroclásticas.

Estudios petrogenéticos efectuados por Sánchez, A. (2006) y por Gómez W. (2013) han determinado que la Formación Lavasen y los cuerpos intrusivos del Batolito de Pataz son co-genéticos, es decir que las rocas piroclásticas de la Formación Lavasen se formaron durante la actividad del arco magmático de Pataz.

3.3.2 Magmatismo Cenozoico

3.3.2.1 Intrusivo Huaylillas

Aflora al Este del poblado de Huaylillas, tiene una geometría elongada en dirección E-W, también se observó afloramientos a lo largo de la quebrada Uchuragra y en las laderas superiores del cerro Uchuragra. Se emplaza cortando al Grupo Ambo y en contacto directo con la base del Grupo Pucará.

El intrusivo se presenta como un stock de composición diorítica a tonalítica de color leucócrata de grano medio, holocristalina, los principales componentes minerales son; plagioclasas, en menor porcentaje cuarzo y feldespato potásico y minerales ferromagnesianos de hornblenda y biotita que nos indica que proviene de un magma hidratado.

En el camino de herradura de Macull hacia la quebrada Uchuragra se ha observado el cambio del cuerpo intrusivo a una diorita de grano fino de tonalidad verde oscuro por la alteración propilítica. Se presenta con venillas de cuarzo paralelos y en sectores a manera de stockwork, al parecer son los conductos por donde circularon los fluidos hidrotermales. En otros sectores se aprecian un dique de tonalita con anchos de hasta 1 m, emplazados en el cuerpo diorítico, este cuerpo diorítico se interpreta como el primer pulso magmático del emplazamiento del intrusivo Huaylillas. Por relaciones de contacto, el intrusivo Huaylillas se presenta debajo de las calizas del Grupo Pucará, las mismas que ha mineralizadas. Por esta relación se asume que la edad del intrusivo es post-Pucará.

En la tesis doctoral de Aleksandar Miskovic (2009) presenta una datación radiométrica hecha en el intrusivo Huaylillas, que reporta 172.9 ± 2.0 Ma. de acuerdo con esta edad el intrusivo se habría emplazado en el Jurásico superior (figura 3,23).

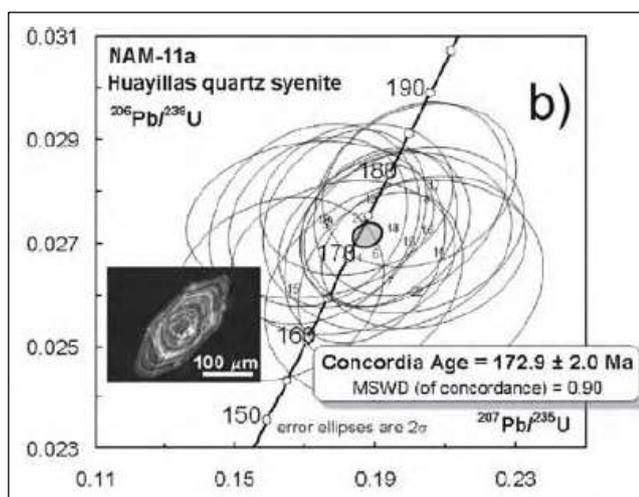


Figura 3,23: Diagrama concordia de la datación realizada en el intrusivo Huaylillas.
*Fuente: Tesis Ph D. Aleksandar Miskovic, 2009.



Figura 3,24: Izq. Afloramiento de tonalita leucócrata del intrusivo Huaylillas, Der. Vista de afloramiento de diorita con venillas de cuarzo (Este Huaylillas – Oeste Mina Estrella).

* Fuente: Elaboracion propia.



Figura 3,25: Vista de afloramientos de cuerpos de naturaleza diorítica (intrusivo Huaylillas), cortados por diques de composición tonalítica (Este Huaylillas – Oeste Mina Estrella).

* Fuente: Elaboracion propia.

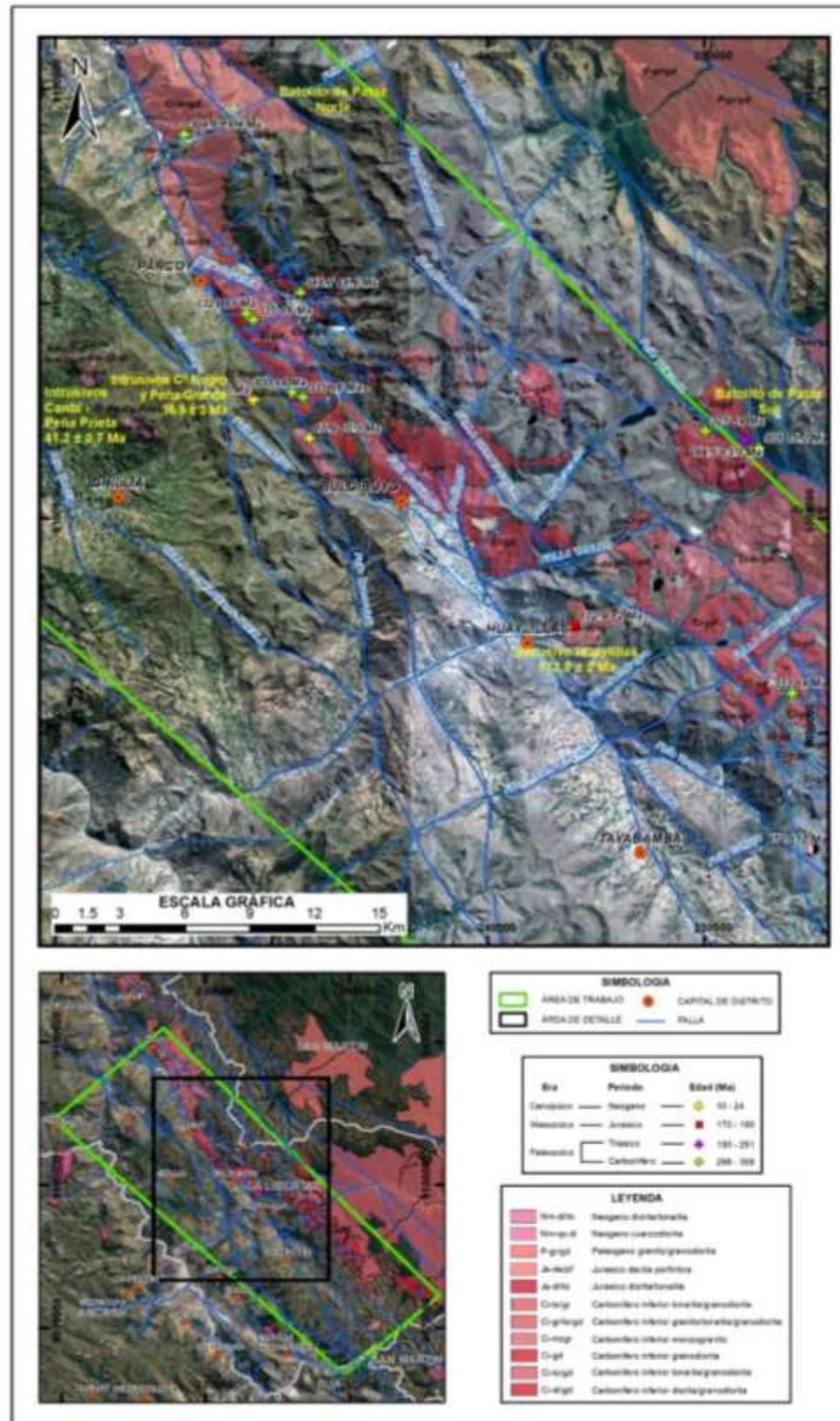


Figura 3,26: Imagen satelital con los afloramientos de cuerpos intrusivos presentes en la zona de estudio, conformando franjas de rumbo andino (Elaborado por L. Rodriguez)
* Fuente: Google Earth. 2021.

3.3.2.2 Intrusivo Chilia (Canta - Peña Prieta)

Al NE del poblado de Chilia, afloran pequeños cuerpos de intrusivos que conforman parte de los cerros de Peña Prieta, Canta y Tres Tullpas se encuentran de manera discontinua varios afloramientos de cuerpos intrusivos de pequeña extensión, se trata de stock porfírico de alto nivel (*figura 3,27*). Estos se alinean con los intrusivos que afloran en las vecindades del Poblado del Huayo al NW de los intrusivos antes mencionados (*figura 3,26*). Presentan una morfología sub circular a elipsoidal cortando a las secuencias pelíticas mayormente de la Formación Contaya en menor proporción el Grupo Ambo.

Estos intrusivos corresponden a rocas de composición cuarzo diorita, tonalita con variación a granodiorita de color leucócrata de grano medio, holocristalina con plagioclasas y en menor proporción fenos de cuarzo. Los ferromagnesianos presentes son biotitas y en menor proporción horblendas.



Figura 3,27: Vista panorámica al NE, se aprecian los cerros Canta, Mercedes y Tres Tullpas donde aflora el cuerpo intrusivo Canta. A la derecha el poblado de Chilia.

* Fuente: Elaboración propia.

Al Este del cerro Canta en la quebrada Chorro Blanco aflora el intrusivo de cuarzo diorita porfirítica con fenos de cuarzo sub redondeados con biotitas “acarameladas” por alteración hidrotermal, el afloramiento en esta quebrada se presenta con un stockwork bien marcado con abundantes sulfuros diseminados y con fuerte silicificación (*figura 3,28*).



Figura 3,28: Afloramiento de intrusivo leucócrata cuarzo diorita porfirítica que conforma parte de los cerros Canta y Mercedes en la carretera cerca de Chilia.

* Fuente: Elaboración propia.

Estos intrusivos son relacionados a un magmatismo de alto nivel de trasarco, hidratado calco alcalino tipo S y metalogénicamente en esta zona la mineralización de wolframio se asocia a un magmatismo reductor muy probablemente por contaminación del magma al pasar por las pelitas carbonosas de la Formación Contaya y secuencias de esquistos carbonosos del Complejo del Maraón.

En los cuerpos intrusivos de Puente el Huayo y en el poblado del Huayo se realizaron dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efectuadas por INGEMMET

(2005) que reportaron edades de 40.7 ± 0.6 y $41. \pm 0.7$ Ma. de acuerdo con estas edades los intrusivos se habrían emplazado en el Oligoceno. Esta edad se podría asumir para los intrusivos Canta, Peña Prieta y Tres Tullpas puesto que se encuentran en el mismo lineamiento y presentan una textura y estructura bastante similar.

3.3.2.3 Intrusivo Peña Grande y Cerro Negro

Al Oeste del Batolito de Pataz entre las quebradas Charpuna y el Chorro se emplazan cortando a las capas rojas de la Formación Chota dos cuerpos intrusivos distanciados que conforman los cerros Peña Grande y cerro Negro. Se presentan con geometría elongada con un rumbo NW-SE dentro del corredor estructural limitado por las fallas longitudinales Huinchus- La Paccha y la falla El Chorro - Llampao y con geometría de mega diques discontinuos, de composición diorítica a tonalítica con color leucócrata de grano medio, holocristalina; los principales componentes son; plagioclasas, en menor proporción cuarzo y minerales ferromagnesianos de horblendas y biotitas.

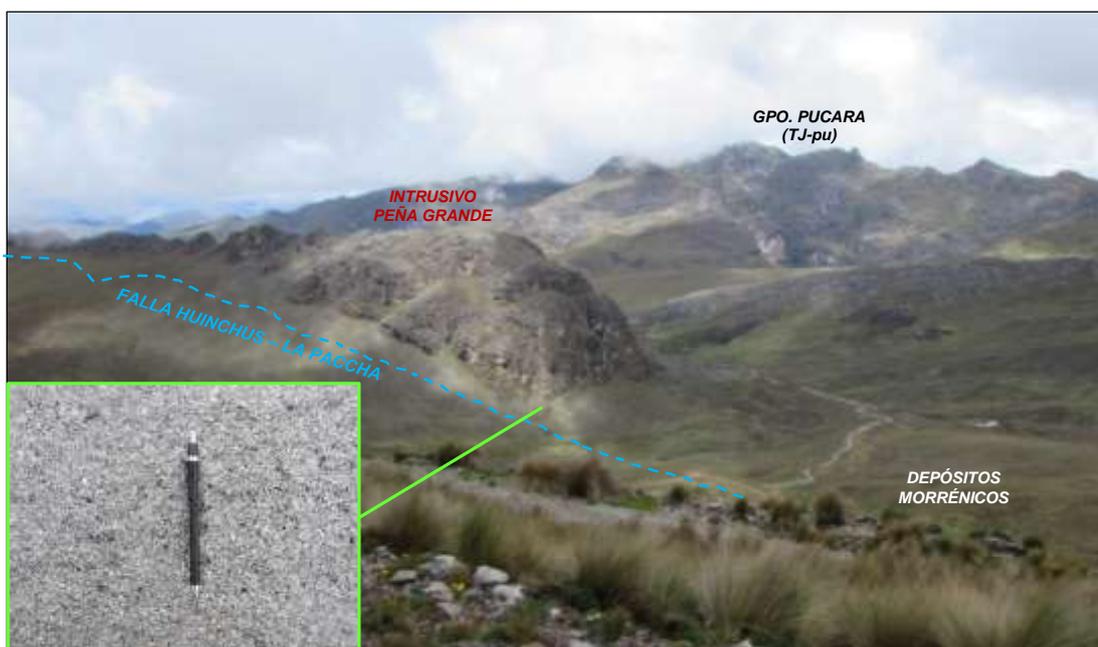


Figura 3,29: Vista panorámica del afloramiento del intrusivo Peña Grande de composición diorítica a tonalítica y de tonalidad leucócrata (SW Qda. Puente del Barro)

* Fuente: Elaboración propia.

Las dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efectuadas por INGEMMET (2005) en esta zona reportan edades de 16.9 ± 0.3 Ma. y 17.9 ± 0.3 Ma. por lo que de acuerdo con estas edades los intrusivos se habrían emplazado en el Mioceno.

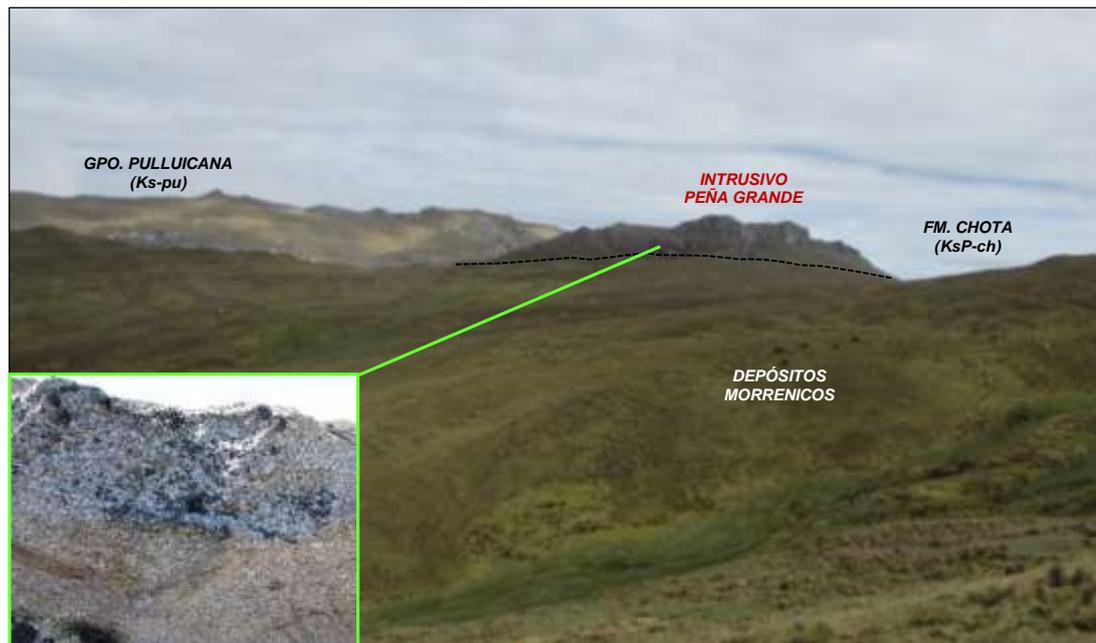


Figura 3,30: Vista panorámica del afloramiento del intrusivo Cerro Negro de composición diorítica a tonalítica y de tonalidad leucócrata (NW Qda. Puente del Barro)

* Fuente: Elaboración propia.

3.3.3 Análisis geoquímico – Óxidos mayores y trazas

Las rocas intrusivas se forman cuando la consolidación de los magmas se produce en el interior de la corteza terrestre, es así como el enfriamiento lento permite una cristalización total de la roca. Una vez formado, el magma migra por densidad hacia zonas de menor presión, siendo los mecanismos de migración, la evolución del magma durante el proceso y el emplazamiento determinan las características finales de las rocas.

A través de la geoquímica se puede hacer la caracterización e identificación de los procesos geológicos que han actuado en distintos ambientes geotectónicos a través del comportamiento de los elementos químicos.

Estos elementos son: Elementos Mayores (óxidos) y Elementos Traza (tierras raras), es así como el análisis de las rocas profundas permite tener una idea acerca de la composición química del magma, elaborando diagramas discriminantes con el objetivo de caracterizar los cuerpos intrusivos, determinando si tienen iguales o diferentes orígenes, tiempo y consanguinidad magmática con el Batolito Pataz.

Para el desarrollo del presente estudio se recolectaron 27 muestras en las rocas intrusivas del área de estudio (*ver tabla 3.3 y figura 3.31*), como parte de los trabajos de exploración realizados por MARSa y las cuales fueron analizadas por el laboratorio Inspectorate Service Perú S.A.C. (2018), estas muestras estudiadas fueron agrupadas de manera independiente con el fin de describirlos y caracterizar el tipo de magmatismo en la región estudiada y compararlo con el bloque del Batolito de Pataz.

Tabla 3,3: Relación de muestras tomadas en campo para análisis de roca total en la zona de estudio.

N	MUESTRA	NORTE	ESTE	TIPO ROCA (DESCRIPCIÓN CAMPO)	UBICACIÓN	EDAD
1	SI-020418	9110359	199629	Sieno-Diorita	Qda. Ucchucubamba - Sitabamba	Paleógeno - Neógeno
2	SI-040418	9111606	199231	Sieno-Diorita	Alrededores Sitabamba (Ticapampa)	Paleógeno - Neógeno
3	SI-050418	9111878	206244	Gabro	Cerro Maramorco - Sitabamba	Paleógeno - Neógeno
4	PI-030814	9125407	220980	Granito	Este Laguna Pias	Carbonífero Inferior
5	CU-020816	9119182	225218	Granito	Intrusivo alrededor de mina Culebrillas	Carbonífero Inferior
6	HY-020814	9113982	214659	Cuarzo-monzonita	Intrusivo SE de Huayo	Paleógeno - Neógeno
7	SA-50468	9109462	229903	Diorita	Cerro Gigante	Carbonífero Inferior
8	SA-50471	9112420	229399	Granito?	Cerro Alto Castilla	Carbonífero Inferior
9	SA-50472	9109608	229356	Granito	Cerro Cabana	Carbonífero Inferior
10	SA-50473	9107459	231505	Granito	Alto Pomachay	Carbonífero Inferior
11	SA-51061	9106672	232938	Diorita	Cerro Gigante	Carbonífero Inferior
12	SB-50616	9106129	232359	Granito?	Abra - Este Mina Santa Barbara - Norte de Buldibuyo	Carbonífero Inferior
13	SB-50475	9106672	232938	Granito	Bx Santa Barbara - Norte de Buldibuyo	-
14	AL-030516	9103822	230685	Diorita	Alrededores mina Alaska / Puente del Barro - NW de Buldibuyo	Neógeno Medio?
15	HU-040516	9097475	244083	Granito	Alrededores Mina El Plomo - Qda. Taullis - Este de Huaylillas	Jurásico?
16	HU-030616	9098317	245570	Granito	Sur Pampa Tumaranga - Margen Izq. Taullis - Este de Huaylillas	Jurásico?
17	ES-010416	9094160	244957	Cuarzo-Diorita	Cerro Ventana -Qda. Ucchuragra - Alrededores mina La Estrella - Huaylillas	Jurásico
18	ES-020416	9096001	244199	Granito	Paraje Raiz de las Peñas (Fleire - Macull) - Alrededores mina La Estrella - Huaylillas	Jurásico
19	HAS-040616	9097855	247536	Granito?	Alrededores Cerro Alto La Sabana - Este de Huaylillas	Carbonífero Inferior
20	HPM-020616	9096100	255420	Cuarzo-Diorita	Paraje Puerta del Monte - Qda. Vishac - Este de Tayabamba	Carbonífero Inferior
21	SAT-01	9088083	256264	Granito?	Paraje Totorita - Satata - Este de Tayabamba	Carbonífero Inferior
22	SAT-02	9086322	257309	Granito	Qda. El Cedro - Satata - Este de Tayabamba	Carbonífero Inferior
23	SAT-03	9091719	254472	Diorita	Paraje La Zorra - Satata - Este de Tayabamba	Carbonífero Inferior
24	SAT-04	9092083	254995	Granito?	Paraje La Zorra - Satata - Este de Tayabamba	Carbonífero Inferior
25	SAT-05	9088841	256627	Cuarzo-Diorita	Cercanías Laguna La Gata - Satata - Este de Tayabamba	Carbonífero Inferior
26	SAT-06	9084238	258769	Granito	Paraje Tumaranga - Satata - Este de Tayabamba	Carbonífero Inferior
27	SJ-010816	9074371	274637	Cuarzo-Diorita	Paraje Chachacomas - San Juan La Laguna - SE de Tayabamba	Carbonífero Inferior

* Fuente: Datos reporte de exploración MARSa (2018)

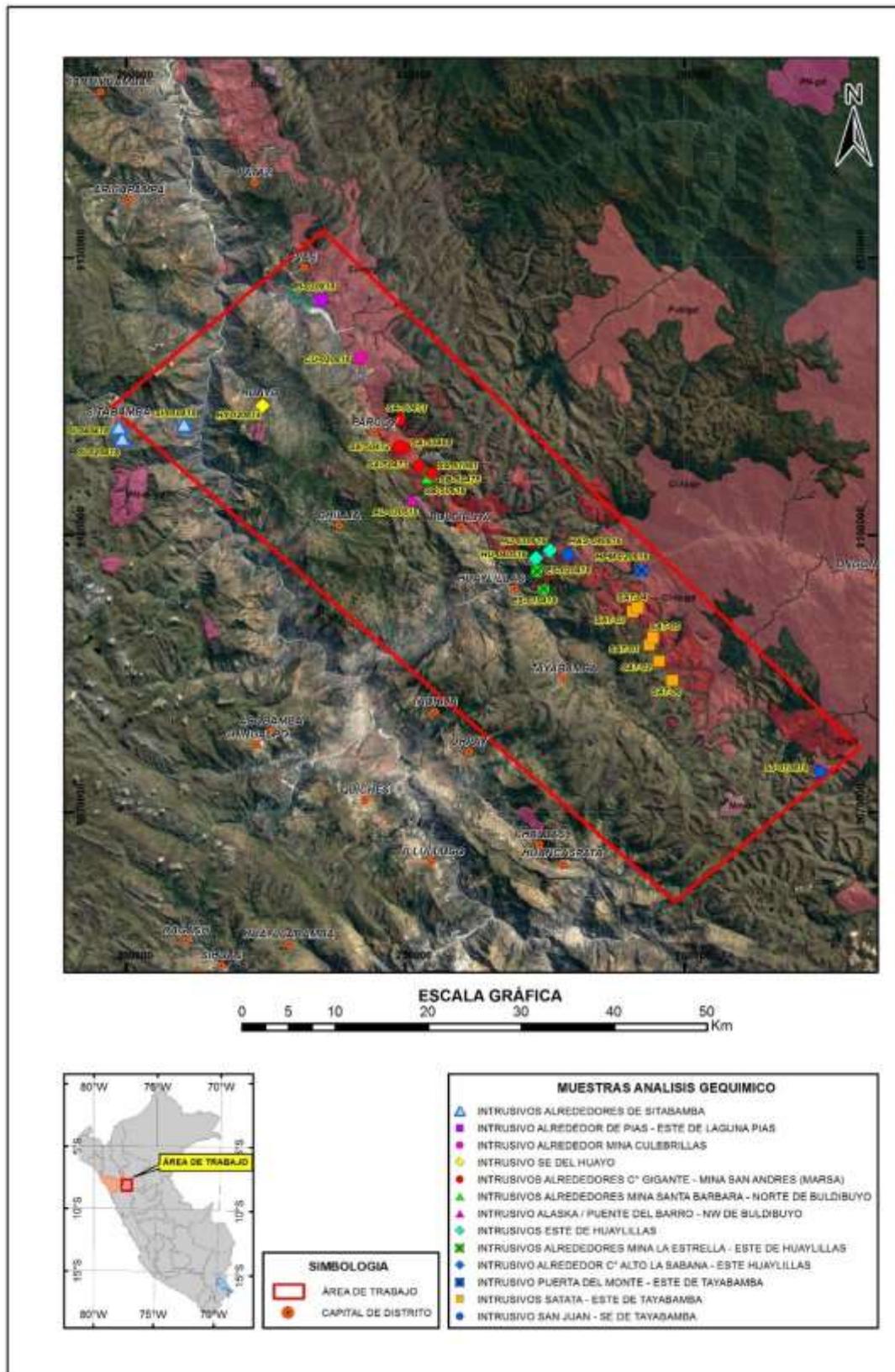


Figura 3,31: Imagen satelital con la ubicación de las muestras de cuerpos intrusivos para análisis geoquímica de roca total en la zona de estudio (Elaborado por L. Rodriguez)
* Fuente: Google Earth 2020.

A continuación, se detallarán los análisis e interpretaciones de los diagramas utilizados para la obtención de la información litogeoquímica de las muestras tomadas.

3.3.3.1 Geoquímica de elementos mayores

Son componentes químicos de una roca cuya proporción en la misma normalmente supera el 1%, su concentración se expresa en tanto por ciento en peso (% peso o wt%) de los óxidos correspondientes. Se denominan de esta manera porque se encuentran en altas concentraciones y controlan en gran medida la cristalización de minerales petrogenéticos en las rocas a partir de fundidos. En 1924 Clarke y Washington a través de un estudio calcularon la composición media de las rocas intrusivas, consideraron los siguientes elementos mayores:

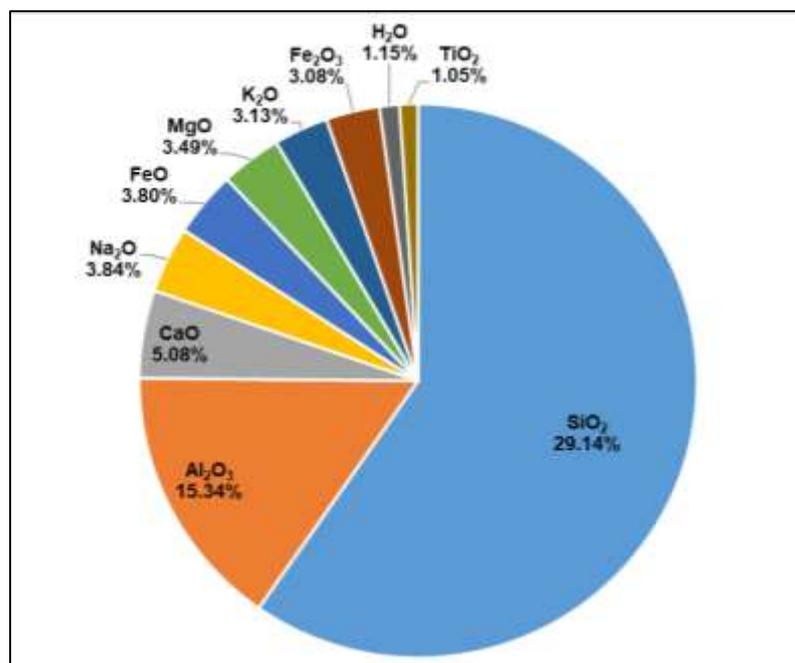


Figura 3,32: Elementos mayores utilizados para calcular la composición media de las rocas intrusivas, los cuales constituyen el 99% del total de la corteza terrestre, siendo la sílice el óxido dominante y se presenta entre un 30 y 80% en la mayoría de las rocas intrusivas.

* Fuente: Clarke y Washington, 1924.

Los elementos mayores son usados básicamente para la clasificación y nomenclatura de las rocas, en los diagramas de variación (interrelación de los elementos e inferir procesos geoquímicos) y como un medio de comparación con composiciones de rocas determinados experimentalmente (Rollinson, 1993).

Los análisis de elementos mayores y trazas permiten determinar la génesis de las rocas, es decir su petrogénesis, siendo así que para la clasificación química de las rocas intrusivas se usa el diagrama TAS (Álcalis total vs Sílice) y otros diagramas como por ejemplo el De la Roche (R1 vs R2) el cual es muy usado para clasificar rocas plutónicas usando cationes.

A. Diagrama R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980) utilizando cationes

Respecto a este tipo de diagrama una serie de autores prefiere calcular la composición de las rocas como cationes, siguiendo los siguientes pasos:

- El porcentaje en peso del óxido (%) se divide por el peso equivalente del óxido ajustado a un catión y se expresa a menudo de forma ligeramente diferente.
 - El porcentaje en peso del óxido (%) es dividido por el peso molecular del óxido y multiplicado por el número de cationes en la unidad de fórmula.
 - Así el % en peso del SiO se divide por 60.09. Sin embargo, el % en peso del Al₂O₃ se divide por 101.96 y luego se multiplica por 2. En algunos casos, la proporción de los cationes se multiplican por 1000 (milicaciones)
- Representando los resultados se representan en un gráfico de dos variables utilizando parámetros R1 en el eje X

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

Donde el Fe representa el hierro total y R2 en el eje Y se define como:

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

Dentro de las ventajas de este esquema de clasificación son que:

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

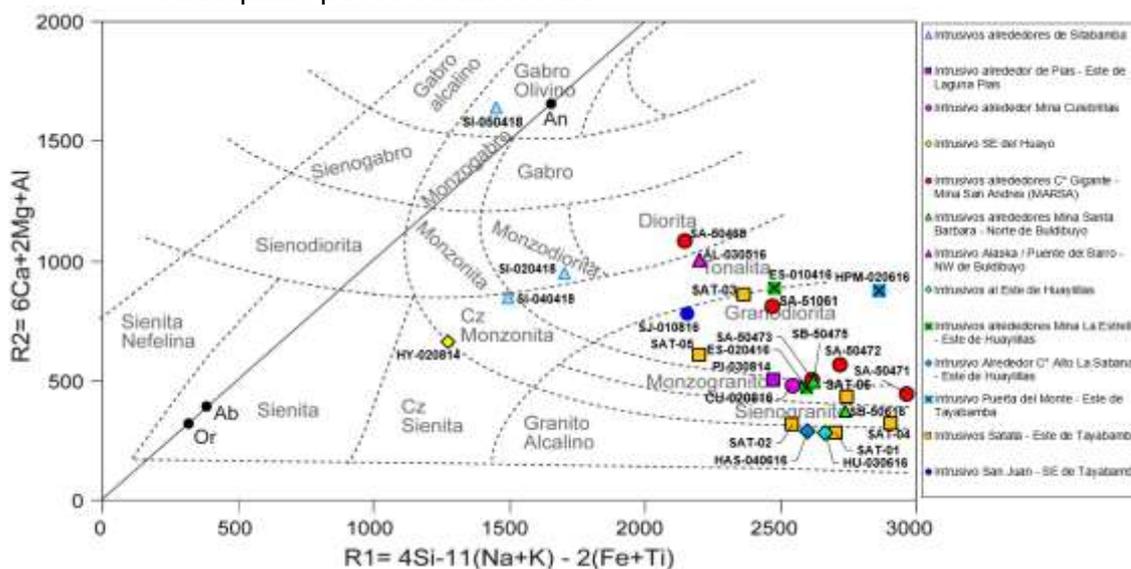


Figura 3,33: Diagrama R1 vs R2 para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodríguez 2021)

* Fuente: De la Roche et al, 1980)

Como se puede observar en el diagrama (figura 3,33), las muestras de los intrusivos tomados en la zona de estudio, poseen una composición básica a intermedia:

- Las muestras de los intrusivos tomados alrededor de Sibamba se divide en dos grupos de rocas, unas muestras que varían entre Cuarzo Monzonita

y Monzodiorita y una muestra en el campo de Gabro Olivino, esta variación se da probablemente por una diferenciación de magmas y enriquecimiento en magnesio y aluminio.

- Las muestras tomadas en los alrededores de Pias y la mina Culebrillas se encuentran en el campo Monzogranito variando ligeramente a Granodiorita.
- La muestra de intrusivo tomado cerca al poblado del Huayo se encuentra en el límite entre Cuarzo Sienita y Cuarzo Monzonita.
- Las muestras tomadas en los alrededores del cerro San Andrés (MARSA) al Este de Parcoy, pertenecen a Granodioritas con variaciones que van desde Monzogranito a Diorita, esta variación se debe a la baja de calcio y magnesio.
- Las muestras tomadas en los alrededores de la mina Santa Bárbara, varía de Monzogranito a Sienogranito variaciones ligeras entre calcio y magnesio.
- La muestra tomada cerca de la antigua mina Alaska, en el paraje Puente del Barro se registra dentro del campo Tonalita.
- Las muestras tomadas en los alrededores de la mina La Estrella (Este Huaylillas), al igual que la anterior se encuentran en el límite de Granodiorita-Tonalita y de Monzogranito-Granodiorita varía ligeramente en calcio y magnesio.
- Las muestras tomadas al Este de Huaylillas y en los alrededores del cerro Alto la Sabana, se registra dentro del campo de Granito alcalino variando débilmente a Sienogranito
- Las muestras de intrusivos al Norte del cerro Satata, al Este de Tayabamba, se encuentran en el campo de Monzogranito variando a

Granodiorita debido a una alta variación de Magnesio y Calcio y Sienogranito a Granito alcalino debido a la variación de calcio y magnesio.

- Las muestras de intrusivos tomados en los parajes San Juan y Puerta del Monte, se ubica en el campo de Granodiorita variando débilmente a Tonalita.

B. Diagrama TAS Total Álcalis vs Sílice (Le Maitre *et al.*, 2002)

Este diagrama nos muestra una clasificación simple en la que se puede determinar químicamente el tipo de roca (granitos, granodioritas, gabros, etc) y divide rocas por su contenido de sílice en ultrabásicas (SiO_2 menor de 45%, básicas (SiO_2 de 45 a 52%), intermedias (SiO_2 de 52 a 66%) y ácidas (SiO_2 mayor de 66%) siguiendo el uso de Peccerillo & Taylor (1976)

El diagrama TAS propuesto por Le Maitre *et al.*, (2002) muestra una clasificación para las rocas plutónicas introduciendo una división en cuanto a su contenido de álcalis (serie magmática):

1. **Serie alcalina (SiO_2 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.
2. **Serie calcoalcalina (SiO_2 entre 51 a 62 %):** No proviene claramente de un magma primario. Sus rocas poseen numerosos minerales hidratados (anfíboles, biotita) predominando rocas intermedias, como las andesitas. Esta serie es típica de los bordes destructivos de placa (zonas de subducción).
3. **Serie toleítica (SiO_2 mayor de 62%):** Se forma a partir de magmas basálticos, relativamente ricos en SiO_2 y pobres en álcalis, enfriándose

rápidamente con poca oportunidad de diferenciarse, formándose basaltos y gabros. Esta serie es típica de las dorsales oceánicas y por extensión del resto de los fondos oceánicos.

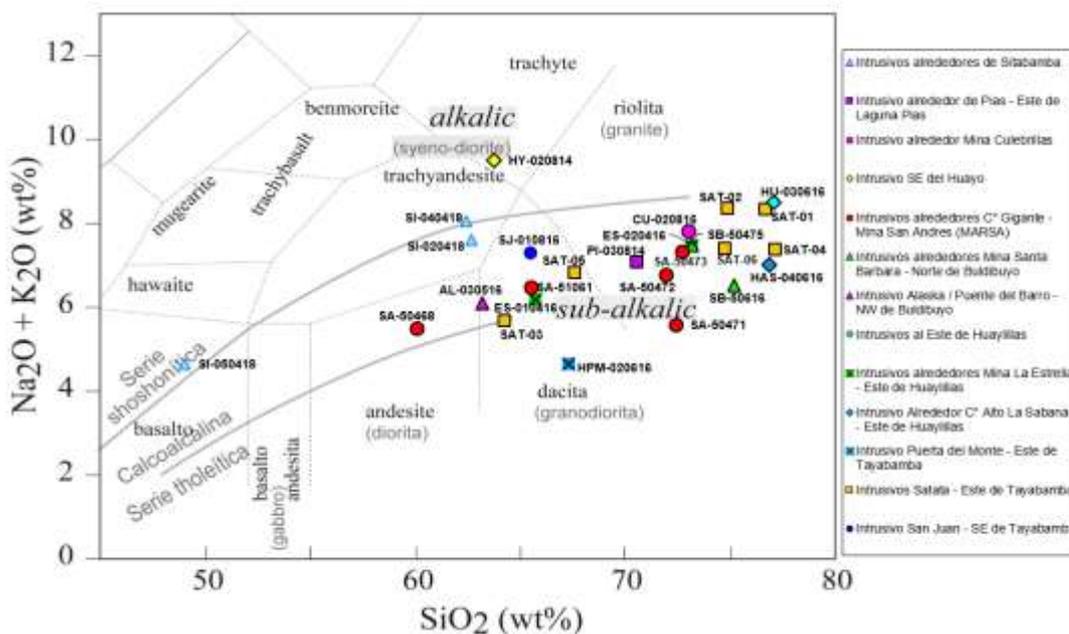


Figura 3,34: Diagrama TAS-Total Álcalis vs Sílice, sobre el cual se graficó las muestras de analizadas (modificado por L. Rodriguez 2021)
Fuente: Le Maitre et al., 2002.

En la *figura 3,34* las rocas de la zona de estudio presentan una concentración de sílice aproximadamente entre 60% y 78%, los que nos indica que tienen una composición intermedia a acida y las facies de transición se encuentra en la serie subalcalina, a diferencia de la muestra de intrusivo tomada en el Huayo que se ubica en el campo de la serie alcalina, lo que nos indica su alto contenido de Na y K.

- Las muestras de los intrusivos en Sitabamba presentan una concentración de sílice aproximada entre 49 y 63%, de composición básica a intermedia y reconociéndose dos facies litológicas, basalto y otro sieno-diorita que se encuentran en el campo de la serie calcoalcalina.

- Las muestras de intrusivos tomados en los parajes de Pias, mina Culebrillas, mina Santa Bárbara, Huaylillas y cerro Alto la Sabana, según sus contenidos de sílice poseen una composición acida, de facie granítico que se encuentra en el campo de la serie de transición sub-alcalina.
- Las muestras del intrusivo en los alrededores de la mina San Andrés (MARSA) tienen una concentración de sílice aproximada de 60 a 72%, de composición intermedia a excepción de las tomadas en el cerro Gigante que tiene una ligera acidez y reconociéndose tres grupos de rocas, una facie diorítica en la serie calcoalcalina, otra granodiorítica y una última facie granítica siendo estas últimas ubicadas en el campo de transición de la serie subalcalina.
- Se han reconocido dos facies litológicas en las muestras ubicadas en el sector de Satata (Este de Tayabamba), uno granodiorítico y otro granítico, los mismos que tienen una composición acida (concentración de sílice de 64 a 78%), estas muestras se encuentran en la serie subalcalina.
- Las muestras de los intrusivos ubicadas en cerca de la antigua mina Alaska y en el paraje San Juan tienen una composición acida, reconociéndose como una facie granodiorítica que se encuentra en el campo de la serie calcoalcalina.
- El intrusivo ubicado en el paraje Puerta del Monte (Este Tayabamba) de facie granodiorítica y las ubicadas en los alrededores de la mina La Estrella (Este de Huaylillas) de facies granodiorítica y granítica, tienen una composición acida según su contenido de sílice y se encuentran en el campo de serie subalcalino.

C. Diagrama de Índice de Saturación de Alúmina (Shand, 1968)

La alúmina después de la sílice viene a ser el componente más importante en las rocas ígneas. Shand (1968) propuso una clasificación en la cual involucra al Al_2O_3 y la abundancia relativa a K_2O , Na_2O y CaO . La relación molecular de Al_2O_3 a $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ es 1:1, de modo que un exceso o carencia de Al_2O_3 con respecto a esta relación se refleja en la naturaleza de los minerales ferromagnesianos (Rivera, 2007).

Shand (1968), propuso cuatro grupos de rocas ígneas en términos de saturación de alúmina:

- a. **Rocas Peralumínicas ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$):** rocas plutónicas con alto contenido de sílice y de las pegmatitas formadas a baja temperatura.
- b. **Rocas Metalumínicas ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$):** rocas que contienen minerales que se forman a temperaturas relativamente bajas en presencia de agua.
- c. **Rocas Subalumínicas ($\text{Al}_2\text{O}_3 = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$):** rocas se forman a partir de magmas calientes y relativamente anhidros, contienen además poco o ningún exceso de alúmina.
- d. **Rocas Peralcalinas ($\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$):** rocas provienen de las últimas etapas de la cristalización de los magmas ricos en sodio y cuando el magma residual es fuertemente alcalino.

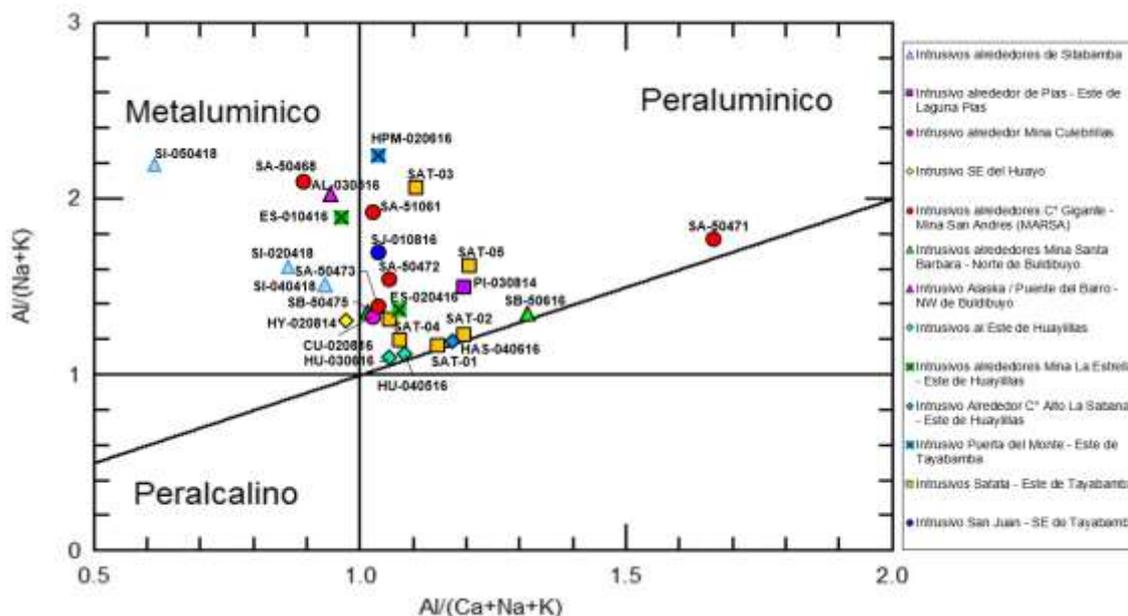


Figura 3,35: Diagrama de Índice de saturación de alúmina para las muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodriguez 2021)

* Fuente: Shand, 1968.

Según la figura 3.35 se muestra una diferenciación entre magmas Metalumínicos (Tipo I subducción en margen activa) y Peraluminicos (Tipo S, rift o fusión de corteza superior/inferior).

La mayoría de muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio se encuentran en el campo de tipo Peraluminico, con alta alúmina ($Al > Na + Ca + K$) los mismos que son típicos de componentes corticales y posiblemente contaminados con alta alumina debido a la asimilación de rocas del Complejo del Marañón; respecto a las muestras ubicadas en los alrededores de Sitabamba, el Huayo y la antigua mina Alaska corresponden a un magma Metalumínico, lo que indica que podría haber circulado fluidos hidrotermales en rocas (en este caso intrusivas ricas en SiO_2) cuyos minerales se forman a bajas temperaturas.

D. Diagrama de Cristalización de feldespatos por el Enriquecimiento de Na-K (Peccerillo & Taylor, 1976; modificado por Le Maitre, 1989)

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

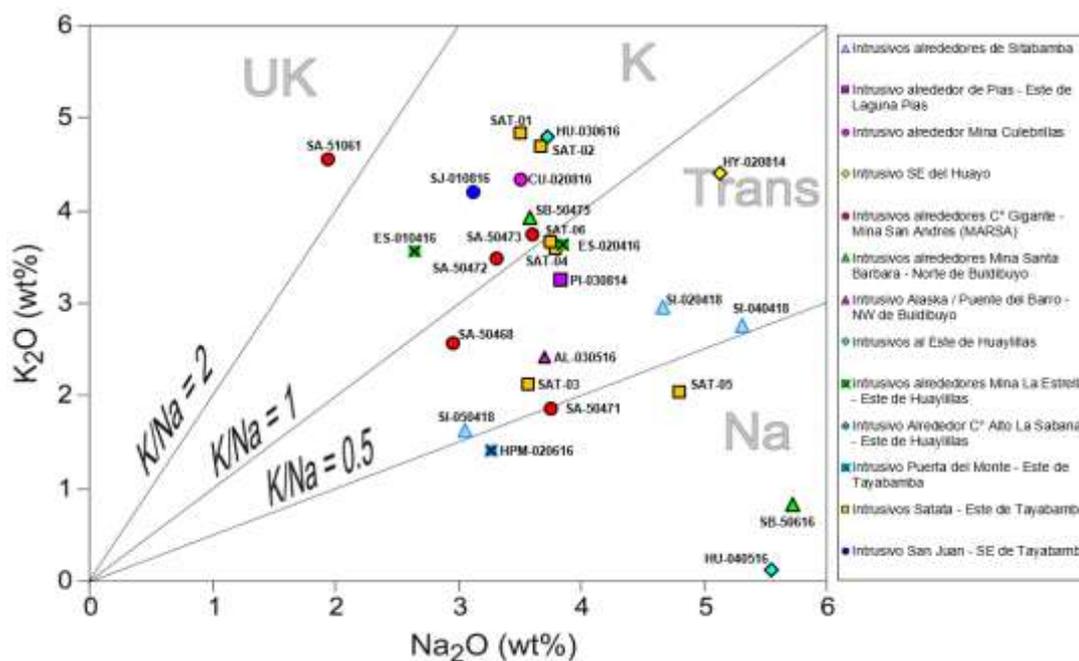


Figura 3,36: Diagrama de Cristalización de Feldespatos por el enriquecimiento de Na-K, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (Elaborado por L. Rodríguez 2021)

Fuente: Peccerillo & Taylor, 1976; modificado por Le Maitre, 1989.

Según podemos observar en la *figura 3,36* las rocas varían de rango principalmente por la presencia de plagioclasas de forma creciente, así como la alteración potásica que se presenta en la zona de estudio.

- Las muestras tomadas en los alrededores de Alaska y Sitabamba se encuentran en el campo transicional con una ligera tendencia al campo sódico debido al alto contenido de plagioclasas, mientras que las

muestras tomadas en el Huayo y Pias también pertenecen al campo transicional, pero tienden al campo potásico.

- La muestra del intrusivo tomado en el paraje San Juan y en la zona de la mina Culebrillas se encuentran en el campo potásico.
- Las muestras tomadas al Este de Huaylillas y en alrededor de la mina Santa Bárbara se encuentran en los campos sódico y potásico.
- Las muestras tomadas en el intrusivo ubicado en la zona aledaña a la mina La Estrella transicional a potásica, debido a la variación de plagioclasas.
- Respecto a la muestra ubicada en el paraje Puerta del Monte (Este de Tayabamba) se encuentra en el área sódica con tendencia al campo transicional.
- Las rocas ubicadas alrededor de la mina San Andrés y al Norte del cerro Satata, al Este de Tayabamba se encuentran en los campos de composición potásica-transicional-sódica, debido a la presencia cuantitativamente creciente de plagioclasas, excepto una muestra ubicada en el cerro Gigante que presenta alteración potásica.

E. Diagrama Enriquecimiento de K (Ringwood, 1989)

Este 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.

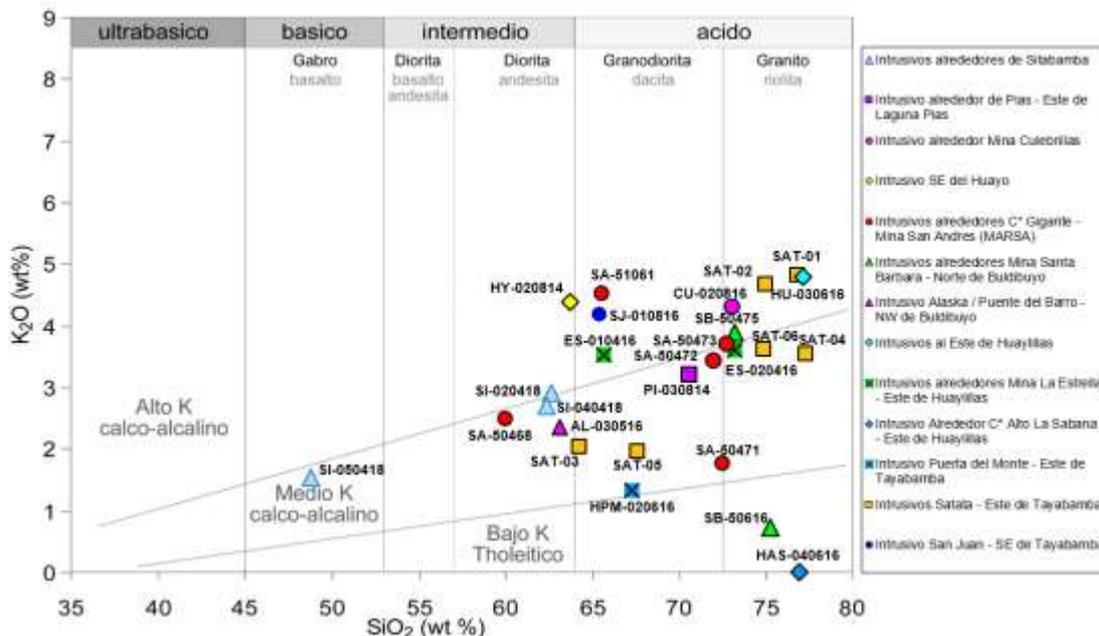


Figura 3,37: Diagrama de Enriquecimiento de K, para las muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodríguez 2021)

* Fuente: Ringwood, 1989.

Tal como se puede observar en la figura 3,37 la mayoría de las muestras en la zona de estudio presentan composición intermedia a acida y un contenido medio y alto de potasio.

- Los intrusivos en Sitabamba son de composición básica a intermedia y tienen un contenido medio y alto de potasio.
- Las muestras tomadas en el Huayo y la mina abandonada Alaska tienen una composición intermedia con tendencia acida, con alto y bajo contenido de potasio respectivamente.
- Las muestras de composición acida ubicadas en Huayllillas, paraje San Juan, en las zonas aledañas a las minas Culebrillas, Santa Bárbara, La Estrella, tienen alto contenido de potasio.
- Las rocas tomadas en la zona aledaña a la mina San Andrés (MARSA) también es de composición acida y varía de medio a alto su contenido de potasio.

- Respecto a las muestras tomadas en los parajes Alto La Sabana, Pias y Puerta del Monte son de composición acida, pero tienen un contenido bajo y medio de potasio respectivamente.

F. Diagrama de Determinación del contenido de FeO total

El diagrama de correlación binaria de FeO tot vs SiO₂ (wt%) es utilizado para determinar que magma es más profundo, a medida que el magma es más profundo el contenido de FeO tot es mayor, en tanto que a mayor contenido de SiO₂ nos va a indicar el grado de diferenciación y menor profundidad

En la *figura 3,38* se puede apreciar que las muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio presentan un contenido bajo a medio de Fe, estas muestras que tiende a incrementar su valor de Fe nos permitirían comparar la profundidad de magmas.

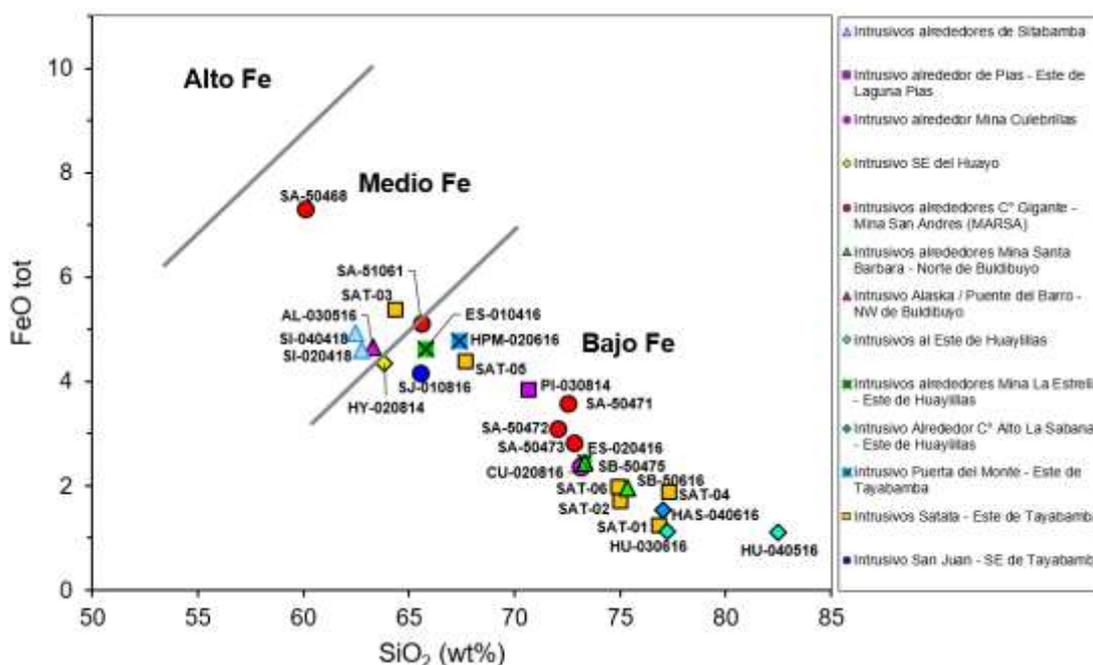


Figura 3,38: Diagrama SiO₂ vs FeO tot, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodríguez 2021)

* Fuente: Elaboración propia

- Las muestras tomadas en los alrededores de la mina San Andrés (MARSA) y en la zona de Satata tienen un contenido bajo a medio de Fe.

- Las muestras con bajo contenido de Fe se ubican en el intrusivo de las zonas aledañas a Pias, Huaylillas, al paraje Alto La Sabana y de las minas Culebrillas, Santa Bárbara; así como los ubicados en el Huayo, paraje Puerta del Monte y San Juan que presentan una ligera tendencia al campo medio de Fe.
- Respecto a las muestras tomadas en Sitabamba y en la antigua mina Alaska se encuentran en el campo medio de contenido de Fe.

3.3.3.2 Elementos traza

Son los elementos que se encuentran en muy baja concentración, generalmente por debajo del 1% o 10 000 ppm y se encuentran demasiado diluidos como para formar fases separadas, lo cual hace que actúen sustituyendo a los elementos mayores en las estructuras mineralizadas. El estudio de los elementos traza actualmente es bastante usado en la petrología moderna puesto que permite la discriminación entre procesos petrológicos de los elementos mayores (Rollinson, 1993).

La concentración y distribución de los Elementos Traza pueden ser utilizados para estudiar la evolución de los magmas, ayudando a establecer el origen de los magmas y para discriminar procesos magmáticos. Los elementos Li, Sc, V, Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Mo, Cs, Cd, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pb, Th, U, están considerados como los más importantes.

Cuando el manto terrestre es fundido, los elementos traza pueden mostrar preferencia por la fase líquida (fundido) o la fase sólida (mineral) a los cuales se les llama elementos compatibles e incompatibles, respectivamente. (Rollinson, 1993; White, 2007).

3.3.3.3 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), Disprosio (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, 1993).

Estos elementos químicos son 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 con 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:

- **Tierras Raras Ligeras (LREE):** Formado por la serie del Lantano (57) al Samario (62)
- **Tierras Raras Intermedias (MREE):** Conformadas por el Europio (63), Gadolinio (64) y Terbio (65).
- **Tierras Raras Pesadas (HREE):** Lo integra la serie del Disprosio (66) al Lutecio (71).

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).

Tabla 3.3: Características químicas de las Tierras Raras.

Número Atómico	Nombre	Configuración	Radio iónicos de diferente número de coordinación (nm)				Electro-Negatividad	N° de oxidación		Peso Atómico (g)	Tipo	
			VI	VI	VI	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	MEDIANAS	
63	Europio (Eu)	(Xe)4f ⁷ 6s ²	9.47	10.10	10.66	11.20	1.00	3	2	151.960		
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	PESADAS	PESADAS
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	Yttrio (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. et al. (2005)		

* Tomado de Vásquez, 2009.

Según Fernández & 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).

3.3.3.4 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 de los minerales. Estas son las tierras raras Th, Y, Zr, Hf, Nb y Ta (Perce, 1983). Estos elementos son inmóviles, mientras que 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, los que hace que sean 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 tienen al La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Los metales de transición Mn, Zn y Cu tienden hacer 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 procesos magmáticos. La distribución de los elementos traza entre las fases puede ser descritas 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; 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 elemento compatible. Valor menor a 1.0 implica que el elemento traza tiene preferencia por el fundido y es elemento incompatible. La concentración de los elementos traza en el sistema solar es variable debido a ello 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).

A. Diagrama de Origen de los granitos

- **Diagrama Y vs Nb**

Este diagrama (*figura 3,39*) nos permite confrontar las abundancias en ppm de los elementos traza Nb vs Y, es planteado en escala logarítmica, con el fin de determinar el origen de las rocas ígneas si son de origen de arco volcánico, de intraplacas y de dorsal oceánica (Quispe & Rivera, 2013).

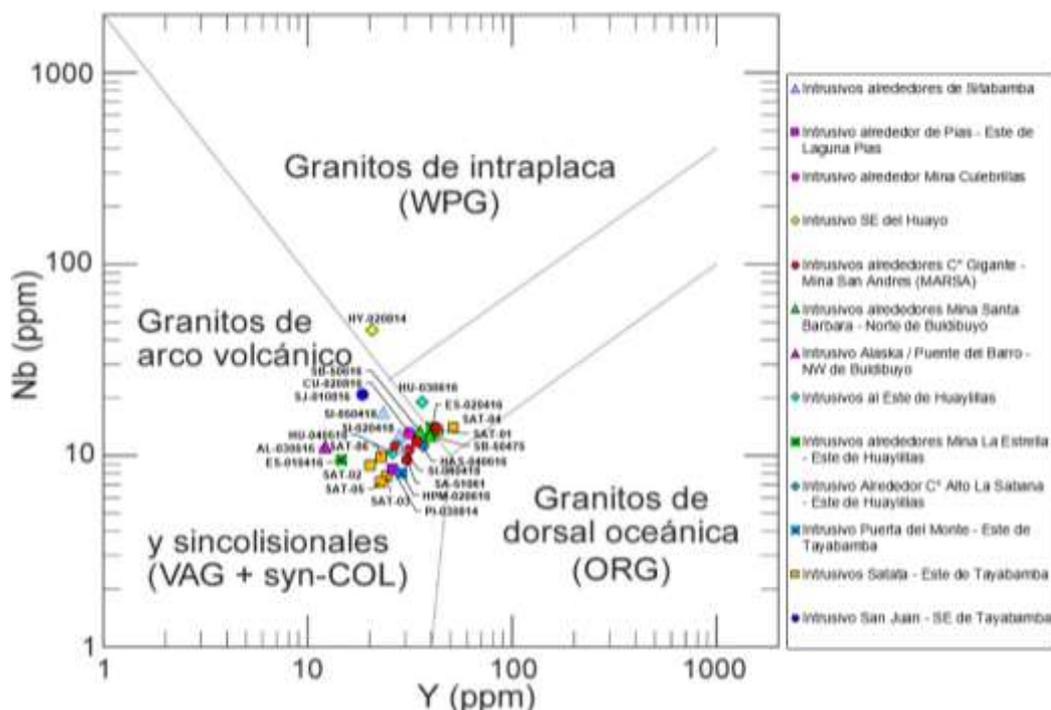


Figura 3.39: Diagrama de Origen de los granitos Y vs Nb, como se puede observar la mayoría de las muestras proceden de los granitos de arco volcánicos, un caso de excepción es la muestra tomada alrededor del Huayo que tendría procedencia de granitos de intraplaca (modificado por L. Rodríguez)

* Fuente: Pearce et al., 1984.

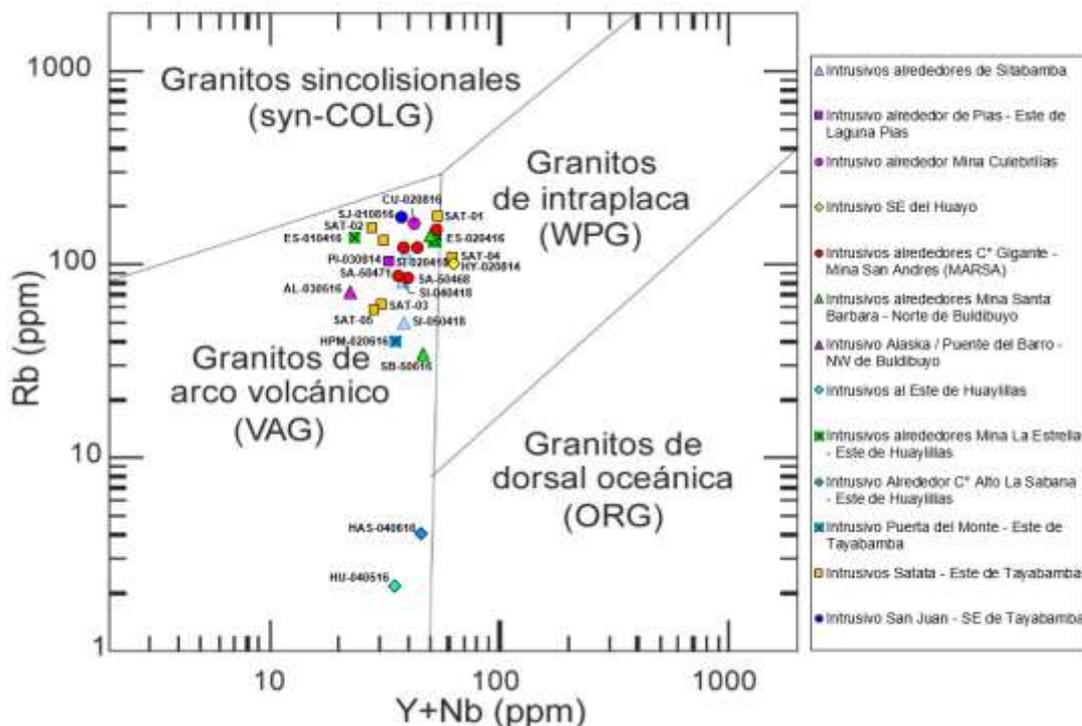


Figura 3.40: Discriminante Rb vs Y+Nb; la mayoría de las muestras tomadas en la zona de estudio se encuentran en el campo tipo Arco Volcánico interpretado como subducción. Los datos concuerdan con Haeblerlin (2002) e interpretan un perfil de subducción posiblemente oblicua sin ninguna componente de extensión tipo "Rift" (modificado por L. Rodríguez 2021)

* Fuente: Pearce et al., 1984.

Cabe resaltar que como referencia teórica de acuerdo con el engrosamiento cortical y presión litosférica se determinó que se distinguen dos grupos:

- Valores altos en Nb, indican el grupo de las rocas que afloran hacia el Oeste del área y están menos contaminadas.
- Valores bajos en Nb, indican que el grupo de rocas que afloran hacia el Este del área están más contaminados.

- **Diagrama Rb vs Y+Nb**

Este diagrama (*figura 3,40*) al igual que el anterior, también nos permite determinar donde se originó el magmatismo: Arco volcánico (tipo andes + subducción), Within-plate (intraplaca, tipo el rift de Mitu o mar rojo), MORB (tipo cordilleras mesoceánicas actuales) y Syn-collisional (tipo magmatismo y rocas Paleozoicas alóctonas adosadas al margen de Ecuador).

B. Diagrama de variación Rb vs V

Mediante este diagrama podemos determinar los diferentes procesos magmáticos y petrogenéticos que han ocurrido en estos cuerpos intrusivos de nuestra zona de estudio.

Los datos son ploteados a escala en este diagrama a escala logarítmica y representa las concentraciones de un elemento compatible respecto al más incompatible, se usa principalmente para diferenciar entre un proceso de cristalización fraccionada o fusión parcial. (Fernández & Hernández, 1991), indican que algunos autores usan elementos como Ti, Zr, Y, Nb, etc. porque estos aparecen en proporciones diferentes en las distintas series volcánicas.

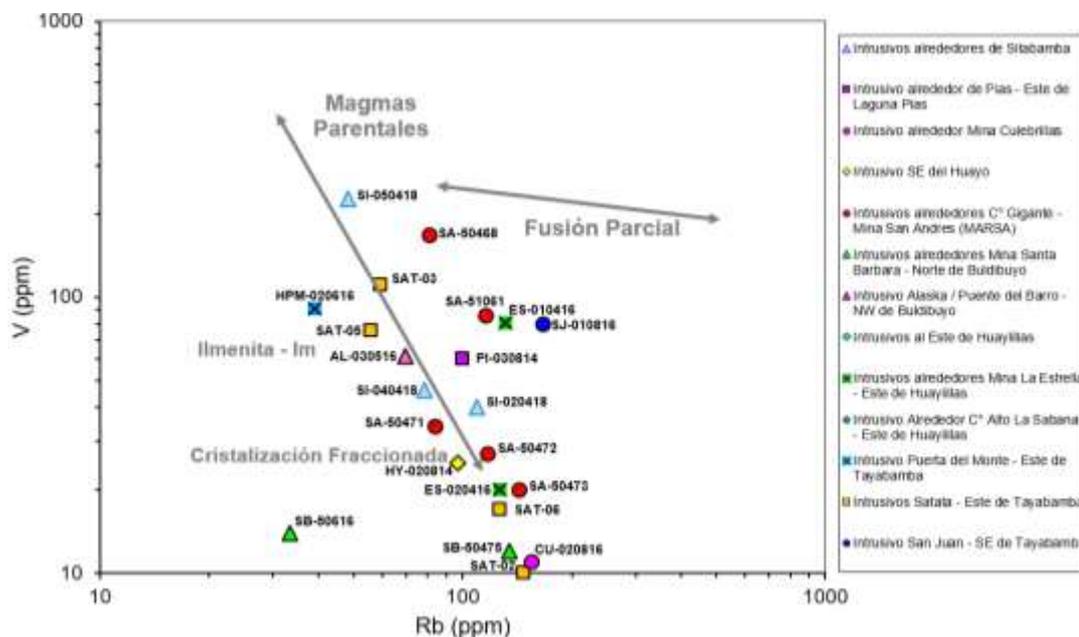


Figura 3,41: Diagrama de variación Rb vs V, para las muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodríguez 2021)

* Fuente: Quispe & Rivera, 2013.

Como podemos observar en la *figura 3,41* la mayoría de muestras tomadas en los intrusivos del área de estudio se encuentra en tendencia al proceso de *Cristalización Fraccionada*. Según Schiebold (1931) indica que el rubidio (Rb) se encuentra casi siempre en los feldespatos potásico, por ello podemos inferir que en algunas muestras (Mina Santa Bárbara, por ejemplo) presentan una tendencia horizontal positiva en ppm (en aumento).

Respecto a la mayoría de las muestras, el Vanadio (V) varía sus concentraciones desde 10 a 228 ppm, para los cuerpos intrusivos del cerro Gigante (mina San Andrés- MARSA) varía de 20 a 168 ppm, en la zona Satata (Este de Tayabamba) de 10 a 111 ppm y de Sibabamba desde 109 a 228 ppm, mientras que para el rubidio (Rb) las concentraciones desde 33 a 166 ppm, para las muestras del cerro Gigante varían desde 83 a 142 ppm, Satata 55 a 147 ppm y de 48 a 109 ppm en Sibabamba.

C. Diagrama de variación V vs Zr

De la misma manera que en el diagrama Rb vs V, nos permite determinar los diferentes procesos magmáticos y petrogenéticos que han ocurrido con las muestras tomadas de los cuerpos intrusivos de nuestra zona de estudio. Para este diagrama usamos los valores en ppm, sin normalizar.

La *figura 3,42* indica la tendencia de la mayoría de las muestras tomadas en la zona de estudio hacia el proceso de Cristalización Fraccionada, a excepción de las muestras tomadas en el cerro Gigante (mina San Andrés - MARSA) y la muestra tomada en el cerro Maramorco (Sitabamba) que tienden a un magma parental, los valores promedio de Zr de los intrusivos tomados varían entre 188 a 198 ppm para San Andrés, 110 a 196 ppm para Satata, 134 a 211 para Sitabamba y de 96 ppm (Huaylillas) a 341 ppm (Huayo) para el resto de muestras.

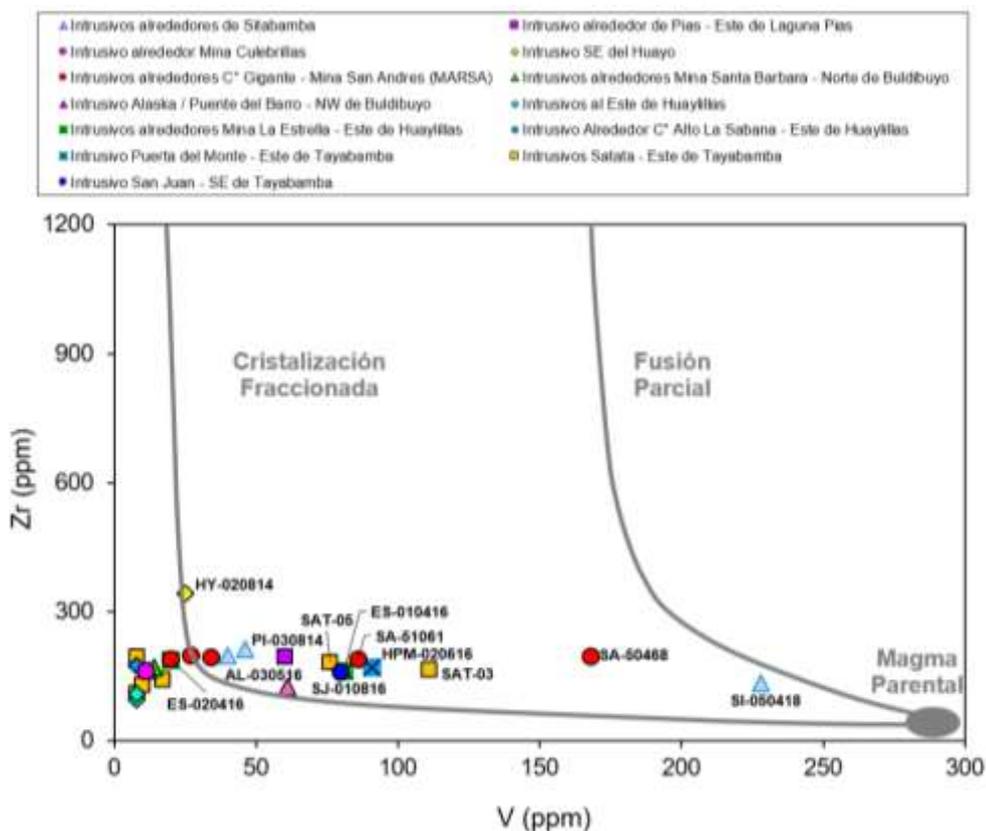


Figura 3,42: Diagrama de variación V vs Zr, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodríguez 2021)

* Fuente: Quispe & Rivera, 2013.

D. Diagrama de Profundidad de Generación del Magma (Mantle & Collins, 2008)

Este diagrama es de gran utilidad ya que se puede determinar la profundidad en una columna cortical en la que se han generado los magmas.

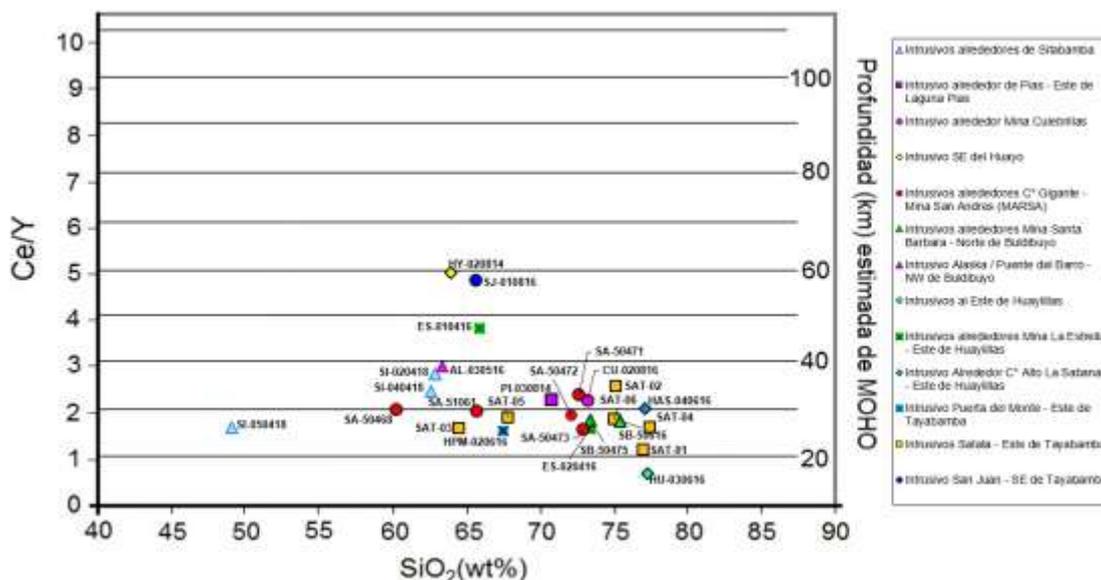


Figura 3,43: Diagrama de Profundidad de Generación del Magma para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodríguez 2021)

*Fuente: Mantle & Collins, 2008.

Como podemos observar en la figura 3,43 las muestras de intrusivos tomados en el Huayo y en el paraje San Juan (SE de Tayabamba) se encuentran en el rango de 4.8 a 5 de Ce/Y, estos valores nos podrían indicar que estos magmas han sido formados en una corteza con un espesor aproximado de 60 km, en la muestra en la antigua mina Alaska tiene una razón 3 de Ce/Y indicaría una profundidad de 40 km aproximadamente, mientras que las muestras de Pias (Ce/Y=2.27), mina Santa Bárbara (Ce/Y=1.82) y paraje Alto La Sabana (Ce/Y=2.8) nos indica 30 km de profundidad aproximada.

Respecto a las muestras de Satata nos da valores de 1.22 a 2.57 de Ce/Y, mina San Andrés (MARSÁ) valores de 1.64 a 2.38 de Ce/Y, Sitabamba con razones de 1.67 a 2.82 de Ce/Y indicaría una profundidad aproximada de 20 a 40

km, en los intrusivos de la mina La Estrella presenta valores de 1.64 a 3.81 de Ce/Y indicaría una profundidad aproximada de 25 a 50 km, siendo las muestras tomadas en el paraje Puerta del Monte (Ce/Y = 1.6) y en Huaylillas (Ce/Y = 0.68) las que indicarían el magma se ha formado en un menor espesor de corteza es decir de 25 km y de 15 a 20 km respectivamente.

E. 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 en la zona de estudio.

Gráficamente se muestran las abundancias de las Tierras Raras proyectando 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) lo cual es posible dividiendo ambos valores (Fernández & Hernández, 1991).

Los diagramas “Tela de Araña” o “spider diagram” se emplean 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).

Existen tres formas más utilizadas para la normalización de los datos de elementos traza para su presentación como “diagramas de araña”:

- **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).
- **Meteoritos Condriticos (Tierras raras ligeras LREE y pesadas 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).
- **MORB primitivo:** Es muy útil para la comparación de elementos traza característicos de diferentes tipos de basaltos.

F. Diagrama de Composición del Manto Primitivo-Diagrama Multielemental

Este diagrama nos muestra una secuencia de elementos trazas normalizadas según los valores de Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995).

En la *figura 3,44* se representan los diferentes tipos de curvas tendenciales de las muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio, se observa un moderado enriquecimiento en los elementos móviles LILE (Ce, Rb) y empobrecimiento en los elementos inmóviles HFSE. Se puede observar que las muestras presentan valores LILE altos (30 a 500) y bajos HFSE (<15).

Cabe resaltar, que las muestras tomadas en la zona alrededor de la mina San Andrés (MARSA) presenta valores de LILE bajos (3 a 240) y en HFSE (<15), en Sitabamba los valores de LILE ligeramente altos (30 a 450) así como en valores bajos en HFSE (<15) mientras que en la zona de Satata los valores de LILE son menores de 200 y en HFSE menores a 13.

Como se puede observar el diagrama presenta inflexiones espurias (debido a un factor externo no considerado) 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 & Hernández, 1991).

Tal como se puede apreciar el diagrama presenta anomalías negativas de Eu, Nb, Ta, Ba y Sr (excepto en las muestras de las zonas de Sitabamba, Alaska, mina Estrella y el Huayo que son positivas) mientras que las anomalías positivas se concentran en U, Rb y Th (excepto las muestras de las zonas Sitabamba y Alaska).

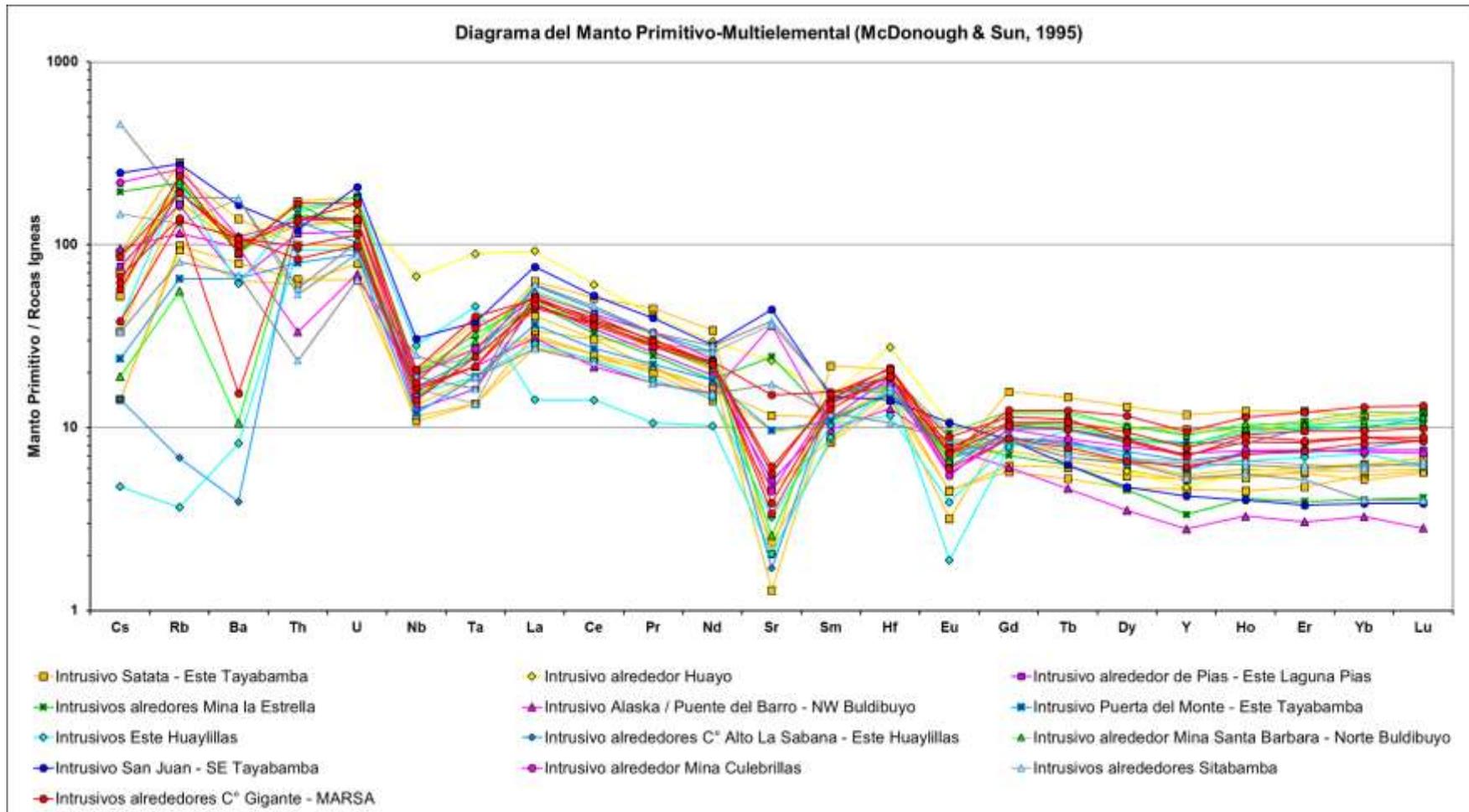


Figura 3,44: Diagrama de Manto Primitivo-Multielemental, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio. Modificado por L. Rodriguez 2021.

* Fuente McDonough & Sun, 1995.

Las anomalías negativas de Nb asociada a Ta y positivas en U, Rb, y Th nos indican típico marco tectónico de subducción (Martinez & Cervantes, 2003) mientras que los valores de Nb mayores a 1 evidencian contaminación cortical en procesos magmáticos ocurridos en la zona (Wilson & Winter, 2001).

El diagrama de la zona de estudio nos muestra una tendencia de variación en el Sr y Ba; estos elementos están asociados al K, el Sr se encuentra tanto en las plagioclasas como en los feldespatos potásicos, pero solamente en el Ba los feldespatos potásicos se encuentran en cantidades significativas (Rankama, 1954). La anomalía negativa de Sr es típico de magmas de arco (Vatin Perignon *et al.*, 1996) refleja además la importancia de la plagioclasa durante la diferenciación.

G. Diagrama de Normalización de Condritos-Diagrama de Tierras Raras

El patrón usado para la normalización fue un condrito a partir de Datos de McDonough & Sun (1989).

En la *figura 3,45* se puede observar que una característica principal es la pendiente que presentan los valores de los intrusivos muestreados en la zona de estudio, donde las líneas de concentración son subparalelas. Como se puede apreciar presenta un enriquecimiento de las tierras raras ligeras LREE (La, Ce, Pr, Nd y Sm) y empobrecimiento de las tierras raras pesadas HREE (Eu, Gd, Tb y Dy).

El Subparalelismo de las líneas de concentración indica la importancia del proceso de cristalización fraccionada en la evolución de los magmas (Martinez & Cervantes, 2003).

Es decir, las muestras son cogenéticas, debido a que guardan paralelismo y similares grados de concentraciones de elementos ligeros (LREE=La-Sm) como pesados (HREE=Sm-Yb).

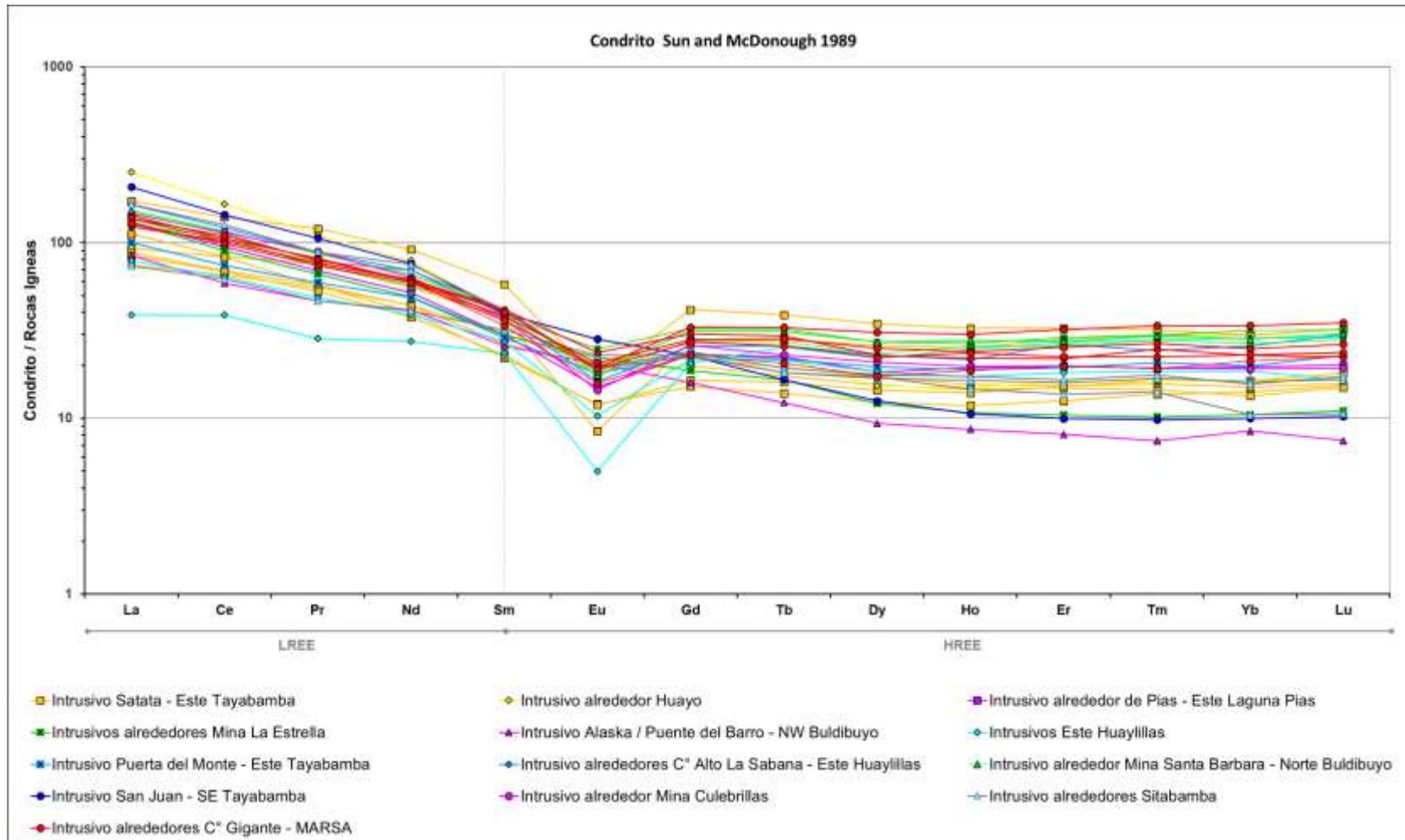


Figura 3,45: Diagrama de Tierras Raras para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio. Modificado por L. Rodriguez 2021.

* Fuente: McDonough & Sun, 1989.

Asimismo, la pendiente moderada evidencia un grado de evolución cortical por fraccionamiento y en un marco de corteza medianamente engrosada. La disminución absoluta o relativa de algún elemento específico significa el fraccionamiento de las fases en las cuales puede haberse acumulado (Rivera, 2007), como se puede observar en la *figura 3,23* las anomalías negativas de europio (Eu) indicaría que se dio la cristalización de plagioclasas y ha llegado un magma residual empobrecido en Eu (Fernández & Hernández, 1991).

3.3.3.5 Ocurrencia de minerales 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. La corteza anfibolítica tiene como mineral principal a la hornblenda, la cual se caracteriza por tener alto contenido de agua en su composición (Kay & Mpodozis, 2000).

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.

A. Diagrama de Proveniencia del Magma Ce vs Ce/Y.

Podemos observar que en el diagrama de la *figura 3,46* muestra la razón Ce vs Ce/Y (elemento compatible con un elemento incompatible), teniendo en cuenta que el Y actúa como elemento inmóvil en agua (Choquehuanca, 2014), se indica que la mayoría de las muestras proceden básicamente de la cristalización fraccionada

con alguna tendencia hacia la fusión de eclogita, teniendo como mineral residual al granate.

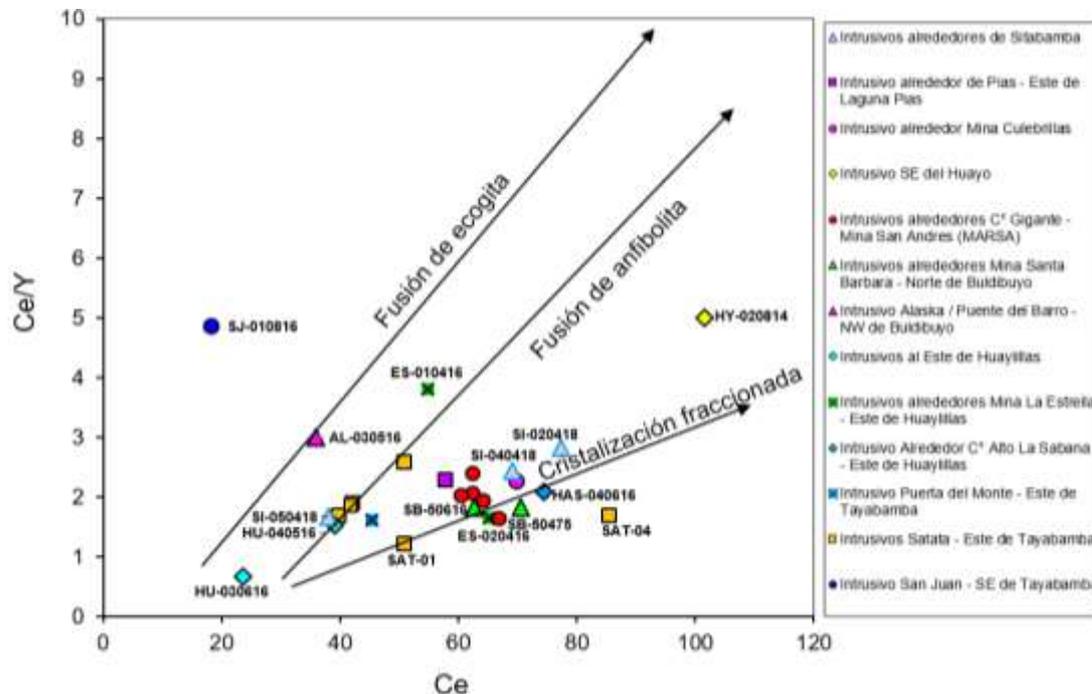


Figura 3,46: Diagrama de Proveniencia del Magma Ce vs Ce/Y, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodriguez 2021)

* Fuente: Quispe & Rivera, 2013

B. Diagrama de tipo de Magma Sr/Y vs Eu/Eu*

El Diagrama de anomalías Sr/Y vs Eu/Eu* nos permite la identificación de procesos y la historia del fraccionamiento del magma.

En la *figura 3,47* se presentan valores menores a 1 en razón al contenido de Eu/Eu* con tendencia a fraccionar las plagioclasas, las muestras tomadas alrededor del Huayo, San Juan y la mina Alaska presentan en su mayoría tendencia hacia el fraccionamiento de hornblenda y plagioclasa en transición con algunas muestras hacia la fase de granate.

Se ve por tanto que las muestras están en el rango de Magmas húmedos que son favorables a la mineralización.

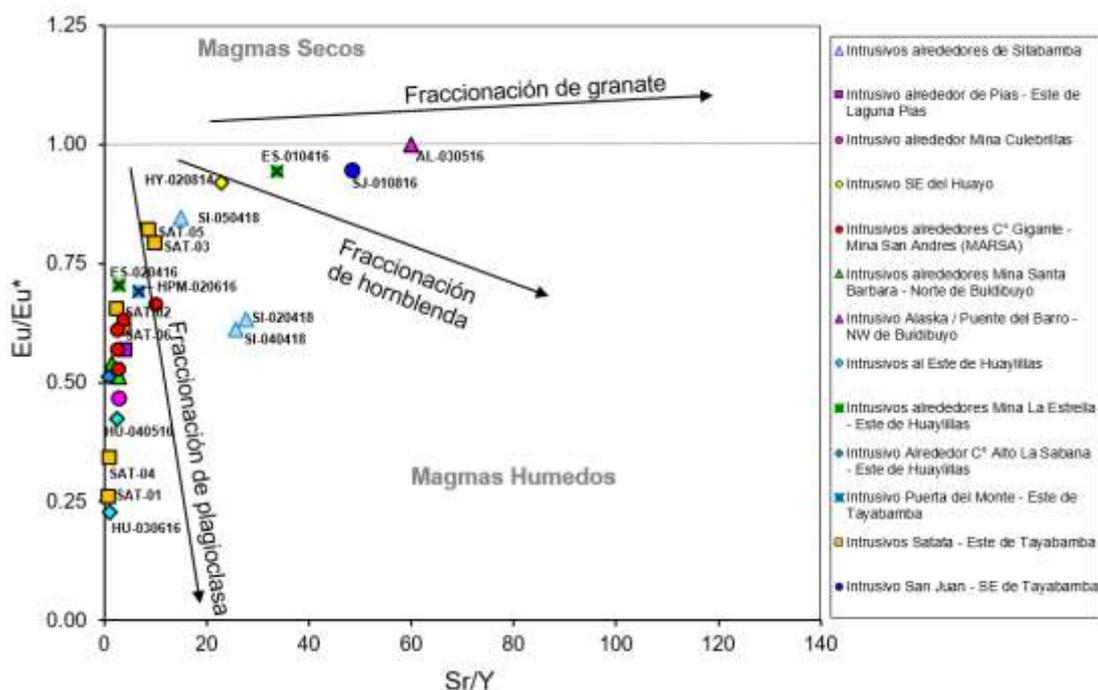


Figura 3,47: Diagrama de tipo de magma Sr/Y vs Eu/Eu*, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodriguez 2021)
* Fuente: Choquehuanca, 2014

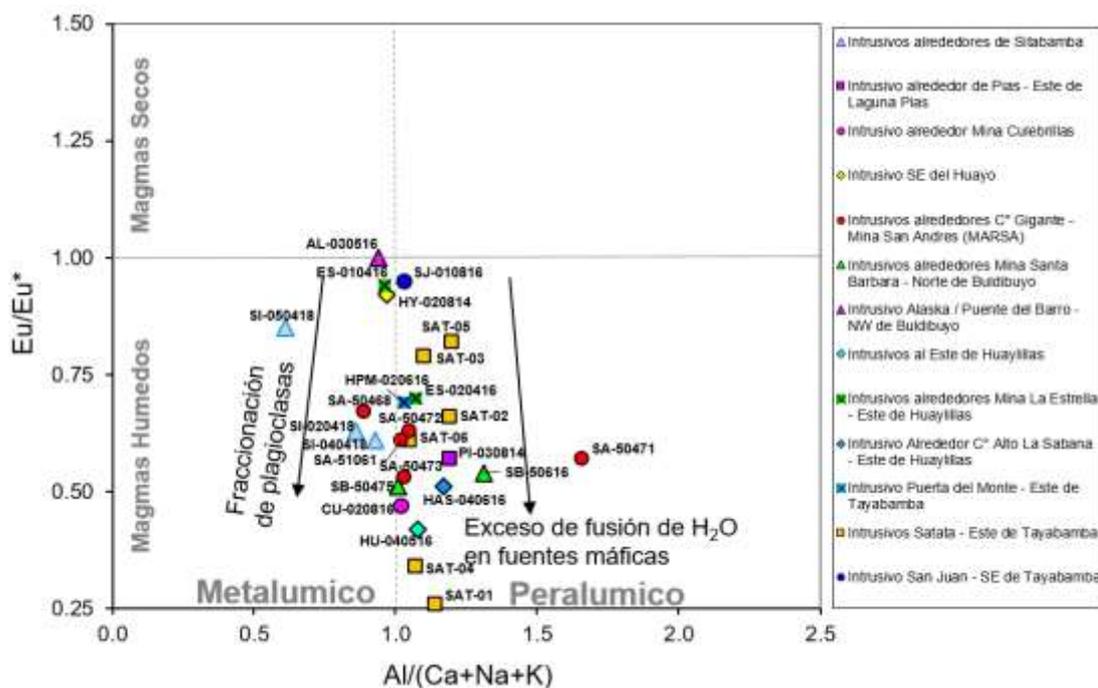


Figura 3,48: Diagrama de tipo de magma Al/(Ca+Na+K) vs Eu/Eu*, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodriguez 2021)
* Fuente: Elaboración propia.

C. Diagrama de tipo de Magma $Al/(Ca+Na+K)$ vs Eu/Eu^*

Este diagrama (figura 3,48) indica que la mayoría de las muestras son peraluminicas, excepto las muestras de la zona de Sitabamba que se muestran como metaluminicas con tendencia a la fraccionación de plagioclasas. Como se puede observar la mayoría de las muestras son favorables a la mineralización con algunas excepciones que tienden hacia la zona de magmas secos, las cuales no intervienen y no son propicios para la mineralización.

D. Diagrama de Oxidación vs El Contenido de agua Eu/Eu^* vs FeO total

Este diagrama (figura 3,49) presenta la importancia del grado de oxidación (contenido de Fe) y las anomalías de Eu/Eu^* de los magmas para determinar la asociación de ensamblajes metálicos (Choquehuanca, 2014) y nos muestra el estado de oxidación y el contenido de agua, que a su vez permite el transporte de iones metálicos asociados a determinados tipos de mineralización (Quispe & Rivera, 2013).

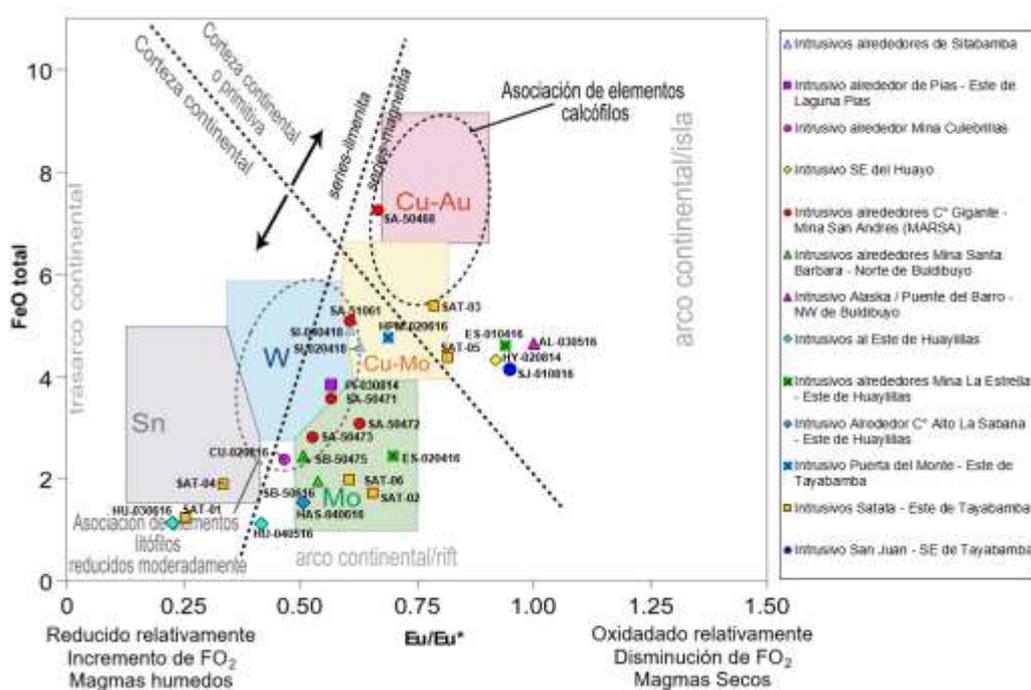


Figura 3,49: Diagrama de Oxidación vs El Contenido de agua Eu/Eu^* vs FeO total, para muestras de intrusivos tomados en la zona de estudio (modificado por L. Rodriguez 2021)

* Fuente: Quispe & Rivera, 2013 et al.

CAPÍTULO IV

MARCO TECTÓNICO ESTRUCTURAL

El marco estructural del área de estudio es bastante complejo y sobre impuesto debido a las orogenias cuyos efectos extensionales y acrecionales han afectado a los terrenos para-autóctonos, que en la actualidad conforma la Cordillera Oriental y que sería el proto-margen occidental del continente Gondwana y que a su vez formaba parte del súper continente Gondinia entre Meso - Neo proterozoico (Chew *et al.*, 2007-a; Zappetini, *et al.*, 2001)

El terreno conocido como Arequipa - Antofalla un microcontinente que a lo largo del tiempo ha sido adosado y separado del continente Gondwana que actualmente conformado por el complejo basal de la costa formado por gneis, migmatitas, esquistos, anfibolitas con edades reportadas en 1.9 Ga y un metamorfismo cuya edad es de 1.2 y 0.95 Ga. Los análisis de isotopos de plomo han corroborado una estrecha relación con el cratón Amazónico (Zapetini *et al.*, 2001), por lo que este terreno habría sido parte de los actuales cratones de Sudamérica y Norteamérica hace por lo menos hace 1 Ga (Chew 2007).

La tectónica Eohercinica iniciada en el Ordovícico, con esfuerzos compresivo que generan pliegues, un metamorfismo de bajo grado y magmatismo sin y post tectónico con una firma geoquímica calco alcalino (Chew D, 2007; Cardona A. 2006). Es cuando se emplaza el Ortogneis de Sitabamba.

Esta orogénesis genera un levantamiento de las cuencas (Megart 1978, Loubacher, 1978, Palacios *et al.*, 1995), dando lugar en el carbonífero a la formación de cordillera que es rápidamente erosionada. Es en el Paleozoico inferior que los continentes Gondwana y Laurácea se unen para formar el súper continente Pangea a fines del Carbonífero (Zappetini *et a.l.*, 2001).

Esta fase tectónica de esfuerzos distensivo da origen a un magmatismo de subducción de antearco que da origen al gneis de Sitabamba que posteriormente sufre un metamorfismo de bajo grado.

La fase Hercínica produce un fuerte tectonismo compresivo en dirección NE-SW ocurrida durante el Devoniano superior a Carbonífero inferior, que da lugar a un plegamiento, replegamiento y a un metamorfismo regional seguido posteriormente de un magmatismo sintectónico. En esta última fase se produce el emplazamiento del Batolito de Patáz y vetas asociadas en un marco de cizalla sinistral.

La fase Tardihercinica produjo una reactivación del fallamiento de carácter cortical y dirección andina, estos configuraron corredores estructurales de movimientos transcurrentes sinestrales configurando juegos de fallas secundarias tensionales (NW-SE), los cuales fueron aprovechadas para el relleno de la mineralización.

Los grandes fallamientos hercinianos son consecuencia de un régimen compresivo y dirección andina NNW-SSE. Son Fallas profundas corticales, con desplazamientos verticales que dan origen a un conjunto de bloques fallados a lo largo de la Cordillera Oriental.

Durante la Tectónica Andina, esta se presenta con características compresivas, produciéndose fallamientos inversos con desplazamientos sinistral (fallas normales reactivadas) en un marco de inversión tectónica. Está caracterizada por movimientos predominantemente verticales, formando bloques de basamento longitudinales

limitados por fallas inversas de dirección NW-SE. Las fallas longitudinales se encuentran desplazadas por fallas transversales con rumbo NEE-SWW que limita subbloques dentro de los bloques longitudinales. En los bloques longitudinales se presentan pliegues alargados y estrechos en rocas Jurásicas y en rocas Cretácicas una faja delgada de pliegue volcado con plano axial con inclinación al Oeste. Al NE de la zona de trabajo se presenta como un bloque rígido conformado por rocas pre-Cambrianas y del Paleozoico inferior que soporta la deformación de los esfuerzos provenientes del SW.

4.1 Interpretación estructural regional

En los estudios regionales efectuados por J. Wilson (1964) en el cuadrángulo de Patatez determino de Oeste a Este, unidades morfo estructurales bien conspicuas y resaltantes en el terreno como son la zona de plegamiento, zona imbricada, zona de fallas que conforman bloques y la subzona de depresión (*figura 4,1*).

- **Zona de plegamiento**

Se encuentra al Oeste de la zona de estudio abarca una zona extensa fuera del área de estudio. Se presenta un plegamiento apretado y de longitudes extensas formado en la cobertura de rocas Cretácicas, asociado a este plegamiento fallas inversas longitudinales ocasionados por el mismo flexionamiento.

Metalogénicamente son estructuras importantes puesto que en el núcleo de los anticlinales se emplazan cuerpos intrusivos en muchos casos de alto nivel (subvolcánicos) que han generado mineralización tipo pórfido y yacimientos epitermales en rocas sedimentarias mayormente areniscas de la Formación Chimú.

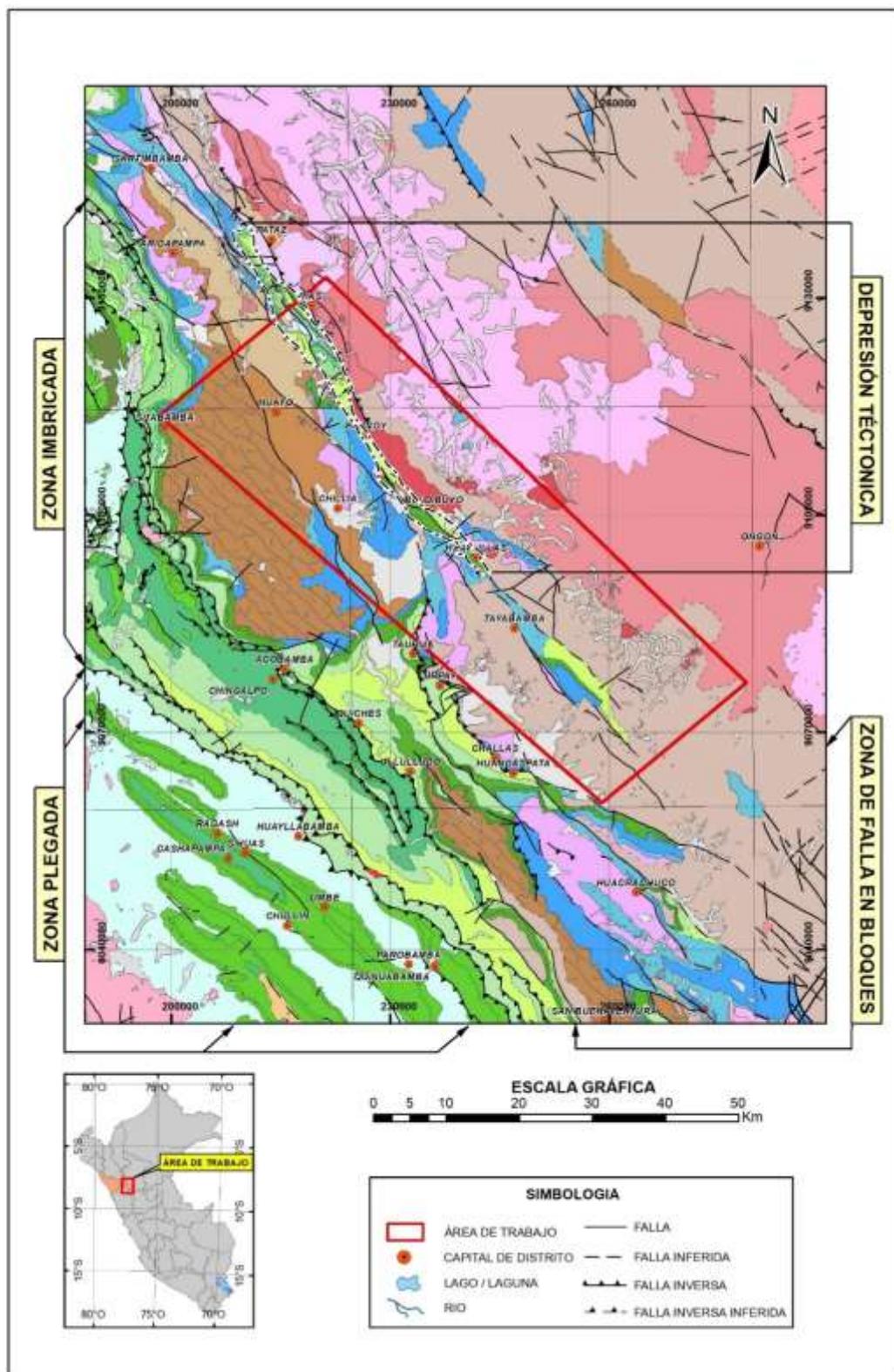


Figura 4,1: Ubicación de unidades morfoestructurales en el área de estudio. Se puede observar al Oeste del área de estudio la zona plegada y la zona imbricada, mientras que en casi toda el área de estudio es abarcada por la zona de falla en bloques y una zona de depresión tectónica. (Elaborado por L. Rodriguez)

* Fuente INGEMMET 2015.

- **Zona imbricada**

Seguida de la zona anterior que abarca una estrecha porción de la zona de estudio, formado por un sistema de fallas inversas longitudinales de extensión regional con un buzamiento del plano de falla hacia el Oeste, que afecta las secuencias calcáreas del Cretácico superior. Los esfuerzos compresivos han sido tan intensos que ha volcado los pliegues generando un fallamiento inverso en los ejes de plegamiento por acortamiento y estructuras homoclinales.

- **Zona de Bloques**

El estilo estructural más importante en la zona de estudio lo conforma un sistema de fallas inversas longitudinales de carácter regional con dirección andina (NW-SE) y planos falla de alto ángulo con inclinación NE (*figura 4,1*) que conforman bloques levantados y hundidos, así como corredores estructurales transpresivos que han controlado el emplazamiento de los cuerpos intrusivos presentes y el fallamiento de tercer orden a canalizado los fluidos hidrotermales emplazando la mineralización vetiforme.

- **Depresión tectónica (Fosa del Maraón)**

Esta zona consiste en una faja angosta de cuencas con presencia de sedimentos Paleozoico superior – Cretácicos, que coinciden con el valle del Maraón y son delimitadas por grandes fallas longitudinales de rumbo andino, estos límites están constituidos por grandes bloques levantados del basamento Paleozoico.

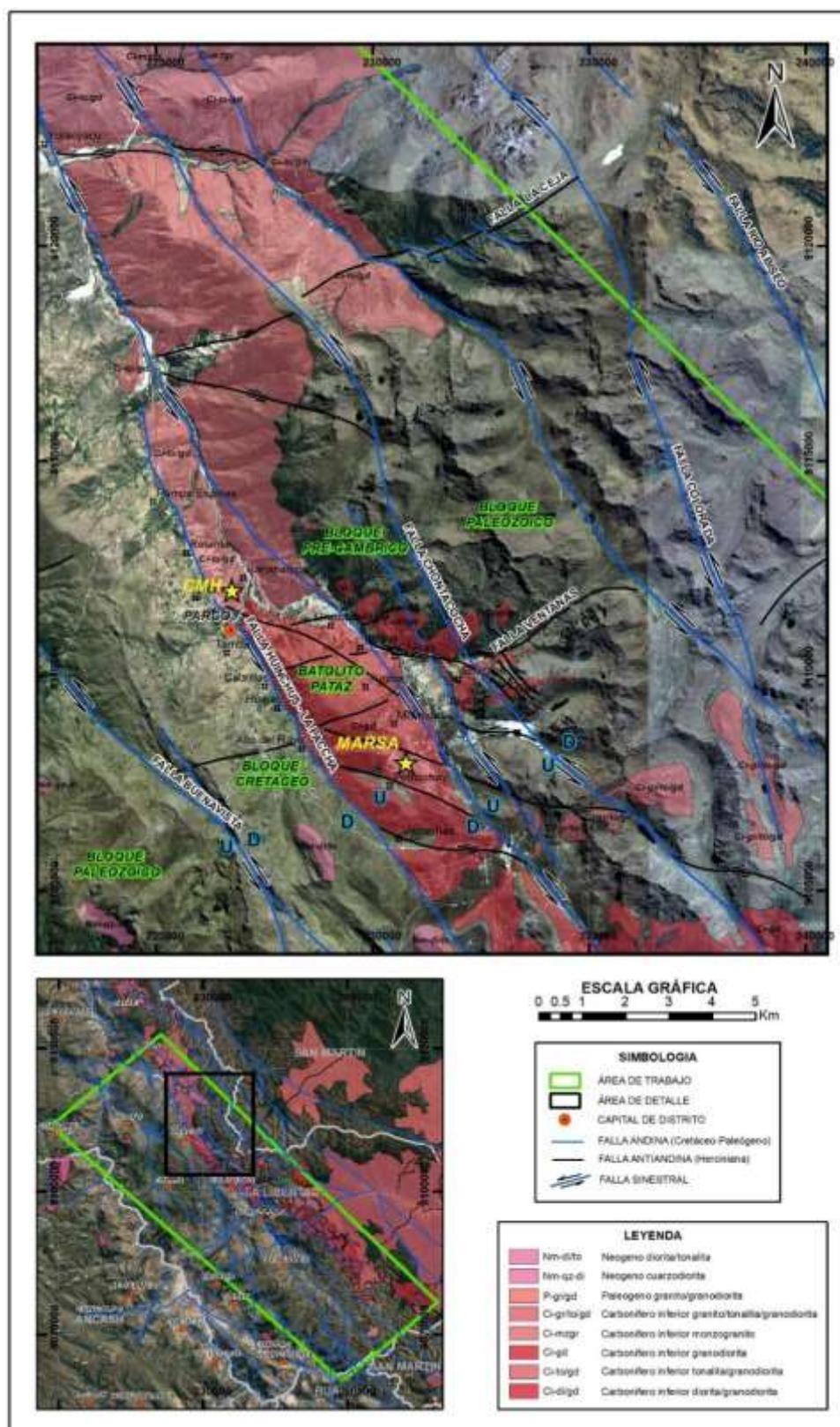


Figura 4,2: Ubicación de bloques geotectónicos limitados por fallas longitudinales, con referencia a unidades mineras CMH – MARSA (Elaborado por L. Rodríguez, 2020)

* Fuente Google Earth 2020.

La actual configuración al Oeste de la zona de estudio con un estilo tectónico donde se presenta una faja plegada y corrida convergiendo hacia el SW, una franja de cizalla por compresión en un sistema transpresivo relacionada genéticamente a las fases tectónica compresivas Inca que da la configuración actual de la Cordillera Occidental y la deformación de las rocas Cretácicas está asociada a la fase tectónica transpresiva Quechua y sus sub fases durante el Neógeno. En la Cordillera Occidental las edades del emplazamiento de los cuerpos intrusivos datados coinciden con los eventos tectónicos Inca II (45 – 42 Ma), III (30 – 27 Ma), IV (25 – 24 Ma) y Quechua I (17 Ma), descritos por Benavides (1999).

La deformación en reactivación de fallas inversas por inversión tectónica ha producido un importante engrosamiento de la corteza, factor importante para la evolución del magmatismo Miocénico que ha producido pequeños cuerpos intrusivos y fluidos hidrotermales generadores de mineralización.

Las fases tectónicas Miocénicas han generado un magmatismo de alto nivel, con el consiguiente emplazamiento de cuerpos sub volcánicos que dan origen a los sistemas porfiríticos y a los yacimientos epitermales. Este sistema estructural se enmarca en un margen de subducción oblicua produciendo esfuerzos compresivos con un vector de dirección SW-NE perpendicular al sistema de fallas longitudinales que a su vez genera el movimiento sinistral.

Los sistemas estructurales se pueden agrupar en fallas de longitudinales y transversales.

- **Fallas Longitudinales.** - Estas fallas son de primer orden, heredadas del Paleozoico inferior que dieron origen a un sistema de fracturas y fallas donde se emplazó la mineralización. Son fallas transcurrentes que han configurado condiciones mecánicas de apertura para el emplazamiento de los cuerpos intrusivos. Estas fallas son de extensión regional de varios cientos de kilómetros, dan origen a

corredores estructurales con una zona de cizalla que dan origen a fallas conjugadas de tercer orden que presenta condiciones dúctiles-frágiles donde se emplaza la mineralización (*figura 4,2*).

- **Fallas Transversales.** - Son fallas conjugadas a las transversales, son de segundo orden. Presentan un rumbo NE-SW y planos de falla sub verticales son de menor extensión. Estas fallas desplazan a las fallas longitudinales.

4.2 Controles estructurales del área de estudio

Las principales estructuras que se encuentran asociadas a la mineralización, al emplazamiento de los cuerpos intrusivos y que a su vez limitan bloques estructurales, están conformados por un sistema de fallas longitudinales kilométricas pre-existente y reactivadas como fallas inversas (*figura 4,3*).

Las principales fallas se describen a continuación:

- **Falla Los Loros.** - Se le ha reconocido a lo largo de la quebrada Huiro Huiro, extendiéndose hacia el NW siguiendo la quebrada Molinete hacia Llacuabamba y al SE por el río Cajas hacia Tayabamba.

Presenta una traza cuyo plano de falla es sub vertical con una dirección de $N40^{\circ}W$ y una inclinación al NE con una componente de movimiento inverso sinistral. Esta falla pone en contacto al intrusivo granodiorítico del Batolito de Pataz con rocas del Paleozoico inferior (Fm. Tres Lagunas), así mismo ha jugado un rol importante en el emplazamiento del batolito de Pataz, en el segmento Norte, al Sur pasando Buldibuyo pone en contacto rocas del Paleozoico con rocas Cretácicas. En la intersección de la quebrada Yanapaccha, río Buldibuyo y río Huascacocha se presentan a ambos lados de la falla Los Loros, fallas que configuran lazos sigmoidales (zona de la mina Pichigaga)

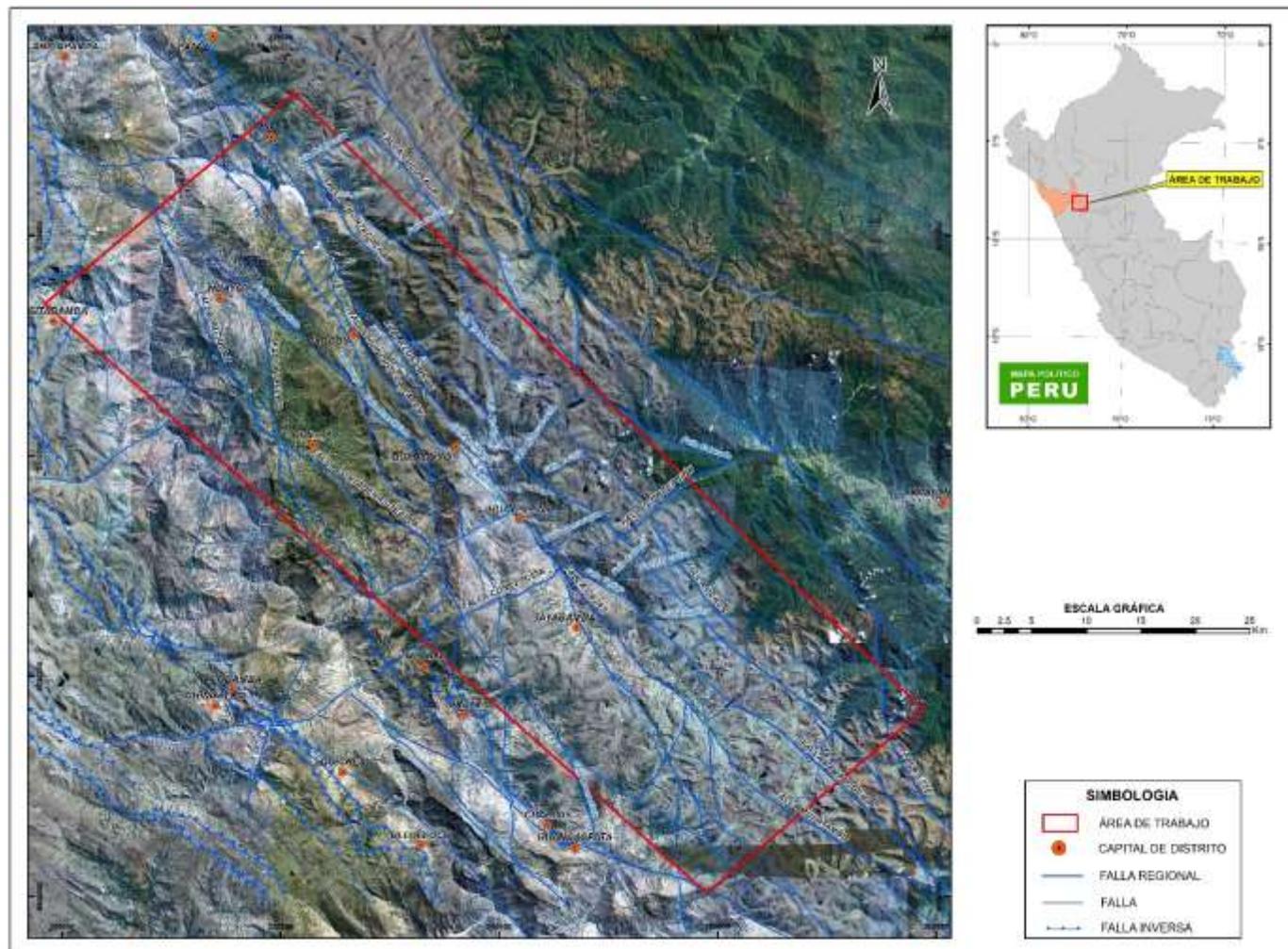


Figura 4,3: Mapa estructural donde se muestran las fallas dominantes en el área de estudio. (Elaborado por L. Rodríguez 2020)
 * Fuente: Google Earth 2021.

Esta falla marca el límite Este del corredor estructural que forma con la falla Huinchus-La Paccha, en dicho corredor se emplazan las vetas de las minas La Paccha, MARSA y Consorcio Minero Horizonte.

- **Falla Huinchus-La Paccha.** - La traza de esta falla controla el cauce de las quebradas La Paccha y Huinchus pasando por el paraje puente del Barro, con una dirección de N45°W, un plano de falla sub vertical al NE con un movimiento inverso y una componente sinistral. Esta falla pone en contacto al intrusivo granodiorítico del Batolito de Pataz con rocas Cretácicas (Fm. Chota), también esta falla juega un rol importante en el emplazamiento del Batolito de Pataz. Al Sur la falla se une a la falla Los Loros.

Esta falla marca el límite Oeste del corredor estructural que forma con la falla Los Loros.



Figura 4,4: Vista al Norte de la traza de falla Huinchos – La Paccha a lo largo de la quebrada La Paccha (NW Buldibuyo).

* Fuente: Elaboración propia.

- Falla Quebrada El Chorro-Llampao.** - Esta falla controla el cauce de las quebradas del mismo nombre, se le ha reconocido en la confluencia de la quebrada El Chorro con la quebrada Rio Negro. Se extiende por varios kilómetros con una traza sinuosa, de dirección de $N45^{\circ}W$ y un plano de falla sub vertical con inclinación al NE y un movimiento inverso, con una componente dextral. Al Sur la falla tiene un rumbo casi NS, pone en contacto al Grupo Ambo contra el Grupo Pucara. Al Norte la falla se bifurca en dos, una de ellas tiene una dirección $N45^{\circ}W$ pasando por el poblado de Huayo, mientras que la otra falla tiene un rumbo $N45^{\circ}W$ y pone en contacto a las capas rojas de la Formación Chota contra las calizas del Grupo Pucara. Esta falla con la falla Huinchus-La Paccha conforman un corredor estructural que a compresionado a las rocas Cretácicas en un sinclinal con plano axial echado al SW. Este corredor ha configurado una zona de cizalla que ha sido aprovechada para el emplazamiento de los cuerpos intrusivos Peña Grande y Cerro Negro.

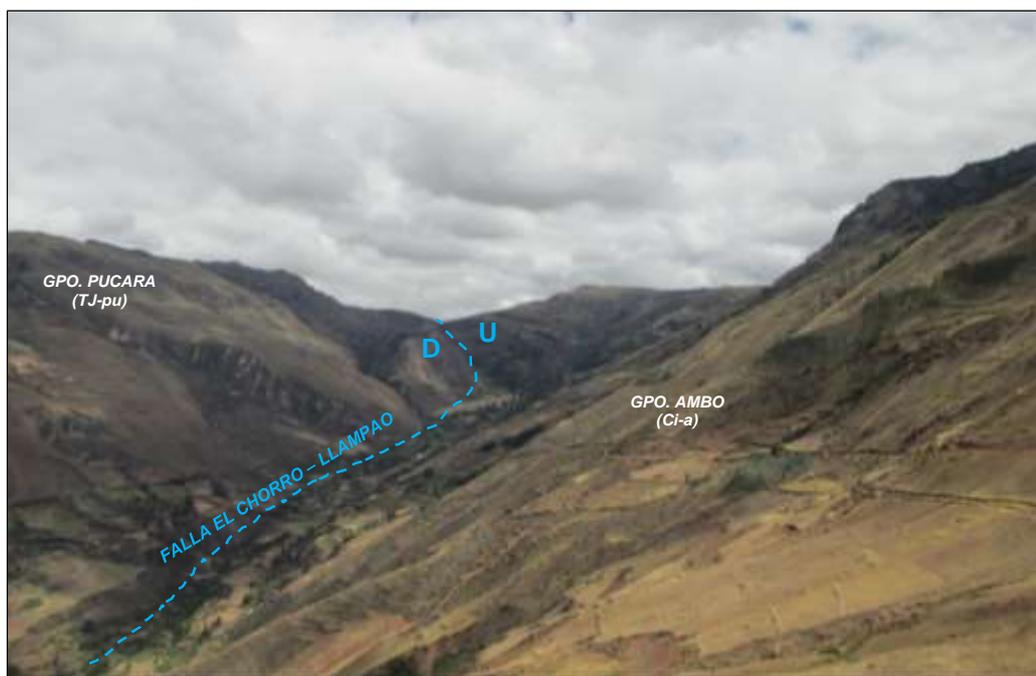


Figura 4,5: Vista al Norte de la traza de falla El Chorro – Llampao a lo largo del rio Tumac.
 * Fuente: Elaboración propia.

- **Falla Cortaderas-Teclla.** - Es una falla tensional formada entre las fallas Rio Negro-Llampao y la falla Taullis. Se le ha reconocido cerca al poblado de Arcaypata, donde forma una escarpa de falla limitando el sinclinal formado en las calizas del Grupo Pucara, se nota que el bloque SW ha caído con respecto al bloque NE. Presenta una traza de falla casi recta con ligera inflexión en su parte central, de rumbo $N60^{\circ}W$ y plano de falla sub vertical con inclinación al NE.



Figura 4,6: Vistas al NW de la traza de la falla Cortadera – Teclla.

* Fuente: Elaboración propia.

- **Falla Yucaram.** - Esta falla se ha reconocido entre los cerros Loma Grande prolongándose al Sur por los cerros Hunchul y cerro Cara, Se observa la traza de falla en las laderas NE de los cerros antes mencionados. Es una falla inversa de bajo ángulo con una traza de falla sinuosa con dirección $N30^{\circ}W$ y un plano de falla al NE, que levanta a la Formación Contaya sobre los Grupos Ambo y Mitu.
- **Falla Chontacocha.** - Es una falla longitudinal de traza sinuosa, con rumbo andino de naturaleza inversa con una componente sinistral y cuyo plano de

falla se inclina al NE. La falla Chontacocha se presenta sub paralela al Este de la falla Los Loros, conformando ambas fallas un corredor estructural.

La falla Chontacocha, en la zona de estudio pone en contacto rocas intrusivas del Batolito de Pataz contra rocas Jurásicas.



Figura 4,7: Vistas al Oeste de la traza de falla Yaucan.

* Fuente: Elaboración propia.

- **Falla Colorada.** - Es falla se ubica al Este de la falla Chontacocha. Es una falla longitudinal con rumbo andino de naturaleza inversa con una componente sinestral y cuyo plano de falla se inclina al NE. La falla Colorada se presenta sub paralela al Este de la falla Chontacocha conformando estas fallas un corredor estructural. Dentro de este corredor estructural en el tramo entre las lagunas Chachacomas y Secseragra se presentan un sistema de vetas sub paralelas emplazadas en rocas granodioríticas del Batolito de Pataz.
- **Falla Taullis.** - Se le ha reconocido a lo largo de la quebrada Taullis (NE de Huaylillas), es una falla de tipo normal de corto recorrido con una dirección de N35°E y una inclinación sub vertical, que trunca al Norte al monoclinial La

Estrella en su proyección Norte formado por las secuencias del Grupo Ambo, Mitu y Pucara contra la granodiorita del Batolito de Pataz.

- **Falla Concepción.** - Es una falla de rumbo antiandino de tipo normal que se extiende por varios kilómetros con un rumbo de N40°E y un plano de falla sub vertical con inclinación al NW. La falla pone en contacto rocas del Paleozoico superior-Jurásicas contra rocas del Paleozoico inferior.

La falla Concepción y la falla Taullis limitan un sub-bloque hundido en el corredor estructural formado por las fallas Cajas y Chontacocha.

- **Falla Cajas.** - Esta falla controla el cauce del río Cajas, hacia el Norte se prolonga bifurcándose en dos fallas sub paralelas, la fallas Huinchos – La Paccha y la falla Los Loros.

Presenta una traza cuyo plano de falla es sub vertical con una dirección promedio de N45°W y una inclinación al NE con una componente de movimiento inverso sinextral. Esta falla pone en contacto a las capas rojas del Grupo Mitu con rocas del Paleozoico inferior de la Formación Tres Lagunas.

Esta falla marca el límite Este del corredor estructural que forma con la falla Yanapaccha, en dicho corredor se emplazan vetas donde se puede encontrar laboreo artesanal en los cerros Satata - Icuero.

- **Falla Yanapaccha.** - Tiene un rumbo promedio de N45°W y una longitud de varios cientos de metros con una traza casi recta que alinea diversas quebradas como se nota en la imagen satelital.

Esta falla tiene un comportamiento inverso sinextral, emplazándose en las rocas piroclásticas de la Formación Lavasen y al Norte en las lavas basálticas con epidota de la Formación Tres Lagunas.

Esta falla configura el límite Este del corredor estructural conformado con la falla Cajas.

- **Falla Uchus.** - Es una falla longitudinal con una traza de falla casi recta de más de 50 kilómetros, sub paralela con la Falla Yanapaccha. Tiene un rumbo de N50°W. En la imagen satelital controla el lineamiento de varias quebradas. Tiene un comportamiento inverso sinextral con un plano de falla casi vertical con una ligera inclinación al NE. Se emplaza en las rocas piroclasticas de la Formación Lavasen. Esta falla controla el emplazamiento de las vetas en el paraje de Uchus.
- **Falla Mulatambo.** - Presenta un recorrido casi recto de más de 50 kilómetros de longitud con un rumbo de N60°W y al Sur tiende a tener un rumbo de E-W para luego nuevamente tomar un rumbo de NW. Tiene un plano de falla sub vertical con ligera inclinación al NE. Su traza es fácil seguirla en la imagen satelital por el lineamiento de las quebradas.

Esta falla conforma el límite Oeste del corredor estructural que conforma con la falla Pampacocha. Dentro de este corredor se ubica las vetas del paraje de Mulatambo.

La falla se emplaza en su tramo sur en rocas intrusivas de composición granítica y en su tramo Norte corta a rocas piroclásticas de la Formación Lavasen.
- **Falla Pampacocha.** - Esta falla de naturaleza inversa sinextral se ha reconocido en la quebrada del mismo nombre por donde pasa su traza, con un rumbo promedio casi recto de N50°W y un plano de falla sub vertical. En el tramo medio es desplazada por una falla de rumbo N-S.

Conforma el límite Oeste del corredor estructural formado con la falla Mulatambo. Se encuentra emplazada en rocas piroclasticas de la Formación Lavasen y en rocas pelíticas del Grupo Ambo.

- **Falla Este.** - Es la falla longitudinal ubicada al SE de la zona de trabajo, se comporta como una falla de naturaleza inversa sinextral, con un rumbo promedio casi recto de N30°W y un plano de falla sub vertical, siendo desplazada en varios tramos por fallas de rumbo NE. Se encuentra cortando a rocas pelíticas del Grupo Ambo.

4.3 Aspectos metalogenéticos

Según el mapa metalogenético del INGEMMET 2010, la zona de estudio se encuentra entre las franjas metalogenética:

- I Depósitos de Au en rocas meta sedimentarias del Ordovícico y Silúrico – Devónico.
- II Depósitos orogénicos de Au-Pb-Zn-Cu del Carbonífero – Pérmico.
- III Depósitos de Au (Pb-Zn-Cu) relacionados con intrusivos del Triásico.
- VI Pórfidos y Skarn de Cu-Au del Jurásico superior.
- XIV Depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos del Eoceno.
- XVI depósitos de tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno.
- XX Pórfidos de Cu-Mo-Au, Skarn de Pb-Zn-Cu-Ag y depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos del Mioceno.

Siendo las más importantes las franjas I formada por depósitos de Au en rocas metasedimentarias del Ordovícico y Silúrico-Devónico y franja II formada por depósitos orogénicos Au, Pb, Zn y Cu del Carbonífero – Pérmico (*figura 4,8*).

De Este a Oeste se presentan localmente franjas mineralizadas que coinciden con zonas de ambientes geológicos con dominios estructurales propios asociados a un determinado tipo y estilo de mineralización.

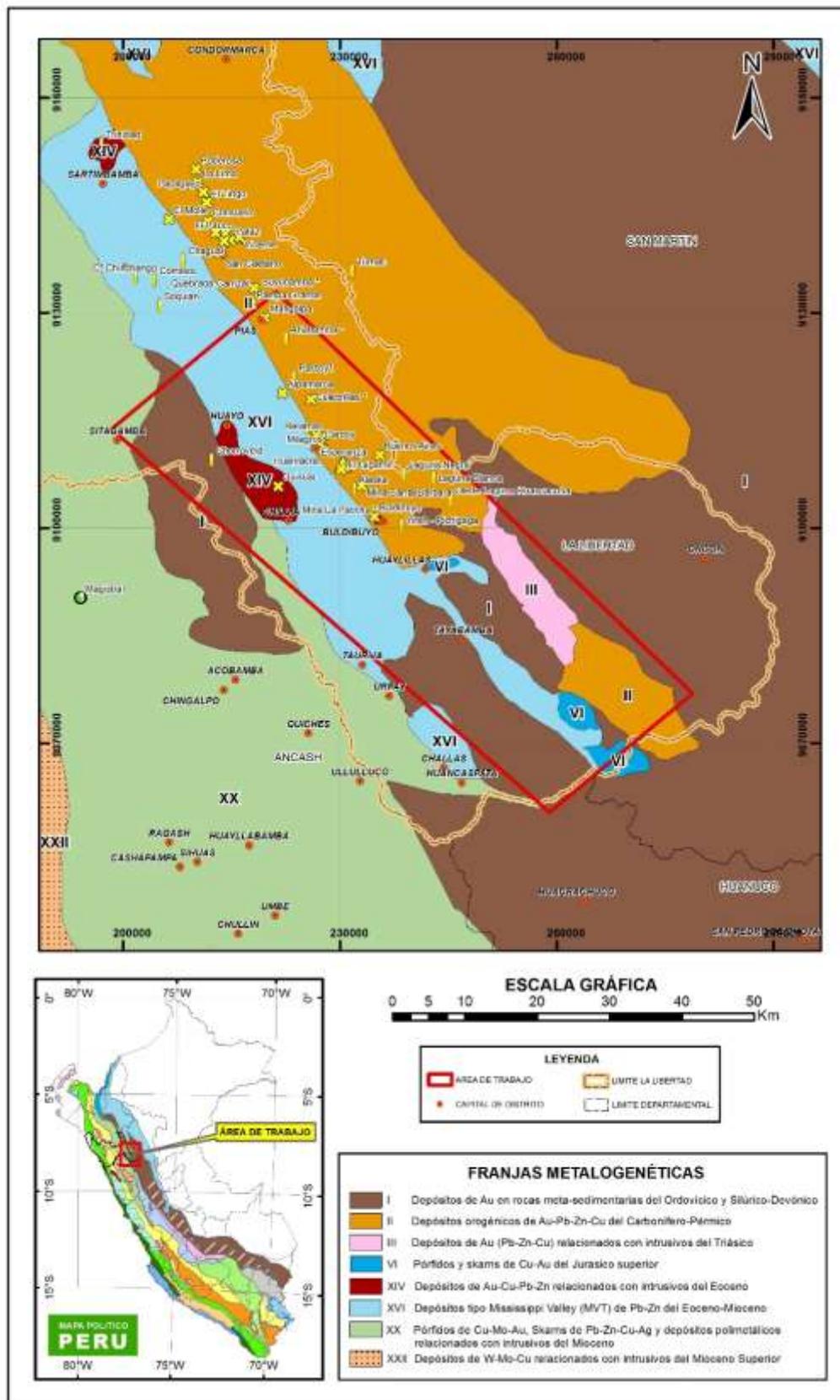


Figura 4,8: Franjas Metalogenéticas de la zona de estudio (Elaborado por L. Rodriguez)
 * Fuente INGEMMET 2014.

4.4 Modelos geológicos - estructurales en el área de estudio

El modelo geológico - estructural de la zona de trabajo está caracterizado por la superposición de los eventos estructurales: extensión y compresión. En la extensión se produjo magmatismo y vulcanismo producto del régimen de extensión pre-Carbonífero emplazándose la mineralización. Posteriormente en la tectónica Tardihercinica se produce compresión produciéndose fallamiento cortical de dirección andina.

Durante el Triásico - Jurásico se produce una extensión que da lugar a la sedimentación del Grupo Pucara donde se acumula mineralización polimetálica en la base de esta unidad litoestratigráfica.

Durante la fase Andina se produce un régimen compresional transpresivo con inversión tectónica dando lugar a la configuración actual con un sistema de fallas inversas que tienden a unirse en profundidad.

Durante la fase Inca del Oligoceno y Quechua del Mioceno se produce una extensión con magmatismo y mineralización que dio origen a los cuerpos intrusivos del Huayo, al NE de Chilia y al Este los intrusivos Peña Grande y cerro Prieto.

Es importante resaltar que la secuencia Cretácica en la zona de estudio es delgada, debido a que esta zona era el margen oriental de la cuenca Cretácica, la zona litoral ya que el alto del Marañón era una zona emergida que dividía las cuencas Occidental y Oriental (*figura 4.9*).

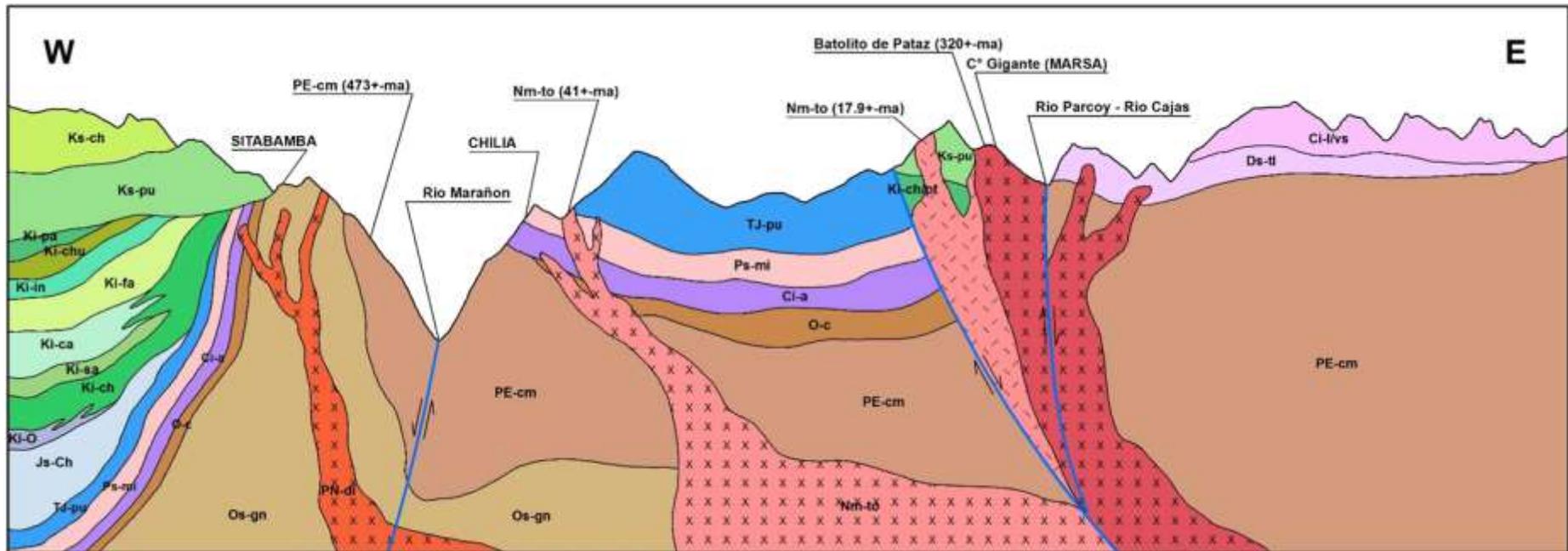


Figura 4,9: Sección geológica regional entre la Cordillera Occidental y Oriental en un corte E-W; perpendicular al río Marañón. El sistema de fallas inversas controla dominios estructurales así, como corredores estructurales donde se emplaza la mineralización. La deformación de las unidades litoestratigráficas es el resultado de esfuerzos compresivos provenientes del SW contra un macizo rocoso rígido como es el Batolito de Pataz, Complejo del Marañón y rocas del Paleozoico inferior.

* Fuente: Elaboración propia (2020)

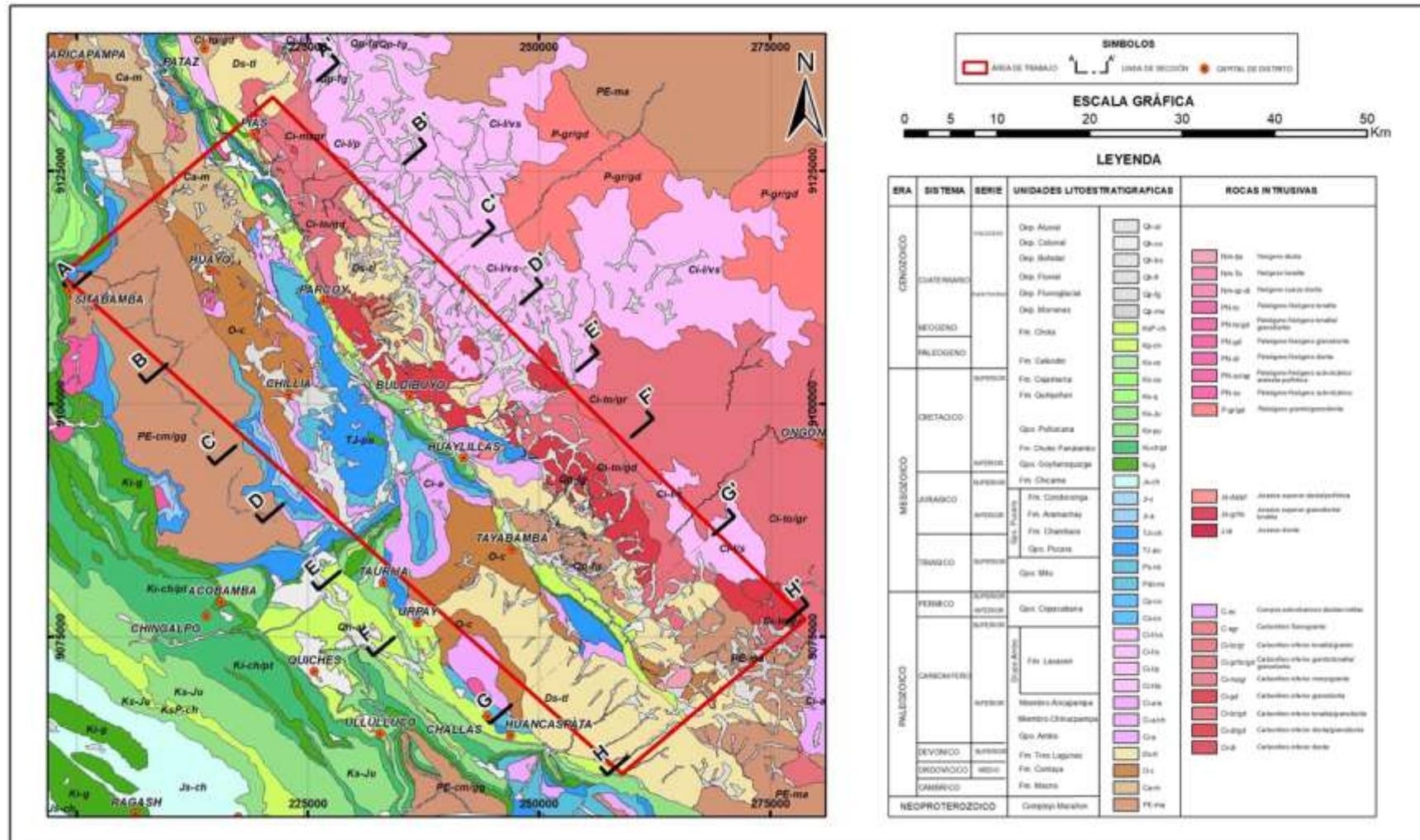


Figura 4,10: Ubicación de líneas de sección interpretadas con rumbo SW-NE en el área de estudio (Anexo Lámina 1 a escala 1: 100 000). Preparado y modificado por L. Rodríguez 2021.

* Fuente: Base geológica del INGEMMET (2006-2016)

A partir del cartografiado regional, se han construido un total de siete secciones con rumbo SW-NE a escala 1: 100 000 (*Lámina 1 y 2*) y cuya ubicación se encuentran en las *figuras 4,10 y 4,11*. Así, se ha obtenido los principales rasgos estratigráficos y tectónicos los cuales se describen a continuación:

1. Sección A-A'

Esta sección ubicada a lo largo de Sitabamba y Pias, predomina al SW el Ortogneis de Sitabamba, las secuencias metamórficas compuestas de esquistos y filitas del Complejo Marañón y la secuencia de pizarras y lutitas de la Formación Macno, Sobreyacen secuencias sedimentarias de edad Mesozoicas, discordante sobre el Paleozoico; como el Grupo Goyllarisquizga indiviso y las secuencias carbonatadas del Grupo Pucara y las Formaciones Chulec- Pariatambo y Pulluicana (*figura 4,11*).

En la parte central (referencia Laguna Pias) las secuencias sedimentarias han sido afectadas por una tectónica de bloques (tectónica andina) de manera diferente formando pliegues con inclinaciones variables.

También se puede observar cuerpos intrusivos que se emplazan desde el Paleozoico (dioritas, tonalitas y monzogranitos) hasta el Paleógeno (dioritas y subvolcánicos andesíticos) intruyendo en la zona NE las secuencias de filitas y esquistos del Complejo Marañón, basaltos de la Formación Tres Lagunas y piroclastos de la Formación Lavasen.

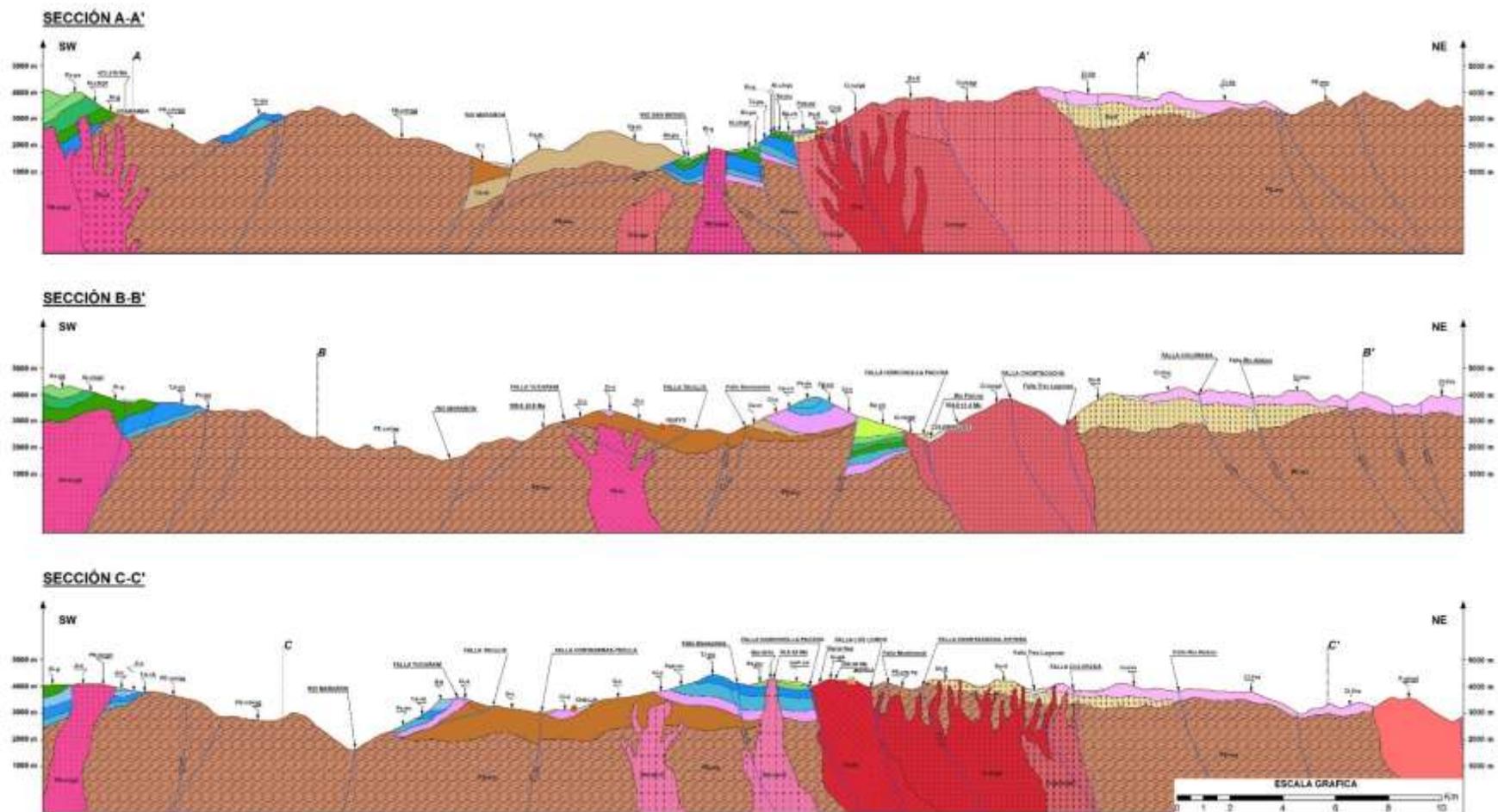


Figura 4,11: Secciones A-A', B-B' y C-C' con rumbo SW-NE, se muestran los principales rasgos estratigráficos y tectónicos (Anexo Lámina 2 a escala 1: 100 000.
 * Fuente: Elaboración propia (2021)

2. Sección B-B'

En el sector SW, teniendo como referencia la proximidad del Huayo aflora un intrusivo de edad Eoceno (40.7 Ma) emplazado en las rocas de la Formación Contaya, en la parte central se presenta un sistema de fallas con bloques levantados y hundidos de secuencias sedimentarias y del Batolito de Pataz, en el cual sobresale el yacimiento de Culebrillas con vetas auríferas de origen mesotermal (314-313 Ma) emplazadas en el Batolito de Pataz (329 Ma, Haeblerlin 2002), de composición granodiorita a cuarzo monzonita.

Similar a la sección anterior en el sector NE, sobreyacen las secuencias de rocas basálticas de la Formación Tres Lagunas y volcano-sedimentarias de la Formación Lavasen (*figura 4,11*).

3. Sección C-C'

Al SW de esta sección a la altura del poblado de Chilia, se observa una zona plegada donde las areniscas rojizas del Grupo Mitu y las calizas del Pucara supreyacen a las areniscas y pelitas del Grupo Ambo, siendo a su vez cortados por cuerpos intrusivos del Cenozoico y Carbonífero Inferior (Batolito de Pataz); esta zona se encuentra controlada por un sistema de fallas inversas como son las fallas Cortaderas-Teclla, Huinchos-La Paccha y Los Loros, en el caso de estas últimas forman corredores estructurales donde se emplaza la mineralización aurífera de las principales unidades mineras (CMH-MARSA) (*figura 4,11*).

4. Sección D-D'

En esta sección al igual que la anterior se observa la secuencia sedimentaria plegada del Paleozoico - Mesozoico al Oeste de Batolito de Pataz, se puede notar una estructura sinclinal formada por las calizas del Grupo Pucara (NE del poblado de Buldibuyo) donde se presenta mineralización polimetálica concordante con las capas calcáreas (*figura 4,12*).

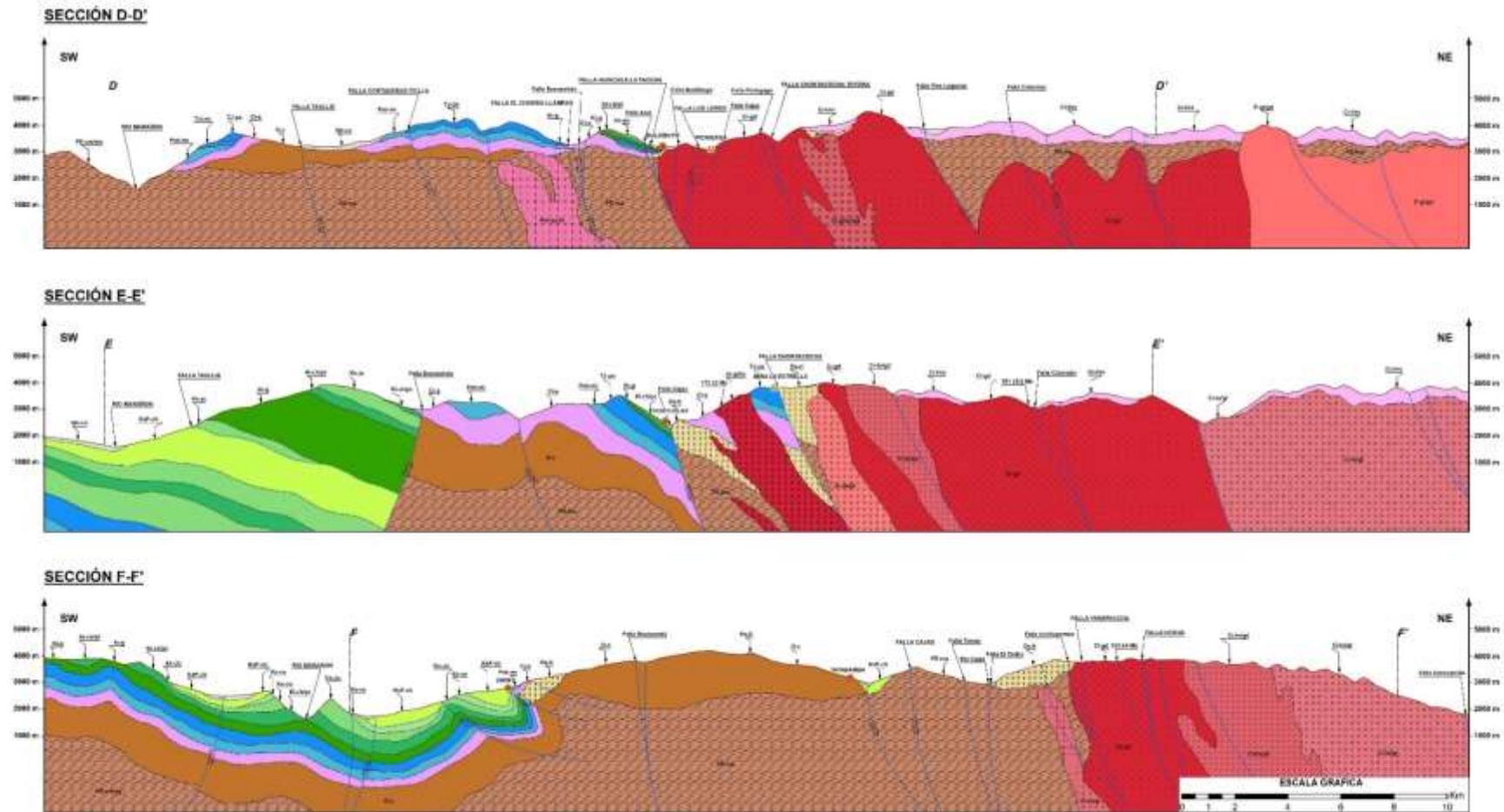


Figura 4,12: Secciones D-D', E-E' y F-F' con rumbo SW-NE, se muestran los principales rasgos estratigráficos y tectónicos (Anexo Lámina 2 a escala 1: 100 000)
 * Fuente: Elaboración propia (2021)

Las principales estructuras con mineralización aurífera se encuentran asociadas al emplazamiento del cuerpo intrusivo granodiorítico del Batolito de Pataz (minas La Paccha y Pichigaga) mientras que la secuencia de sedimentos y piroclastos de la Formación Lavasen aparecen al NE, como remanentes o intruidos por cuerpos ígneos recientes.

5. Sección E-E'

En esta sección se puede observar el movimiento de bloques que afectan las secuencias sedimentarias (anticlinales y sinclinales) al SW de Huaylillas, respecto a la mineralización las principales estructuras se encuentran asociadas a fluidos provenientes de cuerpos intrusivos pertenecientes al Jurásico (172 Ma) en contacto con las calizas del Grupo Pucara han formado el yacimiento tipo Skarn (Cu-Au) de la mina La Estrella y al sistema de vetas auríferas en el paraje Alto La Sabana emplazadas en el intrusivo granodiorítico del Batolito de Pataz (*figura 4,12*).

Al NE de esta zona la secuencia lávica de la Formación Lavasen es cortada por cuerpo intrusivos granodioríticos quedando en algunos casos remanentes de las mismas

6. Sección F-F'

Como se puede observar en esta sección los bloques estructurales ubicados al SW presentan las secuencias sedimentarias Jurásica y Cretácea con pliegues volcados con dirección Oeste, producto del esfuerzo compresivo contra el bloque rígido de rocas pre-Cambrianas y Paleozoicas (*figura 4,12*), la mineralización aurífera en esta franja está relacionados a fluidos hidrotermales de cuerpo intrusivos ubicados al NE formando estructuras vetiformes, emplazadas en los volcánicos de las Formaciones Tres Lagunas (paraje Satata) y en rocas ígneas de composición granítica (paraje Puerta del Monte).

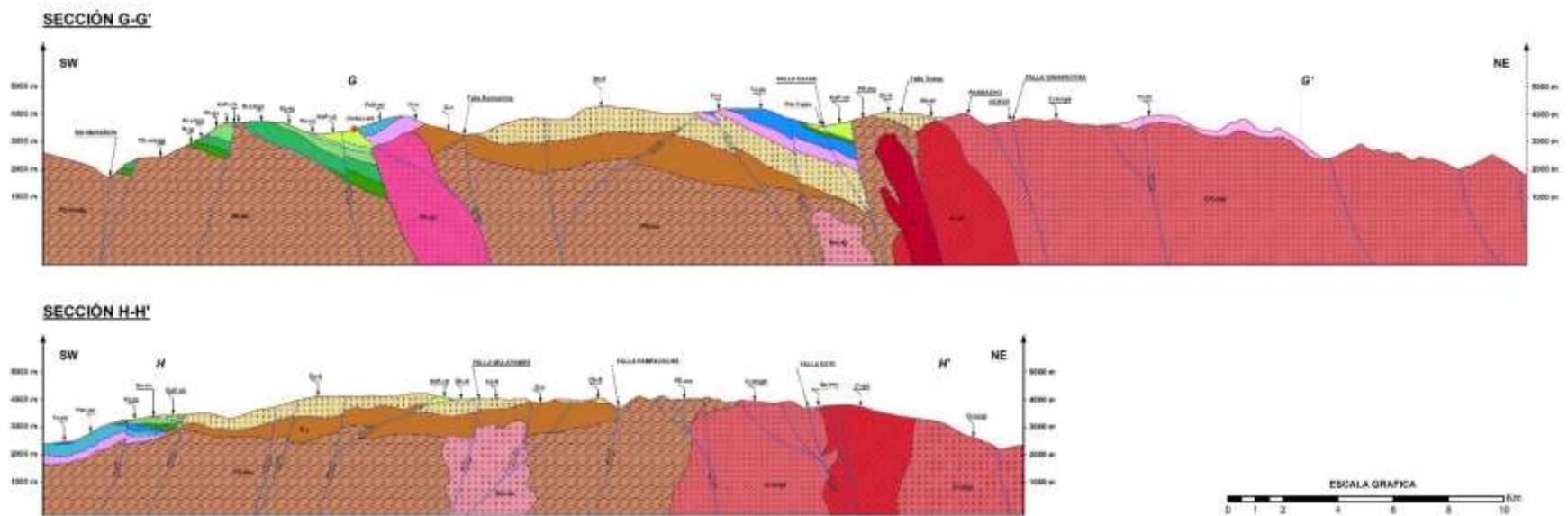


Figura 4,13: Secciones G-G' y H-H' con rumbo SW-NE, se muestran los principales rasgos estratigráficos y tectónicos (Anexo Lámina 2 a escala 1: 100 000)
 * Fuente: Elaboración propia (2021)

7. Sección G-G'

Ubicados al SW y limitados por emplazamiento del Batolito de Pataz, se observa el sistema de bloques con elevaciones y depresiones de las secuencias Paleozoica – Mesozoica, respecto a la mineralización aurífera en esta franja se presenta en vetas de cuarzo rellenando fracturas emplazadas en rocas granodioríticas a tonalitas, que vienen siendo explotadas por mineros artesanales en el paraje Uchus (*figura 4,13*).

Al NE de esta sección se presentan remanentes de la secuencia de sedimentos y piroclastos de la Formación Lavasen.

8. Sección H-H'

En el flanco SW de esta sección predomina la secuencia de lavas basálticas de la Formación Tres Lagunas y rocas intrusivas, respecto a la mineralización se ha podido observar que en el bloque limitado por las fallas Mulatambo y Este, presentan ambientes propicios para la mineralización aurífera, los cuales en base a las características observadas conceptualmente habría un pórfido a profundidad generado por un intrusivo de edad Paleozoico, mientras que las vetas encontradas en las secuencias metamórficas vienen siendo explotadas a pequeña escala por mineros artesanales (*figura 4,13*).

CAPITULO V

PRINCIPALES ZONAS Y TIPOS DE MINERALIZACIÓN METÁLICA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

5.1 Zona mineralizada en el Ortogneis de Sitabamba

Estudios geológicos llevados a cabo por David Chew (2007) sobre la evolución del margen Norte del Gondwana, nos brinda información sobre una datación geocronológica realizada en el Ortogneis de Sitabamba (afloramiento entre Sitabamba y Uchucubamba), de U-Pb en un zircón, reportando una edad de 473 ± 18 Ma, por la cual se considera el emplazamiento de este ortogneis durante el Ordovícico superior y separando esta unidad del Complejo Marañón.

La mineralización aurífera está relacionada genéticamente al ortogneis, los fluidos hidrotermales que han afectado a este macizo rocoso configuran un buen metalotecto con mineralización aurífera similar al Batolito de Pataz.

En esta zona la mineralización de vetas se alberga en su mayoría en el Ortogneis de Sitabamba y en cotas bajas secuencias de metavolcánicas del Complejo Marañón con cizallamiento intenso por la dinámica de fallas, las que han marcado zonas de debilitamiento propicias para el ascenso y deposición de los fluidos hidrotermales con mineralización económica de oro presentando sericitización, argilización y propilitización en diverso grado como alteración (*figura 5, 1*).

El relleno de vetas en su mayoría se presenta como cuarzo blanquecino masivo como un primer evento, cortado por generaciones posteriores de cuarzo gris, en forma de venillas y microvenillas con presencia de sulfuros primarios diseminados tales como pirita, arsenopirita y algunos puntos de calcopirita, además se observa en algunos sectores un fracturamiento y brechamiento del relleno de óxidos de hierro rellenando fracturas y como matriz de brechas.



Figura 5,1: (Izq.) Vista de afloramiento de estructura vetiforme emplazada en Ortogneis de Sitabamba, (Der.) Muestra de mano del ortogneis granítico (C° San Isidro –Sitabamba)

* Fuente: Elaboración propia.

5.2 Zona mineralizada en el Complejo Marañón

El Complejo Marañón corresponde a un macizo estructural que se extiende a manera de una franja continua con dirección NW-SE, como se puede observar al Oeste del área de estudio afloramientos en las laderas del río Marañón.

Los indicios de mineralización de oro encontrados en labores mineras, a los alrededores de los poblados Buenavista, José María Arguedas, Santa Rosa y en el paraje San Juan minas (ubicadas NW y SE del área de estudio respectivamente) se encuentran en secuencias metamorizadas del Complejo Marañón corresponden a esquistos y filitas, en algunos casos se emplazan a lo largo de los planos de esquistosidad por lo que su irregularidad en ancho está regida por cómo se adecuaron a la reología de la roca.

En el paraje Carrizo (Bella Aurora – Oeste Laguna Pias) se observó en labores mineras abandonadas que asociado a las estructuras mineralizadas se encuentra un dique subvolcánico andesítico de grano medio de color verdoso interpretándose como la primera fase de intrusión cortante o paralelo a la esquistosidad. Posterior a esta intrusión, se emplazó una segunda fase de hidrotermalismo que dio origen al depósito de las estructuras mineralizadas (*figura 5,2*) mientras que al SE del área de estudio en el paraje de San Juan minas se han ubicado varias vetas de cuarzo emplazadas en los esquistos del Complejo Marañón con una intensa sericitización y fuerte oxidación.

En estas estructuras se tiene laboreo minero antiguo y actualmente están siendo explotadas por mineros informales.



Figura 5,2: Estructura manteada con relleno de óxidos de hierro y cuarzo lechoso en secuencias de esquistos grises del Complejo Marañón (paraje Santa Rosa al Norte del Huayo)

* Fuente: Elaboración propia.



Figura 5,3: Estructura mantecada con presencia de óxidos de hierro, cuarzo y trazas de pirita, en secuencia de esquistos carbonosos y filitas grises. Labor abandonada paraje El Chorro (Buenavista, Este del Huayo).

* Fuente: Elaboración propia.



Figura 5,4: Vista de veta de cuarzo cortando secuencias de esquistos del Complejo Marañón, presencia de mineralización económica al piso. Paraje de San Juan Minas (SE Huarimarca-Tayabamba)

* Fuente: Elaboración propia.

5.3 Zona mineralizada en el Batolito de Pataz

El Batolito de Pataz en el sector Norte de la Cordillera Oriental, presenta ocurrencias de mineralización relacionada espacial y temporalmente con la roca huésped y las estructuras, es así como se tiene diferentes yacimientos vetiformes de nivel mesotermal (figura 5,5)

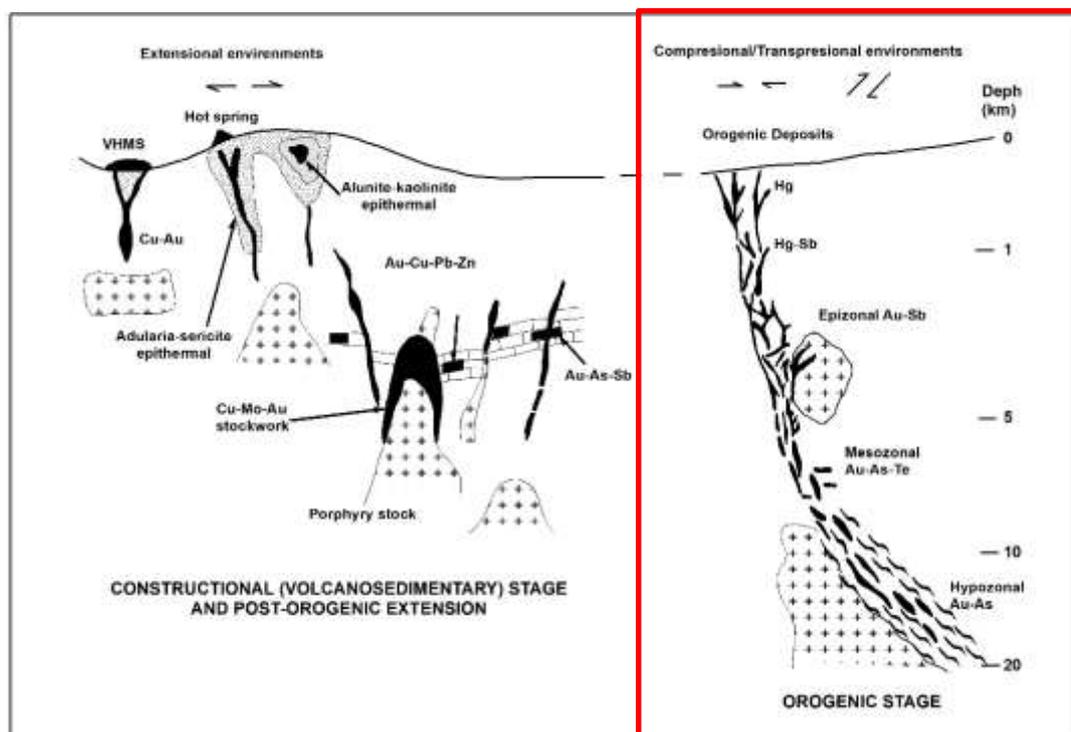


Figura 5,5: Modelo propuesto por Groves et al., 1998. Nótese el desarrollo vertical de hasta 20 Km de las estructuras mineralizadas.

* Fuente: Groves et al., 1998.

Entre las características metalogénicas a lo largo de los cuerpos intrusivos está la concentración de vetas de filiación auríferas en corredores estructurales, que han condicionado el fracturamiento para la circulación y emplazamiento de las vetas (figura 4,2). Además, existe una estrecha relación genética de las vetas auríferas con diques de naturaleza básica, de composición andesíticas y que las vetas, siempre o casi siempre, se presentan cerca de los contactos con rocas del Paleozoico inferior a Precámbricas, como se presentan en las partes bajas de Sitabamba, estas características genéricas han servido como guías en la exploración.

Este Batolito es considerado como un importante metalotecto por las abundantes ocurrencias de vetas de oro presentes en las zonas ya conocidas del Cerro Gigante, Retamas, Parcoy y Patáz (figura 5,6); al Sur del Cerro Gigante cerca de Buldibuyo se extiende los cuerpos intrusivos igualmente con ocurrencias de vetas de oro como son La Paccha y Santa Bárbara.

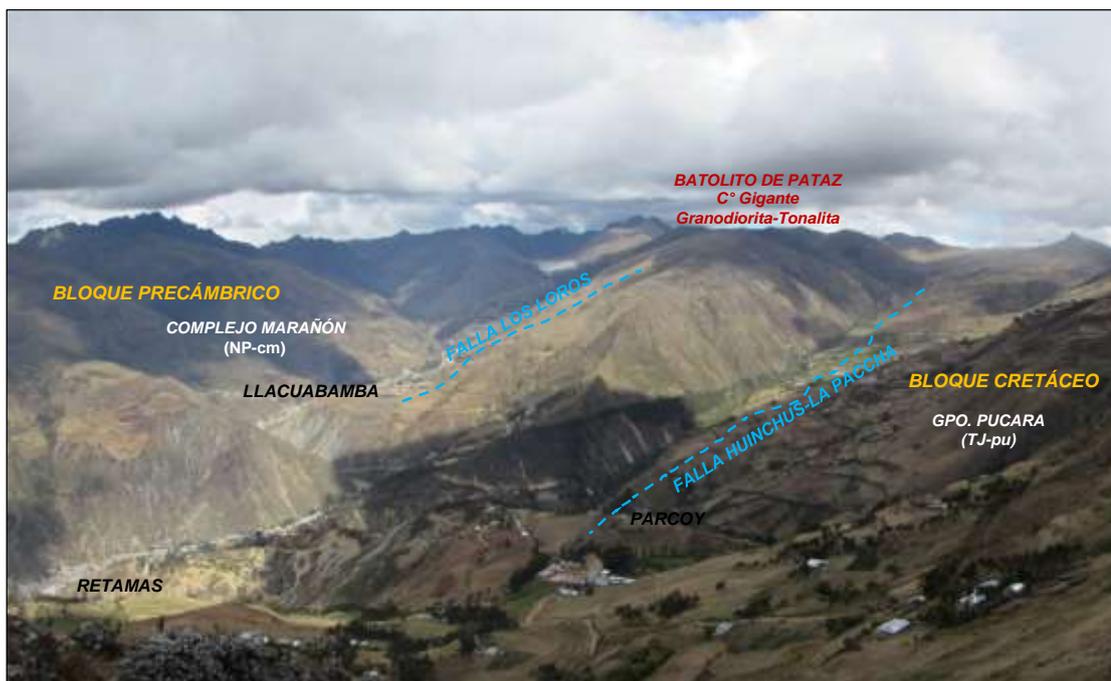


Figura 5,6: Vista panorámica del C° El Gigante, mirando hacia el SW, siendo las estructuras del yacimiento San Andrés (MARSÁ) contenidas en el Batolito de Pataz.

* Fuente: Elaboración propia.

Estos cuerpos intrusivos afloran ampliamente al Este de poblado de Huaylillas (figuras 3,26 y 3,31) formando los cerros Alto La Sabana y al SE de Tayabamba ubicamos los Cerros Satata - Icuro, en el paraje de Uchus y más, al SE de las nacientes del río Cajas los parajes de San Juan La Laguna y Mulatambo donde se han ubicado sistemas de vetas de cuarzo - oro similares a las ya conocidas de Pataz.

5.4 Zona mineralizada en rocas volcánicas

La mineralización relacionada a las rocas volcánicas se ha originado por estructuras volcánicas de la Formación Lavasen como la caldera de colapso que conforma el cerro Totora próximo a la Laguna Huascacocha y al Norte fuera de la zona de estudio, en los cerros Chinchango y Misquichilca al Sur de Condormarca (Pataz) donde se presentan estructuras tipo stockwork con pirita, cuarzo y óxidos de fierro.



Figura 5,7: Afloramiento de estructura mineralizada con oxidación en cuarzo masivo, presencia de venillas de pirita, patinas de malaquita y calcopirita (C° El Bronce, Tomac – Este de Tayabamba)
* Fuente: Elaboración propia.

Así mismo fallas regionales de alcance cortical y estructuras menores asociadas constituyen corredores estructurales y zonas de debilidad que han servido de conductos para el emplazamiento de la actividad magmática hidrotermal ascendente a zonas de menor presión litostática que han removilizado cationes de cobre y a su vez han traído mineralización de oro formado estructuras vertiformes (*figura 5,7*).

Las formaciones Tres Lagunas como Lavasen presentan buenas características de porosidad y permeabilidad para ser buenos receptores de la mineralización provenientes de fluidos hidrotermales de cuerpos intrusivos en profundidad. En estas unidades se han ubicado vetas relleno de fisura de cuarzo con oro. Por lo observado la Formación Tres Lagunas, en algunos casos a formado depósito de sulfuros masivos insipientes (en la actualidad no se conoce un yacimiento económico de este tipo).

La Formación Tres Lagunas conformada por rocas volcánicas submarinas, geoquímicamente caracterizadas por ser alcalinas de un ambiente de rifting. Estas

rocas potencialmente pueden albergar depósitos de sulfuros masivos. Se han encontrado mineralización de Cu, Pb, Zn en relleno de fractura y concordante con los planos de las capas volcánicas, como se presenta en Cerro Negro y Alto Blanco (Este de campamento San Andrés-MARSA), presenta pequeñas ocurrencias de cobre en la carretera "la montañita" cerca a la quebrada Quinua pampa (Este Buldibuyo) y al Este de la ciudad de Tayabamba, en los cerros Satata y El Bronce también se pueden ubicar lavas basálticas cuya mineralización conformada por cuarzo con venillas de pirita, óxidos de fierro y tenores de oro diseminado se presenta en vetas de relleno de fisura y en algunas capas lávicas concordantes (cerro Icuro)

Respecto a las secuencias de la Formación Lavasen, caracterizadas geoquímicamente de composición calco alcalina proveniente de un ambiente de subducción. Se han ubicado vetas relleno de fisura de poca extensión, como la estructura mineralizada cerca de la quebrada Rio Blanco (laguna Huascacocha-Este Buldibuyo) y en las nacientes del rio Abiseo (cerro Ventanas - Quebrada Tres Lagunas). Así mismo se han encontrado vetas emplazadas entre intrusivo y los piroclásticos de la Formación Lavasen como se presentan en el paraje de Uchus y en el cerro Minas (cerca al poblado de Huarimarca-Tayabamba).

5.5 Zona mineralizada en intrusivo de Huaylillas

A lo largo de la quebrada Uchuragra (Este de Huaylillas) aflora un stock de composición tonalítica que ha cortado a un cuerpo menos evolucionado, más básico de composición diorítica, generadora de fluidos hidrotermales que dan origen a la mineralización principalmente de oro y en menor proporción metales base, el mismo que se emplaza cortando las pelitas del Grupo Ambo y debajo de las calizas del Pucara, en cuyo contacto forma un yacimiento tipo skarn y vetas distales. Teóricamente en profundidad se encontraría un pórfido de cobre-oro (*figura 5,8*)



Figura 5,8: (A) Vista panorámica del contacto intrusivo calizas del Grupo Pucara, en el contacto se emplaza la mina La Estrella, (B) Afloramiento de veta emplazado en el cuerpo intrusivo diorítico argilizado y silicificado – Jurásico.

* Fuente: Elaboración propia.

Cerca al río Taullis (NE de Huaylillas) afloran calizas del Grupo Pucara en contacto fallado con un cuerpo intrusivo de composición dacítico-cuarzo-porfirítico, este intrusivo se encuentra en partes con una fuerte alteración hidrotermal y cubierto por lavas de la Formación Tres Lagunas como techos colgados.

Por las características geológicas observadas en la zona asumimos que la mineralización proviene de fluidos hidrotermales del intrusivo dacítico-cuarzo-porfirítico en contacto con las calizas han formado una mineralización tipo skarn en profundidad (similar al que se presenta en la Mina Estrella), lo que se observa es la parte más distal de la alteración que ha formado el depósito mineralizado (figura 5,9). Esto nos conduce a suponer que la edad del intrusivo dacítico-cuarzo-porfirítico es post-Jurásico.

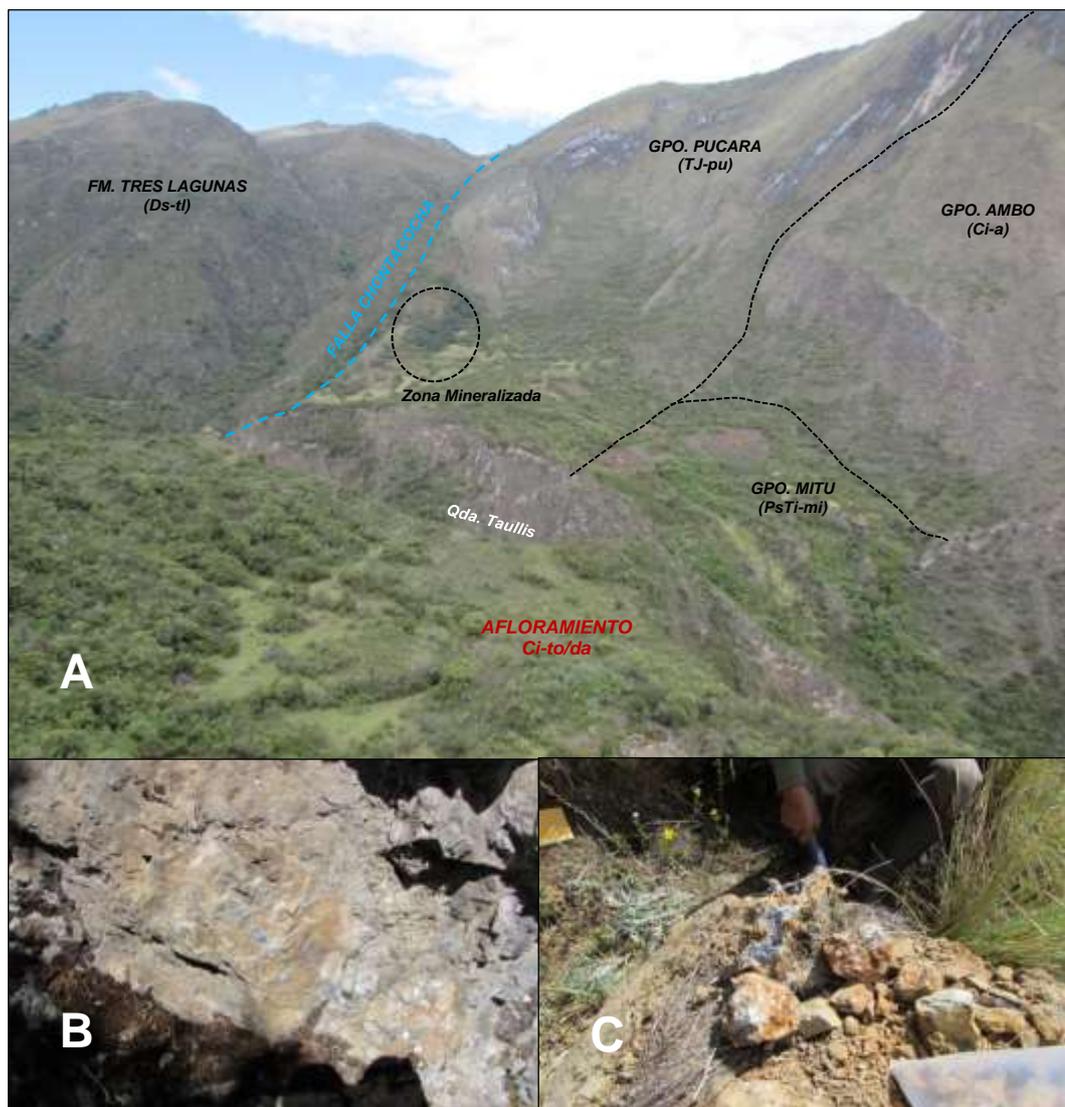


Figura 5,9: (A) Vista panorámica de las calizas del Grupo Pucara y la zona de la mineralización, (B). Detalle de la caliza alterada, (C) Estructura con panizo mineralizado, galena masiva en una caja de roca con oxidación intensa.

* Fuente: Elaboración propia.

Las estructuras mineralizadas están formadas por panizo oxidado con venillas de galena, en partes la caliza se presenta con venillas de galena, se observa la roca alterada intensamente por fluidos hidrotermales. La caja son calizas del Grupo Pucara, se presentan recrystalizadas con abundante fierro.

5.6 Zona mineralizada en intrusivo de Chilia

En esta zona se presentan vetillas y venillas de cuarzo emplazadas en las secuencias sedimentarias del Paleozoico inferior de la Formación Contaya (parte alta de Chilia entre los cerros Canta y Tres Tullpas) y el Grupo Ambo (cerro Peña Prieta), de donde se extrae oro y plata a partir de un panizo terroso que contiene electrum, galena, esfalerita y calcopirita, con una fuerte oxidación (limonita hematita y óxidos de manganeso, pirolusita) y que están relacionados a fluidos hidrotermales distales de cuerpos intrusivos graníticos en profundidad (*figura 5,11*).

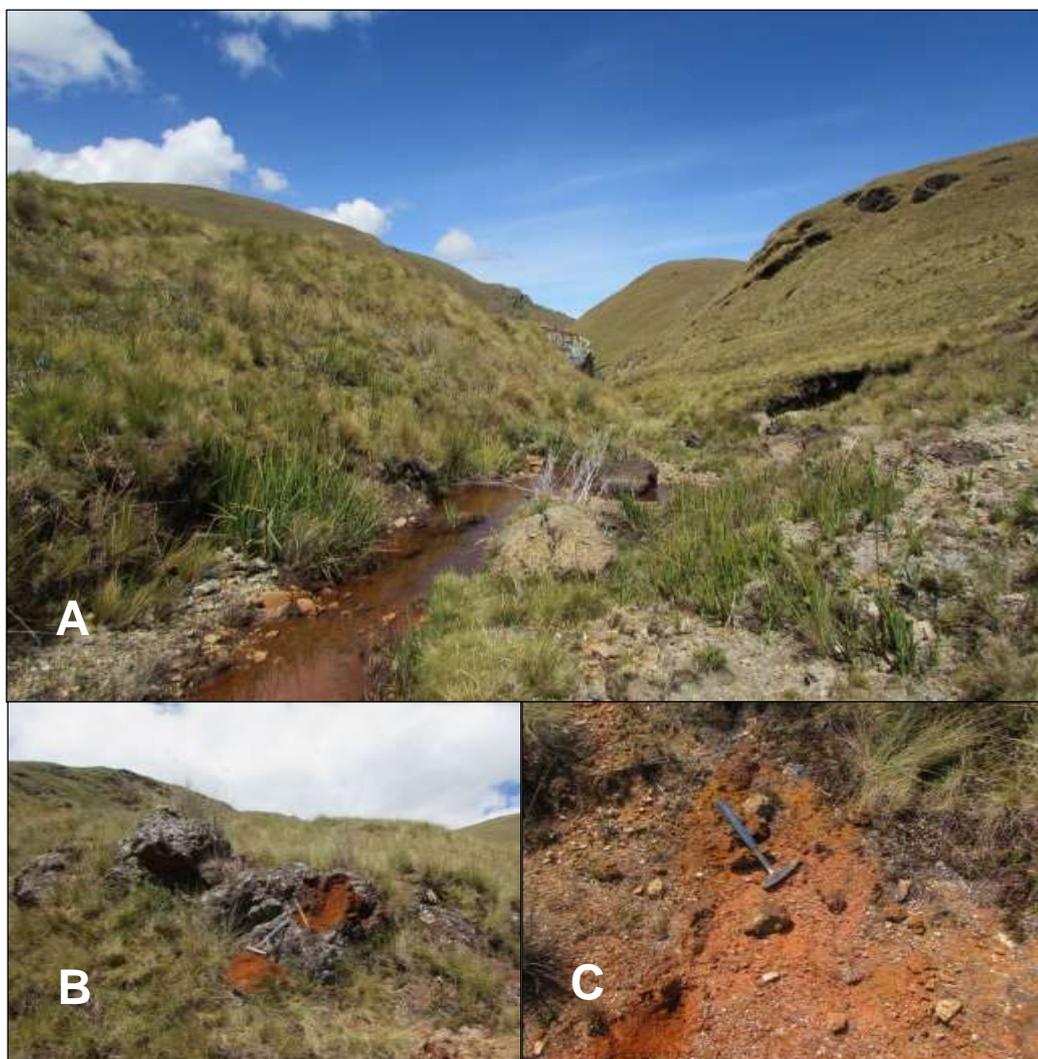


Figura 5,11: (A) y (B) Zonas con sombreros de hierro en las pelitas y limoarcilitas de la Formación Contaya. En las nacientes de la quebrada Chorro Blanco, (C). Detalle de la zona con brecha hidrotermales con clastos de hierro. Intensa oxidación de hierro asociadas al sombrero de hierro.

* Fuente: Elaboración propia.

También relacionados a estos cuerpos intrusivos presentan mineralización en las capas basales de las calizas del Grupo Pucara, principalmente de cobre tipo estratoligado (calcopirita con venillas de cuarzo, óxidos de fierro, marmatita y especularita) como se observa en los cerros Pistaco y Caracha, igualmente en las secuencias basales concordantes de esta unidad se encontró mineralización económica de plomo y zinc en el cerro el Plomo (galena y esfalerita)



Figura 5,10: Vistas de la mineralización en las pelitas y areniscas de la Formación Contaya (quebrada Chorro Blanco-Norte de Chilia).

* Fuente: Elaboración propia.

De acuerdo a los estudios realizados por Haerberlin, (2002) en la mina de Poderosa (Batolito de Pataz), define una asociación metálica estrecha de Au, Ag, As, Fe, Pb, Zn, \pm Cu, \pm Sb \pm (Bi-Te-W) y una secuencia paragenética de dos etapas; la primera consistente en cuarzo blanco, pirita, arsenopirita, y ankerita y una segunda etapa de cuarzo microgranular, gris azulino, galena, esfalerita, calcopirita, sulfosales de Sb, electrum y oro nativo, seguido por venillas estériles de calcita-dolomita-cuarzo.

Un caso particular es la existencia de mineralización en depósitos coluviales y morrenicos en el cerro Ushno entre el cerro Canta y la quebrada Cajabamba-Quinual (Norte de Chilia) en el cual se han ubicado escasos afloramientos de pizarras y limoarcillitas esquistosas (Formación Contaya) cubierta en su mayoría por depósitos morrénicos.

En estos depósitos morrénicos se han observado varios socavones de laboreo informal, el cual extraen este material terroso con óxidos de fierro, que es cianurado extrayendo oro y en algunos casos plata; al parecer la mineralización económica ha sido lixiviada y precipitada en venillas y pequeños horizontes (*figura 5,12*).



Figura 5,12: Labores mineras informal en material Cuaternario compuesto por clastos calcáreos cementados, al Norte de Chilea.

* Fuente: Elaboración propia.

5.7 Zona mineralizada en rocas carbonatadas

En la parte central de la zona de estudio afloran rocas calcarías del Grupo Pucara, conocido por ser un buen metalotecto y se presenta mineralización tipo skarn relacionada al contacto entre el intrusivo Huaylillas y las calizas del Grupo Pucará (Mina La Estrella) así como presentan con diversos tipos de mineralización, como el que se encuentra conformando una estructura sinclinal amplia hacia el Sur y estrecha al Norte, limitada al NE por la falla Chorro Blanco-Llampao y al SW por la Falla Cortaderas-Teclla.

A ambos flancos del sinclinal entre los parajes de Caracha y Tunac por el Este y entre Cueva de Pistaco y cerro Grande se presenta en la base del Grupo Pucara mineralización de cobre concordante con las capas de calizas. Los mantos mineralizados presentan calcopirita y pirita fina diseminada, en fracturas, venillas y como parches, patinas de malaquita y crisocola. Abundantes minerales de fierro y óxidos de fierro.

En el cerro Tampash (Mina de Plomo) aflora el Grupo Pucara conformando una estructura anticlinal donde el flanco SW del anticlinal se encuentra erosionado y limitado por la falla Chorro Blanco Llampao. donde la mineralización de plomo y zinc es concordante con la estratificación conformando un manto.

El Grupo Pucara en su afloramiento NW se bisela truncándose contra las areniscas del Grupo Goyllarisquisga. Es en este sector que se ha encontrado en la base del Grupo mineralización de plomo y zinc concordante con la estratificación conformando un manto. La galena y esfalerita se presenta finamente diseminada en la caliza, también se presenta en concentraciones elongadas y rellenando fracturas.

CAPITULO VI

INTERPRETACIÓN ENTRE LA MINERALIZACIÓN AURÍFERA Y CUERPOS GRANÍTICOS Y/O FRANJAS MINERALIZADAS EN LA ZONA DE ESTUDIO

En la actualidad existe controversia sobre el origen de los depósitos auríferos del Batolito de Pataz. Se proponen dos modelos genéticos para estos tipos de yacimientos. Schreiber *et al.*, (1990), Vidal *et al.*, (1995) y Mac Farlane *et al.*, (1999) orientan sus investigaciones geológicas en la caracterización geoquímica y geocronología de los depósitos de oro en el Batolito de Pataz y proponen un modelo genético, que los metales y el oro proviene de los granitoides que conforman el Batolito de Pataz. Este modelo genético está basado en las investigaciones hechas en inclusiones fluidas, en la fuente de los metales de las vetas y en geoquímica isotópica de plomo y neodimio de la roca caja.

En contraste Haerberlin *et al.*, (2004) propone un modelo de vetas de oro orogénico para la provincia aurífera de Pataz, basado en consideraciones geotectónicas y la diferencia de edad entre el Batolito de Pataz (330 a 327 Ma) y la mineralización de oro (314 a 312 Ma)

Lo que se puede notar en estudios de inclusiones fluidas (realizadas en INGEMMET, 2005) es que las soluciones mineralizantes son ricas en KCl y NaCl en las vetas de Pataz, salinidad media a alta que es interpretado como provenientes de

fluidos magmatogénicos. Es muy probable que, en parte, el oro pudo ser removilizado o lixiviado de las rocas cajas (principalmente rocas del Complejo del Marañón) por el sistema hidrotermal desarrollado en los cuerpos intrusivos que comprenden el Batolito de Pataz.

A lo largo del sector Este de la zona de estudio, los afloramientos de rocas graníticas y granodioritas del Batolito de Pataz se encuentran asociados a importantes yacimientos económicos del Perú.

Estos cuerpos intrusivos han generado fluidos hidrotermales dando origen a diversos tipos de mineralización, asociados a corredores estructurales y zonas de debilidad emplazando la mineralización, es así como se tiene diferentes yacimientos vetiformes (cuarzo-oro) de nivel mesotermal y otros que se encuentran cubiertos con diferentes grosores tanto por secuencias volcánicas (Formaciones Tres Lagunas y Lavasen) como por sedimentarias, como por ejemplo de tipo skarn en contacto con calizas del Grupo Pucara (Intrusivo Huaylillas – Mina La Estrella).

CONCLUSIONES

- La zona de estudio se encuentra en la morfoestructura que conforma la Cordillera Oriental, con un rumbo de NW-SE y a su vez un dominio geotectónico donde se encuentra la franja metalogénica asociada a depósitos orogénicos con mineralización de oro en rocas del Paleozoico inferior.
- La secuencia estratigráfica reconocida en la zona de estudio de la base al tope empieza con rocas Neo Proterozoicas correspondiente al Complejo del Marañón seguido por rocas del Paleozoico como son las Formaciones Macno, Tres Lagunas, Contaya, el Grupo Ambo, las Formaciones Lavasen y Mitu, encima de estas secuencias supreyacen rocas de edad Mesozoica, de los Grupos Pucara, Goyllarizquizga, y las formaciones Chulec-Pariatambo, Pulluicana y las capas rojas de la Formación Chota.
- Las rocas intrusivas producto del magmatismo generados en los diversos procesos tectónicos, desde el Paleozoico inferior al Neógeno reconocida en la zona de estudio se presentan a manera de franjas sub paralelas con rumbo andino, es así como el intrusivo más antiguo del área de estudio es el Ortogneis de Sitabamba cuya datación se le asigna al Ordovícico y presenta mineralización de oro en vetas. Este afloramiento es parte de un batolito cuyos afloramientos discontinuos (desembocadura del río Challas al río Marañón, en el paraje de Mamahuaje) se observan al Sur en ambas márgenes del río Marañón.

- El Batolito de Pataz de edad carbonífera se presenta como una franja continua de rocas graníticas, ampliamente conocido por las numerosas ocurrencias de mineralización aurífera en vetas, donde se encuentran las empresas mineras Poderosa, Consorcio Minero Horizonte y MARSA.
- Mediante geoquímica de roca de elementos mayores y traza se ha determinado que es un magma tipo I generador de granitos calco alcalinos, relacionado a un ambiente tectónico de subducción de corteza oceánica en márgenes de placas activas de arco volcánico, proveniente de una fuente mixta cortical-mantelica. Estos granitos son de la serie magnetita (Ishihara, 1977), por el contenido de minerales opacos, relacionados a magmas oxidados por su alta fugacidad de oxígeno, metalogénicamente, generadores de mineralización de oro – cobre.
- La presencia de cuerpos intrusivos a manera de diques de textura dioritas a tonalitas-cuarzo porfirítica, emplazados dentro los cuerpos graníticos del Batolito de Pataz, se ha encontrado mineralización de oro en fracturas, por ejemplo, tenemos el dique con mineralización de oro alledaño en la carretera a la montañita laguna Huascacocha. Aunque no se tiene dataciones, es muy probable que estos cuerpos intrusivos se hallan emplazado durante el Cenozoico, los contactos son difíciles de apreciar en el campo por la intensa cobertura de material Cuaternario
- Los afloramientos de intrusivos aislados de diferentes edades que se presentan en la zona de estudio. Así tenemos el stock Huaylillas asignado al Jurásico superior (Miskovic A. 2009). Cuerpo de composición tonalítico, que en su contacto con las calizas del Grupo Pucara se ha formado un Skarn de cobre-oro. Cuerpos intrusivos aislado en un lineamiento con rumbo andino entre el poblado del Huayo y el poblado de Canta, cerro Tres tulpas de composición Granodiorítico a Tonalita, asignados al Eoceno (INGEMMET, 2006) con

mineralización de cobre - oro y tungsteno. En las nacientes de la quebrada Puente del Barro Paraje de Alaska afloran dos cuerpos intrusivos distanciados de manera elongada de composición tonalítica con textura porfirítica con fenos aciculares de horblendas de tonalidad leucócrata asignada al Mioceno (INGEMMET, 2006). No se ha encontrado mineralización asociada a estos cuerpos intrusivos.

- Se ha reconocido dos eventos volcánicos que han dado lugar a la Formación Tres Lagunas formadas por rocas andesitas-basálticas y basaltos con estructuras en almohadillas con una firma geoquímica MORB asociado a un ambiente de Rifting (INGEMMET, 2006) asignada al Devónico, se ha encontrado una insipiente mineralización de cobre y metales base relacionada a probables depósitos de sulfuros masivos, cuya concentración no ha llegado a formar un depósito económico mientras que la Formación Lavasen constituida por flujos piroclásticos y algunos niveles lávicos intercalados con secuencias sedimentarias, se encuentra formando las altas cumbres de la Cordillera Oriental, las mismas que presentan mineralización de cobre en estructuras vetiformes (camino a laguna Huascacocha-Este Buldibuyo)
- La evolución tectónica en la zona de estudio se ha desarrollado de manera compleja, presenta diferentes estilos estructurales, franjas sedimentarias plegadas y franjas de bloques levantados y hundidos. Estas franjas estructurales están controladas por un sistema de fallas longitudinales inversas producto de una inversión tectónica ocurrida durante el Neógeno, conformando corredores estructurales con diferentes tipos de mineralización, emplazamiento de cuerpos intrusivos y formando fallas de segundo y tercer orden.
- La mineralización aurífera presente en la zona de estudio tiene un control estructural en su formación, siendo las zonas de debilitamiento y fracturamiento

aquellas que han servido para la migración de soluciones mineralizadas y la formación de vetas, las cuales genéticamente están relacionados a fluidos hidrotermales, generado por magmas félsicos de composición granítica provenientes de rocas intrusivas.

- La mineralización en la zona de estudio está relacionada a franjas morfoestructurales controladas por fallas longitudinales dentro de las cuales han tenido lugar los diversos eventos magmáticos a lo largo del tiempo que dan origen a los cuerpos intrusivos generadores de fluidos hidrotermales formadores de los diferentes tipos y estilos de mineralización en la zona de estudio.
- Es así como relacionado al vulcanismo de la Formación Tres Lagunas se tiene mineralización insipiente tipo sulfuros masivos de metales base. En las secuencias del vulcanismo de la Formación Lavasen se presentan vetas de cobre y mineralización epitermal. En intrusivos del Batolito de Pataz presenta vetas de cuarzo – oro. En el intrusivo Huaylillas, vetas de oro (C° Alto la Sabana) y formación de un skarn de cobre – oro (Mina La Estrella). En los intrusivos el Huayo - cerro Canta -Tres tulpas tenemos vetas de cuarzo-oro, un pórfido de oro - cobre y vetas de wolframio. En las calizas del Grupo Pucara en la base se ha evidenciado mineralización de cobre al parecer relacionado a un intrusivo.

RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar más dataciones geocronológicas para determinar la existencia de intrusivos más jóvenes emplazados en el Batolito de Pataz, así como su extensión al Sur de la zona de estudio.
- Se recomienda explorar los cuerpos intrusivos metamorfizados y Ortogneis a lo largo de su alineamiento, al Sur de la zona de estudio con la posibilidad de hallar estructuras vetiformes similares a los ubicados en el Ortogneis de Sitabamba.

BIBLIOGRAFÍA

- CARDONA, A. (2006). Reconhecimento da evolução tectônica da proto-margem andina do centro-norte peruano, baseada em dados geoquímicos e isotópicos do embasamento da Cordilheira Oriental na região de Huánuco-La Unión. Tese Doutorado, Universidade de São Paulo Instituto de Geociências, São Paulo, pp. 169
- CARRASCO, M.; SÁNCHEZ, A. & GALDÓS, J. (2006) - Petrografía y Geoquímica de lavas almohadillas de posible edad Siluro-Devoniana en la Cordillera Oriental de los Andes del Norte del Perú: Región Pataz-Balsas. XIII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú. pp. 259-262.
- CHEW, D.; SCHALTEGGER, U.; KOSLER, J.; FONTIGNIE, D.; SPIKINGS, R.; MISKOVIĆ, A., (2005) - Evolution of the Gondwanan margin of the northern Andes. 3rd Swiss Geoscience Meeting, Zürich.
- CHEW, D.; SCHALTEGGER, U.; KOSLER, J.; WHITEHOUSE, M.; GUTJAHR, M.; SPIKINGS, R. & MISKOVIĆ, A. (2007) - U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. Geological Society of America Bulletin, vol. 119, n. 5, pp. 697-711.

- CHOQUEHUANCA, S. (2014) Vulcanismo Monogenético del Perú Central: Ayacucho y Huancavelica definiendo límites de Litósfera Subcontinental. Universidad Nacional del Altiplano. Puno. 112 p.
- DALMAYRAC, B.; LAUBACHER, G. & MAROCCO, R. (1988) - Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes Peruanos. INGEMMET. Boletín Serie D: Estudios Especiales, n. 12, 313 p.
- FERNÁNDEZ, S & HERNÁNDEZ, A. (1991) Cálculos y diagramas geoquímicos. Universidad Complutense de Madrid. Madrid. 334 p.
- HAEBERLIN, Y. (2002) - Geological and Structural Setting, Age, and Geochemistry of the Orogenic Gold Deposits at the Pataz Province, Eastern Andean Cordillera, Peru. Unpublished PhD theses. Université de Genève. Online version.
- HAEBERLIN, Y.; MORITZ, R. & FONTBOTÉ, L. (2002) - Paleozoic orogenic gold deposits in the eastern Central Andes and its foreland, South America. Ore Geology Reviews 22 (1-2): pp. 41-59.
- HAEBERLIN, Y.; MORITZ, R.; FONTBOTÉ, L. & COSCA, M.A. (2004) - Carboniferous orogenic gold deposits at Pataz, Eastern Andean Cordillera, Peru: geological and structural framework, paragenesis, alteration, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. Economic Geology 99, pp. 73-112.
- ISHIHARA, S. (1977) - The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. Mining Geology 27, pp. 293 – 305.
- JENKS, W. F. (1951) - Triassic and Tertiary stratigraphy near Cerro de Pasco.

- KAY, S & MPODOZIS, C. (2000). Chemical signatures from magmas at the southern termination of the Central Andean Volcanic Zone: The Incapillo/Bonete and surrounding regions. IX Congreso Geológico chileno. Actas, v. 1. p. 626-629.
- MANTLE, G & COLLINS, W. (2008). Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth. *Geology*, v 36. p 87-90.
- 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. Lima. 140 p.
- MEGARD, F. (1968) - Geología del Cuadrángulo de Huancayo. Servicio de Geología y Minería- Perú.
- MISKOVÍČ, A.; SCHALTEGGER, U. & CHEW, D. (2005) - Carboniferous plutonism along the Eastern Peruvian Cordillera: implications for the Late Paleozoic to Early Mesozoic Gondwanan tectonics. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Universidad de Barcelona 12-14 septembre 2005: extended abstracts. Paris: IRD Éditions 2005, pp. 508-511.
- MISKOVÍČ, A.; SPIKINGS, R.; CHEW, D.; KOSLER, J.; ULIANOV, A.; SCHALTEGGER, U. (2009) - Tectonomagmatic Evolution of Western Amazonia: Geochemical Characterization and Zircon U-Pb Geochronologic Constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; n. 121; pp. 1298-1324.
- MISKOVÍČ, A. (2009) - Magmatic Evolution of the Peruvian Eastern Cordilleran Intrusive belt: Insights into the growth of continental crust and tectonism along

the proto-Andean Western Gondwanan. Tesis de Doctorado, Université de Genève, France, 267 p.

Mc LAUGHLIN D. H. (1924) - The Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera departaments of Junín and Lima.

PALACIOS, O.; SÁNCHEZ, A. & HERRERA, F. (1995) - Geología del Perú. INGEMMET. Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional. n. 55, 177 p.

PECCERILLO, R. & TAYLOR, S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastmonu área, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. Vol 58. p 63-81.

RANKAMA, S. (1954). Geoquímica. Aguilar S.A. Ediciones. Madrid. 862 p.

RIVERA, H. (2007). Introducción a la geoquímica general y aplicada. Gráfica Retai. 2da edición. Lima. 475 p.

ROLLINSON, H. (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical. Essex. 352 p.

SÁNCHEZ, J.; ÁLVAREZ, D.; LAGOS, A. (1998) - Geología de los cuadrángulos de Juscusbamba y Pólvora. INGEMMET. Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 119

SÁNCHEZ, A. (2006) - La Rocas Graníticas y la Mineralización Aurífera Asociada, en la Cordillera Oriental del Norte del Perú, 6°30´- 7°30´S. Tesis de Maestría. Master Internacional Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales. Red DESIR.

- SÁNCHEZ, A.; CARRASCO, S.; GALDÓS, J. & LIPA, V. (2006) - Geología del Batolito Gollón - Buldibuyo. INGEMMET. Dirección de Geología Regional. 188 p.
- SCHREIBER, D.; FONTBOTÉ, L. & LOCHMANN, D. (1990) - Geologic Setting, Paragenesis and Physicochemistry of Gold Quartz Veins Hosted by Plutonic Rocks in the Pataz Region. *Economic Geology*. Vol. 85, pp. 1328-1347.
- 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. Lima. 195 p.
- VATIN-PERIGNON, N. POPEAU, G. OLIVER, R.A. LAVENU, A. LABRIN, E. KELLER, F. AND BELLOT-GURLET, L. (1996). Trace and rare-earth element characteristics of acidic tuffs from Sothern Peru and Northern Bolivia and a fission-track age for the Sillar of Arequipa. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, pp. 91 – 109.
- VIDAL, C.; PAREDES, J.; MACFARLANE, A. & TOSDAL, R. (1995) - Geología y metalogenia del distrito minero Parcoy, provincia aurífera de Pataz, La Libertad. *Sociedad Geológica del Perú*, 1995, pp. 351-377.
- WILSON, J.; & REYES, L. (1964) - Geología del cuadrángulo de Pataz. INGEMMET. Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 9, 91.
- WILSON, J.; REYES, L & GARAYAR, J. (1995) - Geología de los cuadrángulos de Pallasca, Tayabamba, Corongo, Pomabamba, Carhuaz y Huari. INGEMMET. Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional. 60. 95 p.

ANEXO

LÁMINA 1: MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO (ESCALA 1:100 000).

**LÁMINA 2: SECCIONES GEOLÓGICAS INTERPRETADAS DEL ÁREA DE ESTUDIO
(ESCALA 1:100 000).**