



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y
METALÚRGICA**

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



**MAGMATISMO, GEOQUÍMICA Y TECTÓNICA DEL
CENOZOICO AL OESTE DEL DOMO DE YAULI Y SU
RELACIÓN CON LAS OCURRENCIAS MINERALES**

TESIS

PRESENTADA POR:

Bach. ELMER WILSON GOMEZ CAHUAYA

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PUNO – PERÚ

2024



NOMBRE DEL TRABAJO

Magmatismo, Geoquímica y Tectónica d
el Cenozoico al oeste del domo de Yauli
y su relación con las oc

AUTOR

ELMER WILSON GÓMEZ CAHUAYA

RECuento DE PALABRAS

35093 Words

RECuento DE CARACTERES

182098 Characters

RECuento DE PÁGINAS

142 Pages

TAMAÑO DEL ARCHIVO

16.4MB

FECHA DE ENTREGA

Sep 7, 2023 7:49 PM GMT-5

FECHA DEL INFORME

Sep 7, 2023 7:52 PM GMT-5

● 13% de similitud general

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para cada base de datos.

- 13% Base de datos de Internet
- Base de datos de Crossref
- 2% Base de datos de trabajos entregados
- 1% Base de datos de publicaciones
- Base de datos de contenido publicado de Crossref

● Excluir del Reporte de Similitud

- Material bibliográfico
- Material citado
- Material citado
- Coincidencia baja (menos de 10 palabras)



Firmado digitalmente por ORTIZ
GALLEGOS, Luis Vicente FAU
20145486170 soft.
Motivo: Soy el autor del documento
Fecha: 07.09.2023 20:13:08 -05:00

Resumen



DEDICATORIA

A mis queridos padres Hilario y Susana, por inculcarme los buenos valores y por su inagotable apoyo y paciencia en mi formación profesional.

A mi compañera y amor de mi vida Miriam Amparo por su amor infinito y paciencia incansable que llenan mis días de felicidad pura.

A mi hijita Illary, mi “hermosa flor de la sierra” por hacerme saber que mi vida tiene sentido y por regalarme sus mejores momentos y ocurrencias que hacen que mi aprendizaje sea constante.

A mis hermanos, Rosa, Mirna, Yovana y Hugo por su invaluable apoyo y gratos momentos de familia.

A mis padres políticos Jenry por su apoyo incondicional y a Olga (+) que hasta el último momento confió en mí.

Wilson Gomez



AGRADECIMIENTOS

Mis agradecimientos al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – INGEMMET, por darme la oportunidad de realizar el presente trabajo de investigación.

A mi alma mater, la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional del Altiplano y a todos los docentes por sus enseñanzas durante mi formación académica.

Al Ing. Luis Ortiz Gallegos, por aceptar asesorarme en la etapa final de la presente tesis, por sus críticas constructivas y el apoyo y seguimiento constante para la culminación del trabajo de investigación. Asimismo, por transmitirme sus conocimientos en geología de los yacimientos del Perú durante mi formación universitaria.

Al Ing. Newton Machaca Cusilayme, que en principio colaboró para el desarrollo del proyecto de tesis, por sus observaciones y críticas constructivas.

De manera muy especial a mi hermano y colega Elmer Hugo, por su apoyo en la culminación de la presente tesis. Por sus observaciones y sugerencias en la parte geoquímica.

Al Ing. Rildo Rodríguez por compartirme sus conocimientos en estratigrafía y geología estructural en las diversas campañas de campo y por sobre todo, brindarme su amistad.

Finalmente agradezco a cada persona que de una u otra manera me apoyaron en la culminación de este trabajo de investigación. En especial a Walter Ccallo, Dante Soberón, Alan Santos, Ronald Concha y Harol Granados.



ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	
AGRADECIMIENTOS	
ÍNDICE GENERAL	
ÍNDICE DE FIGURAS	
ÍNDICE DE TABLAS	
ACRÓNIMOS	
RESUMEN	25
ABSTRACT	26
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	
1.1 ANTECEDENTES	27
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	29
1.2.1 Pregunta general.....	30
1.2.2 Preguntas específicas	30
1.3 JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA.....	31
1.4 HIPÓTESIS	31
1.4.1 Hipótesis general	31
1.4.2 Hipótesis específicas	32
1.5 OBJETIVOS.....	32
1.5.1 Objetivo general	32
1.5.2 Objetivos específicos	32

CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LITERATURA



2.1	MAGMATISMO	34
2.1.1	Generación de fundidos magmáticos en márgenes convergentes	34
2.1.1.1	Magmatismo de arco continental	35
2.1.1.2	Magmatismo de trasarco	37
2.1.1.3	Magmas y su relación con los metales.....	37
2.2	GEOQUÍMICA	40
2.2.1	Clasificación de elementos según su concentración	40
2.2.1.1	Elementos mayores	40
2.2.1.2	Elementos traza	40
2.2.1.3	ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS (REE)	41
2.2.1.4	Coefficiente de partición y compatibilidad de elementos traza	43
2.3	TECTÓNICA	46
2.3.1	Geometría y clasificación de fallas	47
2.3.1.1	Clasificación dinámica de Anderson.....	47
2.3.1.2	Clasificación por la separación	49
2.3.1.3	Clasificación por el deslizamiento	50
2.3.2	Cinemática de estructuras tectónicas	51
2.3.3	Estilo estructural del tipo strike slip.....	53
2.3.3.1	Transpresión y transtensión	54

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1	METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN	57
3.1.1	Etapa gabinete I.....	57
3.1.2	Etapa de campo	57
3.1.3	Etapa de gabinete II.....	61



CAPÍTULO IV

CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1	UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD	70
4.2	CLIMA Y VEGETACIÓN.....	72
4.3	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	75
4.3.1	Valle fluvial.....	76
4.3.2	Valles fluvioglaciares.....	79
4.3.3	Zona de altiplanicies	80
4.3.4	Ladera de la cordillera occidental	82
4.3.5	Zona de montañas altas	83
4.4	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	85
4.4.1	Grupo Cabanillas.....	90
4.4.2	Grupo Mitu.....	93
4.4.3	Grupo Pucará.....	98
4.4.4	Secuencia de transición jurásico-cretácico.....	104
4.4.5	Grupo Goyllarisquizga	105
4.4.6	Formación Pariahuanca	113
4.4.7	Formación Chúlec	114
4.4.8	Formación Pariatambo	117
4.4.9	Formación Jumasha.....	120
4.4.10	Formación Celendín	125
4.4.11	Formación Casapalca	127
4.4.12	Grupo Rímac	132
4.4.13	Formación Carlos Francisco	135
4.4.14	Formación Bellavista	138



4.4.15 Formación Rio Blanco	140
4.4.16 Formación Colqui.....	143
4.4.17 Formación Millotingo	145
4.4.18 Formación Huarochirí	150
4.4.19 Formación Pacococha	152
4.4.20 Depósitos Cuaternarios	155
4.4.20.1 Depósitos Glaciares.....	155
4.4.20.2 Depósitos Fluvioglaciares	155
4.4.20.3 Depósitos Coluviales.....	156
4.4.20.4 Depósitos Aluviales	156

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 MAGMATISMO	157
5.1.1 Unidades Magmáticas	159
5.1.1.1 Unidad Surco.....	159
5.1.1.2 Unidad Chanicocha	164
5.1.1.3 Unidad San Miguel	167
5.1.1.4 Unidad Sacallana.....	169
5.1.1.5 Unidad Suerococha-Millotingo.....	171
5.1.1.6 Unidad Chanape	174
5.1.1.7 Unidad Paucarcocha.....	176
5.1.1.8 Unidad Laguna Huarmi.....	180
5.1.1.9 Stock Aicagranga	183
5.1.1.10 Andesita Horbléndica de Cullococha.....	184
5.1.1.11 Unidad Pariaqaqa-Collquepucro	186



5.1.1.12	Unidad Laguna Sacsa.....	190
5.1.1.13	Intrusiones Menores y Diques.....	193
5.1.1.14	Intrusiones Indiferenciados	194
5.2	GEOQUÍMICA	194
5.2.1	Geoquímica de elemento mayores	195
5.2.2	Geoquímica de elemento traza	201
5.2.3	Geoquímica de tierras raras.....	205
5.2.4	Relación de las unidades magmáticas con las ocurrencias minerales...	209
5.3	TECTÓNICA	213
5.3.1	Descripción de fallas y pliegues asociados y estaciones microtectónicas	216
5.3.1.1	Falla Pancar.....	216
5.3.1.2	Falla Poma.....	218
5.3.1.3	Sistema de fallas Rio Blanco (SFRB).....	219
5.3.1.4	Sistema de fallas Azulcocha-Chonta (SFACH).....	228
5.3.1.5	Falla Huaripampa.....	233
5.3.1.6	Estructuras de rumbo	236
5.3.1.6.1	Fallas Colqui.....	236
5.3.1.6.2	Falla Chanicocha.....	243
5.3.1.6.3	Fallas de Rumbo en el Sector Parac.....	245
5.3.1.6.4	Fallas de rumbo en el Sector Laguna Chumpicocha.	248
5.3.1.6.5	Falla de rumbo en el Sector Laguna Cullococha	250
5.3.1.6.6	Falla de rumbo en el sector sur del Río Santa Eulalia	251
5.3.2	Descripción de las secciones estructurales.....	252



5.3.2.1	Sección Estructural A.....	253
5.3.2.2	Sección Estructural B.....	254
5.3.2.3	Sección Estructural C.....	255
5.3.2.4	Sección Estructural D.....	256
5.3.3	Evolución estructural y tectónica.....	257
5.3.3.1	Evento Pre-Cenozoico.....	259
5.3.3.2	Evento Cenozoico.....	260
5.3.4	Relación del magmatismo, geoquímica y tectónica del cenozoico con las ocurrencias minerales.....	262
VI. CONCLUSIONES.....		267
VII. RECOMENDACIONES		270
VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		271
ANEXOS.....		291

Área:

Tema:

Fecha de sustentación:



ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1	Esquema representativo del magmatismo en arco continental..... 37
Figura 2	Esquema de la composición de granito y estado de oxidación magmática a asociaciones de metales y su relación con yacimientos relacionados con la intrusión (modificado de Barton, 1996) 39
Figura 3	Clasificación de carga iónica positiva versus radio iónico de elementos mayores (letras negritas) y elementos trazas 43
Figura 4	Coefficientes de partición para elementos de tierras raras (REEs) entre anfibolita y el fundido indicado..... 46
Figura 5	Clasificación Andersoniana de fallas relacionadas con las tres direcciones principales de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 , σ_3). Tomado de Anderson (1905 y 1951)..... 49
Figura 6	Clasificación por separación de fallas, donde el vector del deslizamiento es conocido. Tomado de McClay (2000). 50
Figura 7	Clasificación de deslizamiento de fallas, donde la dirección exacta del deslizamiento es conocida (McClay 1988). 51
Figura 8	Microlineamientos tectónicos e indicadores cinemáticos. Tomado de Ayala (2021) en Allmendinger (1987), Doblás (1998) y Van Der Pluijm y Marshak (2004) 53
Figura 9	Transpresión y transtensión conectan compresión, strike slip y extensión. Tomado de Fossen (2010). 56
Figura 10	Ejemplo de cartografiado geológico desarrollado en campo en el área de estudio..... 59



Figura 11	Se detalla el muestreo y descripción macroscópica de unidades magmáticas	60
Figura 12	Elementos arquitecturales en una falla.	66
Figura 13	Esquema de diedros rectos en una falla en proyección estereográfica y bloque diagrama, modificado de Vicente et al. (1992) y Ccallo (2015) ...	67
Figura 14	Mapa de ubicación del área de estudio.....	71
Figura 15	Se muestra la variación de climas en el área de estudio.....	73
Figura 16	A) y B) Fotografías tomada en los alrededores de la quebrada Huayca, donde se aprecia formación vegetal de ichu, musgos y líquenes, que caracterizan a la zona de estudio.	74
Figura 17	Mapa de unidades geomorfológicas del área de estudio	75
Figura 18	Block diagrama tridimensional donde se muestra las unidades geomorfológicas de la zona de estudio.....	76
Figura 19	Geoformas originadas por el Valle Fluvial en la zona de estudio	78
Figura 20	Geoformas de los valles fluvioglaciares que han modelado el relieve actual en la zona de estudio.....	79
Figura 21	Unidad geomorfológica de Zona de Altiplanicies.....	81
Figura 22	Unidad geomorfológica de ladera de la Cordillera Occidental	82
Figura 23	Zona de Montañas Altas en el área de estudio	84
Figura 24	Mapa geológico del área de estudio a partir del mapa base de INGEMMET-DGR-GR67A.....	87
Figura 25	Columnas esquemáticas de las unidades litoestratigráficas del área de estudio.....	88
Figura 26	El Grupo Cabanillas en el domo de Yauli	92



Figura 27	Rocas volcanoclásticas del Grupo Mitu en la localidad de Cebollahuasi. Foto mirando al norte.	95
Figura 28	Afloramientos de los grupos Cabanillas, Mitu y Pucará al sur de Cebollahuasi.	96
Figura 29	Secuencias Mesozoicas sobre el Grupo Cabanillas en el flanco occidental del anticlinal del domo de Yauli.....	97
Figura 30	El Grupo Pucará al oeste del domo de Yauli.....	100
Figura 31	El Grupo Pucará y sus formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga en la laguna Abastococha	102
Figura 32	La Formación Condorsinga en el domo de Yauli, alrededores de la laguna Lacsacocha.....	103
Figura 33	Columna litológica de la secuencia de transición Jurásico-Cretácico al oeste del domo de Yauli, precisamente al noroeste de la laguna Rumicocha ..	105
Figura 34	Unidades litoestratigráficas que van desde el Devónico hasta el Cretácico superior en la parte occidental del domo de Yauli. Vista mirando al sur. J- K, Jurásico-Cretácico.....	107
Figura 35	Afloramiento del Grupo Goyllarisquizga en los alrededores de la laguna Laczacocha	108
Figura 36	Secuencias del Triásico superior (Grupo Pucará) hasta el Cretácico inferior (Formación Pariatambo) en los alrededores de la laguna Sultucocha.....	109
Figura 37	Secuencias de las formaciones Chimú, Santa-Carhuáz y Farrát que la quebrada Huanchurina	112
Figura 38	Afloramientos de la Formación Chúlec.....	115
Figura 39	Calizas de la Formación Chúlec que afloran en la quebrada Huanchurina, norte de San Mateo	116



Figura 40	Afloramientos de la Formación Pariatambo en el dominio del domo de Yauli	119
Figura 41	Afloramientos de la Formación Jumasha en la parte occidental de la zona de estudio.....	123
Figura 42	Ocurrencia de la Formación Jumasha a manera de escamas tectónicas en la parte occidental de la zona de estudio	124
Figura 43	La Formación Celendín que aflora al este de la pampa Iscumachay y por los alrededores del cerro Huasca.....	127
Figura 44	Afloramientos de los miembros Casapalca y El Carmen de la Formación Casapalca en la laguna Cutay	130
Figura 45	Afloramiento del Miembro Casapalca en la parte septentrional de la zona de estudio.....	131
Figura 46	Afloramiento del Grupo Rímac	133
Figura 47	Afloramiento del Grupo Rímac en la quebrada Chalilla	134
Figura 48	Afloramiento de la Formación Carlos Francisco en la quebrada Cutay..	136
Figura 49	Facies volcánicas de la Formación Carlos Francisco en el sector de la laguna Jupay.....	137
Figura 50	Secuencias de la Formación Bellavista	138
Figura 51	Afloramiento de la Formación Río Blanco.....	141
Figura 52	Afloramiento de la Formación Colqui.....	144
Figura 53	Afloramientos de la Formación de Millotingo en el área de estudio.....	147
Figura 54	Detalle de las facies de la Formación Millotingo	148
Figura 55	Afloramientos de la Formación Huarochirí.....	151
Figura 56	Afloramiento de la Formación Huarochirí en la margen del río Mala	152



Figura 57	Afloramiento de la Formación Pacococha en la parte occidental de la zona de estudio.....	153
Figura 58	Relaciones de contacto de la Formación Pacococha al norte de la zona de estudio.....	153
Figura 59	Mapa de unidades magmáticas del área de estudio	158
Figura 60	Facies máficas y félsicas de la unidad magmática Surco	159
Figura 61	Muestra GR67A-19-66. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.....	161
Figura 62	Fotomicrografía en nícoles cruzados de la cuarzomonzodiorita de la unidad magmática Surco. Muestra GR67-19-067: E346322, N8689005.....	162
Figura 63	Fotomicrografías de las muestras en nícoles cruzados de las facies de tonalita y granodiorita de la unidad Surco.....	164
Figura 64	Unidad magmática Chanicocha	166
Figura 65	Fotomicrografías de la unidad magmática Chanicocha.....	167
Figura 66	Unidad magmática San Miguel	169
Figura 67	Monzonita en muestra de mano y sección delgada de la unidad Sacallana	170
Figura 68	Afloramiento de la unidad magmática Suerococha-Millotingo	171
Figura 69	Muestras de mano y fotomicrografías de las facies de la unidad Suerococha-Millotingo	173
Figura 70	Monzonita de la Unidad Chanape	175
Figura 71	Facies máficas a intermedias de los cuerpos ígneos que conforman la Unidad Paucarcocha	177
Figura 72	Fotomicrografías en nícoles cruzados de rocas magmáticas de la Unidad Paucarcocha	179



Figura 73	Esquema estructural sin escala del emplazamiento de la Unidad Laguna Huarmi desde el cerro Jancapata hasta el cerro Uco. Se observa la relación de contacto con las rocas laterales.....	181
Figura 74	Diorita y monzodiorita de la Unidad Laguna Huarmi.....	182
Figura 75	Stock cuarzomonzodiorítico Aicagranga.....	183
Figura 76	Andesita horbléndica de Cullococha. Detalle de la muestra GR67A-19-10 en muestra de mano y en fotomicrografía con luz polarizada.....	186
Figura 77	Emplazamiento de la Unidad Pariaqaqa-Collquepucro dentro de la Formación Jumasha ubicado al sureste del área de estudio.....	187
Figura 78	Ensamblés magmáticos de la Unidad Pariaqaqa-Collquepucro	189
Figura 79	Afloramiento de la Unidad Laguna Sacsá al noroeste del área de estudio	192
Figura 80	Diques dacíticos en la quebrada Parac emplazadas en estructuras tensionales	194
Figura 81	Diagrama de total álcalis (TAS) de SiO ₂ versus Na ₂ O + K ₂ O para rocas intrusivas. La línea de clasificación de las series alcalinas y subalcalinas, fue tomada de Miyashiro (1978) y el límite entre calcoalcalino y toleítico según Kuno (1968).....	196
Figura 82	Diagrama de clasificación R1-R2 (De la Roche et al., 1980), donde ha pasado por un proceso de recálculo a milicaciones $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ y $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$	197
Figura 83	Diagrama SiO ₂ versus K ₂ O para subdivisión de rocas subalcalinas de las unidades magmáticas del área de estudio. Rickwood et al. (1989).	198



Figura 84	Clasificación del índice de saturación de alúmina de las rocas intrusivas, subdividido en metalumínico, peralumínico y peralcalino (Maniar & Piccoli 1989).....	199
Figura 85	Diagrama SiO ₂ versus FeO _{total} , recalculados al 100% libres de volátiles para discriminación del contenido de Fe en las unidades magmáticas del área de estudio.	200
Figura 86	Diagramas del tipo Harker para las rocas de las unidades magmáticas del área de estudio. Los contenidos de óxidos están recalculados a los 100%, libres de bases volátiles	201
Figura 87	Diagramas de las razones de La/Yb, Sm/Yb, Sr/Y, La/Sm), y Dy/Yb para las unidades magmáticas de la zona de estudio.....	202
Figura 88	Razones Nb/Yb MP versus Th/Yb MP, para definir si el magma es controlado por contaminación cortical C, proceso de fraccionación F, enriquecimiento de la fuente del manto S. SiO ₂ versus Ce/Y y para determinar la profundidad en la que se emplazó los magmas según Mantle&Collins (2008). Diagrama SiO ₂ versus FeO _{total} /MgO% según Migashiro (1975).....	203
Figura 89	Diagrama AFM (Na ₂ O+K ₂ O-FeO _{total} -MgO), de división de series toleíticas y calcoalcalinas de Irvine & Baragar (1971).....	205
Figura 90	Diagramas spider de elementos de perfiles de tierras raras de las unidades magmáticas. Los datos están normalizados al condrito de McDonough & Sun (1955).....	206
Figura 91	Perfiles spider de elementos de tierras raras para las diferentes unidades magmáticas normalizadas al condrito de McDonough & Sun (1955).....	207



Figura 92	Perfiles de los elementos traza y de tierras raras, valores normalizados al manto primitivo de McDonough & Sun (1995).	208
Figura 93	Arriba, diagrama SiO ₂ versus Sr/Y de Loucks (2014) y abajo, diagrama Y (ppm) versus Sr/Y.....	210
Figura 94	Arriba diagramas Sr/Y versus Eu/Eu* y abajo diagrama de relación entre el estado de oxidación de los magmas, su contenido de FeO _{total} y las posibles ocurrencias minerales asociados (modificado de Lang & Baker, 2001). 212	
Figura 95	Mapas de isópacas y el comportamiento tectónico del domo de Yauli para los periodos del Jurásico y Cretácico. Modificado de Szekely & Grose (1972) y Wilson (1963).	214
Figura 96	Mapa tectónico del área de estudio. Presenta las principales estructuras y la distribución de estaciones microtectónicas.....	215
Figura 97	Falla Pancar en el sector de la laguna del mismo nombre.....	218
Figura 98	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E1	220
Figura 99	Falla de rumbo dextral con componente inverso responsable de que la Formación Jumasha esté en contacto con la Formación Carlos Francisco al sur de la laguna Yuracmayo. A), B) y C) Traza y plano de falla de la estación microtectónica (E1).	221
Figura 100	Comportamiento tectónico-estructural del Sistema de Fallas Río Blanco (SFRB) en el sector Infiernillo. En la imagen inferior izquierda una sección esquemática que resalta el régimen transpresivo del SFRB.....	222
Figura 101	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E2.	223
Figura 102	Falla Acococha (línea amarilla) ubicada en la quebrada Huanchurina. ..	224
Figura 103	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E3	225



Figura 104	Falla Puruguay (línea amarilla) al noroeste de la laguna Yuracmayo, responsable de que la Formación Jumasha cabalgue sobre la Formación Carlos Francisco. Vista panorámica mirando al sureste.....	226
Figura 105	Representaciones estereográficas de 07 datos medidos en la E4	227
Figura 106	Representaciones estereográficas de 07 datos medidos en la E5.	228
Figura 107	Prolongación del Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta en la pampa Iscumachay de la parte septentrional del área de estudio.....	230
Figura 108	Falla paralela al SFACH que corta a las secuencias de la Formación Carlos Francisco.....	231
Figura 109	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E6	232
Figura 110	Representaciones estereográficas de 05 datos medidos en la E7	233
Figura 111	Falla Huaripampa en las márgenes de los ríos Santa Eulalia y Rímac....	234
Figura 112	Representaciones estereográficas de 07 datos medidos en la E9.	235
Figura 113	Fallas Colqui en la localidad del mismo nombre	237
Figura 114	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E11	237
Figura 115	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E12	238
Figura 116	Estructuras correspondiente a las fallas Colqui.....	239
Figura 117	Estructuras antitética a la falla Colqui.....	240
Figura 118	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E13	241
Figura 119	Detalle de la estación microtectónica E14. La flecha amarilla indica el sentido de movimiento.	242
Figura 120	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E14	243
Figura 121	Falla Chanicocha en lo alrededores de la laguna del mismo nombre.....	244
Figura 122	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E10.	245
Figura 123	Fallas de rumbo en las quebradas de Parac y Tambo de Viso.....	246



Figura 124	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E15	247
Figura 125	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E16	248
Figura 126	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E18	249
Figura 127	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E8	250
Figura 128	Falla transcurrente por los alrededores de la laguna Cullococha	251
Figura 129	Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E17	252
Figura 130	Secciones estructurales en blocks diagramas A, B, C y D de la zona de estudio. La leyenda de la geología superficial se encuentra en la Figura 4.11.	257
Figura 131	Interpretaciones de la evolución estructural y tectónica de la zona de estudio.	206
Figura 132	Relación esquemática del magmatismo, geoquímica y tectónica del Cenozoico con las ocurrencias minerales.....	212



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1	Cuadro de rutas y accesos al área de estudio	72
Tabla 2	Unidades magmáticas y muestras de roca	157
Tabla 3	Cuadro de muestras obtenidas de las unidades magmáticas con análisis químico en el área de estudio.....	195
Tabla 4	Estación microtectónica E1 (E379125, N8685032). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	219
Tabla 5	Estación microtectónica (E2) (E359473, N8702407). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	222
Tabla 6	Estación microtectónica E3 (E 349677, N 8709598). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	224
Tabla 7	Estación microtectónica E4 (E 356189, N 8706418). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	226
Tabla 8	Estación microtectónica E5 (E 355364, N 8707258). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	228
Tabla 9	Estación microtectónica E6 (E 360749, N 8718115). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	231
Tabla 10	Estación microtectónica E7 (E 360461, N 8717668). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	232
Tabla 11	Estación microtectónica E9 (E 337977, N 8712554). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	235
Tabla 12	Estación microtectónica E11 (E 340404, N 8720629). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	237
Tabla 13	Estación microtectónica E12 (E 341463, N 8721289). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	238



Tabla 14	Estación microtectónica E13 (E 345842, N 8724390). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	240
Tabla 15	Estación microtectónica E14 (E 349168, N 8725521). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	242
Tabla 16	Estación microtectónica E10 (E 339245, N 8700255). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	244
Tabla 17	Estación microtectónica E15 (E 360116, N 8694961). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	246
Tabla 18	Estación microtectónica E16 (E 357430, N 8692242). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	248
Tabla 19	Estación microtectónica (E17) (E 378955, N 8679795). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	249
Tabla 20	Estación microtectónica E8 (E 377887, N 8698961). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	250
Tabla 21	Estación microtectónica E17 (E 336990, N 8707892). Indicadores cinemáticos para cada estría.....	252



ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

Ap	: Apatito
ANFs	: Anfíboles
ARCs	: Arcillas
Bt	: Biotita
Cz	: Cuarzo
Cz II	: Cuarzo secundario
CLOs	: Cloritas
efn	: Esfena
ep	: Epidota
et. al.	: y otros
FPs	: Feldespatos
FPsK	: Feldespatos potásicos
HFSE	: High Field Strength Elements
HREEs	: Heavy Rare Earth Elements
ICP-MS	: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometric
ICP-OES	: Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometric
IUGS	: International Union of Geological Sciences (Unión Internacional de Ciencias Geológicas)
Kg	: Kilogramos
Km²	: Kilómetro cuadrado.
LFSE	: Low field strength elements
LILE	: Large Lithophile Elements
LREEs	: Light Rare Earth Elements
MASH	: Magma, asimilación, almacenamiento y homogenización
m	: Metros
Ma	: Millones de años



mm	: Milímetros
mos	: Moscovita
msnm	: Metros sobre el nivel del mar
MREEs	: Middle Rare Earth Elements
OPs	: Minerales opacos
OXsFe	: Óxidos de hierro
PGLs	: Plagioclasas
POGs	: Puntos de Observación Geológica
ppm	: Partes por millón
REEs	: Rare Earth Elements
rut	: Rutilo
ser	: Sericita
TAS	: Total Alcalis Silica
tur	: Turmalina
UTM	: Universal transversal mercator
µm	: Micra
WGS 84	: Worl Geodetic System 1984
wt	: Peso
Zr	: Zircón
σ1- σ2- σ3	: Ejes de esfuerzos principales de una Falla



RESUMEN

El área de investigación se encuentra en el centro del Perú, que abarca los departamentos de Lima y Junín. Morfoestructuralmente, se localiza en el flanco este de la Cordillera Occidental de los Andes. Esta tesis tiene como objetivo, estudiar la relación del magmatismo, geoquímica y tectónica del Cenozoico al oeste de Domo de Yauli que permita establecer criterios geológicos regional para determinar su afinidad con las ocurrencias minerales, empleando una metodología básica con un enfoque cuantitativo y con un alcance científico, descriptivo, correlacional, analítico e interpretativo, estructurado en etapas de Gabinete I, Campo y Gabinete II. El magmatismo se instaló al oeste de Domo de Yauli por medio de intrusiones plutónicas, stocks y diques, dando lugar a las unidades magmáticas de Surco, Chanicocha, San Miguel, Sacallana, Suerococha-Millotingo, Chanape, Paucarcocha, Aicagranga, Pariaqaqa-Collquepucro y Laguna Sacsa, compuestas petrográficamente por dioritas, cuarzomondioritas, monzonitas, tonalitas, granodioritas y pórfido dioritas. La geoquímica de elementos mayores nos indica que pertenecen a la serie calcoalcalina, típicas de arco con altas concentraciones de potasio y según el contenido de alúmina son rocas metalumínicas que tectónicamente pertenecen a granitos tipo-I. Las razones de Sr/Y y Sm/Y indican que entran ligeramente a la zona de transición adakítica relacionada a pórfidos de Cu. En tanto Ce/Y revela que fueron emplazadas entre 35 a 65 km de profundidad, donde las condiciones de la horblenda y clinopiroxeno fueron estables. Las razones de Eu/Eu* versus FeOtotal nos revelan asociaciones con depósitos de Cu-Mo, Cu-Au, Pb-zn (Ag), Mo-Zn-Pb y concentraciones de W y Mo. La tectónica de las principales estructuras, nos muestra que el mayor episodio tectónico favorable para el emplazamiento de las unidades magmáticas potencialmente relacionadas a las ocurrencias minerales tuvo lugar en el Mioceno medio-superior y que coinciden con el evento Quechua I (~17 Ma). Estas fallas fueron zonas de debilidad con algunas componentes tensionales que favorecieron el ascenso de magmas y fluidos magmático-hidrotermal.

Palabras Clave: Depósitos minerales, Domo de Yauli, Geoquímica, Magmatismo, Tectónica.



ABSTRACT

The research area is located in central Peru, which covers the departments of Lima and Junín. Morphostructurally, it is located on the eastern flank of the Western Cordillera of the Andes. This thesis aims to study the relationship of magmatism, geochemistry and tectonics of the Cenozoic to the west of Domo de Yauli that allows establishing regional geological criteria to determine its affinity with mineral occurrences, using a basic methodology with a quantitative approach and with a scope scientific, descriptive, correlational, analytical and interpretive, structured in stages of Cabinet I, Field and Cabinet II. Magmatism was installed west of Domo de Yauli through plutonic intrusions, stocks and dikes, giving rise to the magmatic units of Surco, Chanicocha, San Miguel, Sacallana, Suerococha-Millotingo, Chanape, Paucarcocha, Aicagranga, Pariaqaqa-Collquepucro and Laguna Sacsa, petrographically composed of diorites, quartzmondiorites, monzonites, tonalites, granodiorites and porphyry diorites. The geochemistry of major elements indicates that they belong to the calc-alkaline series, typical of arcs with high concentrations of potassium and according to the alumina content, they are metaluminic rocks that tectonically belong to type-I granites. The Sr/Y and Sm/Y ratios indicate that they slightly enter the adakitic transition zone related to Cu porphyries. Meanwhile Ce/Y reveals that they were located between 35 to 65 km deep, where the conditions of the hornblende and clinopyroxene were stable. The ratios of Eu/Eu* versus FeO_{total} reveal associations with deposits of Cu-Mo, Cu-Au, Pb-zn (Ag), Mo-Zn-Pb and concentrations of W and Mo. The tectonics of the main structures, we shows that the largest tectonic episode favorable for the emplacement of magmatic units potentially related to mineral occurrences took place in the middle-upper Miocene and that it coincides with the Quechua I event (~17 Ma). These faults were zones of weakness with some tensional components that favored the rise of magmas and magmatic-hydrothermal fluids.

Keywords: Mineral deposits, Yauli dome, geochemistry, magmatism , tectonics.



1 CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES

El área de investigación y/o tesis ha sido objeto de varios estudios con enfoque regional y local por su importancia económica y por albergar varios depósitos minerales.

Tectónicamente, el área de Yauli ha sido durante mucho tiempo una región de alto relieve topográfico, donde se puede demostrar que desde finales del Devónico existía un entorno similar a una plataforma, ahora ocupada por el Domo, luego durante la tectónica del evento Inca del Eoceno, esta región fue moldeada a su forma actual (Lepry, 1981; Megard, 1979).

Los primeros trabajos de la estratigrafía regional lo realizan McLaughlin (1924) donde marca la pauta y reconoce la estratigrafía de los Andes Centrales. Luego trabajos como la de McKrinstry & Noble (1932), Harrison (1943 y 1956) y Terrones (1949) que estudian principalmente las rocas volcánicas, donde reconocen y aportan en la nomenclatura para estas secuencias. Los trabajos de Wilson (1963) donde pone énfasis en la estratigrafía del Cretácico en los Andes Centrales y hace las correlaciones con las unidades del norte de Benavides (1956). Luego trabajos más locales, motivados por ser zonas económicas son de Kamilli & Ohmoto (1977), quienes estudian los volcánicos del Cenozoico cerca de la mina Colqui. Mégard (1979) estudia en gran parte la zona central del país, aporta a entender la evolución de los Andes Centrales. Salazar (1983) aporta en la geología local para el cuadrángulo de Matucana, establece así las unidades más recientes del magmatismo intrusivo y extrusivo del Cenozoico.



Estudios de magmatismo y su relación con las ocurrencias minerales en el Cenozoico lo realizaron Noble (1974) y Bissig (2008 y 2009), donde sugieren que la mineralización tipo pórfido y polimetálica está asociada a stocks cuarzomonzoníticos del Mioceno superior, posiblemente emplazados durante el evento tectónico Quechua.

Mientras que, estudios más locales en el Domo de Yauli por su potencial metalogénico los realiza Lepry (1981) y Beuchat (2003), donde destacan los distritos mineros de Morococha y San Cristóbal.

Por otro lado, se tiene estudios similares a la presente tesis ubicados al norte del Perú. Destaca los trabajos de Davies (2002) y Longo (2005), donde el magmatismo y geoquímica en relación con la tectónica desarrollado durante el Cenozoico está asociado a depósitos porfiríticos (Au-Cu y Cu-Au-Mo) de Michiquillay y El Galeno. Asimismo, al sur del Perú se tiene un trabajo reciente de Nathwani et al. (2021) donde explica la importancia del estudio de la evolución magmática del Paleoceno-Eoceno (Cenozoico) y la caracterización geoquímica y petrogenética de las rocas ígneas para la formación de pórfidos gigantes de Cu-Mo de Quellaveco, Toquepala y Cuajone. Por su parte, trabajos recientes sobre la estratigrafía, geocronología y tectónica de la cuenca occidental del Perú se tiene de Scherrenberg (2008 y 2012), el cual guarda relación con las estructuras regionales que se prolongan a la zona de estudio de la presente tesis.

Por último, Sillitoe (2010) plantea que los yacimientos de clase mundial con grandes sistemas de pórfidos de cobre están hospedados ampliamente en los límites de placas convergentes. En tanto, la importancia del estudio de sistemas magmáticos para la identificación de la facies de los plutones precursores y el plutón parental para la generación de los stocks porfiríticos pre, inter y post-mineral. Por otro lado, los andes tectónicamente está segmentado en tres zonas; Los Andes septentrionales que se extiende



desde el norte de Venezuela hasta el norte del Perú, y es el resultado de una acreción de corte oceánica durante el Jurásico y el Paleoceno (Boch y Rodríguez 1992; Kellogg y Bonini, 1982; Jaillard, 2004). Mientras que, los Andes Centrales se prolonga del norte del Perú hasta la Argentina y es el resultado de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa de Sudamérica, esto acompañado de un arco volcánico entre el sur del Perú y norte de Chile (Sébrier y Soler, 1991; Isacks, 1988). Finalmente, los Andes Australes o Meridionales se prolonga entre 40° y 55° de latitud sur y se interpreta como el resultado de la subducción de las placas Nazca, Antártida y Scotia bajo el continente sudamericano.

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Domo de Yauli es una estructura tectónicamente compleja que ha tomado un rol importante en la evolución geológica, tanto en la estratigrafía como en la tectónica, asimismo se distingue particularmente por su abundancia en depósitos minerales (Ejemplo: Morococha y San Cristóbal). El magmatismo instalado en esta área que tuvo relevancia y que está íntimamente relacionado a sistemas y soluciones hidrotermales que dieron lugar a las ocurrencias minerales está representado por intrusiones de stocks y diques cuarzomonzónicos emplazados durante el Cenozoico (Rivera & Kobe, (1983) y Kobe (1990 a y b)).

Al oeste del Domo de Yauli la sucesión estratigráfica regional también estuvo condicionada a la tectónica y a la morfoestructura del Domo de Yauli desde el Paleozoico al Cenozoico. La actividad magmática intrusiva y extrusiva también se desarrolló durante el Cenozoico.

Sin embargo, actualmente los estudios de magmatismo al oeste del Domo de Yauli se encuentran generalizados y poco caracterizados petrológica y petrográficamente. Existen varios cuerpos ígneos cartografiados como una sola unidad, dando a entender que



se tratan de cuerpos magmáticos unicomposicionales sin definir las facies magmáticas y litológicas según su composición, textura, tamaño y disposición de cristales, asociación de cristales máficos y modo de emplazamiento. Por otra parte, estas unidades magmáticas no presentan investigaciones o se encuentran poco documentadas en términos de caracterización y variaciones geoquímicas de los magmas, siendo estas mismas relacionadas posiblemente en forma directa o como fuentes de la mineralización.

Por lo que, esta tesis pretende bajo criterios geológicos regionales poner énfasis al estudio del magmatismo, geoquímica y tectónica que se desarrolló durante el Cenozoico al oeste del Domo de Yauli, asimismo permitirá comprender la asociación y relación con las ocurrencias minerales.

En consecuencia, por todo lo expuesto e identificado el problema nos permite formular lo siguiente:

1.2.1 Pregunta general

¿Cómo se relaciona el magmatismo, geoquímica y la tectónica del Cenozoico al oeste del Domo de Yauli con las ocurrencias minerales?

1.2.2 Preguntas específicas

- ¿Qué características petrológicas, petrográficas presenta el magmatismo Cenozoico al oeste del Domo de Yauli y cómo se relaciona con las ocurrencias minerales?
- ¿Cuáles son las variaciones geoquímicas de las unidades magmáticas del Cenozoico y cuál es su afinidad con las ocurrencias minerales?



- ¿Qué rol cumple la tectónica y el magmatismo instalado en el Cenozoico al oeste del Domo de Yauli y cómo se relaciona con las ocurrencias minerales?

1.3 JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

La actividad minera sigue siendo uno de los pilares fundamentales en el desarrollo de carácter económico y social de cada nación. Debido a esto, la exploración de yacimientos y ocurrencias minerales han motivado a las empresas mineras a realizar trabajos de investigación para determinar zonas o blancos (*targets*) de exploración a escala regional y local. Uno de ellos es la zona del Domo de Yauli, tanto hacia el este y al oeste de esta importante estructura, que destaca metalogénicamente por su abundancia en depósitos minerales y que han sido relacionados a los diferentes episodios magmáticos y condiciones tectónico-estructurales que se dieron desde el Paleozoico medio hasta el Cenozoico, siendo esta última la más importante.

Por lo que, esta tesis tiene por finalidad desarrollar estudios de magmatismo que permitan comprender la evolución temporal y espacial de las unidades magmáticas emplazadas durante el Cenozoico al oeste del Domo de Yauli, asimismo verificar las variaciones geoquímicas de los magmas y comprender su afinidad con las ocurrencias minerales, del mismo modo relacionar la tectónica que condicionó la evolución geológica. En consecuencia, se pretende servir de base para futuras campañas de exploración y determinar zonas prospectivas al oeste del Domo de Yauli.

1.4 HIPÓTESIS

1.4.1 Hipótesis general



Las rocas ígneas del magmatismo desarrollado durante el Cenozoico y sus características geoquímicas y la tectónica al oeste del Domo de Yauli están relacionadas a los diferentes episodios de mineralización y ocurrencias de minerales.

1.4.2 Hipótesis específicas

- Las características petrológicas y petrográficas del magmatismo instalado en el Cenozoico al oeste del Domo de Yauli están relacionados con las ocurrencias minerales.
- La geoquímica y variaciones geoquímicas muestran una afinidad con las ocurrencias minerales.
- El rol de la tectónica tiene relación con el magmatismo desarrollado en el Cenozoico al oeste del Domo de Yauli y está relacionado con las ocurrencias minerales.

1.5 OBJETIVOS

1.5.1 Objetivo general

Estudiar la relación del magmatismo, geoquímica y tectónica al oeste del Domo de Yauli que permitan establecer criterios geológicos regionales para determinar su asociación y afinidad con la ocurrencia de minerales.

1.5.2 Objetivos específicos

- Caracterizar petrológica y petrográficamente las rocas ígneas de las principales unidades magmáticas instalado al oeste del Domo de Yauli y su relación con las ocurrencias minerales.



- Analizar las variaciones geoquímicas y caracterizar geoquímicamente las unidades magmáticas para comprender la génesis, la composición de los magmas y ambiente tectónico mediante diagramas geoquímicos que dieron lugar al magmatismo y estudiar la relación con la ocurrencia de minerales.
- Determinar e interpretar regionalmente la relación que existe entre la tectónica y el magmatismo instalado al oeste del Domo de Yauli con las ocurrencias minerales.



2 CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 MAGMATISMO

Se trata de fenómenos que tiene relación con la génesis y la actividad magmática. Por ello, el magma se caracteriza por ser un fundido rico en silicatos que posee bajas cantidades de cristales y otros sólidos en suspensión, como también gases y volátiles que se encuentran diluidos o exueltos de manera parcial originados por la fusión parcial de una componente preexistente (Castro, 2015).

Los volátiles pueden alcanzar hasta 15% en los denominados “magmas húmedos” y el agua puede ser superior a 4% según Ridolfi et al., (2010). En tanto, la denominación de fusión parcial se debe a que una roca se funde completamente o al 100%, siendo solamente el fundido de 2% y 30% en magmas de composición basálticas (Gill, 2010).

Según Robb (2005), las rocas ígneas están asociadas a yacimientos minerales con afinidad de metales en ambientes en los que se provienen y generan los fundidos magmáticos. Por lo que, la fusión a la que se está sometida la roca y la medida en que se funde son los factores principalmente que determinar la composición del magma producido. En consecuencia, la composición del mismo sugiere las concentraciones de los elementos metálicos que están sujetos a formarse en las rocas que se cristalizan o enfrían a partir de su fuente magmático.

2.1.1 Generación de fundidos magmáticos en márgenes convergentes

Una de las características más resaltantes de estas zonas, es que generan abundante producción de magmas que están directamente relacionado con las zonas de subducción.



2.1.1.1 Magmatismo de arco continental

Este tipo de magmatismo representa derivados de la fusión parcial del manto y la asimilación en la corteza más evolucionada. Es así, que Rabbia (2008), intenta explicar que, bajo condiciones normales, los magmas del tipo arco volcánico implica 5 procesos:

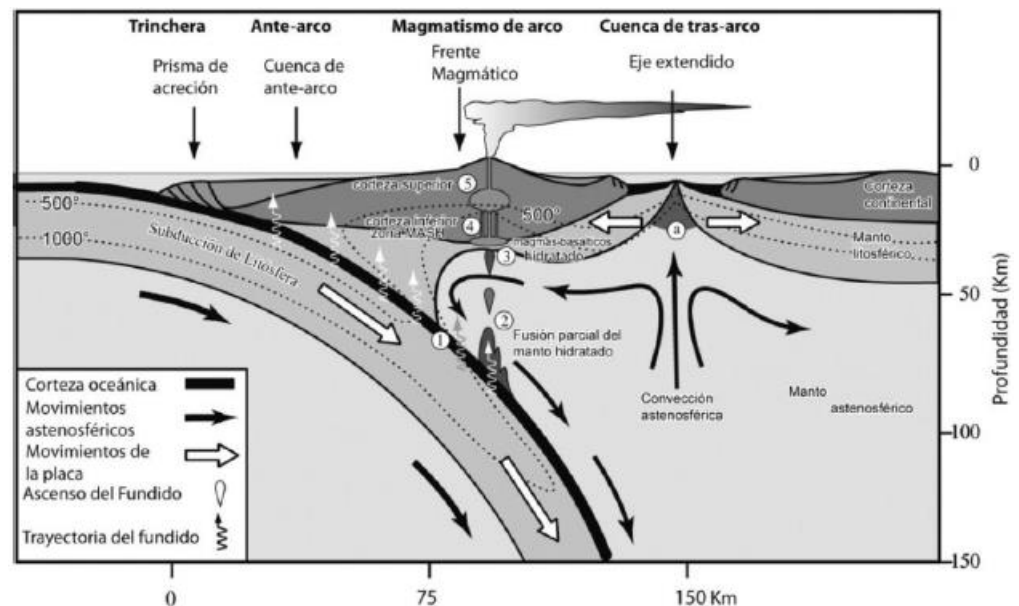
- 1) Producto de la deshidratación de la corteza oceánica subducida, que acarrea la hidratación del manto astenosférico. Luego, se transporta a las zonas principalmente de concentraciones de altas temperaturas de la cuña mantélica.
- 2) La fusión parcial del manto que se encuentra hidratado ocurre donde el material derivado de la astenosfera interactúa y se enriquece de fluidos (volátiles, azufre, sílice y elementos “LFSE”) que provienen a partir de la deshidratación de la corteza oceánica que se subducta y baja la temperatura del “solidus” (~1200 °C) provocando la “fusión parcial.
- 3) El magma basáltico resultante hidratado intruye al manto litosférico subcontinental.
- 4) Aquí, la interacción de los magmas con la litosfera se denominada MASH (Melting, Assimilation, Storage y Homogenization) involucra la fusión parcial de la corteza inferior, la asimilación de los magmas basálticos primarios, almacenamiento de los magmas en la base de la corteza y por último la homogenización de los magmas (Richards, 2003).



- 5) El resultante de estos magmas híbridos ascienden a la corteza superior con plutonismo (fase de mayor compresión con 80%) y vulcanismo (fase menos compresiva con 20%).
- 6) Asimismo, el magmatismo de arco continental se caracteriza por estar enriquecido en elementos de potencial iónico bajo (LFSE) comparados con los elementos de potencial iónico alto (HFSE) y empobrecido en Nb comparado con La. Esto resulta en anomalías negativas de Nb comparado con Ta y La en gráficas normalizadas contra el manto (Wood et al.,1979).

Figura 1

Esquema representativo del magmatismo en arco continental.



Nota. Deshidratación de corteza oceánica subductada. (2) Fusión parcial del manto. (3) Magma basáltico hidratado. (4) Fusión parcial de la corteza inferior. (5) Ascenso de magmas híbridos. Modificado de Stern (2002) en Santos (2011).

2.1.1.2 Magmatismo de trasarco

El magmatismo de trasarco, presenta rocas primitivas que se formaron en zona de corteza delgada debido a un ambiente tectónico extensivo, evitando su interacción con corteza continental (Figura 2.1). Geoquímicamente se clasifica como rocas primitivas al grupo que, normalizadas contra el manto primitivo, presentan un débil enriquecimiento a empobrecimiento en la mayoría de los elementos incompatibles. Los magmas derivados de este tipo de ambiente varían de máficos a félsicos con afinidad toleítica a calcoalcalina.

2.1.1.3 Magmas y su relación con los metales

Los granitos de magma félsico, se pueden vincular a asociaciones de distintos metales. La clasificación existente para rocas graníticas uno

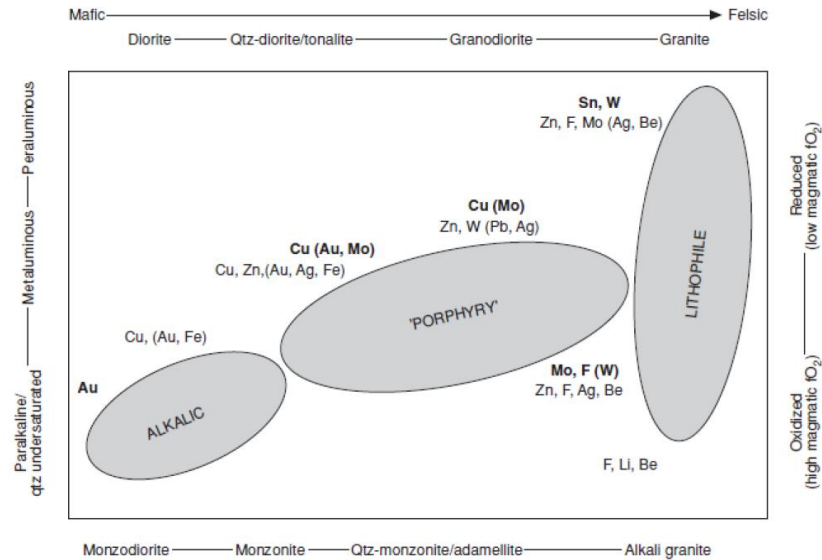


de los más relevantes, con respecto a los estudios de yacimientos de mineral, es el esquema I y de tipo S, originalmente ideado por Chappell y White (1974). En su forma más simple el esquema implica que los granitos orogénicos pueden subdividirse sobre la base de si sus magmas parentales fuente derivados por fusión parcial de roca ígnea (tipo I) o sedimentaria (de tipo S) predominantemente.

Por su parte, los granitos de tipo I tienden a ser metalumínicos y compuesto por tonalítas (o cuarzodioritas) a composiciones granodioríticas, mientras que el tipo S son a menudo peralumínicos y su composición tiende a ser adamelita (o cuarzomonzonita) a composiciones graníticas. Es así que, los granitos de tipo I tienden a ser más oxidado (fO_2 magmático más alto) que los granitos de tipo S, cuyos magmas fueron originalmente bastante reducidos debido a la presencia de grafito en su roca fuente es muy importante desde un punto de vista metalogenético.

Figura 2

Esquema de la composición de granito y estado de oxidación magmática a asociaciones de metales y su relación con yacimientos relacionados con la intrusión (modificado de Barton, 1996).



Nota. Se hace referencia que los tipos de yacimientos de mineral son "alcalinos", "pórfidos", y "litofilos". Los metales aparecen en negrita y reflejan las asociaciones más importantes.

El estado de oxidación de magmas graníticos se puede obtener de la relación de roca total de Fe_2O_3 / FeO (que registra efectivamente la relación férrico / ferroso). Blevin y Chappell (1992) han demostrado que una relación de Fe_2O_3 / FeO de aproximadamente 0,3 proporciona un discriminante útil entre granitos tipo I (con $Fe_2O_3 / FeO > 0,3$) y de tipo S (con $Fe_2O_3 / FeO < 0,3$).

Una clasificación de los granitos de acuerdo con su estado de oxidación fue, en realidad, hecha relativamente temprano por Ishihara (1977), quien distingue entre magmas graníticos reducidos (formando granitoides de la serie ilmenita) y equivalentes más oxidados (formando granitoides de la serie magnetita). La importancia metalogenética de este



tipo de clasificación de granitoides también fue reconocido por Ishihara (1981), quien indicó que los depósitos de Sn-W se asociaron preferentemente con granitoides reducidos de la serie ilmenita, mientras que los minerales Cu-Mo-Au podrían estar vinculados genéticamente con granitoides oxidados de la serie magnetita. Los granitoides de la serie magnetita son equivalentes a la mayoría de tipo-I, mientras que, granitoides de la serie ilmenita abarcan los de tipo-S, así como los tipo-I más reducidamente.

2.2 GEOQUÍMICA

La geoquímica estudia los componentes de la Tierra en espacio y tiempo, así como todos los procesos químicos que gobiernan la composición de las rocas, el suelo y el agua. En tanto, la química de las rocas nos permite determinar cuantitativamente la composición de las rocas según su concentración.

2.2.1 Clasificación de elementos según su concentración

Los elementos químicos dentro de la geología pueden ser clasificados en Elementos mayores, trazas y elementos compatibles e incompatibles.

2.2.1.1 Elementos mayores

Los elementos que se encuentran en proporciones en peso $>1\%$ en la corteza terrestre se denominan elementos mayores. Estos son Si, Al, Ca, Na, K, Fe, Mg, P. Para la geoquímica de rocas ígneas se trabaja con los porcentajes en peso de sus óxidos. Estos elementos se utilizan para la clasificación de rocas usando diagramas binarios (Rollinson, 1993).

2.2.1.2 Elementos traza



Son aquellos que se encuentran presentes en la roca en cantidades menores a 0.1% (Robb, 2005). Cuando una roca funde, aquellos minerales que prefieran permanecer en las fases minerales se denominan compatibles, mientras aquellos que prefieran pasar a la fase fundida son denominados incompatibles.

En general, los elementos traza sustituyen elementos principales en la roca formando minerales, pero en ciertos casos pueden y formar los componentes estequiométricos de fases de minerales accesorios (Rollinson, 1993).

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 para brindar información acerca del magmatismo y tectónica para la relación con las ocurrencias minerales.

2.2.1.3 ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS (REE)

Son un grupo de elementos coherentes que pueden ser provechosos y utilizados en análisis e hipótesis petrográficas. REEs conformado por números atómicos de 57 (La) a 71 (Lu) y se clasifican según Shannon (1976) en:

- Tierras raras con bajo número atómico, llamadas como tierras raras livianas (LREEs), lo conforman la serie de Lantano (La = 57) hasta Promecio (Pm = 61), se comportan como compatibles en el fundido.



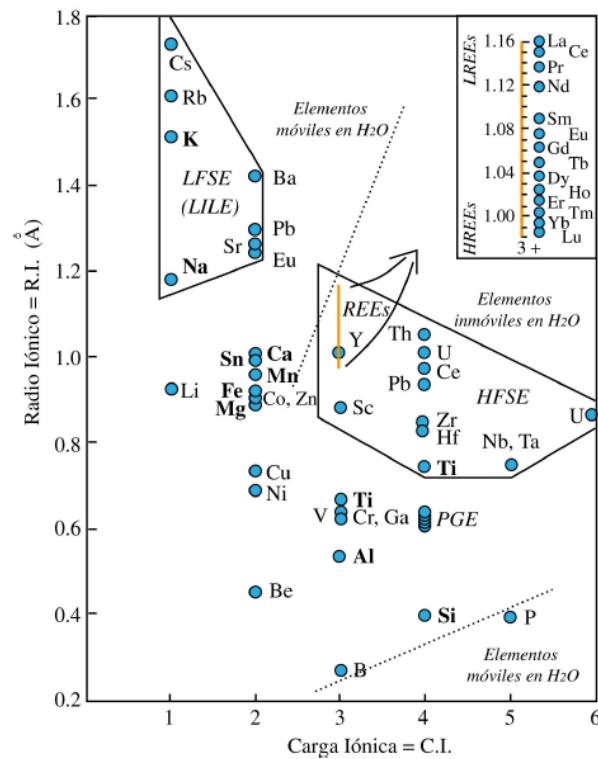
- Tierras raras con números atómicos medios, conocidos como tierras raras medias (MREEs), de Samario (Sm = 62) al Holmio (Ho = 67), son edianamente compatibles en el fundido.
- Tierras raras con número atómico más alto, llamadas tierras raras pesadas (HREEs), desde Erblio (Er = 68) hasta Lutecio (Lu = 71), se comportan como incompatibles en la mayoría de las fases del fundido.

La existencia del ión divalente de Eu en magmas tiene que tomarse en cuenta; también, Ce⁴⁺ que existe en algunos magmas oxidados. Dos propiedades de los REEs hacen que éstos sean usados como indicadores petrogenéticos:

- Los REEs son generalmente insolubles en fluidos acuosos; por eso ellos son usados en alteraciones o en rocas erosionadas.
- Los iones trivalentes de los REEs tienen decrecimiento del radio iónico con respecto a incremento del número atómico, de La (1.160 oA) a Lu (0.977 oA) (Figura 3).

Figura 3

Clasificación de carga iónica positiva versus radio iónico de elementos mayores (letras negritas) y elementos trazas.



Nota. Elementos de tierras raras (REEs) en el centro del diagrama son ploteadas en una escala expandida en la parte superior derecha. En base al potencial iónico (carga/radio), más elementos pueden ser subdivididos en dos categorías, enmarcadas por polígonos, (1) Elementos de potencial iónico bajo (LFSE), más comúnmente llamados Elementos litófilos de iones grandes (LILE), en la parte superior izquierda; (2) Elementos de potencial iónico alto (HFSE), en el centro derecho. También el potencial iónico sirve como un índice aproximado de la movilidad de cationes de los elementos, es decir, su solubilidad en soluciones acuosas; Los elementos con potencial iónico bajo (<2.5) y alto (>12) tienden a estar más solubles y móviles que elementos de potencial intermedio. Los elementos del grupo del platino (PGE) son: Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt. Tomado de Shannon (1976).

2.2.1.4 Coeficiente de partición y compatibilidad de elementos

traza

La generación de magma implica a la fusión parcial. Donde el manto superior peridotítico es parcialmente fundido, el magma resultante



está formado por cristales de piroxenos y olivinos en equilibrio con una solución líquida de iones de O, Si, Al, Mg, Na, etc., llamado fundido. En este magma los iones de elementos traza incompatibles se encuentran libres y dispersos, sin formar parte de las estructuras de cristalización. Por otro lado, los iones de los elementos traza compatibles son tolerados y en gran parte incluidos en las fases de cristalización. El contraste entre estas dos categorías de elementos traza es formalizada por un simple ratio de concentración, llamado coeficiente de concentración o partición (D).

$$D = \frac{\textit{Concentración en el mineral}}{\textit{Concentración en el fundido}}$$

Por lo que, los elementos traza compatibles tienen D mayor a 1.

Por ejemplo:

El Sr, Ba y Eu son elementos compatibles de fuerte partición dentro de los feldespatos en magmas silicios. El Cr, Ni y Co son elementos compatibles en olivino y ortopiroxeno en magmas basálticos.

Por otro lado, elementos incompatibles y elementos de tierras raras (REEs) tienen D menor a 1. La partición es sólo débil entre los minerales mayores encontrados en magmas basálticos.

Los elementos traza incompatibles no pueden fácilmente sustituirse por elementos mayores en la fase cristalina, porque su carga y/o radio iónico es diferente.

Por lo tanto, Be^{2+} es típico incompatible, porque tiene un radio iónico pequeño (0.45 Å) evitando ser sustituidos por iones divalentes y su baja carga iónica evita sustitución por tamaños similares como el Si^{4+} .



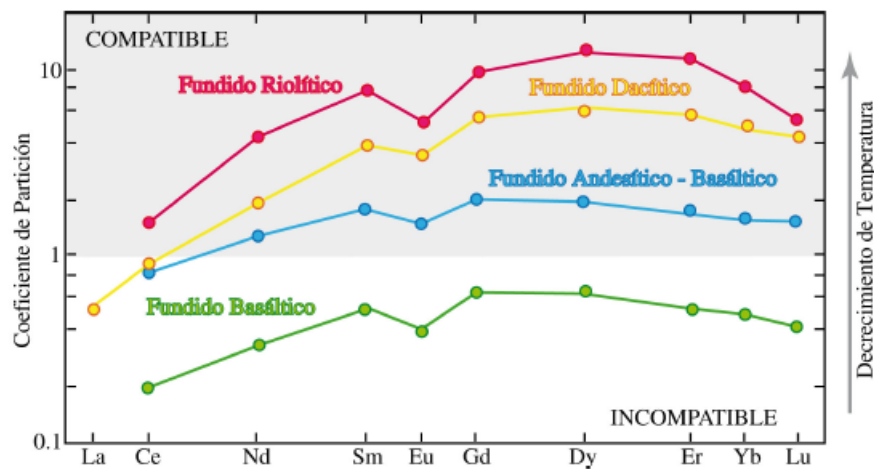
Otro típico elemento incompatible en U^{4+} , tiene carga y radio iónico grande (1.0 oA). Por lo tanto, la compatibilidad depende de que existan minerales en el magma. Por eso, en un magma silíceo en el cual el zircón ($ZrSiO_4$) es cristalizabile, el U^{4+} es compatible porque es sustituible por Zr^{4+} , cuyo radio iónico es 0.85 oA. (Asimismo, hace posible la datación isotópica por zircón).

No solo el coeficiente de partición en los magmas describe el comportamiento de un elemento traza. La composición del magma y de los minerales, afectan el valor del coeficiente de partición (D). Los coeficientes para algunos elementos (en los minerales) generalmente incrementan con el tipo de magma, debido a que varía el contenido de sílice.

El decrecimiento de la temperatura del magma (T), produce el incremento de D, mientras siga decreciendo la temperatura y el fundido sea más silíceo, los minerales están más fuertemente estructurados, causando que los elementos trazas estén marginados y forzados a entrar a cristales coexistentes.

Figura 4

Coefficientes de partición para elementos de tierras raras (REEs) entre anfibolita y el fundido indicado.



Nota. REEs son más compatibles en fundidos más silicios y bajas temperaturas. (Redibujado de Rollinson, 1993).

El estado de oxidación del magma afecta el coeficiente de partición del europio (Eu). En magmas reducidos, el Eu está principalmente presente como Eu^{2+} , en vez de su usual estado (Eu^{3+}), como se da en otros elementos de tierras raras. Es un elemento compatible en la plagioclasa, así como es el Sr.

2.3 TECTÓNICA

Para comprender la tectónica que está relacionada con la ocurrencia de minerales en el área de investigación, es necesario verificar y entender conceptos básicos como *stress* y *strain*, además de la geometría, clasificación de fallas y estilos de deformación o estructurales. Asimismo, se tiene que desarrollar el análisis de paleoesfuerzos mediante el uso de diagramas estereográficos.

- **Esfuerzo.** El esfuerzo o estrés, representado por el símbolo σ (sigma), se define como la fuerza [F] por unidad de área [A], o $\sigma = F / A$. Se puede, por lo tanto,



considerar el estrés como la intensidad de la fuerza, o una medida de qué tan concentrada es una fuerza (Van der Pluijm & Marshak; 2004). La unidad correspondiente de esfuerzo es $\text{kg} / \text{ms}^2 \cdot (\text{o } \text{N} / \text{m}^2)$, que se llama un pascal (Pa). Si los tres esfuerzos principales son iguales en magnitud, llamamos al *stress* isotrópico. Este estado de estrés está representado por una esfera en lugar de un elipsoide, porque los tres ejes son iguales. Por el contrario, si los esfuerzos principales son desiguales en magnitud, el *stress* se llama anisotrópico y se representa por una elipse (ejes desiguales). Por convención, para el esfuerzo principal máximo se da el símbolo σ_1 , los esfuerzos principales intermedios y mínimos que actúan a lo largo de los otros dos ejes se dan los símbolos σ_2 y σ_3 , respectivamente. Por lo tanto:

$$\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$$

2.3.1 Geometría y clasificación de fallas

2.3.1.1 Clasificación dinámica de Anderson

Anderson (1951) se basa en la orientación del plano de falla y el esfuerzo en la superficie de la Tierra. Por definición se sabe que los esfuerzos principales son normales a los planos donde el de cizalla es igual a cero. Esta clasificación se aplica únicamente a fallas superficiales y únicamente en el instante de su formación.

Fallas normales. σ_1 es vertical, mientras que σ_2 y σ_3 son horizontales. La inclinación de los planos de falla son 60° .



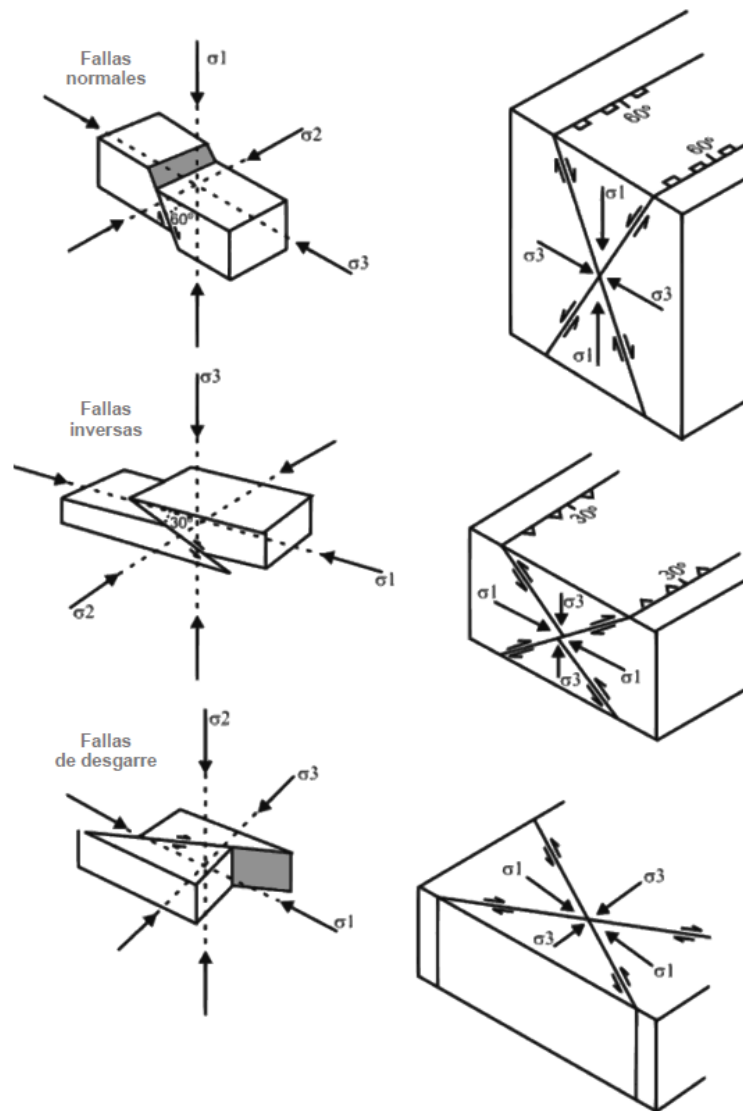
Fallas de rumbo. σ_2 es vertical, mientras que σ_1 y σ_3 son horizontales. En este caso el plano de falla es vertical y la dirección del movimiento es horizontal.

Fallas inversas. σ_3 es vertical, mientras que σ_1 y σ_2 son horizontales. En este caso la inclinación del plano de falla es aproximadamente 30° respecto de la horizontal.

Se debe tener en cuenta que el ángulo entre los planos de fallas conjugadas es una función de las propiedades de material de la roca que se somete a fallamiento y puede variar entre 45° y 90° . Se toma 60° como un valor típico del ángulo entre los planos de fallas conjugadas.

Figura 5

Clasificación Andersoniana de fallas relacionadas con las tres direcciones principales de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 , σ_3). Tomado de Anderson (1905 y 1951).



2.3.1.2 Clasificación por la separación

Está basada en el concepto de separación estratigráfica de datos de planos claves a lo largo de la falla. Esta es una clasificación geométrica y cinemática, además no depende de la orientación de la superficie de falla. Fundamentalmente son los conceptos de fallas extensionales y fallas contraccionales.

Fallas de extensión. Por ejemplo, fallas normales.

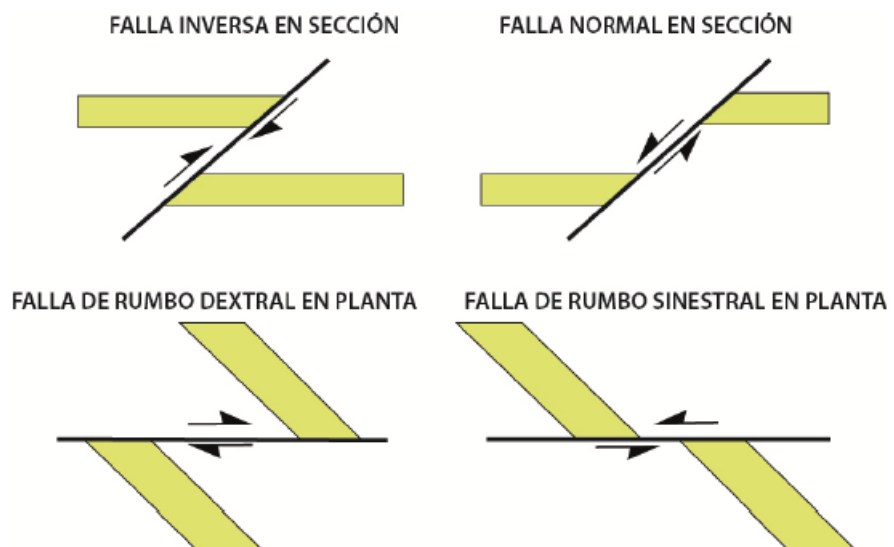
Fallas de contracción. Por ejemplo, fallas inversas.

Fallas de rumbo (Strike-slip). Fallas de arranque, fallas transformantes.

Fallas lítricas. Muchos planos de falla no son planos, sino curvados en profundidad y a lo largo del rumbo. Los planos de falla son cóncavos hacia arriba y el plano de falla se horizontaliza en profundidad.

Figura 6

Clasificación por separación de fallas, donde el vector del deslizamiento es conocido. Tomado de McClay (2000).

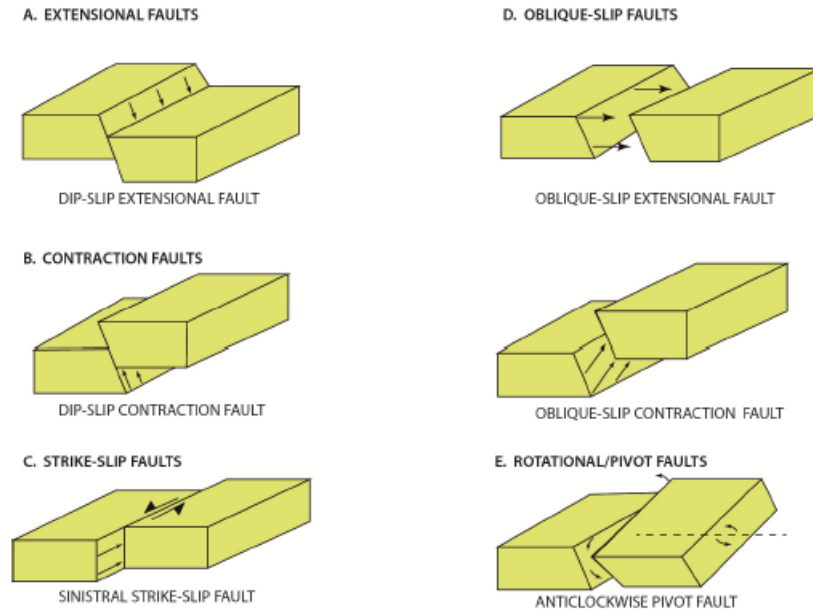


2.3.1.3 Clasificación por el deslizamiento

Se basa en el conocimiento y la determinación de la dirección absoluta y la magnitud absoluta del desplazamiento de la falla. Este solo puede hacerse mediante el conocimiento del desplazamiento de estructuras lineales por la falla.

Figura 7

Clasificación de deslizamiento de fallas, donde la dirección exacta del deslizamiento es conocida (McClay 1988).



2.3.2 Cinemática de estructuras tectónicas

Corresponden al sentido del movimiento tectónico de fallas. Su determinación se basa en la identificación de desplazamientos estratigráficos y microestructuras tectónicas (Allmendinger, 1987). Estas microestructuras son las evidencias del cizallamiento frágil y dúctil, aparecen a una escala mesoscópica bajo la forma de microlineamientos tectónicos e indicadores cinemáticos (Allmendinger, 1987; Doblas, 1998; Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

Las cinemáticas de fallas presentan un mecanismo de deformación que es producto de la acción de fuerzas litosféricas en las tres dimensiones del espacio (Allmendinger, 1987). El “modelo dinámico de fallas de Anderson” (Anderson, 1905 y 1951) establece que sobre la superficie terrestre sólo actúan esfuerzos normales: σ_1 (esfuerzo compresional máximo), σ_2 (esfuerzo compresional intermedio) y σ_3 (esfuerzo compresional mínimo). La importancia de este modelo

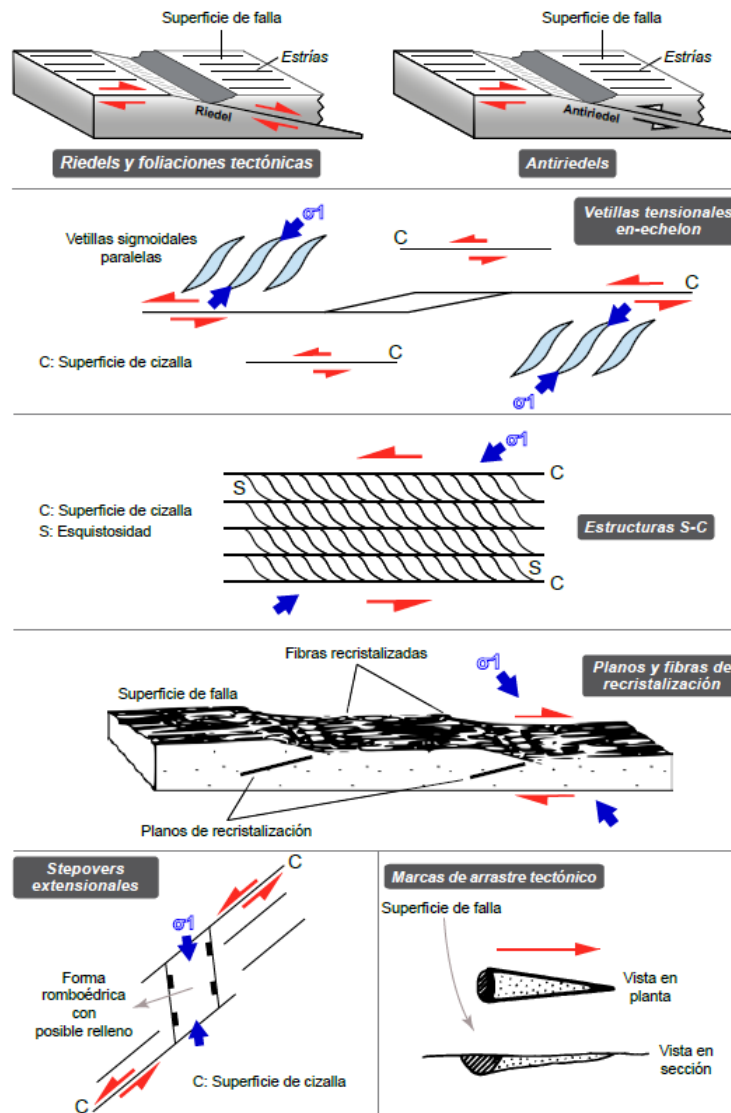


radica en la determinación de los estados de esfuerzos (tensores) involucrados en la formación de fallas. En fallas normales, el σ_1 tiene un plunge vertical y un trend de σ_3 que se alinea con la dirección de extensión; las fallas inversas están dominadas por un plunge horizontal de σ_1 y sus rumbos son perpendiculares al trend del σ_1 ; así como las fallas de desgarre se producen por un plunge de ángulo moderado a bajo ($<40^\circ$) de σ_1 y sus rumbos son oblicuos respecto al trend del σ_1 . En la práctica, los trend y plunge de los esfuerzos normales tienden a asemejarse al modelo andersoniano, por lo que su cálculo exige una validación basada en la estadística-poblacional de estructuras tectónicas (Casas Sainz et al., 1990; Hippolyte et al., 2012).

La acción de los esfuerzos normales resulta en arquitecturas tectónicas que se distinguen individualmente por: cinemáticas extensionales, compresionales y de desgarre (Marrett y Peacock, 1999). De este modo, existen asociaciones de fallas normales, fallas inversas y pliegues, y fallas de desgarre relacionadas a transtensión y transpresión.

Figura 8

Microlineamientos tectónicos e indicadores cinemáticos. Tomado de Ayala (2021) en Allmendinger (1987), Doblás (1998) y Van Der Pluijm y Marshak (2004).



2.3.3 Estilo estructural del tipo strike slip

Las fallas de rumbo están generalmente asociadas con movimiento de placas. Las fallas de rumbo son fallas donde el vector de desplazamiento es paralelo a la dirección de la falla y por lo tanto paralelos a la superficie de la Tierra. Las zonas de cizalla asociadas a movimientos de rumbo son las más profundas y



dominadas por mecanismos de deformación plástica, aunque hay una tendencia a utilizar el término falla de rumbo deliberadamente sobre ambos. Fallas de rumbo (y zonas de cizalla) suelen ser más pronunciada que otras fallas, y muchos aparecen como estructuras bastante rectas en vista de mapa.

Curvaturas e irregularidades geométricas también se producen a lo largo de fallas de rumbo, pero más comúnmente en la sección vertical que en la horizontal, perpendicular al vector de desplazamiento. Sin embargo, curvaturas en vista de mapa ocurren y tienen importantes implicaciones para las estructuras asociadas a fallas de rumbo. Fallas de rumbo se producen en todas las escalas, y representan algunas de las fallas más largas y más famosas del mundo. Las fallas de rumbo y zonas de cizalla tienden a ser muy escarpadas y muchas son relativamente rectas en el mapa.

2.3.3.1 Transpresión y transtensión

Las curvaturas en fallas de rumbo pueden producir componentes locales de compresión o extensión. El tipo de deformación que se produce en tales curvaturas se conoce como transpresión y transtensión. Estos modelos de deformación no tienen que limitarse a fallas curvas, pueden dominar toda la longitud de la falla de rumbo si la zona de falla o de cizalla no es puramente de rumbo. Para una zona de cizalla esto significa una derivación de cizalla simple. Contiene un componente adicional de acortamiento o la extensión perpendicular al plano de falla.

En general, transpresión es el espectro de combinaciones de strike-slip y la tensión coaxial que implica el acortamiento perpendicular a la zona y transtensión abarca las combinaciones de strike-slip y extensión

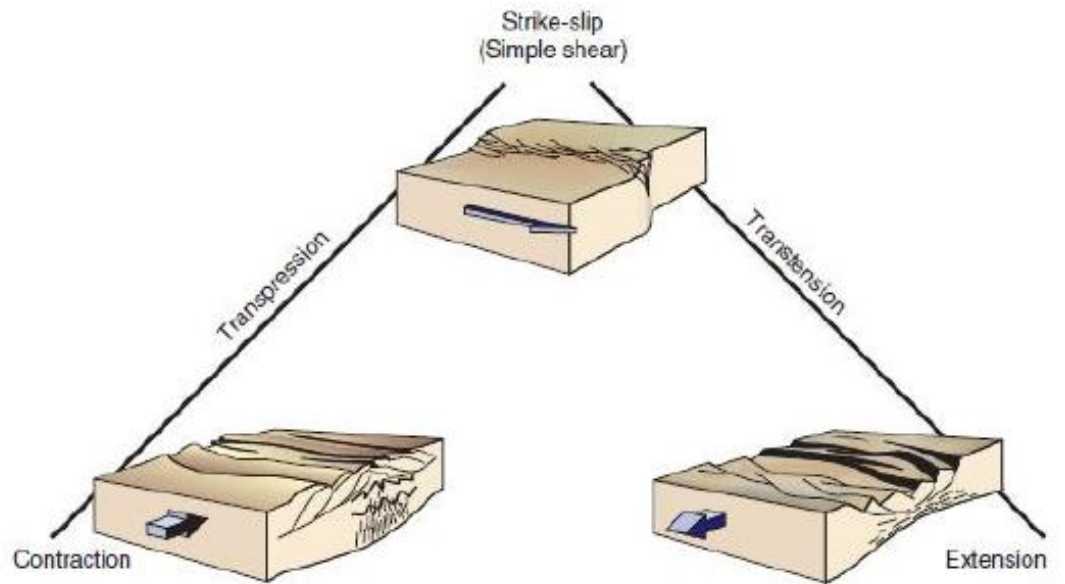


perpendicular. Es así que, transpresión y transtensión es la combinación simultánea de strike-slip o movimiento de cizalla simple a lo largo de una estructura y el acortamiento (extensión) es perpendicular a la misma.

Figura 9

Transpresión y transtensión conectan compresión, strike slip y extensión.

Tomado de Fossen (2010).





3 CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

La presente tesis de investigación tiene una metodología básica con un enfoque cuantitativo y con un alcance científico, descriptivo, correlacional, analítico e interpretativo para lo cual se estructuró y presentó en varias etapas, en tanto se han denominado como Gabinete I, Campo, Gabinete II.

3.1.1 Etapa gabinete I

Esta primera etapa consistió en la recopilación bibliográfica de trabajos anteriores confinados al área de estudio, al mismo tiempo se revisó la información científica acerca del tema de investigación y se hizo la compilación de la data de geoquímica y geocronología existentes en el ámbito de estudio. En consecuencia, se realizó un análisis de la información para la elaboración de una síntesis geológica actual con énfasis a temas de magmatismo, geoquímica y tectónica.

Asimismo, en esta etapa se incluyó la fotointerpretación geológica a escala 1:50,000 que abarca el área de investigación, mediante el uso de fotografías aéreas, imágenes satelitales tipo Aster y Landsat, imágenes de SAS planet y de Google Earth. Esto con el objetivo de planificar y revisar las inconsistencias geológicas en la etapa de campo.

3.1.2 Etapa de campo

En esta etapa se realizaron las campañas de campo que se ejecutaron en los meses de abril, junio, agosto y setiembre del año 2019, dentro del proyecto



GR67A “Geología del Cuadrángulo de Matucana 24k (hojas 2, 3 y 4)”. Esto en el marco de la “Actualización de la Carta Geológica Nacional a escala 1:50,000” del INGEMMET.

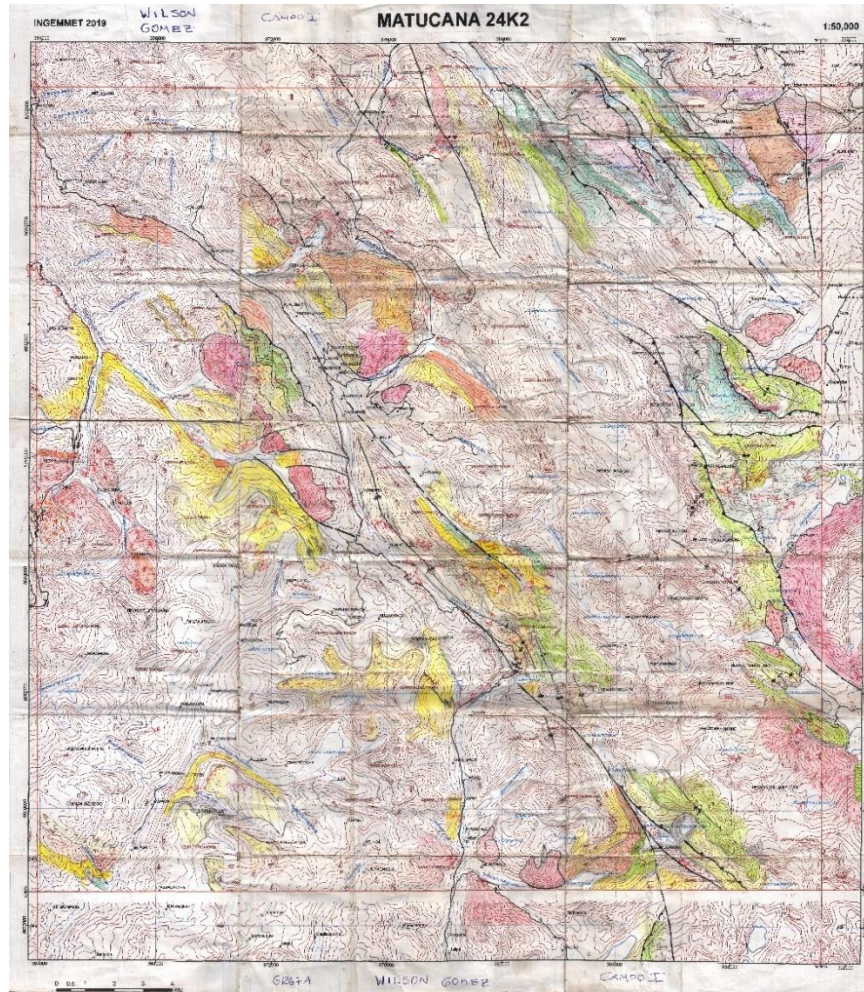
Aquí se realizó el cartografiado geológico, recolección de muestras de roca para estudios petrográficos y análisis geoquímico de roca total, para lo cual se especifica a continuación:

a) Cartografiado geológico

El cartografiado geológico se realizó a escala 1:50,000, que consistió en la identificación de Puntos de Observación Geológica (POG), donde se tomó datos estructurales (Rumbo y buzamiento de estratos, foliación y alineación de cristales para las unidades magmáticas, medición de datos estructurales para las interpretaciones tectónicas) de las rocas sedimentarias, volcánicas y de las unidades magmáticas que fueron plasmados, dibujados y coloreados en un mapa topográfico.

Figura 10

Ejemplo de cartografiado geológico desarrollado en campo en el área de estudio.



b) Muestreo y descripción macroscópica de rocas

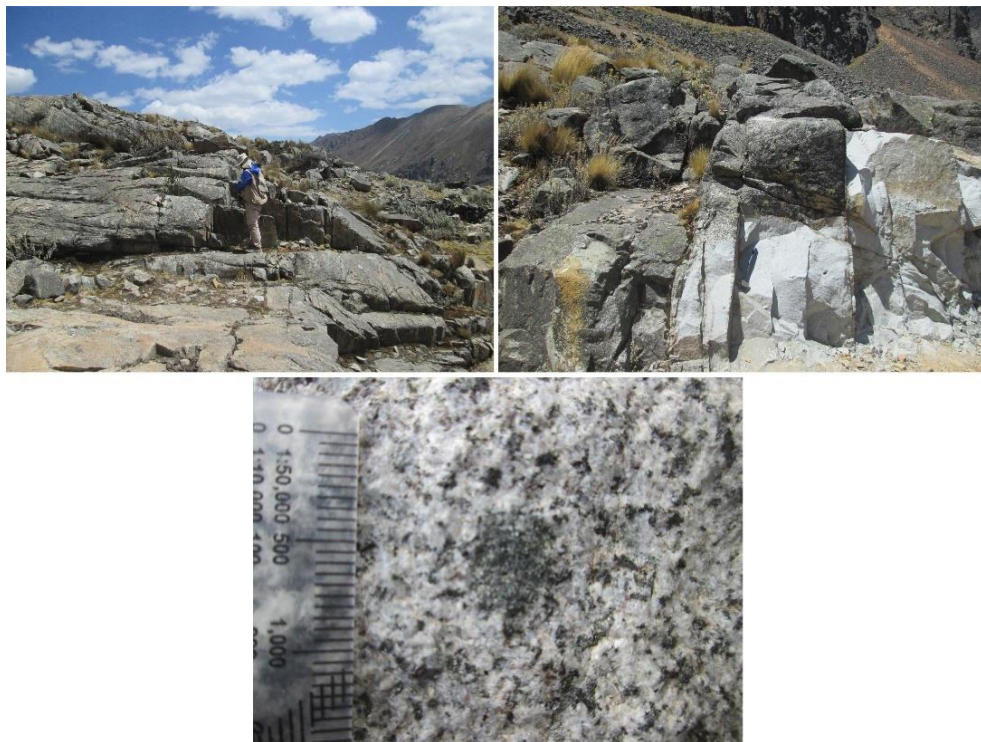
Para el muestreo de rocas magmáticas se realizó de acuerdo al tipo de estudio, asimismo se colectaron aplicando los controles de calidad. Para ello se empleó los siguientes métodos:

- **Método de muestreo para análisis geoquímico y para estudios petrográficos (sección delgada)**

Determinación del punto de muestreo. Se determinó el punto de muestreo a través de la observación de campo in situ, el cual se procedió al muestreo si es que este mismo sea representativo en su totalidad a la unidad magmática, por otro lado, debe ser fresca sin alteración y meteorización.

Figura 11

Se detalla el muestreo y descripción macroscópica de unidades magmáticas.



Extracción de la muestra y empaque. Se empleó usando el martillo y/o comba de geólogo, extrayendo fragmentos menores a 5 cm, luego serán envueltos en bolsas plásticas para que sean codificadas y evitar la contaminación.

Toma de coordenadas de la muestra. Se controló la ubicación con un GPS en coordenadas UTM (WGS-84) de muestra extraída.



Toma de fotografía. Se tomó fotografías de la muestra al detalle y del afloramiento con escala referencial.

Descripción de la muestra. Consistió en detallar las características de la roca ígnea, tomando en cuenta la textura, minerales esenciales, grado de cristalinidad, etc., de acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1976).

Cantidad de muestras. Como regla general se muestrea aproximadamente 3 kg, sin embargo, cuando la roca según la textura presenta grano grueso a muy grueso, es necesario alrededor de 5 kg. Esto con el objetivo de que la muestra sea lo más representativo posible.

Calidad de material. Para el envío al laboratorio, las muestras deben estar completamente limpias, sin rastros de meteorización ni vetillas, tampoco con xenolitos o diseminación de minerales de sulfuros.

c) Toma de datos para estudios de microtectónica

- Identificación de la falla, a través de la observación in situ considerando los elementos arquitecturales de la falla.
- Distinguir los indicadores de movimiento cinemático, mediante la observación de estrías, estructuras de riedel y cristalización.
- Toma de datos en las estaciones microtectónicas, tres como mínimo, el cual se considera el rumbo, buzamiento y pitch (cabeceo) de la falla, para que luego se detalle el movimiento cinemático de esta misma.

3.1.3 Etapa de gabinete II



Esta última etapa consistió en la elaboración de mapa geológico-estructural final a escala 1:50,000 del área donde se lleva el proyecto de investigación. Además, se realizó el estudio petrológico y petrográfico de las unidades magmáticas, asimismo el procesamiento matemático e interpretación de los resultados de los análisis geoquímicos remitidos por el laboratorio. Por otro parte, se realizó el procesamiento de datos microtectónicos y la interpretación.

Estudios de magmatismo. Se realizó el estudio macroscópico y microscópico de las unidades magmáticas colectadas en la etapa de campo de acuerdo a las características propias tanto en la muestra de mano y en la sección delgada de cada cuerpo ígneo, para finalmente comprender y definir el magmatismo desarrollado en el Cenozoico en la zona de estudio. Para la contrastación y descripción de rocas ígneas, se estudió la petrografía en sección delgada con el microscopio (LEICA DM 750P) bajo luz plano polarizada o transmitida. Aquí se utilizó la técnica de identificación de minerales esenciales, accesorios y secundarios propuestos por la subcomisión de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, Streckeisen (1976) y Le Maitre (2004).

Estudios de geoquímica. Este estudio permitió tipificar las anomalías y variaciones geoquímicas de las unidades magmáticas y verificar la asociación con las ocurrencias minerales. Estos resultados han sido procesados matemáticamente en el software Excel. Para el estudio geoquímico se recurrió a métodos que se describen a continuación.

- **Métodos de análisis químico**
 - a) **Análisis de elementos mayores por ICP-OES**



Los análisis de elementos mayores se realizaron mediante el método Espectrometría de Emisión Óptica por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP OES), con límites de detección de 0.01% y solamente en el Na₂O con límites de 0.02 %. Para óxidos como: Al₂O₃, CaO, Cr₂O₃, K₂O, MgO, MnO, Na₂O, P₂O₅, Fe₂O₃, SiO₂, TiO₂. Los ensayos se realizaron en la Dirección de Laboratorios del INGEMMET y se utilizó un equipo ICP-OES (RADIAL): marca VARIAN, modelo 735-ES.

b) Análisis de elementos Traza por ICP-MS

Los análisis de elementos trazas se realizaron en un Espectrómetro de Masas con Plasma Acoplado por Inducción (ICP-MS) de 56 elementos, con una precisión analítica de 2%. Y para los elementos de Tierras Raras con límites de detección de 0.1 a 1 ppm. Los ensayos se realizaron en la Dirección de Laboratorio del INGEMMET y se utilizó un equipo ICP-MS: marca PERKIN ELMER, modelo 300D.

- **Análisis e interpretación de los resultados geoquímicos**

El análisis y las interpretaciones geoquímicas para el presente proyecto de investigación tienen como base y referencia en la geoquímica de Rollinson (1993) y para los diagramas binarios y perfiles se empleó el software Microsoft Excel.

a) Geoquímica de elementos mayores

Los óxidos de elementos mayores se muestran en diagramas binarios para clasificar y discriminar entre las series alcalinas y subalcalinas. También se utilizaron los diagramas TAS (total álcalis, sílice) para determinar el tipo de roca ígnea. Esto se constató con la clasificación de parámetros R1 y R2 de De la Roche et al. (1980), donde:



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

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

El Diagrama AFM ($Na_2O + K_2O - FeO_{total} - MgO$), para la división de series toleíticas y calcoalcalinas según Irvine & Baragar (1971). Esto contrastado con el diagrama SiO_2 versus FeO_{total}/MgO según Miyashiro (1974). Además, los diagramas de Harker se utilizaron para ilustrar el fraccionamiento, con las razones MgO , FeO_{total} , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , P_2O_5 , MnO y Na_2O versus SiO_2 . Los contenidos de óxidos fueron recalculados al 100% y libre de bases volátiles y con todo el Fe como FeO_{total} ($FeO + Fe_2O_3$).

b) Geoquímica de elementos traza

Estos elementos traza y sus concentraciones sirvieron para realizar diagramas para la petrogénesis. Se utilizaron diagramas con las razones La/Sm , Sr/Y , Dy/Yb , Sm/Yb y Ce/Y versus SiO_2 . Esto con el objetivo de ver el comportamiento de la pendiente de las tierras raras livianas y pesadas respectivamente. Por ejemplo; la razón La/Sm sirve para ver el fraccionamiento y/o cristalización de la plagioclasa en los magmas. El Dy/Yb sirve para diferenciar la fraccionación del clinopiroxeno y anfíboles. El Sm/Yb sirve para el fraccionamiento del clinopiroxeno, anfíbol y granate en relación al incremento de presión. Por otro lado, la razón Ce/Y sirve para determinar la profundidad de la corteza en la que se originaron las rocas ígneas plutónicas (Mantle & Collins; 2008).

Perfiles de elementos de tierra raras (REE). Para realizar estos perfiles de los elementos de tierras raras (es sus siglas en inglés REE-rare earth element) los datos fueron normalizados al Manto Primitivo y al Condrito según McDonough & Sun (1995) y Sun & McDonough (1989) respectivamente. Esto con el objetivo



de identificar procesos petrogenéticos específicos, para poder inferir el enriquecimiento o empobrecimiento de algunos elementos desde el fraccionamiento de elementos de tierras raras ligeras y pesadas, así como también observar la anomalía de Europio (Eu).

Discriminación tectónica. Los elementos traza proveen una clara percepción sobre el origen de los magmas, su fuente y condiciones de fusión parcial. Se emplearon los diagramas de discriminación Y versus Nb mostrando los tipos de granitos: granitos de arco volcánico (VAG-Volcanic Arc Granite), granitos de intra-placa (WPG-Within Plate Granite), Granitos de dorsal oceánico (ORG-Ocean Ridge Granites) y granitos sin-colisional (syn-COL), según Pearce et al. (1984). Corroborados con los diagramas Y+Nb versus Rb (Pearce et al., 1984). Y el diagrama ternario La/10 - Y/15 - Nb/8, para la discriminación de la serie volcánica y el punto culminante del proceso de mezcla y/o contaminación cortical, según Cabanis & Lecolle (1989).

Implicancias metalogenéticas. Las ocurrencias metálicas son controladas fundamentalmente por la composición, diferenciación y estado redox de los magmas según Blevin & Chappell (1992). Además, podemos mencionar que las anomalías de Eu/Eu* es un factor importante en la determinación de los fluidos que están asociados a los magmas fértiles. Esta anomalía la podemos cuantificar comparando el valor medido para Eu, con un valor “esperado” que se obtiene al interpolar los valores normalizados de Sm y Gd (esta interpolación se denomina Eu*), y así tenemos que la razón Eu/Eu*. Un valor mayor que 1 indica una anomalía positiva, mientras que un valor menor a 1 indica una anomalía negativa.

$$Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{[(Sm_N) \cdot (Gd_N)]}$$

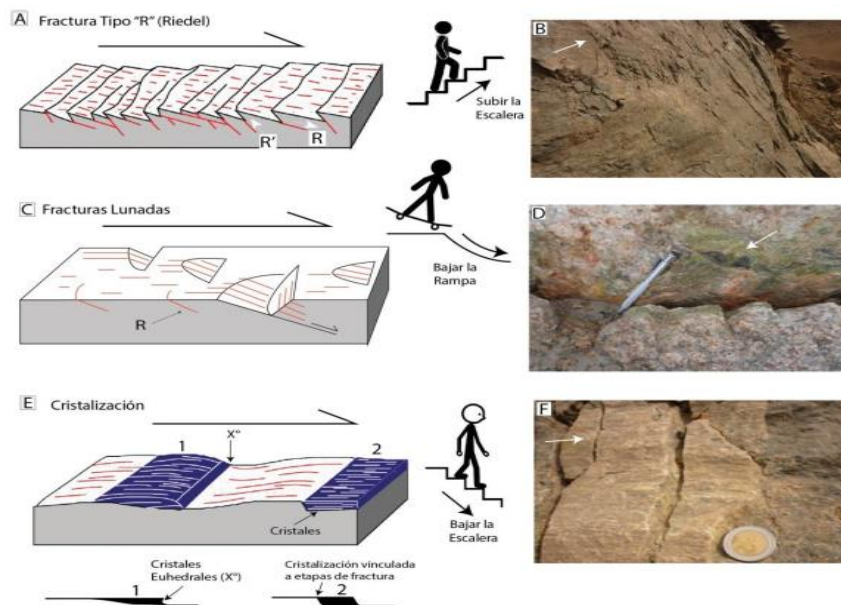
Asimismo, se utilizaron las razones de Eu/Eu^* versus $\text{FeO}_{\text{total}}$ para relacionar la afinidad con las ocurrencias minerales. Con el diagrama de la razón Ce/Y versus Eu/Eu^* para determinar el tipo de magma (Seco-Húmedo) para esto se tomó como base a Lang & Baker (2001).

Estudios de geología estructural y tectónica. De todos los datos estructurales que contienen medidas de las estaciones microtectónicas que derivan de las fallas principalmente pasaron por el siguiente procedimiento.

Determinación de la cinemática. Para esto se utilizó el principio del criterio de Petit (1987), ahí se refiere a las fracturas secundarias de tipo Riedel sintético (R) y Riedel Antitético (R') e indicadores cinemáticos.

Figura 12

Elementos arquitecturales en una falla.



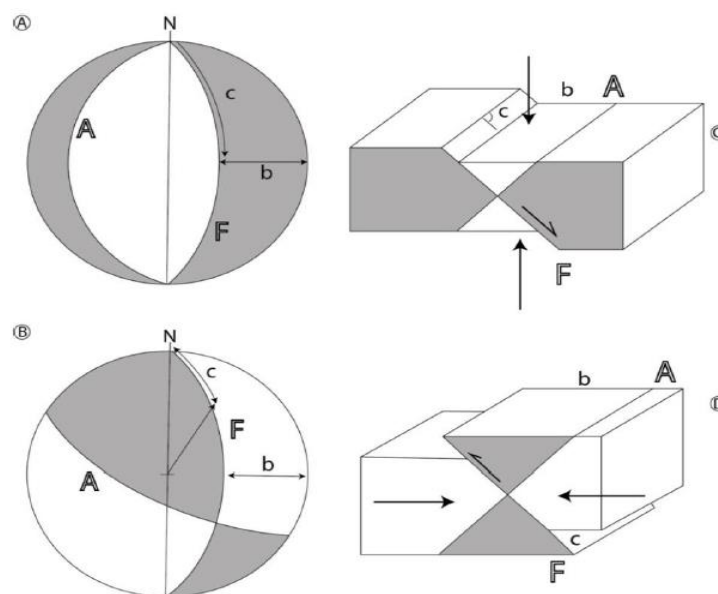
Nota. A) En la figura se muestra fracturas tipo Riedel Sintéticos (R) y Riedel Antitéticos (R'). B) Muestra fracturas de tipo Riedel Sintético. La cinemática es pensar en las estrías como peldaños de escalera, si es ascendente indicará sentido de la falla C) Se aprecia fracturas Riedel que ocasionan fracturas lunadas en las fracturas preexistentes. D) Fracturas lunadas en plano de falla. El criterio en este caso es pensar que las fracturas lunadas son como rampas de un Skate, si es descendente la rampa indicará el sentido de la falla E) En el proceso de movimiento en una falla,

por la alta temperatura y presión ocasionada por la fricción de planos, se genera cristalización a lo largo del plano. F) Cristalización de calcita. El movimiento de la falla es pensar en los rastros de los cristales como escaleras y si es descendente indicará el sentido de la falla (Modificado de Petit, 1987 y Torres, 2011).

Análisis microtectónico. El análisis microtectónico en fallas permite obtener el estado de paleoesfuerzos en una determinada zona y según su edad poder relacionarla a eventos regionales mayores. Para esto a partir del método geométrico de los diedros rectos (Pegoraro, 1972; Angelier & Mechler, 1977; Vicente et al., 1992), donde explica que cuando una falla se mueve, el propio plano de falla y el plano perpendicular a la orientación del movimiento relativo entre los dos planos de la falla representada por la estría de fricción, dividen el espacio en cuanto a cuadrantes. Según sea el movimiento estos diedros rectos quedaron en modo alterno en compresión y en tensión. La presentación de estos elementos en proyección estereográfica es similar a los mecanismos focales de los terremotos.

Figura 13

Esquema de diedros rectos en una falla en proyección estereográfica y bloque diagrama, modificado de Vicente et al. (1992) y Ccallo (2015).





Nota. (A) Y (B) Diedros rectos de falla Normal y Falla Inversa respectivamente en proyección estereográfica, donde; F: plano de falla, A: Plano Auxiliar perpendicular a F y a la estría (Flecha), b: buzamiento de la falla, c: cabeceo de la estría sobre el plano de falla. (C) Diedros rectos de una falla normal. (D) diedros rectos de una falla inversa.

La orientación de las estrías hace que el sentido del desplazamiento a la cual están asociadas, determine la posición en el espacio de los diferentes diedros. De esa manera se obtienen los diedros en una falla, los cuales nos definen un campo de deformación. La superposición de los diedros que se obtienen por cada falla de la población, permite determinar los campos de compresión y de tensión (Torres, 2011). Los campos definidos deben contener los ejes principales de esfuerzo-deformación finita (σ_1 : eje principal de acortamiento; σ_3 : eje principal de extensión; σ_2 . Eje intermedio).

El software. Se empleó el método geométrico de los diedros rectos para calcular el paleo-esfuerzo y se utilizó el software libre Faultkinwin 7 de Allimendinger et al., (1980 y 2012).

• MATERIALES E INSTRUMENTOS UTILIZADOS

Materiales

- Libreta de campo. Marca “Rite in the Rain”.
- Protactors. Marca “Deakin”.
- Portamina. Marca Pilot.
- Lápices de colores. Marca Pilot.
- Flexómetro 3 m. Marca Truper.
- Ácido clorhídrico al 10%.

Equipos

- - GPS. Marca Yarmin.



- - Cámara fotográfica. Marca Cannon.
- - Laptop. Marca Asus Core i7.

Herramientas

- - Lápiz rayador. Marca GENERAL.
- - Picota de geólogo. Marca Estwing.
- - Lupa 20x acromática. Marca IWAMOTO.



4 CAPÍTULO IV

CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

El área de estudio se encuentra ubicado en el centro del Perú, entre los meridianos $76^{\circ}30'$ y $76^{\circ}0'$ oeste y los paralelos $11^{\circ}30'$ y $12^{\circ}0'$ sur. Políticamente corresponde en gran parte a la región de Lima y a la zona noroeste a la región Junín, principalmente abarca las provincias de Matucana y Yauli. Asimismo, se encuentra dentro del cuadrángulo de Matucana (24k) de la Carta Geológica Nacional. Desde el punto de vista morfoestructural, el área de estudio se ubica en el flanco este de la Cordillera Occidental de los Andes.

El área tiene una extensión 2384 km^2 , con alturas que fluctúan desde los valles de 1500 m.s.n.m. a zonas montañosas de 5500 m.s.n.m.

El acceso es principalmente por vía terrestre, tomando la carretera central desde Lima-Chosica hasta Matucana. Inversamente también desde Huancayo-La Oroya hasta Matucana. Por otro lado, para el acceso por el sur, se toma la vía Lima-Cieneguilla-Antioquía-Huarocharí hasta el desvío a Tanta (**Figura 14 y Tabla 1**).

Figura 14

Mapa de ubicación del área de estudio.

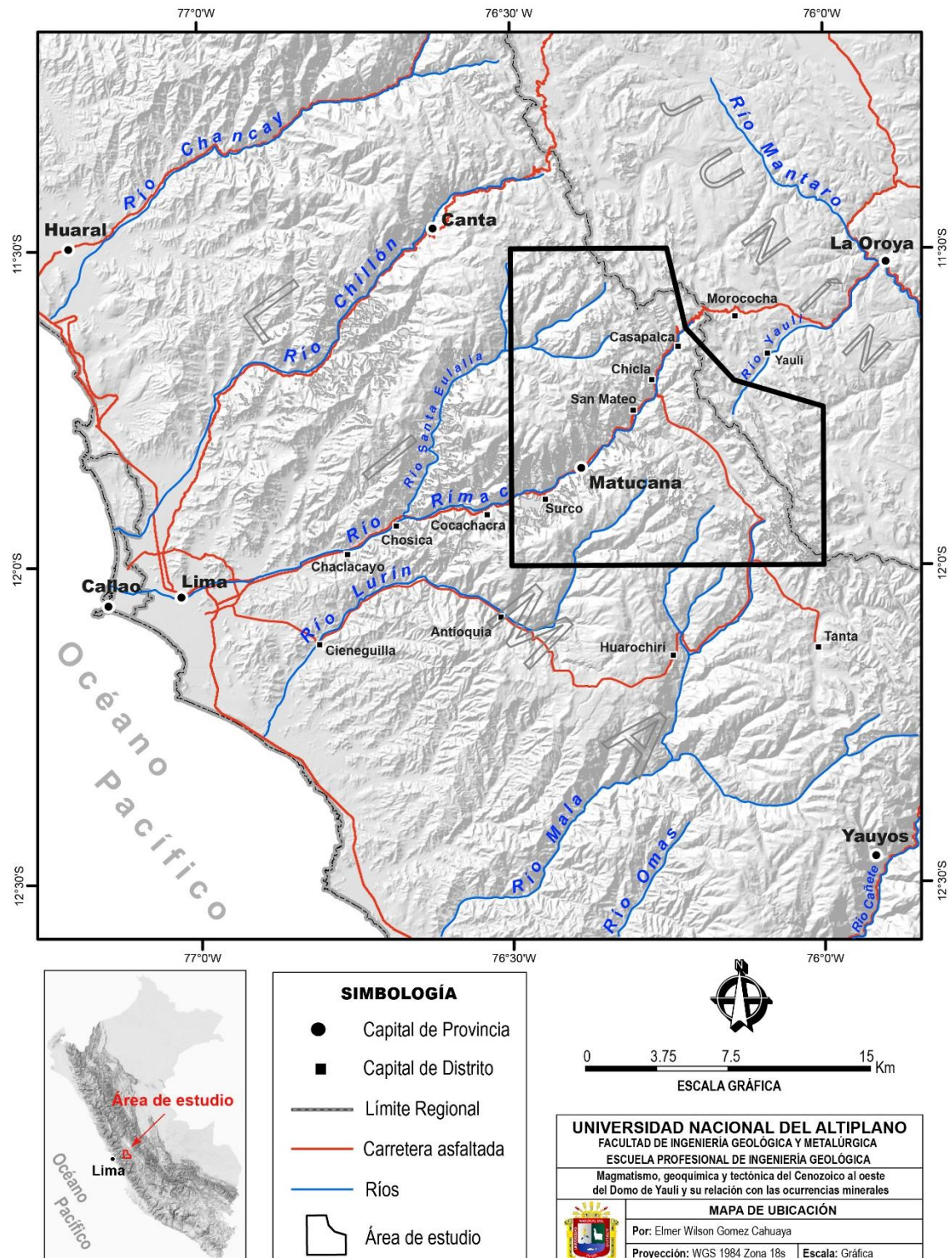


Tabla 1

Cuadro de rutas y accesos al área de estudio.

Tramo	Distancia	Tipo de vía	Tiempo
Lima-Chosica-Matucana	88 km	Asfaltada	2:30 horas
Huancayo-La Oroya-Matucana	224 km	Asfaltada	5:30 horas
Lima-Cieneguilla-Antioquía-Huarochirí- Desvío Tanta	180 km	Afirmada	4:30 horas

4.2 CLIMA Y VEGETACIÓN

Las distintas condiciones climáticas en el área de estudio se desarrollan de forma variada, esto confinado a las diferentes altitudes que presenta el área de estudio.

En las zonas montañosas y cumbres nevadas sobre los 4,500 m.s.n.m. presentan un clima frígido y glacial, entre los principales nevados se tiene el de Collquepucro, Suiricocha, Norma, Sulcón, Carhuachuco, Jaico y Raujunte (**Figura 17**), mientras que en las altiplanicies entre los 4,000 y 4,500 m.s.n.m. presenta un clima de frío. En los valles por debajo de los 4,000 m.s.n.m. presentan temperaturas moderadas que dan lugar a un clima templado. Por otro lado, en los valles profundos; por ejemplo, en el río Rímac y en el río Santa Eulalia presentan climas cálidos cuando se aproximan a la costa.

En las zonas de altiplanicies y nevados, las temperaturas varían entre el día y la noche que pueden sobrepasar los bajo 0°C, mientras que en los valles en general presentan temperaturas entre 6° y 16°C (Salazar, 1983).

La época de precipitación en el área de estudio está fuertemente afectada que corresponde al verano Austral, con máximos índices entre los meses de diciembre hasta abril, esto entre los 2,500 y 4,000 m.s.n.m.; sin embargo, sobre los 4,000 m.s.n.m., las precipitaciones se dan en forma de nevadas y granizo, acompañadas con tormentas con descarga eléctrica.

El período de sequía se da entre los meses de mayo a noviembre, aunque ocasionalmente en las zonas de altiplanicies y cumbres nevadas presenta lluvias de forma incipiente, esto también confinado a las temperaturas más bajas del año.

Figura 15

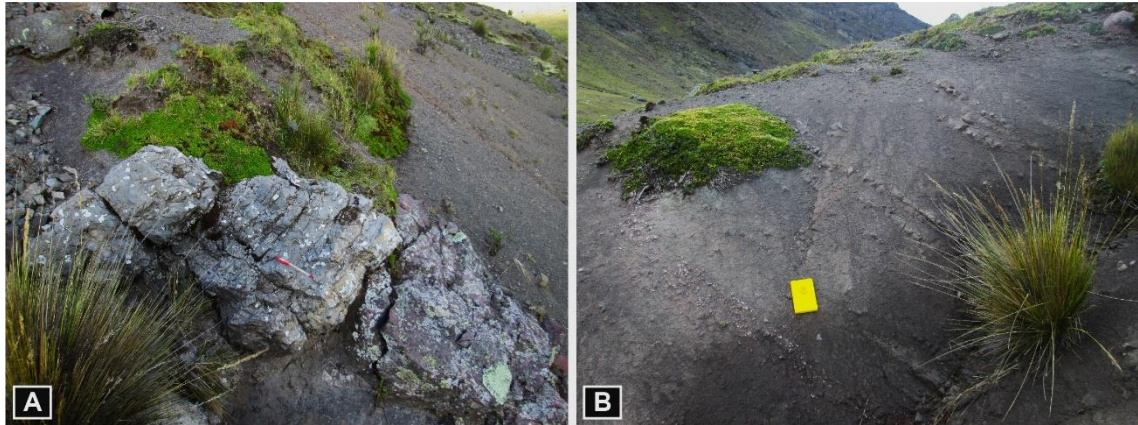
Se muestra la variación de climas en el área de estudio.



Nota. A) Se observa un clima nublado y lluvioso, típico de las zonas altas entre los meses de diciembre a abril. Fotografía del nevado Collquepucro y la laguna del mismo nombre. B) Se observa clima seco, despejado y soleado entre los meses de mayo a noviembre. Fotografía de la quebrada Huayca y la pampa del mismo nombre.

Figura 16

A) y B) Fotografías tomada en los alrededores de la quebrada Huayca, donde se aprecia formación vegetal de ichu, musgos y líquenes, que caracterizan a la zona de estudio.



La vegetación está relacionada con el clima, entre los 4,000 y 5,000 m.s.n.m. la agricultura está totalmente ausente, sin embargo, existen los pastos naturales como el ichu (stepa ichu), sobre los 5,000 m.s.n.m. se nota la presencia de musgos y líquenes (**Figura 16**).

El área de estudio se caracteriza por ser una zona irregular que cambia de altitud y pendiente drásticamente, en efecto, existen microclimas donde la vegetación está sujeta a esta topografía; por ejemplo, en los valles glaciales y cerca de las lagunas existen bofedales, champas e ichu (**Figura 16**), además escasas gramíneas y hierbas pequeñas. Por otro lado, en los valles profundos y encañonados la vegetación es arbórea de quinales distribuidos en algunos bosques pequeños aislados entre los 3,500 y 4,000 m.s.n.m.

Entre los 3,500 y 2000 m.s.n.m. se encuentran las cuencas de los ríos Rímac, Lurín, Mala y Omas, en cuyas cabeceras de estos valles albergan cultivos de papa, haba, maíz, cebada, avena, trigo, arveja y alfalfa. Sin embargo, en los valles cercanos a la costa, a consecuencia del clima cálido se cultiva frutas; ejemplo, chirimoya, palta, tuna, etc. Esto acompañado de vegetación silvestre de hierbas, arbustos y cactus.

4.3 UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

El área de estudio presenta un relieve variado y accidentado, en el cual se ha identificado cinco (05) unidades geomorfológicas, se trata de, valle fluvial, valles fluvioglaciares, zona de altiplanicies, ladera de la Cordillera Occidental y finalmente zona de montañas altas, en el cual se describen a continuación (**Figura 17 y 18**).

Figura 17

Mapa de unidades geomorfológicas del área de estudio.

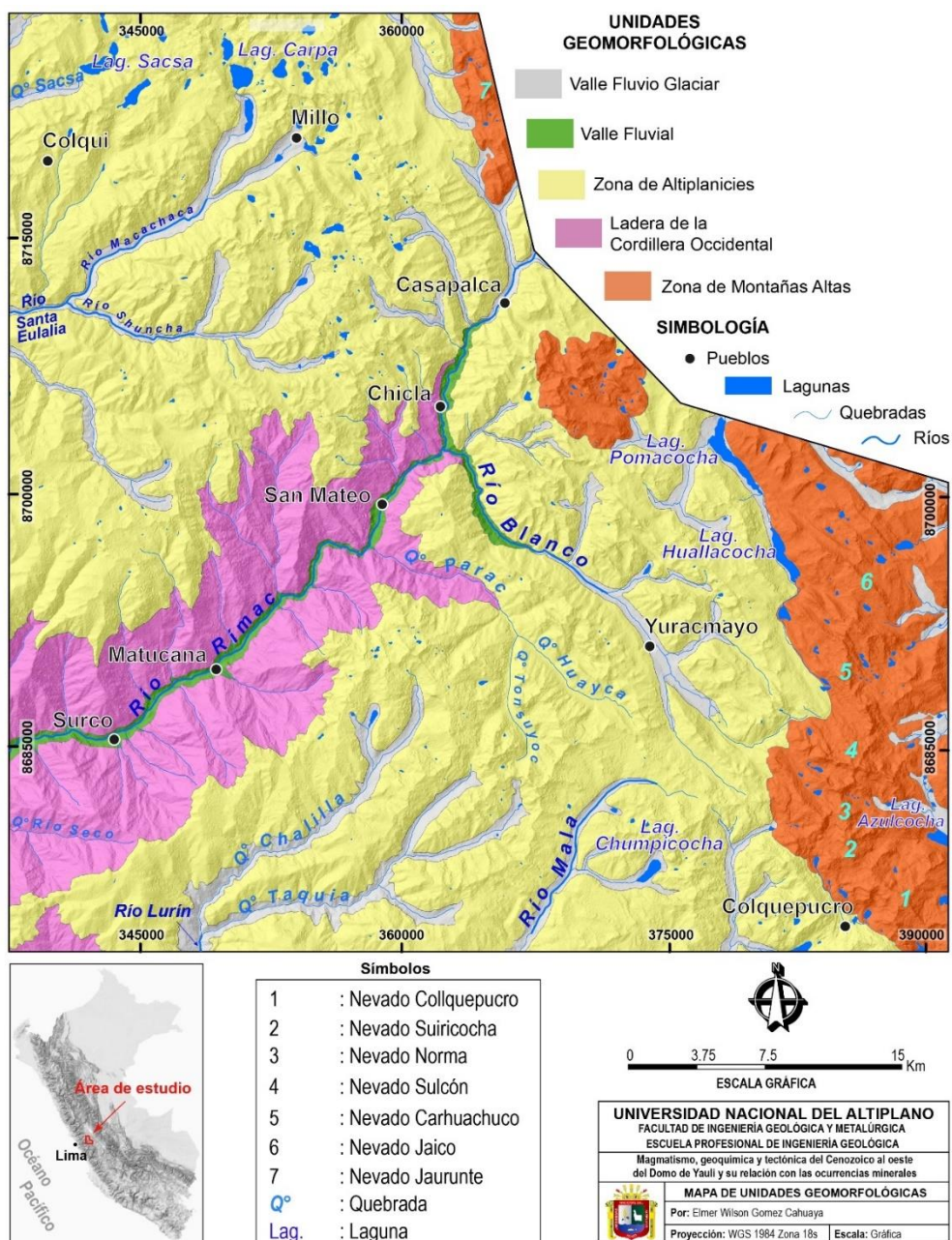
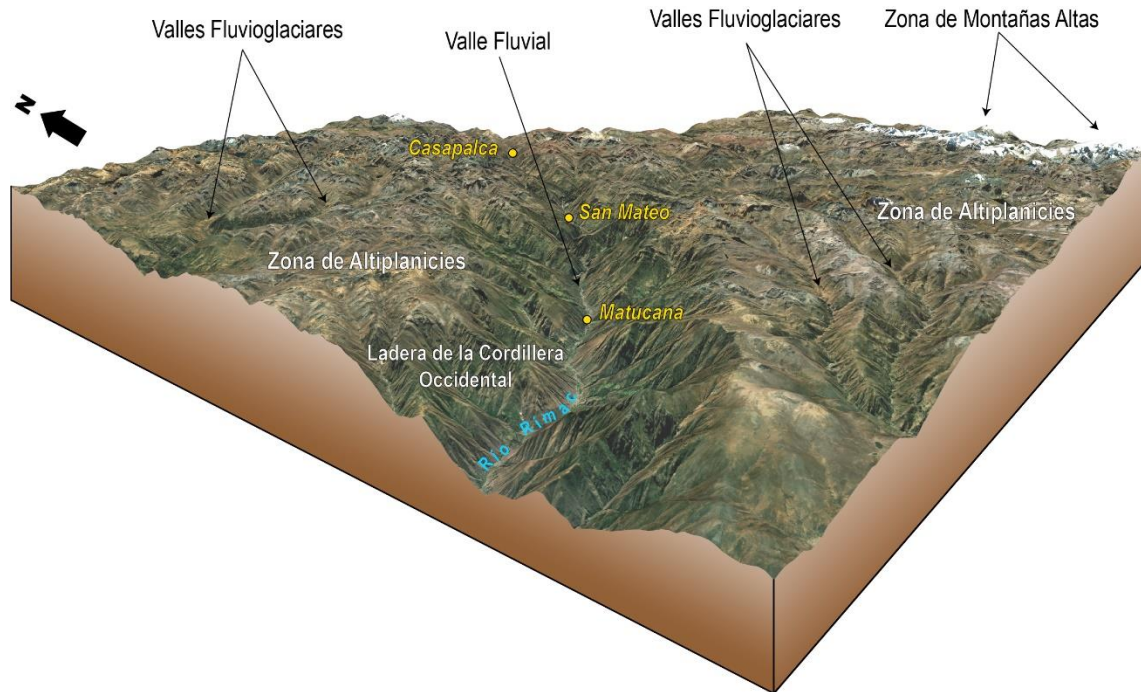


Figura 18

Block diagrama tridimensional donde se muestra las unidades geomorfológicas de la zona de estudio.



Nota. Al fondo se resalta el valle fluvial del río Rímac (afluente de la cuenca del Pacífico) desarrollado entre los poblados de Casapalca, San Mateo y Matucana. Asimismo, resalta la Zona de Montañas Altas cubierto por glaciares.

4.3.1 Valle fluvial

Se denomina así, a la geoforma que ha dado como resultado de la erosión por procesos y agentes geomorfológicos externos que actuaron conjuntamente con procesos tectónicos ocurridos a finales del Cenozoico y el Cuaternario. En consecuencia, se ha desarrollado un valle fluvial que ocupa un 15% del área total de la zona de estudio.

Esta unidad se ubica en la parte centro del área de estudio (**Figura 17**) y es cartografiada a manera de una franja delgada con dirección preferente de N50°, que nace en la localidad de Casapalca, hasta llegar a Surco para luego desembocar al Océano Pacífico, causando un desnivel de 4000 m.s.n.m. hasta 1500 m.s.n.m.



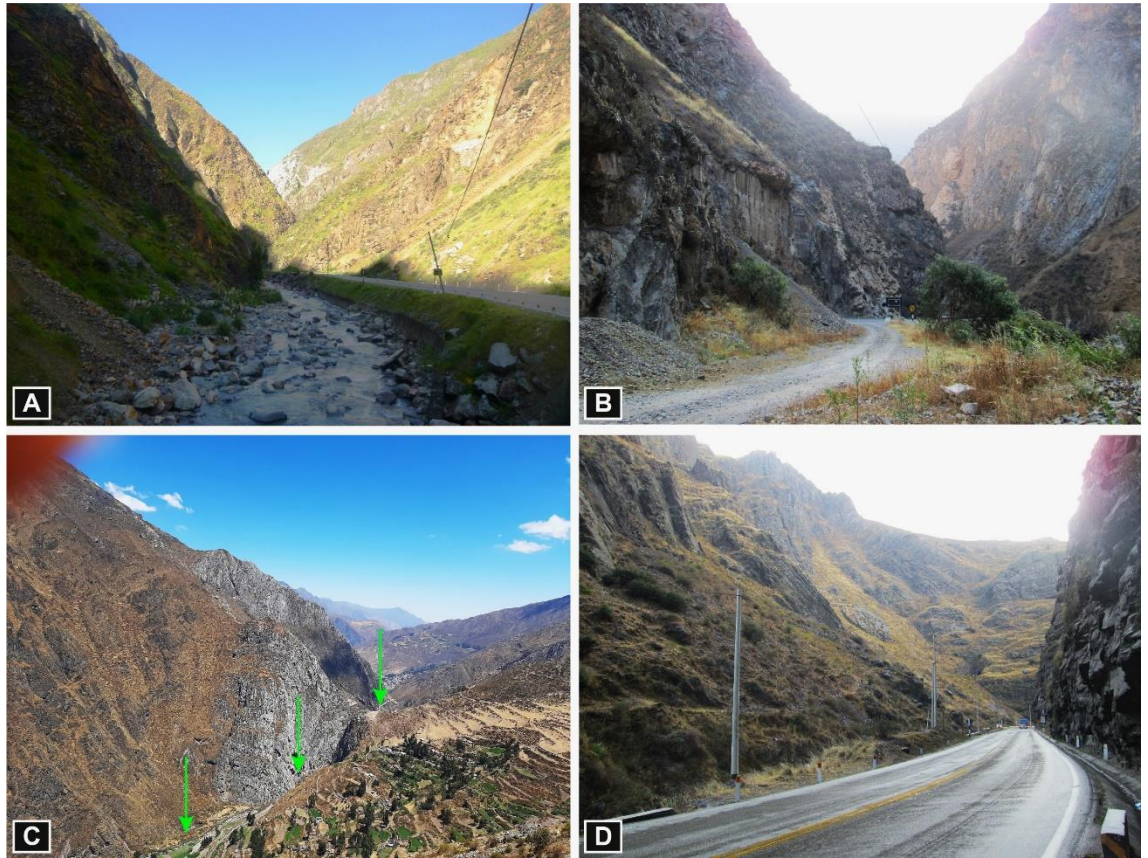
El valle fluvial está formado por los ríos Blanco y Rímac, siendo este último más importante por recorrer cerca de 38 km.

El río Rímac disecta la Ladera de la Cordillera Occidental, formando un valle profundo en forma de “V”, con fuertes pendientes en sus laderas, tal como se muestra en los alrededores del poblado de San Mateo (**Figura 19A**). Aunque en determinadas zonas, principalmente al este del poblado de San Mateo, se observa un valle bien desarrollado en forma de “cañón” con paredes y laderas subverticales, esto debido a un control litológico y estructural ligado a rocas sedimentarias conformada por calizas y areniscas (**Figura 19B, C y D**).

Esta unidad geomorfológica, a lo largo de su recorrido está tapizado por depósitos fluviales y aluviales en forma de terrazas, conformado por cantos rodados y gujarros en matriz areno-limosa. El valle fluvial de río Rímac, atraviesa y corta principalmente a rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Grupo Rímac.

Figura 19

Geoformas originadas por el Valle Fluvial en la zona de estudio.



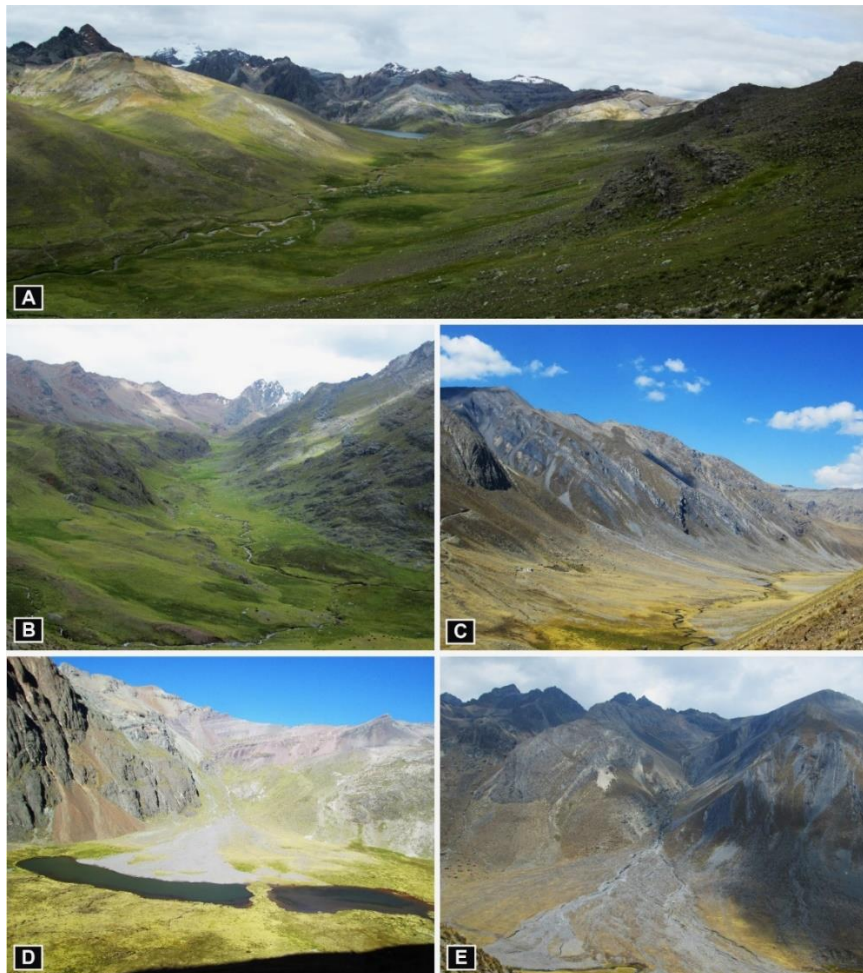
Nota. A) Se muestra un valle fluvial tapizado con depósitos de cantos rodados y arena en el río Rímac. Fotografía tomada en los alrededores de San Mateo. B), C), y D) Se muestra, valles encañonados ligado a un control litológico y estructural al este del poblado de San Mateo.

4.3.2 Valles fluvioglaciares

Son geoformas que se han originado a partir de la acción erosiva de los glaciares combinados con agentes fluvioglaciararios. Como resultado se han formado valles en formas de “U”, distribuidos a manera de franjas elongadas que ocupan un 10% de área total de la zona de estudio.

Figura 20

Geoformas de los valles fluvioglaciares que han modelado el relieve actual en la zona de estudio.



Nota. A) Se tiene un valle fluvioglaciar en forma de “U” de la quebrada Huallacocha, al fondo de observa el nevado del mismo nombre. Foto mirando al sureste. C) Se observa un valle fluvioglaciar en forma de “U” con laderas inclinadas en la quebrada Huanchurina. Foto mirando al suroeste. D) y E) Se muestra la acción erosiva fluvioglaciar en la laguna Suerococha y la quebrada Huanchurina respectivamente.

Los valles predominantemente de origen glaciar están ubicados a las faldas de las montañas altas y nevados ubicados al este de la zona de estudio. Se caracterizan por formar valles en “U” con laderas inclinadas, tapizados con depósitos de morrenas y sedimentos fluvio-glaciares, tales como las quebradas de Collquepucro, Yuracmayo, Chalilla, Taquia, Seca y los ríos Macachaca y Shuncha. Por otro lado, los valles fluvio-glaciares albergan en las cabeceras gran parte de las lagunas de origen glaciar, tales como, Collquepucro, Chumpicocha, Azulcocha, Totoral, Huallacocho, Pomacocha, Carpa y Seca (**Figura 17**).

Asimismo, se tiene valles dominados actualmente por agentes fluvio-glaciares como las quebradas de Chumpicocha, Huallacocho y Huanchurina (**Figura 20**), asociado a la acción erosiva fluvio-glaciar se tiene depósitos en forma de conos de deyección que descienden de las laderas para ser depositados en terrazas, un ejemplo se tiene en la laguna Suerococha y la quebrada Huanchurina (**Figura 20 D y E**).

4.3.3 Zona de altiplanicies

Esta unidad representa el 50% del área total de la zona de estudio. Se trata de una zona de relieve moderado con geformas que ha sido modelado por la actividad glaciar y fluvio-glaciar, y como resultado se tiene pampas con pendientes suaves, colinas medianas, que conforman una cadena de cerros con pendientes suaves, cuyas altitudes varían de 3500 a 4500 m.s.n.m. hasta llegar a la zona de montañas altas que superan los 5000 m.s.n.m. Como ejemplo, se tiene altiplanicies al noreste de San Damían, conformado por los cerros Chacsha (**Figura 21A**).

Por otro lado, se tiene lomadas moderadas entre los cerros Tres Cruces y Coillor y depresiones en forma de pampas con pendientes suaves hacia el este de

San Pedro de Casta (**Figura 21.B**). Del mismo modo se tiene geoformas de altiplanicies en forma de mesetas con superficies subhorizontales, donde destaca la meseta de Uco y el cerro Ayarhuayque ubicados al sur de la laguna Chumpicocha (**Figura 21C**). Esta unidad geomorfológica de zona de Altiplanicies, esta disectado por valles fluvioglaciares, asimismo, esta unidad se ha desarrollado en rocas volcánicas y volcanosedimentarias, representado por las formaciones Millotingo, Huarochirí, Pacococha, Colqui y Carlos Francisco.

Figura 21

Unidad geomorfológica de Zona de Altiplanicies.



Nota. A) Geoformas con pendientes suaves, conformado por los cerros Chacsha ubicados al este de San Damián. Foto mirando al sureste. B) Lomadas moderadas entre los cerros Tres Cruces y Coillor ubicados al este de San Damián. Foto mirando al sureste. C) Meseta de Uco y el cerro Ayarhuayque con superficies planas que representan a unidad de zona de Altiplanicies, ubicado al sur de la laguna Chumpicocha. Foto mirando al sureste.

4.3.4 Ladera de la cordillera occidental

Esta unidad se extiende hacia el oeste de la zona de estudio, ocupa aproximadamente el 15% del área total de la zona de estudio. Se trata de un área semejante a un polígono rectangular y que se extiende a manera de una franja con dirección NE-SO con bordes irregulares. Se trata de un segmento de la Cordillera Occidental. Presenta relieves abruptos, escarpado y encañonados en algunos casos, se caracteriza por una sucesión de cerros que descienden progresivamente sus altitudes a medida que se aproximan hacia la costa.

La ladera de la Cordillera Occidental está disectada longitudinalmente por el río Rímac dando lugar al desarrollo de un profundo valle fluvial en sentido NE-SO y en menor proporción se encuentra disectado transversalmente por quebradas en sentido NO-SE (ejemplo: Río Seco y Parac) (**Figura 17**). Esta unidad geomorfológica, se encuentra tapizado y sellado por una sucesión de rocas volcanoclásticas que terminaron de modelar el relieve actual dando lugar a la formación de una zona de altiplanicies (**Figura 22**).

Figura 22

Unidad geomorfológica de ladera de la Cordillera Occidental.



Nota. En el fondo se observa la margen izquierda de la Ladera de la Cordillera Occidental disectada por la quebrada Veruyas y su cima conformada por la zona de Altiplanicies, donde resalta el cerro Huacre (4470 m.). Foto mirando al sur desde los alrededores del poblado de Surco. En la parte inferior de la foto se muestra la carretera Central.



4.3.5 Zona de montañas altas

Esta unidad corresponde a la zona más alta de la Cordillera Occidental y se ubica al este y ocupa un 10% de área de la zona de estudio (**Figura 17**). Se caracteriza por presentar un relieve moderado a fuerte con geoformas que superan los 4500 m.s.n.m. y algunos nevados importantes superan los 5000 m.s.n.m., tales como, Collquepucro (5658 m.s.n.m.), Suiricocha (5600 m.s.n.m.), Norma (5508 m.s.n.m.), Sulcón (5646 m.s.n.m.), Carhuachuco (5507 m.s.n.m.), Jaico (5290 m.s.n.m.) y Raujunte (5412 m.s.n.m.). Esta cadena montañosa tiene una dirección NNO-SSE con ligera deformación hacia el norte en las cumbres nevadas de Carhuachuco y Jaico.

Las cumbres montañosas están conformadas geológicamente desde la base hasta cima por rocas sedimentarias carbonatadas de las formaciones Chúlec, Pariatambo, Jumasha, y Celendín del Cretácico inferior y superior, a excepción del nevado Raujunte que está conformado por rocas volcanoclásticas de la Formación Carlos Francisco del Paleógeno-Neógeno. Asimismo, la zona de montañas altas está estrictamente relacionado con la acción glaciaria que terminó de modelar relieves preexistentes dando lugar al actual.

Figura 23

Zona de Montañas Altas en el área de estudio.



Nota. A) En el fondo se observa el nevado Carhuachuco conformado por calizas de la Formación Jumasha. Vista mirando al norte. B) Cadena montañosa donde resalta el nevado Sulcón. Vista mirando a noroeste desde la laguna Azulcocha. C) Se observa la alineación de montañas N-S donde resalta los nevados Collquepucro y Suiricocha, asimismo, la laguna Collquepucro flanqueado por morrenas provenientes de la acción glaciaria. Vista mirando al norte. D) En la cabecera del valle resalta el nevado Collquepucro, mientras que en la parte distal la laguna Totoral. Vista mirando al oeste.

La actividad tectónica combinada con los procesos geológicos en el Cuaternario, esculpieron montañas y la disectaron formando valles por donde

discurren ríos, y el desarrollo de lagunas originadas por el derretimiento de las masas de hielo que rellenaron cubetas excavadas por los glaciares (**Figura 23**).

Esta unidad geomorfológica constituye la divisoria continental que divide sus aguas a la vertiente del Pacífico que se extiende hacia el oeste dando lugar a las cuencas de los ríos Santa Eulalia, Rímac, Lurín y Mala, en tanto, por el este drena sus aguas a la vertiente del Atlántico dando lugar a la cuenca del río Mantaro. Las nacientes de estas cuencas hidrográficas están confinadas a las lagunas Collquepucro, Totoral, Huallacocha, Pomacocha, Chumpicocha y Azulcocha (**Figura 23**).

4.4 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

El marco litoestratigráfico del área del estudio fue realizado mediante observaciones de campo durante la etapa de campo dentro del marco de la actualización de la Carta Geológica Nacional a escala 1:50,000 del proyecto INGEMMET-DGR-GR67A. En tanto, en la presente tesis el mapa geológico (**Figura 24**) fue realizado y actualizado a partir de la base geológica de Salazar (1983). En la presente tesis se ha estudiado y determinado la variabilidad litológica, espesores y relaciones de contacto de las diferentes unidades litoestratigráficas (que serán descritos más adelante).

Estas unidades varían de un lugar a otro, por ello, se ha definido cinco dominios tectono-estratigráficos controlados por fallas regionales (**Figuras 24 y 25**). Se podría resumir la geología del área de estudio en 12 ciclos: Paleozoico inferior, representado por el Grupo Cabanillas; Paleozoico superior, representado por el Grupo Mitu; Triásico superior-Jurásico inferior, por el Grupo Pucará; Jurásico-Cretácico, por la “secuencia de transición Jurásico-Cretácico”; Cretácico inferior, representado por el Grupo Goyllarisquizga y las formaciones Chimú, Santa-Carhuáz, Farrát, Pariahuanca, Chúlec y

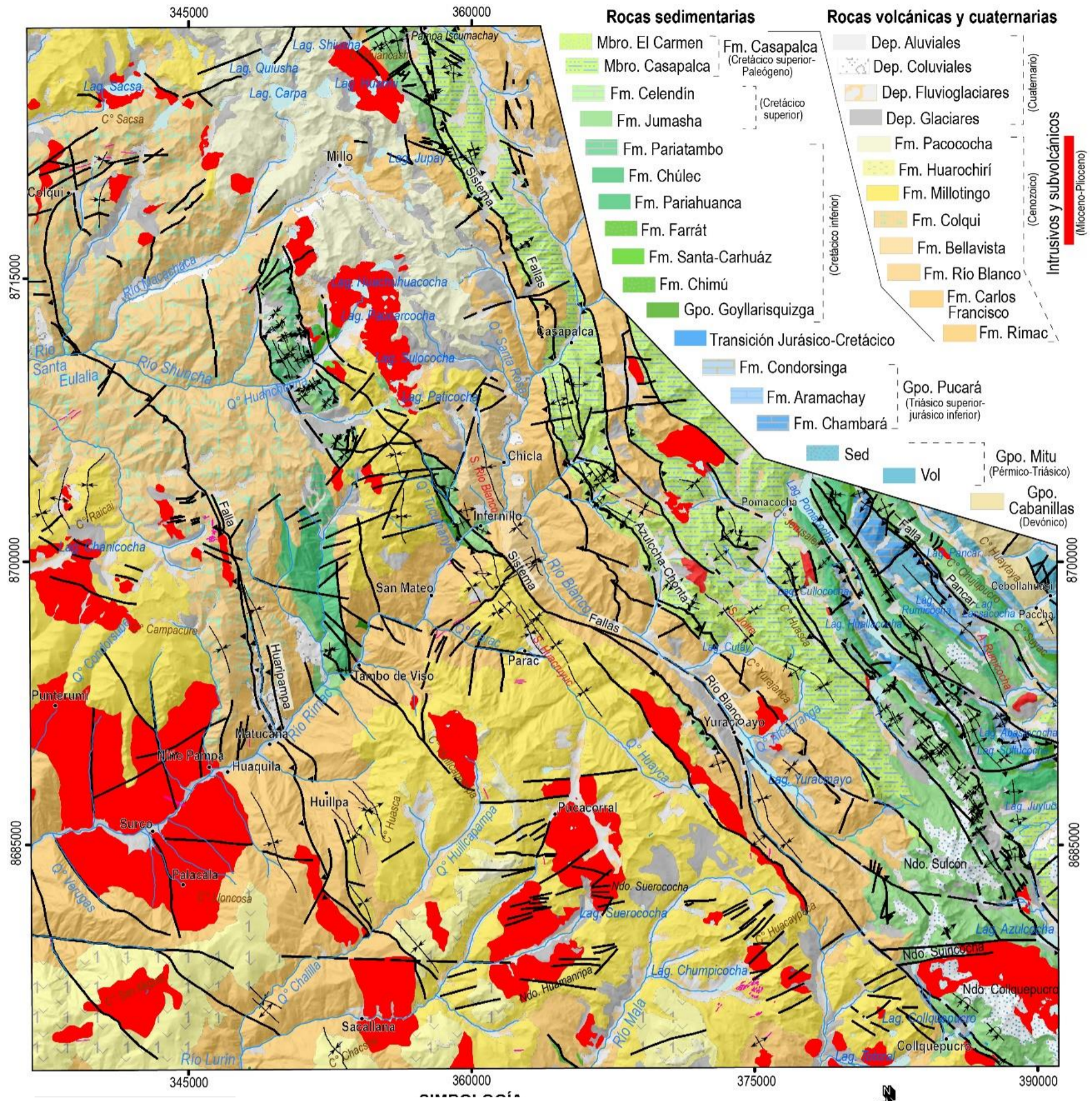


Pariatambo; Cretácico superior, representado por las formaciones Jumasha y Celendín; Cretácico superior-Paleógeno, representado por la Formación Casapalca y sus miembros Casapalca y el Carmen; Eoceno-Oligoceno, por los volcánicos y volcanoclásticos del Grupo Rímac y las formaciones Colqui, Bellavista y Río Blanco; el Oligoceno superior-Mioceno inferior está representado por la Formación Millotingo; Mioceno superior por la Formación Huarochirí; el Mioceno superior-Plioceno está representado por la Formación Pacococha y finalmente el Cuaternario está representado por los depósitos glaciares, fluvio-glaciares, coluviales y aluviales.

Las características litoestratigráficas de los dominios tectono-estratigráficos se describen a continuación:

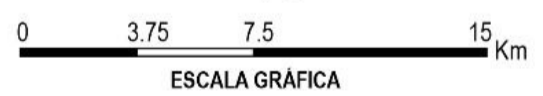
Figura 24

Mapa geológico del área de estudio a partir del mapa base de INGEMMET-DGR-GR67A.



—	Falla inferida
↕	Anticinal
↕	Anticinal tumbado
↕	Sinclinal
↕	Sinclinal tumbado
—	Dique
•	Poblado
—	Drenaje
—	Laguna
—	Cobertura glaciár

Dep.	: Depósitos
Sed.	: Sedimentario
Vol.	: Volcánico
Lag.	: Laguna
Ndo.	: Nevado
Q°	: Quebrada
C°	: Cerro
A.	: Anticinal
S.	: Sinclinal



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

Magmatismo, geoquímica y tectónica del Cenozoico al oeste del Domo de Yauli y su relación con las ocurrencias minerales

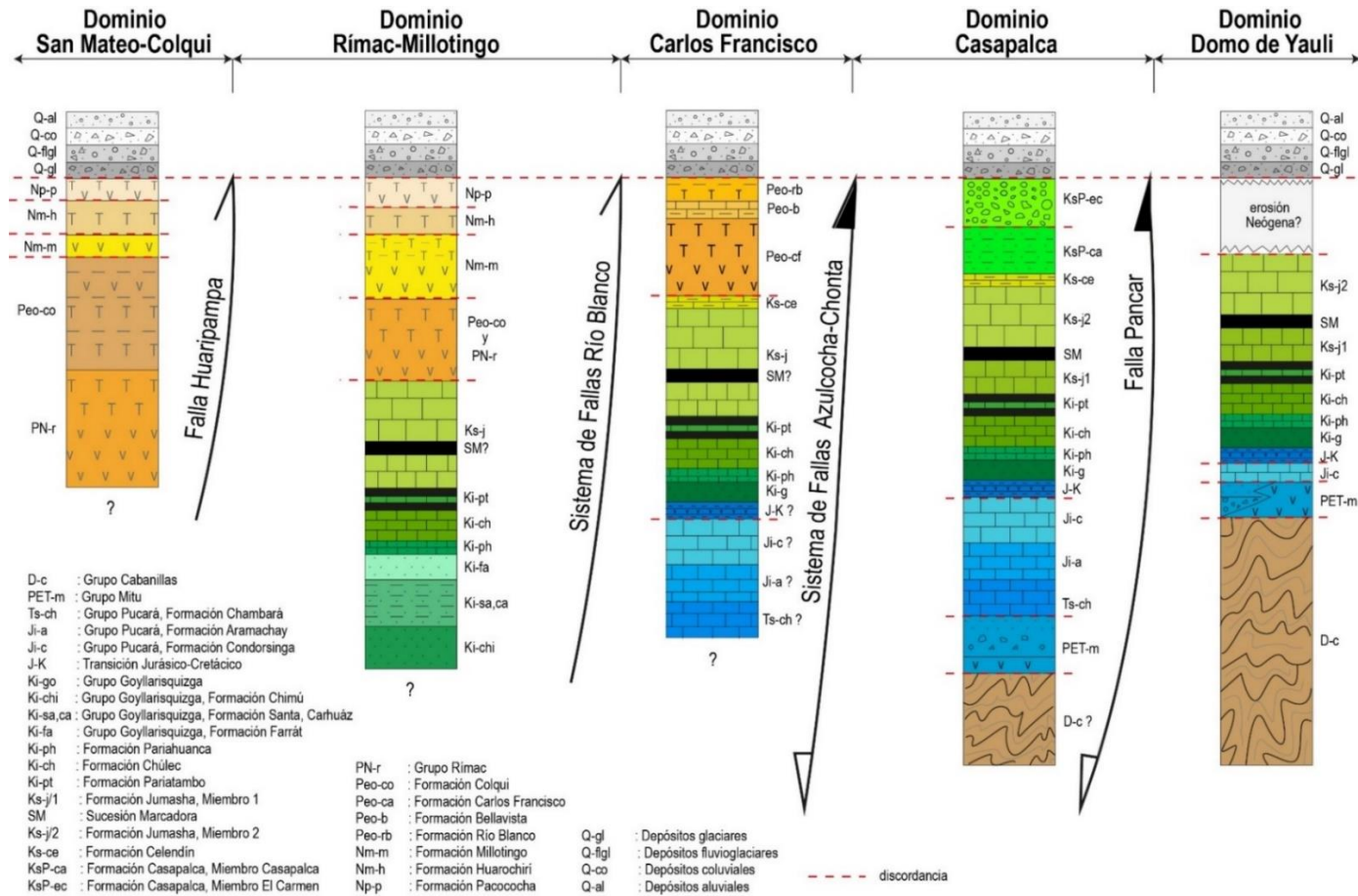
MAPA GEOLÓGICO

Por: Elmer Wilson Gomez Cahuaya

Proyección: WGS 1984 Zona 18s | Escala: Gráfica

Figura 25

Columnas esquemáticas de las unidades litoestratigráficas del área de estudio.





Dominio Domo de Yauli. Se encuentra en el extremo suroriental de la zona de estudio, está limitado por el oeste por la falla Panca (**Figura 24**). Presenta secuencias que van desde el Devónico hasta el Cretácico superior. La más antigua corresponde al Grupo Cabanillas que le sobreyace en discordancia el Grupo Mitu que a su vez es sobreyacido por la secuencia delgada del Grupo Pucará representado por la Formación Condorsinga. Las unidades Cretácicas empiezan con una secuencia de transición Jurásica-Cretácica que en aparente discordancia descansa sobre la Formación Condorsinga, para que luego, de manera concordante le cubran las rocas siliciclásticas y carbonatadas del Grupo Goyllarisquizga y las formaciones Pariahuanca, Chúlec, Pariatambo y Jumasha. Este dominio se caracteriza principalmente por el delgado espesor de los grupos Goyllarisquizga y Pucará (Fm. Condorsinga) que apenas rodean los 100 m.

Dominio Casapalca. Se encuentra en la parte oriental del área de estudio y está limitado por el este por la falla Pancar y por el Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta por el oeste. La unidad más antigua que aflora es el Grupo Mitu, luego le suceden en discordancia el Grupo Pucará con sus formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga y la serie siliciclástica y carbonatada en discordancia. Lo característico de este dominio es dado por el espesor del Grupo Pucará que puede rodear los 500 m. Asimismo, las series continentales “capas rojas” que se desarrollan ampliamente en este dominio y se encuentran cubriendo discordantemente a las series cretácicas que se truncan estructuralmente al Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta (**Figura 24 y 25**).

Dominio Carlos Francisco. Este dominio está limitado por el este por el Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta (SFACH) y por el oeste por el Sistema de Fallas Río Blanco (SFRB). La unidad más antigua aflorante es la Formación Jumasha. La principal característica de este dominio es la instalación del magmatismo extrusivo de material volcánico y volcanoclástico de las formaciones Carlos Francisco, Bellavista y Río Blanco



del Eoceno-Oligoceno y donde sus afloramientos se truncan al SFRB para dar paso a sus equivalentes Grupo Rímac y Formación Colqui más hacia el lado occidental (**Figura 24 y 25**).

Dominio Rímac-Millotingo. Se encuentra en la parte central del área de estudio, está limitado por el oeste por la falla Huaripampa y por el oeste por el SFRB. La unidad basal de este dominio es la Formación Chimú y las secuencias carbonatadas de las Formación Pariatambo. En este dominio, se emplaza el magmatismo extrusivo de material volcánico y volcanoclástico de las formaciones Millotingo, Huarochirí y Pacococha, cubriendo en discordancia al Grupo Rímac y a la Formación Colqui (**Figura 24 y 25**).

Dominio San Mateo-Colqui. Se encuentra en el borde occidental del área de estudio y está limitado por el este por la falla Huaripampa (**Figura 24**). Aquí, la unidad más antigua que aflora es el Grupo Rímac, que le cubre de manera incipiente las formaciones Millotingo y Huarochirí. La falla Huaripampa hace que se repita la Formación Colqui, dándole una apariencia de mayor espesor (**Figuras 24 y 25**).

4.4.1 Grupo Cabanillas

Definición y relaciones estratigráficas. En el área de estudio, específicamente en el domo de Yauli, inicialmente, esta unidad fue definida por McLaughlin (1924) bajo la denominación “Series Excélsior”, luego Guizado & Landa (1965) la elevan al rango de “Grupo Excélsior”. Más adelante estudios regionales en el centro del Perú de Wilson (1963), Mégard (1979) y Salazar (1983) describen esta misma secuencia y la reconocen como tal.

Sin embargo, Valencia & Atencio (2003) cartografiaron estas mismas secuencias de esquistos del domo de Yauli atribuyéndole a la Formación Azapite



del Grupo Cabanillas, por otro lado, Rodríguez et al., (2021) en el cuadrángulo de La Oroya reconoce estas secuencias y las atribuye al Grupo Cabanillas.

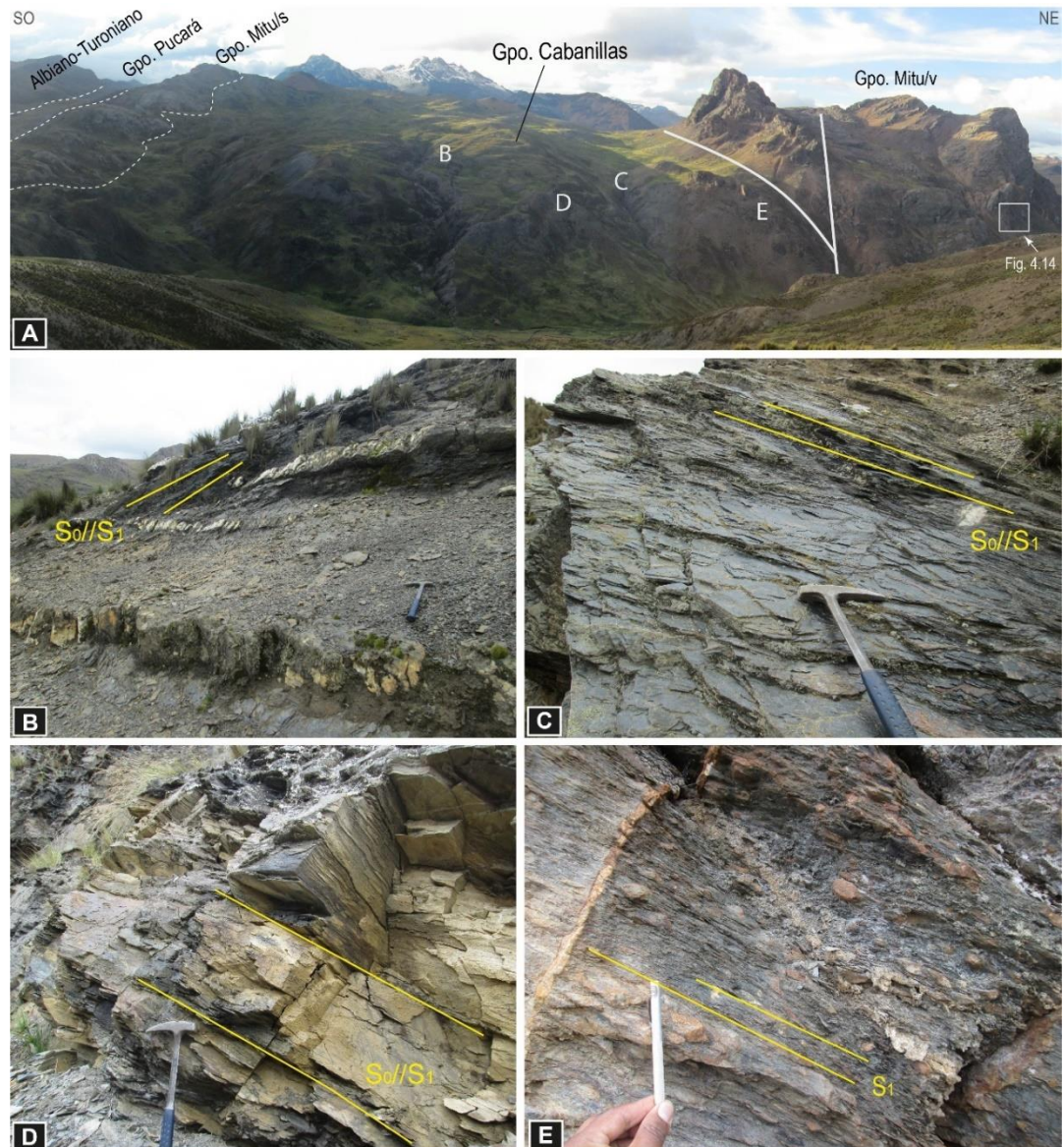
En tanto, en la presente tesis se propone asignar la denominación de Grupo Cabanillas y de esta manera uniformizar los nombres con sus contemporáneos del sur del Perú definida por Newell (1949), en donde allí sí se encuentran mejores afloramientos y estudios más detallados.

En este trabajo, los afloramientos que se observaron en la esquina suroriental de la zona de estudio corresponden a la parte superior del Grupo Cabanillas y constituye las rocas más antiguas y conforma la parte basal de la columna litoestratigráfica del área de estudio. Esta unidad ocurre a manera de una franja de dirección NO-SE y forma relieves con pendientes suaves. Estructuralmente forma un anticlinal en el cerro Huaytaya, al norte de la localidad de Paccha. En su flanco oriental está controlado por una falla de rumbo dextral con componente normal, que lo pone en contacto directo con las rocas volcanoclásticas del Grupo Mitu. Mientras que, en el flanco occidental le suceden en discordancia erosional las secuencias del Mesozoico (**Figura 26A**).

Litología. Esta unidad está compuesta por una secuencia monótona de filitas, metapelitas y metareniscas que presentan una moderada a fuerte esquistosidad, que en algunos casos no se pueden distinguir la estratificación. Sin embargo, en el transecto de las localidades Chumpata-Paccha-Cebollahuasi ubicados al este de la laguna

Figura 26

El Grupo Cabanillas en el domo de Yauli.



Nota. A) Al fondo se observa un anticlinal foliado compuesto de rocas metamórficas, en sus flancos se observa el paso en discordancia erosional de las unidades Mesozoicas representados por los grupos Mitu, Pucará y Goyllarisquizga, sobreyacido por las secuencias calcáreas de las formaciones Pariahuanca, Chúlec, Pariatambo y Jumasha. Vista mirando al norte. B), C), D) y E) Detalle de los afloramientos de metapelitas, metareniscas, pizarras y metaconglomerados del Grupo Cabanillas.

Lacsacocha, se observa en la parte que correspondería a la charnela del anticlinal afloramientos en capas subhorizontales con ligera orientación hacia el oeste, compuesto de metapelitas color gris oscuro con tonalidad verde

amarillentas, pizarras y filitas finamente estratificadas, que se intercalan con metareniscas en estratos de 10-15 cm, ocasionalmente presentan lutitas pizarrosas. Aquí, la foliación (S_1) es paralela a la estratificación (S_0), también se observa lentes de cuarzo que pueden llegar hasta 30 cm de grosor (**Figura 26B**). Metros más hacia el oeste, se observa, metareniscas cuarzosas de grano medio a grueso, que afloran de forma discontinua a manera de cuerpos lenticulares aislados, se trataría de olistolitos dentro de una secuencia metapelítica. Más adelante, aproximándose al flanco oriental, se distingue metapelitas gris verduscas foliadas centimétricamente con ligero bandeamiento (**Figuras 26CyD**). Mientras que, en la parte superior del Grupo Cabanillas se observa metaconglomerados polimícticos de color gris oscuro con ligera tonalidad verde, presenta blastos de cuarcita y pizarras que van de 2 a 10 cm de diámetro, envueltos en una matriz areno-limosa finamente foliadas (S_1). Para esta secuencia, se calcula un espesor de 15 a 20 m (**Figura 26E**).

Edad y correlación. En el área de estudio no se han encontrado fósiles. Sin embargo, entre Tarma y Concepción, la formación homónima a esta última presenta baquiópodos del Devónico registrados por Harrison (1940 y 1943), así como, huellas de trilobites por Paredes (1972), que en conjunto abarcan una edad del Devónico inferior a medio. En tanto, por sus características litológicas el Grupo Cabanillas en el sector del domo de Yauli corresponde a la secuencia de la Formación Concepción que a su vez es equivalente al Grupo Cabanillas del sur del Perú.

4.4.2 Grupo Mitu

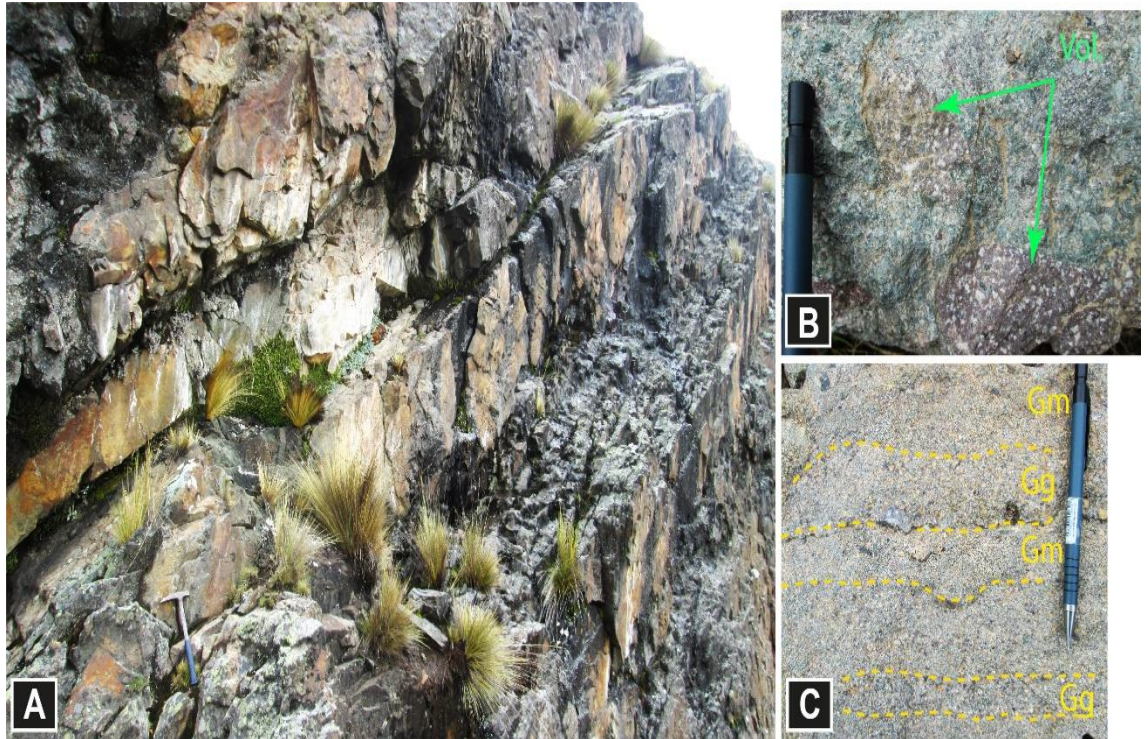
Definición y relaciones estratigráficas. Esta unidad fue definida por McLaughlin (1924) como parte del Carbonífero, denominándola “Volcánicos Catalina” en Morococha y “Volcánicos Yauli” en la localidad de Casapalca. Luego Newell et al., (1953) le asigna al Pérmico superior. En el Centro del Perú, el Grupo Mitu es considerado dentro del Pérmico medio-Triásico inferior (Mégard, 1979 y Dalmayrac et al., 1980), sin embargo, en el sur de Perú, se tienen dataciones de circones detríticos que indican que la sedimentación del Grupo Mitu empieza en el Triásico superior y alcanza el Jurásico inferior (Rietsma et al., 2010 y Carlotto et al., 2010).

Litología. El Grupo Mitu aflora en la parte oriental de la zona de estudio, en la localidad de Cebollahuasi, al este de la laguna Lacsacocha se observa en contacto fallado con el Grupo Cabanillas. Se trata de rocas volcánicas y volcanoclásticas en estratos de 30 a 40 cm de espesor, están compuestos de lavas de composición andesita y traquiandesita color gris pardo rojizo a verdoso, los niveles volcanoclásticos presentan líticos de 4 a 6 cm subredondeados traquiandesíticos (**Figura 27B**) envueltos en una matriz tobácea gris verdusco. Asimismo, los bancos de volcanosedimentarios presentan laminaciones rítmicas de niveles de grano grueso y grano medio de volcanoarenitas con escasos líticos volcánicos (**Figura 27C**).

En este mismo sector, hacia el lado sur, se observa el Grupo Mitu en contacto fallado con el Grupo Cabanillas, en la base se observa niveles volcánicos y al tope niveles sedimentarios controlados por fallas normales aparentemente desarrollados por reacomodo tectónico. Estos eventos se encuentran sellados por las calizas y sills (basalto Montero) del Grupo Pucará (**Figura 28**).

Figura 27

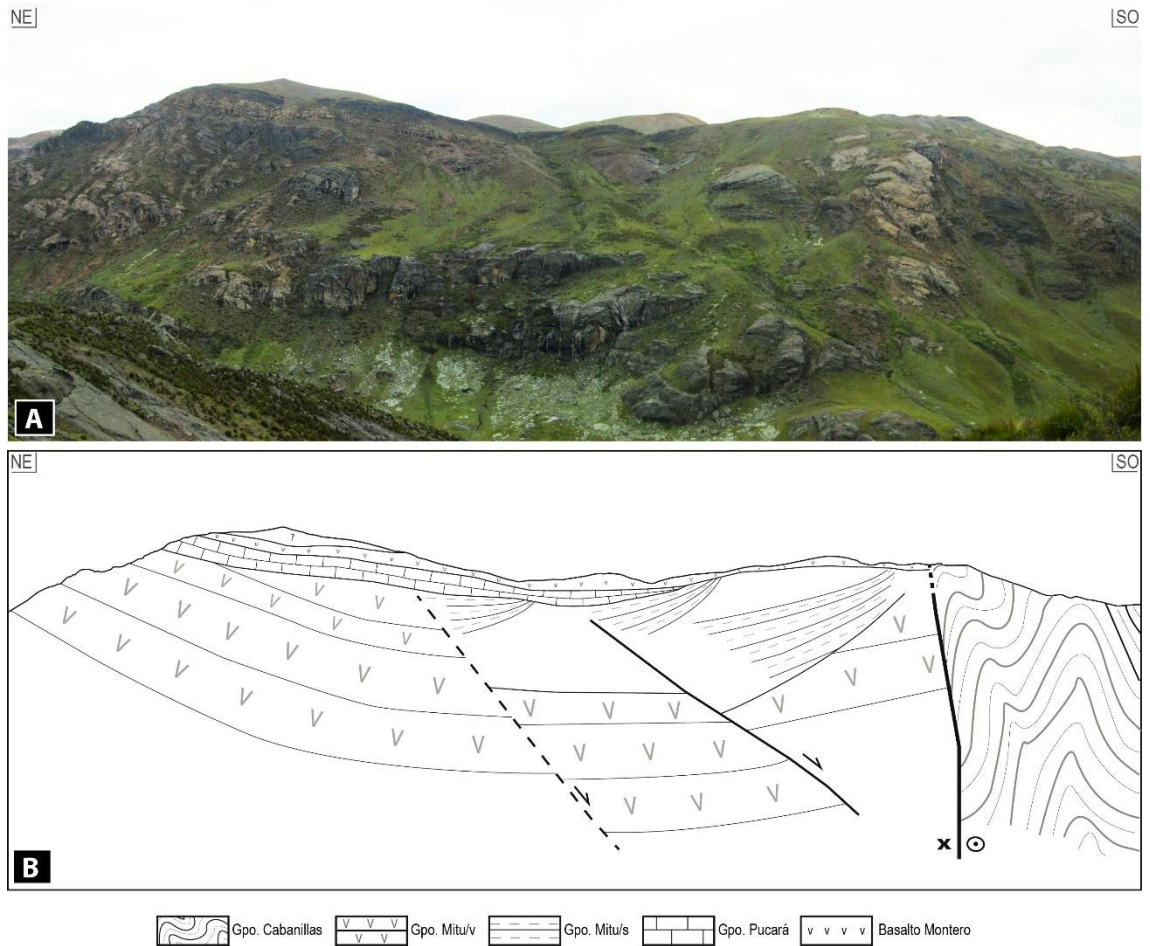
Rocas volcanoclásticas del Grupo Mitu en la localidad de Cebollahuasi. Foto mirando al norte.



Nota. A) Secuencias débilmente estratificadas de tobas color gris verdoso intercaladas con volcanoarenitas. B) Detalle de las tobas con líticos traquiandesíticos. C) Niveles intercalados de volcanoarenitas de grano medio y grueso.

Figura 28

Afloramientos de los grupos Cabanillas, Mitu y Pucará al sur de Cebollahuasi.



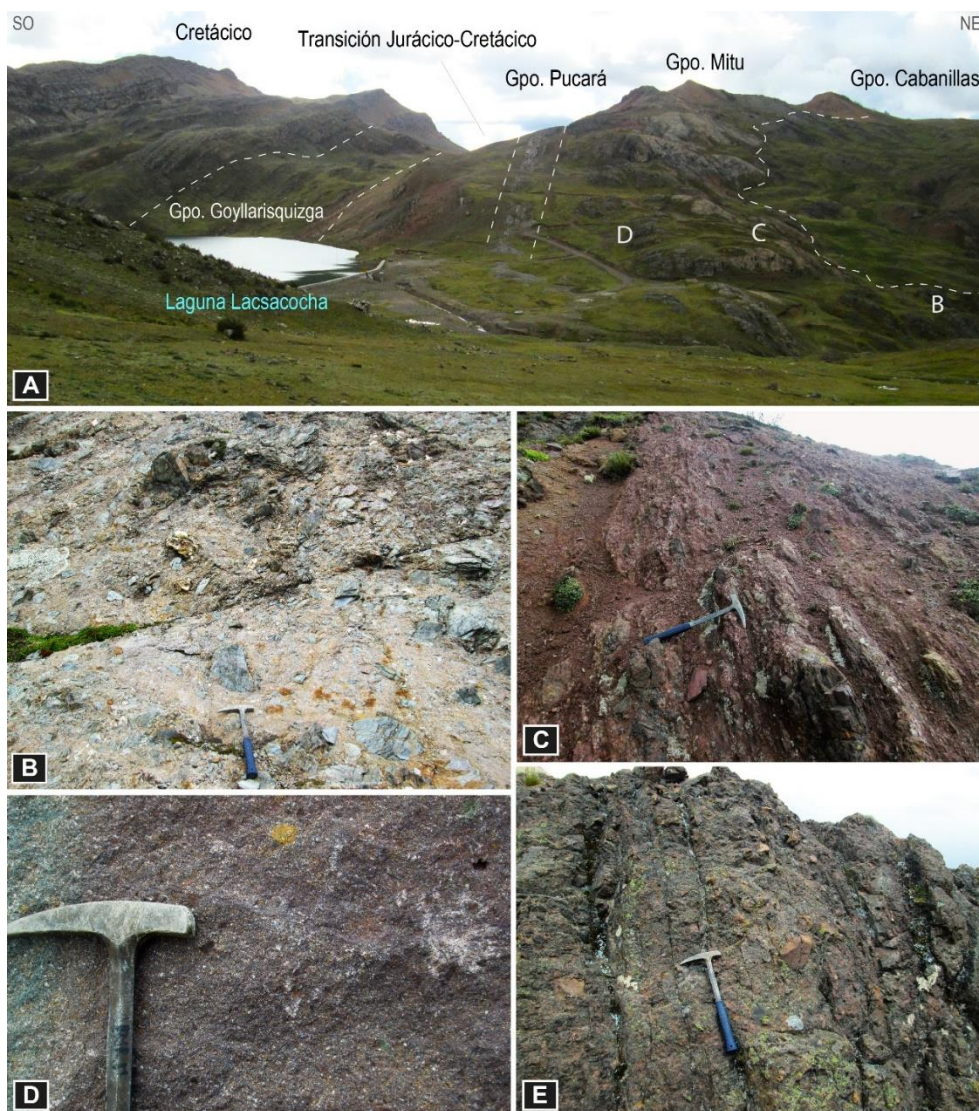
Nota. A) rocas volcanoclásticas y sedimentarias del Grupo Mitu sellados por el Grupo Pucará. B) Figura esquemática a partir de las observaciones de campo.

Por otro lado, específicamente en el flanco oriental del anticlinal del domo de Yauli, cerca de la laguna Lacsacocha, el Grupo Mitu aflora en discordancia erosional sobre el Grupo Cabanillas (**Figura 29A**), la base empieza con conglomerados y brechas con matriz soportada, los clastos subredondeados son de pizarras, metavolcánicos y metareniscas que van de 5 a 40 cm de diámetro, dispuestos en una matriz de arenisca feldespática pardo rojizo de grano medio a grueso (**Figura 29B**). Luego le suceden facies de areniscas y lutitas rojizas en

estratos delgados (**Figura 29C**), mientras que, al tope se observa niveles de tobas de líticos y cristales (**Figura 29D**). En tanto, por el sector de la laguna Rumicocha, el Grupo Mitu se halla en el núcleo del anticlinal homónimo a la laguna, se trata de rocas volcanoclásticas de componentes de lavas andesíticas en clastos subredondeados con niveles de tobas (**Figura 29E**).

Figura 29

Secuencias Mesozoicas sobre el Grupo Cabanillas en el flanco occidental del anticlinal del domo de Yauli.



Nota. A) El Grupo Mitu en discordancia erosional sobre el Grupo Cabanillas. B), C) y D) Detalle de los afloramientos del Grupo Mitu. E) Rocas volcanoclásticas del Grupo Mitu en el anticlinal de Rumicocha.

Edad y correlación. En el área de estudio el Grupo Mitu sobreyace al Grupo Cabanillas del Devónico y le infrayace al Grupo Pucará del Triásico superior-Jurásico inferior, por lo que, al Grupo Mitu se le puede asignar una edad comprendida entre el Pérmico superior y el Triásico inferior.

4.4.3 Grupo Pucará

Definición y relaciones estratigráficas. Fue definido por McLaughlin (1924) bajo la denominación de “calizas Pucará” que afloran ampliamente en los Andes Centrales, quien también describe estas mismas secuencias y las denomina “calizas Paria” en Cerro de Pasco y “Calizas Potosí” que se intercalan localmente con basaltos llamados “basaltos Montero” en el sector de Morococha. Luego Jenks (1951) la eleva al rango de Grupo Pucará, más adelante Mégard (1968) propone dividirlo en las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga.

En el área de tesis, el Grupo Pucará aflora en el sector del domo de Yauli, también es parte del núcleo del anticlinal de Rumicocha, asimismo, aflora en los alrededores de las lagunas de Sultucocha y Huallacocha. Esta unidad varía de espesor drásticamente de un dominio a otro, por ejemplo, en el domo de Yauli apenas tiene un espesor de ~100 m (**Figura 29A**), mientras que hacia el oeste puede superar los ~500 m y se puede subdividir en las formaciones Chambará, Aramachay y Condordia (**Figura 30A**).

Litología. La litología y espesor del Grupo Pucará varía de un sector a otro, esto podría deberse a las paleodepresiones que fueron controlados por fallas al oeste del domo de Yauli, este último comportándose como un alto estructural para el periodo del Triásico superior a Jurásico superior (**Figura 29A**). Es así que,

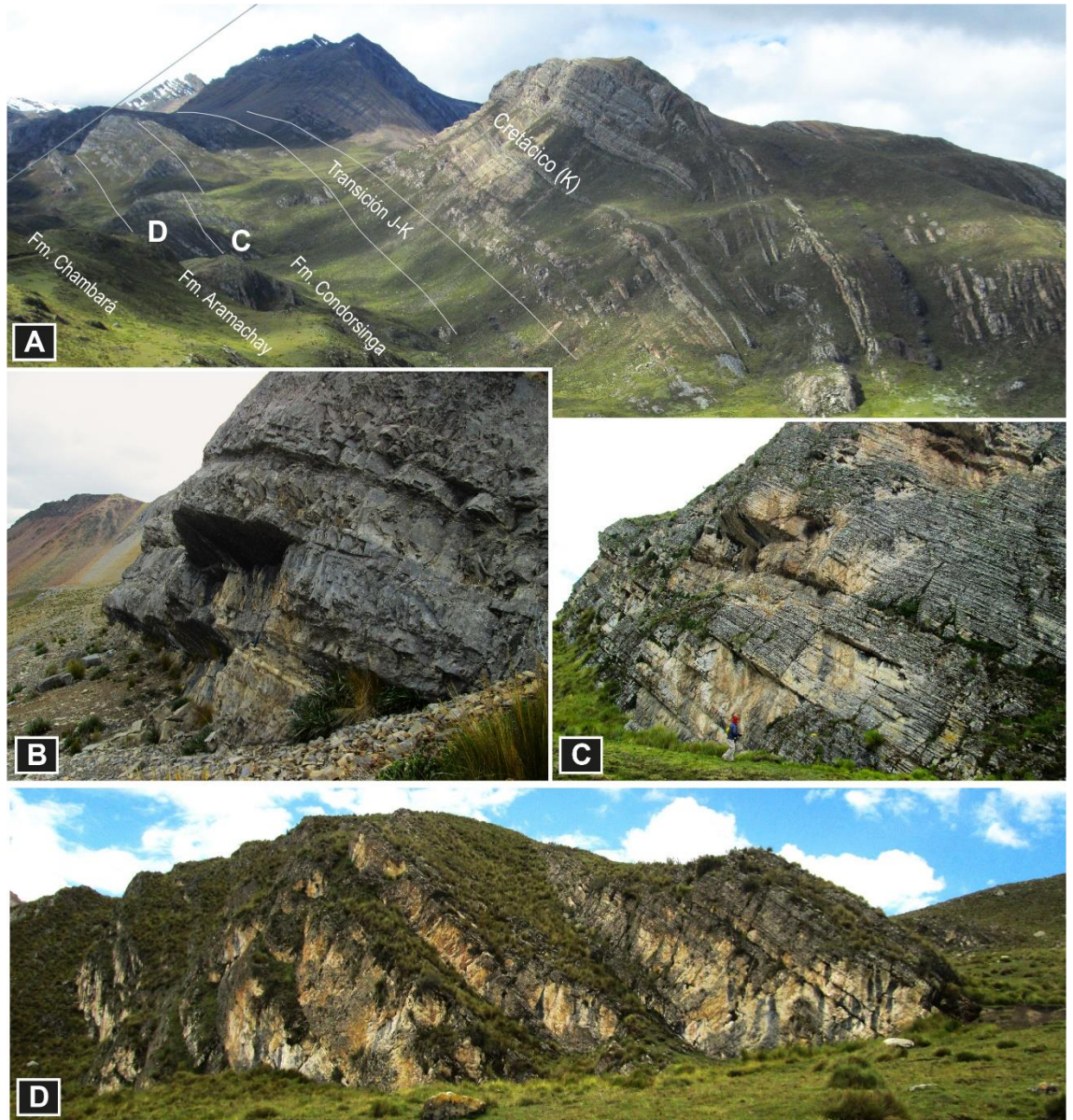
el espesor del Grupo Pucará varía de este a oeste. En efecto, hacia la parte oeste se ha podido dividir en sus tres formaciones.

Formaciones Chambará y Aramachay. Estas unidades afloran al oeste del domo de Yauli, específicamente en el núcleo del anticlinal Rumicocha (**Figura 30A**), la base conforma la Formación Chambará, se encuentra sobreyaciendo al Grupo Mitu, su litología consiste de calizas beige dolomíticas en estratos potentes que van de 20 a 70 cm de espesor, se intercala con bancos delgados de lutitas marrones (**Figura 30B**). Más hacia el oeste, se distingue la Formación Aramachay, constituida de calizas marrones a gris oscura en estratos tabulares que van de 20 a 50 cm de espesor (**Figura 30D**). Por otro lado, en los alrededores de la laguna Abastococha, se ha cartografiado estas unidades, donde se puede diferenciar la Formación Chambará con un aspecto rugoso de la Formación Aramachay con estratos tabulares más definidos (**Figura 31A**)

Formación Condosinga. En el sector del anticlinal de Rumicocha, esta unidad conforma la parte superior del Grupo Pucará (**Figura 30A**), se trata de calizas beige en estratos semitabulares a ondulados que van de 10 a 20 cm de espesor (**Figura 30C**). Por la laguna Abastococha, la Formación Condorsinga, presenta una deformación sin-sedimentaria afectado por mega *slumps* (**Figura 31AyB**).

Figura 30

El Grupo Pucará al oeste del domo de Yauli.



Nota. A) Las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga en el núcleo del anticlinal de Rumicocha, al oeste del domo de Yauli. B) Detalle de la Formación Chambará al este de la laguna Rumicocha. C) y D) Detalle de las formaciones Aramachay y Condorsinga respectivamente.

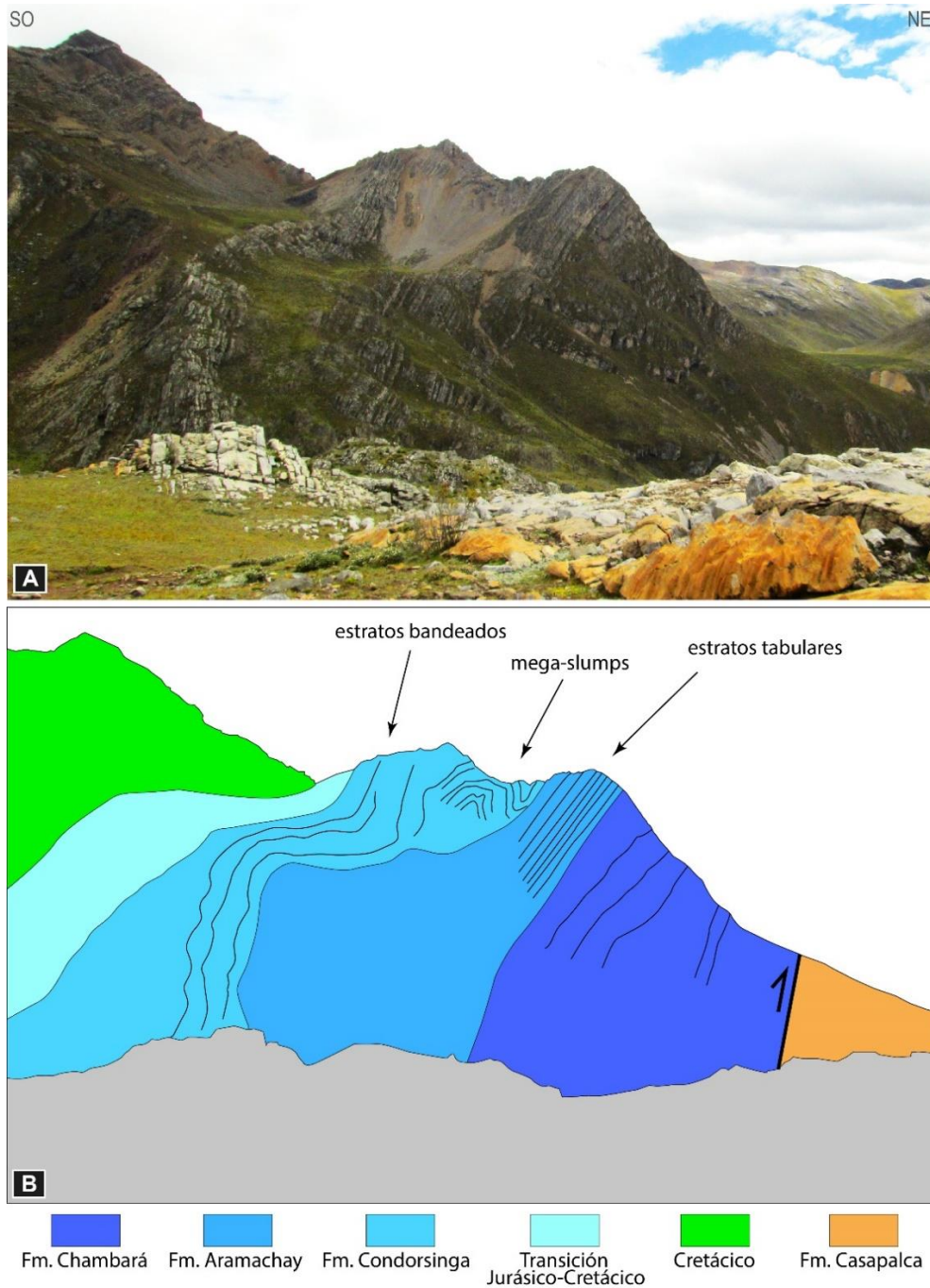
Mientras que, en el sector del domo de Yauli, la Formación Condorsinga se encuentra sellando en ligera discordancia al Grupo Mitu, aquí su espesor se reduce considerablemente a apenas ~100 m. En este sector, cerca de la laguna Lacsacocha, se observa que el paso de los volcánicos del Grupo Mitu al Grupo Pucará está dado por una transición compuesta de una secuencia de brechas calcáreas en matriz areno-calcárea color gris amarillenta (**Figura 32A**), luego le



suceden calizas marrones en estratos de 20 a 40 cm de espesor (**Figura 32B**). Al sur de la laguna se observa que las calizas de la Formación Condorsinga se encuentran afectadas por *slumps* (**Figura 32C**).

Figura 31

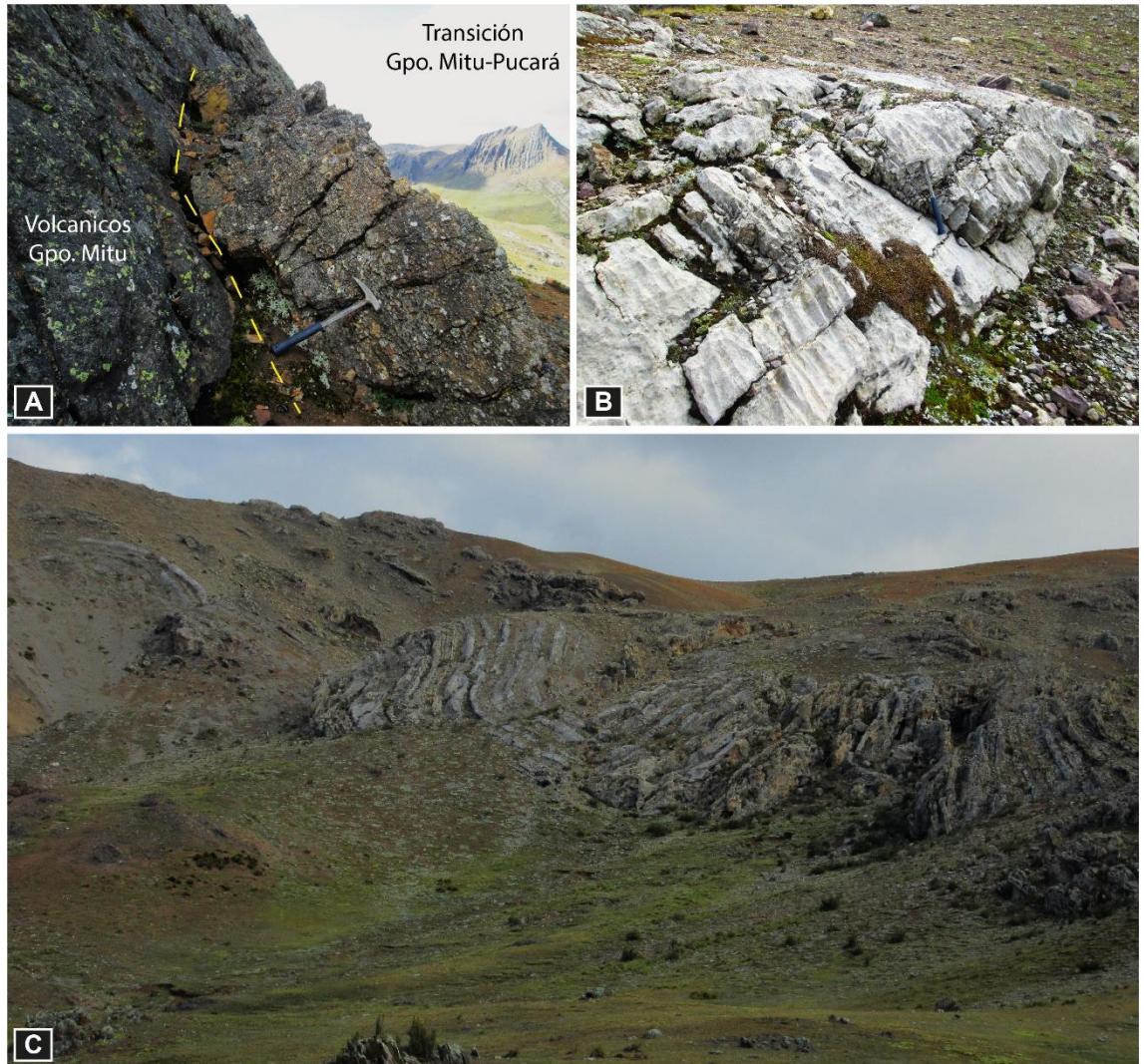
El Grupo Pucará y sus formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga en la laguna Abastococha.



Nota. A) Se muestra los rasgos fisiográficos de las tres formaciones. B) Figura esquemática donde se muestra los *slumps* de escala métrica de la Formación Condorsinga.

Figura 32

La Formación Condorsinga en el domo de Yauli, alrededores de la laguna Lacsacocha.



Nota. A) Secuencia de la transición del Grupo Mito al Grupo Pucará. B) Detalle de las calizas de la Formación Condorsinga. C) *Slumps* de escala métrica en la Formación Condorsinga al sur de la laguna Lacsacocha.

Edad y correlación. Salazar (1983) reporta fósiles de braquiópodos y ostras, pero mal conservados. Wilson & Reyes (1964) en la zona norte del Perú reporta *Pseudomonotis ochotica* Keys que corresponde al Noriano. También *Arietites* y *Pecten peruanus* que indican Sinemuriano. En la zona de estudio, el Grupo Pucará sobryace al Grupo Mito del Pérmico superior-Triásico inferior e infrayace al Grupo Goyllarisquizga del Cretácico inferior. Por lo que, al Grupo

Pucará se le puede atribuir un rango de edad Triásico superior-Jurásico inferior. Esta edad es corroborada por los fósiles encontrados por Mégard (1968) en el Perú Central.

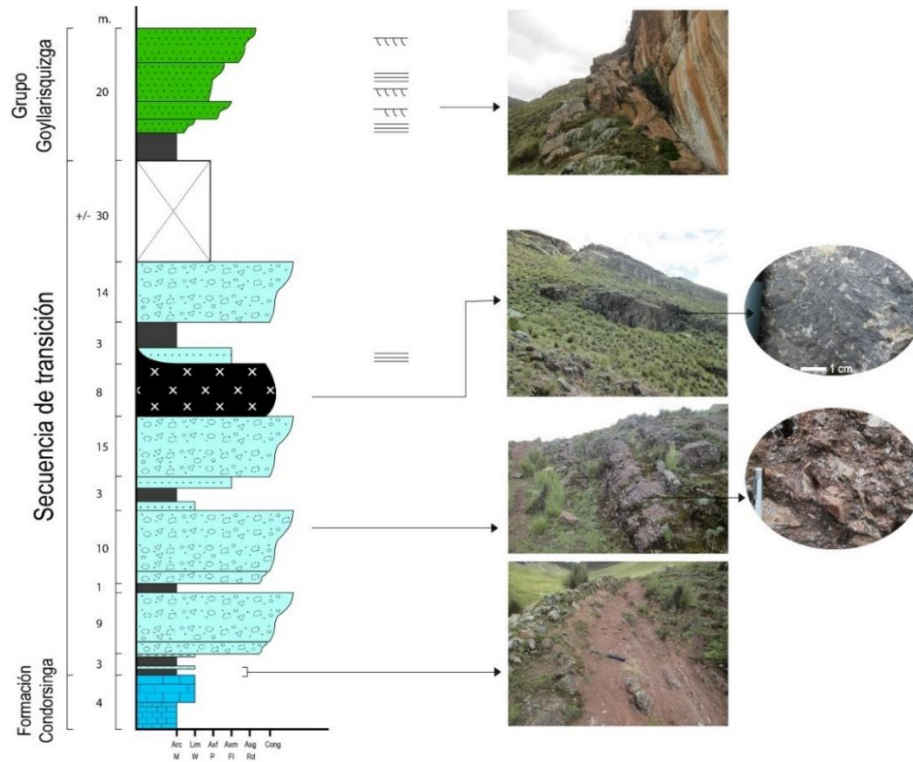
4.4.4 Secuencia de transición jurásico-cretácico

Definición y relaciones estratigráficas. Se le denomina así a una secuencia que sobreyace en ligera discordancia al Grupo Pucará e infrayace al Grupo Goyllarisquizga, se trata de depósitos atípicos o débilmente reportados en el Centro del Perú. En esta tesis, se ha identificado esta transición en el domo de Yauli (**Figura 29A**), mientras que, hacia el oeste, en el flanco occidental del anticlinal Rumicocha, varían de facies litológicas y de espesor (**Figura 30A**).

Litología. En el sector del domo de Yauli, esta secuencia le sobreyace en ligera discordancia a las calizas margosas de la Formación Condorsinga (**Figura 29A**), su litología empieza con una sucesión de lutitas intercaladas finamente con limolitas de color pardo-rojizas, luego le suceden niveles de conglomerados pardo rojizos en estratos que van de 20 a 40 cm de espesor, formando una gruesa capa, en la parte media se tiene un banco de 40 a 60 cm de areniscas terrígenas gris blanquecino con tonalidad amarillenta. Luego, le sucede un sill de composición andesítico color gris verdoso oscuro de textura afanítica que llega a un espesor de 8 m (**Figura 33**).

Figura 33

Columna litológica de la secuencia de transición Jurásico-Cretácico al oeste del domo de Yauli, precisamente al noroeste de la laguna Rumicocha.



En la parte superior de esta unidad, consiste de conglomerados en gruesas capas, sus clastos varían de 2 a 10 cm de diámetro, compuestos de cuarcitas, calizas y esporádicamente volcánicos, envueltos en una matriz areno-limosa de color parto-rojizo (**Figura 30**).

Edad. Esta secuencia donde antes fue cartografiada incluyéndola dentro de Grupo Pucará, en esta tesis se pone en evidencia la transición del Jurásico-Cretácico. Por sus características litológicas y posición estratigráfica donde le sobryace a la Formación Condorsinga del Jurásico inferior y le infrayace al Grupo Goyllarisquizga del Cretácico inferior. En efecto, esta secuencia abarcaría una edad del Jurásico medio.

4.4.5 Grupo Goyllarisquizga

Definición y relaciones estratigráficas. Esta unidad fue definida por McLaughlin (1924) bajo la denominación “Areniscas Goyllarisquizga-Jatunhuasi” en las localidades de Cerro de Pasco y Casapalca. Más tarde Yenks (1951) las reconoce como “Formación Goyllarisquizga”. Años después, Wilson (1963) las eleva a la categoría de “Grupo Goyllarisquizga” y las subdivide en las formaciones Chimú, Santa, Carhuáz y Farrát.

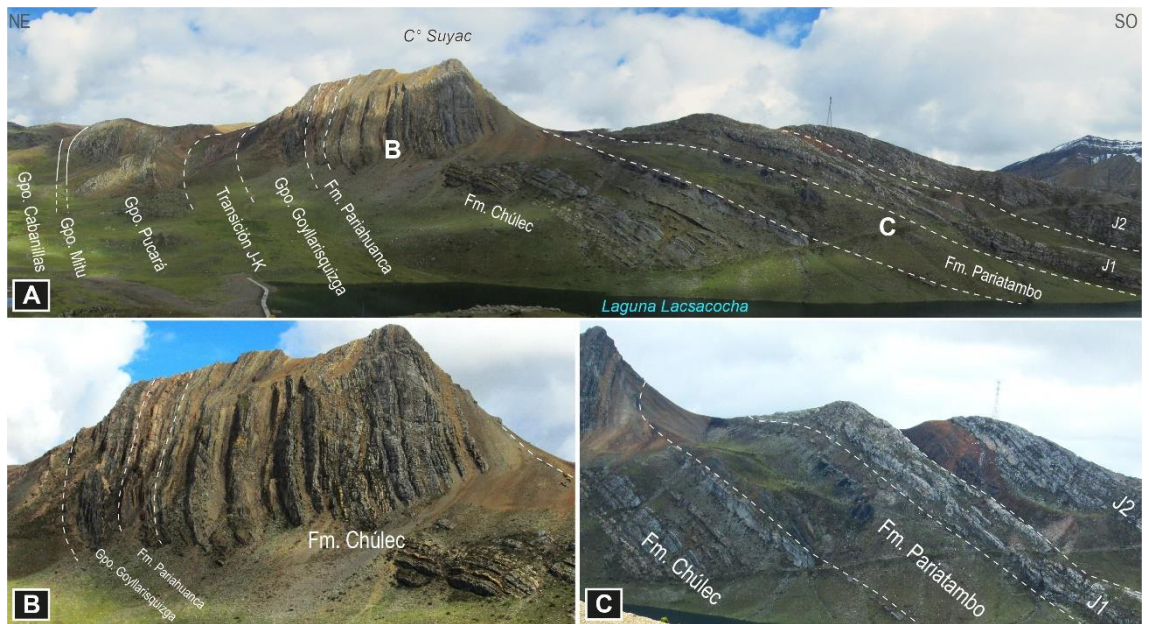
En esta tesis, el Grupo Goyllarisquizga varía de facies litológicas y de espesor de un dominio a otro. En la parte oriental del área de estudio, específicamente por el domo de Yauli y la faja corrida y plegada, por los alrededores de las lagunas Lacsacocha, Sultucocha, Rumicocha, esta unidad aparece en ligera discordancia sobre el Grupo Pucará, su espesor se calcula en ~150 m (**Figura 34A y 36A**). Mientras que, en el lado occidental, por los sectores de San Mateo, quebrada Huanchurina, el Grupo Goyllarisquizga aumenta su espesor (~ 400-500 m) y se puede reconocer las formaciones Chimú, Santa-Carhuáz y Farrát (**Figura 37A**).

Litología. En el sector del domo de Yauli, el Grupo Goyllarisquizga aflora en los alrededores de la laguna Lacsacocha, donde le sobreyace a la secuencia de transición Jurásico-Cretácico (**Figuras 29A, 34AyB**), aquí empieza con una sucesión de lutitas y limolitas pardo-rojizas intercaladas con areniscas feldespáticas en estratos medianos de 10 a 15 cm, seguido de areniscas cuarzosas gris blanquecinas bien sorteadas de grano medio a fino, con típicas laminaciones paralelas y oblicuas curva, en estratos de 20 a 40 cm (**Figura 35AyB**). Mientras que, al noroeste de la Laguna Rumicocha, empieza con una capa gruesa de 1 a 2 m constituida por areniscas cuarzosas blanquecinas de grano medio que se

intercala con lutitas y limonitas finamente estratificadas hacia el tope (**Figura 30A y 33**).

Figura 34

Unidades litoestratigráficas que van desde el Devónico hasta el Cretácico superior en la parte occidental del domo de Yauli. Vista mirando al sur. J-K, Jurásico-Cretácico.



Nota. A) Formaciones desde el Devónico representado por el Grupo Cabanillas hasta el Cretácico superior representado por la Formación Jumasha, las capas se observan subverticales en la parte izquierda de la foto, mientras que en la parte derecha tienden a horizontalizarse. B) Vista ampliada de A donde destacan el Grupo Goyllarisquiza y las formaciones Pariahuanca y Chúlec. C) Vista ampliada de A, donde se muestra la Formación Pariatambo y la subdivisión de la Formación Jumasha (J1 y J2).

Figura 35

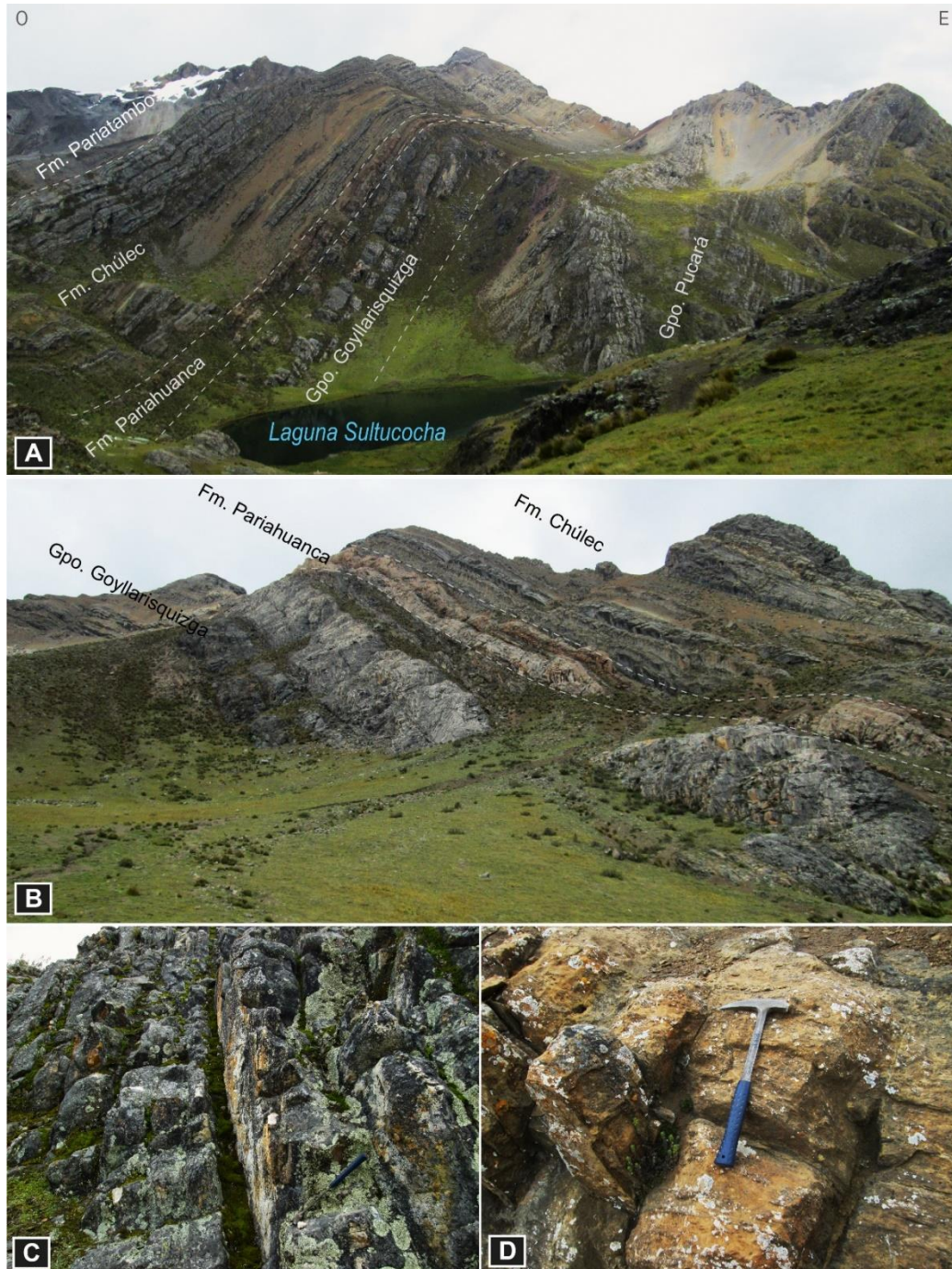
Afloramiento del Grupo Goyllarisquizga en los alrededores de la laguna Laczacochoa.



Nota. A) Capas gruesas de areniscas blanquecinas. B) Laminaciones oblicuas típicas del Grupo Goyllarisquizga.

Figura 36

Secuencias del Triásico superior (Grupo Pucará) hasta el Cretácico inferior (Formación Pariatambo) en los alrededores de la laguna Sultucocha.



Nota. A) Capas inclinadas hacia el oeste de las unidades que van desde el Grupo Pucará, Grupo Goyllarisquizga y la sucesión carbonatada de las formaciones Pariahuanca, Chúlec y Pariatambo. B) Secuencias del Grupo Goyllarisquizga y la Formación Pariahuanca al sur de la laguna Sultucocha. C) y D) Detalle de las areniscas blanquecinas y calcáreas del Grupo Goyllarisquizga y la Formación Pariahuanca respectivamente.

Por otro lado, en los alrededores de la laguna Sultucocha, el Grupo Goyllarisquizga se encuentra en capas inclinadas, aquí se observa sus características barras de areniscas blanquecinas (**Figura 36A**), asimismo, al sur de la laguna, estas mismas capas se prolongan formando una gruesa capa de areniscas (**Figura 36ByC**) dando paso a la secuencia de areniscas calcáreas de la Formación Pariahuanca (**Figura 36D**).

En tanto, en la parte occidental de la zona de estudio, las facies del Grupo Goyllarisquizga llegan a 400-500 m de espesor, en esta zona se ha podido distinguir las formaciones Chimú, Santa-Carhuáz y Farrát.

Formación Chimú. Stappenbeck (1929) define inicialmente con la denominación de “Cuarcitas del Wealdiano”?. Más tarde Benavides (1956) la eleva a la categoría de “Formación” en la localidad tipo de Baños del Alto Chicama. En la presente tesis, la Formación Chimú aflora en la quebrada Huanchurina, al norte de San Mateo (**Figura 37A**). Su litología consiste de areniscas cuarzosas blanquecinas de grano medio a grueso bien sorteadas, en estratos medianos de 20 a 40 cm de espesor. En este sector, la Formación Chimú se encuentra cortado por un intrusivo que lo altera localmente a cuarcitas masivas. Asimismo, la Formación Chimú aflora al noreste de la localidad de San Mateo, en la quebrada Tucumanya (túnel cratón-carretera central), se observa areniscas cuarzosas gris blanquecinas de grano medio a fino en estratos de 10 a 30 cm de espesor, intercalados finamente con limolitas y lutitas rojizas (**Figura 24**). Al extremo sur del área de tesis, en la naciente del Río Mala aflora en contacto fallado con los volcánicos cenozoicos una secuencia de areniscas gris blanquecinas de grano medio a fino en estratos tabulares algo ondulados de 10 a 30 cm. de espesor. En algunos niveles fallados, se observa cuarcitas grises masivas en estratos

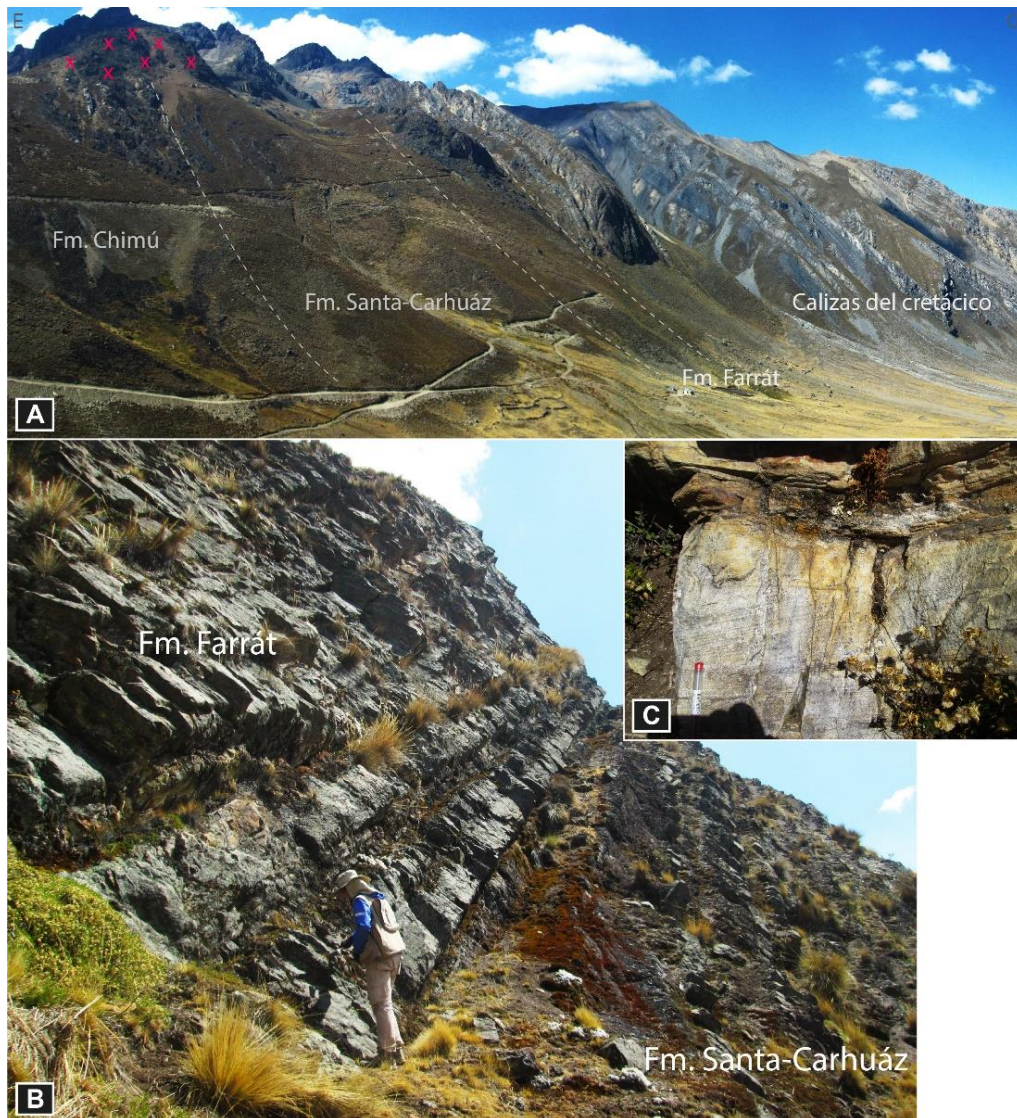
potentes de 0.5 a 1 m. Esta unidad presenta una silicificación fuerte a moderada a la cual se le ha atribuido a la Formación Chimú (**Figura 24**).

Formación Santa-Carhuáz. Estas unidades definidas también por Benavides (1956). En la presente tesis, estas unidades se reportan en conjunto como una sola, cartografiada en solo polígono. La Formación Santa-Carhuáz se expone principalmente en la quebrada Huanchurina, al norte de San Mateo. Se trata de un paso progresivo de la Formación Chimú a una secuencia siliciclástica caracterizada por presentar una intercalación de lutitas y limoarcillas negras con areniscas terrígenas en bancos que van de 10 a 25 cm de espesor (**Figura 37A**). A veces presentan lutitas abigarradas.

Formación Farrát. Inicialmente fue descrito por Stappenbeck (1929) en la hacienda Farrát en Cajamarca. En la presente tesis, los afloramientos de la Formación Farrát se restringe en la quebrada Huanchurina, consiste de una secuencia granocreciente que da lugar a un paso progresivo de la Formación Santa-Carhuáz a areniscas cuarzosas blanquecinas con tonalidad amarillenta de grano medio a fino en bancos que van de 10 a 40 cm de espesor. Presenta laminaciones oblicuas recta típicas de esta unidad (**Figura 37ByC**). La Formación Farrát infrayace en aparente concordancia a la Formación Pariahuanca del Aptiano.

Figura 37

Secuencias de las formaciones Chimú, Santa-Carhuáz y Farrát que la quebrada Huanchurina.



Nota. A) Margen izquierda de la quebrada Huanchurina, las formaciones Chimú, Santa-Carhuáz y Farrát en capas inclinadas al oeste están cortadas por un intrusivo. B) Contacto progresivo de las formaciones Santa-Carhuáz y Farrát en la margen derecha de la quebrada Huanchurina. C) Detalle de las laminaciones oblicuas en areniscas cuarzosas de la Formación Farrát.

Edad. El Grupo Goyllarisquizga en el domo de Yauli descansa en ligera discordancia sobre las calizas del Grupo Pucará del Triásico superior-Jurásico inferior e infrayace tanto en el domo de Yauli y en la parte occidental (formaciones Chimú, Santa-Carhuáz y Farrát) del área de tesis en concordancia a la Formación

Pariahuanca del aptiano del Cretácico inferior. Por lo tanto, el Grupo Goyllarisquizga se le puede asignar una edad del Cretácico inferior.

4.4.6 Formación Pariahuanca

Definición y relaciones estratigráficas. Fue definida inicialmente por Steinmann (1930) bajo la denominación de “Caliza Caprotina” o “Caliza superior del Barremiano” en el Callejón de Huaylas. Más tarde, Benavides (1956) la nombre “Caliza Pariahuanca”, para que, años más adelante Wilson (1963) la eleve al rango de “Formación Pariahuanca”.

Esta unida aflora en la parte oriental del área de estudio. Los mejores afloramientos se pueden observar en los alrededores de las lagunas Lacsacocha (**Figura 34AyB**) y Sultucocha (**Figura 36A**). Asimismo, en el flanco oeste del anticlinal de Rumicocha, se observan sobre las areniscas del Grupo Goyllarisquizga e infrayacen concordantemente a las calizas de Formación Chúlec (**Figura 30A**). La traza de sus estratos sigue una alineación a manera de franjas con dirección NO-SE.

Litología. En la localidad de la laguna Lacsacocha, la Formación Pariahuanca consiste de calizas arenosas marrones en estratos medianos de 20 a 30 cm de espesor, intercaladas con lutitas grises. En tanto, al sur de la laguna Sultucocha se observa una intercalación de calizas arenosas color marrón finamente intercalas con areniscas calcáreas y lutitas gris verduzcas a negras (**Figura 36ByD**). Mientras que, al oeste del anticlinal Rumicocha, las capas de la Formación Pariahuanca resaltan por su coloración marrón en comparación con las unidades adyacentes (**Figura 30A**).



Edad. En esta tesis no se ha podido reportar fósiles, sin embargo, Benavides (1956) reporta fósiles del género Parahoplites que indican una edad atribuida al Aptiano-Albiano inferior.

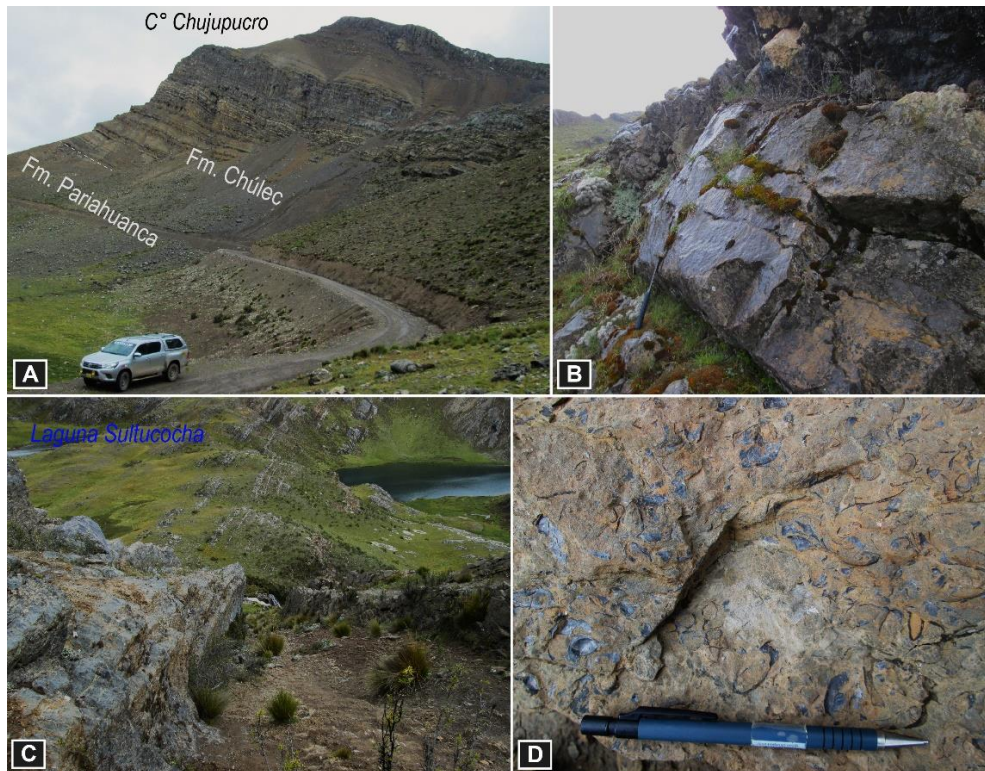
4.4.7 Formación Chúlec

Definición y relaciones estratigráficas. McLaughlin (1929) estudia esta unidad inicialmente con la denominación “Miembro Chúlec” donde la atribuye a la parte inferior de las “Calizas Machay”. McKrinsty&Noble (1932), Harrison (1943) y Terrones (1949) utilizan la misma denominación. Luego Benavides (1956) la eleva a la categoría de “Formación Chúlec”. Para que más adelante trabajos como la de Wilson (1963), Mégard (1968, 1979) y Salazar (1983) utilizan la nomenclatura y la reconocen como tal.

En la presente tesis, los mejores afloramientos de la Formación Chúlec se observan en las lagunas Lacsacocha, Sultucocha y al oeste del anticlinal Rumicocha (**Figura 34A,ByC, 36AyB**) . Por otro lado, en la quebrada Huanchurina se expone en capas inclinadas. Aquí, la Formación Chúlec estructuralmente se encuentra fuertemente deformado, se trata de pliegues disarmónicos en chevrón y a veces pliegues recumbentes (**Figura 37A**).

Figura 38

Afloramientos de la Formación Chúlec.



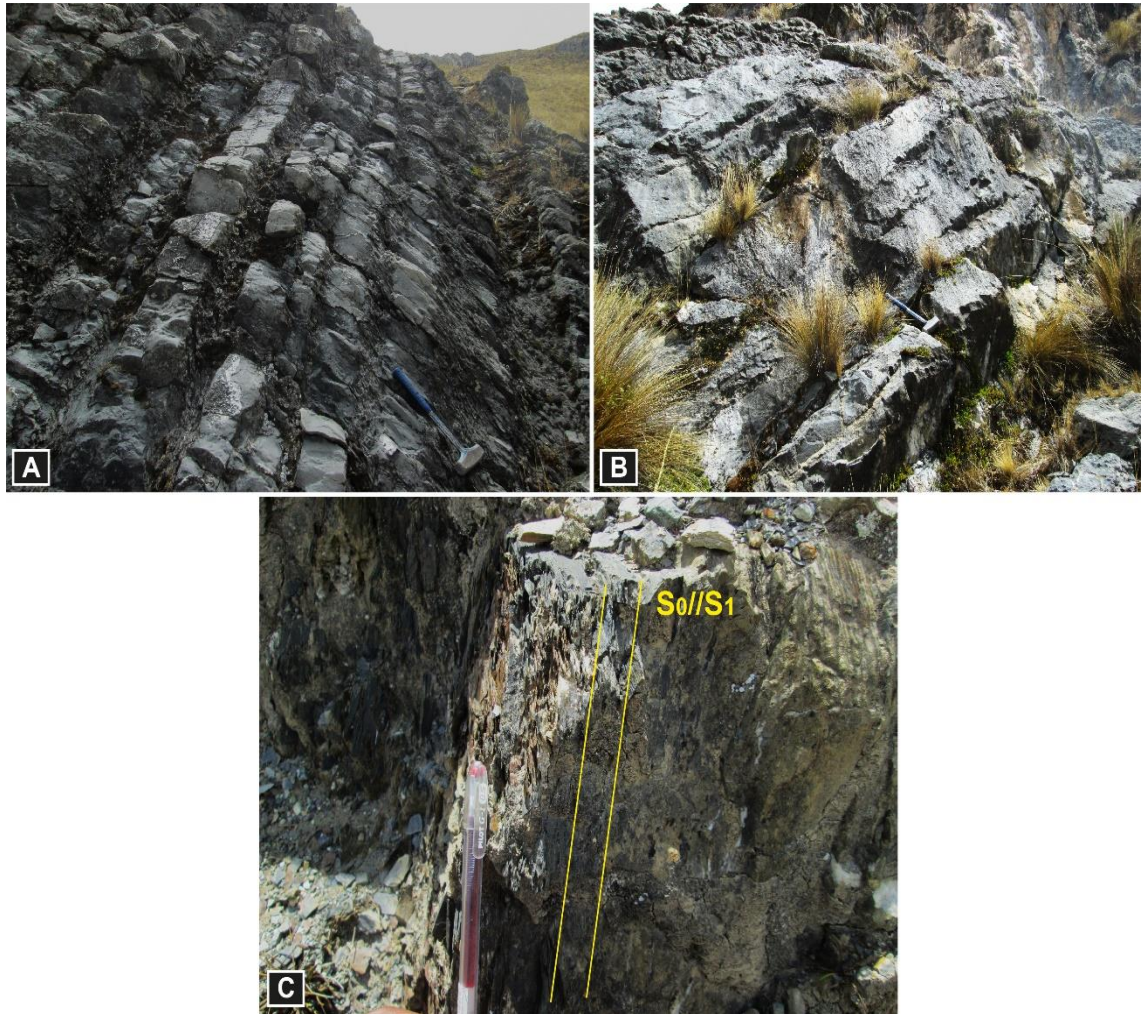
Nota. A) Contacto de las formaciones Pariahuanca y Chúlec en la base del cerro Chujupucro. Vista mirando al sur, con dirección a la laguna Lacsacocha. B) Estratos nodulares de la Formación Chúlec en el flanco occidental del anticlinal Rumicocha. C) y D) Secuencia basal de la Formación Chúlec con restos de fósiles al sur de la laguna Sultucocha.

Litología. Al norte de la laguna Lacsacocha, en la falda de cerro Chujupucro, la Formación Chúlec subyace aparentemente en concordancia a la Formación Pariahuanca, empieza con una sucesión de lutitas carbonosas de color gris y beige, para dar paso, a capas de calizas beige y grises wackstone a packstone en bancos de 20 a 70 cm de espesor, intercaladas con limolitas calcáreas de color beige finamente estratificadas (**Figura 38A**). En tanto, en el anticlinal Rumicocha, consiste de paquetes gruesos de calizas de color gris a beige en estratos medianamente ondulados (**Figura 38B**). Asimismo, en la laguna Sultucocha, la Formación Chúlec se caracteriza por presentar una secuencia de limolitas

calcáreas en la base, seguida de una potente capa de calizas packstone compuesto de esqueletos de fósiles (**Figura 38CyD**).

Figura 39

Calizas de la Formación Chúlec que afloran en la quebrada Huanchurina, norte de San Mateo.



Nota. A) Calizas gris negras en la base de la Formación Chúlec. Vista mirando al norte. B) Calizas potentes en estratos ondulados de la Formación Chúlec. C) Calizas con esquistosidad afectado por una cizalla paralela a la estratificación.

En la margen derecha de la quebrada Huanchurina, al norte de San Mateo aflora la Formación Chúlec y consiste de calizas mudstones a wackstone de color gris negras intercaladas con limoarcillitas carbonosas en estratos que van de 10 a 20 cm (**Figura 39A**), luego le siguen capas más gruesas de calizas beige en

estratos ondulados (**Figura 39B**), mientras que, en la parte superior las capas presentan una esquistosidad moderada a fuerte. Estructuralmente, en este sector la Formación Chúlec se encuentra afectada por un cizallamiento paralelo a la estratificación (**Figura 39C**).

Edad. En el domo de Yauli, Salazar (1983) reporta *Knemiceras raimondi*, donde la asigna la parte basal del Albiano medio. Rodríguez et al. (2011) en Cerro de Pasco reporta gasterópodo *Tybstoma sp.* y bivalvo *Neithe tenouklensis* COQUAND que indican Cenomaniano. También reporta ammonite *Oxytropidoceras peruvianum multifidum* STEINMANN que indica Albiano medio. En tanto, según la fauna reportada la edad de las calizas de la Formación Chúlec correspondería al Albiano medio.

4.4.8 Formación Pariatambo

Definición y relaciones estratigráficas. La Formación Pariatambo fue estudiada inicialmente por McLaughlin (1929) con la denominación “Miembro Pariatambo” donde la atribuye a la parte superior de las “Calizas Machay”. Este nombre proviene del paraje de Pariatambo cerca del poblado de la Oroya en Junín. Luego, McKrinsty & Noble (1932), Harrison (1943) y Terrones (1949) reconocen esta unidad. Mas tarde, Benavides (1956) la eleva a la categoría de “Formación Pariatambo”. Asimismo, trabajos como las de Wilson (1963), Mégard (1968, 1979) y Salazar (1983) utilizan la nomenclatura y la reconocen como tal.

Esta unidad aflora ampliamente en la zona oriental del área de estudio. La Formación Pariatambo, por sus características litológicas finas de color gris negro es fácilmente reconocible y para el cartografiado es una unidad indispensable para separar la Formación Chúlec de la Formación Jumasha. En el dominio del domo

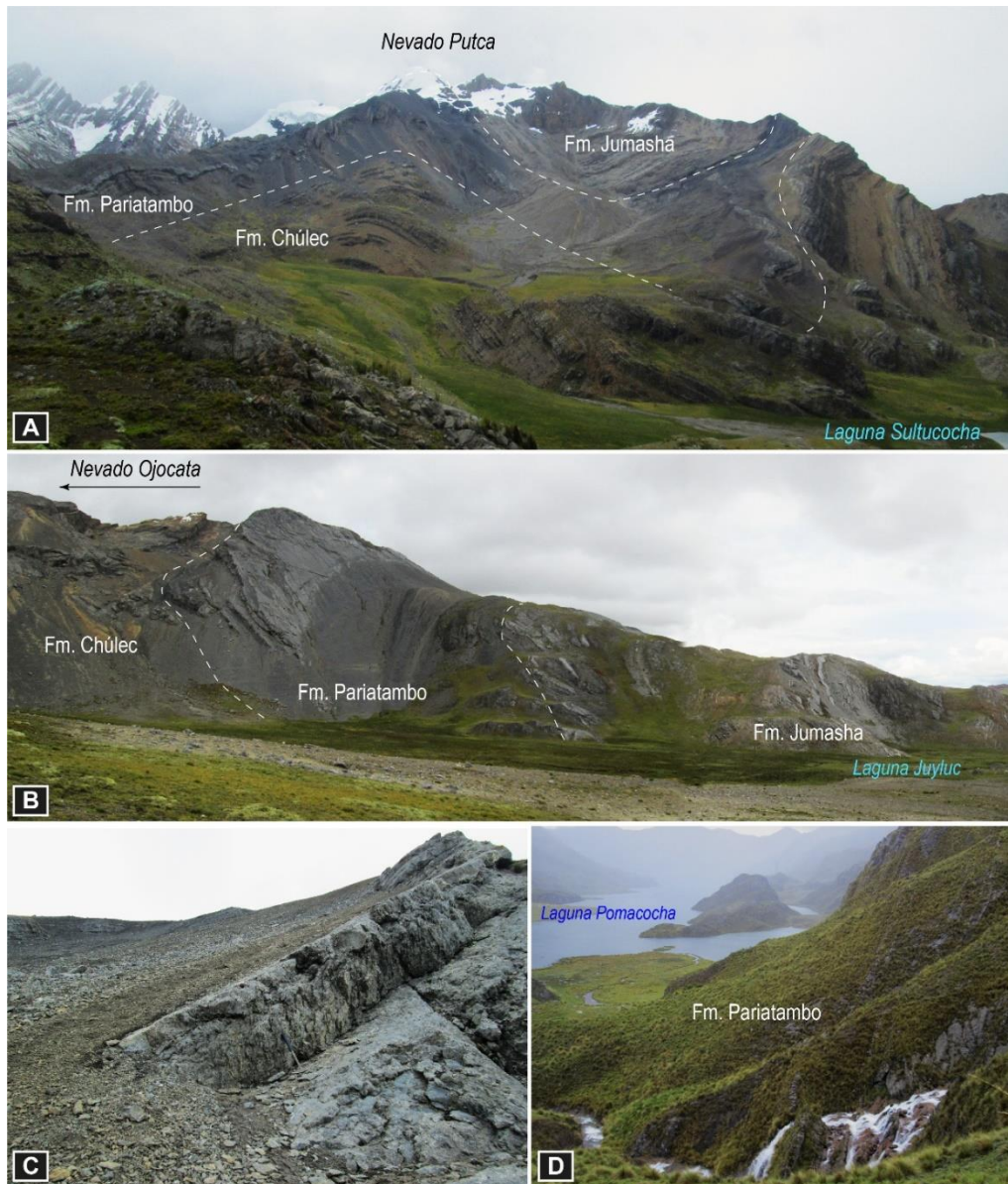


de Yauli, la Formación Pariatambo fue observada entre las lagunas Lacsacocha, Sultucocha, JuyLuc y al oeste del anticlinal Rumicocha (**Figura 34A, 36A, 37B,CyD**). Por otro lado, en la quebrada Huanchurina esta unidad está afectada por plegamientos y fallas que hacen repetir esta secuencia dando la apariencia que sea una unidad muy potente (**Figura 41F**).

Litología. En la laguna Lacsacocha, se observa una secuencia gris negra que sobreyace a las calizas de la Formación Chúlec (**Figura 34C**), se trata de calizas mudstone de color gris negras bituminosas en capas delgadas en la base, luego le suceden lutitas y limoarcillitas carbonosas. En tanto, en la laguna Sultutococha, la Formación Pariatambo empieza con una gruesa capa de calizas que se encuentran afectadas por figuras sinsedimentarias (slumps), luego le siguen capas delgadas de lutitas carbonosas (**Figura 40A**).

Figura 40

Afloramientos de la Formación Pariatambo en el dominio del domo de Yauli.



Nota. A) Pliegues que afectan a la Formación Pariatambo cerca de la laguna Sultucocha. Vista mirando al norte. B) La Formación Pariatambo en la laguna Juytuc. Vista mirando al noeste. C) Detalle de las calizas gris negras en la base de la Formación Pariatambo cerca de la laguna Juytuc. D) Detalle de la secuencia fina de la Formación Pariatambo al oeste del anticlinal Rumicocha, al sur de la laguna Pomacocha. Vista mirando al norte.

En general, en este sector esta unidad de encuentra afectada estructuralmente por un anticlinal y sinclinal (**Figura 40A**). Mientras que, cerca de la laguna Juytuc, la base de la Formación Pariatambo se caracteriza por una

capa potente de calizas mudstone de color negra que se alternan con limoarcillas calcáreas de color negro y capas delgadas de calizas masivas en la parte superior (**Figura 40 ByC**). Por otro lado, al oeste del anticlinal Rumicocha, al sur de la laguna Pomacocha, se observa una secuencia delgada incompetente de calizas negras en estratos de 10 a 20 cm de espesor (**Figura 40D**).

Edad. En el área de estudio, Salazar (1983) reporta amonite *Oxytropidoceras carbonarium* que caracteriza a la parte superior del Albiano medio. Por lo tanto, por la fauna reportada y por su posición estratigráfica, la Formación Pariatambo tendría un rango de edad que corresponde al Albiano medio del Cretácico inferior.

4.4.9 Formación Jumasha

Definición y relaciones estratigráficas. Fue definido por McLauhlin (1924) en el caserío de Jumasha y en la laguna Punrún, donde describe en su localidad tipo, calizas masivas de color gris blanquecino. Dentro de la zona de estudio, Salazar (1983) reconoce esta unidad en los núcleos de anticlinales fallados del área de Sangrar-Túnel trasandino-laguna Jupay y en los núcleos de sinclinales del área entre la mina Venturosa y laguna Acococha. Debido al gran espesor de la Formación Jumasha, Romaní (1982) la divide en inferior, medio y superior basado en columnas litoestratigráficas y cartografiado a detalle en la zona de Uchuchacua (Oyón). Al año siguiente, el mismo autor replantea las divisiones y las denomina Jumasha I, II, III y IV. Finalmente, Bussel et al. (1990) en la mina Uchuchacua describe una secuencia de calizas margosas gris oscura denominándola “secuencia marcadora”.

En la presente tesis, la Formación Jumasha aflora ampliamente en el sector del domo de Yauli, aquí el espesor supera los 800 metros, sin embargo, debido a la deformación causada por plegamientos y fallas inversas de alto ángulo no se ha podido dividir como lo sugiere Romaní (1983). No obstante, según las características litológicas se reconoce unas capas negras denominada “secuencia marcadora” de Bussel et al. (1990) en la parte intermedia de la Formación Jumasha. En tanto, en la presente tesis tentativamente se ha subdividido a la Formación Jumasha en dos miembros bien notorios, separados por la “secuencia marcadora”.

Es así que, los mejores afloramientos de esta unidad se observan en las lagunas Lacsacocha, Sultucocha y al oeste del anticlinal de Rumicocha (**Figura 34AyC**). Por otro lado, en la parte occidental de la zona de estudio, la Formación Jumasha aflora a manera de escamas tectónicas y cuerpos restringidos posiblemente afectados por una tectónica transpresiva, como se registra en el puente Infiernillo a pocos kilómetros de San Mateo (**Figura 42AyB**).

Asimismo, en la quebrada Huanchurina, la Formación Jumasha aparece formando un sinclinal (**Figura 41F**).

Litología. En la laguna Lacsacocha, la Formación Jumasha consiste de calizas mudstone y wackstone en estratos de 20 a 40 cm de espesor, intercaladas con niveles de lutitas calcáreas en niveles más delgado a lo que esta secuencia se le consideraría Jumasha 1 (**Figura 34A**). Luego, le suceden una secuencia gris negra de 80 a 90 m de espesor conformada por lutitas y limoarcillitas carbonosas intercaladas con calizas negras mudstone masivas en capas delgadas de 10 cm de espesor, a lo que denominaríamos “secuencia marcadora”. Le subyacen potentes

capas de 40 a 50 cm de espesor conformada por calizas mudstone y wackstone de color gris oscura, en la parte superior se caracteriza por presentar calizas marrones y margas beige en estratos de 20 a 30 cm de espesor, a lo que llamaríamos Jumasha 2 (**Figura 34C**). Estas mismas secuencias se pueden distinguir y se pueden observar en la laguna JuyLuc (**Figura 40B**), asimismo, a lo largo del flanco oriental del anticlinal Rumicocha y por los alrededores de la laguna Pancar (**Figura 24**).

Mientras que, en la parte occidental del área de estudio, la Formación Jumasha aflora de manera aislada, donde es complejo distinguir la secuencia marcadora para separar los dos miembros. En consecuencia, se tiene afloramientos a manera de escamas tectónicas afectadas por el sistema de fallas Río Blanco. Los mejores afloramientos se pueden observar al sur de la laguna Yuracmayo, que consiste de calizas potentes en estratos de 40 a 50 cm de espesor (**Figura 41A**). En la laguna Collquepucro, se observa la Formación Jumasha deformado, afectado por pliegues tumbados (**Figura 41B**). Más al norte, se tiene calizas masivas potentes infrayaciendo a los volcánicos Cenozoicos del Grupo Rímac (**Figura 41D**). En tanto, en la carretera central cerca de Tambo de Viso, se tiene calizas y margas a manera de bloques aislados (**Figura 41E**). En la quebrada Huanchurina, la Formación Jumasha se caracteriza por presentar secuencias delgadas de calizas marrones en la parte inferior y en la superior calizas potentes, afectado por un sinclinal asimétrico (**Figura 41F**).

Figura 41

Afloramientos de la Formación Jumasha en la parte occidental de la zona de estudio.

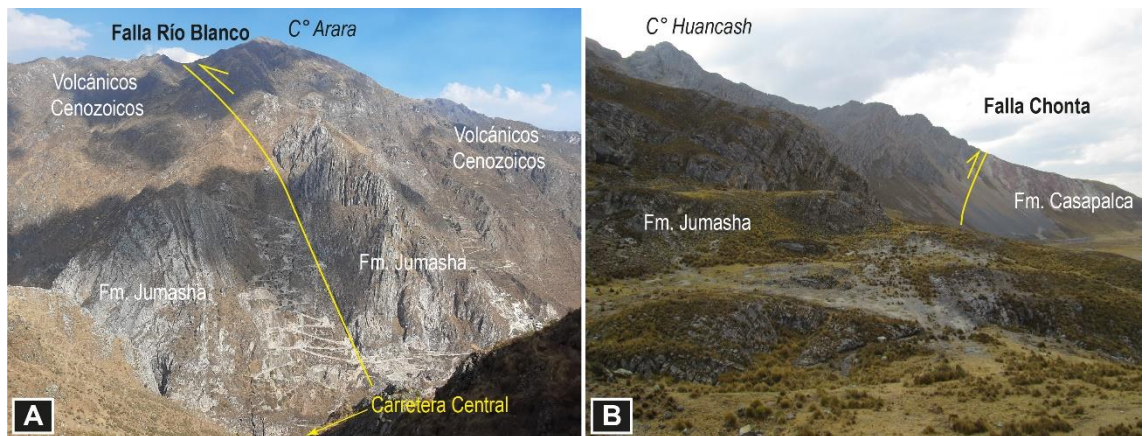


Nota. A) La Formación Jumasha como despegue de la falla Río Blanco que pone en contacto con rocas volcánicas de la Formación Carlos Francisco, al sur de la laguna Yuracmayo. Vista mirando al norte. B) La Formación Jumasha al pie del nevado Collquepucro, cerca de la laguna del mismo nombre. D) Calizas de la Formación Jumasha al norte de la laguna Yuracmayo. Vista mirando al sur. E) Calizas masivas en estratos medianos que aflora a manera de bloques en la carretera central cerca en la localidad Tambo de Viso. F) En la quebrada Huanchurina, la Formación Jumasha sobre la secuencia deformada de la Formación Pariatambo. Vista mirando al suroeste.

Ejemplos de la Formación Jumasha que aflora a manera de escamas tectónicas se tiene en la localidad de Infiernillo a pocos kilómetros al este de San Mateo. Se trata de calizas masivas con venillas de calcita afectada por tectónica transpresiva del Sistema de Fallas Río Blanco que hace que la Formación Jumasha esté sobre los volcánicos Cenozoicos (**Figura 42A**). Otro ejemplo se tiene al norte del área de estudio, en el cerro Huancash se puede observar que la Formación Jumasha está sobre la Formación Casapalca afectado por la prolongación de la falla Chonta. Aquí las calizas se presentan en bancos potentes de 40 a 50 cm de espesor, intercaladas con finas capas de lutitas calcáreas de color marrón a beige (**Figura 40B**).

Figura 42

Ocurrencia de la Formación Jumasha a manera de escamas tectónicas en la parte occidental de la zona de estudio.



Nota. A) Bloques de calizas afectadas por el Sistema de Fallas Río Blanco. Vista mirando al sur. B) La falla Chonta hace que la Formación Jumasha cabalgue sobre la Formación Casapalca en el cerro Huancash. Vista mirando al norte.

Edad. En la presente tesis no se reporta fósiles que precisen con exactitud su edad, sin embargo, por su posición estratigráfica al subyacer a la Formación Pariatambo e infrayacer a la Formación Celendín se le atribuye a una edad que abarcaría entre el Albiano superior-Turoniano.

4.4.10 Formación Celendín

Definición y relaciones estratigráficas. Steinmann (1930) define esta unidad con la denominación “horizonte superior del ¿Santoniano?”. Más tarde, Tafur (1950) considera la “Formación Celendín” dentro del “Grupo Otuzco”. Luego Benavides (1956) la atribuye con la denominación “Formación Celendín” y establece dos biozonas del Coniaciano y Santoniano, que después fue corroborado por Wilson (1984).

Esta unidad marca el fin de la sedimentación marina de la cuenca Occidental del Centro del Perú. En la presente tesis, la Formación Celendín ocurre en la parte occidental de la zona de estudio, sus afloramientos se observan en la pampa Iscumachay y en los alrededores de la laguna Cullococha y están confinados a fallas inversas que hacen que afloren sobre la Formación Casapalca a manera de escamas tectónicas (**Figura 24**). Finalmente, la Formación Celendín sobreyace aparentemente en concordancia a la Formación Jumasha y del mismo modo infrayace a las capas rojas de la Formación Casapalca.

Litología. Al este de la pampa Iscumachay aflora la Formación Celendín, se trata de una secuencia gris beige con tonalidades amarillentas que pasan progresivamente a una coloración rojiza, conformada en la base por calizas marrones wackstone que se intercala con limolitas calcáreas y niveles delgados de yeso en la parte superior (**Figura 43AyB**).

Mientras que, en el cerro Huasca, se observa unas rocas competentes que resalta entre las capas rojas de la Formación Casapalca, se trata de las formaciones Jumasha y Celendín. Este último se caracteriza por presentar una coloración

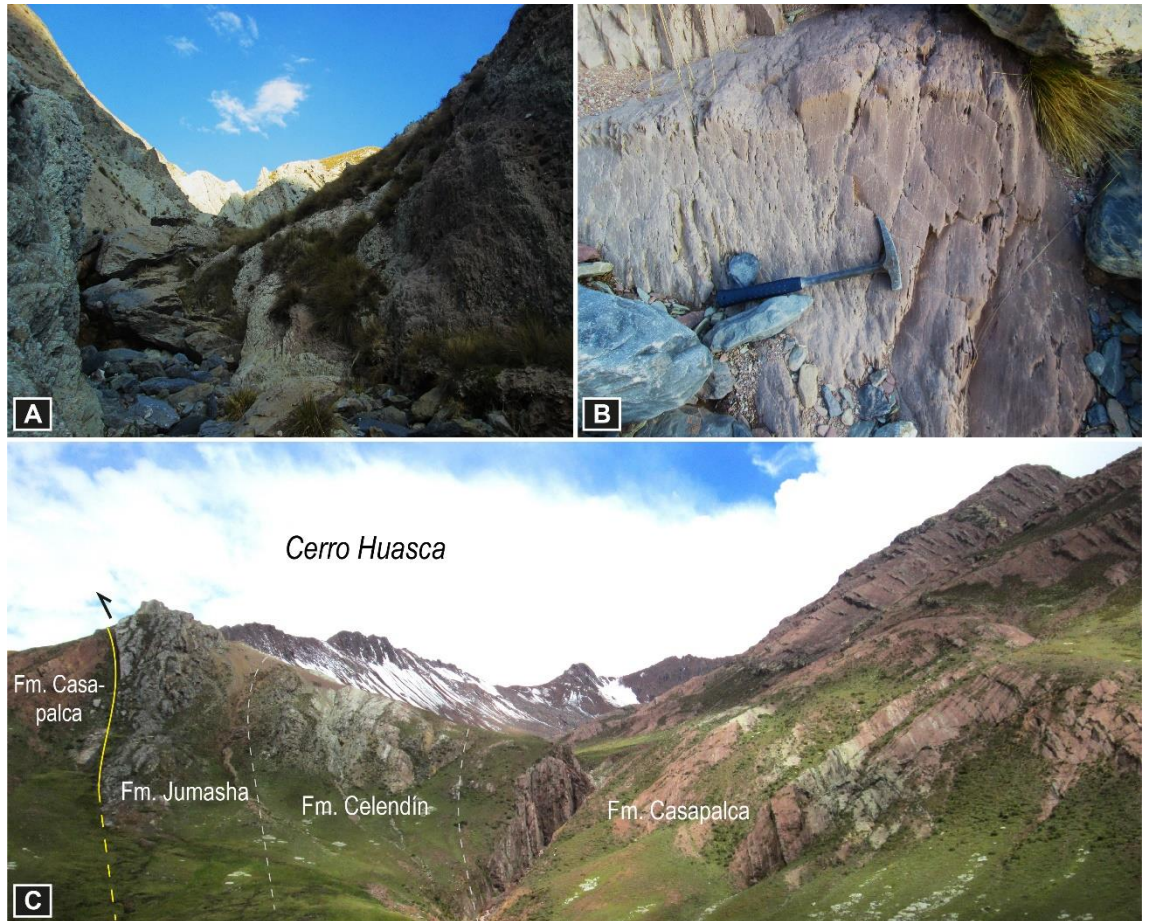


amarillenta, conformada por una intercalación de calizas marrones con limoarcillitas beige en estratos delgados de 10 a 15 cm de espesor (**Figura 43C**).

Edad. No se reporta fósiles en la presente tesis. Sin embargo, Benavides (1956) y Wilson (1967) en el norte del Perú reportan amonites típicos de edad Coniaciano-Santoniano del Cretácico superior. Asimismo, por su posición estratigráfica en la que sobreyace a la Formación Jumasha del Cenomaniano e infrayace concordantemente a las capas rojas de la Formación Casapalca del Cretácico superior-Paleógeno.

Figura 43

La Formación Celendín que aflora al este de la pampa Iscumachay y por los alrededores del cerro Huasca.



Nota. A) Calizas beige intercaladas con lutitas calcáreas de color amarillenta a rojas al este de la pampa Iscumachay. Vista mirando al sureste. B) Detalle de las calizas margosas de color beige y rojas de la Formación Celendín. C) Afloramiento de la Formación Celendín en el cerro Huasca confinada a una falla inversa, nótese la secuencia de color beige amarillenta en aparente concordancia con las capas rojas de la Formación Casapalca.

4.4.11 Formación Casapalca

Definición y relaciones estratigráficas. Inicialmente esta unidad fue reconocida bajo la denominación de “capas rojas”, donde McLaughlin (1924) a estas mismas secuencias las describe como “Formación Pocobamba” en Cerro de Pasco y “Formación Casapalca” en las minas cerca de la localidad Casapalca. Luego Jenks (1951) propone unificar la nomenclatura en Formación Pocobamba



y sugiere dividir en tres miembros, además, le asigna una edad Paleógena. Cobbing (1973 y 1981) utiliza la denominación “Formación Casapalca” quien también estima una edad de Cretácico superior. Posteriormente Mégard (1968) mediante determinaciones paleontológicas de carofitas, sugirieron el Eoceno medio como tope superior. Salazar (1983) propone dividir a la Formación Casapalca en dos miembros: “Miembro Casapalca” en la base y al tope “Miembro El Carmen”. Sin embargo, Cobbing et al. (1996) hizo una división más sofisticada y refinada estratigrafía de Lima y Cerro de Pasco (entre Cajatambo y Yanahuanca), consistiendo nuevamente en tres miembros: (i) Miembro Inferior (areniscas, lutitas y algunas calizas), (ii) Conglomerados Shuco (conglomerados), y (iii) Miembro Calera (margas y lutitas), similar a la división de Jenks (1951).

En la presente tesis, la Formación Casapalca se dividió en dos secuencias muy bien definidas que se pueden cartografiar. La secuencia inferior la denominamos Miembro Casapalca y Miembro El Carmen a la superior. En general, la Formación Casapalca aflora en la parte oriental de la zona de estudio. Se extiende principalmente al oeste del domo de Yauli. Los mejores afloramientos se observan en las lagunas Cutay y Cullococha al oeste del poblado Pomacocha. Esta unidad se extiende hasta la parte norte del área de estudio, donde se tiene registro en la pampa Iscumachay y en la prolongación este del cerro Huancash. El Miembro Casapalca aparentemente descansa en concordancia sobre la Formación Celendín en la parte occidental de la zona de estudio, mientras que en el sector del domo de Yauli descansa directamente sobre la Formación Jumasha y es sobreyacido en discordancia por los volcánicos de la Formación Carlos Francisco. El Miembro El Carmen sobreyace en discordancia angular al Miembro Casapalca



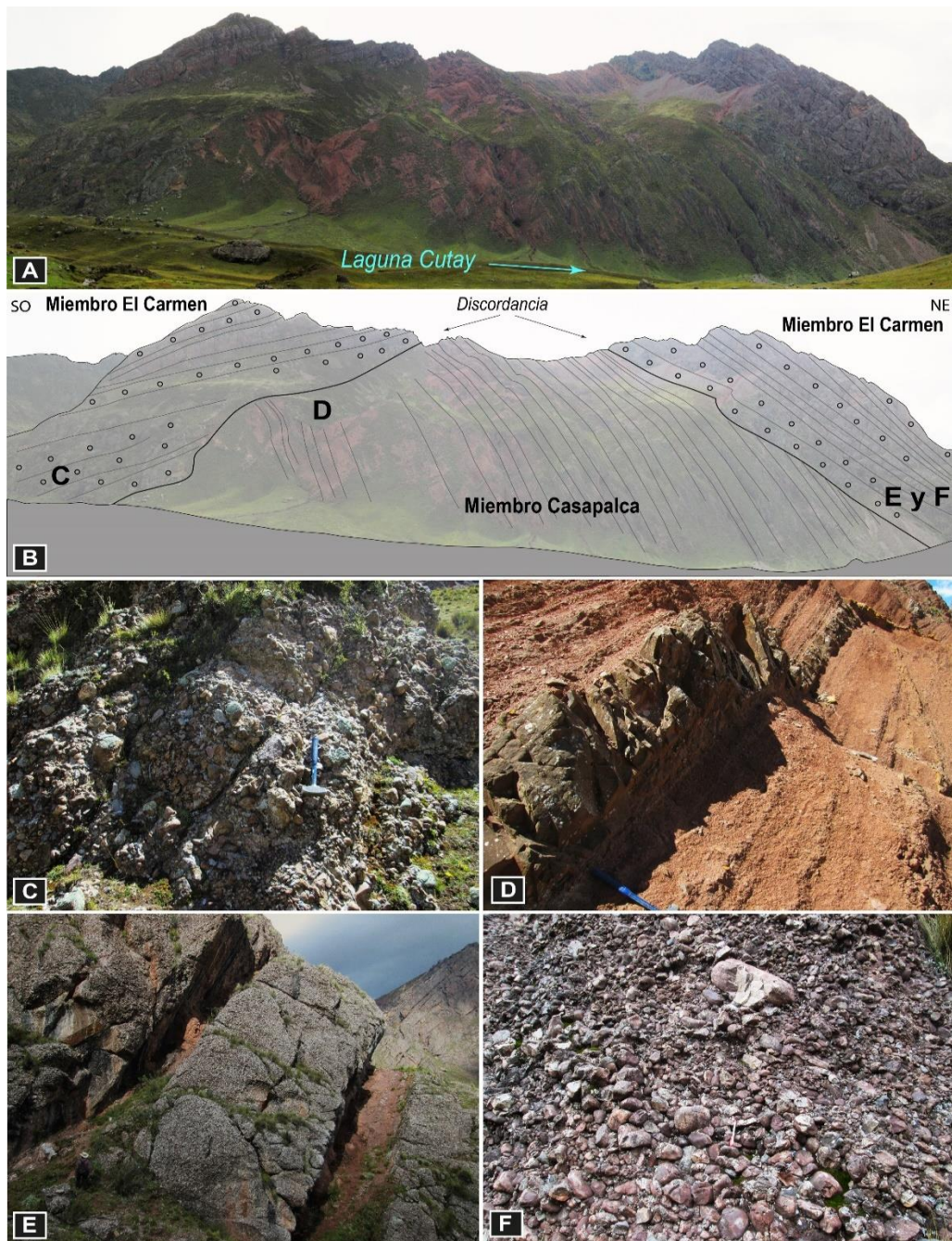
y se encuentra discordantemente debajo de los volcánicos de la Formación Carlos Francisco, este contacto a veces se encuentra fallado.

Estructuralmente, las dos secuencias de la Formación Casapalca se comportan de distinta manera. La parte inferior (Miembro Casapalca) se encuentra muy deformado, se caracteriza por presentar pliegues tumbados apretados y disarmónicos. En cambio, la secuencia superior (Miembro El Carmen) presenta pliegues con flancos abiertos (sinclinal Joire) y a veces fallas inversas en contacto con la secuencia inferior y con los volcánicos de la Formación Carlos Francisco.

Litología. En la laguna Cutay, ubicada en la parte oeste de domo de Yauli se tiene los mejores afloramientos de los miembros Casapalca y El Carmen. En este sector, el Miembro Casapalca se caracteriza por presentar secuencias finas que consiste de lutitas y limolitas color pardo rojizas intercaladas con areniscas feldespáticas con niveles de arcosas de grano medio a fino en capas de 20 a 50 cm de espesor. Las areniscas presentan laminaciones paralelas y a veces cruzadas. Los estratos del Miembro Casapalca se encuentran inclinados con buzamientos de 70° a 90° de manera general al noreste (**Figura 44A,ByD**).

Figura 44

Afloramientos de los miembros Casapalca y El Carmen de la Formación Casapalca en la laguna Cutay.

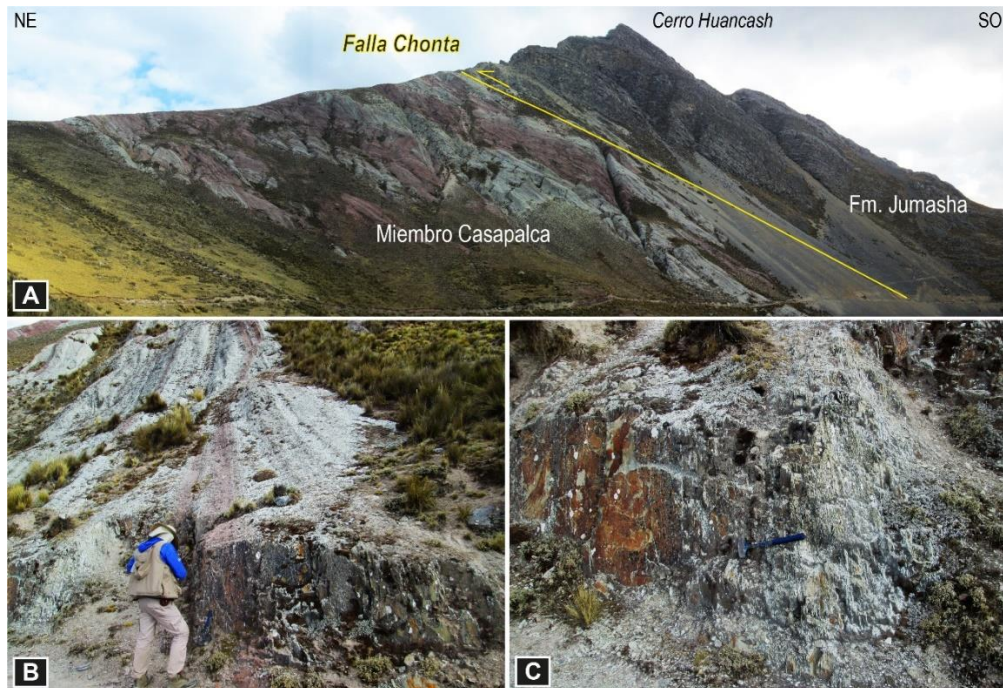


Nota. A) Relaciones de contacto entre los miembros Casapalca y El Carmen. Vista mirando al norte. B) Detalle de la discordancia angular del Miembro El Carmen sobre el Miembro Casapalca. En la parte izquierda de la figura se nota la posición de los estratos que evidencia una fuerte discordancia. C) Detalle de los conglomerados polimícticos del Miembro El Carmen. D) Secuencia fina del Miembro Casapalca. E) Capas gruesas que superan los 5 m de espesor de conglomerados intercalados con areniscas y limolitas rojas al este de la laguna Cutay. F) Conglomerados de clasto soportado pobremente seleccionados.

El Miembro El Carmen empieza con una discordancia angular sobre el Miembro Casapalca. En la parte oeste de la laguna Cutay, este miembro consiste de bancos potentes de conglomerados polimícticos de clasto soportado pobremente seleccionados, los clastos están compuestos de cuarcitas y calizas que alcanzan a medir entre 3 a 18 cm de diámetro, esporádicamente algunos clastos llegan a 30 cm de diámetro. Los clastos de cuarcitas tienen formas subredondeadas a redondeadas, mientras que las calizas subredondeadas a subangulosas. La matriz rojiza consiste de areniscas de grano medio a grueso. Estos conglomerados se presentan en capas de 5 a 6 m de espesor, intercaladas con areniscas finas y limoarcillas de color rojizo al este de la laguna Cutay (**Figura 44A,B,C,EyF**).

Figura 45

Afloramiento del Miembro Casapalca en la parte septentrional de la zona de estudio.



Nota. A) Capas rojas del Miembro Casapalca en contacto fallado con la Formación Jumasha en los alrededores del cerro Huancash. Vista mirando al sureste. B) Areniscas rojizas intercaladas con limolitas beige amarillentas en bancos de 15 a 30 cm de espesor. Se observa fuerte esquistosidad cercano a la falla Chonta. C) Detalle de las limolitas.

Por otro lado, en la parte septentrional de la zona de estudio, precisamente en el cerro Huancash, se registra el Miembro Casapalca en contacto fallado con la Formación Jumasha. Se trata de limoarcillitas beige amarillentas intercaladas con areniscas de grano fino de color rojizo en bancos que van de 20 a 30 cm de espesor. Asimismo, presenta fuerte esquistosidad paralela a la estratificación cercano a la falla Chonta (**Figura 45 A,ByC**).

Edad. En la presente tesis no se ha podido recolectar fósiles o carofitas para terminar la edad. Sin embargo, por su posición estratigráfica y relaciones de contacto, la Formación Casapalca tendría un rango de edad que va desde el Cretácico superior hasta el Eoceno inferior.

4.4.12 Grupo Rímac

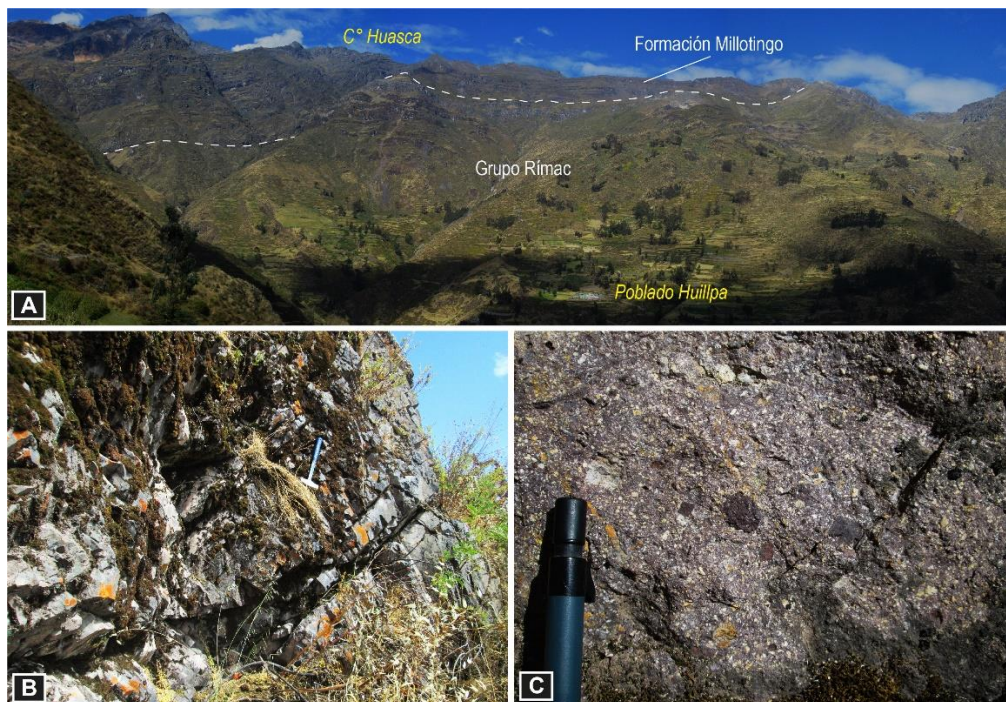
Definición y relaciones de contacto. Inicialmente McLaughlin (1924) reconoce esta unidad en la parte superior del valle del río Rímac extendiéndose hasta los valles de Santa Eulalia y Lurín, donde describe un grupo de rocas volcánicas y sedimentarias denominados Volcánico y Formación “Casapalca”. Luego Steinmann (1930) basándose en las observaciones de McLaughlin (1924), agrupa estas secuencias bajo la denominación "Formación Rímac". Más adelante, Salazar (1983) reconoce esta unidad bajo la nomenclatura de “Grupo Rímac” en el cuadrángulo de Matucana.

El Grupo Rímac aflora ampliamente en la parte occidental del área de estudio, se extiende principalmente a lo largo del río Rímac y en las cabeceras de los ríos Lurín y Mala. Esta unidad sobreyace a las calizas de la Formación Jumasha y a la Formación Chimú y se encuentra en ocasiones debajo de las rocas volcánicas de la Formación Millotingo y de la Formación Huarochirí.

Litología. Sus principales afloramientos se observan en el poblado de Huillpa (**Figura 46A**), aquí, el Grupo Rímac está constituido por secuencias volcánicas y volcanoclásticas, se trata de lavas andesíticas en bancos delgados y potentes que van de 20 a 80 cm de espesor (**Figura 46B**), se intercala con niveles volcanoclásticos de coloración pardo rojiza, que está constituida por tobas de cristales y líticos subangulosos de 2 a 10 mm de diámetro envueltos en una matriz cristalolítica de plagioclasa, cuarzo y vidrio y en algunos casos nódulos de pómez gris blanco verdoso (**Figura 46C**).

Figura 46

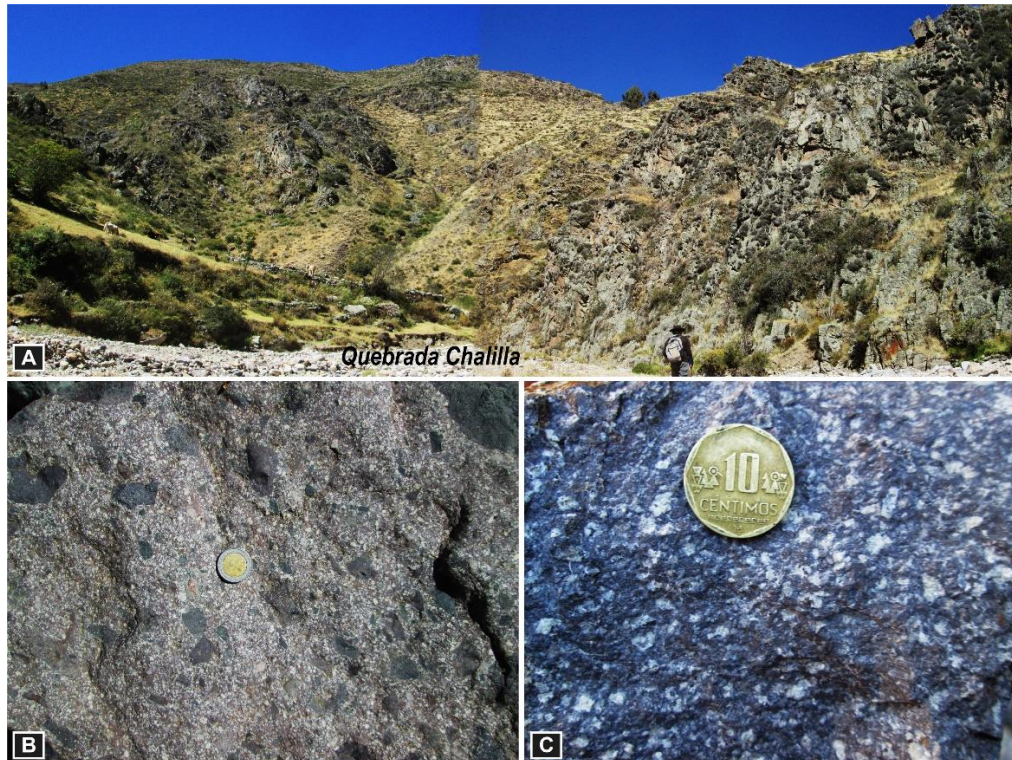
Afloramiento del Grupo Rímac.



Nota. A) Vista panorámica mirando al sur. Secuencias volcanoclásticas del Grupo Rímac en el poblado Huillpa. B) Lavas andesíticas intercaladas con rocas volcanoclásticas. C) Detalle de las tobas con componentes de cristales y líticos.

Figura 47

Afloramiento del Grupo Rímac en la quebrada Chalilla.



Nota. A) Vista panorámica mirando al noreste. Secuencias tobáceas y lavas en la quebrada Chalilla. B) Detalle de tobas rico en cristales y líticos. C) Detalle de la lava de composición andesítica.

Por otro lado, en la quebrada Chalilla ubicado en la esquina suroeste del área de estudio (**Figura 47A**), se observan secuencias de tobáceas con componentes de líticos angulosos de 5 a 20 mm de diámetro en matriz cristalolítica (**Figura 47B**), intercalada con lavas andesíticas masivas de textura porfirítica color gris pardorrojizo algo verdoso, presenta fenocristales de plagioclasa de 2 a 8 mm de diámetro, distribuidos en una matriz microcristalina (**Figura 47C**).

Edad. En el área de estudio no existe dataciones que indicarían una edad probable para el Grupo Rímac, sin embargo, se puede correlacionar con una edad de 39.8 ± 1.9 Ma reportada por Noble et al., (1979b) en rocas volcanoclásticas de



la Formación Carlos Francisco ubicada en la parte septentrional de la zona de estudio. En tanto, el Grupo Rímac abarcaría una edad entre el Eoceno al Oligoceno.

4.4.13 Formación Carlos Francisco

Definición y relaciones de contacto. McKintry & Still (inédito) en su informe interno de la Cerro de Pasco Copper Corporation reconoce localmente bajo la denominación “Formación Carlos Francisco” a una secuencia volcánica y volcanoclástica por los alrededores del sector de Casapalca. Más tarde, Salazar (1983) en el cuadrángulo de Matucana la reconoce como tal.

En el área de estudio, la Formación Carlos Francisco aflora en la parte oriental a manera de franjas alargadas de dirección NO-SE desde la Laguna Yuracmayo que pasa por la localidad de Casapalca hasta la laguna de Jupay y Huarmi. Esta unidad descansa aparentemente en discordancia sobre el Miembro El Carmen y en algunos casos sobre la Formación Jumasha, en tanto, infrayace en concordancia a la Formación Bellavista y en discordancia a la Formación Pacococha en la laguna Jupay.

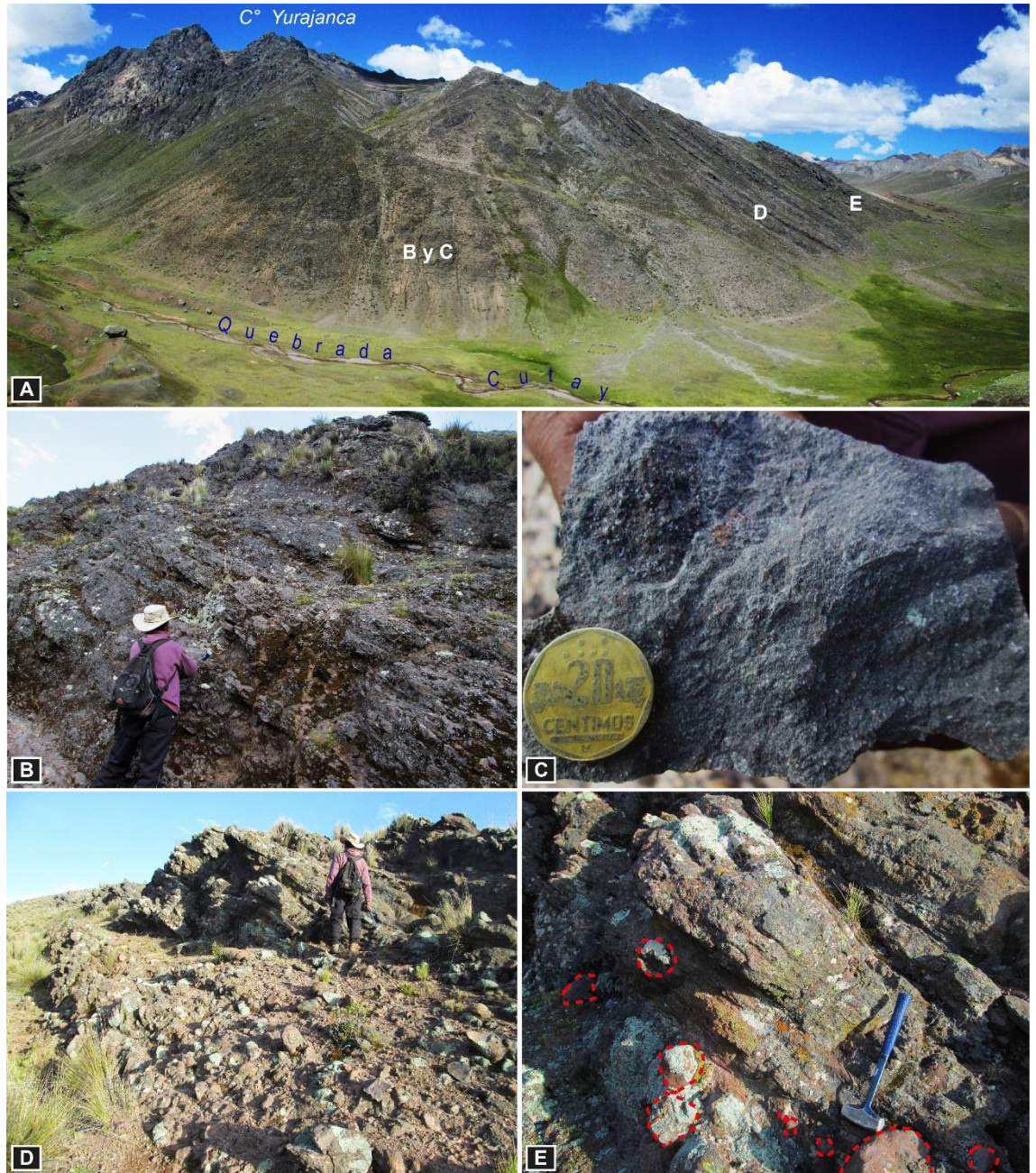
Estructuralmente, los afloramientos de la Formación Carlos Francisco se limitan hacia el Sistema de Fallas Río Blanco (SFRB), donde su equivalente el Grupo Rímac se extiende más hacia el oeste. Asimismo, se encuentra afectado por pliegues abiertos con ejes de dirección NO-SE.

Litología. Lateralmente, las facies de la Formación Carlos Francisco cambian de un lugar a otro. En tanto, se ha observado en la quebrada Cutay, una secuencia basal volcánica constituida por lavas de color gris verdoso de textura afanítica en bancos de 15 a 30 cm de espesor, luego pasan a una secuencia de

brechas y autobrechas con componentes de andesitas masivas intercaladas con niveles delgados de areniscas tobáceas pardo rojizas (**Figura 48A,ByC**).

Figura 48

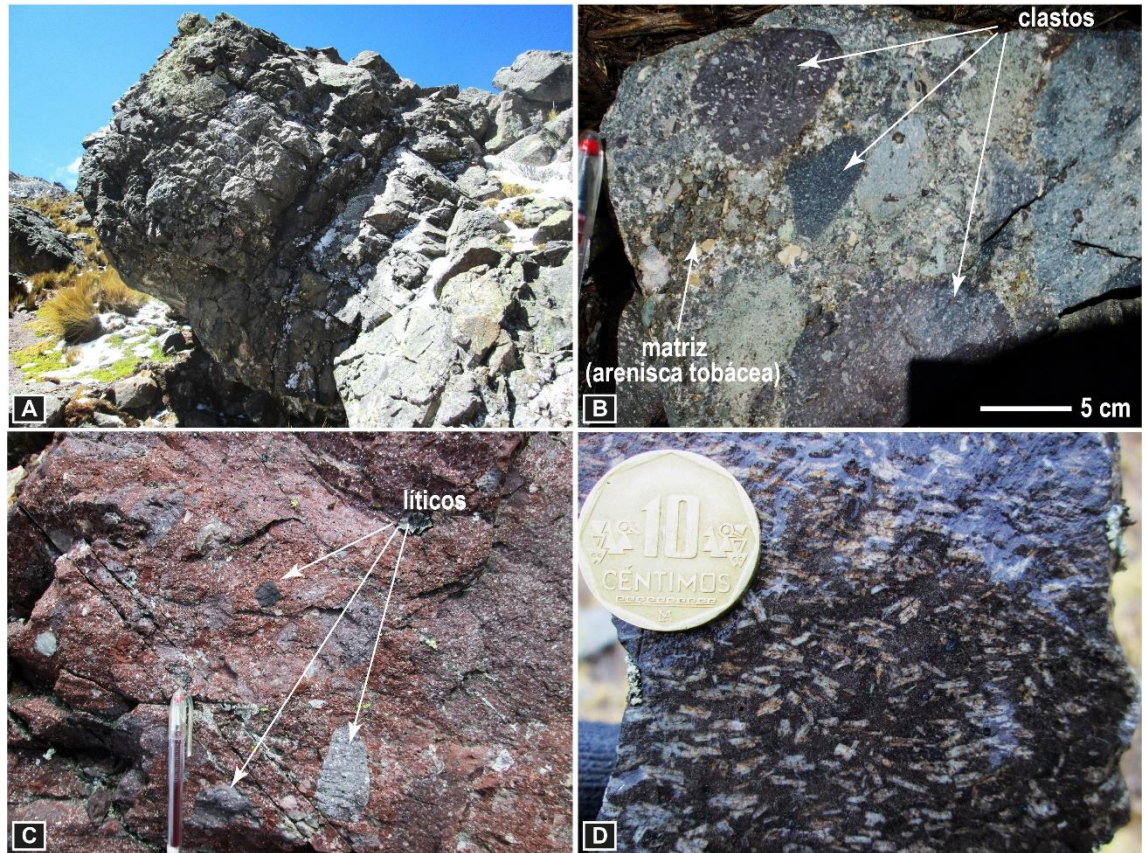
Afloramiento de la Formación Carlos Francisco en la quebrada Cutay.



Nota. A) Vista panorámica mirando al sureste donde se observa secuencias volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Carlos Francisco. B) Lavas andesíticas en bancos medianos con niveles de tobas. C) Detalle de la lava andesítica gris verdoso. D) Secuencias volcanoclásticas con niveles de conglomerados con componentes volcánicos. E) Detalle de los clastos subredondeados de los conglomerados volcánicos en líneas de color rojo.

Figura 49

Facies volcánicas de la Formación Carlos Francisco en el sector de la laguna Jupay.



Nota. A) Lavas y brechas de composición andesítica. B) Niveles volcanosedimentarios con clastos volcánicos. C) Tobas de cristales y líticos rojizas. D) Lavas andesíticas masivas gris rojizo.

Mientras que, en la parte superior se observa secuencias tabulares constituidas por conglomerados con componentes netamente volcánicos, se trata de clastos subredondeados casi esferoidales que van de 5 a 20 cm de diámetro en bancos de 10 a 30 cm de espesor. Luego le suceden capas de areniscas tobáceas de color rojizo (**Figura 48DyE**).

En el sector de la laguna Jupay, al norte del área de estudio, se observa secuencias volcanoclásticas de la Formación Carlos Francisco (**Figura 49**), se trata de facies de lavas andesíticas y autobrechas en bancos de 20 a 30 cm de espesor (**Figura 49A**). Se intercala con volcanosedimentarios de clastos

subredondeados de 5 a 20 cm de diámetro en una matriz constituida de areniscas tobácea de grano medio a grueso (**Figura 49B**). Luego le suceden tobas rojizas rico en líticos que van de 1 a 10 cm de diámetro, distribuidos en una matriz cristalolítica (**Figura 49C**), que se intercala con bancos de lavas masivas de textura fuidal con cristales de plagioclasa acicular envueltos en una matriz espelítica micricristalina (**Figura 49D**).

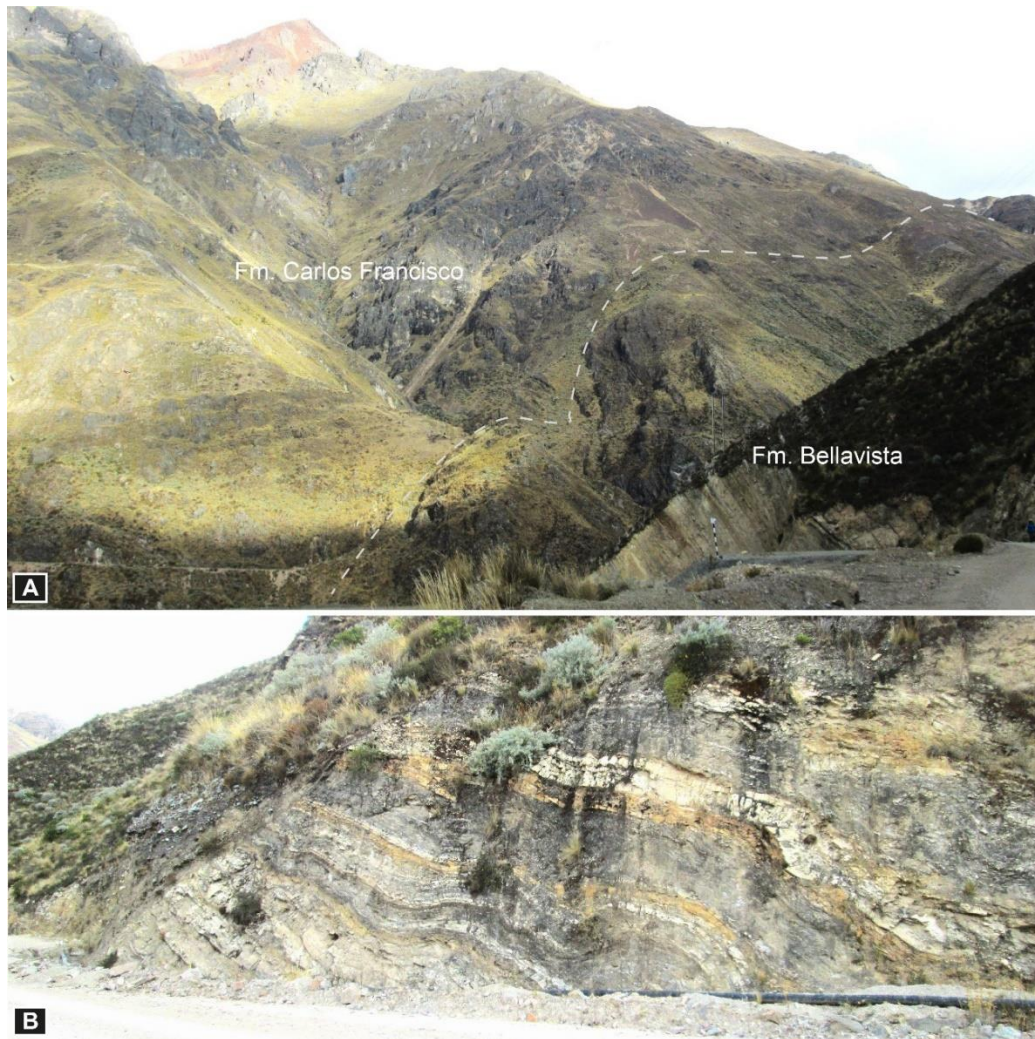
Edad. Noble et al., (1979b) reporta una edad de 39.8 ± 1.9 Ma en niveles volcánicos correspondiente a la Formación Carlos Francisco, cerca de la laguna Jupay. Por lo que, la Formación Carlos Francisco abarcaría un rango de edad correspondiente al Eoceno-Oligoceno.

4.4.14 Formación Bellavista

Definición y relaciones de contacto. Salazar (1983) denomina así a una secuencia predominantemente sedimentaria que yace sobre la Formación Carlos Francisco y que se expone en la localidad del mismo nombre.

Figura 50

Secuencias de la Formación Bellavista.



Nota. A) La Formación Bellavista en aparente concordancia sobre la Formación Carlos Francisco en la margen del Río Rímac. Vista mirando al sureste. B) Secuencias calcáreas de la Formación Bellavista en la quebrada Santa Rosa.

En la presente tesis, la Formación Bellavista fue observada en la margen derecha del río Rímac, al noreste de la localidad de Chicla. Se trata de una secuencia sedimentaria color gris amarillenta que sobryace en aparente concordancia sobre la Formación Carlos Francisco e infrayace a la Formación Río Blanco (**Figura 50A**).

Litología. En la quebrada Santa Rosa ubicada al noreste de la localidad de Chicla, se observa una secuencia calcárea constituida por calizas lacustrinas masivas de color beige y gris amarillentas en bancos bandeados de 10 a 40 cm de



espesor, intercalada con niveles volcanosedimentarios de areniscas tobáceas, limolitas y lodolitas. En algunos casos presenta deformación symsedimentaria tipo slump (**Figura 50B**).

Edad. No se ha recolectado fósiles para precisar su edad, sin embargo, Salazar (1983) por su posición estratigráfica le asigna una edad Eoceno-Oligoceno.

4.4.15 Formación Río Blanco

Definición y relaciones de contacto. Salazar (1983) define esta unidad y propone la nomenclatura “Formación Río Blanco” en la hoja de Matucana. Donde establece la localidad tipo en Río Blanco, valle del Rímac.

En la presente tesis, la Formación Río Blanco aflora en la parte oriental de la zona de estudio, es cartografiada junto con las Formaciones Carlos Francisco y Bellavista. Sus principales afloramientos se reconocen en el valle del río Blanco y se extiende a lo largo del sinclinal del mismo nombre.

Esta unidad descansa en aparente concordancia sobre las calizas de la Formación Bellavista y en discordancia debajo de la Formación Millotingo del Mioceno.

Litología. En los alrededores del valle del río Blanco, al sur de Chicla, se tiene un afloramiento de la Formación Río Blanco. Se trata de secuencias volcanosedimentarias constituidas de tobas retrabajadas gris blanquecinas y gris verdosas en estratos medianos intercaladas con limolitas y limoarcillitas color gris verdoso y pardo-rojizo con estratos finos de depósitos de caída (ceniza) y en la

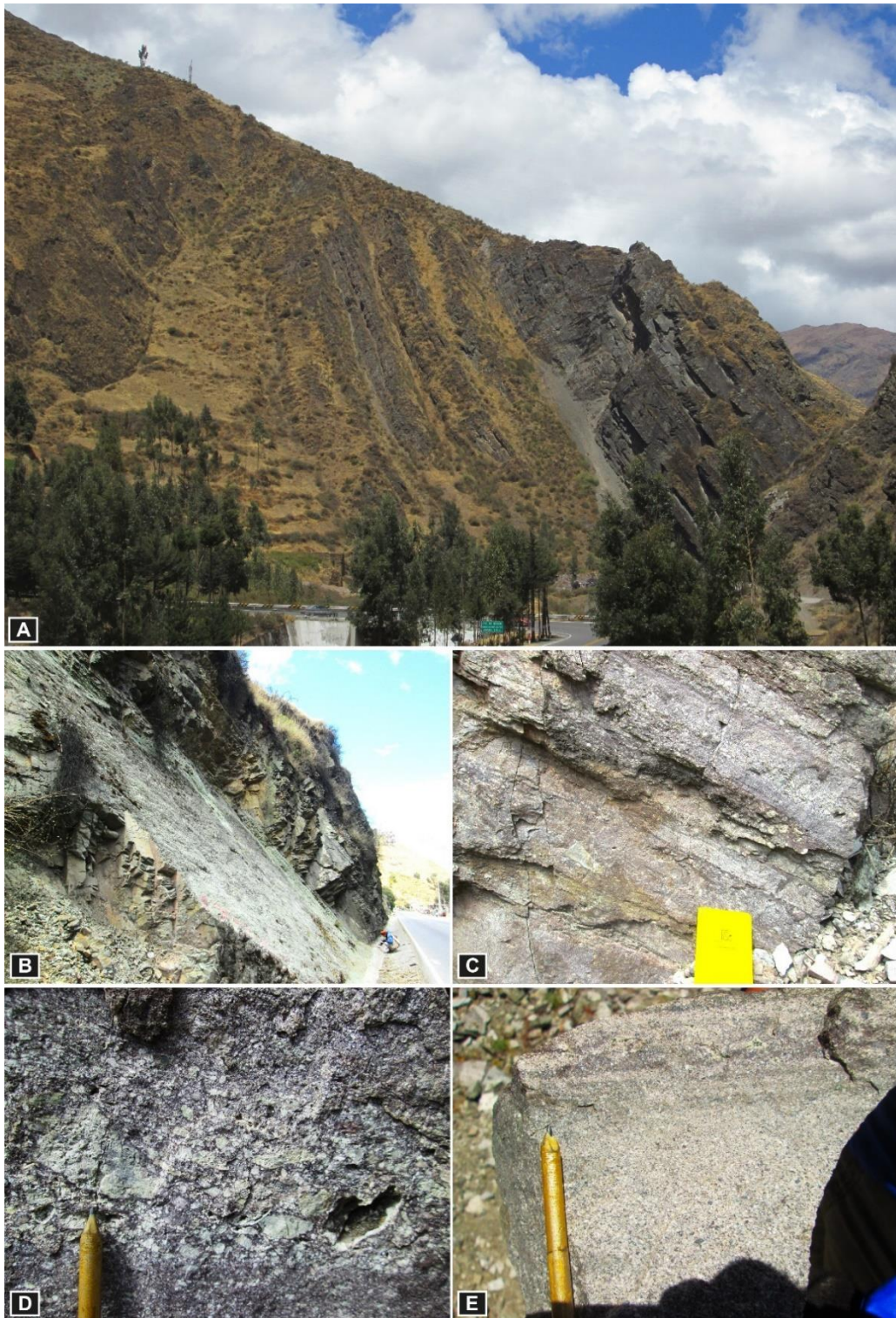


parte superior se observan lavas andesíticas afaníticas intercalados con areniscas tobáceas gris negras a rojizas (**Figura 51A**).

Por otro lado, se tiene secuencias de flujos piroclásticos gris verdosos en estratos medianos de 20 a 40 cm de espesor, intercaladas con niveles de limolitas gris verduzcas con cenizas blanquecinas (**Figura 51B**).

Figura 51

Afloramiento de la Formación Río Blanco.



Nota. A) Secuencias volcanosedimentarias de la Formación Río Blanco en la localidad de Chicla. Vista panorámica mirando al sur. B) Flujos piroclásticos rico en cristales y líticos intercaladas con limolitas tobáceas y cenizas. C) Piroclastos con aureolas de fiames y pómez en matriz de ceniza. D) Detalle de aureolas rellenas de pómez y ceniza. E) Bancos de areniscas tobáceas gris blanquecinas de grano medio a grueso.

Asimismo, se observa flujos piroclásticos gris pardorrojizas con niveles de 5 a 10 cm de espesor constituidas de aureolas de 2 a 10 cm de diámetro rellenas por pómez y ceniza, la matriz cristalolítica a manera de bandas (**Figura 51C**). Destaca las aureolas alargadas de fiamas, lapilli y pómez color gris blanquecino envueltos en matriz cristalolítica y cenizas (**Figura 51D**). Además, se intercala con bancos medianos de areniscas tobáceas de grano medio a grueso constituida por cristales fragmentados de cuarzo, plagioclasa en matriz compuesta de limolitas tobáceas y cenizas (**Figura 51E**).

Edad. Salazar (1983) por su posición estratigráfica le asigna una edad que abarca del Eoceno al Oligoceno.

4.4.16 Formación Colqui

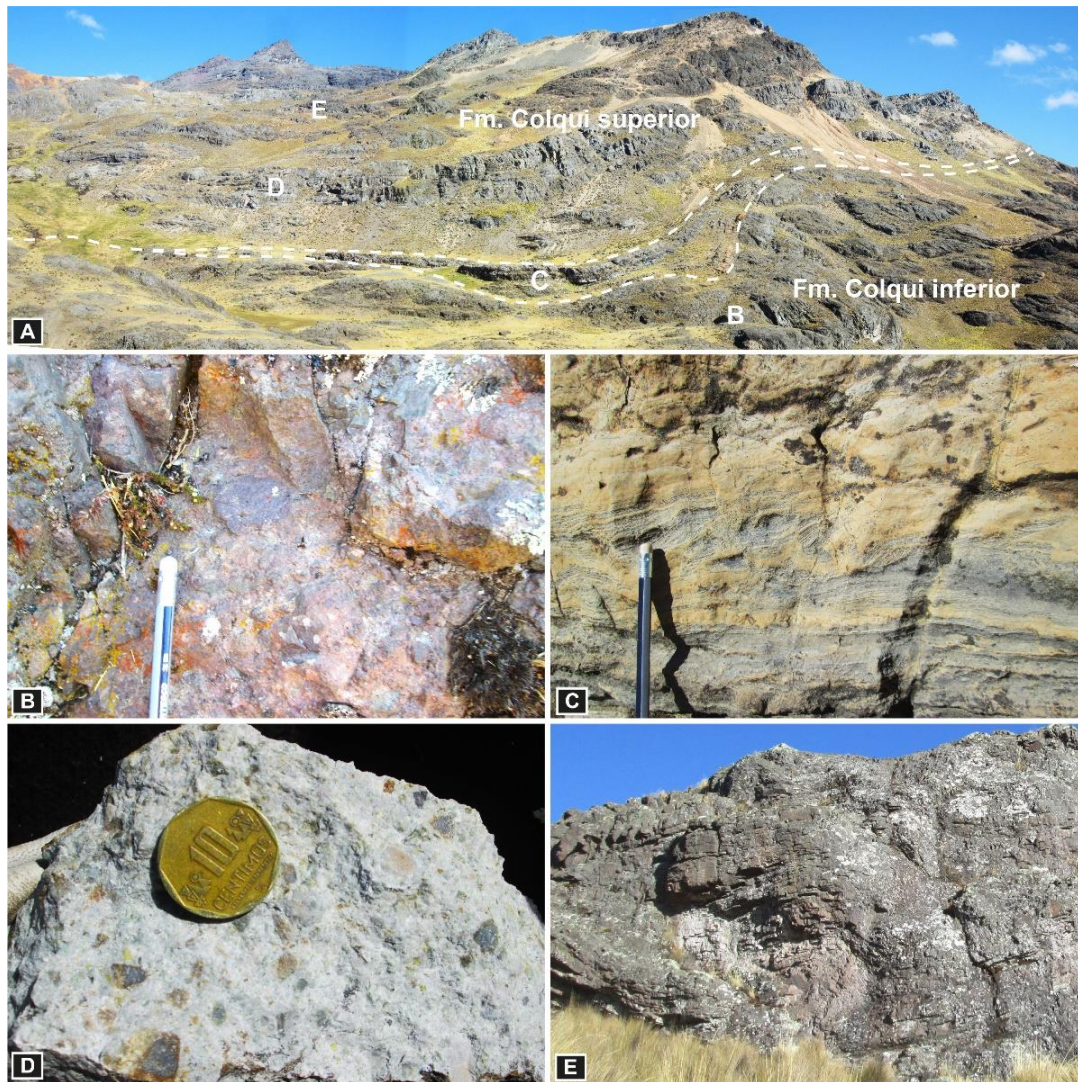
Definición y relaciones de contacto. En la mina Colqui Petersen & Díaz (1972) denomina “Formación Colqui” a una secuencia volcanosedimentaria. Luego, Salazar (1983) la eleva al rango de “Grupo Colqui”. Posteriormente, Palacios et al., (1992) redefine una unidad dándole el rango de “Formación Colqui” debido a que no se extiende lateralmente dentro del ámbito regional.

En la presente tesis, la Formación Colqui aflora en la parte noroccidental de la zona de estudio. Se extiende desde la localidad de Matucana hasta la mina Colqui y la laguna Sacsa. Localmente, se correlaciona con las formaciones Bellavista y Río Blanco. Esta unidad tiene facies volcanosedimentarias que descansa en aparente concordancia distinguiéndose del Grupo Rímac, y se encuentra en discordancia debajo de las volcánicas de las formaciones Millotingo y Pacococho.

Litología. Sus principales y más representativos afloramientos se exponen en la parte septentrional de la zona de estudio, precisamente al este de la laguna Sacsa. Se trata de secuencias volcanosedimentarias que se distinguen en dos facies (**Figura 52A**). La parte inferior está constituida por rocas volcanoclásticas compuestas de lavas, brechas y autobrechas de composición andesítica, asimismo, presenta niveles de volcanoclásticos con componentes líticos de andesitas y tobas distribuidos en una matriz cristalolítica (**Figura 52B**). La parte superior empieza con un nivel calcáreo constituido de calizas beige gris amarillentas a marrones con laminaciones cruzadas y paralelas en estratos medianos que van de 20 a 40 cm de espesor (**Figura 52C**). Luego, le suceden capas potentes de 0.5 a 1 m de espesor de flujos piroclásticos rico en líticos que van de 2 a 8 mm de diámetro dispuesto en una matriz color gris blanquecino constituida de lapilli y ceniza (**Figura 52D**). Mientras que, en la parte superior se observa lavas y brechas andesíticas de color gris verdoso en bancos potentes que en algunos casos presentan laminaciones que podrían corresponder a dirección de flujo (**Figura 52E**).

Figura 52

Afloramiento de la Formación Colqui.



Nota. A) Secuencias inferior y superior de la Formación Colqui al este de la laguna Sacsa. B) Lavas y brechas con niveles volcanoclásticos. C) Calizas beige amarillentas con laminaciones. D) Tobas y piroclastos rico en líticos. E) Lavas de composición andesítica.

Edad. Salazar (1983) le asigna una edad Eocena-Oligocena que se correlaciona con las facies volcanosedimentarias de las formaciones Bellavista y Río Blanco al noreste de la zona de estudio.

4.4.17 Formación Millotingo

Definición y relaciones de contacto. Inicialmente fue denominada “Volcánicos Millotingo” que se extendía de manera local por su cercanía a las

minas del mismo nombre. Posteriormente, Salazar (1983) redefine y le da el rango de “Formación Millotingo”.

En la presente tesis, la Formación Millotingo aflora en la occidental de la zona de estudio, se extiende desde la laguna Collquepucro, río Mala, laguna, Suerococha, poblado Parac hasta la quebrada Huanchurina. Y de manera aislada por los alrededores de la laguna Chanicocha. Sus principales afloramientos se observan en la quebrada Huayca, a lo largo del sinclinal Huacrucuyuc cerca del poblado Parac, asimismo, en la naciente del río Mala y en las laderas del cerro Raucai ubicado al este de la laguna Chanicocha (**Figura 53**). Esta unidad descansa en discordancia sobre el Grupo Rímac y la Formación Colqui y en discordancia debajo de las formaciones Huarochirí y Pacococha.

Litología. En el sector donde nace el río Mala, precisamente por los alrededores del cerro Huacaypaca, en los niveles basales se observa secuencias de lavas de composición andesita y andesita basáltica con estructura almohadillada con bloques esferoidales que van de 20 a 50 cm de diámetro, además se encuentran cloritizados. Esto nos sugiere que estas lavas interactuaron en un ambiente subacuático donde se desarrollaron paleolagos sincrónicamente con volcanismo tipo efusivo y extrusivo en el Mioceno (**Figura 54AyB**). En un nivel más superior, estas secuencias se caracterizan por presentar una intercalación de series volcanoclásticos de tobas de color violáceo con lavas en estratos bandeados de 20 a 40 cm de espesor (**Figura 54C**). Las lavas son de color gris violáceo con texturas afaníticas con algunos cristales de plagioclasa (**Figura 54D**). Por otro lado, en la cabecera de la cabecera Huayca (**Figura 54E**) se registran tobas gris blanquecinas y violáceas con niveles limoarcillosos y limolitas tobáceas de 1 a 2 m de espesor interdigitados con lavas andesíticas de textura porfirítica (**Figura 54F**).

Mientras que al oeste de la localidad de Parac, se observa flujos piroclásticos constituido de oleadas piroclásticas de tobas rico en cristales en bancos de 15 a 20 m de espesor intercalada con niveles volcanosedimentarios de color gris rojizo violáceo con niveles de limolitas tobáceas (**Figura 54G**). Las tobas de color gris blanquecino con tonalidades rojizo y verde están constituidas de pómez, lapilli y ceniza en aureolas de 2 a 5 cm de diámetro (**Figura 54H**). Finalmente, en el sector del cerro Raucai, al este de la laguna Chanicocha, se registra secuencias volcánicas intercalada con niveles volcanoclásticos. Se trata de lavas de andesita porfirítica masiva de color gris violáceo en estratos medianos de 5 a 12 cm de espesor (**Figura 54 I y J**).

Figura 53

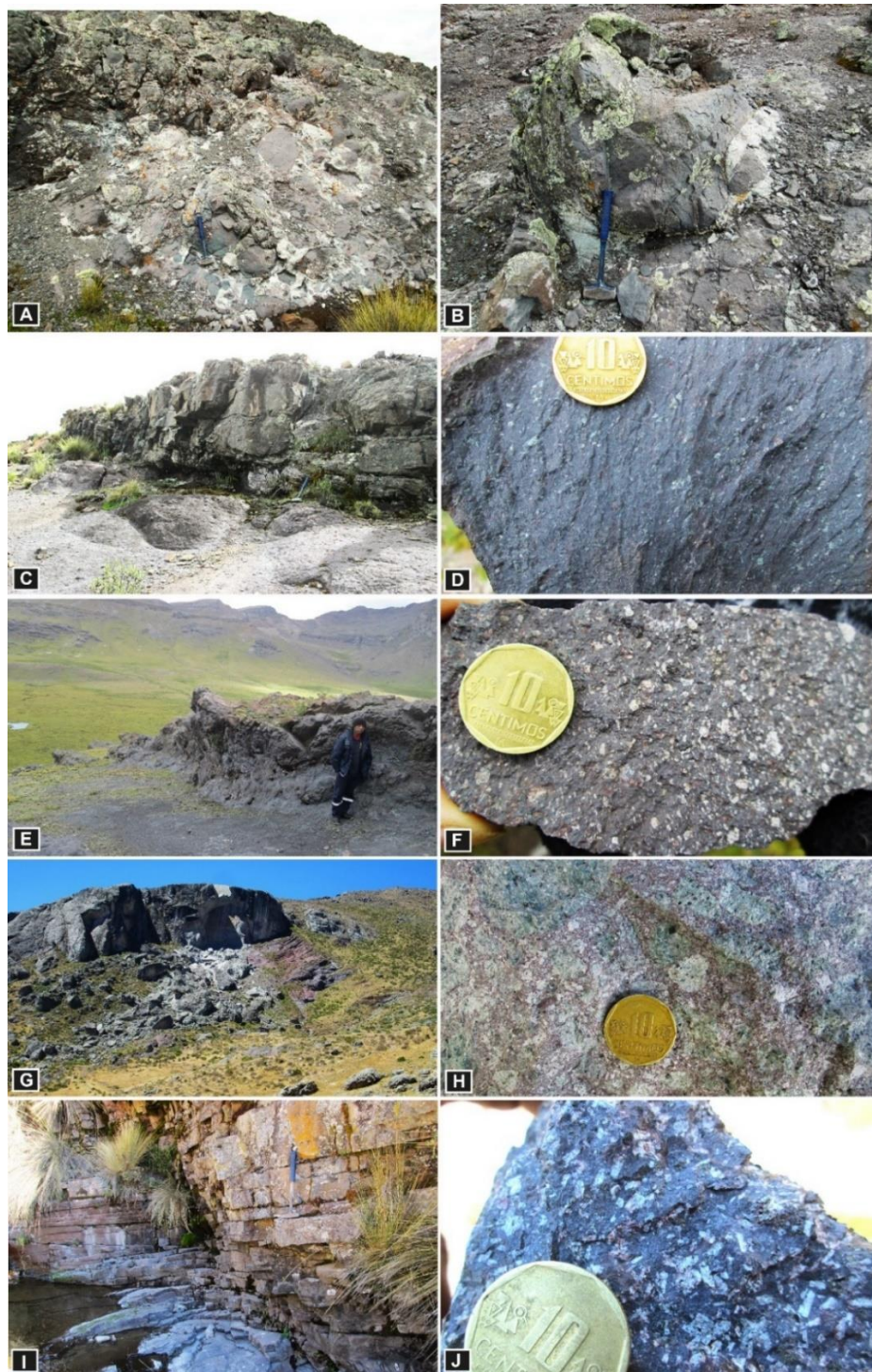
Afloramientos de la Formación de Millotingo en el área de estudio.



Nota. A) Secuencias volcánicas y volcanoclásticas en la quebrada Huayca. Vista panorámica mirando al suroeste. B) Facies sedimentarias a lo largo del eje del sinclinal Huacrüyuc al este del poblado Parac. Vista panorámica mirando al noreste. C) Rocas volcanoclásticas en estratos subhorizontales a las faldas del cerro Huacaypaca. D) Secuencias de flujos piroclásticos y volcanosedimentarios en el cerro Raucai al este de la laguna Chanicocha.

Figura 54

Detalle de las facies de la Formación Millotingo.



Nota. A) y B) Lavas almohadilladas. C) y D) Intercalación de lavas con piroclastos de color violáceo. E) y F) Lavas andesíticas con niveles tobáceos. G) y H) Oleadas piroclásticas blanquecinas con volcanoclasticos de color rojizo. I) y J) Lavas andesíticas masivas porfiríticas en estratos medianos.

Edad. En la presente tesis, no se reporta dataciones radiométricas que puedan determinar la edad geocronológica de la Formación Millotingo. Sin

embargo, por su posición estratigráfica, al sobreyacer en discordancia al Grupo Rímac y a la Formación Colqui del Eoceno-Oligoceno y infrayacer a la Formación Huarochirí del Mioceno inferior, se podría tentativamente asignar una edad que abarcaría entre el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior para la Formación Millotingo. Además, Salazar (1983) la correlaciona con la Formación Castrovirreyna en la región de Huancavelica.

4.4.18 Formación Huarochirí

Definición y relaciones de contacto. Se denomina así a una secuencia tobácea definida como “Formación Huarochirí” por Salazar (1983) que se extiende en la Cordillera Occidental del Centro del Perú.

En la presente tesis, esta unidad aflora en la parte suroccidental del área de estudio. Ocurre a manera de mesetas que cubre las cimas de los cerros Chacsha y las partes altas de los ríos Lurín y Mala (**Figura 24**). Se trata de secuencias volcanoclásticas y piroclásticas que descansan en aparente discordancia sobre las formaciones Millotingo y Rímac y de igual modo estratigráficamente debajo de la Formación Pacococha.

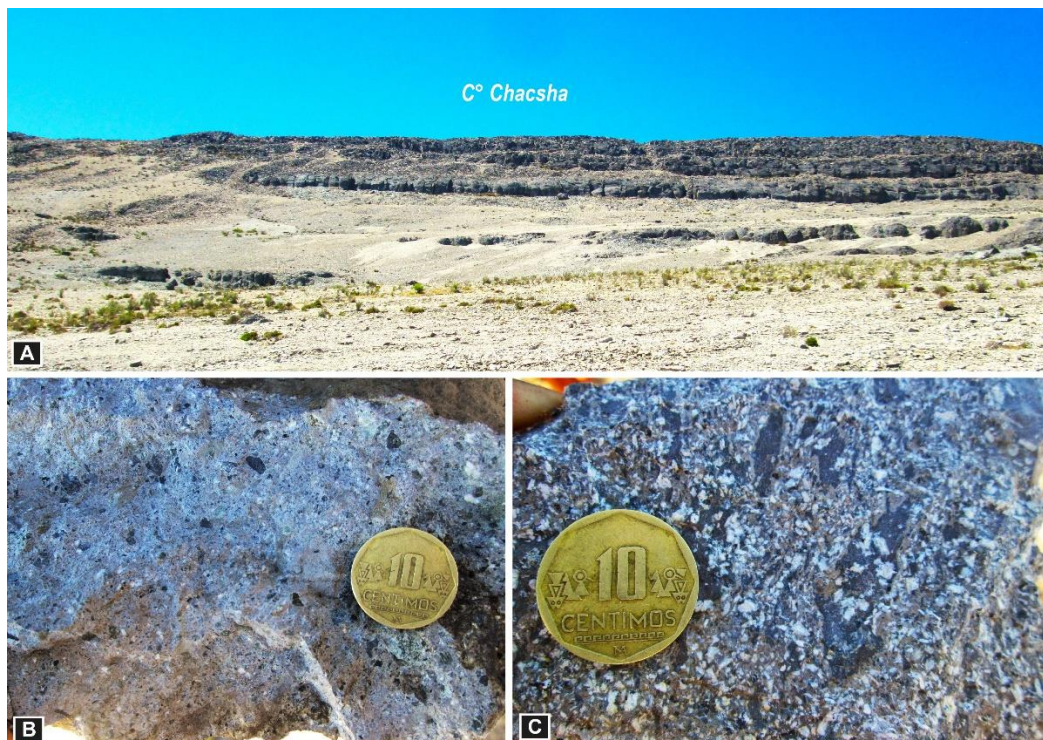
Litología. En el cerro Chacsha, ubicado en la parte sur de la zona de estudio se observan secuencias volcanoclásticas y flujos piroclásticos en estratos subhorizontales. (**Figura 55A**). Se trata de tobas de color gris blanquecina con tonalidad rosada de textura fragmental rico en cristales y líticos que van de 2 a 5 mm de diámetro. Los líticos presentan formas subangulosas color gris oscuro de andesita. La matriz compuesta de microcristales y ceniza (**Figura 55B**). Por otro lado, en los niveles más inferiores se observa tobas soldadas de textura fragmental y amigdaloides. Esta constituido de cristales fragmentados de cuarzo y plagioclasa

que van de 1 a 4 mm de diámetro envueltos en una matriz pardo rojiza de ceniza (**Figura 55C**).

Mientras que, en la margen izquierda del río Mala, precisamente al sur de la laguna Chumpicocha, se registra niveles volcanosedimentarios seguido de tobas volcanoclásticas (**Figura 56A**). Empieza con areniscas tobáceas de color gris verdoso a violáceo de grano medio a grueso, se caracteriza por presentar laminaciones oblicuas, se intercala con tobas volcanoclásticas en estratos medianos de 15 a 30 cm de espesor (**Figura 56B**). Las rocas volcanoclásticas presentan bloques esferoidales de 5 a 20 cm de diámetro envueltos en una matriz cristalolítica y lítica de lapilli y ceniza (**Figura 56C**).

Figura 55

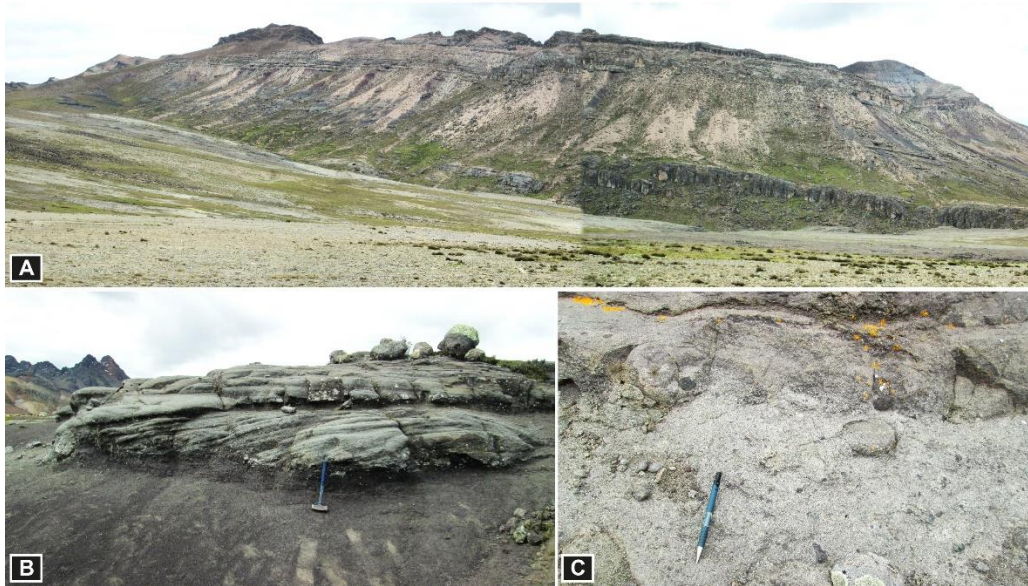
Afloramientos de la Formación Huarochirí.



Nota. A) Series volcanoclásticas y flujos piroclásticos en el cerro Chacsha. Vista panorámica mirando al este. B) Rocas volcanoclásticas con líticos andesíticos. C) Tobas con fragmentos en forma amigdaloide de andesita.

Figura 56

Afloramiento de la Formación Huarochirí en la margen del río Mala.



Nota. A) Secuencias tobáceas en estratos subhorizontales intercalada con facies sedimentarias. B) Areniscas tobáceas gris verdoso con laminaciones oblicuas. C) Detalle de las facies volcanoclásticas con bloques esferoidales.

Edad. No se reporta dataciones radiométricas que puedan con exactitud asignar una edad. Sin embargo, Salazar (1983) la atribuye al Mioceno, amparándose en la posición litoestratigráfica.

4.4.19 Formación Pacococha

Definición y relaciones de contacto. Fue denominada así por Salazar (1983) a una secuencia de lavas y derrames andesíticos con tobas volcanoclásticas cerca de la localidad Pacococha.

En la presente tesis, la Formación Pacococha aflora en la parte occidental y se extiende principalmente en la parte norte de la zona de estudio. Ocurre en la parte alta de la localidad de Pucacorrall, y entre las lagunas Sulococha, Carpa, Quiusha y Shiusha (**Figura 24**). Esta unidad descansa sobre la Formación

Millotingo en aparente discordancia en la cabecera de la quebrada Huillcapampa. (Figura 57A). Y en la parte norte, descansa sobre la Formación Colqui por los alrededores de la localidad Millo (Figura 24).

Figura 57

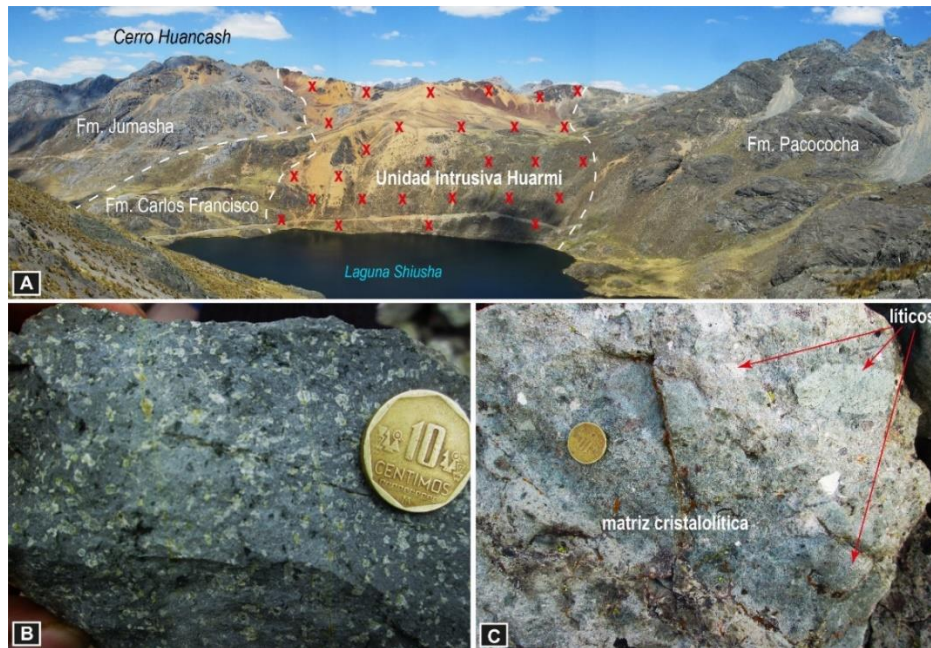
Afloramiento de la Formación Pacococha en la parte occidental de la zona de estudio.



Nota. A) La Formación Pacococha sobre la Formación Millotingo. B) y C) Lavas andesíticas y volcanoclásticos por los alrededores de las lagunas Carpa y Quiusha. D) Detalle de las lavas en estratos medianos.

Figura 58

Relaciones de contacto de la Formación Pacococha al norte de la zona de estudio.



Nota. A) Secuencias volcánicas y volcanoclásticas por los alrededores de la laguna Shiusha. B) Lavas andesíticas de textura porfirítica. C) Tobas volcanoclásticas rico en líticos.

Litología. Por los alrededores de la laguna Shiusha se tiene uno de los mejores afloramientos de la Formación Pacococha. Se trata de rocas volcánicas intercaladas con secuencias volcanoclásticas de color gris blanquecino con tonalidades verduzcas en estratos medianos de 0.5 a 1.2 m de espesor. Aquí, la Formación Pacococha descansa en aparente discordancia sobre la Formación Carlos Francisco y a la vez se encuentra cortada y intruida por la Unidad Laguna Huarmi. En la parte basal, se observa derrames de composición andesítica de color gris verdusco de textura porfirítica, con cristales de plagioclasa y biotitas en matriz afanítica. Niveles más superiores, presenta rocas volcanoclásticas de tobas con componentes líticos andesíticos subangulosos y subredondeados de 0.5 a 3 cm de diámetro, dispuestos en una matriz cristalolítica de textura fragmental de cuarzo y plagioclasa con finos de lapilli y ceniza.



Edad. No se reporta dataciones radiométricas para determinar la edad de emplazamiento de la Formación Pacococha. Sin embargo, Salazar (1983) la asigna al Mioceno superior-Plioceno por su posición estratigráfica.

4.4.20 Depósitos Cuaternarios

4.4.20.1 Depósitos Glaciares

Estos depósitos están confinados a los nevados y zonas altas. Se observa por los alrededores de las lagunas Collquepucro, Yuracmayo, Suulocha, Huachuhuacocha, Jupay (**Figura 24**). Se trata, de depósitos morrénicos con componentes heterométricos con formas subangulosos y subredondeados que se distribuyen diarmónicamente y aleatoriamente en una matriz compuesta areno-limosa.

4.4.20.2 Depósitos Fluvioglaciares

Se trata de depósitos derivados por acción de los glaciares combinados con fluviales. Se encuentran en los valles con geoformas de “U”, distribuidas en zonas de altiplanicie (**Figura 24**). Se caracteriza por presentar material heterométrico de formas subangulosos, subredondeados y redondeados dispuestos en una matriz areno-limosa.



4.4.20.3 Depósitos Coluviales

Los depósitos coluviales se observan en escarpas de los principales cerros y lomadas que están confinados a laderas. Se caracterizan por presentar material conformado por clastos heterométricos en matriz areno-limosa.

4.4.20.4 Depósitos Aluviales

En la zona de estudio, se tiene depósitos principalmente en la cuenca del río Rímac (**Figura 24**). Se trata de materiales con clastos heterométricos subredondeados distribuidos en matriz areno-limosa. A veces, estos depósitos se localizan en los bordes del río Rímac formando terrazas aluviales.

5 CAPÍTULO V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 MAGMATISMO

En el área de estudio, la actividad magmática tipo intrusiva se manifiesta a través de rocas ígneas plutónicas que se instaló en el Cenozoico. Se caracteriza por presentar cuerpos plutónicos ovalados y elongados, stocks porfiríticos y diques e intrusiones menores que afloran al oeste del domo de Yauli. Estos intrusivos se emplazaron y cortan discordantemente a las rocas sedimentarias cretácicas y a las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cenozoico.

En la presente tesis se ha cartografiado y agrupado en 12 unidades magmáticas distribuidos de manera discontinua al oeste del domo de Yauli. Se ha agrupado según sus características petrográficas, relaciones de contacto y asociación con las estructuras geológicas que se muestran en el siguiente cuadro:

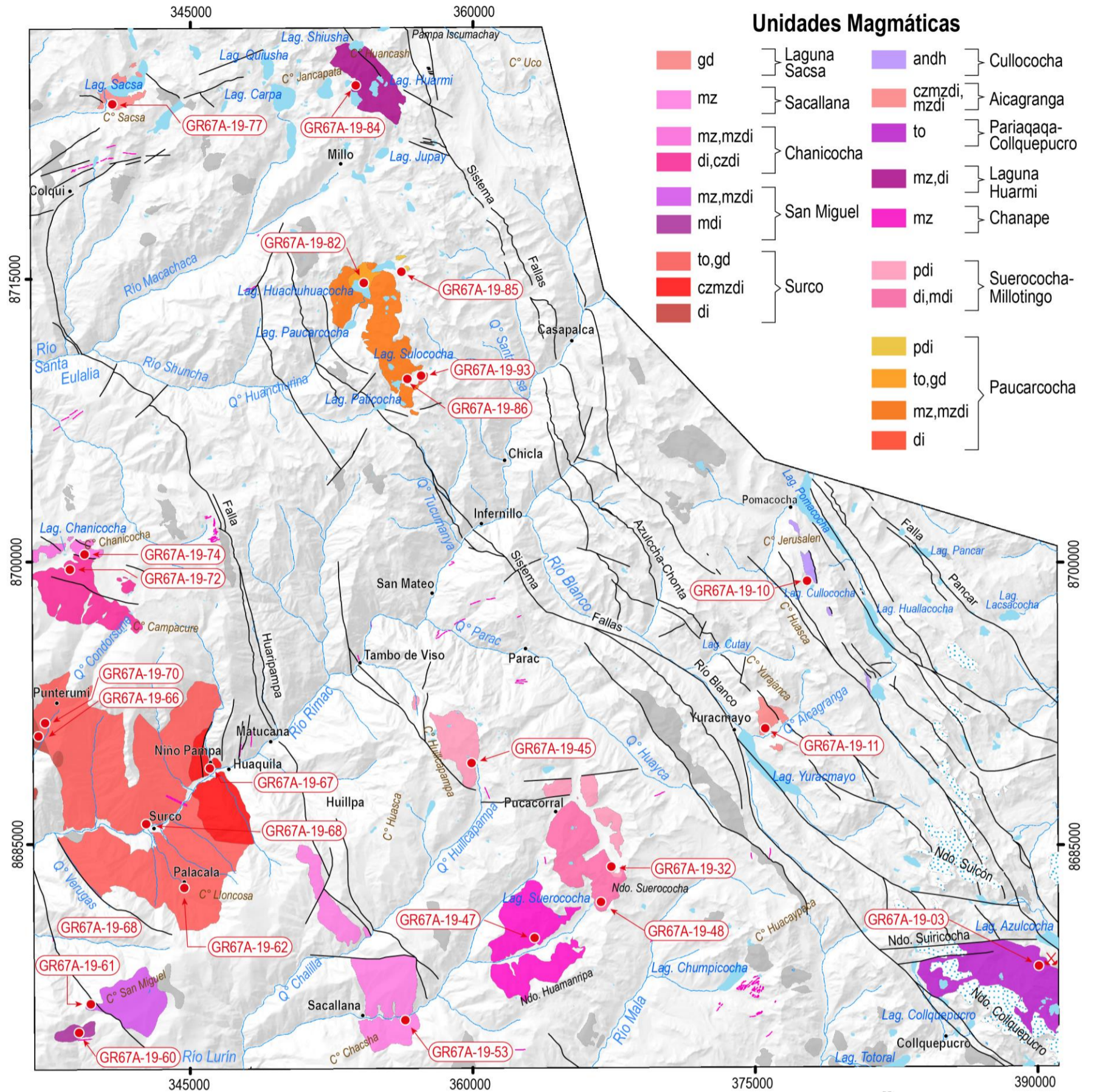
Tabla 2

Unidades magmáticas y muestras de roca.

Unidad Magmática	Muestra	Litología/facie	Código
Surco	GR67A-19-66	diorita	di
	GR67A-19-67	cuarzomonzodiorita	czmzdi
	GR67A-19-62	tonalita, granodiorita	to,gd
	GR67A-19-68	tonalita, granodiorita	to,gd
Chanicocha	GR67A-19-72	diorita, cuarzodiorita	di,czdi
	GR67A-19-74	monzonita, monzodiorita	mz,mzdi
San Miguel	GR67A-19-60	microdiorita	mdi
	GR67A-19-61	monzonita, monzodiorita	mz,mzdi
Sacallana	GR67A-19-53	monzonita	mz
Suerococha-Millotingo	GR67A-19-48	diorita, microdiorita	di,mdi
	GR67A-19-32	pórfido diorita	pdi
	GR67A-19-45	pórfido diorita	pdi
Chanape	GR67A-19-47	monzonita	mz
Paucarcocha	GR67A-19-93	diorita	di
	GR67A-19-86	monzonita, monzodiorita	mz,mzdi
	GR67A-19-82	tonalita, granodiorita	to,gd
	GR67A-19-85	pórfido diorita	pdi
Laguna Huarmi	GR67A-19-84	monzonita, diorita	mz,di
Aicagranga	GR67A-19-11	cuarzomonzodiorita, monzodiorita	czmzdi,mzdi
Cullococha	GR67A-19-10	andesita horbléndica	andh
Pariqaqa-Colquepuero	GR67A-19-03	tonalita	to
Laguna Sacsá	GR67A-19-77	granodiorita	gd

Figura 59

Mapa de unidades magmáticas del área de estudio.



repositorio.unap.edu.pe
No olvide citar adecuadamente esta tesis



0 3.75 7.5 15 Km

ESCALA GRÁFICA



- Muestra de roca
- GR67A-19-53 Código de muestra
- Poblado
- ⚡ Mina Rey Salomón
- ~ Drenaje
- Rocas intrusivas indiferenciados
- Laguna
- Cobertura glaciar

- pdi : pórfido diorita
- mz : monzonita
- czmzdi : cuarzomonzonita
- mzdi : monzodiorita
- to : tonalita
- gd : granodiorita
- andh : andesita horbléndica
- Ndo. : Nevado
- C° : Cerro
- Q° : Quebrada
- Lag. : Laguna

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y METALÚRGICA ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Magmatismo, geoquímica y tectónica del Cenozoico al oeste del Domo de Yauli y su relación con las ocurrencias minerales	
MAPA DE UNIDADES MAGMÁTICAS	
Por: Elmer Wilson Gomez Cahuaya	
Proyección: WGS 1984 Zona 18s	Escala: Gráfica

5.1.1 Unidades Magmáticas

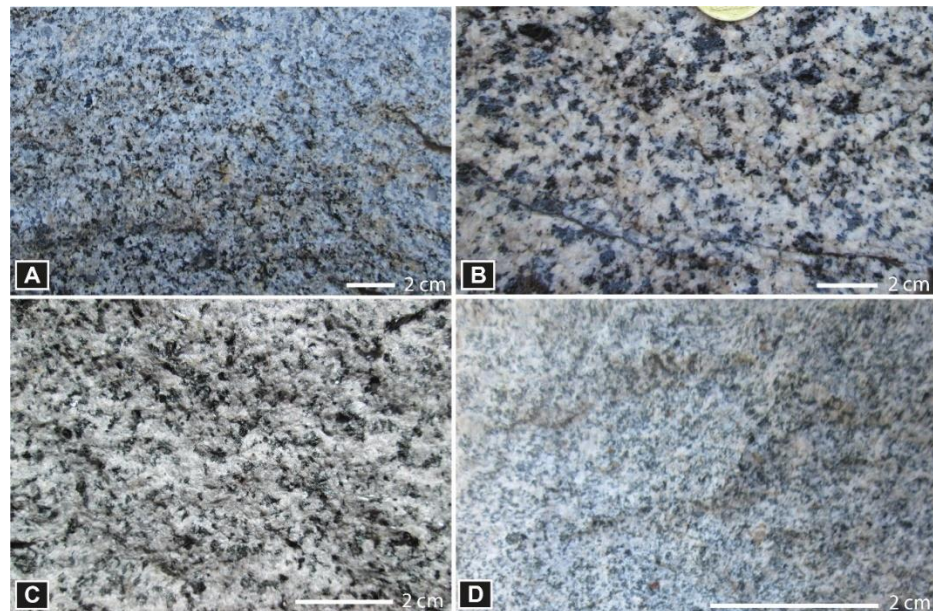
5.1.1.1 Unidad Surco

Se denomina así, a un cuerpo ígneo con geometría ovalada de 50 km² que aflora en la parte oeste del área de estudio. Se extiende de norte a sur desde el poblado Punterumi hasta el cerro Lloncosa y de oeste a este, desde la quebrada Verugas hasta el poblado Hariquila.

Este cuerpo plutónico se encuentra cortando a las lavas del Grupo Rímac, se trata de un plutón compuesto con múltiples intrusiones conformado por facies máficas de dioritas y cuarzomonzodioritas hacia los bordes y facies más intermedias a félsicas compuesto de tonalitas y granodioritas hacia el centro.

Figura 60

Facies máficas y félsicas de la unidad magmática Surco.



Nota. A) Cuarzomonzodiorita. B) Tonalita con fenocristales de anfíbol. C) Tonalita en el sector de Palacala. D) Diorita.

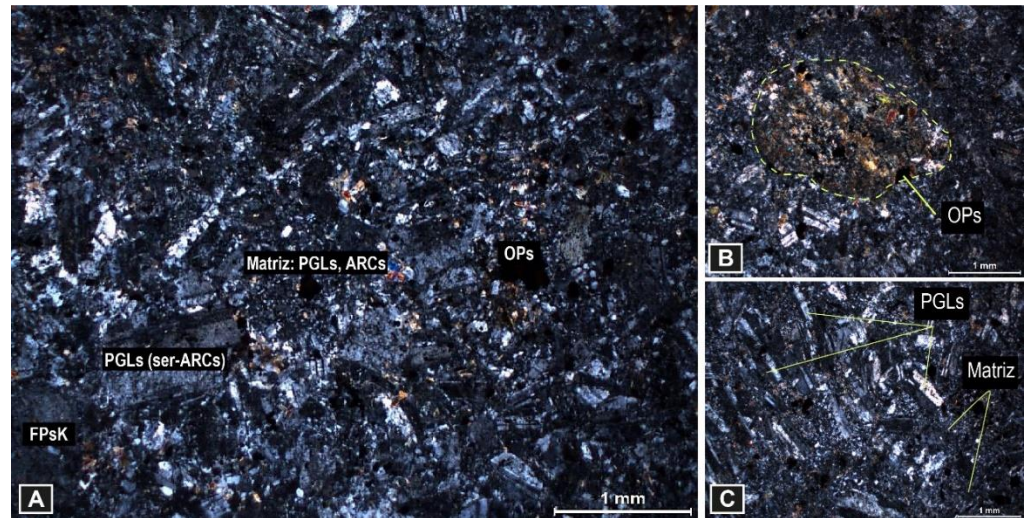
Dioritas. Esta facie se observa hacia el borde noroccidental del plutón Surco que aflora en pequeños stocks. Macroscópicamente, su litología consiste de una roca de color gris blanquecina a verdosa con textura holocristalina equigranular a porfirítica. Presenta cristales de plagioclasa de 2 a 4 mm de diámetro, los cristales de biotita y anfíbol con hábito tabular y prismático se encuentran distribuidos isotrópicamente (**Figura 60D**).

Microscópicamente, se tiene la muestra GR67A-19-66, en donde observa en nícoles cruzados una textura porfirítica con cristales de plagioclasa más desarrollados envueltos en una matriz holocristalina menor a 0.5 mm diámetro (**Figura 61A**).

Asimismo, se observa cúmulos de 2 mm de diámetro conformado por cristales ferromagnesianos de biotitas y anfíboles y en menor proporción asociados minerales opacos de pirita a este último (**Figura 61B**). Las plagioclasas presentan maclas polisintéticas con bordes algo corroídos (**Figura 61C**).

Figura 61

Muestra GR67A-19-66. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.



Nota. A) Detalle de la diorita. B) Cúmulos de biotita y anfíbol asociados con pirita. C) Detalle de las plagioclasas euhedrales en matriz holocristalina.

Cuarzomonzodiorita. Aflora al borde oriental del plutón, alrededor del poblado Niño Pampa. Macroscópicamente, se trata de una roca con textura granular de grano medio a grueso. Presenta cristales eudrales y subhedrales de plagioclasa con hábito tabular y prismático en maclas polisintéticas que van de 2 a 5 mm. En tanto, los anfíboles y micas están distribuidos isotrópicamente, resaltando las biotitas en cristales hexagonales que pueden llegar hasta 5 o 6 mm de diámetro. Los feldespatos, es cristales de 2 a 4 mm que están débilmente alterados a Sericita (**Figura 60A**).

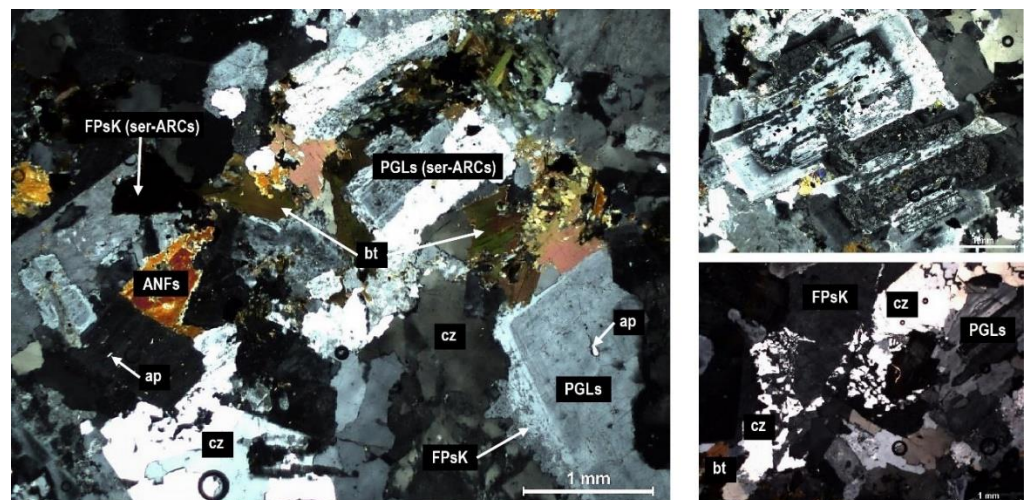
El contacto con la tonalita es progresivo, enmarcado a facies más félsicas en dirección al oeste. Asimismo, en este sector se observa xenolitos de diorita, que representan las fases primarias del plutón.

Microscópicamente, se trata de una roca granular hipidiomórfica. Está compuesta por plagioclasas, de formas subhedrales, con hábito

prismático, macladas y zonadas, además sus bordes están corroídos y alterados a sericita y arcillas. El feldespato potásico tiene formas subhedrales. Los cristales anhedrales de cuarzo, presentan bordes irregulares, con texturas de intercrecimiento con los feldespatos potásicos, también están rellenando en intersticios. Los cristales de biotita, presentan formas subhedrales que ocurren en agregados de cristales tabulares de anfíboles y minerales opacos. Los anfíboles, tienen formas subhedrales con hábito prismático. Los minerales opacos presentan formas anhedrales y subhedrales, con hábitos prismáticos y cúbicos asociados a biotitas, anfíboles y cloritas. Cloritas y sericitas están como alteración de los anfíboles y plagioclasas respectivamente, ambos en agregados micro fibrosos.

Figura 62

Fotomicrografía en nícoles cruzados de la cuarzomonzodiorita de la unidad magmática Surco. Muestra GR67-19-067: E346322, N8689005.



Nota. Fuente. INGEMMET-DGR-GR67A.

Tonalita y granodiorita. Estas rocas representan las facies más félsicas del plutón y afloran en gran volumen extendiéndose al lado



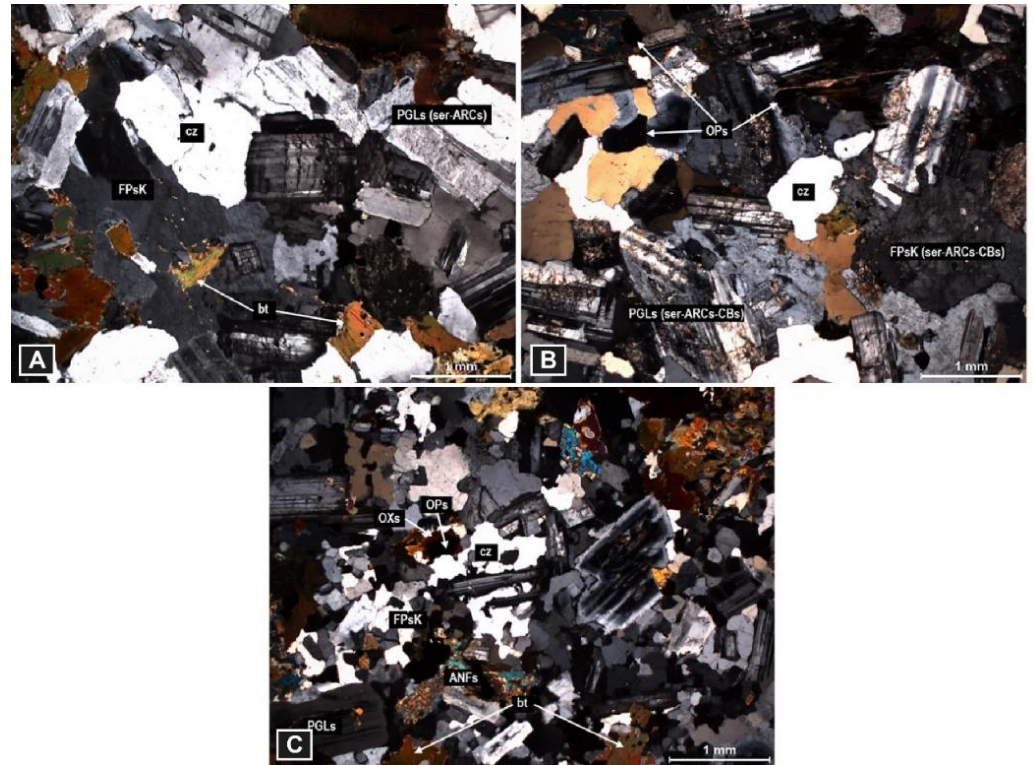
occidental del plutón. Su litología consiste de una textura equigranular de grano grueso a porfirítica de coloración gris blanquecina. Presenta cristales anhedrales de cuarzo de 2 a 4 mm, cristales euhedrales de plagioclasa de 1 a 4 mm en formas tabulares y prismáticas. Las micas de biotita de 1 a 4 mm, se caracterizan por presentar cúmulos o agrupamiento esferoidales dándole un aspecto mosqueado a la tonalita, diferenciándose de las rocas con facies más máficas de diorita. En el sector de Palacala, al sur del plutón, aflora tonalitas gris blanquecinas y a veces con tonalidades rosadas. Se compone de cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol de tamaño que varían de 2 a 4 mm (**Figura 60 ByC**)

El plutón Surco se encuentra cortado por un dique potente de 18 m de espesor con inclinación subvertical de composición tonalita de grano medio a fino.

Microscópicamente, en nícoles cruzados, las tonalitas de la unidad Surco, se caracterizan por presentar cristales de plagioclasa bien desarrollados en maclas polisintéticas y carsbal alterados a sericitas y algunos cristales con bordes corroídos. Los feldespatos en moldes débilmente alterados. Los minerales opacos se encuentran rellenando intersticios entre los cristales de cuarzo.

Figura 63

Fotomicrografías de las muestras en nícoles cruzados de las facies de tonalita y granodiorita de la unidad Surco.



Nota. A) GR67A-19-062; E344776, N868290, B) GR67A-19-068; E342817, N8685959 y C) GR67A-19-70; E337244, N8691345. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

5.1.1.2 Unidad Chanicocha

Esta unidad aflora al borde occidental del área de estudio, se trata de un cuerpo de geometría ovalada de ~45 km² que aflora desde la cabecera de la quebrada Condorsune hasta la laguna Chanicocha. Este cuerpo se encuentra cortando a las lavas de la Formación Millotingo. La unidad Chanicocha, está compuesto por dos facies de intrusivos de composición diorita-cuarzodiorita y monzonita-monzodiorita que se describen a continuación (**Figura 64A**).

Diorita, cuarzodiorita. Se trata de un stock que se extiende desde la laguna Chanicocha hasta el cerro Campacure. Su litología consiste de una roca intrusiva de textura granular de grano medio a grueso que varía gradacionalmente a una textura fanerítica de coloración gris blanquecina con tonalidad verduzca. Se compone de cristales subhedrales de plagioclasa tabular que van de 1 a 4 mm que en algunos casos sobrepasan los 5 mm desarrollando fenocritales. Los cristales de anfíbol con hábito prismático varían de 0.5 a 4 mm de diámetro, mientras que las biotitas entre 1 a 3 mm. Las venillas centimétricas de epidota se encuentran cortando a la diorita (**Figura 64C**).

Monzonita, monzodiorita. No se ha podido determinar el contacto de estas dos facies, por ello se las describe como un solo cuerpo ígneo. Estas rocas se distribuyen a manera de un stock que afloran inmediatamente al norte de la laguna Chanicocha. Está compuesto por una roca holocristalina de color gris blanquecina con tonalidad rosada, presenta una textura granular que varía a porfirítica. Se compone de cristales subhedrales de plagioclasa de 1 a 5 mm de diámetro en formas tabulares, por otro lado, los feldespatos constituyen cristales subhedrales que van de 1 a 4 mm de diámetro. Las micas y los anfíboles se distribuyen de manera diseminada, siendo el este último en forma acicular alterados a epidotas (**Figura 64B**).

Figura 64

Unidad magmática Chanicocha.

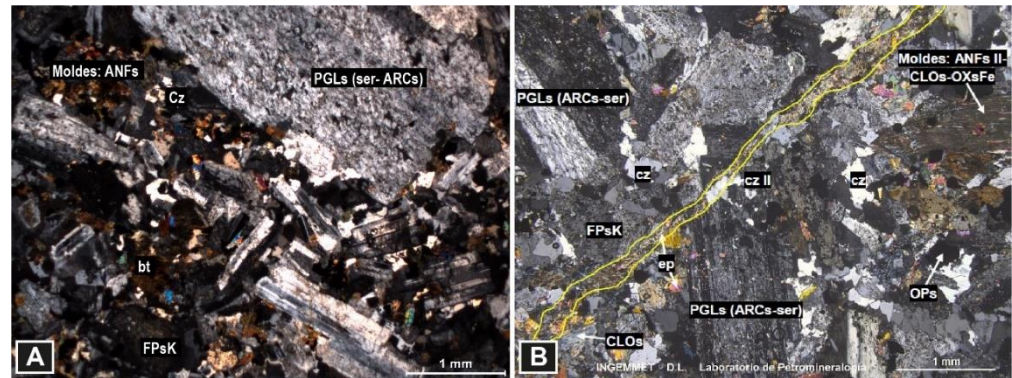


Nota. A) Afloramiento de los cuerpos ígneos de la unidad Chanicocha los por alrededores del cerro Chanicocha. Vista mirando al noreste. B) Detalle de la monzonita. Muestra GR67A-19-74. C) Detalle de la diorita-cuarzodiorita. Muestra GR67A-19-72.

Microscópicamente, se observa que la monzonita (GR67A-19-74) presenta fenocristales de plagioclasa alterados moderadamente a sericitas con bordes algo corroídos, en una matriz conformada de plagioclasa, cuarzo y minerales ferromagnesianos (**Figura 65A**). Mientras que la diorita (GR67A-19-72) presenta una textura equigranular con cristales desarrollados de plagioclasa parcialmente sericitizados, al parecer, los minerales opacos están asociados a la ocurrencia de minerales de anfíbol. Las venillas que cortan a la diorita, son de epidota acompañados con cristales de cuarzo secundario (**Figura 65B**).

Figura 65

Fotomicrografías de la unidad magmática Chanicocha.



Nota. A) Sección delgada en nícoles cruzados de la muestra GR67A-19-74. B) Sección delgada en nícoles cruzados de la muestra GR67A-19-72. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

5.1.1.3 Unidad San Miguel

Se le denomina así a un cuerpo plutónico de geometría ovalada e irregular de aproximadamente de ~20 km² de área que corta a las tobas de la Formación Huarochirí. Esta unidad aflora en la esquina suroccidental del área de estudio. Precisamente en el cerro San Miguel. Está compuesto por dos cuerpos ígneos separados uno del otro que se describen a continuación:

Microdiorita. Se trata de un stock restringido de apenas ~2 km², su litología es de una diorita gris oscuro de textura equigranular de grano fino. Presenta microcristales de plagioclasa aciculares de tamaño menor a 1.5 mm. Los minerales ferromagnesianos ocurren a manera de puntos negros milimétricos (**Figura 66A**).

En sección delgada con luz polarizada, se observa textura microlítica con cristales de plagioclasa de formas aciculares que muestran

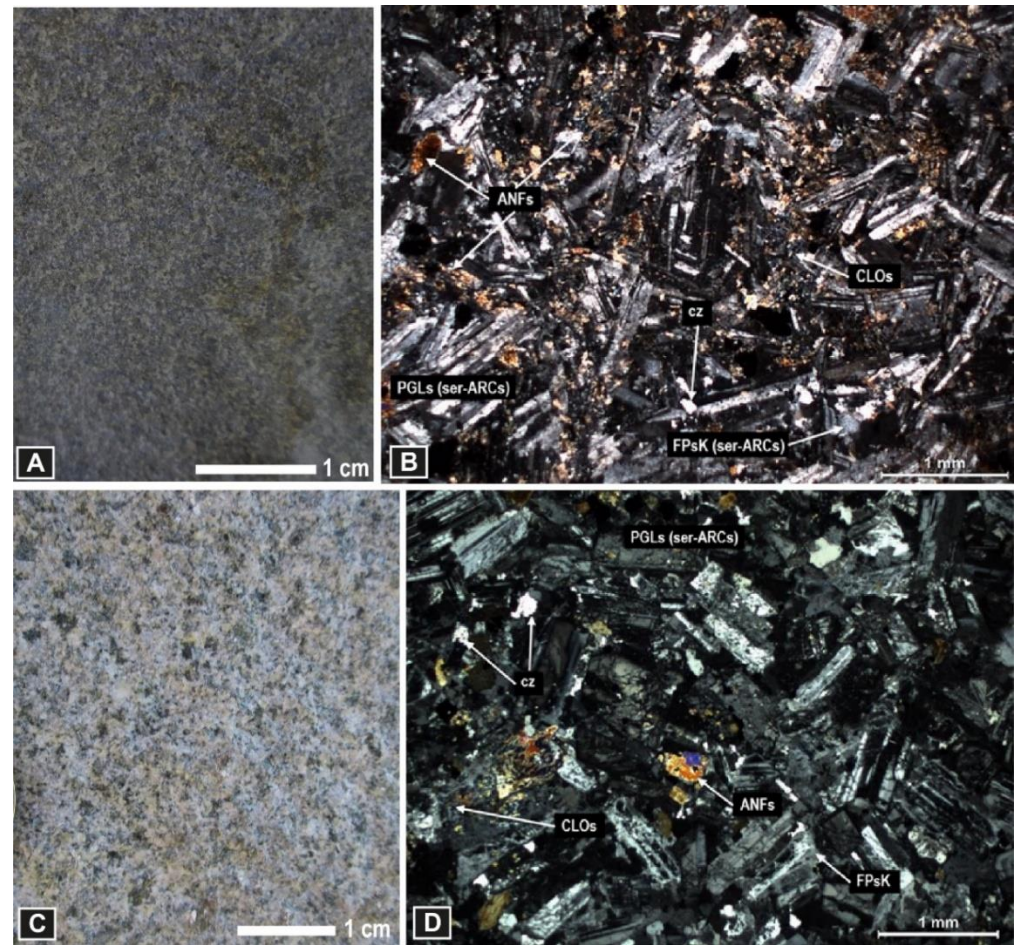
gradación continua en sus cristales que están algo zonadas e intercrecidas. El cuarzo y feldespato potásico se encuentran rellenando intersticios. El anfíbol se encuentra fuertemente alterado a cloritas pseudomórficas. Por otro lado, los minerales opacos (pirita) se encuentran a manera de diseminado conjuntamente con los minerales ferromagnesianos (**Figura 66B**).

Monzonita, monzodiorita. Este cuerpo aflora en el cerro San Miguel. Es un stock de geometría irregular que corta a las tobas de la Formación Huarochirí. Se trata de un intrusivo de composición monzonita y monzodiorita gris blanquecino con tonalidad rosada de textura equigranular de grano medio. Presenta cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa de hábito prismático que van de 1 a 4 mm. Los anfíboles presentan cristales subhedrales con hábito tabular de 1 a 3 mm, mientras que la biotita en pátinas y moldes tabulares distribuidos isotrópicamente. El feldespato potásico ocurre esporádicamente en cristales subhedrales (**Figura 66C**).

Microscópicamente, se observa plagioclasas con maclas polisintéticas algo fracturadas que aparentemente están siendo reemplazadas por feldespato potásico como textura antipertítica. El anfíbol se encuentra en moldes alterados a cloritas y en algunos casos forman núcleos dentro de la plagioclasa. El cuarzo incipiente, rellenando intersticios. En general, la roca se encuentra alterada con moldes de Sericita (**Figura 66D**).

Figura 66

Unidad magmática San Miguel.



Nota. A) y B) Muestra de mano y fotomicrografía con luz polarizada de GR67A-19-60. C) y D) Muestra de mano y fotomicrografía con luz polarizada de GR67A-19-61. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

5.1.1.4 Unidad Sacallana

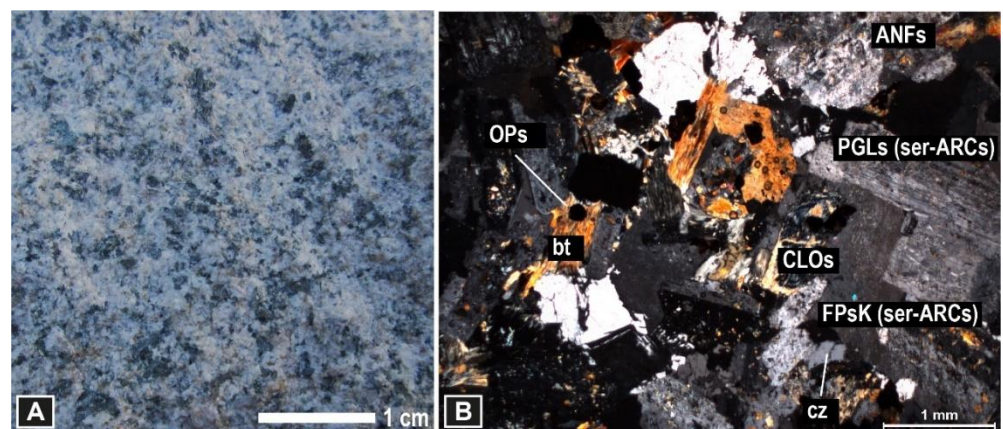
Esta unidad magmática aflora al extremo sur del área de estudio, precisamente por los alrededores del poblado Sacallana. Se trata de un cuerpo ígneo con geometría de 10 km de largo y 1 km de ancho, tiene una orientación elongada con dirección NO-SE asociada a la falla Huaripampa. Esta unidad intruye a los volcánicos de la Formación Millotingo.

Litológicamente está compuesto de una roca unicomposicional de textura granular de grano grueso progresivamente a fanerítica de color gris blanquecino con tonalidad rosada verduzca. En muestra de mano, está constituido por cristales hipidiomórficos de plagioclasa tabular y prismático de 2 a 5 mm de diámetro, el feldespato potásico presenta cristales euhedrales de 1 a 3 mm, las micas de biotita están distribuidas isotrópicamente, aunque en algunos casos en moldes agrupados. Los anfíboles en hábito acicular que van de 1 a 3 mm de diámetro (**Figura 67A**).

En luz polarizada, esta unidad se caracteriza por presentar cristales de plagioclasa en maclas polisintéticas moderadamente alteradas por sericitas y arcillas. Los feldespatos presentan incrustaciones de cristales de anfíbol alterados a cloritas. El cuarzo se presenta de manera incipiente entre los cristales de plagioclasa y feldespato. Las micas y biotitas asociados con minerales opacos de pirita (**Figura 67B**)

Figura 67

Monzonita en muestra de mano y sección delgada de la unidad Sacallana.



Nota. Muestra GR67-19-53. A) Detalle de la monzonita. B) Fotomicrografía en nícoles cruzados de la monzonita. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

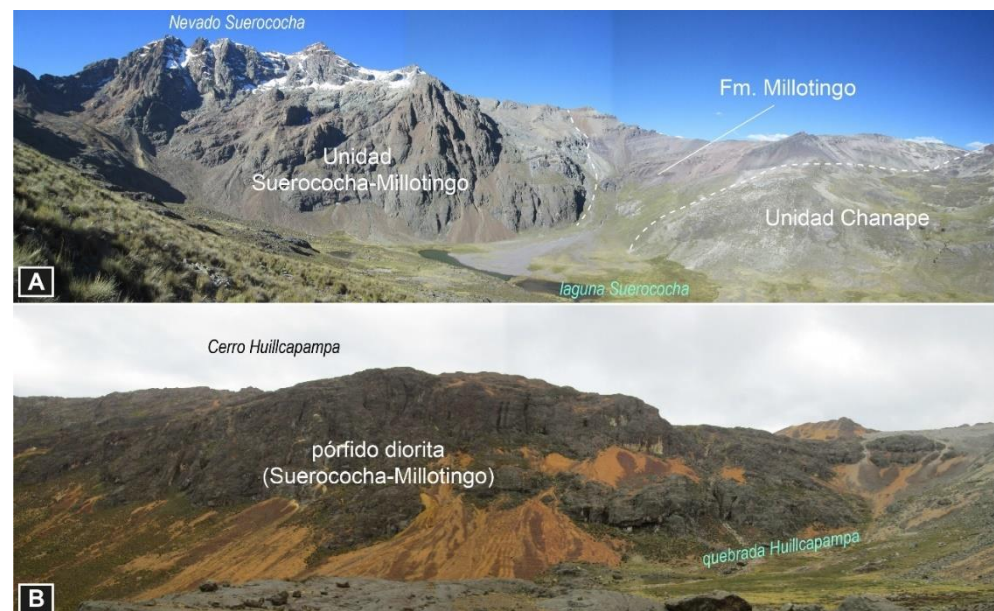
5.1.1.5 Unidad Suerococha-Millotingo

Esta unidad aflora al sur del área de estudio, desde el nevado Suerococha hasta el cerro Huillcapampa. Se trata de un plutón con geometría irregular de 50 km² de área aproximadamente. Ocurre a manera de dos cuerpos ígneos discontinuos con tendencia NO-SE. Esta unidad corta a las tobas de la Formación Millotingo y está compuesto por rocas máficas de composición diorita y pórfido diorita (**Figura 68AyB**).

Estructuralmente se tiene estructuras locales de dirección NE-SO y E-O que cortan a esta unidad y estarían relacionadas a la mineralización polimetálica de la mina Millotingo y paralela a estas fallas a la mina Germania (Pacococho).

Figura 68

Afloramiento de la unidad magmática Suerococha-Millotingo.



Nota. A) Vista mirando al este donde observa afloramiento de la unidad Suerococha-Millotingo que corta a la Formación Millotingo. B) Vista mirando al norte, donde se prolonga de manera discontinua la unidad Suerococha-Millotingo en los alrededores del cerro Huillcapampa.

Diorita, microdiorita. Esta facie se observa en la laguna Suerococha hasta la localidad de Pucacorral. Este cuerpo ígneo presenta una textura equigranular de grano medio a fino menores a 2 mm con aspecto azucarado de color gris oscura con tonalidad verduzca. Se compone de cristales hipidiomórficos de plagioclasa y minerales ferromagnesianos (**Figura 69A**).

En luz polarizada, se observa una textura espelítica con cristales ehudrales de plagioclasa con maclas polisintéticas en formas prismáticas algo aciculares. Los anfíboles distribuidos aisladamente asociados a la ocurrencia de minerales opacos (**Figura 69B**).

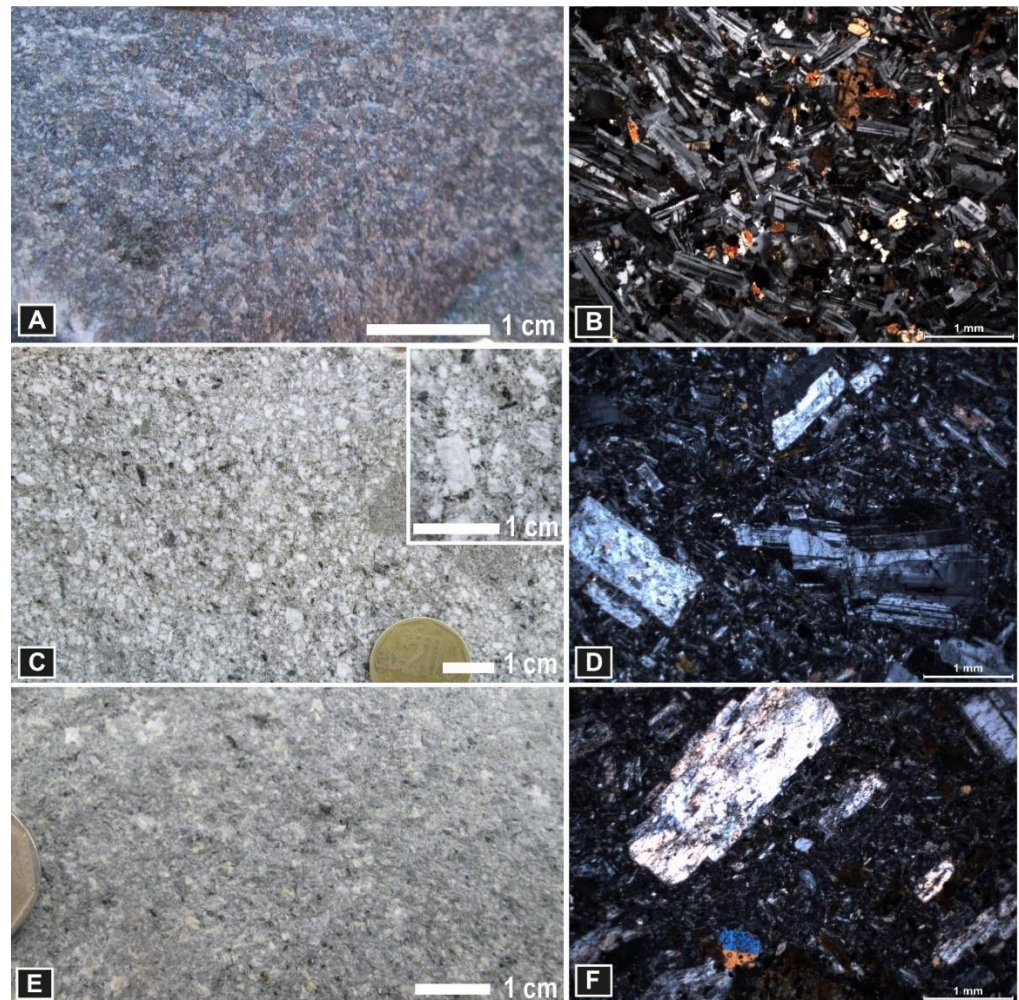
Pórfido diorita. Se trata de una roca que aflora al borde oriental del plutón, al noreste de la laguna Suerococha. Presenta una textura porfirítica de color gris blanquecina con tonalidad marrón, se muestra cristales desarrollados de plagioclasa que pueden llegar a medir 0.5 mm de diámetro, envueltos en una matriz holocristalina compuesto de microcristales de plagioclasa con anfíboles rellenando intersticios que se alteran a cloritas (**Figura 69C**). En luz polarizada se observa fenocristales de 2 a 3 mm de plagioclasa con maclas polisintéticas con zonación que están moderadamente alterados a sericitas y arcillas (**Figura 69D**).

Por otro lado, en la parte norte de cuerpo ígneo, precisamente en la cabecera de la quebrada Huillcapampa, aflora un pórfido diorita que se extiende en la parte distal de la unidad Suerococha-Millotingo (**Figura 68B**). Resalta los fenocristales de plagioclasa moderada a fuertemente alteradas a sericitas. Los minerales ferromagnesianos se distribuyen

aisladamente (**Figura 69E**). En el microscopio con luz polarizada, se muestra las plagioclasas subhedrales de 1 a 2 mm con bordes algo corroídos, asimismo, se observa microcristales de anfíbol incrustados en la plagioclasa. Los piroxenos y anfíboles en moldes de 2 mm de diámetro (**Figura 69F**).

Figura 69

Muestras de mano y fotomicrografías de las facies de la unidad Suerococha-Millotingo.



Nota. A) y B) Diorita y microdiorita. Muestra GR67-19-48. C) y D) Detalle del pórfido diorita al extremo este del plutón. Muestra GR67-19-32. E) y F) Detalle del pórfido diorita al norte del plutón. Muestra GR67-19-45. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

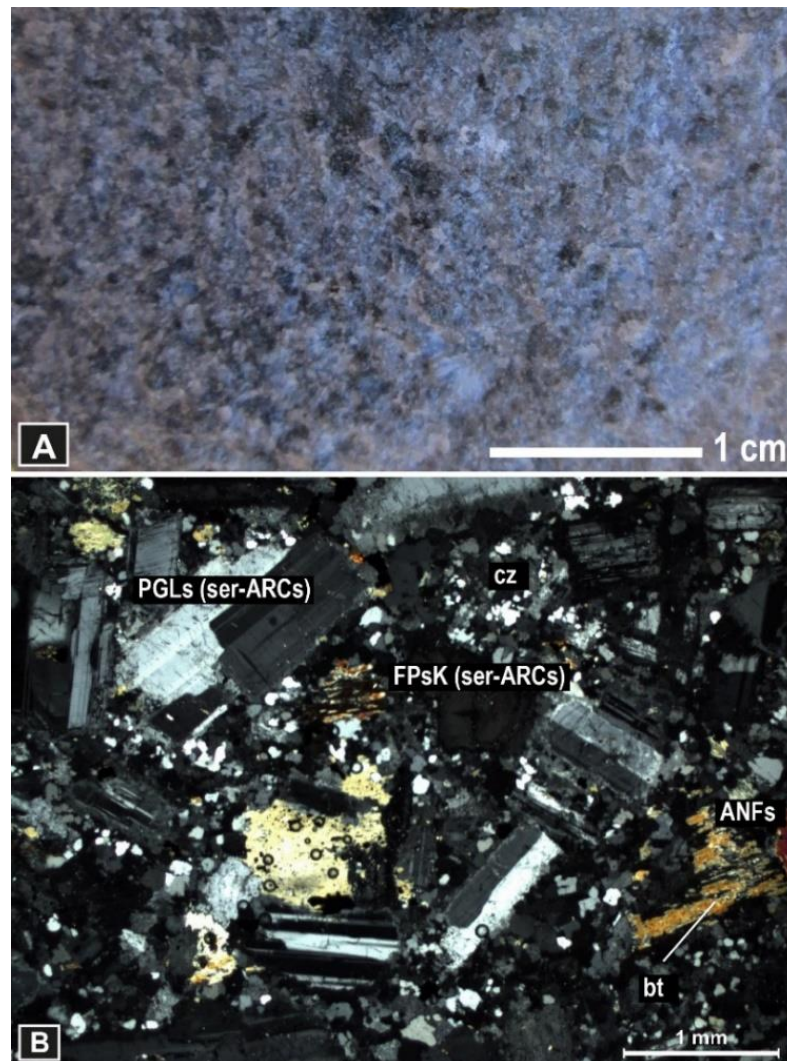
Estos pórfidos dioríticos estarían relacionados al último pulso magmático de la unidad Suerococha-Millotingo asociados a la mineralización tipo polimetálica en las zonas aledañas.

5.1.1.6 Unidad Chanape

Esta unidad está relacionada a la unidad Suerococha-Millotingo, se trata de un cuerpo ígneo ubicado al sur de este último, aflora entre la laguna Suerococha y nevado Huamanripa. La Unidad Chanape, tiene una geometría ovalada e irregular de aproximadamente ~12 km² de área. Este intrusivo corta a las rocas piroclásticas de la Formación Millotingo. Su litología es de una roca intrusiva de composición monzonita, presenta una textura granular que progresivamente pasa a una textura porfirítica. Se compone de cristales hipidiomórficos de plagioclasas tabulares euhedrales que van de 2 a 5 mm de diámetro, feldespato potásico aparece con tonalidades rosadas con formas euhedrales a anhedrales de 1 a 3 mm, el cuarzo se encuentra rellenando intersticios y por último, el anfíbol presenta hábito acicular a prismáticos acompañado por micas de biotita (**Figura 70A**).

Figura 70

Monzonita de la Unidad Chanape.



Nota. A) y B) Detalle de la muestra de mano y fotomicrografía en nícoles cruzados de la monzonita. Muestra GR67-19-47. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

La relación de contacto con la unidad Suerococha-Millotingo está dada por una estrecha secuencia tobácea de la Formación Millotingo que separa ambas unidades magmáticas. Por lo que, la Unidad Chanape podría ser un cuerpo aislado relacionada a las facies más intermedias y félsicas de la Unidad Suerococha-Millotingo (**Figura 68**).

En luz polarizada, la Unidad Chanape, se caracteriza por presentar una textura holocristalina constituida por cristales de plagioclasa en formas

subhedrales a euhedrales con hábito prismático. Se observa un maclado tipo polisintético y en algunos casos Carlsbad. Además, manifiesta una zonación y bordes de sobrecimiento, parcialmente alteradas a sericitas y arcillas. Asimismo, se aprecian feldespatos potásicos en formas subhedrales con bordes algo corroídos. Los anfíboles y micas parcialmente cloritizados con incrustaciones de cristales de cuarzo. El cuarzo se manifiesta rellenando intersticios con extinción ondulante (**Figura 70B**).

5.1.1.7 Unidad Paucarcocha

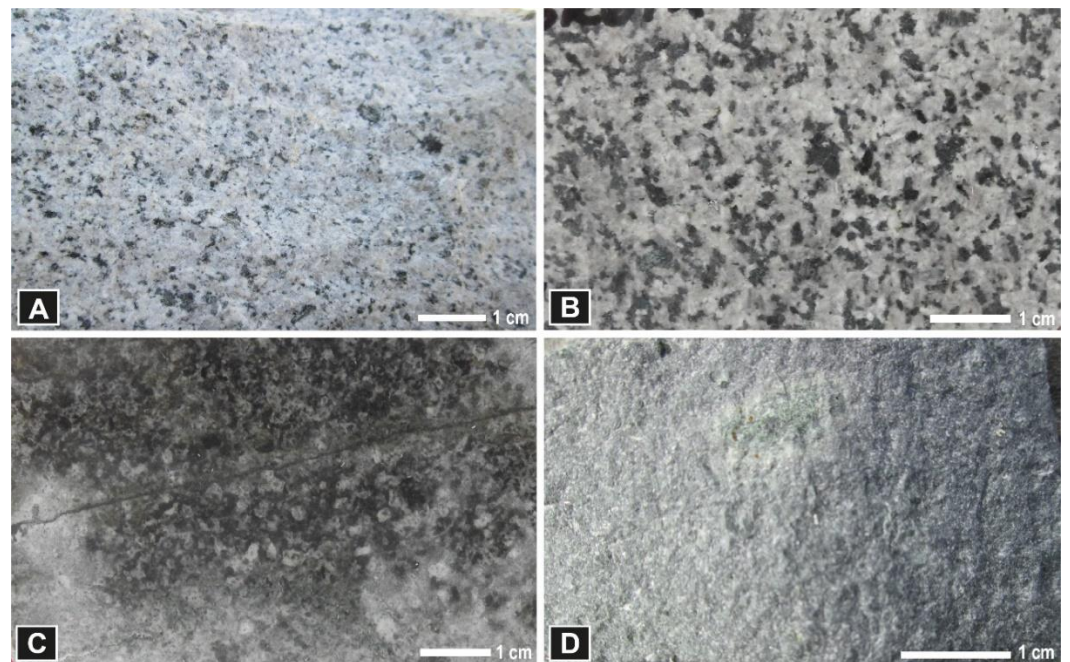
Lleva el nombre de la laguna Paucarcocha que atraviesa transversalmente a esta unidad intrusiva. Aflora en la parte céntrica del área de estudio. Precisamente en las cabeceras de la laguna Paucarcocha. Se trata de un cuerpo ígneo con geometría elongada de 8 km de largo y 5 km de ancho con una superficie de 40 km² y con un eje de orientación NO-SE. Se trata de un plutón compuesto de tres facies o pulsos magmáticos en los que a los bordes a manera de cuerpos aislados y restringidos afloran dioritas ubicadas al sur del plutón, mientras que, el cuerpo de gran extensión y volumen la ocupa la monzonita que aflora desde la laguna Paticocha hasta la laguna Huachuguacocho. Las facies más intermedias a félsicas a manera de stock restringido la ocupan la tonalita-granodiorita en la laguna Huachuguacocho. Finalmente, se observa un stock pequeño ubicado al borde noreste de la unidad Paucarcocha. Se trata de un intrusivo pórfido diorítico que podría interpretarse como el último estadio magmático de la unidad Paucarcocha, este a su vez, aparentemente estaría contándolo

La relación de contacto es discordante con la roca encajonante, por el flanco este corta a las rocas de la Formación Pacococho, mientras que por el flanco suroeste a las calizas de la Formación Jumasha y a las lavas de la Formación Millotingo. El contacto con las calizas es aparentemente fallado, por presentar esquistosidad y generando una zona de cizalla ocasionando en las calizas un metamorfismo de contacto, dando lugar a pequeños bancos de hornfels.

En tanto, a continuación, se describe las rocas que componen la unidad magmática Paucarcocha:

Figura 71

Facies máficas a intermedias de los cuerpos ígneos que conforman la Unidad Paucarcocha.



Nota. A) Detalle de la tonalita-granodiorita. Muestra GR67-19-82. B) Detalle de monzonita. Muestra GR67-86. C) Detalle de la diorita. Muestra GR67-19-93 y D) Detalle del pórfido diorita. Muestra GR67A-19-85. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

Diorita. Ocurre a manera de un cuerpos y stock restringido al sureste de la laguna Sulococha. Litológicamente se compone de una diorita

gris oscura con tonalidad verdosa de textura granular que progresivamente grada a porfirítica (**Figura 71C**). Presenta cristales euhedrales de plagioclasa de hábito tabular y prismático que van de 2 a 5 mm de diámetro, en algunos cristales se encuentran corroídos de los bordes hacia núcleo por minerales ferromagnesianos. Los anfíboles y micas están representados por cristales subhedrales a euhedrales que van de 1 a 2 mm, estos mismos junto a los microcristales de plagioclasa conforman una matriz holocristalina alterada por sericitas y epídotas (**Figura 72C**).

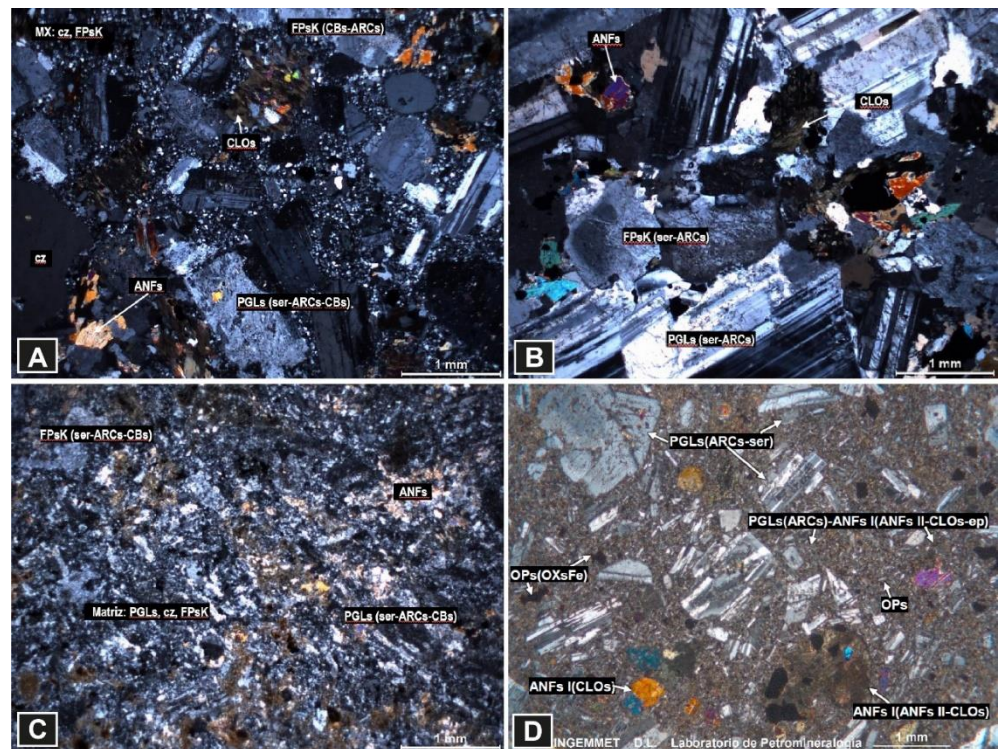
Monzonita, monzodiorita. El cuerpo ígneo de gran extensión está conformado por rocas de composición monzonita y monzodiorita. Sus mejores afloramientos se tienen desde las lagunas Paticocha hasta las lagunas Paucarcocha y Huachuhuacocha. Se trata de rocas de color gris blanquecino con tonalidad rosada, de textura granular de grano grueso a porfirítica (**Figura 71B**). Presenta cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa de 2 a 5 mm en hábito tabular y prismático. El feldespato potásico ocurre en cristales subhedrales de 2 a 5 mm de hábito tabular. El cuarzo aparece en ocasiones, salvo en las cuarzomonzodioritas que pueden llegar a un 8 %. Los minerales ferromagnesianos de anfíbol y biotita se disponen isotrópicamente (**Figura 72B**).

Tonalita-Granodiorita. Constituyen las facies más intermedias a algo félsicas de la Unidad Paucarcocha. Se trata de rocas leucocráticas holocristalinas de color gris blanquecina, presenta textura granular hipidiomórficas de grano medio con algunos cristales intercrecido (**Figura 71A**). La plagioclasa presenta cristales de 1 a 5 mm de diámetro en formas tabulares y prismáticas. El feldespato potásico ocurre esporádicamente. El

cuarzo presenta cristales anhedrales de color gris ahumado de 1 a 1.5 mm de diámetro, distribuidos de manera disseminada. Los minerales ferromagnesianos se disponen isotrópicamente, resaltando la ocurrencia de la biotita en mayor proporción en comparación con el anfíbol (**Figura 72A**).

Figura 72

Fotomicrografías en nícoles cruzados de rocas magmáticas de la Unidad Paucarcocha.



Nota. A) Tonalita, granodiorita. Muestra GR67A-19- 82. B) Monzonita, monzodiorita. Muestra GR67A-19-86. C) Diorita. Muestra GR67A-19-93 y D) Pórfido diorita. Muestra GR67A-19-85. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

Pórfido diorita. Se trata de un cuerpo aislado que aflora al borde noreste de plutón, específicamente al este de la laguna Huachuhuacocho. Litológicamente, es una roca gris oscura con tonalidad verduzca. Presenta una textura porfírica con cristales desarrollados de plagioclasa en matriz



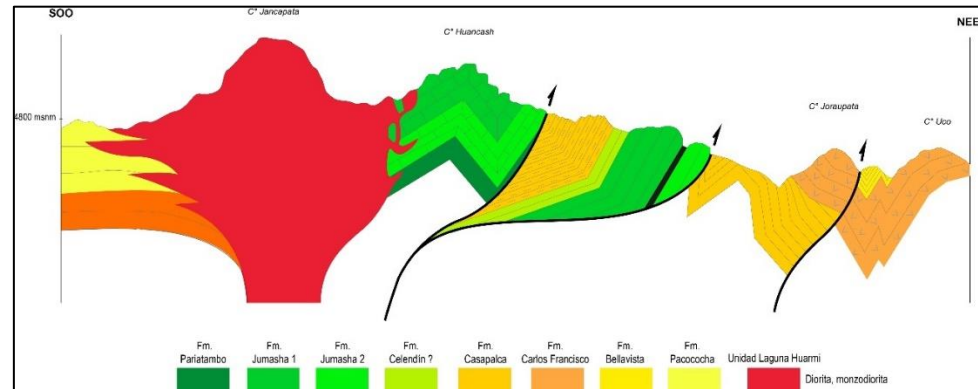
microcristalina fuertemente cloritizada (**Figura 71D**). En el microscopio, se observa fenocristales de plagioclasa con maclas del tipo polisintético con pequeños cristales de anfíbol incrustados. Los anfíboles muestran cristales subhedrales a anhedrales fuertemente cloritizados y relacionados con la ocurrencia de minerales opacos, dispuestos en una matriz aparentemente espelítica y microcristalina (**Figura 72D**).

5.1.1.8 Unidad Laguna Huarmi

Aflora en la parte septentrional del área de estudio, por los alrededores de las lagunas Huarmi y Shiusha. Tiene una geometría irregular de 5 km de largo y 2 km de ancho. Esta unidad intrusiva corta por el flanco oeste a la Formación Pacococha y por el este a las formaciones Carlos Francisco y Jumasha (**Figura 73**). En este último provoca un metamorfismo de contacto, dando lugar a la formación de skarn y hornfels. Este cuerpo ígneo, consiste de rocas que varía de diorita a monzodiorita donde no se observó la relación de contacto entre ambas, es por ello que se cartografía como un solo cuerpo plutónico.

Figura 73

Esquema estructural sin escala del emplazamiento de la Unidad Laguna Huarmi desde el cerro Jancapata hasta el cerro Uco. Se observa la relación de contacto con las rocas laterales.

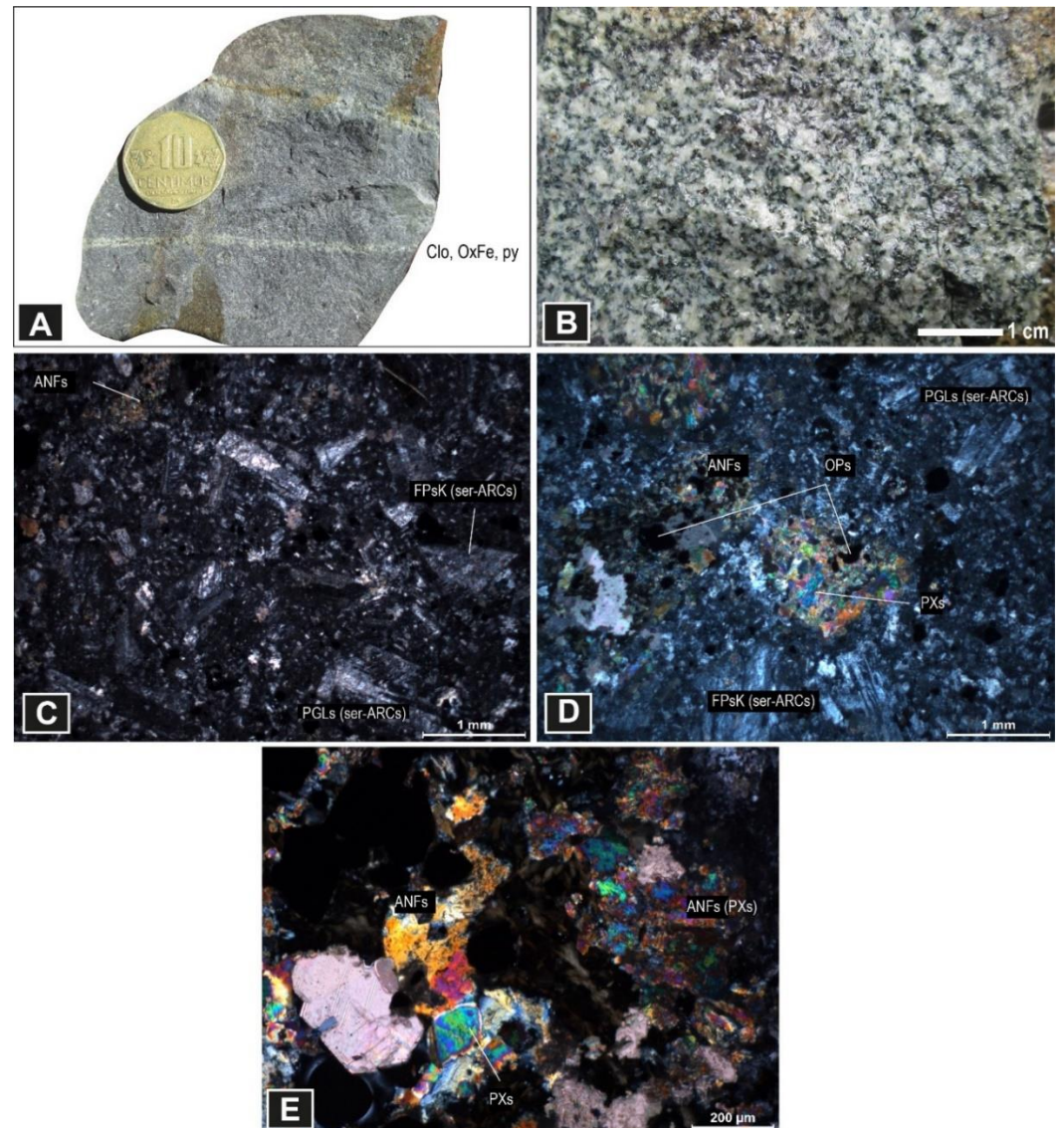


Diorita. Tiene un color gris oscura con tonalidad verdosa. Presenta una textura equigranular de grano fino fuertemente cloritizado. Se compone de cristales de plagioclasa menores a 2 mm de diámetro, los anfíboles pueden llegar a medir hasta 2 mm y están distribuidas de manera aislada. Asimismo, presenta venillas centimétricas de clorita, óxidos de hierro y pirita (**Figura 74A**).

Monzodiorita. Está constituido por cristales euhedrales subhedrales de plagioclasa de formas prismáticas que van de 1 a 5 mm. Los cristales de anfíbol junto con las biotitas forman cúmulos de 7 mm de diámetro que le dan un aspecto mosqueado a la roca. El feldespato potásico ocurre en cristales hipidiomórficos que van de 1 a 4 mm (**Figura 74B**).

Figura 74

Diorita y monzodiorita de la Unidad Laguna Huarmi.



Nota. A) Detalle de la diorita. B) Detalle de la monzonita. Muestra GR67A-19-84. C), D) y E) Fotomicrografías de la muestra GR67A-19-84 con luz polarizada.

En sección delgada con luz polarizada, se observa una textura granular que progresivamente pasa a porfirítica con fenocristales de plagioclasa más desarrolladas. Estas plagioclasas muestran un maclado polisintético fuertemente alteradas a sericitas y arcillas. Por otro lado, se observa moldes o cúmulos de cristales anhedral a subhedral de

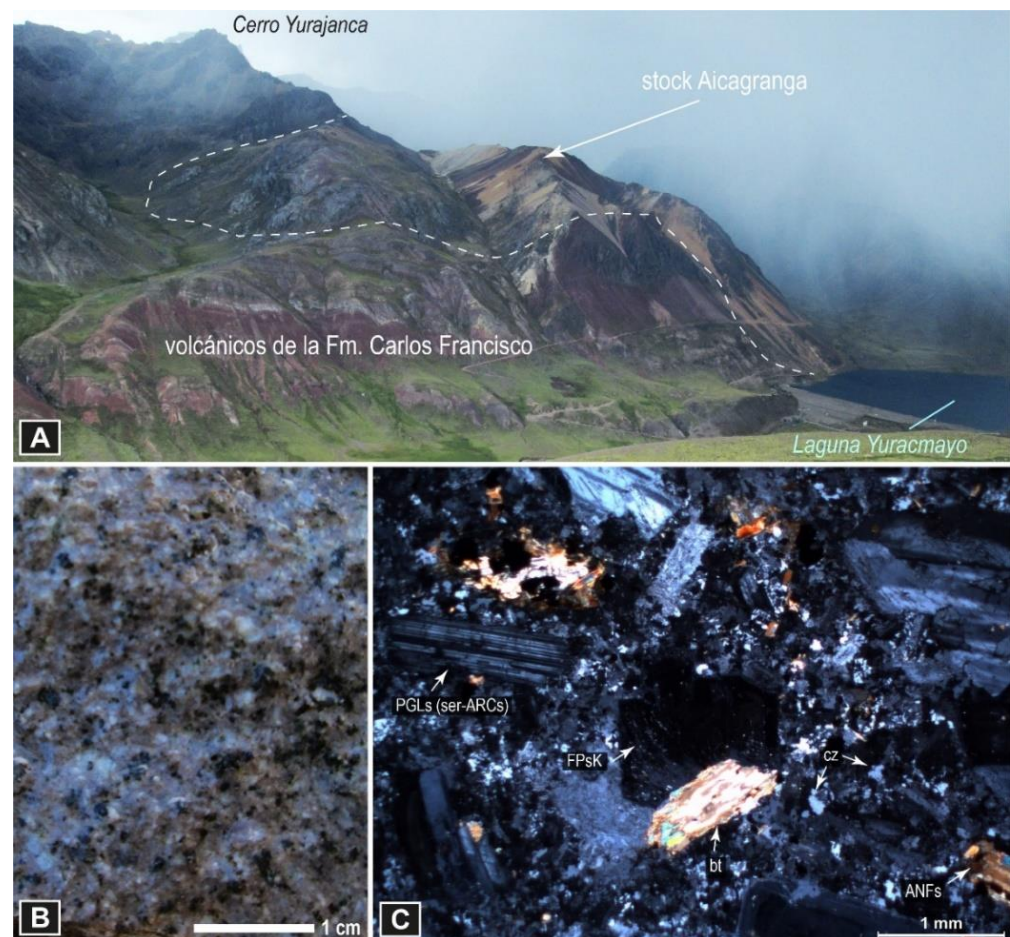
anfíboles, piroxenos asociados a los minerales opacos de piritita. Se observa una alteración de sericitas, cloritas y carbonatos (**Figura 74 C,DyE**).

5.1.1.9 Stock Aicagranga

Se denomina así a un cuerpo ígneo cortado por la quebrada Aicagranga. Este cuerpo aflora a 1 km al este de la laguna Yuracmayo, precisamente en la estancia Aicagranga y al suroeste del cerro Yurajanca. Se trata de un stock con geometría ovalado de aproximadamente 5 km².

Figura 75

Stock cuarzomonzodiorítico Aicagranga.



Nota. A) Vista mirando al sureste donde se muestra el stock Aicagranga cortando a la Formación Carlos Francisco. B) Detalle de la cuarzomonzonita. Muestra GR67A-19-11. C) Detalle de la muestra con luz polarizada. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

Su litología es de una roca plutónica de composición cuarzomonzodiorita. Este cuerpo intrusivo encuentra cortando a los volcánicos de la Formación Carlos Francisco (**Figura 75B**).

Cuarzomonzodiorita. Tiene una textura fanerítica granular de grano medio a grueso. Compuesto por cristales de plagioclasa prismáticos que van de 1 a 4 mm de diámetro, el feldespato potásico ocurre tiene una coloración gris rosada en cristales tabulares que van de 1 a 4 mm. Los minerales ferromagnesianos están representados por las biotitas y anfíboles que se distribuyen isotrópicamente, aunque en algunos casos en pequeños cúmulos (**Figura 75B**).

En luz polarizada, se observa plagioclasas que presentan un maclado del tipo polisintético y carsbal, asimismo, algunos cristales de encuentran zonados con bordes corroídos de manera incipiente. El feldespato potásico en cristales euhedrales débilmente alteradas a arcillas. Los anfíboles presentan incrustaciones de biotita. Las micas se encuentran parcialmente cloritizadas. El cuarzo se encuentra como agregado de la matriz holocristalina junto con las plagioclasas y minerales opacos (**Figura 75C**).

5.1.1.10 Andesita Horbléndica de Cullococha

Es un cuerpo intrusivo que aflora en la parte oriental de la zona de estudio. Precisamente en la laguna Cullococha y se prolonga hasta el cerro Jerusalen. Tiene una geometría elongada a manera de franja de 5 km de largo y 0.6 de ancho y se encuentra emplazado entre las formaciones Casapalca y Jumasha. Estructuralmente estaría asociado a las estructuras



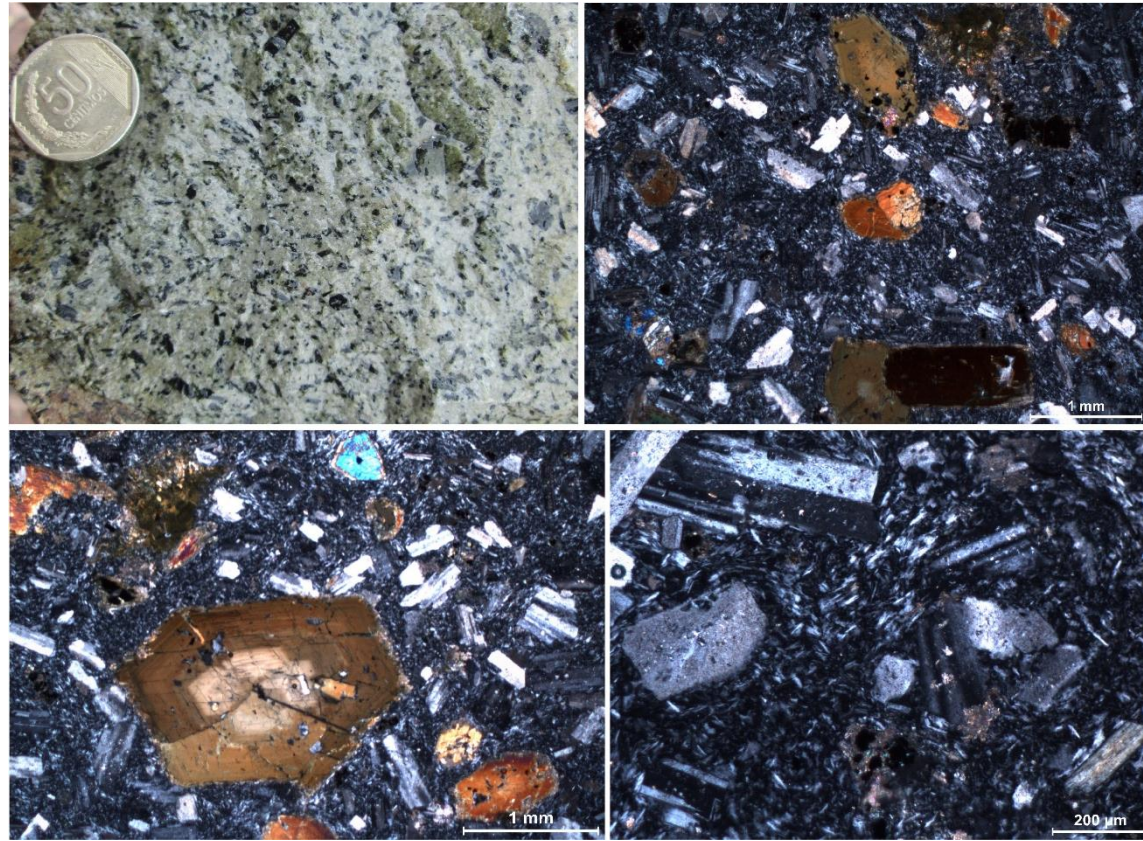
regionales de dirección NNO-SSE que hacen que cabalgue la Formación Jumasha sobre la Formación Casapalca.

El stock de Cullococha tiene una litología que consiste de una andesita horbléndica color gris verdoso de textura porfirítica. Se compone de fenocristales euhedrales y subhedrales de horblenda con hábito tabular y a veces acicular que llegan a formar cristales de hasta 8 mm de largo, distribuidos entre cristales aciculares de menor tamaño que van de 1 a 5 mm. La plagioclasa presenta cristales subhedrales de hábito prismático que van de 1 a 3 mm. La matriz está compuesta de microcristales de plagioclasa y ferromagnesianos (**Figura 76**).

Microscópicamente se observa cristales euhedrales bien desarrollados de horblenda, se presentan en hábito prismático y romboédrico que algunos casos se encuentran zonados con bordes débilmente corroídos. Las plagioclasas presentan un maclado del tipo polisintético con hábito tabular. Mientras que, la matriz se caracteriza por presentar una textura espelítica con dirección de flujo englobando a los fenocristales más desarrollados, compuesta de microcristales de plagioclasa (**Figura 76**)

Figura 76

Andesita horbléndica de Cullococha. Detalle de la muestra GR67A-19-10 en muestra de mano y en fotomicrografía con luz polarizada.



Nota: INGEMMET-DGR-GR67A.

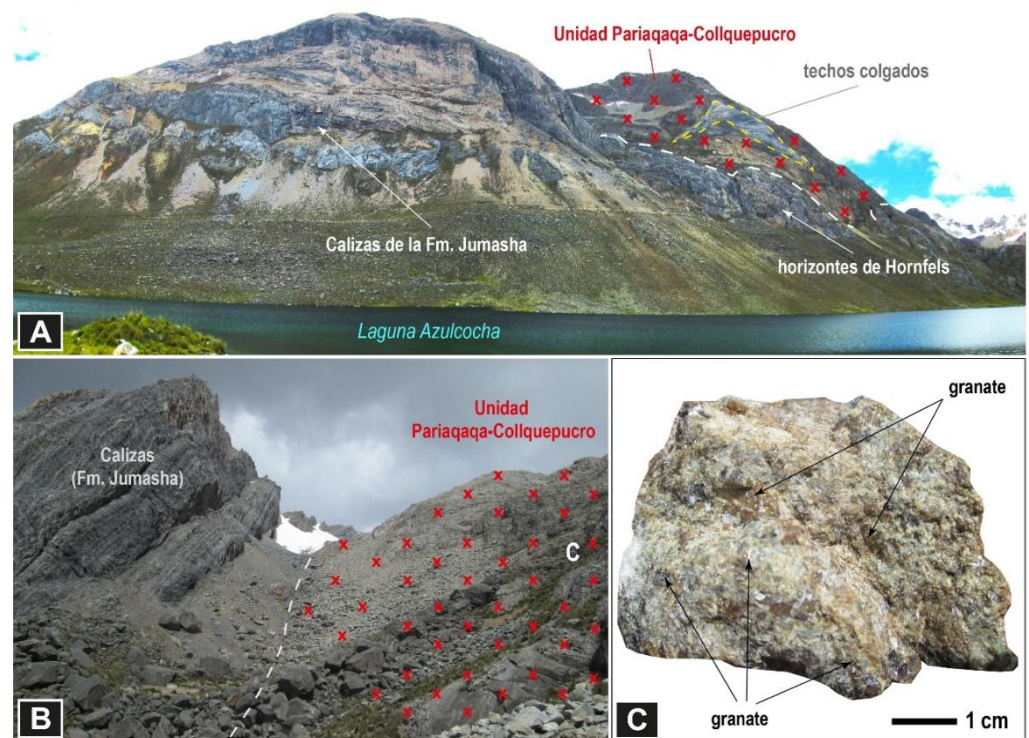
5.1.1.11 Unidad Pariaqaqa-Collquepucro

Se denomina así a un cuerpo plutónico que aflora en las crestas de los nevados Pariaqaqa y Collquepucro. Esta unidad ocurre en la esquina sureste del área de estudio. Tiene una geometría ovalada y elongada de 9 km de largo y 5 km de ancho con eje de orientación NO-SE. Se extiende desde el nevado Collquepucro hasta el nevado Suiricocha. Sus afloramientos en el terreno se registraron al oeste de la laguna Azulcocha, cerca de la antigua mina Rey Salmón, en este sector se ha observado que la unidad magmática se emplazó aparentemente en concordancia con los

estratos de las calizas de la Formación Jumasha con 50° a 60° de inclinación hacia el noreste (**Figura 77A**). Sin embargo, por el sector del nevado Suiricocha se observa un contacto discordante. Estructuralmente, este cuerpo intrusivo se encuentra flanqueado por la falla Azulcocha (parte del sistema de fallas Chonta) y el sistema de fallas Río Blanco.

Figura 77

Emplazamiento de la Unidad Pariaqaqa-Collquepucro dentro de la Formación Jumasha ubicado al sureste del área de estudio.



Nota. A) Cuerpo plutónico de la Unidad Pariaqaqa-Collquepucro. Vista mirando al oeste de la laguna Azulcocha. B) Contacto del cuerpo ígneo con la Formación Jumasha, marcado por una transición de bandas de skarn. C) Detalle de los granates en la zona de transición.

Las relaciones de contacto con la roca caja están manifestadas por un fuerte metamorfismo de contacto, dando lugar a la formación de bandas de skarn y horizontes de hornfels. En la parte proximal entre intrusivo y roca caja, se observa alteración tipo skarn con cristales de granates que van

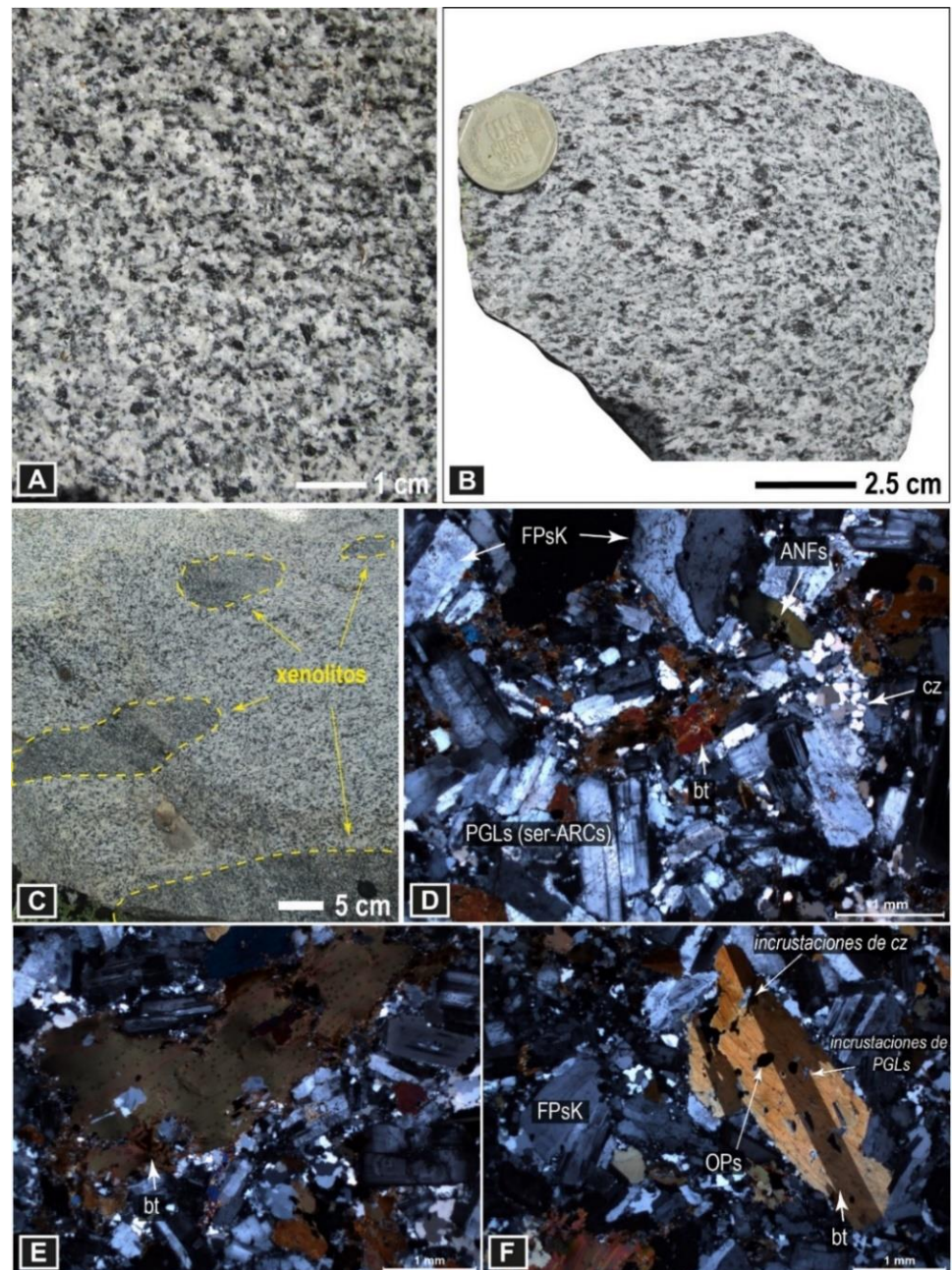


de 2 a 8 mm de diámetro (**Figura 77C**). En tanto, hacia la laguna Azulcocha, el contacto estaría marcado por una estructura de bloques o techos colgados (roof pendant) de hornflens (**Figura 77 AyB**).

En general, la Unidad Pariaqaqa-Collquepucro sería un plutón simple, en decir, conformado por un solo cuerpo ígneo unicomposicional, aunque por sectores se observa lentes de xenolitos de composición diorítica de 5 a 30 cm de largo aparentemente orientados que fueron asimilados por la tonalita (**Figura 78C**). En tanto, se podría interpretar de rocas pre-existentes o se trataría de las primeras facies correspondientes a la unidad magmática.

Figura 78

Ensamblajes magmáticos de la Unidad Pariaqaqa-Collquepuero.



Nota. A) y B) Detalle de la tonalita. C) Xenolitos dentro de la tonalita. D), E) y F) Fotomicrografía en nícoles cruzados de la tonalita a la muestra GR67A-19-03: E390386, N8678987. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

Tonalita. Corresponde a una roca ígnea plutónica fanerítica de color gris blanquecina mesócrata a leucócrata de textura hipidiomórfica



granular de grano grueso que grada aparentemente a porfírica con fenocristales de plagioclasa.

Consiste de cristales de cuarzo en formas botroidal de 1 a 4 mm. La plagioclasa presenta hábito tabular y prismático que van de 2 a 5 mm. El feldespato potásico se encuentra como agregado mineral. Las biotitas ocurren en formas tabulares que, en algunos casos en hábito hexagonal, por otro lado, aparece en formas acicualres distribuidos isotrópicamente. El anfíbol se muestra en formas prismáticas que van de 1 a 3 mm reemplazadas débilmente por cloritas (**Figura 78A**).

Por otro lado, la tonalita muestra rasgos de foliación de cristales de biotita principalmente, en la cual, presenta cristales de hábito acicular algo alargados con cierta orientación, a veces forma cúmulos de 7 mm dándole un aspecto mosqueado a la roca (**Figura 78B**).

En el microscopio, la tonalita de la Unidad Pariaqaqa-Collquepucro presenta una textura hipidiomórfica. Consiste de cristales euhedrales y subherales de plagioclasa en formas prismáticas mostrando maclas del tipo carsbald y polisintético. El feldespato potásico en cristales subhedrales algo zonados débilmente alteradas con arcillas. El cuarzo ocurre en cristales anhedrales de manera intersticial. Las biotitas y anfíboles presentan microcristales de cuarzo, plagioclasa y minerales opacos a manera de pequeñas incrustaciones (**Figura 78 D,EyF**).

5.1.1.12 Unidad Laguna Sacsa

Se denomina así a un cuerpo plutónico que aflora en los alrededores de la laguna Sacsa, ubicado en la parte septentrional del área de estudio.

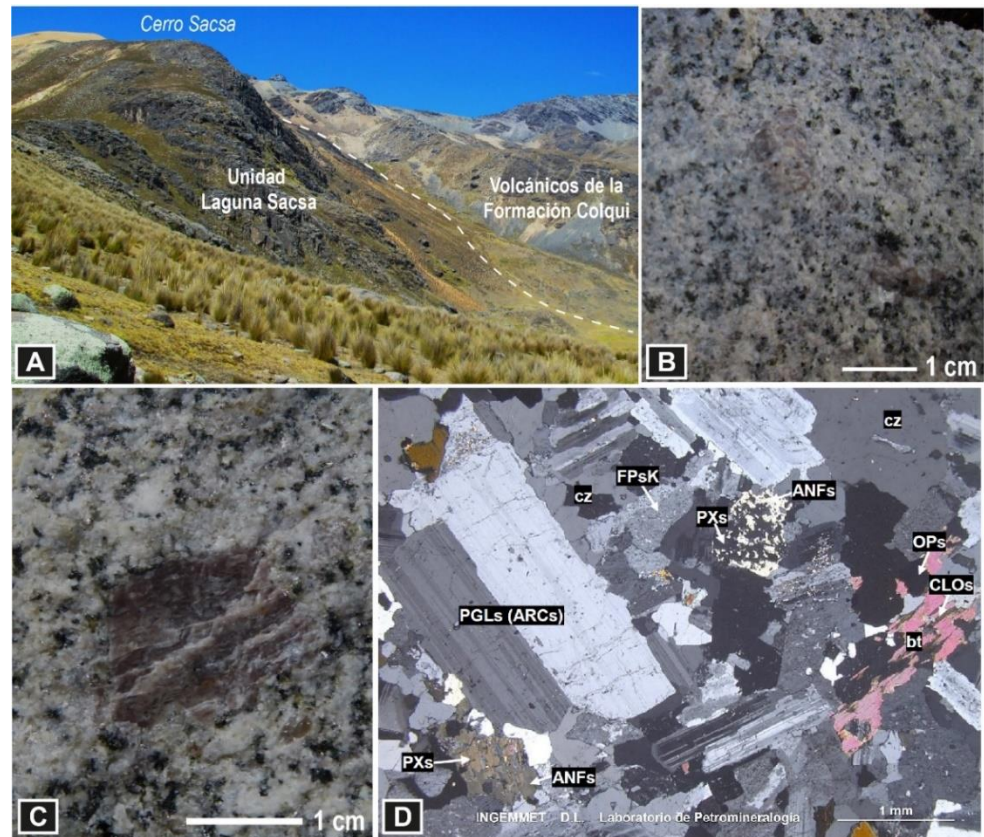


Se trata de un plutón restringido que tiene una geometría ovalada con un eje de tendencia NE-SO que apenas llega a 7 km² de superficie. La unidad Laguna Sacsa intruye de manera discordante a las brechas volcánicas y secuencias volcanosedimentarias de la Formación Colqui (**Figura 79A**). Estructuralmente, esta unidad se alinea con las fallas de rumbo de dirección N50°.

Litológicamente, está constituido por un plutón simple unicomposicional de granodiorita. Esta roca presenta una textura hipidiomórfica equigranular a porfirítica de coloración gris blanquecina con tonalidad rosada. Se compone de cristales de plagioclasa con hábito tabular y prismático que van de 1 a 8 mm diámetro. El cuarzo se presenta en formas anhedrales de 1 a 3 mm. El feldespató potásico toma relevancia por presentarse en fenocristales que llegan a superar los 10 mm con hábito prismático aparentemente zonado (**Figura 79ByC**).

Figura 79

Afloramiento de la Unidad Laguna Sacsa al noroeste del área de estudio.



Nota. A) Cuerpo ígneo granodiorítico de la Unidad Laguna Sacsa intruye a los volcánicos Colqui. B) y C) Detalle de la granodiorita. D) Fotomicrografía de la granodiorita. Muestra GR67A-19-77. Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A.

En el microscopio con luz polarizada, se observa una roca holocristalina con componentes cristalinos hipidiomórficos de plagioclasa euhedrales y subhedrales en maclas polisintéticas con bordes de sobrecrecimiento, levemente microfracturados. El feldespato potásico presenta cristales subhedrales a anhedrales parcialmente alteradas a arcillas. El cuarzo en cristales subhedrales e irregulares con extinción ondulante. El feldespato potásico tiene formas anhedrales en algunos cristales maclados, parcialmente alteradas a arcillas. La biotita se presenta en formas subhedrales con hábito tabular que están alterados a cloritas con



incrustaciones de cuarzo. Los anfíboles en cristales subhedrales, están moderadamente reemplazando a los piroxenos (**Figura 79D**).

5.1.1.13 Intrusiones Menores y Diques

Se denomina así a un conjunto de rocas intrusivas y subvolcánicas con áreas restringidas que no superan los 6 km², ubicados disarmónicamente en toda el área de estudio. Sin embargo, existen rocas en forma de diques que cortan importantes cuerpos plutónicos y se relacionan con eventos magmáticos y tectónicos importantes.

Un ejemplo se tiene, en la quebrada Parac ubicado a 3 km al sur de San Mateo, precisamente en las inmediaciones de la mina Coricancha. Se trata de diques dacíticos de gran espesor que superan que están asociadas a estructuras tensionales N40° y N50° con inclinaciones al sureste (**Figura 80**).

Figura 80

Diques dacíticos en la quebrada Parac emplazadas en estructuras tensionales.



5.1.1.14 Intrusiones Indiferenciados

Se le denomina así a un grupo de rocas intrusivas que no han sido estudiadas petrográficamente y geoquímicamente en la presente tesis, sin embargo, toman relevancia para el cartografiado geológico y para el análisis de estructuras geológicas en el comportamiento tectónico.

5.2 GEOQUÍMICA

Para este acápite se realizó el estudio de rocas magmáticas de rocas plutónicas y pórfidos intrusivos, en la cual se ha obtenido 18 muestras para análisis geoquímico de elementos mayores, traza y tierras raras distribuidos de la siguiente manera:

Tabla 3

Cuadro de muestras obtenidas de las unidades magmáticas con análisis químico en el área de estudio.

Unidad Magmática	Muestra	Cantidad
Surco	GR67A-19-62	3
	GR67A-19-67	
	GR67A-19-68	
Chanicocha	GR67A-19-72	1
San Miguel	GR67A-19-60	2
	GR67A-19-61	
Sacallana	GR67A-19-53	2
	GR67A-19-75	
Suerococha-Millotingo	GR67A-19-32	3
	GR67A-19-45	
	GR67A-19-48	
Chanape	GR67A-19-47	1
Paucarcocha	GR67A-19-82	3
	GR67A-19-86	
	GR67A-19-85	
Aicagranga	GR67A-19-11	1
Pariqaqa-Collquepucro	GR67A-19-3	1
Laguna Sacsá	GR67A-19-77	1

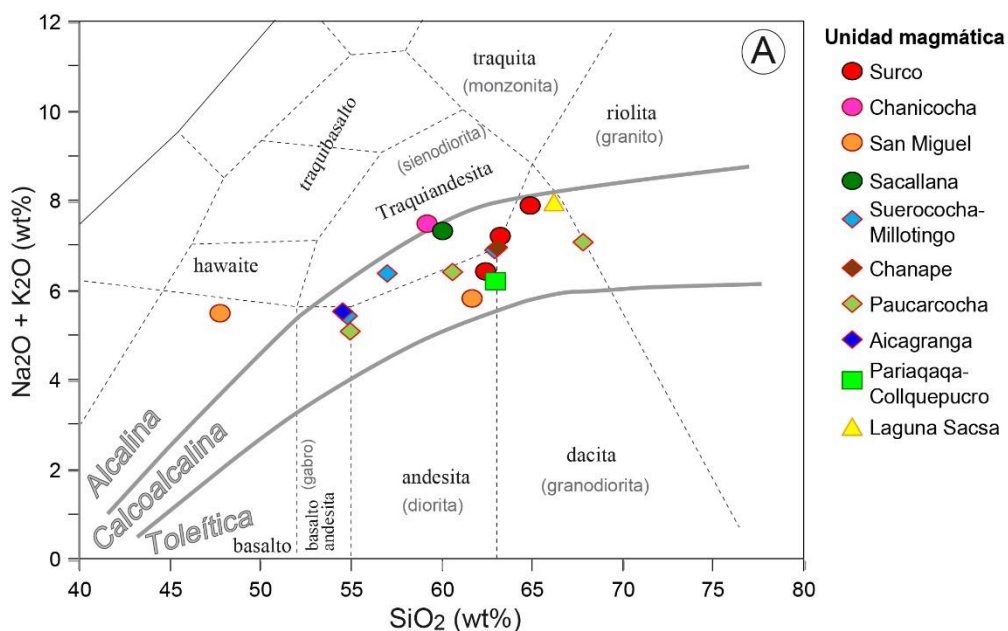
5.2.1 Geoquímica de elemento mayores

La composición química de las rocas ígneas intrusivas que se emplazan en el área de estudio se refleja en los diagramas binarios. En el diagrama TAS para ver la discriminación de las diferentes rocas plutónicas de las unidades magmáticas, se ha planteado $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 , donde nos muestra que las rocas de la Unidad Surco varían de composición diorita, granodioritas a tonalitas, a su vez, caen dentro del campo de rocas pertenecientes a la serie magmática calcoalcalina. La única muestra de la Unidad Chanicocha, cae dentro de rocas monzodioríticas y monzonitas en el límite con series alcalinas, esto podría deberse a su alto contenido de K en la roca. Mientras que, las rocas de la Unidad San Miguel muestran fuerte cambio de composición que varía de dioritas casi gabroicas hasta monzodioritas. La Unidad Sacallana, cae dentro del campo de dioritas y monzonitas. Las rocas de la Unidad Suerococha-Millotingo muestran

variaciones de diorita a casi entrando a límite con las granodioritas. Por otro, lado, la Unidad Chanape corresponde dentro de los límites de diorita y granodiorita. En tanto, Las muestras de los intrusivos de Paucarcocha, se diferencian una de otra, mostrando variaciones que van de dioritas casi gabroicas hasta tonalitas y granodioritas. El stock de Aicagranga, tiene afinidad con rocas de composición básica de dioritas y gabros. Sin embargo, las muestras del plutón de Pariaqaqa-Collquepucro se plotean dentro de los límites de dioritas y granodioritas. Por último, y no menos importante, la Unidad Sacsa, varía de granodiorita hasta límites con granito alcalino (**Figura 81**).

Figura 81

Diagrama de total álcalis (TAS) de SiO_2 versus $Na_2O + K_2O$ para rocas intrusivas. La línea de clasificación de las series alcalinas y subalcalinas, fue tomada de Miyashiro (1978) y el límite entre calcoalcalino y toleítico según Kuno (1968).

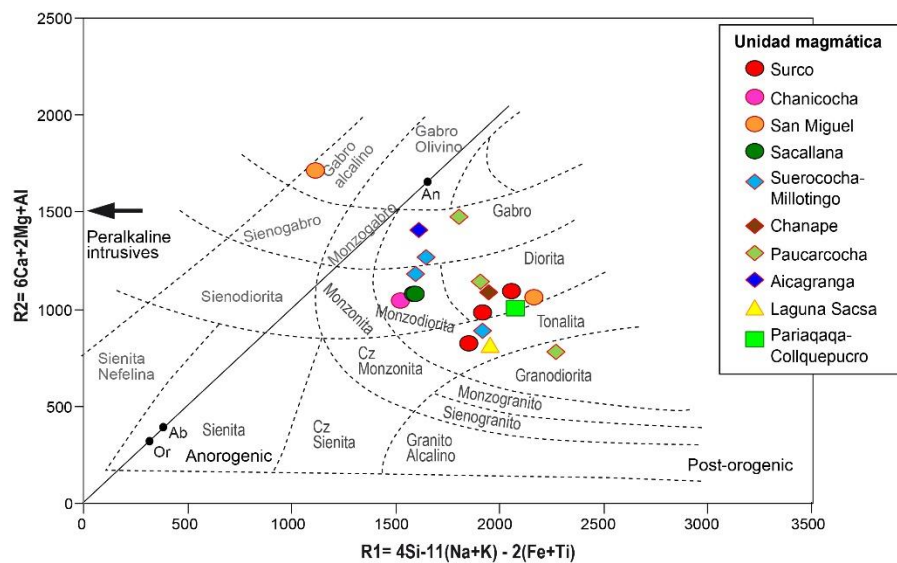


Para una clasificación un poco más precisa se utiliza la clasificación según el diagrama de De La Roche et al. (1980) en comparación con el TAS que se limita al contenido de K_2O en función de los feldespatos. Es por ello, que se utiliza las

variables R1 y R2 de De La Roche et al. (1980). En el diagrama, se muestra que las unidades Surco, Suerococha-Millotingo y Paucarcocha que conforman plutones volumétricos y extensos, sus intrusivos presentan diferenciación que varían de composiciones máficas a félsicas, desde dioritas a granodioritas y tonalitas. Mientras que las muestras de las unidades Chanicocha y Sacallana reflejan una composición monzodiorítica. Sin embargo, una muestra de la Unidad San Miguel, dentro del campo de rocas muy alcalinas (**Figura 82**).

Figura 82

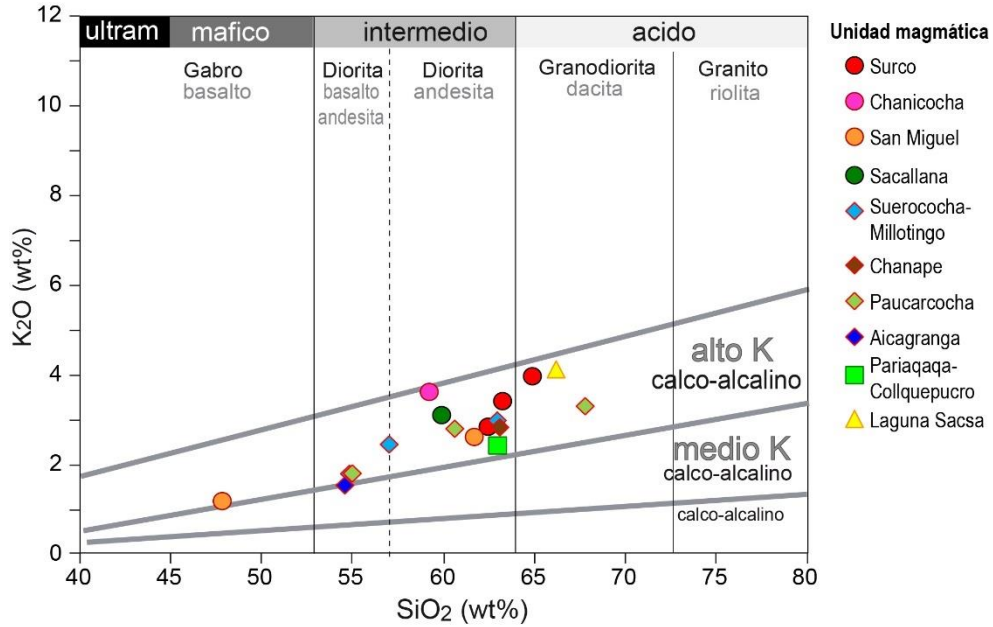
Diagrama de clasificación R1-R2 (De la Roche et al., 1980), donde ha pasado por un proceso de recálculo a miliciones $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ y $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.



Para el contenido de K, se utiliza el diagrama binario SiO₂ versus K₂O. Aquí se observa casi en su totalidad, las muestras tienen una afinidad calcoalcalina con alto contenido de K, excepto de las rocas de unidades Aicagranga y Pariaqaqa-Collquepuco que se encuentran en el límite medio (**Figura 83**).

Figura 83

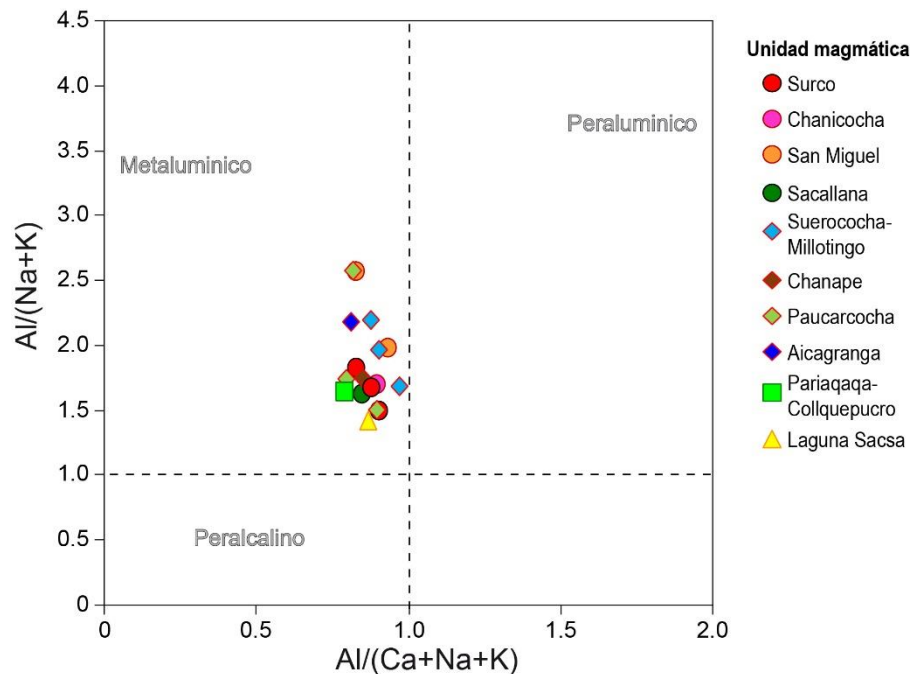
Diagrama SiO₂ versus K₂O para subdivisión de rocas subalcalinas de las unidades magmáticas del área de estudio. Rickwood et al. (1989).



En términos de saturación de alúmina, todas las rocas de las unidades magmáticas muestran un carácter metalumínico de $Al / (Ca + Na + K) < 1$ y $Al / (Na + K) > 1$. Asimismo, es posible apreciar que estas rocas tienen una afinidad tectónica que corresponden a granitos tipo I (**Figura 84**).

Figura 84

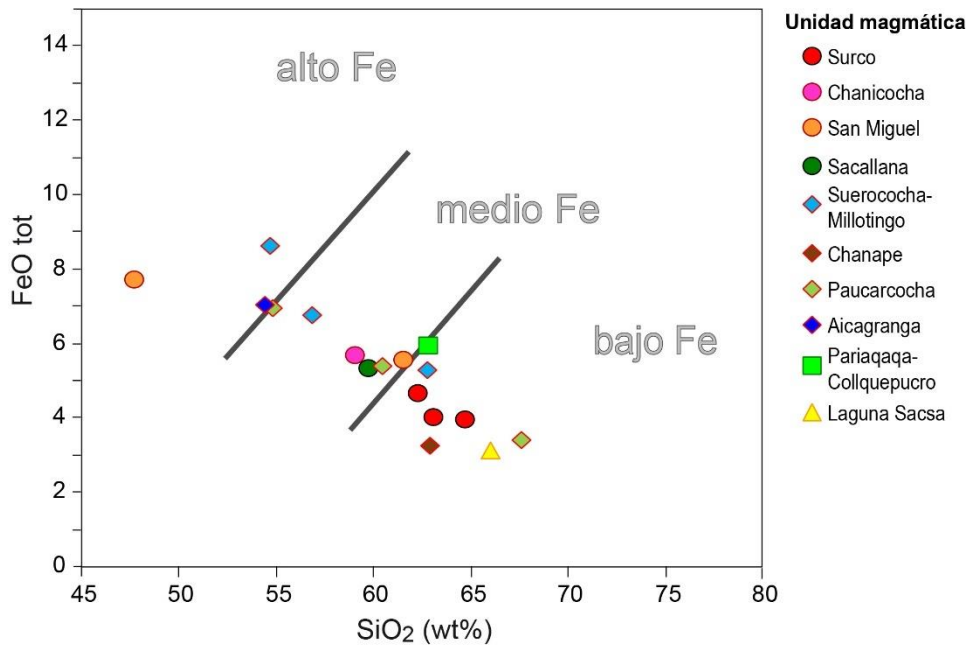
Clasificación del índice de saturación de alúmina de las rocas intrusivas, subdividido en metalumínico, peralumínico y peralcalino (Maniar & Piccoli 1989).



Por otro lado, en el diagrama SiO₂ versus FeO total, las rocas intrusivas muestran correlación negativa. Esto indica que las rocas máficas se asocian a la ocurrencia de un alto contenido de Fe conforme va decayendo la sílice (SiO₂). Por ejemplo, las rocas máficas de la Unidad San Miguel, tiene un alto contenido de FeO_{total} en relación a las bajas concentraciones de SiO₂. Algo así se observa para las muestras de las unidades Aicagranga y Paucarcocha y Suerococha-Millotingo. Por el contrario, las rocas intermedias de las unidades Surco, Chanape, Laguna Sacsa, Pariaqaqa-Collquepucro muestran una clara afinidad con bajas concentraciones de FeO_{total} (**Figura 85**).

Figura 85

Diagrama SiO₂ versus FeO_{total}, recalculados al 100% libres de volátiles para discriminación del contenido de Fe en las unidades magmáticas del área de estudio.

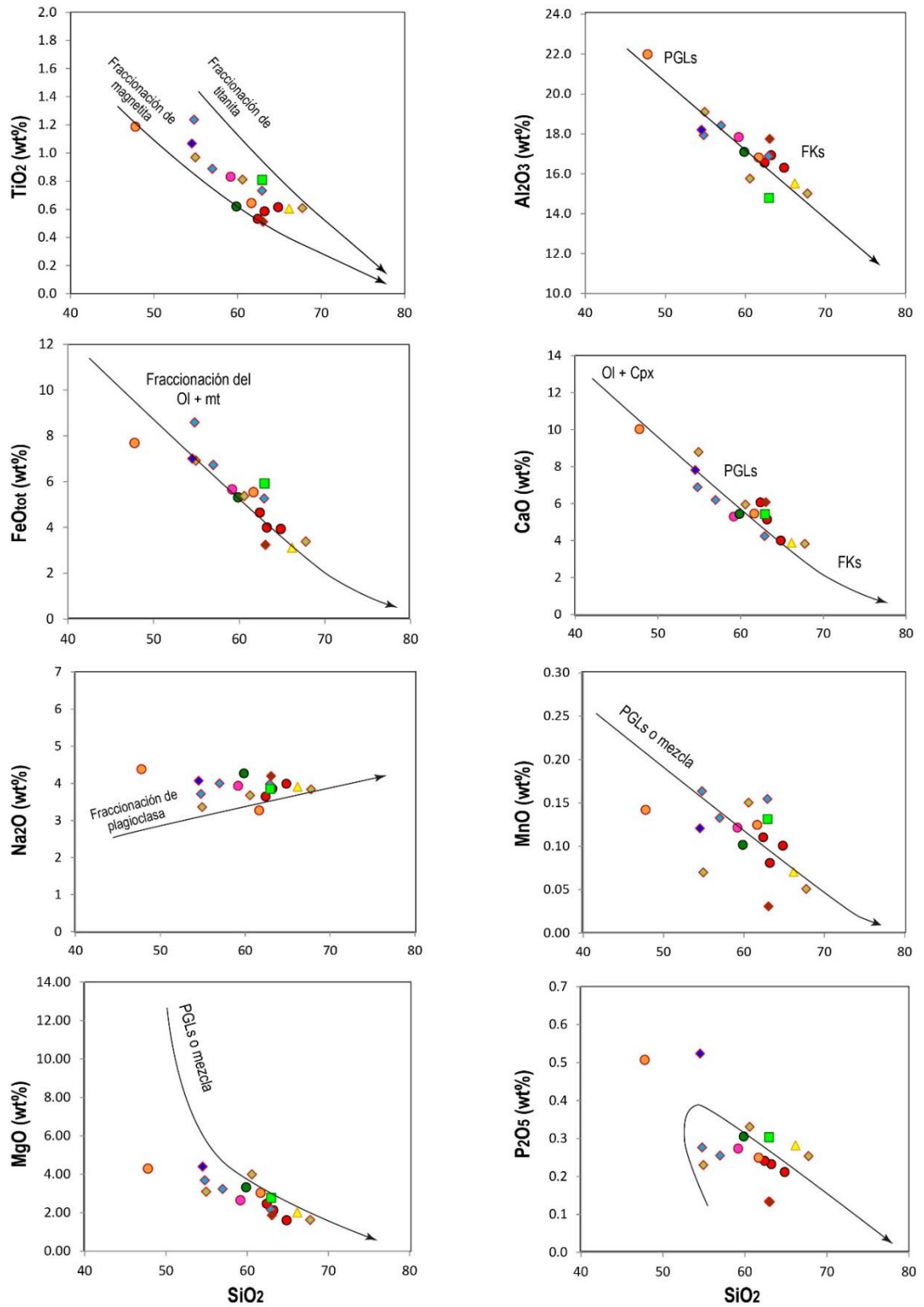


En los diagramas del tipo Harker, se observa una negativa correlación de TiO₂, Al₂O₃, FeO_{total}, MnO, MgO, CaO y P₂O₅ con la diferenciación (mayor contenido de SiO₂) y una positiva correlación con Na₂O con la diferenciación (Figura 86).

El contenido de Na₂O se correlaciona positivamente, lo que nos sugiere que se cristalizó la plagioclasa sódica a lo largo de todo el proceso de diferenciación magmática como es el caso de las unidades Surco, Paucarcocha, Suerococha-Collquepuero y Laguna Sacsa. Mientras que las rocas máficas de las unidades San Miguel, Aicagranga, Chanape y Paucarcocha, tienen una negativa en TiO₂, FeO_{total}, Al₂O₃ sugieren una fraccionación de la magnetita y el olivino?

Figura 86

Diagramas del tipo Harker para las rocas de las unidades magmáticas del área de estudio. Los contenidos de óxidos están recalculados a los 100%, libres de bases volátiles.

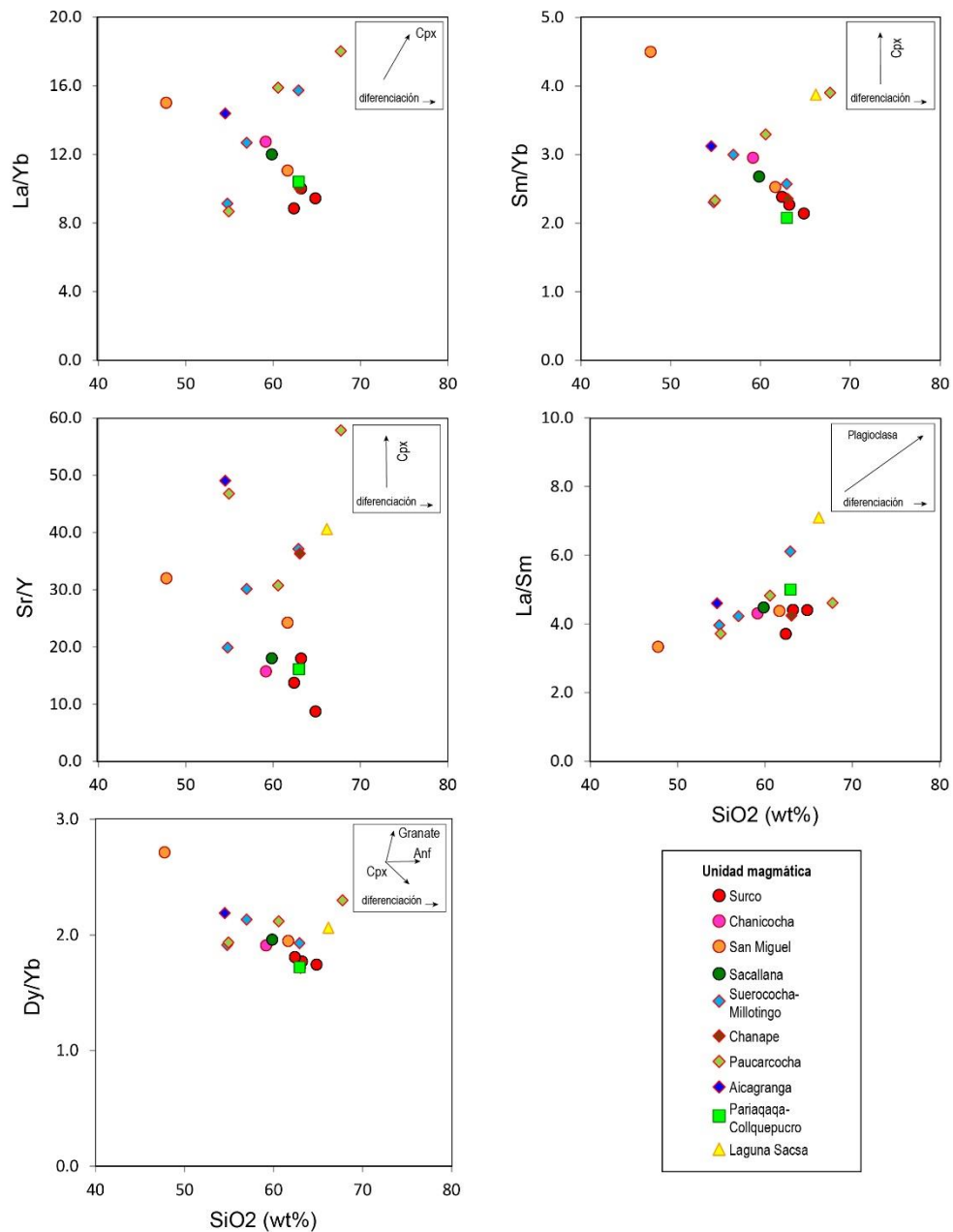


5.2.2 Geoquímica de elemento traza

Estos elementos nos proporcionan información para la caracterización petrogenética de las diferentes unidades magmáticas aflorantes en el área de estudio. En las razones de La/Yb, Sm/Yb, Sr/Y, La/Sm y Dy/Yb versus contenido de SiO₂, son una manera de medida del comportamiento de la pendiente de las tierras raras livianas y pesadas (**Figura 87**).

Figura 87

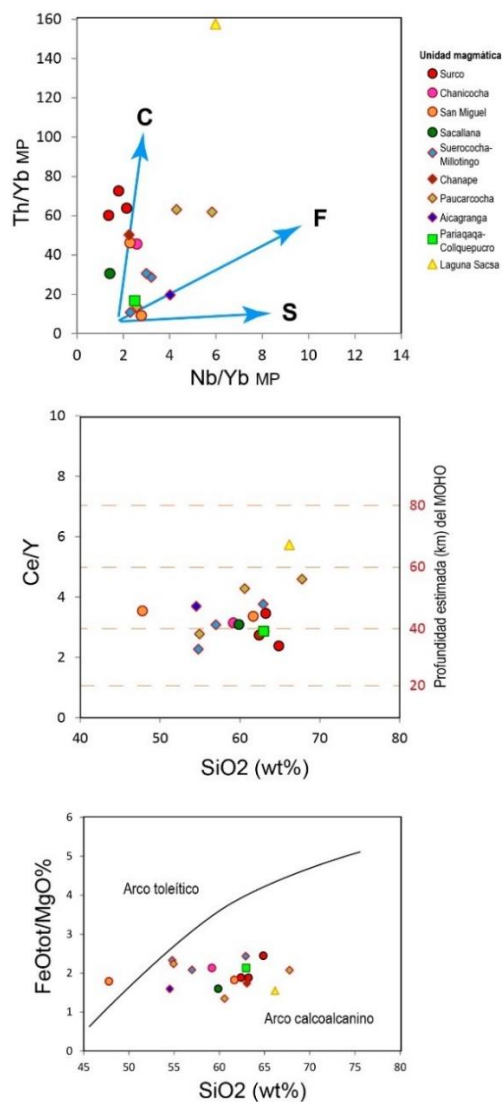
Diagramas de las razones de La/Yb, Sm/Yb, Sr/Y, La/Sm), y Dy/Yb para las unidades magmáticas de la zona de estudio.



La razón de Dy/Yb versus SiO₂ nos muestra que las unidades magmáticas en el área de estudio, se plotean dentro de los campos de la fraccionación del anfíbol y ligera orientación hacia la fraccionación de clinopiroxenos, a lo que nos lleva a interpretar que se excluye la presencia de granate en la fuente de los magmas parentales (**Figura 87**).

Figura 88

Razones Nb/Yb MP versus Th/Yb MP, para definir si el magma es controlado por contaminación cortical C, proceso de fraccionación F, enriquecimiento de la fuente del manto S. SiO₂ versus Ce/Y y para determinar la profundidad en la que se emplazó los magmas según Mantle&Collins (2008). Diagrama SiO₂ versus FeO_{total}/MgO% según Miyashiro (1975).





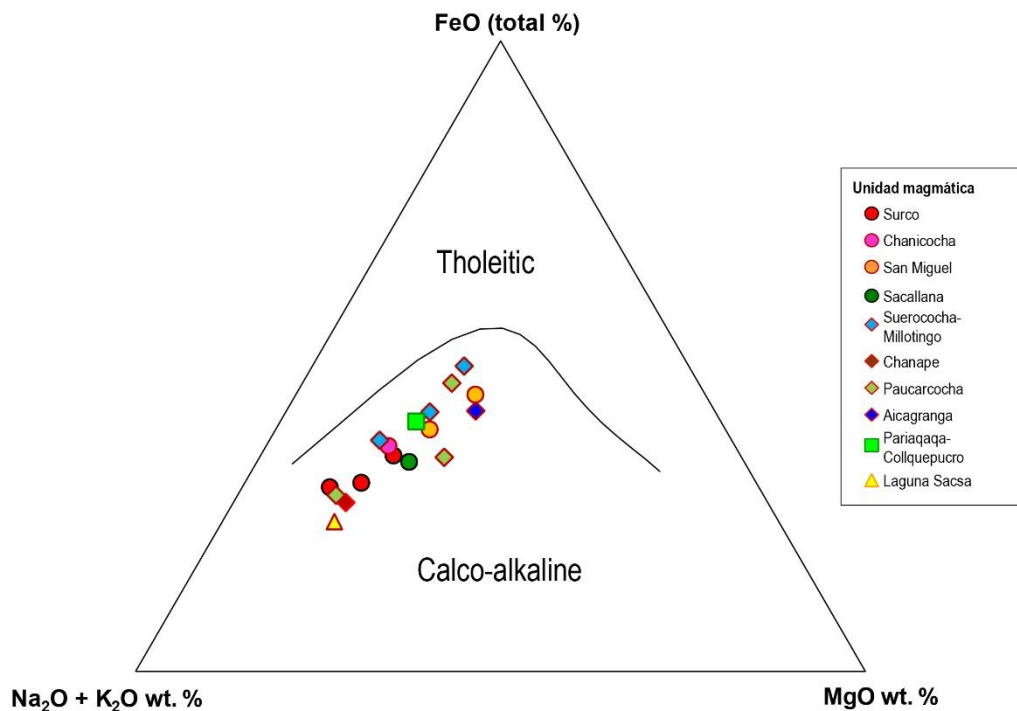
En las razones de La/Yb y Sr/Y se observa que las rocas de las unidades Paucarcolla y Suerococha-Millotingo caen sobre los campos de la fraccionación del clinopiroxeno (**Figura 87**).

Para determinar el ambiente tectónico de las rocas intrusivas máficas y félsicas calcoalcalinas, se realiza la correlación de SiO₂ versus FeO_{total}/Mg%. De este modo, se indica que las rocas de las unidades magmáticas de área de estudio presentan signatures de arco volcánico (**Figura 88**).

Algunas rocas intrusivas presentan características similares respecto a la correlación de Nb/Yb MP versus Th/Yb MP. Es por ello que, se puede inferir que algunos magmas máficos provienen de la fuente del manto. En tanto, la unidad Surco y Laguna Sacsa muestra una clara tendencia que han sido contaminados corticalmente. Lo opuesto de una muestra de roca de la unidad San Miguel podría directamente provenir de la fuente del manto. Y producto de la fraccionación se observa en las unidades Pariaqaqa-Collquepucro y Suerococha-Millotingo (**Figura 88**).

Figura 89

Diagrama AFM ($Na_2O+K_2O-FeO_{total}-MgO$), de división de series toleíticas y calcoalcalinas de Irvine & Baragar (1971).



Para determinar la profundidad en la que se emplazó los magmas se tiene un diagrama SiO₂ versus Ce/Y, en la cual no indica que los magmas de las unidades Surco, Sacallana, Suerococha-Millotingo, San Miguel, Chanicocha, Chanape se emplazaron entre 30 y 45 km de profundidad. La unidad magmática Paucarcocha se emplazó cerca de los 60 km de profundidad. Mientras que, la unidad Laguna Sacsa a más profundidad de aproximadamente 65 km (**Figura 88**).

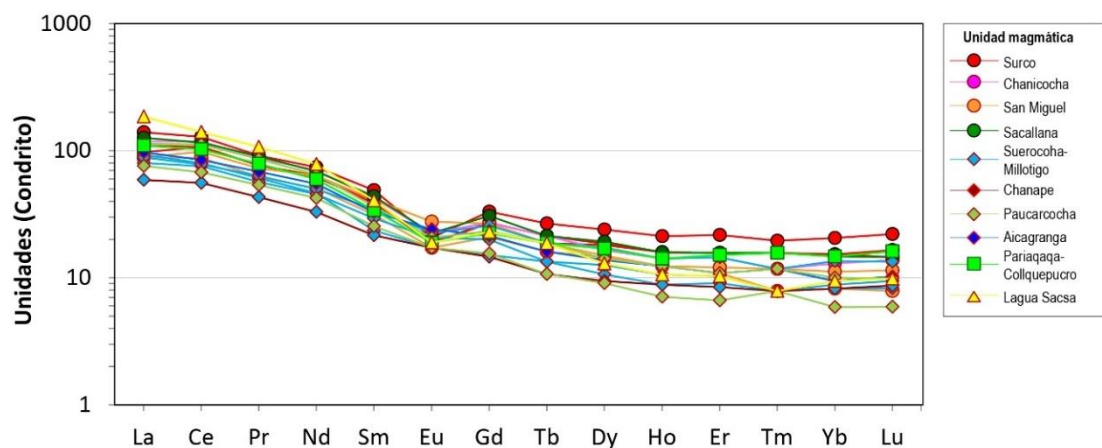
Por su parte, en el diagrama AFM, se observa que todas las rocas intrusivas de las diferentes unidades magmáticas muestran una clara tendencia calcoalcalina, provenientes de magmas generados en zonas de subducción con claro desarrollo de arco volcánico (**Figura 89**).

5.2.3 Geoquímica de tierras raras

Para perfiles de las concentraciones de tierras raras, has sido normalizadas al condrito de McDonough & Sun (1995). De manera general, para todas las rocas intrusivas de las unidades magmáticas de la zona de estudio, estas presentan un enriquecimiento en los elementos de tierras raras livianas, mientras que, un ligero empobrecimiento de tierras raras pesadas (**Figura 90**).

Figura 90

Diagramas spider de elementos de perfiles de tierras raras de las unidades magmáticas. Los datos están normalizados al condrito de McDonough & Sun (1955).

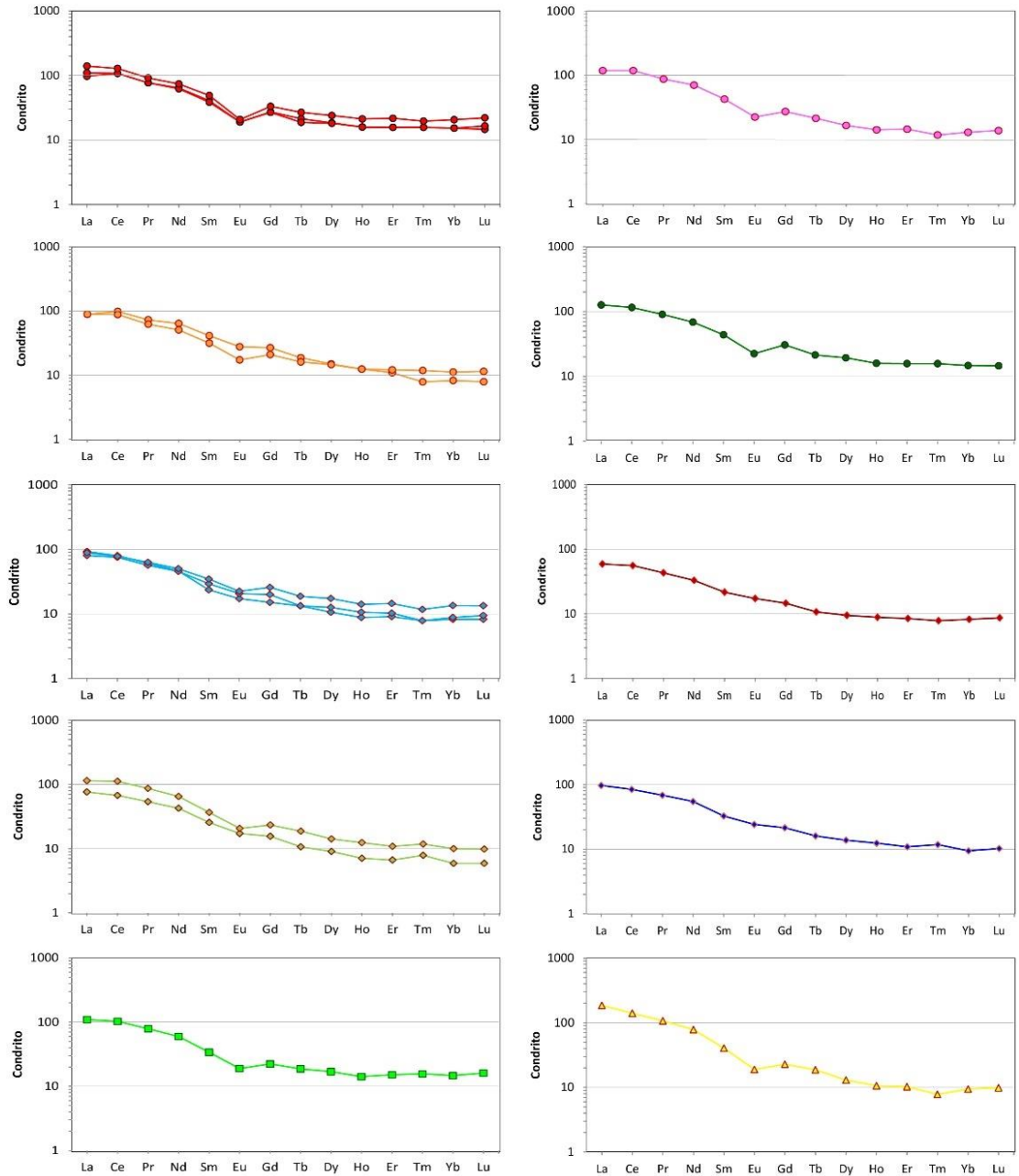


Para un análisis detallado, se observa que las rocas de la Unidad Surco, tienen un ligero enriquecimiento de tierras raras y un empobrecimiento de tierras raras pesadas que se comportan de manera subhorizontal, por su parte, típicas de magmas derivados de arco volcánico. Además, se observa una anomalía negativa de Eu, que representa la fraccionación de la plagioclasa (**Figura 90**).

La Unidad Chanicocha, presenta un perfil ligeramente inclinado y un empobrecimiento de tierras raras pesadas un poco más pronunciada. La fraccionación de la plagioclasa se da con el empobrecimiento del Eu (**Figura 90**).

Figura 91

Perfiles spider de elementos de tierras raras para las diferentes unidades magmáticas normalizadas al condrito de McDonough & Sun (1955).

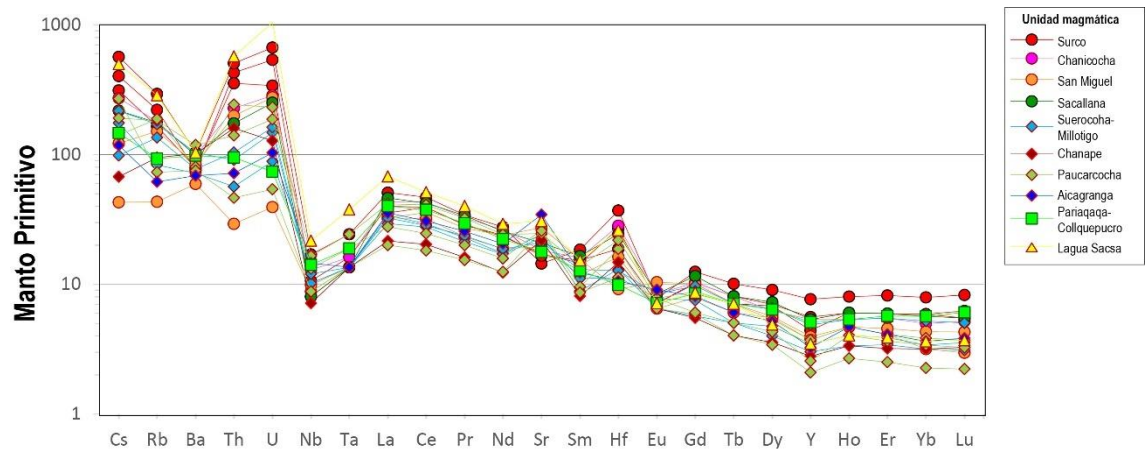


Paras las rocas de las unidades San Miguel, Sacallana, Suerococha-Millotingo, Paucarcocha y Pariaqaqa-Collquepucro, el comportamiento de las tierras raras ligeras es enriquecido, mientras que se horizontaliza el perfil de las tierras raras pesadas. En conjunto muestran un perfil de bajo ángulo (**Figura 91**).

Por otro lado, los perfiles de las rocas intrusivas de las unidades magmáticas de Chanape y Aicagranga muestran un ángulo bajo, no se observa anomalía negativa de Eu, y las tierras raras pesadas con ligera tendencia a empobrecimiento (**Figura 91**).

Figura 92

Perfiles de los elementos traza y de tierras raras, valores normalizados al manto primitivo de McDonough & Sun (1995).



En el diagrama de los perfiles de concentraciones de los elementos traza y los elementos de tierras raras para las rocas de las diferentes unidades magmáticas, nos revelan que en su mayoría tienen un comportamiento similar. En todos los perfiles, se observa anomalías negativas y empobrecimiento de Nb y Ta. Asimismo, se muestra un alto enriquecimiento de U y Th. Por su parte, las concentraciones de Sr y Hf muestra un medio a alto enriquecimiento. El Y, muestra un empobrecimiento en rocas de la unidad Paucarcocha (**Figura 92**).

Todas estas características sugieren que la generación de los magmas deriva de subducción, que estuvieron sujetas a contaminación cortical en una corteza medianamente engrosada.



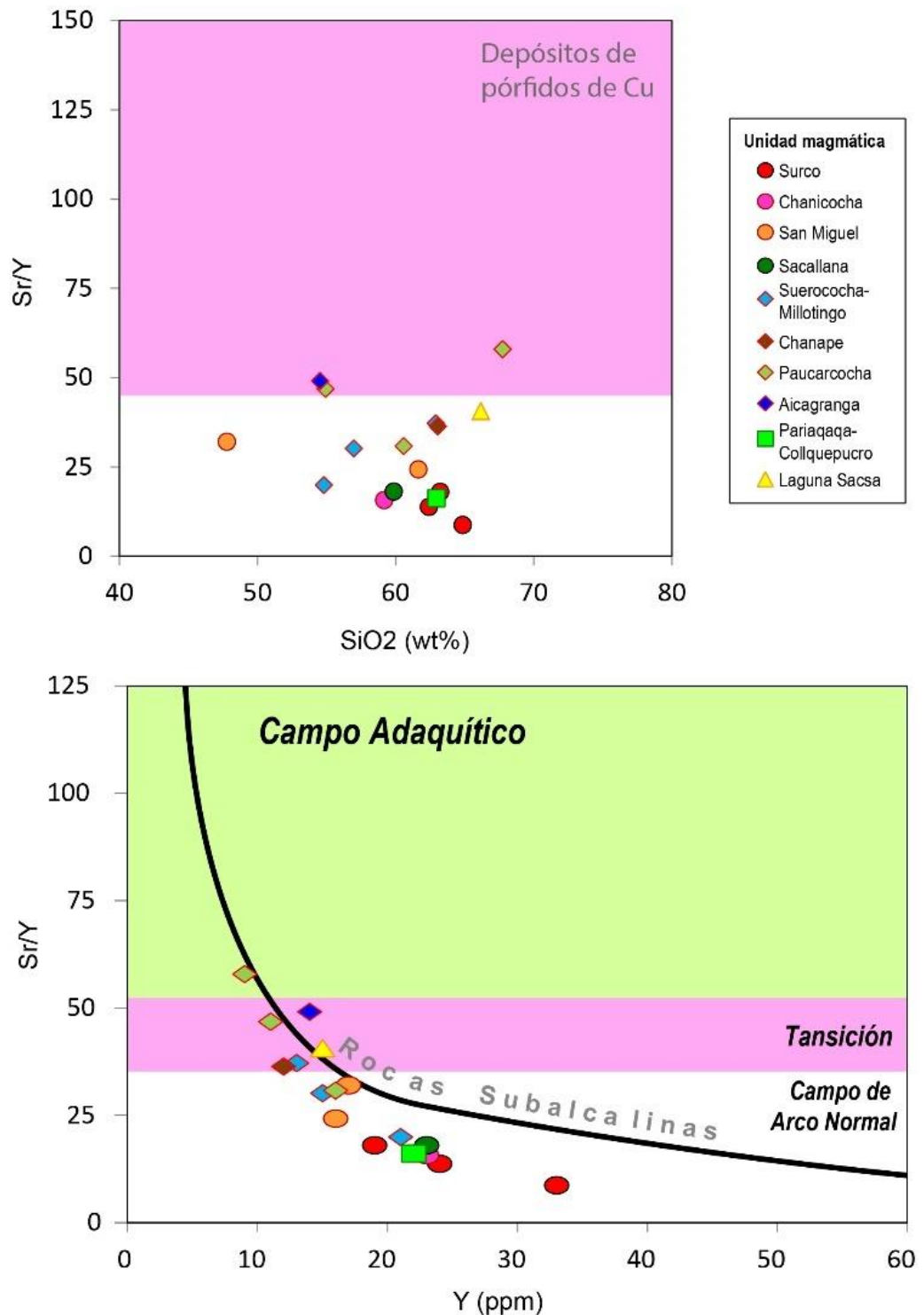
5.2.4 Relación de las unidades magmáticas con las ocurrencias minerales

En un margen activo y/o magmatismo de arco, cuando se genera fusión parcial, las plagioclasas contenidas en los basaltos de placa oceánica presentan alto Sr (inestable) y, al fundirse, se incorporan al fundido. En el caso del Y, se encuentra enriquecida en el granate, que constituye la roca en el manto superior (astenosfera), en transición a eclogita. Bajo estas condiciones, el Y es estable, no se funde y se conserva en el manto. El resultado del fundido es enriquecimiento en Sr y empobrecimiento en Y.

En tanto, Chiaradia (2015) indica que la relación Sr/Y es alto en espesores corticales engrosados. Asimismo, según el diagrama contenido de líquido H₂O en el magma versus Temperatura de Alonso-Perez et al. (2009), a mayor profundidad y alto contenido de agua, cristaliza granate y absorbe el Y; en el caso de Sr, es alto porque no se tiene cristalización de plagioclasa.

Figura 93

Arriba, diagrama SiO₂ versus Sr/Y de Loucks (2014) y abajo, diagrama Y (ppm) versus Sr/Y.



En el caso de la zona de estudio, el magmatismo de los Andes centrales y sur del Perú, Mamani et al. (2010) sostiene que la relación Sr/Y son más altas para rocas menores de 30 Ma. Asimismo, sugiere que el espesor de la corteza fue clave

en los procesos de fraccionación de elementos de tierras raras (ETR) y esta relación es sensible al fraccionamiento de plagioclasas.

Para ello, se realizó un diagrama de SiO₂ versus Sr/Y de Loucks (2014) donde nos muestra que las rocas de la Unidad Paucarcocha y de la Unidad Aicagranga podría ser prospectivos para ocurrencias de depósitos de pórfido de Cu (**Figura 93**).

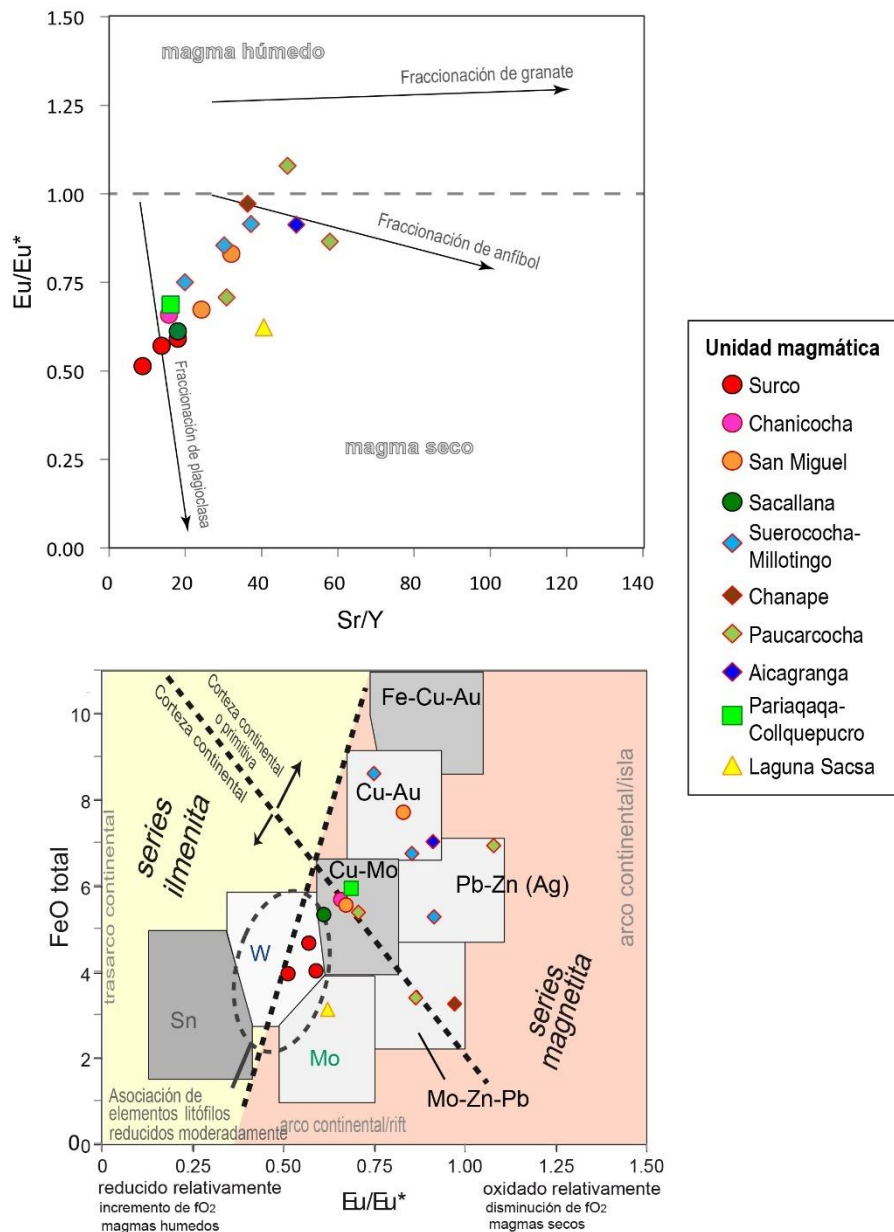
Por otro lado, el diagrama Y (ppm) versus Sr/Y nos muestra que las rocas de las unidades Paucarcocha y Aicagranga caen dentro del campo adakítico y las muestras de Laguna Sacsa caen en una zona de transición, lo que podría ser prospectivo a ocurrencias minerales. Mientras que las unidades magmáticas restantes entran en el campo de arco normal asociadas a otros tipos de ocurrencias minerales (**Figura 93**).

Para determinar la afinidad de las ocurrencias minerales con las diferentes unidades magmáticas se tiene que entender la fugacidad de oxígeno que es muy importante en la determinación de la composición de los fluidos asociados con rocas ígneas. La fugacidad de oxígeno de igual forma que el contenido de agua comagmática, es determinado en base a los valores de la anomalía de Eu/Eu*. El contenido de Fe de los magmas determina el carácter oxidado o reducido (estado redox) de los fluidos magmáticos, y a la vez determinan el tipo de ensamble mineralógico al que se asocian (Au, Cu, Mo, Zn). El estado de oxidación de las rocas ígneas está basado en la abundancia de magnetita o ilmenita (Lang & Baker, 2001), y pueden ser clasificados como reducidos (serie de la ilmenita) u oxidados (serie de la magnetita). El diagrama de la **Figura 94**, ilustra la relación de contenido de Fe versus Eu/Eu*, rocas reducidas con mineralización de Sn y W y

rocas oxidadas con mineralización de Au-Cu, Cu-Mo, Cu, o Polimetálicos Pb-Zn-Ag según Lang & Baker (2001).

Figura 94

Arriba diagramas Sr/Y versus Eu/Eu* y abajo diagrama de relación entre el estado de oxidación de los magmas, su contenido de FeO total y las posibles ocurrencias minerales asociados (modificado de Lang & Baker, 2001).



En tanto, en el diagrama de Eu/Eu* se observa que la mayoría de rocas de las unidades magmáticas caen dentro del campo de magmas secos y una muestra de la unidad Paucarcocha cae en el campo de magmas húmedos. También se puede

determinar que las unidades Surco, Pariaqaqa-Collquepucro, Sacallana tienen una tendencia a la fraccionación de la plagioclasa. Y las muestras de las unidades Paucarcocha y Aicagranga una ligera tendencia a la fraccionación de anfíbol (**Figura 94**).

En tanto, para la clasificación de las unidades magmáticas del área de estudio, se observa en el diagrama Eu/Eu^* versus FeO_{total} , que la unidad magmática Surco tiene una afinidad con depósitos Mo y W, mientras que la unidad Chanicocha muestra asociación con depósitos de Cu-Mo al igual que la unidad Sacallana. Una fuerte afinidad a formar depósitos de Cu-Mo tiene la unidad Pariaqaqa-Collquepucro. Por otro lado, la unidad San Miguel está relacionado a depósitos de Cu-Au. En tanto, la unidad Suerococha-Millontigo está asociada con los depósitos de Pb-Zn y ocurrencias de Cu-Au. Finalmente, la unidad Chanape muestra fuerte afinidad con depósitos de Mo-Zn-Pb (**Figura 94**).

5.3 TECTÓNICA

Los Andes del Perú estuvo sometida a variaciones de los estilos tectónicos que coinciden con los cambios de la geometría y cinemática de la placa de Nazca (Jordan et al., 1983), este mismo registra cambios en la dirección de convergencia oblicua con respecto al rumbo de la margen continental (Beck, 1987; Dewey & Lamb, 1992).

El Domo de Yauli es una estructura elongada de dirección NO-SE alojado en el flanco este de la Cordillera Occidental del Centro del Perú. El término “Domo” se refiere a que se comporta como un alto estructural exponiendo rocas del Paleozoico inferior (Lepry, 1981). Tectónicamente, el Domo de Yauli estuvo en actividad de por lo menos desde el Pérmico-Triásico y Jurásico habiendo controlado el rift de los grupos Mitu y Pucará al este de la estructura dómica. Mientras que, al oeste controló las cuencas

siliciclástica y carbonatada del Cretácico, tal cual como se muestra en el mapa de isópacas (Figura 95).

Figura 95

Mapas de isópacas y el comportamiento tectónico del domo de Yauli para los periodos del Jurásico y Cretácico. Modificado de Szekely & Grose (1972) y Wilson (1963).

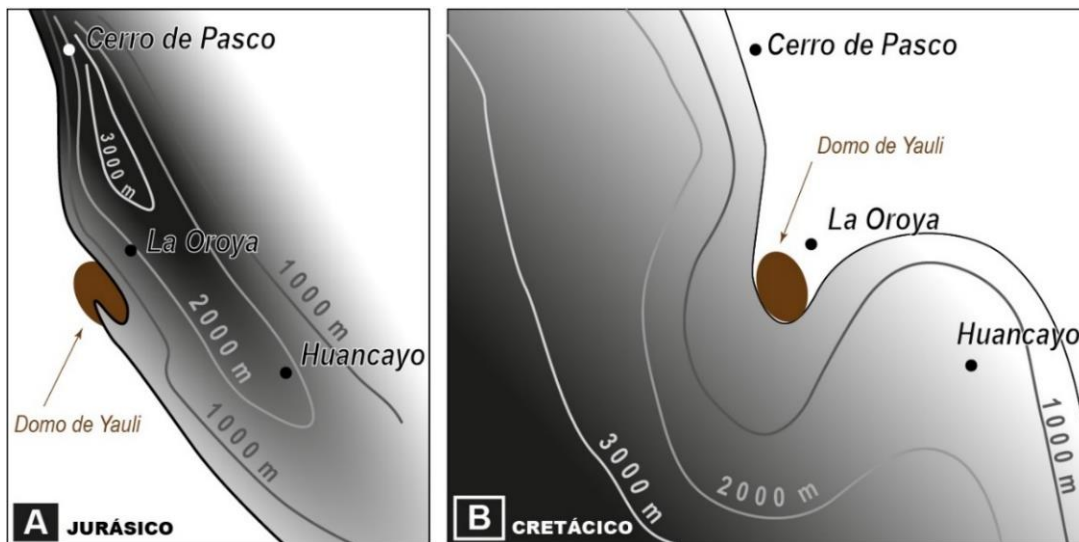
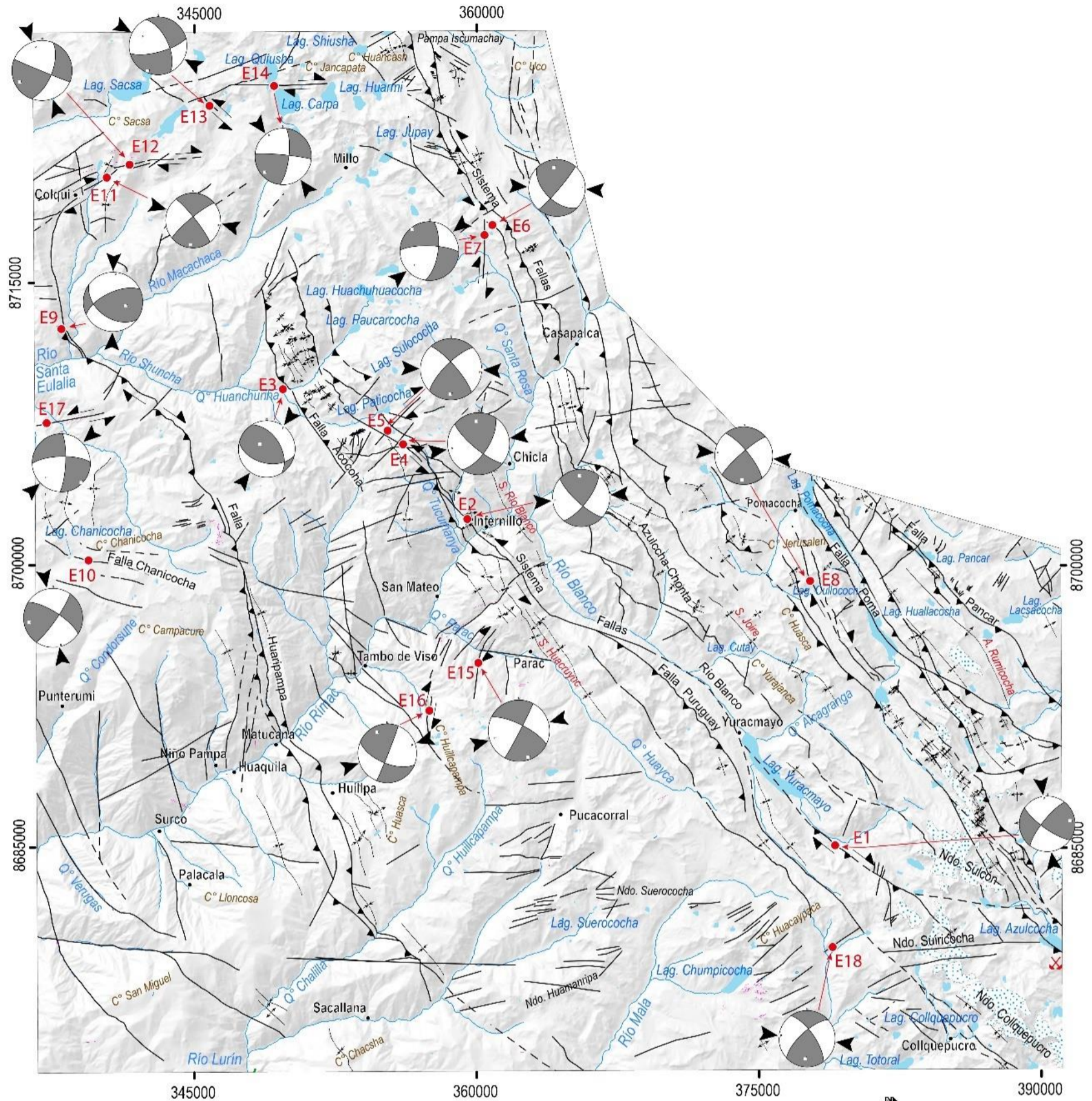
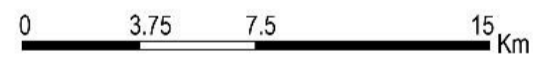


Figura 96

Mapa tectónico del área de estudio. Presenta las principales estructuras y la distribución de estaciones microtectónicas.



repositorio.unap.edu.pe
No olvide citar adecuadamente esta tesis



ESCALA GRÁFICA



- Falla dextral
- Falla sinistral
- Anticlinal
- Anticlinal tumbado
- Sinclinal
- Sinclinal tumbado
- Diques
- Poblado
- Drenaje
- Laguna
- Cobertura glaciar

- : Punto de estación
- : Estación microtectónica
- : Mina Rey Salomón
- Ndo. : Nevado
- : Laguna
- : Quebrada
- : Cerro
- : Anticlinal
- : Sinclinal

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y METALÚRGICA ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Magmatismo, geoquímica y tectónica del Cenozoico al oeste del Domo de Yauli y su relación con las ocurrencias minerales	
MAPA TECTÓNICO	
Por: Elmer Wilson Gomez Cahuaya	
Proyección: WGS 1984 Zona 18s	Escala: Gráfica

El Domo de Yauli, hospeda los dos importantes y mayores distritos mineros del Perú (Morococha y San Cristobal), estos depósitos corresponden a yacimientos del tipo “Metales base” relacionados a intrusivos hospedados en rocas carbonatadas.

La presente tesis presenta una descripción de las principales estructuras pre-Cenozoicas y Cenozoicas que se han desarrollado al oeste del Domo de Yauli, para lo cual se han tomado medidas de microtectónica para determinar los ejes principales de esfuerzos utilizando diagramas de proyección estereográfica, los cuales se detallan a continuación.

5.3.1 Descripción de fallas y pliegues asociados y estaciones microtectónicas

El sistema estructural es complejo en la zona de estudio, presenta fallas y pliegues en diferentes direcciones que afectan a diferentes unidades litoestratigráficas desde el basamento del Devónico hasta rocas del Cenozoico. En la presente tesis se han agrupado las principales estructuras en el cual se han estudiado 18 estaciones microtectónicas (**Figura 96**). Cada medida está compuesta por parámetros de rumbo y buzamiento del plano de falla, el pitch (cabeceo: ángulo que forma la dirección del desplazamiento) de la estría asociada y por el sentido de desplazamiento del plano de falla.

5.3.1.1 Falla Pancar

Al borde este de la zona de estudio, se observa una estructura regional de dirección andina N130° con alto buzamiento al oeste y se extiende a lo largo de las laguna Pancar y se prolonga al oeste de la laguna Lacsacocha (**Figura 96**), se trata de una falla con movimiento inverso y tiene una vergencia al este. La falla Pancar hace cabalgar los grupos Mito y Pucará del Pérmico-Triásico sobre las secuencias cretácicas de la



Formación Jumasha (**Figura 97**). No se se ha tomado datos de microtectónica, sin embargo, según las observaciones de campo, la falla Pancar habría estado activa desde el Pérmico-Triásico, controlando principalmente la sedimentación de los grupos Mitu y Pucará (**Figura 97**). En este periodo tubo un comportamiento normal ocasionando un hemigraben, donde la sedimentación del Grupo Mitu y las calizas del Grupo Pucará (formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga) alcancen sus máximos espesores. En cambio, en el Domo de Yauli, estas unidades se adelgasan en espesor. Posteriormente, en el Eoceno-Mioceno, esta estructura estuvo sometida a un rémigen compresivo (Megard, 1979), donde adquiere un movimiento inverso que pone en contacto sobre la Formación Jumasha.

Figura 97

Falla Pancar en el sector de la laguna del mismo nombre.



Nota. A) Falla Pancar que pone en contacto el Grupo Pucará sobre la Formación Jumasha. Vista panorámica mirando al noreste. B) Falla secundaria asociada a la falla Pancar que hace que cabalque el Grupo Mitu sobre el Grupo Pucará.

5.3.1.2 Falla Poma

Es una estructura paralela a la falla Pancar, ubicada en la parte oriental de la zona de estudio. Se trata de una falla inversa de alto ángulo de dirección N120° con buzamiento preferente al suroeste y con vergencia al noreste. Se extiende a lo largo de las lagunas Pomacocha y Huallacocha (**Figura 96**). Esta falla es responsable de que cabalque el Grupo Pucará sobre las secuencias Cretácicas de las formaciones Chúlec y Jumasha. No se tiene mediciones microtectónicas.

5.3.1.3 Sistema de fallas Rio Blanco (SFRB)

Se denomina así a un conjunto de estructuras conformada por las fallas Puruguay, Acococha y demás fallas asociadas. En promedio, el SFRB tiene una dirección preferencial N140° con buzamiento alto al suroeste. La traza del SFRB se extiende desde las faldas del nevado Collquepucro, la laguna Yuracmayo, por el sector Infiernillo y se prolonga hasta la quebrada Huanchurina (**Figura 96**). Se extiende a lo largo de 60 km de longitud. Sin embargo, en el sector de la quebrada Huanchurina se encuentra cubierto por los volcánicos de la Formación Pacococha y que podría en profundidad prolongarse hasta el Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta (SFACH). En la presente tesis, se ha estudiado y tomado datos de microtectónica en diferentes puntos que se describen a continuación:

- **Estación microtectónica 1 (E1):** En el sector de la laguna Yuracmayo se observa una estructura que conforma parte del SFRB, se trata de un escarpe de falla que pone en contacto directo la Formación Jumasha sobre los volcánicos de la Formación Carlos Francisco (**Figura 99**). Esta falla tiene un comportamiento de rumbo dextral con ligera componente inverso (**Tabla 4 y Figura 98**).

Tabla 4

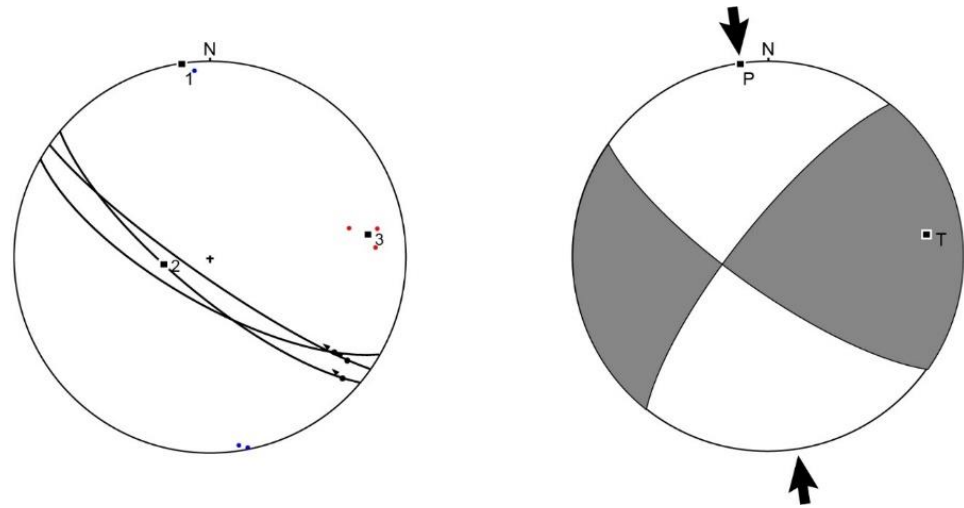
Estación microtectónica E1 (E379125, N8685032). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E1	1	N125	82S	12E	Dx
	2	N130	75S	8E	Dx
	3	N120	71S	21E	Dx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 351° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 98

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E1.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

Figura 99

Falla de rumbo dextral con componente inverso responsable de que la Formación Jumasha esté en contacto con la Formación Carlos Francisco al sur de la laguna Yuracmayo. A), B) y C) Traza y plano de falla de la estación microtectónica (E1).



- **Estación microtectónica 2 (E2):** Se ubica en el sector Infiernillo, aquí se muestra uno de los mejores afloramientos para observar el comportamiento del SFRB, se trata de una falla con transcurrente de rumbo sinistral con componente inverso en régimen transpresivo que es responsable de que la Formación Jumasha esté en contacto con los volcánicos de la Formación Carlos Francisco ubicado en la parte inferior, mientras que en la parte superior, pone en contacto directo la Formación Millotingo con las formaciones Carlos Francisco y Río Blanco. Asociado al SFRB en esta zona, se tiene los sinclinales Río Blanco y Huacruyuc (**Figura 100**). En este punto se ha tomado 04 medidas de microtectónica (**Tabla 5**).

Figura 100

Comportamiento tectónico-estructural del Sistema de Fallas Río Blanco (SFRB) en el sector Infiernillo. En la imagen inferior izquierda una sección esquemática que resalta el régimen transpresivo del SFRB.

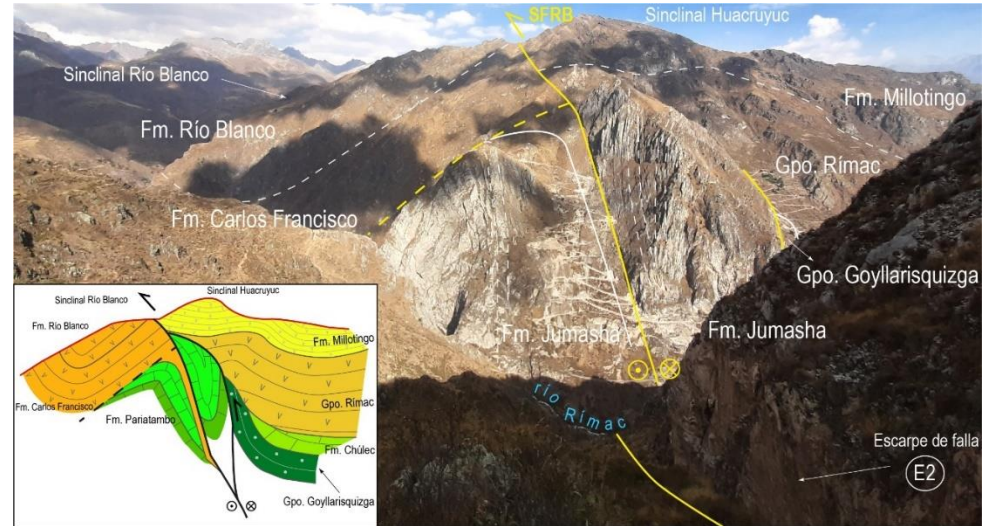


Tabla 5

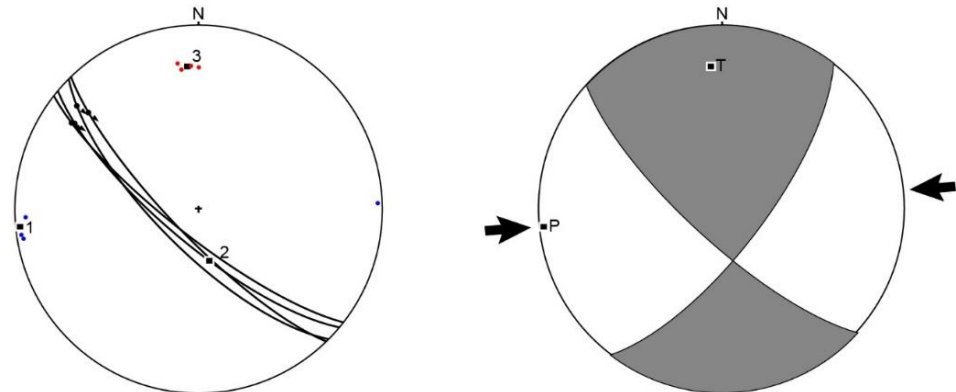
Estación microtectónica E2 (E359473, N8702407). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E2	1	N136	78SW	22N	SxIx
	2	N130	75SW	20N	SxIx
	3	N128	78SW	18N	SxIx
	4	N135	72SW	15N	SxIx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 264° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 101

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E2.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

- **Estación microtectónica 3 (E3):** En el sector de la quebrada Huanchurina se observa una falla inversa que sería componente del SFRB, se trata de una estructura con dirección N150 con buzamiento al noreste y con vergencia al oeste. Esta falla es responsable de que la Formación Chúlec cabalque a los volcánicos de la Formación Colqui (**Figura 102AyB**). En este punto se ha tomado 03 datos de microtectónica que se muestra en la **Tabla 6**.

Figura 102

Falla Acococha (línea amarilla) ubicada en la quebrada Huanchurina.



Nota. A) Falla que pone en contacto la Formación Chulec sobre la Formación Colqui. Vista mirando al noreste. B) Plan de falla y toma de datos de microtectónica E3.

Tabla 6

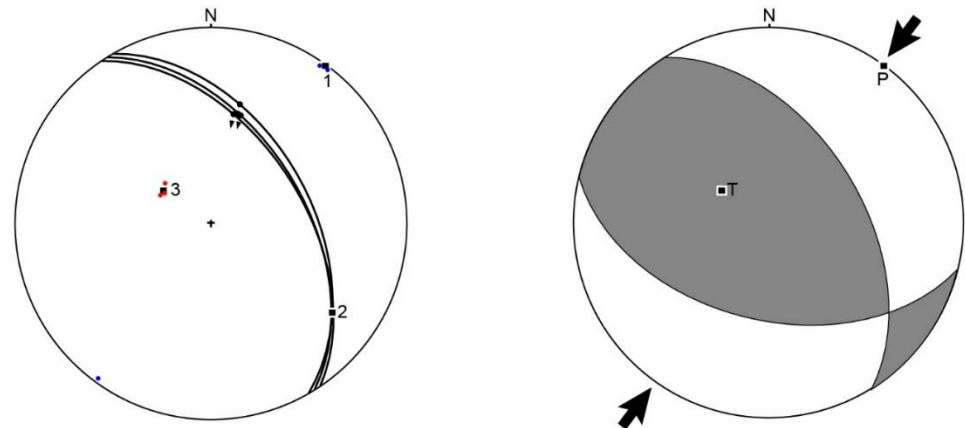
Estación microtectónica E3 (E 349677, N 8709598). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E3	1	N150	82S	55N	Ix
	2	N146	75S	59N	Ix
	3	N148	71S	60N	Ix

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 36° que corresponde a un régimen compresional.

Figura 103

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E3.

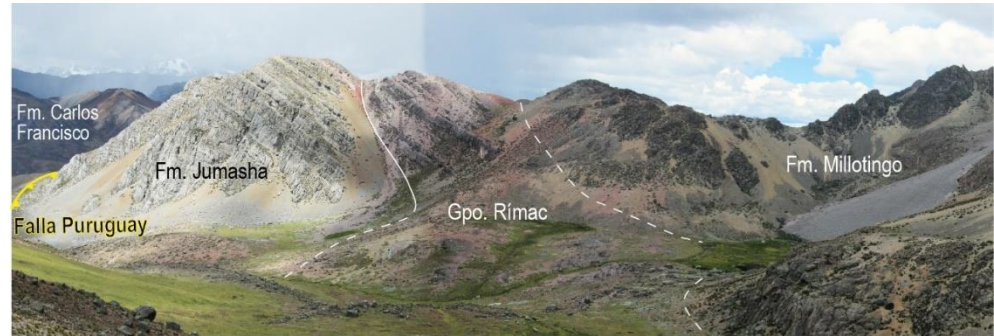


Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

- **Falla Puruguay**, es una estructura que conforma el SFRB registrada en el sector noroeste de la laguna Yuracmayo. Se trata de una falla del tipo inverso responsable de que la Formación Jumasha se encuentre cabalgando a la Formación Carlos Francisco (**Figura 104**). Tiene una dirección NO-SE con buzamiento al SO con vergencia al NE y se extiende a lo largo de 12 km. Esta estructura se prolonga al sur causando un pliegue anticlinal por propagación de falla que deforma las secuencias del Grupo Rímac.

Figura 104

Falla Puruguay (línea amarilla) al noroeste de la laguna Yuracmayo, responsable de que la Formación Jumasha cabalgue sobre la Formación Carlos Francisco. Vista panorámica mirando al sureste.



- Estación microtectónica E4:** Se localiza en el sector sureste de la laguna Paticocha. Se trata de una estructura paralela al SFRB, esta falla se prolonga hasta unirse al principal y de primer orden. La traza de esta falla tiene un comportamiento de rumbo sinistral con componente inverso. Esta falla corta a las rocas secuencias volcánicas miocénicas de la Formación Millotingo (**Figuras 24 y Figura 96**). En este punto se ha obtenido 07 mediciones microtectónicas.

Tabla 7

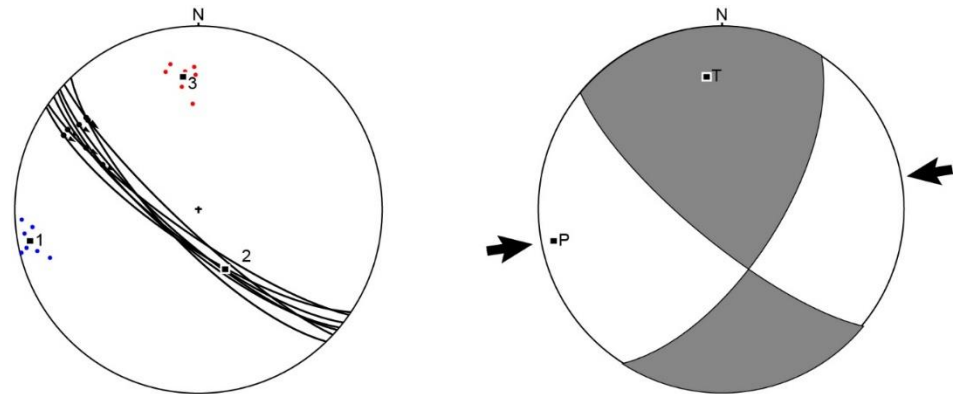
Estación microtectónica E4 (E 356189, N 8706418). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	Nº estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E4	1	N130	74S	24W	SxIx
	2	N128	75S	32W	SxIx
	3	N131	76S	22W	SxIx
	4	N124	74S	18W	SxIx
	5	N136	74S	23W	SxIx
	6	N125	79S	18W	SxIx
	7	N133	81S	24W	SxIx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 259° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 105

Representaciones estereográficas de 07 datos medidos en la E4.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

- **Estación microtectónica E5:** En el mismo sector de la estación anterior, específicamente al sur de la laguna Paticocha, se registran estructuras transversales de azimut promedio $N45^\circ$ que cortan al Sistema de Fallas Río Blanco (SFRB). Se trata de fallas de rumbo con un movimiento dextral con componente inverso. Asimismo, estas estructuras transversales estarían relacionadas con el emplazamiento de las rocas intrusivas de la Unidad Paucarcocha (**Figura 59 y Figura 96**). En este punto se tomaron 07 medidas de microtectónica.

Tabla 8

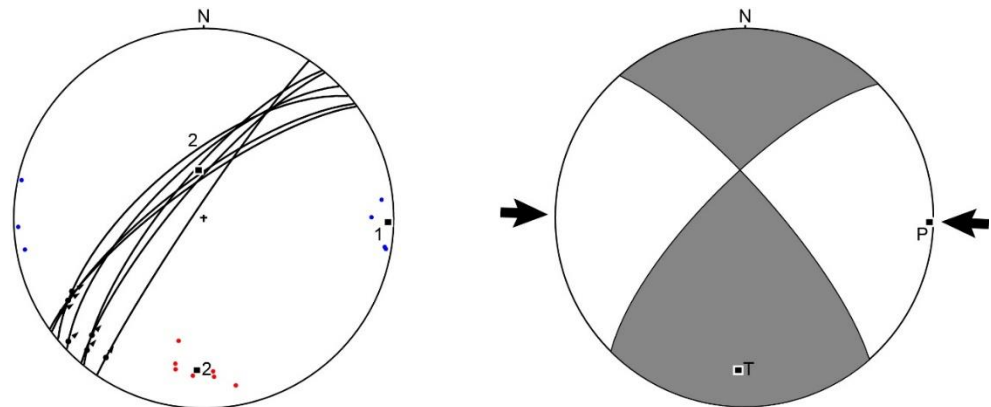
Estación microtectónica E5 (E 355364, N 8707258). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E5	1	N50	65N	24W	DxIx
	2	N54	76N	18W	DxIx
	3	N40	78N	16W	DxIx
	4	N53	74N	12W	DxIx
	5	N39	74N	8W	DxIx
	6	N46	79S	4W	DxIx
	7	N34	81S	11W	DxIx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 91° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 106

Representaciones estereográficas de 07 datos medidos en la E5.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

5.3.1.4 Sistema de fallas Azulcocha-Chonta (SFACH)

Se denomina así a un conjunto de estructuras que en promedio tienen una dirección N135° con buzamiento al sur oeste y con vergencia al este. Se extiende regionalmente a lo largo de 62 km desde la laguna

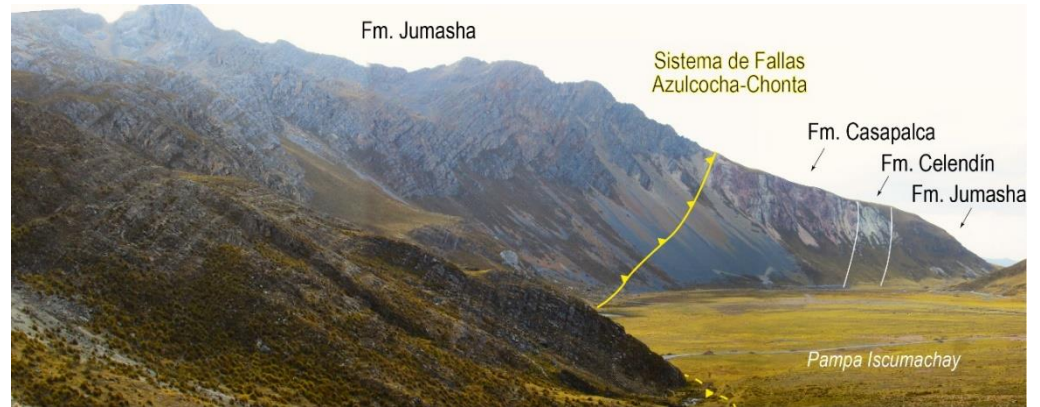


Azulcocha, nevado Sulcón, quebrada Aicagranga, al sur de Casapalca y finalmente hasta la pampa Iscumachay (**Figura 96** y **Figura 107**). El SFACH habría estado activa al menos desde el Jurásico-Cretácico inferior y que en este periodo habría tenido un comportamiento de falla normal que controló la cuenca occidental del Perú y que posteriormente experimentó una inversión de cuenca, lo que ocasionó cambios de facies estratigráficas y variaciones de espesor (Scherrenberg et al., 2012).

En la presente tesis, el SFACH tiene relación con la profundización de la cuenca en el cretácico ocasionando lateralmente la variación de espesor y facies del Grupo Goyllarisquizga permitiendo diferenciar las formaciones Chimú, Santa-Carhuáz y Farrát, mientras que en el sector del Domo de Yauli sólo se aprecia el Grupo Goyllarisquizga indiviso (Megard, 1979 y Salazar, 1983). Posteriormente, esta estructura estuvo sometida a esfuerzos compresionales dando lugar a la formación de fallas inversas. Es así, que en la presente tesis, se ha registrado lo que correspondería a estos últimos eventos en la zona de la laguna Jupay y al este del cerro Huancash (**Figura 96**), el cual, se describen a continuación.

Figura 107

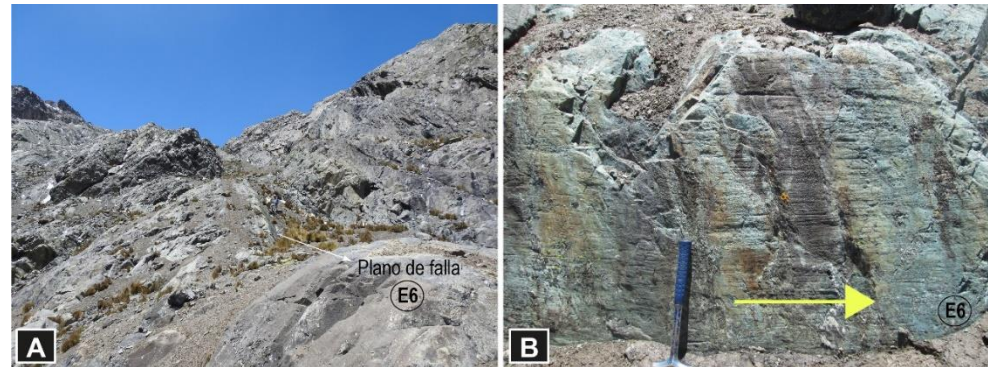
Prolongación del Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta en la pampa Iscumachay de la parte septentrional del área de estudio.



- **Estación microtectónica E6:** Se localiza al sureste de la laguna Jupay (**Figura 96**). Se trata de una falla que tiene un comportamiento transcurrente del tipo sinistral con componente inverso (**Figura 108**). Asimismo, esta estructura es paralela a la principal estructura del Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta y corta a las rocas volcanoclásticas de la Formación Carlos Francisco. En este punto se ha tomado 03 medidas de microtectónica.

Figura 108

Falla paralela al SFACH que corta a las secuencias de la Formación Carlos Francisco.



Nota. A) Plano de falla de la estación microtectónica E6. Vista mirando al sureste. B) Detalle de la E6, donde se observa recristalización al abrigo del plano de falla. La flecha indica la cinemática del sentido de movimiento.

Tabla 9

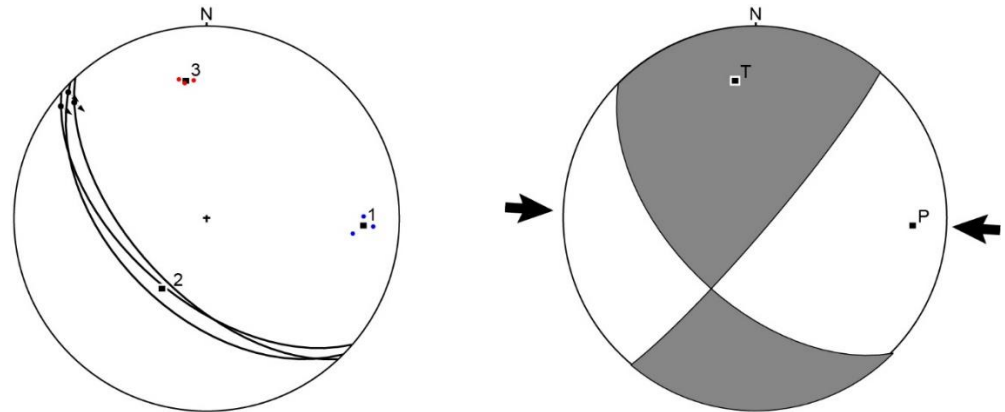
Estación microtectónica E6 (E 360749, N 8718115). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E6	1	N131	56S	6NW	SxIx
	2	N135	50S	4NW	SxIx
	3	N137	59S	11NW	SxIx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 92° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 109

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E6.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

- Estación microtectónica E7:** A 0.5 km al suroeste de la E6 se observa un escarpe de falla que corta a los volcánicos de la Formación Carlos Francisco. Tiene una dirección preferente NNE que se prolonga hasta el SFACH y estaría relacionada a la misma. Aquí, se ha tomado 05 medidas de microtectónica que se muestran en la **Tabla 10**.

Tabla 10

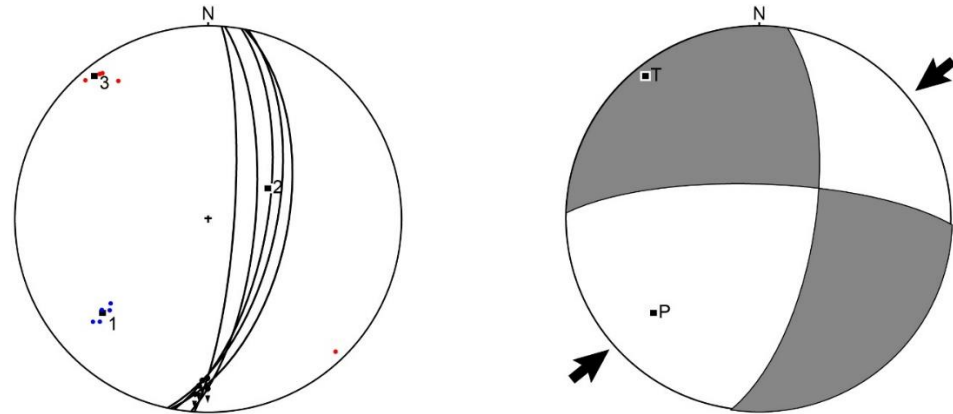
Estación microtectónica E7 (E 360461, N 8717668). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E7	1	N10	65E	16S	DxIx
	2	N05	70E	14S	DxIx
	3	N12	61E	20S	DxIx
	4	N04	79E	19S	DxIx
	5	N11	56E	12S	DxIx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 228° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 110

Representaciones estereográficas de 05 datos medidos en la E7.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

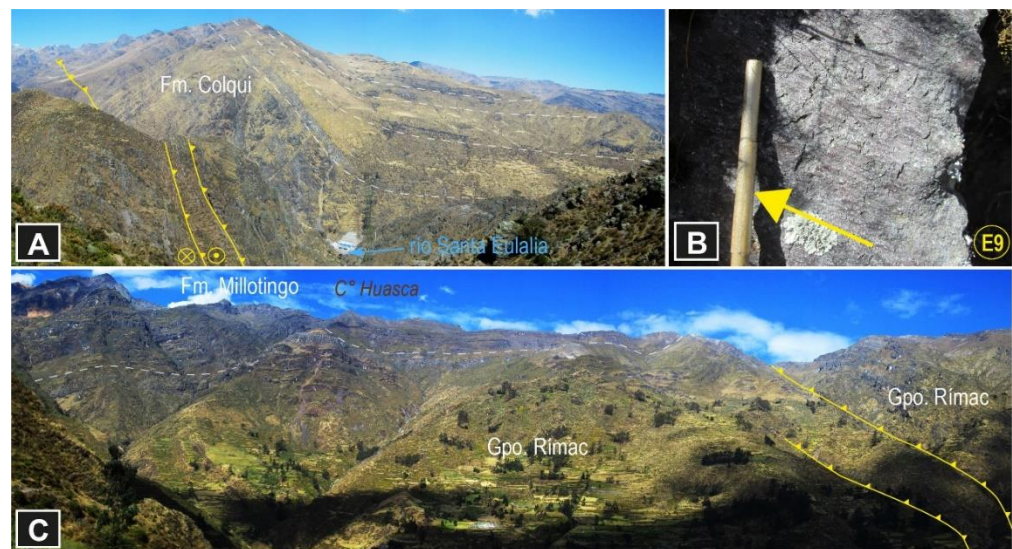
5.3.1.5 Falla Huaripampa

Es una estructura regional que se ubica en la parte occidental de la zona de estudio, se extiende a lo largo de 60 km desde el río Mala que atraviesa por Matucana hasta la localidad de Colqui, en este último se flexiona al noreste disectado por las fallas Colqui de dirección NE. La falla Huaripampa tiene una dirección preferencial N145° y buza al suroeste. Se trata de una falla que tiene un comportamiento de rumbo dextral con componente inverso. En su extremo sureste, pone en contacto las areniscas de la Formación Chimú sobre las secuencias volcanoclásticas del Grupo Rímac. Mientras que, en el extremo noroeste es responsable de que la Formación Colqui se repita (**Figura 111C**). En este sector, en la margen

derecha del río Santa Eulalia, la falla Huaripampa aparentemente ocasiona estructuras de sobrecrecimiento (estratos de sobrecrecimiento) en la parte superior de la Formación Colqui (**Figura 111A**). En tanto, en la localidad de Huillpa, específicamente en el cerro Huasca provoca pliegues de arrastre deformando las lavas de la Formación Millotingo. Finalmente, la falla Huaripampa estaría relacionado con el emplazamiento de las unidades magmáticas de Sacallana, Surco y Chanicocha (**Figura 59**). Para el análisis cinemático de la falla Huaripampa se ha tomado datos de microtectónica que se muestran a continuación.

Figura 111

Falla Huaripampa en las márgenes de los ríos Santa Eulalia y Rímac.



Nota. A) Estructura del tipo de falla de rumbo dextral con componente inverso (línea amarilla). Vista mirando al sur. B) Detalle del plano de falla donde se obtuvo las mediciones de la estación microtectónica E9 (flecha amarilla indica el sentido de movimiento). C) Falla Huaripampa que hace repetir el Grupo Rímac y asimismo, deforma la Formación Millotingo. Vista mirando al sur.

- **Estación microtectónica E9:** Se ubica en el sector norte del río Santa Eulalia. Se trata de un plano de falla que en promedio tiene una dirección preferente N130°. Esta estructura tiene un

comportamiento dextral con una componente inversa. Aquí se ha tomado 07 mediciones de microtectónica de la E9, lo cual se muestra en la **Tabla 11**.

Tabla 11

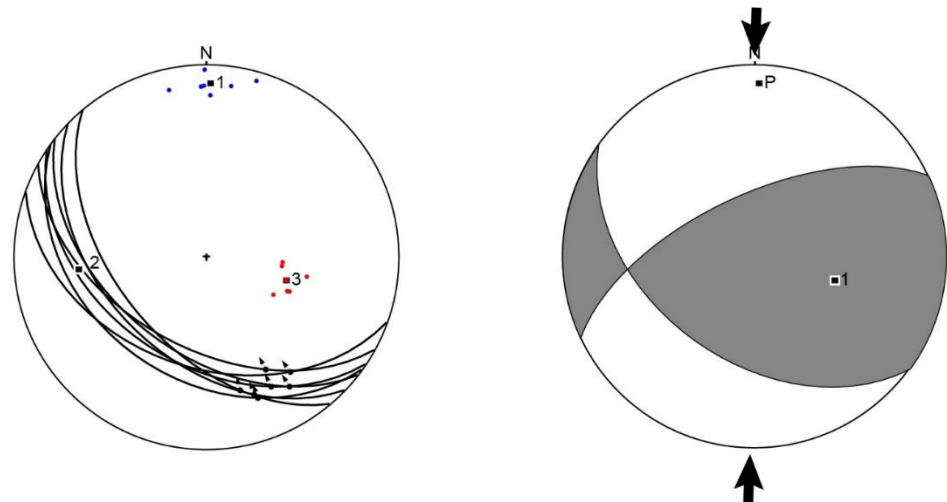
Estación microtectónica E9 (E 337977, N 8712554). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E9	1	N128	49S	28SE	DxIx
	2	N134	46S	36SE	DxIx
	3	N140	52S	38SE	DxIx
	4	N110	38S	42SE	DxIx
	5	N126	37S	40SE	DxIx
	6	N124	44S	38SE	DxIx
	7	N119	51S	46Se	DxIx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 01° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 112

Representaciones estereográficas de 07 datos medidos en la E9.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

5.3.1.6 Estructuras de rumbo

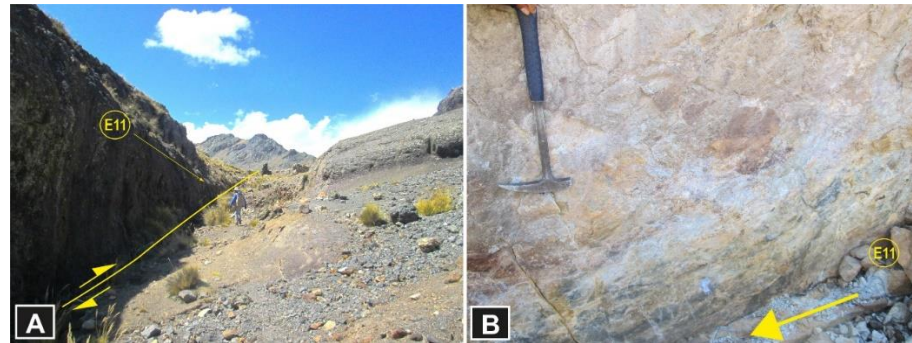
5.3.1.6.1 Fallas Colqui

Se ubican en la esquina nororiental de la zona de estudio, se denomina Fallas Colqui a un conjunto de estructuras discontinuas de dirección preferente al NEE, se caracterizan por flexionar y disectar transversalmente a la Falla Huaripampa (**Figura 96**). Se trata de fallas con comportamiento cinemático del tipo dextral que cortan a las secuencias volcanosedimentarias de la Formación Colqui. Más hacia el norte, estaría relacionada con el emplazamiento del intrusivo granodiorítico de la Unidad Sacsa. En este sector, se ha tomado medidas de microtectónica en las estaciones E11, E12, E13 y E14 que se detallan a continuación.

- **Estación microtectónica E11:** Se ubica a 2 km de la localidad Colqui. Se trata de una estructura de rumbo de dirección NE con buzamiento al N. Tiene un comportamiento con cinemática dextral. Asociado a esta falla, se tiene emplazamiento de venillas con galena argentífera, calcopirita y otros minerales con sulfuros de Cu (**Figura 113**). En este punto se ha tomado 03 medidas de la E11.

Figura 113

Fallas Colqui en la localidad del mismo nombre.



Nota. A) Falla dextral que corta a la Formación Colqui. Vista mirando al noreste. B) Detalle del plano de falla donde se ha tomado datos de microtectónica E11. La flecha de color amarillo indica el sentido de movimiento del bloque piso.

Tabla 12

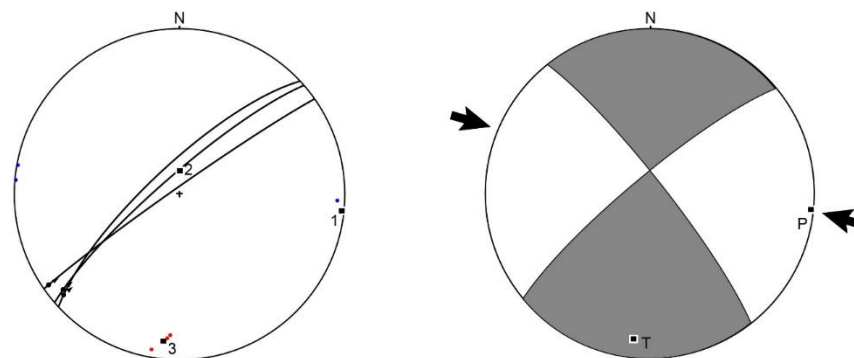
Estación microtectónica E11 (E 340404, N 8720629). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E11	1	N55	87N	4W	Dx
	2	N47	76N	8W	Dx
	3	N49	81N	10W	Dx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 95° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 114

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E11.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

- Estación microtectónica E12:** Se ubica a 1.2 km al noreste de la E11. Se trata de una falla tensional con comportamiento de rumbo dextral y una componente normal que se prolongan a manera de ramales al noreste cortando a las rocas volcanoclásticas de la Formación Colqui. En su prolongación suroeste, estas estructuras se relacionan y se alinean con el emplazamiento de diques dacíticos que cortan a la Formación Colqui. En este punto se ha tomado 03 medidas de microtectónica.

Tabla 13

Estación microtectónica E12 (E 341463, N 8721289). Indicadores cinemáticos para cada estría.

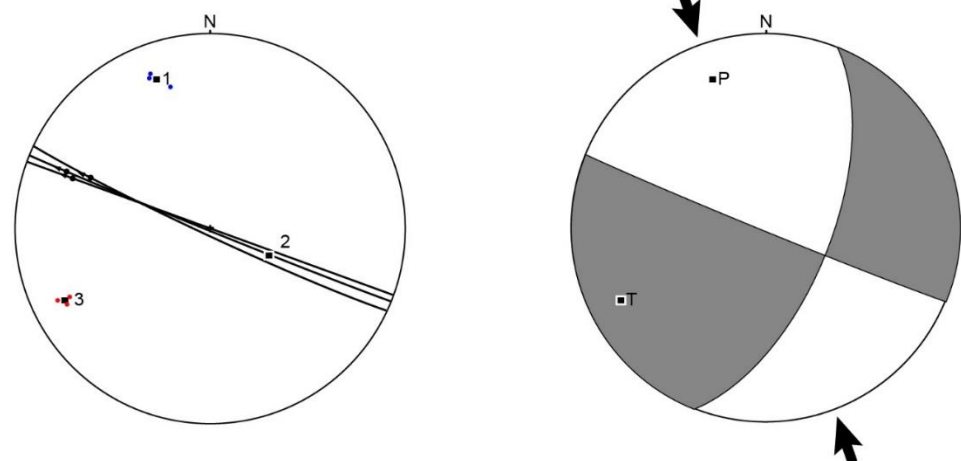
Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E12	1	N115	87S	34NW	DxNx
	2	N110	90	26NW	DxNx
	3	N112	89S	22NW	DxNx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 340° que

corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 115

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E12.

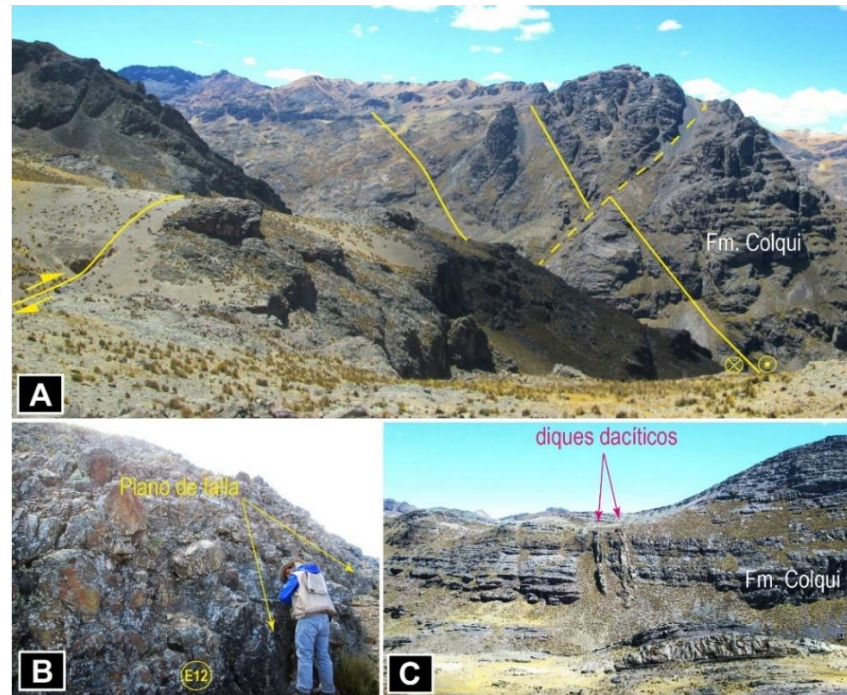


Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la

derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

Figura 116

Estructuras correspondiente a las fallas Colqui.

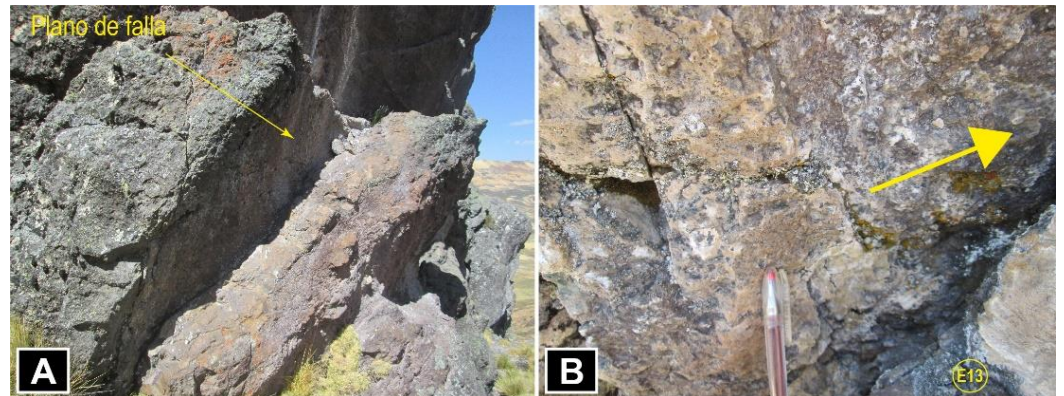


Nota. A) Falla dextral que corta a la Formación Colqui. Vista mirando al este. B) Plano de falla y detalle de la estación microtectónica E12. C) Diques dacíticos relacionado a la falla Colqui. Vista mirando al noroeste.

- **Estación microtectónica E13:** Siguiendo la prolongación estructuras de las E11 y E12 hacia el noreste, cerca de la laguna Sacsa, se tiene una falla antitética al sistema estructural principal correspondiente a las fallas Colqui. Se trata de una falla con comportamiento sinistral y con una componente normal que afecta a la Formación Colqui. Aquí se ha tomado 03 datos de microtectónica.

Figura 117

Estructuras antitética a la falla Colqui.



Nota. A) Plano de falla que afecta a la Formación Colqui. B) Detalle del plano de falla donde se ha tomado datos de microtectónica. Se observa recristalización al abrigo del plano de falla.

Tabla 14

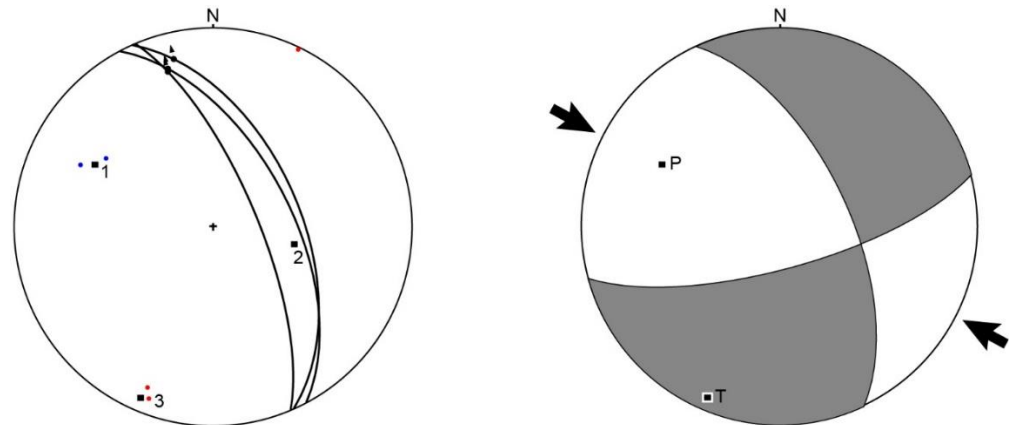
Estación microtectónica E13 (E 345842, N 8724390). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E13	1	N152	58NE	22N	SxNx
	2	N156	54NE	18N	SxNx
	3	N157	72NE	21N	SxNx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 297° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 118

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E13.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

- **Estación microtectónica E14:** Se ubica al noroeste de la laguna Carpa. Se trata de una estructura de rumbo de dirección E-O con comportamiento dextral que corta a las lavas de la Formación Pacococha. En el análisis estructural, estas fallas estarían relacionadas con probablemente centros volcánicos como último estadio magmático de la Formación Pacococha. En este punto se ha obtenido 03 datos de microtectónica de la E14. (**Figura 119**).

Figura 119

Detalle de la estación microtectónica E14. La flecha amarilla indica el sentido de movimiento.



Tabla 15

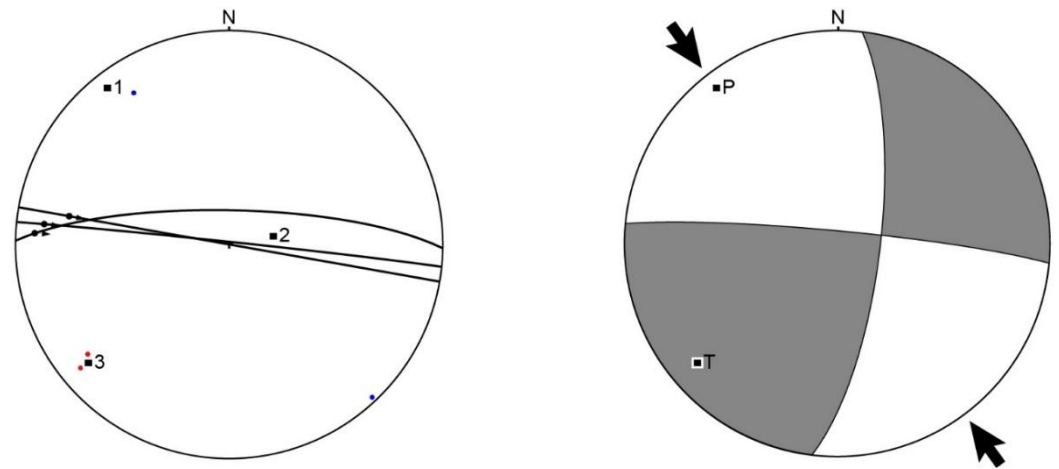
Estación microtectónica E14 (E 349168, N 8725521). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E14	1	N296	89N	14W	Dx
	2	N271	77N	10W	Dx
	3	N280	90	25W	Dx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 322° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 120

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E14.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

5.3.1.6.2 Falla Chanicocha

- **Estación microtectónica E10:** En el sector de la laguna Chanicocha al oeste de la zona de estudio, se observa un escarpe de falla que corta a las rocas intrusivas de la unidad magmática Chanicocha. Se trata de una falla de dirección N120° con alto buzamiento alto al NE, se prolonga al este cortando a las lavas de la Formación Millotingo hasta truncarse en la Falla Huaripampa. En el plano de falla se observa un cizallamiento que ocasionó la formación de una brecha-falla (**Figura 120**). En este punto se ha tomado 03 medidas de microtectónica en la estación E10.

Figura 121

Falla Chanicocha en lo alrededores de la laguna del mismo nombre.



Nota. A) Falla que corta el cuerpo plutónico de la Unidad Chanicocha. Vista mirando al sureste. B) Brecha-falla en el plano de falla de la estación E10.

Tabla 16

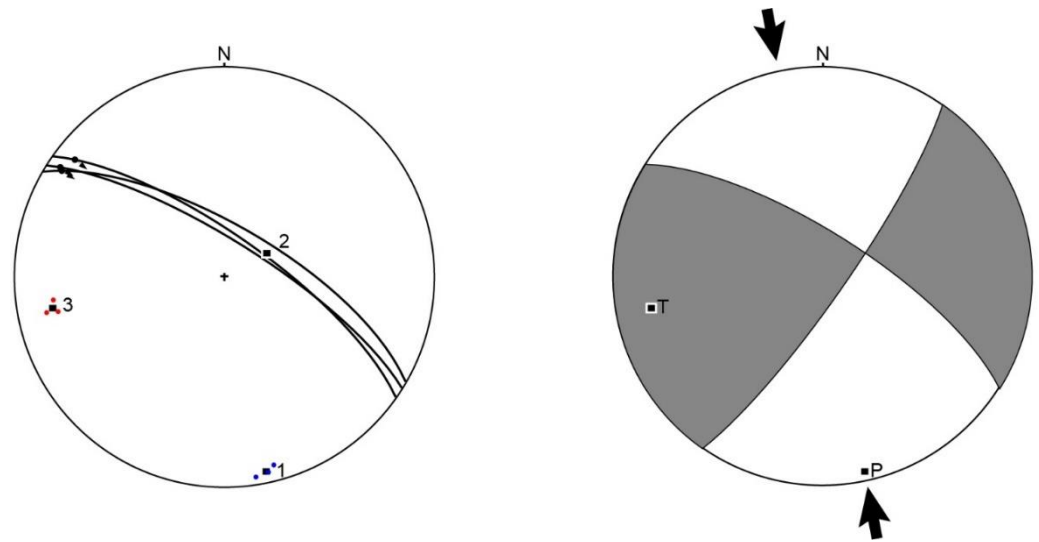
Estación microtectónica E10 (E 339245, N 8700255). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	Nº estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E10	1	N120	70NE	09W	Dx
	2	N125	74NE	11W	Dx
	3	N122	76NE	07W	Dx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 167° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 122

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E10.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

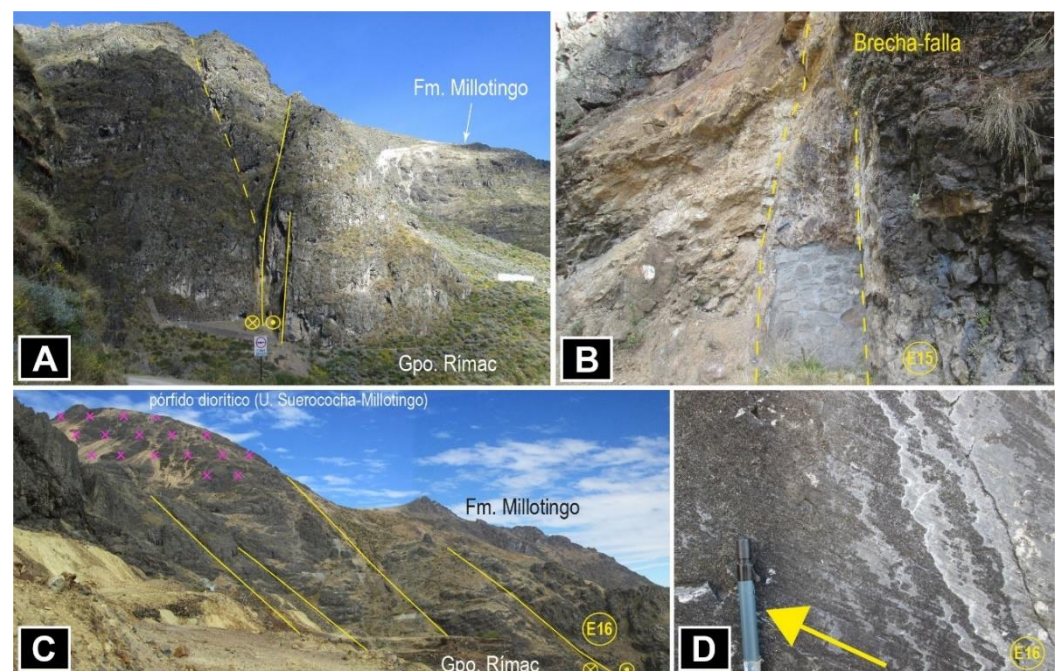
5.3.1.6.3 Fallas de Rumbo en el Sector Parac

Se trata de estructuras que se ubican en la parte central de la zona de estudio, precisamente en las cabeceras de las quebradas Tambo de Viso y Parac (**Figura 96**), son fallas de dirección NE relacionadas con el emplazamiento de diques dacíticos y riolíticos que cortan las rocas volcánicas del Grupo Rímac y Millotingo. Dentro del análisis estructural, estas fallas formarían parte del desarrollo de estructuras antitéticas y tensionales en el contexto regional del Sistema de Fallas Río Blanco. Se ha tomado medidas de microtectónica en las estaciones E15 y E16 que describimos a continuación.

- **Estación microtectónica E15:** Específicamente se ubica en la cabecera de la quebrada Parac. Se trata de una falla dextral con componente normal (**Figura 122A**). La zona de cizalla se caracteriza por presentar un brechamiento de 1.2 m de espesor. En este punto se ha tomado 03 datos de microtectónica (**Figura 122B**).

Figura 123

Fallas de rumbo en las quebradas de Parac y Tambo de Viso.



Nota. A) Fallas paralelas a la E15 que corta al Grupo Rímac en la quebrada Parac. Vista mirando al sur. B) Brechamiento por cizalla de falla en la E15. C) Fallas de rumbo en la quebrada Tambo de Viso. Vista mirando al suroeste. D) Detalle de la E16, la flecha indica el sentido del movimiento.

Tabla 17

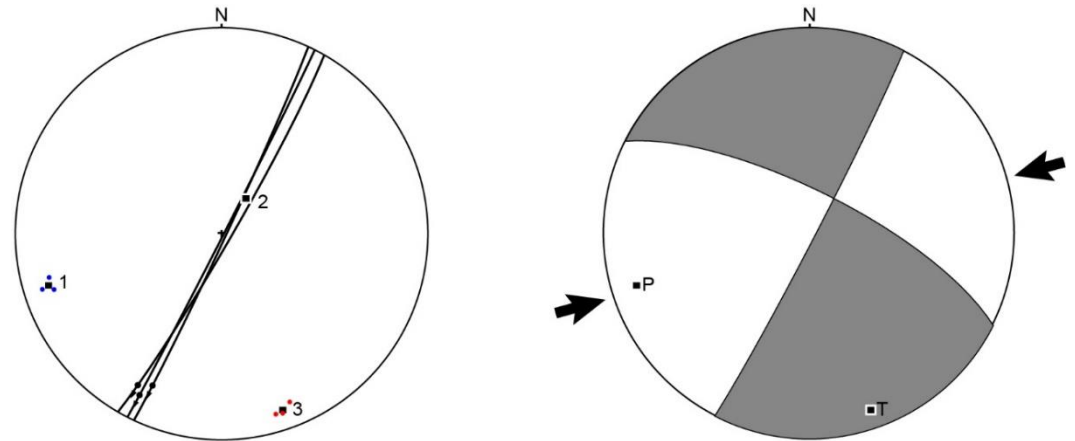
Estación microtectónica E15 (E 360116, N 8694961). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	Nº estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E15	1	N25	85N	20S	DxNx
	2	N30	86N	17S	DxNx
	3	N27	89N	13S	DxNx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 253° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 124

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E15.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

- **Estación microtectónica E16:** En la cabecera de la quebrada Tambo de Viso se ubican estructuras de dirección NE que se alinean transversalmente al sistema andino. De modo que, se ha registrado una falla de tipo transcurrente o de rumbo con ligera componente inversa. Esta falla estaría aparentemente controlando el límite noroeste del emplazamiento del pórfido diorítico de la Unidad Suerococha-Millotingo, asimismo se alinean con los diques dacíticos que se le prolongan en la quebrada Parac. En tanto, se ha tomado 03 datos de microtectónica en la E16.

Tabla 18

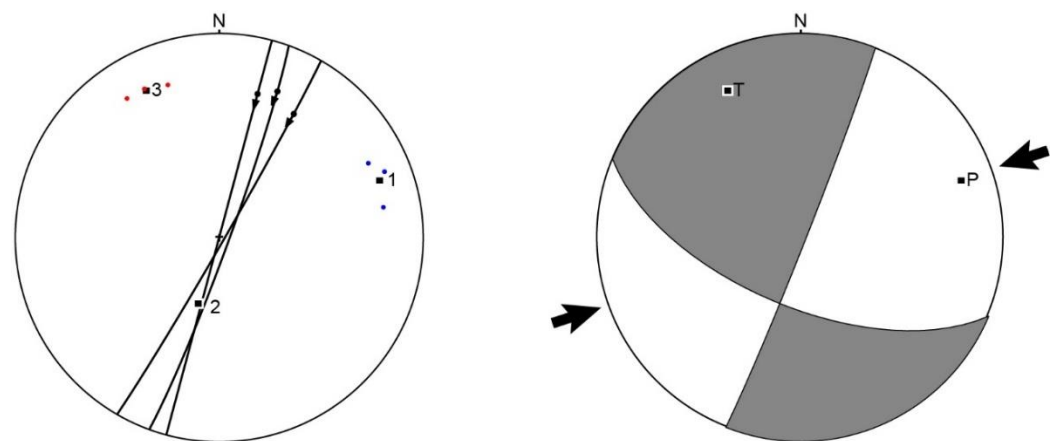
Estación microtectónica E16 (E 357430, N 8692242). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	Nº estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E16	1	N20	86SE	24NE	DxIx
	2	N30	88SE	30NE	DxIx
	3	N15	90	28NE	DxIx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 70° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 125

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E16.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

5.3.1.6.4 Fallas de rumbo en el Sector Laguna Chumpicocha

- **Estación microtectónica E18:** En el sector de la laguna Chumpicocha se registran estructuras transversales al sistema andino. Se trata, de fallas de dirección NE que se prolongan y se truncan al Sistema de Fallas Río Blanco, estas estructuras cortan a

las rocas volcánicas del Grupo Rímac y a la Formación Millotingo. Dentro del análisis estructural, estarían relacionadas con el emplazamiento de domos y subvolcánicos y enjambre de diques al este de la laguna Chumpicocha, atribuido al posible centro de emisión magmática de la Formación Millotingo. En este punto se ha tomado 03 datos en la estación E18 que se muestran a continuación.

Tabla 19

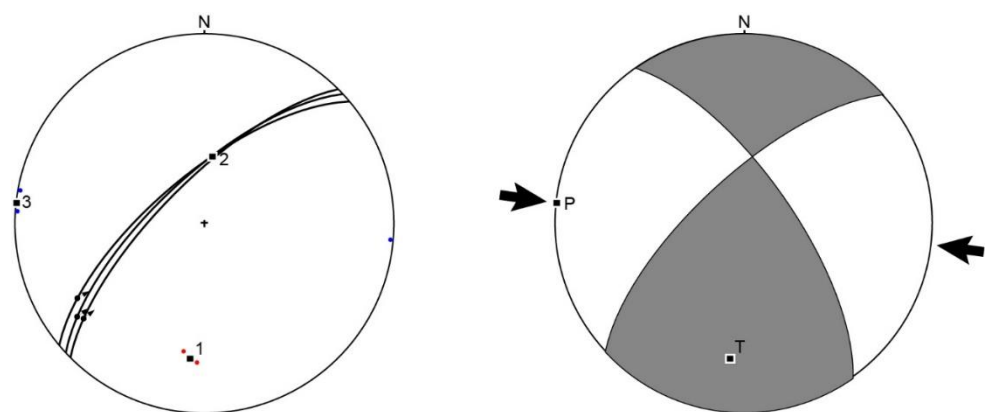
Estación microtectónica E17 (E 378955, N 8679795). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E18	1	N45	72W	21S	DxIx
	2	N47	70W	17S	DxIx
	3	N50	69W	13S	DxIx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 276° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 126

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E18.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

5.3.1.6.5 Falla de rumbo en el Sector Laguna Cullococha

- Estación microtectónica E8:** En la laguna Cullococha se observan estructuras de rumbo de dirección N145° que pone en contacto las calizas de la Formación Jumasha con las capas rojas de la Formación Casapalca. Asimismo, más hacia el oeste estas fallas cortan a paralelamente provocando una fuerte esquistosidad. Por su parte, se relaciona con el emplazamiento de rocas subvolcánicas de composición andesita horbléndica. En este punto, se ha tomado 03 datos de microtectónica de la estación E8 (**Figura 128**).

Tabla 20

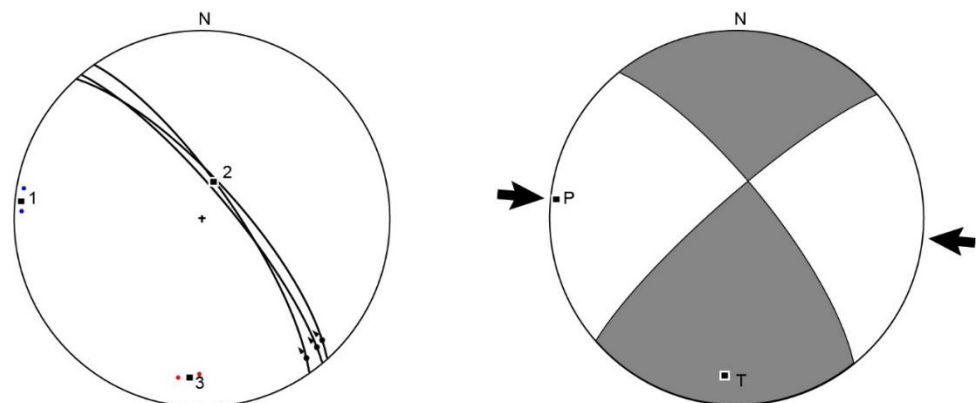
Estación microtectónica E8 (E 377887, N 8698961). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	N° estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E8	1	N145	76NE	08SE	DxIx
	2	N138	74NE	10SE	DxIx
	3	N140	78NE	09SE	DxIx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 275° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 127

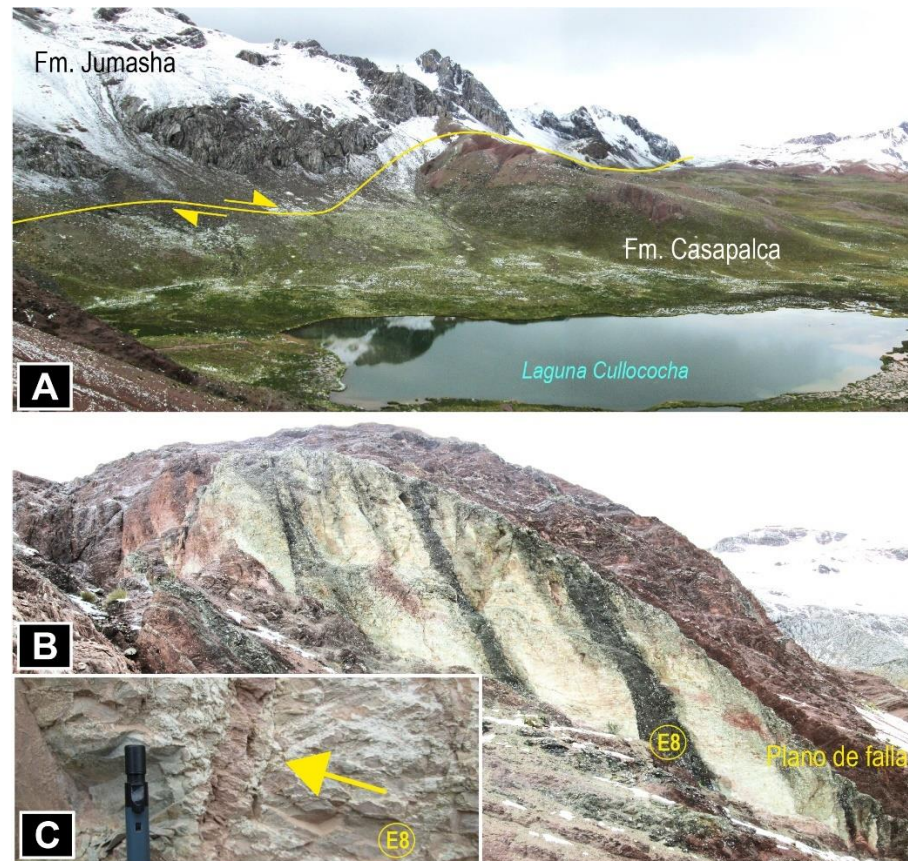
Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E8.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

Figura 128

Falla transcurrente por los alrededores de la laguna Cullococha.



Nota. A) Contacto fallado entre las formaciones Jumasha y Casapalca. Vista mirando al sureste. B) Plano de falla de estructuras adyacentes que cortan la Formación Casapalca. C) Detalle de la estación E8. La flecha indica el sentido de movimiento.

5.3.1.6.6 Falla de rumbo en el sector sur del Río Santa Eulalia

- **Estación microtectónica E17:** Ubicado a tres kilómetros al sur del río Santa Eulalia se ha registrado una estructura tensional de dirección NEE relacionado posiblemente con la falla Huaripampa.

Se trata de una falla de rumbo sinestral con componente inverso.

Aquí, se ha tomado 03 datos de microtectónica de la E17.

Tabla 21

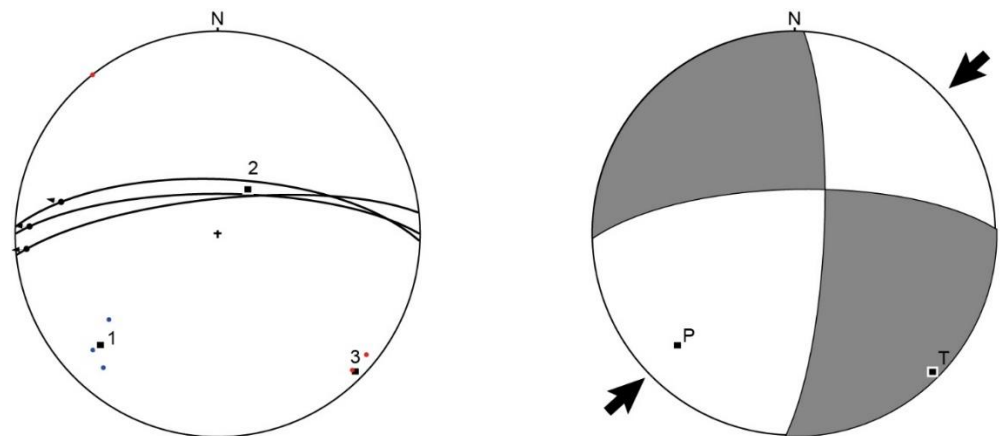
Estación microtectónica E17 (E 336990, N 8707892). Indicadores cinemáticos para cada estría.

Estación	Nº estría	Rumbo	Buzamiento	Pitch	Cinemática
E17	1	N90	74N	08W	SxNx
	2	N84	76N	06W	SxNx
	3	N92	68N	24W	SxNx

En esta estación se tiene una orientación de compresión N 226° que corresponde a un régimen compresional de rumbo.

Figura 129

Representaciones estereográficas de 03 datos medidos en la E17.



Nota. A la izquierda, proyección de los planos de falla, estrías (pequeñas flechas) y dispersión de los ejes de compresión (puntos azules) y tensión (puntos rojos) y los ejes del momento tensor de Bingham son representados por 1, 2 y 3 (σ_1 , σ_2 y σ_3). A la derecha, representación de los cuadrantes de Compresión (P) y Tensión (T), las flechas negras indican la dirección de máxima compresión.

5.3.2 Descripción de las secciones estructurales

Se ha realizado las secciones estructurales mostrándose en blocks diagramas en 3D que describe esquemáticamente las unidades litoestratigráficas

y magmáticas en relación con las principales estructuras que modelaron la evolución geológica del relieve actual de la zona de estudio.

5.3.2.1 Sección Estructural A

Esta sección se describe en el block diagrama A. Se ubica en la parte nororiental de la zona de estudio. Tiene una longitud de 43 km de largo y una dirección SO-NE. La sección A involucra los dominios Casapalca, Carlos Francisco, Rímac-Millotingo y San Mateo-Colqui, separados por las principales estructuras, los cuales son, el Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta (SFACH), Sistema de Fallas Río Blanco (SFRB) y la Falla Huaripampa (FH).

En esta sección se muestra que la Formación Casapalca está controlado por el SFACH, limitando sus afloramientos hacia el oeste. A lo largo del SFACH, hacia el este, se desarrolla la sedimentación conglomerádica del Miembro El Carmen que aparentemente sería contemporáneo con los volcánicos de la Formación Carlos Francisco. El SFRB se manifiesta a manera de una estructura de flor positiva, donde la Formación Jumasha cabalga sobre las formaciones Colqui y Millotingo. Por otro lado, esta estructura controla el emplazamiento de las rocas intrusivas de la unidad magmática Paucarcocha. Más hacia el oeste, se expone la falla Huaripampa que es responsable que la Formación Colqui se repita por medio de una falla inversa de alto ángulo. Con esta estructura se alinean las rocas plutónicas de las unidades Surco y Chanicocha que a su vez cortan a las rocas volcánicas de las formaciones Colqui y Millotingo (**Figura 130**).



5.3.2.2 Sección Estructural B

Se ubica en la parte central de la zona de estudio y se describe en el block diagrama B. Tiene una longitud de 44 kilómetros de largo y una dirección SO-NE. Esta sección involucra los dominios de Domo de Yauli, Casapalca, Carlos Francisco, Rímac-Millotingo y San Mateo-Colqui. En el Domo de Yauli, destaca la presencia del Grupo Cabanillas como basamento del relleno sedimentario. Aquí las secuencias de los grupos Mitu y Pucará se adelgazan en comparación con las que afloran más hacia el oeste. La falla Pancar es una estructura invertida, es decir, que inicialmente tenía un comportamiento normal y que posteriormente fue invertida adquiriendo un comportamiento inverso que hizo que los grupos Mitu y Pucará cabalguen sobre las rocas cretácicas de la Formación Jumasha. Mientras que, la falla Poma y demás estructuras forman parte del sistema de corrimientos localizados al borde oriental del dominio Casapalca. Por su parte, en esta sección el SFACH pone en contacto el Miembro Carmen en contacto con la Formación Carlos Francisco. Además de controlar el emplazamiento de las monzonitas de la Unidad Aicaganga. Más hacia el oeste, el SFRB se manifiesta por medio fallas inversas que hacen que la Formación Jumasha cabalgue a la Formación Carlos Francisco. Se atribuye al SFRB la separación de las facies volcanoclásticas de las Formaciones Carlos Francisco al este y el Grupo Rímac hacia el oeste, siendo esta misma, el responsable de la independización de los paleodepocentros de las cuencas volcanosedimentarias de las formaciones Río Blanco y Bellavista con las facies más finas de la Formación Colqui. Por otro lado, la falla Huaripampa se comporta como falla inversa que hace

que la Formación Millotingo se repita. El magmatismo tipo intrusivo se manifiesta a través de cuerpos plutónicos representados por las unidades Suerococha-Millotingo, Chanape y Sacallana y controlados aparentemente por el SFRB y la falla Huaripampa (**Figura 130**).

5.3.2.3 Sección Estructural C

Esta sección fue realizada en la esquina sureste de la zona de estudio y se muestra en el block diagrama C. La traza del corte se extiende aproximadamente 12 km de largo con una dirección SO-NE. Atraviesa los dominios Carlos Francisco y Rímac-Millotingo. Se observa la prolongación sureste del SFRB, en este punto se comporta como una estructura transcurrente con componente inverso que pone en contacto las series volcanoclásticas del Grupo Rímac y la Formación Millotingo con las calizas de la Formación Jumasha. Asimismo, el SFRB habría controlado la profundización y depositación de la cuenca siliciclástica del Grupo Goyllarisquizga (formaciones Chimú, Santa-Carhuáz y Farrát) a diferencia de las facies en el Domo de Yauli que se adelgaza. Por su parte, el arco magmático y sus emisiones volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Rímac, y formaciones Millotingo, Huarochirí y Pacococha se instala en el trend estructural comprendida entre el SFRB y la FH. Este último se muestra en la margen lateral del block diagrama C, se trata de una falla inversa que es responsable de la Formación Chimú esté en contacto con el Grupo Rímac (**Figura 130**).

Finalmente, el plutonismo se manifiesta por medio de rocas intrusivas de la Unidad Pariaqaqa-Collquepucro que corta a las calizas de



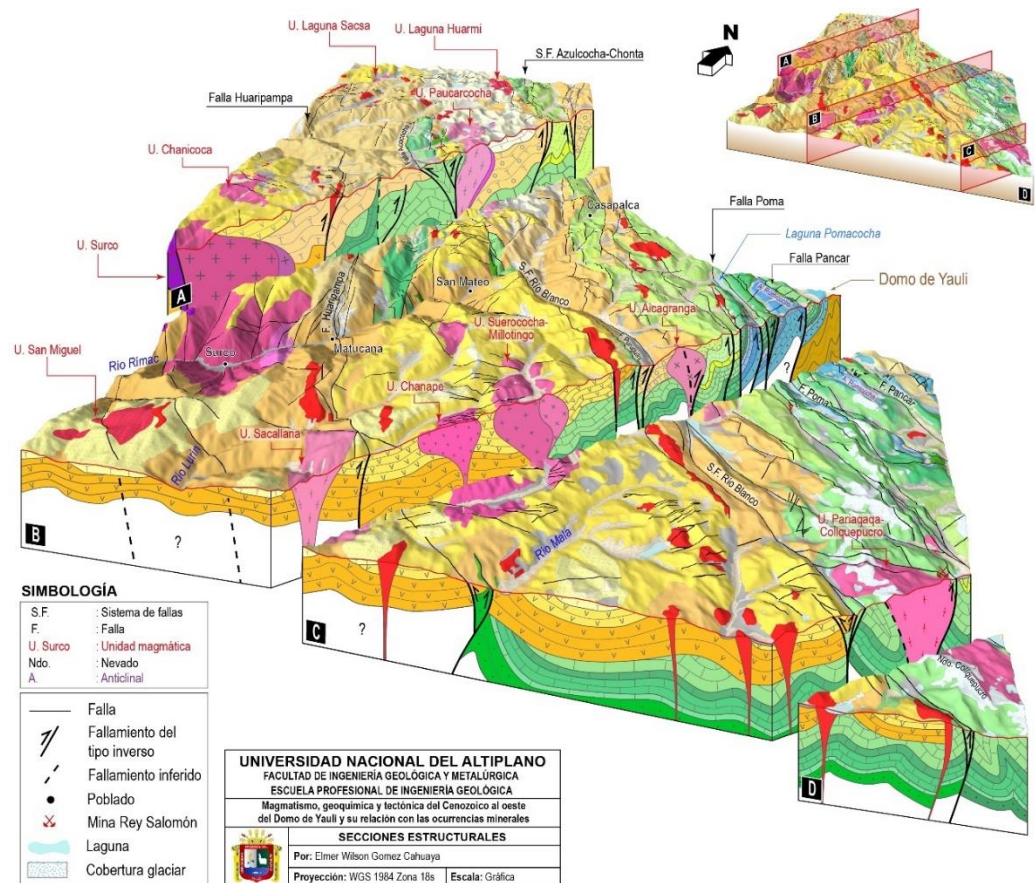
la Formación Jumasha, relacionado y alineado con el SFRB y SFACH. Por tanto, las intrusiones menores se distribuyen más hacia el oeste (**Figura 130**).

5.3.2.4 Sección Estructural D

Esta sección se localiza en el extremo sureste de la zona de estudio. Se trata de un corte lateral que se muestra en el block diagrama D. Involucra los dominios Carlos Francisco y Rímac-Millotingo. Estructuralmente se observa la prolongación sureste del SFRB, en este sector causa un fuerte cizallamiento en las unidades cretácicas que hacen repetir la Formación Jumasha. El comportamiento tectónico del SFRB habría sido controlar la cuenca siliciclástica del Cretácico inferior y marcar como límite las secuencias volcánicas del Grupo Rímac y la Formación Millotingo que cubren discordantemente a las unidades pre-existentes. Por su parte, las rocas intrusivas muestran a la Unidad Pariaqaqa-Collquepucro prolongarse por el nevado Collquepucro (**Figura 130**).

Figura 130

Secciones estructurales en blocks diagramas A, B, C y D de la zona de estudio. La leyenda de la geología superficial se encuentra en la Figura 4.11.

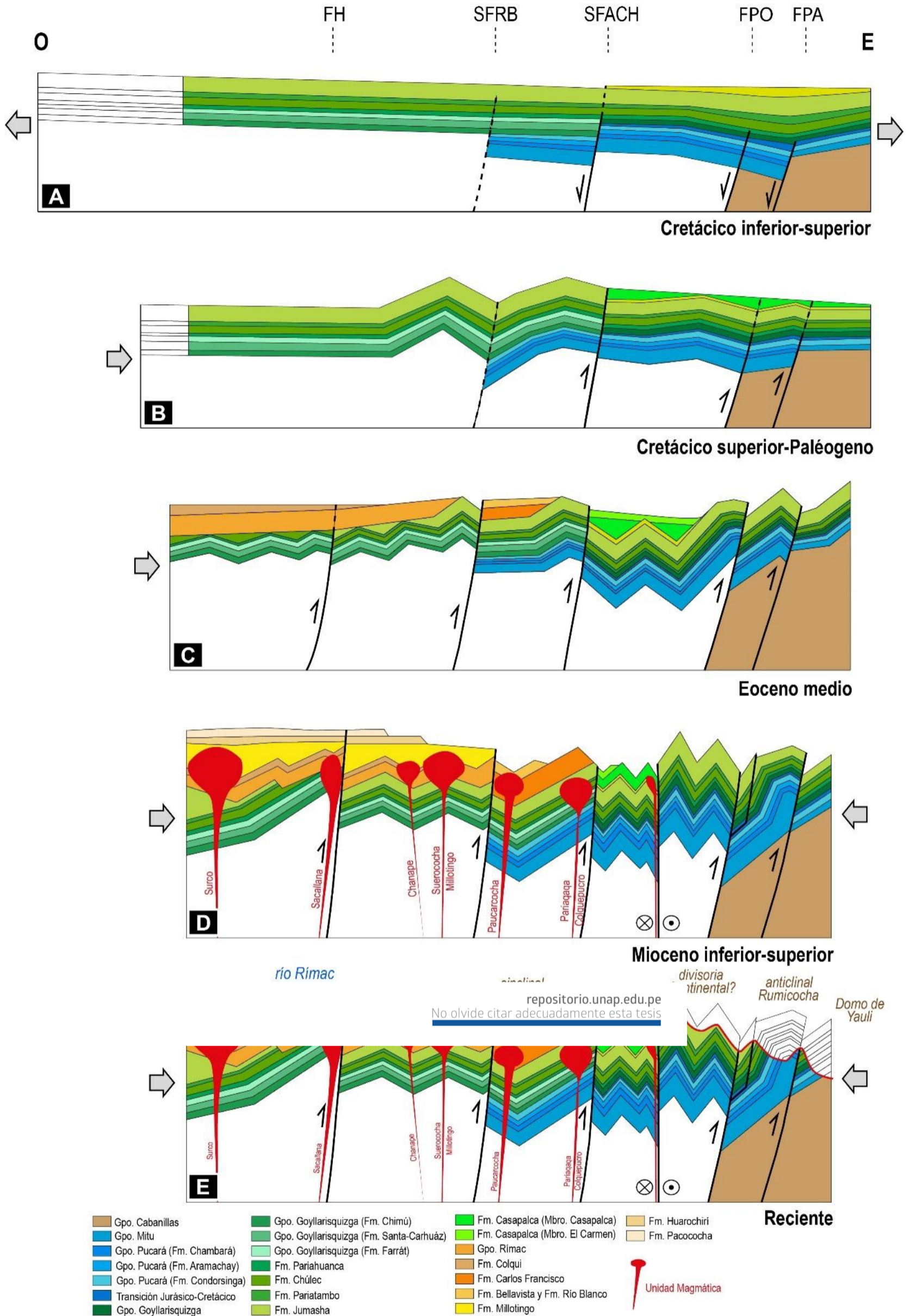


5.3.3 Evolución estructural y tectónica

El análisis tectonoestratigráfico, el análisis estructural de las principales fallas y las secciones estructurales y blocks diagramas en 3D, nos permiten determinar e interpretar la dinámica en los diferentes periodos y eventos tectónicos que se instalaron al oeste del Domo de Yauli y su relación con el emplazamiento de las rocas plutónicas de las principales unidades magmáticas (Figura 131).

Figura 131

Interpretaciones de la evolución estructural y tectónica de la zona de estudio.



Nota. A), B), C), D), y E) Secciones esquemáticas sin escala de las interpretaciones geodinámicas y eventos pre-Cenozoicos y Cenozoicos de las principales estructuras al oeste del Domo de Yauli y el emplazamiento de las unidades magmáticas. FH: Falla Huaripampa, SFRB: Sistema de Fallas Río Blanco, SFACH: Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta, FPO: Falla Poma y FPA: Falla Pancar. La línea en roja en E, representa la superficie reciente promedio y representativo de la zona de estudio.

5.3.3.1 Evento Pre-Cenozoico

Tectónica Eohercínica. En el área de estudio, se tiene evidencia de la tectónica Eohercínica propuesta por Megard (1971), que sucedió desde el Devoniano medio (Grupo Cabanillas) hasta el Mississippiano. En este evento, se reconocen plegamientos y deformación que afectaron los estratos del Grupo Cabanillas sin afectar a los de los grupos Mitu y Pucará. Esto se observa en el dominio Domo de Yauli.

Tectónica Tardihercínica. En el Perú central Megard (1979) considera a este evento más stratigráfico. En el área de estudio, el Grupo Mitu sobreyace discordantemente a las secuencias del Grupo Cabanillas (Paleozoico inferior), debido posiblemente a la emersión del mar provocado por el levantamiento de los Andes en el Pérmico inferior (Megard, 1979). El cambio de espesores de los grupos Mitu y Pucará en los dominios Domo de Yauli, Casapalca y Carlos Francisco fue controlado por el movimiento normal de la falla Pancar (FPA), la falla Poma (FPO) y muy posiblemente por el Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta (SFACH), que originaron y modificaron la arquitectura de la cuenca provocando la instalación de hemigrábenes con inclinación hacia el este en un régimen tectónico claramente extensional (**Figura 131A**).

Tectónica del Cretácico inferior y superior. Para este periodo se tiene evidencia debido al cambio lateral de facies de una zona subsidente o más profunda a lo que correspondería a los dominios Carlos Francisco y Rímac-Millotingo y otra zona más somera localizada en el dominio Domo de Yauli. Se trata de las facies siliciclásticas del Grupo Goyllarisquizga y

sus formaciones Chimú, Santa-Carhuaz y Farrát que fueron reconocidas en el área de estudio. Estos cambios de facies estuvieron controlados por fallas normales correspondientes al SFACH (**Figura 131A**).

5.3.3.2 Evento Cenozoico

A finales del Cretácico superior y empiezos del Paleoceno, posterior a la deposición y sedimentación marina de las formaciones Pariahuanca, Chúlec, Pariatambo, Jumasha y Celendín en régimen extensional, el área de estudio fue sometida a un régimen de compresión, ocasionando el levantamiento de bloques debido a la actividad principalmente del Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta (SFACH), en la cual se comportó como fallas inversas con vergencia al NE, dando origen al inicio del fallamiento y plegamiento de las unidades cretácicas. Este evento causó depresiones provocando el desarrollo de una cuenca sedimentaria continental hacia el este, representado por la deposición de las “capas rojas” de la Formación Casapalca (Salazar, 1983; Megard, 1979) (**Figura 131B**).

En el Eoceno medio, se registra la mayor compresión en los Andes centrales comprendida entre 43 y 42 Ma denominada “Evento Inca” (Benavides, 1999). Este evento causa la reactivación del SFACH, el cual, produce relieves positivos y negativos instalando cuencas con acumulaciones sedimentarias potentes. En consecuencia, en el lado este del SFAH se emplaza una potente secuencia conglomerádica representado por el Miembro El Carmen de la Formación Casapalca. Mientras que, en el lado oeste del SFACH, contemporáneamente a el Miembro El Carmen, se emplaza el inicio del magmatismo con productos volcánicos y

volcanoclásticos representados por las formaciones Carlos Francisco, Bellavista y Río Blanco y sus secuencias equivalentes diacrónicamente al Grupo Rímac y la Formación Colqui. Estos dos últimos separados por el Sistema de Fallas Río Blanco (SFRB) que causó los cambios de facies laterales de las series volcanoclásticas. El SFRB posiblemente se reactivó coetáneamente junto al SFACH (**Figura 131C**).

Para el periodo Mioceno inferior-superior, se tiene evidencia por la deformación de las secuencias volcanoclásticas del Eoceno-Oligoceno y reactivando las principales estructuras pre-existentes. En este caso, la falla Huaripampa (FH) es responsable de la repetición tectónica de la Formación Colqui y el Grupo Rímac. Este periodo se caracteriza por la instalación del arco magmático de edad miocena. Este arco se traduce con emisiones de lavas, tobas, flujos piroclásticos y domos representado por las formaciones Millotingo, Huarochirí y Pacococha depositados principalmente en la parte occidental de la zona de estudio, limitado en su borde este por el SFRB. Aunque, según las evidencias de campo y el mapa geológico, este arco tiene un mayor desarrollo en el dominio Rímac-Millotingo limitado por la FH y el SFRB. Asimismo, la actividad magmática intrusiva se manifiesta en el Mioceno medio y superior a través de intrusiones de rocas plutónicas (agrupadas en Unidades Magmáticas) cortando a toda la cobertura sedimentaria cretácica y a las secuencias volcánicas y volcanoclásticas de Eoceno-Oligoceno y Mioceno. Estas unidades magmáticas son emplazadas a través de las principales estructuras relacionadas con la FH, el SFRB y el SFACH (**Figura 131D**).

Finalmente, en la **Figura 131E**, se muestra la superficie del relieve actual promedio de la zona de estudio, donde expone el río Rímac y las principales estructuras, tales como, los pliegues Rumicocha y Río Blanco, asimismo, las zonas a lo que correspondería la locación de la divisoria continental y el Domo de Yauli.

5.3.4 Relación del magmatismo, geoquímica y tectónica del cenozoico con las ocurrencias minerales

La caracterización petrográfica y petrológica del magmatismo intrusivo de las diferentes unidades magmáticas y sus variaciones geoquímicas y el análisis estructural y tectónico de las principales estructuras relacionadas al emplazamiento de las rocas plutónicas tanto fértiles e infértiles del Cenozoico espacial y temporalmente distribuidos en la zona de estudio, nos permite interpretar la afinidad con las ocurrencias minerales.

En tanto, el magmatismo del tipo intrusivo desarrollado durante el Mioceno dio lugar al emplazamiento de rocas ígneas a manera de plutones, stock porfiríticos y diques que fueron agrupados según el modo de emplazamiento, facies mineralógicas y texturales y geometría de los cuerpos ígneos en diferentes unidades magmáticas (**Figura 132**). Para organizar cronológicamente las unidades magmáticas, se tiene dataciones de 18 ± 1 Ma reportadas por Stewart et al. (1974) y Giletti & Day (1964) Ma que correspondería a la Unidad Surco, este mismo marca el inicio del plutonismo en la zona de estudio. Por otro lado, se tiene reporte de una edad de 13 ± 0.13 Ma por Bissig et al. (2008) en la antigua mina “Rey Salomón”, ubicada en la laguna Azulcocha, para lo cual, correspondería a la Unidad Pariaqaqa-Collquepucro. Asimismo, una edad de 10.92 ± 0.4 Ma



reportada por Bissig et al. (2008) cae en la Unidad Paucarcocha, lo que marcaría la continuidad del plutonismo en el Mioceno medio-superior. Para las demás unidades magmáticas, tales como, San Miguel, Chanicocha, Laguna Sacsa, Suerococha-Millotingo, Chanape, Aicagranga, Laguna Huarmi y la Andesita Cullococha se clasificaron cronológicamente siguiendo la relación de contacto y asociación espacial y temporal con las principales estructuras.

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas de las unidades magmáticas según la clasificación geoquímica de elementos mayores, van desde rocas máficas compuestas de dioritas gabroicas, dioritas, microdioritas, cuarzodioritas hasta facies más félsicas de composición monzonita, cuarzomonzodiorita, granodiorita y tonalita. Estas rocas, se caracterizan por pertenecer al grupo de magmas calcoalcalinos con alto contenido de potasio y según el contenido de alúmina caen dentro del campo de rocas metalumínicas que corresponderían tectónicamente a granitos tipo-I. Según la clasificación geoquímica de elementos traza, las razones de Sr/Y y Sm/Y indican que las rocas magmáticas entran ligeramente a la zona de transición adakítica relacionadas a las ocurrencias minerales tipo pórfido de Cu. En tanto las razones Ce/Y revelan que las rocas fueron emplazadas entre 35 a 65 km de profundidad en donde las condiciones de la horblenda? y clinopiroxeno fueron estables. Por su parte, las concentraciones de tierras raras normalizadas al *condrito* revelan un enriquecimiento en elementos de tierras raras livianas y un ligero empobrecimiento de tierras raras pesadas, asimismo, se muestra una anomalía negativa de Eu que nos indica una fraccionación de plagioclasa para las unidades magmáticas. En tanto, las concentraciones de tierras raras normalizadas al *manto primitivo* revelan un empobrecimiento de Nb y Ta que sugieren fueron

derivados de magmas de subducción sujetas a contaminación cortical en una corteza medianamente engrosada (**Figura 132**).

Por otro lado, las unidades magmáticas relacionadas a las ocurrencias minerales según el diagrama Eu/Eu^* versus FeO_{total} nos revelan asociaciones con depósitos de Cu-Mo, Cu-Au, Pb-zn (Ag), Mo-Zn-Pb y concentraciones de W y Mo.

Desde el punto de vista tectónico y el análisis estructural de las principales estructuras, nos muestra que el mayor episodio tectónico favorable para el emplazamiento de las unidades magmáticas potencialmente relacionadas a las ocurrencias minerales tuvo lugar en el Mioceno medio-superior y que coinciden con el evento Quechua I aproximadamente a los ~17 Ma, aunque algunas rocas intrusivas fueron emplazadas posterior a este evento (**Figura 132**). Las principales estructuras y fallas regionales fueron zonas de debilidad con algunas componentes tensionales que favorecieron el ascenso de magmas. Es así que, las unidades Pariaqaqa-Collquepucro, Aicagranga y Laguna Huarmi fueron emplazadas a lo largo del Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta (SFACH), mientras que la Unidad Paucarcocha se asocia y alinea con el Sistema de Fallas Río Blanco (SFRB), más hacia el oeste, y muy posiblemente se relaciona las unidades Chanape y Suerococha-Millotingo con el SFRB. Finalmente, la Falla Huaripampa está relacionada y aparentemente controla el emplazamiento de las unidades Surco, San Miguel y Chanicocha. La Unidad Laguna Sacsá se relaciona con las fallas Colqui de dirección NE comprendido entre la FH y el SFRB (**Figura 132**).

Para un mejor entendimiento, se ha analizado de manera regional y se ha hecho una ligera comparación de las rocas magmáticas y el contexto tectónico-

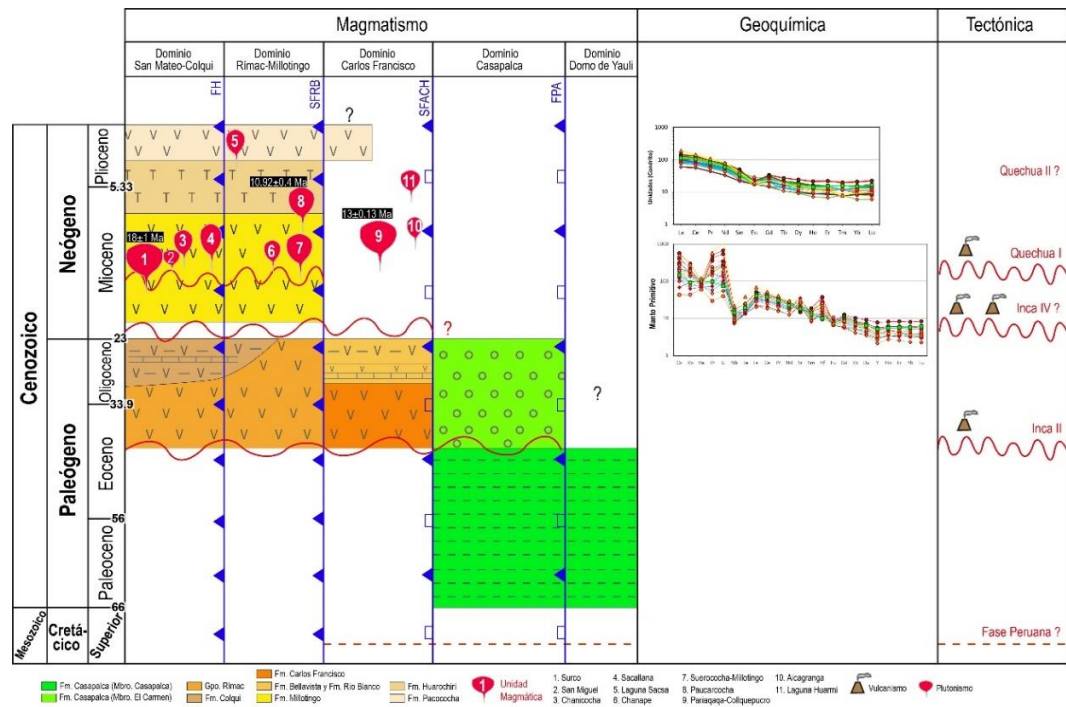


estructural del área de estudio con las que tuvieron estrecha relación con la mineralización en el Domo de Yauli, se trata de los yacimientos de clase mundial Morococha y San Cristóbal. Morococha está localizado al norte del Domo de Yauli en la Cordillera Occidental del centro del Perú. Este distrito minero es una franja metalogenética miocena que se extiende a lo largo del norte al centro del Perú (Petersen, 1965; Noble & McKee, 1999). Los depósitos minerales hidrotermales formados en esta franja metalogenética están asociados al magmatismo calcoalcalino de alto contenido de K derivados de subducción en un rango de edad de 6 a 20 Ma (Noble & McKee 1999; Bissig et al., 2008). Este último propone que esta mineralización magmático-hidrotermal está relacionado con la horizontalización de la placa subductada entre 14 – 11 Ma. La mineralización económica del Mioceno es de tipo pórfido Cu-Mo y Cu-Au y a veces asociado con depósitos skarn y metales base. Las rocas intrusivas precursoras o fuente magmática en Morococha están asociadas a la diorita Anticona de edad ~14 Ma y los stocks monzograníticos relacionados a depósitos tipo pórfido cuprífero y skarn están datadas en ~9 Ma (Beuchat, 2003). En el distrito minero San Cristóbal ubicada en el domo de Yauli, las rocas magmáticas relacionadas a la mineralización están datadas en ~6.6 Ma (Beuchat, 2003).

Por todo lo analizado en lo anterior, se puede concluir que las rocas que tienen directamente relación con las ocurrencias minerales en el Domo de Yauli comparten similitud con las rocas de las unidades magmáticas hospedadas al oeste del Domo de Yauli, tanto en términos geoquímicos y petrográficos. Además, se emplazan adyacentes al *tren* estructural N120° del Domo de Yauli.

Figura 132

*Relación esquemática del magmatismo, geoquímica y tectónica del Cenozoico con las
ocurrencias minerales.*



Nota. Las dataciones radiométricas para las edades de la Unidad Surco fueron tomadas de Stewart et al. (1974) y Giletti & Day (1964) y para las unidades Pariaqaqa-Collquepuero y Paucarcocha fueron tomadas de Bissig et al. (2008).

6 VI. CONCLUSIONES

- El magmatismo del Cenozoico instalado al oeste del domo de Yauli, se manifiesta con el emplazamiento de cuerpos ígneos a manera de plutones, stocks y diques, distribuidos en forma discontinua en toda el área de estudio. Las características petrológicas y petrográficas de las rocas intrusivas permitieron agruparse resaltando sus facies según su composición mineralógica y textural en unidades magmáticas: Surco, Chanicocha, San Miguel, Sacallana, Suerococha-Millotingo, Chanape, Paucarcocha, Aicagranga, Pariaqaqa-Collquepucro y Laguna Sacsa. Las unidades se caracterizan por estar conformado por diversos plutones que varían de composición desde dioritas, cuarzodioritas, monzonitas, cuarzomonzonitas, tonalitas y granodiorita. Estas unidades magmáticas son rocas precursoras o fuentes de fluidos magmático-hidrotermal que dieron origen a las ocurrencias minerales.
- La geoquímica de las rocas intrusivas de las unidades magmáticas según la clasificación geoquímica de elementos mayores, van desde rocas máficas compuestas de dioritas gabroicas, dioritas, microdioritas, cuarzodioritas hasta facies más félsicas de composición monzonita, cuarzomonzodiorita, granodiorita y tonalita. Estas rocas, se caracterizan por pertenecer al grupo de magmas calcoalcalinos con alto contenido de potasio y según el contenido de alúmina caen dentro del campo de rocas metalumínicas que corresponderían tectónicamente a granitos tipo-I. En tanto, la geoquímica de elementos traza, nos revelan que las razones de Sr/Y y Sm/Y indican que las rocas magmáticas entran ligeramente a la zona de transición *adakítica* relacionadas a las ocurrencias minerales tipo pórfido de Cu. Por su parte, las razones Ce/Y revelan que las rocas fueron emplazadas



entre 35 a 65 km de profundidad en donde las condiciones de la horblenda? y clinopiroxeno fueron estables. Finalmente, las concentraciones de tierras raras normalizadas al *condrito* revelan un enriquecimiento en elementos de tierras raras livianas y un ligero empobrecimiento de tierras raras pesadas, asimismo, se muestra una anomalía negativa de Eu que nos indica una fraccionación de plagioclasa para las unidades magmáticas. En tanto, las concentraciones de tierras raras normalizadas al *manto primitivo* revelan un empobrecimiento de Nb y Ta que sugieren fueron derivados de magmas de subducción sujetas a contaminación cortical en una corteza medianamente engrosada.

Por otro lado, las unidades magmáticas relacionadas a las ocurrencias minerales según el diagrama Eu/Eu^* versus FeO_{total} nos revelan asociaciones con depósitos de Cu-Mo, Cu-Au, Pb-zn (Ag), Mo-Zn-Pb y concentraciones de W y Mo.

- De acuerdo al análisis tectónico y estructural de las principales estructuras, nos muestra que el mayor episodio tectónico favorable para el emplazamiento de las unidades magmáticas potencialmente relacionadas a las ocurrencias minerales tuvo lugar en el Mioceno medio-superior y que coinciden con el evento Quechua I aproximadamente a los ~17 Ma, aunque algunas rocas intrusivas fueron emplazadas posterior a este evento. Las principales estructuras y fallas regionales fueron zonas de debilidad con algunas componentes tensionales que favorecieron el ascenso de magmas. Es así que, las unidades Pariaqaqa-Collquepucro, Aicagranga y Laguna Huarmi fueron emplazadas a lo largo del Sistema de Fallas Azulcocha-Chonta (SFACH), mientras que la Unidad Paucarcocha se asocia y alinea con el Sistema de Fallas Río Blanco (SFRB), más hacia el oeste, y muy posiblemente se relaciona las unidades Chanape y Suerococha-Millotingo con el SFRB. Finalmente, la Falla Huaripampa está relacionada y aparentemente



controla el emplazamiento de las unidades Surco, San Miguel y Chanicocha. La Unidad Laguna Sacsa se relaciona con las fallas Colqui de dirección NE comprendido entre la FH y el SFRB.



7 VII. RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar estudios más detallados y un cartografiado a escalas menores de los cuerpos plutónicos en relación con la roca caja, asimismo, se sugiere estudios de geocronología para conocer con exactitud la edad de emplazamiento de las diferentes rocas plutónicas que conforman las unidades magmáticas y relacionar con las épocas de mineralización.
- Es importante los estudios de isótopos para todas las rocas intrusivas que nos permita determinar el grado de contaminación de los magmas parentales o diferenciados relacionados estrechamente con la mineralización.
- Se sugiere estudios de microtectónica y análisis estructural con más detalle a lo largo de las principales estructuras regionales relacionadas con el emplazamiento de rocas intrusivas que permitan establecer los eventos tectónicos y épocas de mineralización en la Cordillera Occidental.



8 VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allmendinger, R. Cardozo, N. & Fisher, D. (2012). *Structural Geology Algorithms*. Cambridge University, p. 302.
- Allmendinger, R.W.; Strecker, M.; Eremchuck, J.E.; Francis, P. (1989). Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 2, No. 2, p. 111-130.
- Allmendinger, R.W. (1987). *Técnicas Modernas de Análisis Estructural*. Asociación Geológica Argentina. Serie B: Didáctica y Complementaria N°16, 90p.
- Alonso-Pérez, R.; Müntener, U.; Ulmer, P. (2009). Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 157, p. 541-558.
- Anderson, E.M. (1951). *The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain*. Oliver and Boyd, 2nd Edition, Edinburgh, 241p.
- Anderson, E.M. (1905). The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8, 387-402p.
- Angelier, J. & Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie, la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. France*. Vol. 7. Tomo XIX. N.6.
- Barton, M.D. & Johnson, D.A. (1996). Evaporitic source model for igneous related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, V. 24, p. 259-262.



- Benavides, V. (1999) - Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the andean cycle.
En: Skinner, B.J., ed. Geology and ore deposits of the Central Andes. Littleton,
CO: Society
of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 61-107.
- Benavides, V. (1956). Cretaceous system in Northern Peru. Bulletin of the American
Museum of Natural History 08, p. 365-373.
- Beck, M. E., 1987. Tectonic rotations on the leading edge of South America: the
Bolivian orocline revisited. *Geology*, 21: 755-758.
- Beuchat, S. (2003). Geochronological, structural, isotope and fluid inclusion
constraints of the polymetallic Domo de Yauli district, Peru. PhD thesis,
University of Geneva, Switzerland. *Terre & Environment* 41, 180 pp.
- Bissig T. & Tosdal R.M. (2009). Petrogenetic and metallogenetic relationships in the
Eastern Cordillera Occidental of Central Peru. *The Journal of Geology*, 117(5), p.
499-518.
- Bissig, T., Ullrich, T. D., Tosdal, R. M., Friedman, R. M. y Ebert, S. W. (2008). The
time-space distribution of Eocene to Miocene magmatism in the central Peruvian
polymetallic province and its metallogenetic implications. *Journal of South
American Earth Sciences*, Oxford: Elsevier Science 26, p.16-35.
- Bosch, M., Rodríguez, I. (1992). North Venezuelan collisional crustal block, the
boundary between the Caribbean and South American plates: *Journal of South
American Earth Sciences*, v. 6, p. 133-143.



- Blevin, P. & Chappell, B. (1992). The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. The Geological Society of America. Transactions of the royal society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, p. 305-316.
- Bussell, M.A.; Alpers, C.N.; Petersen, U.; Shepherd, T.J.; Bermúdez, C. & Baxter, A.N. (1990) – The Ag-Mn-Pb-Zn vein, replacement, and skarn deposits of Uchucchacua, Peru: Studies of structure, mineralogy, metal zoning, Sr isotopes, and fluid inclusions. Economic Geology, 85(7): 1348-1383.
- Cabanis, B. & Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris, series 2, v. 313, p. 2023-2029.
- Casas, A.M., Gil, I., S, J.L. (1990). Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: Sistemática y técnicas de aplicación. Estudios geol., 46: 385-398.
- Castro, A. (2015). Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. España: Primera edición ISBN: 978-84-283-3516.
- Carlotto, V, Acosta, H., Mamani, M., Cerpa, L., Rodriguez, R., Jaimes, F., Navarro, P., Cueva, E. &Valdivia Waldir (2010). Los Dominios Geotectónicos del Perú. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 4 p Soc. Geol. Perú.
- Carlotto, V.; Cárdenas, J. & Rodríguez, R. (2010a) - Las edades de la Formación Ene y del Grupo Mitu: Propuesta de cambios en la cartografía regional: Abancay-



- Cusco-Sicuani (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco 2010. Resúmenes extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 830-833.
- Ccallo, W. (2015). Magmatismo y Tectónica del Cretácico inferior y su relación con la mineralización de yacimientos de IOCG en el segmento Acarí y San Juan de Marcona, Dpto de Ica. Tesis, UNA, p. 224.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology, Circum-Pacific Plutonism*, 8, p. 173– 174.
- Chiaradía, M., 2015, Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: An Earth scale perspective: *Science*, v. 5, p. 8115.
- Cobbing EJ, Sánchez A, Martínez W, Zárate H (1996) Geología de los cuadrángulos de Huaraz, Recuay, La Unión, Chiquian y Yanahuanca. INGEMMET, Boletín N° 76 Ser. A - Cart. Geológica Nac:1-280.
- Cobbing EJ, Pitcher WS, Wilson J, Baldock JW, Proctor TW, McCourt WJ, Snelling NJ (1981) Estudio Geológico de la Cordillera Occidental del Norte del Perú. INGEMMET. Boletín, Serie D: Estudios Regionales N°10:1-252.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S. & Garayar, J. (1973) - Geología de los cuadrángulos de Barranca, Ámbar, Oyón, Huacho, Huaral y Canta. *Serv. Geol. Min., Boletín* 26, 172 p.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R. 1980. Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes Péruviennes. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, v. 122, 501 p.



- Davies, C. (2002). Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Cajamarca mining district, northern Peru. PhD. Thesis. James Cook Univeristy, Australia. 323p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and majorelement analyses Its relationships with current nomenclature: *Chemical Geology*, v. 29, p. 183-210.
- Dewey, J.F. & Lamb, S. H., (1992). Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205: 79-95. de Urreiztieta, M., Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P. y Rossello, E., 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, NW Argentina. *Tectonophysics*, 254: 17-39.
- Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics* 295, 187-197.
- Fossen, H. 2010. *Structural geology* (1st ed.). Cambridge University Press. New York. The United States of America.
- Giletti, B.J. & Day, H.W. (1968). Potassium-Argon ages of igneous intrusive rocks in Peru. *Nature*, 220: 570-572. <https://doi.org/10.1038/220570a0>
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes a practical guide*. Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472 pp.
- Guizado, J. y Landa, C., 1965, *Geología del Cuadrángulo de Pampas*. Comisión de la Carta Geológica Nacional, v. 12, pp. 1-77.
- Harrison, J. V. (1956). *Geología de parte del valle del río Mantaro al oeste y suroeste de Junín, Perú Central*. Lima: Instituto Nacional de Investigación y Fomento Minero.



- Harrison, J. V. (1943). Geología de los Andes Centrales en parte del Departamento de Junín, Perú. Sociedad Geológica del Perú, Boletín, Tomo 10.
- Harrison, J.V. (1940). Nota preliminar sobre la Geología de los Andes Centrales del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú, 10, 53, 1 mapa y 7 láminas.
- Hernández, R., Collado, C. y Baptista, M. (2014). Metodología de la investigación. MCGRAW-HILL / INTERAMERICANA EDITORES, S.A. DE C.V.
- Hippolyte, J-C., Bergerat, F., Gordon, M.B., Bellier, O., Espurt, N. (2012). Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's Methods. Tectonophysics, v. 581, 144-162.
- INGEMMET. (s.f.). Guía de campo para estudio de Batolitos. Lima: Dirección de Geología Regional.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 8, p. 523-548.
- Isacks, B. (1988). Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. Journal of Geophysical Research, Vol. 93, p. 3211-3231.
- Ishihara, S., 1981. The granitoid series and mineralization: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, pp. 458-484.
- Ishihara, S., 1977. The Magnetite-Series and Ilmenite-Series granitic rocks. Mining Geology, V. 27, pp. 293-305.
- Jaillard, E. (2004). Evolución geológica del norte del Perú y del Ecuador (0°-7°S): claves para la estructuración de los Andes. XII Congreso Peruano de Geología.



- Lima. Dávila, J., ed., Carlotto, V., ed., Chalco, A., ed., Resúmenes extendidos. pp. 767-771. Sociedad Geológica del Perú. Publicación Especial.
- Jenks, W.F. (1951) - Triassic to Tertiary stratigraphy near Cerro de Pasco, Peru. Geological Society of America, Bulletin, 62(2): 203-220.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Ramos, V. y Ando, e. (1983). Andean tectonic related to the geometry of the subducted Nazca plate. Geol. Soc. America, Bull., 94:341- 361.
- Kamilli, R. & Ohmoto, H. (1977). Paragenesis, zoning, fluid inclusion, and isotopic studies of the Finlandia vein, Colqui district, Central Peru. Economic Geology, vol. 72, n. 6, pp. 950-982.
- Kellogg, J. N. y Bonini, W.E. (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate, Tectonics, v.1, pp. 251-276.
- Kobe, H. (1990a). Stratabound Sulfide Occurrences in the Paleozoic Of the Yauli Dome, Central Peru. Society for Geology Applied to Mineral Deposit, Special Publication, 8, p. 267-278.
- Kobe, H. (1990b). Metallogenic Evolution of the Yauli Dome, Central Peru. Society for Geology Applied to Mineral Deposit, Special Publication, 8, p. 113-122.
- Le Maitre, R.W., ed. (2004). A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 2a. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 236 p.



- Lepry, L. (1981). The structural geology of the Yauli Dome region, Cordillera Occidental, Peru, University of Arizona Tucson, Arizona.
- Lang, J.R. & Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium deposita*, 36 (6), p. 477-489.
- Longo, A. (2005). Evolution of Volcanism and Hydrothermal Activity in the Yanacocha Mining District, Northern Peru. PhD. Thesis, Oregon State University, U.S.A.
- Loucks, R.R. (2014). Distinctive composition of copper-oreforming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(1): 5-16. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.865676>
- Mamani, M.; Wörner, G. & Sempere, T. (2010). Geochemical variation in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1-2): 162-182. <https://doi.org/10.1130/B26538.1>.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Mantle, G. W. & Collins, W.J. (2008). Quantifying crustal thickness variation in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth. *Geology*, 36(1): 87-90.
- Marrett, R., and Peacock, D.C.P. (1999). Strain and stress. *Journal of Structural Geology*, 21(8-9), 1057-1063. doi: 10.1016/S0191-8141(99)00020-6



- McClay, K.R., 1988. The Mapping of Geological Structures. Geological Society of London Handbook series, Open University Press. 164p. ISBN 0 471 932434.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. (1995). Composition of the Earth. Chemical Geology, Vol. 120, p. 223.
- McKinstry, H., Noble, J. (1932). The veins of Casapalca, Peru. Economic Geology, 27, N° 6.
- McLaughlin, D.H. (1924). Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, departaments of Junín and Lima. Geological Society of America. Bulletin 35, p. 591-632.
- Mégard, F. (1979). Estudio geológico de los Andes del Perú Central. INGEMMET. Boletín. Serie D: Estudios Regionales, 8, 227p.
- Mégard, F.; Dalmayrac, B.; Laubacher, G.; Marocco, R.; Martinez, C., et al. (1971). La chaine hercynienne au Pérou et en Bolivie; premiers résultats. Cahiers O.R.S.T.O.M. Série Géologie, 3(1): 5-44.
- Mégard, F. (1968). Geología del cuadrángulo de Huancayo. Servicio de Geología y Minería, Boletín 18, 123 p.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rocks series in Island arcs and active continental margins. American Journal of Science, Vol. 274, p. 321-355.
- Miyashiro, A. (1975). Classification, characteristics and origin of ophiolites, Journal of Geology. V83. P249-281.
- McKinstry & Still (*inédito*). Informe interno de la Cerro de Pasco Copper Corporation.



- Nagell., R. (1960). Ore controls in the Morococha District, Peru. Lancaster, PA: Society of Economic Geologists, Vol. 55, pp. 962-984.
- Nathwani, Ch., Simmons, A., Large S., Wilkinson, J., Buret, Y., y Ihlenfeld, Ch. (2021). From long-lived batholith construction to giant porphyry copper deposit formation: petrological and zircon chemical evolution of the Quellaveco District, Southern Peru. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer, paper 21p.
- Newell, N.D.; Chronic, J. & Roberts, T.G. (1953) - Upper Paleozoic of Peru. New York: Geological Society of America, 276 p. Memoir 58.
- Newell, N.D. (1949) - Geology of the Lake Titicaca region, Perú and Bolivia. New York: Geological Society of America, 111 p. Memoir 36.
- Noble, D.C. & McKee, E.H. (1999) - The Miocene metallogenic belt of central and northern Peru. En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 155-193. <https://doi.org/10.5382/SP.07.05>
- Noble, D. C., McKee, E. H., Mégard, F. (1979) Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of Central Peru. *Geological Society of America Bulletin* 90, 903-907.
- Noble, D. C., McKee, E. H., Farrar, E. y Petersen, U. (1974). Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth and Planet. Sci. Let.*, v.45, p. 80-86.
- Palacios O.; Caldas J. & Vela Ch. (1992) – Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica. INGEMMET, Boletín N° 43, Serie A: Carta Geológica Nacional, 137 p.



- Paredes, J., 1972, Etude géologique de la feuille de Jauja au 1:100,000 (Andes du Pérou Central), Tesis 3° cycle, University of Science and Technology of Languedoc, Montpellier 1 mapa h-t, pp. 1-79.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pegoraro, O. (1972). Application de la microtectonique a un etude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grece centrale). These IIIeme cycle, USTL Montpellier, p. 41.
- Petersen., U & Diaz., N. (1972). Geología de la Región Minera Colqui Huarochirí, Lima, Soc. Geol. del Perú. Bol.42. p. 5-20.
- Petersen, U. (1965). Regional Geology and major ore deposits of Central Peru. *Economic Geology*. Vol. 60-N°3, p. 407-476.
- Petit, J.P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Structural Geol.* 9, p. 597-608.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160,45-66.
- Reitsma, M., Schaltegger, U., Spikings, R., Winkler, W. & Carlotto V. (2010). Constraining the age of the Mitu Group, SouthEast Peru: U-Pb ages of detrital and igneous zircons. XV Congreso Peruano de Geología.



- Rabbia, O. (2008). Curso de Metalogénesis. Programa Internacional de Perfeccionamiento en Metalogénesis, BS Grupo, Lima, 262 p.
- Richards, J. P. (2003). Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology*, Vol. 98, 1515–1533.
- Rickwood, P.C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22, 247-263.
- Rivera, J. N. y Kobe, H. W. (1983). Metalogenia del Domo de Yauli. Lima. Sociedad Geológica del Perú. Boletín, n.72.
- Robb, L.J. (2005). Introduction to Ore-Forming Processes. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 373 pp.
- Rodríguez, R., Huachaca, C., Orozco, Y. (2021). Geología del cuadrángulo de La Oroya (hojas 2411, 2412, 2413, 2414). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín. Serie L: Actualización Carta Geológica Nacional (Escala 1: 50 000), n.3.
- Rodríguez, R.; Cueva, E. & Carlotto, V. (2011) - Geología del cuadrángulo de Cerro de Pasco, hoja 22-k, escala 1:50,000. INGEMMET, Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, 144, 160 p.
- Rollinson, H. R. (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation. Longman Scientific & Technical, New York, 352 p.
- Romani, M., 1982. Geologie de la Region miniere Uchucchacua-Hacienda Otuto Perou. Tesis de PhD, Universite Scientifique et Medicale de Grenocle, Paris, 116 p.



- Salazar, H. (1983). Geología de los Cuadrángulos de Matucana, Huarochirí. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional. 36, 68 p.
- Santos, A. (2011). Magmatismo, Geoquímica y su Aplicación a la Exploración de Yacimientos en la Cuenca Lancones – Perú. Tesis Pregrado. Universidad Nacional de Cajamarca, 132 p.
- Sébrier, M. y Soler, P. (1991). Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from Late Oligocene time to the present: in Harmon, R.S. and Rapela, C.W., eds, Andean magmatism and its tectonic setting, Geological Society of America Special Paper, v. 265, p. 259-276.
- Sillitoe, R. (2010). Porphyry copper system. Society of Economic Geologic. v105, pp. 3-41.
- Scherrenberg, A. F.; Jacay, J.; Holcombe, R. J. & Rosenbaum, G. (2012). Stratigraphic variations across the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru: Implications for the basin architecture of the West Peruvian Trough. Journal of South American Earth Sciences, 38, 147–158. doi:10.1016/j.jsames.2012.06.006
- Shannon, R. D. (1976). Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. Acta Cryst. A. 32. 751–767.
- Stappenbeck, R. (1929). Geologie des Chicamatales. in Nord Peru und seiner Antracitlagerstätten. Geol. u. Pataont. Abhadl, Series Nuevas Vol. 16, pp. 1-51.
- Steimann, G. (1930). Geología del Perú; Heidelberg.
- Stern, R. (2002). Subduction zones. Geosciences Department University of Texas at Dallas. 42 p.



- Stewart, J.W.; Evernden, J.F. & Snelling, N.J. (1974) – Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. *Geological Society of America Bulletin*, 85(7): 1107-1116. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85%3C1107:ADFAPA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85%3C1107:ADFAPA%3E2.0.CO;2)
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12(1), p. 1-33.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the ocean basins* (Saunders, A.D.; Norry, M.J.; editores), Geological Society of London, Special Publication, Vol. 42, p. 313–345.
- Szekely, T. S., (1967). Geology near Huallacocha Lakes, central high Andes, Peru: *A.A.P.G. Bull.*, v. 51, p. 1346-1353.
- Szekely, T.S. & Grose, L.T. (1972). Stratigraphy of the carbonate, black shale, and phosphate of the Pucara Group (Upper Triassic-Lower Jurassic), Central Andes, Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 407-428.
- Tafur A. 1950: 56 p. “Nota preliminar de la Geología del valle de Cajamarca, Perú” Tesis Doctoral Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Lima – Perú.
- Terrones, A (1949). La estratigrafía del distrito minero de Morococha. *Sociedad Geológica del Perú*, Vol. Jub parte 2 fasc. 8.
- Torres, D. (2011). Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la cuenca Condoroma (Mioceno), Arequipa, sur del Perú. Tesis. UNI. 2011. p. 186.



- Valencia, M. & Atencio, E. (2003) - Memoria descriptiva de la revisión y actualización del cuadrángulo de La Oroya (24-1), Escala 1:100 000, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 24 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2158>
- Van der Pluijm, b. & Marshak, S. (2004). Earth Structure, An Introduction to Structural Geology and Tectonics. Second Edition. W.W. Norton & Company. 656p.
- Vicente G., Muños A. & Giner J. (1992). El uso de los métodos de los diedros rectos: Implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. Rev. Soc. Geol. España, 5, (3-4).
- Wilson, J. (1984). Geología de los cuadrángulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendín, Pacasmayo, Chepén, 104p.; Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Bol. 38, Serie A, carta geológica nacional, INGEMMET.
- Wilson, J. (1967). Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, carhuaz y Huari. INGEOMIN Bol. N°16. Serie A. Carta Geol. Nac. Perú.
- Wilson, J.J. & Reyes, L. (1964) - Geología del cuadrángulo de Pataz. Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín 9, 91 p.
- Wilson, J. (1963). Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. American Association of Petroleum Geologists, 47 (1) p. 1-34.



- Wood, D. A., Joron, J. L. and Treuil, M. (1979). A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings: *Earth and Planetary Science Letters*, 45. 326-336.
- Angelier, J. & Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie, la metode des diedres droits. *Bull. Soc. Geol. France*. Vol. 7. Tomo XIX. N.6.
- Benavides, V. (1956). Cretaceous system in Northern Peru. *Bulletin of the American Museum of Natural History* 08, p. 365-373.
- Beuchat, S. (2003). Geochronological, structural, isotope and fluid inclusion constraints of the polymetallic Domo de Yauli district, Peru. PhD thesis, University of Geneva, Switzerland. *Terre & Environment* 41, 180 pp.
- Bissig T. & Tosdal R.M. (2009). Petrogenetic and metallogenetic relationships in the Eastern Cordillera Occidental of Central Peru. *The Journal of Geology*, 117(5), p. 499-518.
- Bissig, T., Ullrich, T. D., Tosdal, R. M., Friedman, R. M. y Ebert, S. W. (2008). The time-space distribution of Eocene to Miocene magmatism in the central Peruvian polymetallic province and its metallogenetic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford: Elsevier Science 26, p.16-35.
- Blevin, P. & Chappell, B. (1992). The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *The*



- Geological Society of America. Transactions of the royal society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, p. 305-316.
- Cabanis, B. & Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris, series 2, v. 313, p. 2023-2029.
- Ccallo, W. (2015). Magmatismo y Tectónica del Cretácico inferior y su relación con la mineralización de yacimientos de IOCG en el segmento Acarí y San Juan de Marcona, Dpto de Ica. Tesis, UNA, p. 224.
- Davies, C. (2002). Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Cajamarca mining district, northern Peru. PhD. Thesis. James Cook Univeristy, Australia. 323p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and majorelement analyses Its relationships with current nomenclature: Chemical Geology, v. 29, p. 183-210.
- Harrison, J. V. (1956). Geología de parte del valle del río Mantaro al oeste y suroeste de Junín, Perú Central. Lima: Instituto Nacional de Investigación y Fomento Minero.
- Harrison, J. V. (1943). Geología de los Andes Centrales en parte del Departamento de Junín, Perú. Sociedad Geológica del Perú, Boletín, Tomo 10.
- Hernández, R., Collado, C. y Baptista, M. (2014). Metodología de la investigación. MCGRAW-HILL / INTERAMERICANA EDITORES, S.A. DE C.V.



- INGEMMET. (s.f.). Guía de campo para estudio de Batolitos. Lima: Dirección de Geología Regional.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, p. 523-548.
- Jordan, T. Isacks, B. Brewer, J., Ramos, V., Ando, C. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Study of America Bulletin*, v. 94, pp. 341-361.
- Kamilli, R. & Ohmoto, H. (1977). Paragenesis, zoning, fluid inclusion, and isotopic studies of the Finlandia vein, Colqui district, Central Peru. *Economic Geology*, vol. 72, n. 6, pp. 950-982.
- Kobe, H. (1990a). Stratabound Sulfide Occurrences in the Paleozoic Of the Yauli Dome, Central Peru. *Society for Geology Applied to Mineral Deposit, Special Publication*, 8, p. 267-278.
- Kobe, H. (1990b). Metallogenic Evolution of the Yauli Dome, Central Peru. *Society for Geology Applied to Mineral Deposit, Special Publication*, 8, p. 113-122.
- Le Maitre, R.W., ed. (2004). A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2a. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 236 p.
- Lepry, L. (1981). The structural geology of the Yauli Dome region, Cordillera Occidental, Peru, University of Arizona Tucson, Arizona.



- Lang, J.R. & Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium deposita*, 36 (6), p. 477-489.
- Mantle, G. W. & Collins, W.J. (2008). Quantifying crustal thickness variation in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth. *Geology*, 36(1): 87-90.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. (1995). Composition of the Earth. *Chemical Geology*, Vol. 120, p. 223.
- McKinstry, H., Noble, J. (1932). The veins of Casapalca, Peru. *Economic Geology*, 27, N° 6.
- McLaughlin, D.H. (1924). Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, departamentos of Junín and Lima. *Geological Society of America. Bulletin* 35, p. 591-632.
- Mégar, F. (1979). Estudio geológico de los Andes del Perú Central. *INGEMMET. Boletín. Serie D: Estudios Regionales*, 8, 227p.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rocks series in Island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, Vol. 274, p. 321-355.
- Nathwani, Ch., Simmons, A., Large S., Wilkinson, J., Buret, Y., y Ihlenfeld, Ch. (2021). From long-lived batholith construction to giant porphyry copper deposit formation: petrological and zircon chemical evolution of the Quellaveco District, Southern Peru. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer, paper 21p.



- Noble, D. C., Mckee, E. H., Farrar, E. y Petersen, U. (1974). Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth and Planet. Sci. Let.*, v.45, p. 80-86.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pegoraro, O. (1972). Application de la microtectonique a un etude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grece centrale). These IIIeme cycle, USTL Montpellier, p. 41.
- Petit, J.P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Structural Geol.* 9, p. 597-608.
- Rivera, J. N. y Kobe, H. W. (1983). Evolución geológica del Domo de Yauli. Lima: Sociedad Geológica del Perú. *Sociedad Geológica del Perú. Boletín*, n.72.
- Rivera, J. N. y Kobe, H. W. (1983). Metalogenia del Domo de Yauli. Lima. Sociedad Geológica del Perú. *Boletín*, n.72.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation*. Longman Scientific & Technical, New York, 352 p.
- Sillitoe, R. (2010). Porphyry copper system. *Society of Economic Geologic*. v105, pp. 3-41.
- Salazar, H. (1983). Geología de los Cuadrángulos de Matucana, Huarochirí. INGEMMET, *Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*. 36, 68 p.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12(1), p. 1-33.



- Szekely, T. S., (1967). Geology near Huallacocha Lakes, central high Andes, Peru: A.A.P.G. Bull., v. 51, p. 1346-1353.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In Magmatism in the ocean basins (Saunders, A.D.; Norry, M.J.; editores), Geological Society of London, Special Publication, Vol. 42, p. 313–345.
- Terrones, A (1949). La estratigrafía del distrito minero de Morococha. Sociedad Geológica del Perú, Vol. Jub parte 2 fasc. 8.
- Torres, D. (2011). Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la cuenca Condoroma (Mioceno), Arequipa, sur del Perú. Tesis. UNI. 2011. p. 186.
- Vicente G., Muños A. & Giner J. (1992). El uso de los métodos de los diedros rectos: Implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. Rev. Soc. Geol. España, 5, (3-4).
- Wilson, J. (1963). Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. American Association of Petroleum Geologists, 47 (1) p. 1-34.

9 ANEXOS

ANEXO N° 01



Análisis químico de elementos mayores y de traza de las muestras de roca en el área de estudio.

	GR67A-19-03	GR67A-19-11	GR67A-19-32	GR67A-19-45	GR67A-19-47	GR67A-19-48	GR67A-19-53	GR67A-19-60	GR67A-19-61	GR67A-19-62	GR67A-19-67	GR67A-19-68	GR67A-19-72	GR67A-19-75	GR67A-19-77	GR67A-19-82	GR67A-19-85	GR67A-19-86
SiO ₂	62.32	54.16	61.04	55.83	61.62	53.57	58.88	47.10	59.36	62.60	64.39	62.19	58.39	59.11	65.68	66.78	54.97	60.47
TiO ₂	0.80	1.06	0.71	0.87	0.50	1.21	0.61	1.17	0.62	0.58	0.61	0.53	0.82	0.63	0.60	0.60	0.97	0.81
Al ₂ O ₃	14.64	18.08	16.38	18.05	17.35	17.54	16.82	21.68	16.19	16.76	16.19	16.50	17.60	16.89	15.40	14.79	19.11	15.73
Fe ₂ O ₃	6.52	7.74	5.68	7.34	3.52	9.34	5.81	8.43	5.93	4.41	4.35	5.15	6.21	5.91	3.44	3.71	7.70	5.96
MnO	0.13	0.12	0.15	0.13	0.03	0.16	0.10	0.14	0.12	0.08	0.10	0.11	0.12	0.10	0.07	0.05	0.07	0.15
MgO	2.75	4.37	2.10	3.17	1.82	3.61	3.27	4.24	2.93	2.11	1.60	2.46	2.62	3.20	2.00	1.61	3.10	3.99
CaO	5.38	7.77	4.12	6.08	5.94	6.74	5.36	9.89	5.26	5.09	3.98	6.05	5.23	5.42	3.86	3.77	8.80	5.95
Na ₂ O	3.81	4.04	3.86	3.92	4.10	3.63	4.20	4.32	3.15	3.82	3.96	3.63	3.88	4.19	3.88	3.78	3.36	3.67
K ₂ O	2.36	1.48	2.86	2.36	2.73	1.71	3.02	1.12	2.48	3.35	3.91	2.80	3.54	3.02	4.06	3.22	1.76	2.76
P ₂ O ₅	0.30	0.52	0.13	0.25	0.13	0.27	0.30	0.50	0.24	0.23	0.21	0.24	0.27	0.30	0.28	0.25	0.23	0.33
LOI	0.41	1.09	2.79	2.20	0.73	1.93	1.62	1.19	2.29	0.29	0.58	0.47	1.01	1.69	0.67	1.10	0.86	0.91
Ba ppm	649	455	682	512	673	474	656	393	553	500	685	521	649	635	685	782	497	529
Co ppm	21	23	19	21	11	24	18	21	19	13	11	13	18	17	10	7	23	19
Cr ppm	8	35	12	7	6	<1	27	34	12	7	6	3	12	25	15	11	25	27
Ni ppm	<5	15	11	14	8	<5	27	23	13	8	5	8	12	24	6	<5	16	16
Y ppm	22	14	13	15	12	21	23	17	16	19	33	24	23	23	15	9	11	16
Zn ppm	100	73	119	97	11	100	101	106	95	41	53	61	94	101	77	64	29	70
Zr ppm	90	125	157	88	115	94	223	72	126	207	336	150	263	262	241	193	123	211
Nb ppm	9.3	9.6	6.7	6.7	4.7	7.9	5.3	5.8	6.5	7.0	11.2	5.3	8.5	6.0	14.3	8.7	5.8	10.9
Ag ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Al	7.75	9.57	8.67	9.55	9.18	9.28	8.90	11.47	8.57	8.87	8.57	8.73	9.32	8.94	8.15	7.83	10.11	8.33
As	<5	16	9	6	15	<5	26	35	9	6	6	8	6	23	28	26	115	10
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ca	3.84	5.56	2.94	4.34	4.25	4.82	3.83	7.07	3.76	3.64	2.84	4.32	3.74	3.87	2.76	2.7	6.29	4.25
Cd	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	21	23	19	21	11	24	18	21	19	13	11	13	18	17	10	7	23	19
Cr	8	35	12	7	6	<1	27	34	12	7	6	3	12	25	15	11	25	27
Fe	4.56	5.42	3.97	5.13	2.46	6.53	4.07	5.90	4.15	3.08	3.04	3.60	4.35	4.13	2.41	2.6	5.39	4.17
K	1.96	1.23	2.37	1.96	2.27	1.42	2.51	0.93	2.06	2.78	3.24	2.32	2.94	2.51	3.37	2.67	1.46	2.29
La	26	23	22	19	14	21	30	21	21	26	33	23	28	29	44	18	13	27
Ce	62.9	51.7	48.9	46.2	34.1	47.7	70.9	60.1	53.8	65.7	78.5	65.6	72.3	71.1	86	41.3	30.5	68.4
Pr	8	6.5	5.8	5.4	4.1	6	8.6	6.9	5.9	7.3	8.7	7.3	8.3	8.4	10.2	5.1	3.9	8.2
Nd	27.9	25.6	21.6	21.3	15.4	23.4	32.1	29.8	23.6	29.1	34.6	29.8	32.8	34.6	36.6	19.8	15.6	30.3
Sm	5.2	5	3.6	4.5	3.3	5.3	6.7	6.3	4.8	5.9	7.5	6.2	6.5	6.7	6.2	3.9	3.5	5.6
Eu	1.1	1.4	1	1.2	1	1.3	1.3	1.6	1	1.1	1.2	1.1	1.3	1.3	1.1	1	1.2	1.2
Gd	4.6	4.4	3.1	4.1	3	5.3	6.3	5.5	4.3	5.5	6.8	5.6	5.6	6.4	4.7	3.2	3.3	4.8
Tb	0.7	0.6	0.5	0.5	0.4	0.7	0.8	0.7	0.6	0.7	1	0.8	0.8	0.8	0.7	0.4	0.5	0.7
Dy	4.3	3.5	2.7	3.2	2.4	4.4	4.9	3.8	3.7	4.6	6.1	4.7	4.2	4.9	3.3	2.3	2.9	3.6
Ho	0.8	0.7	0.5	0.6	0.5	0.8	0.9	0.7	0.7	0.9	1.2	0.9	0.8	0.9	0.6	0.4	0.6	0.7
Er	2.5	1.8	1.5	1.7	1.4	2.4	2.6	1.8	2	2.6	3.6	2.6	2.4	2.6	1.7	1.1	1.6	1.8
Tm	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.2	0.2	0.2	0.3
Yb	2.5	1.6	1.4	1.5	1.4	2.3	2.5	1.4	1.9	2.6	3.5	2.6	2.2	2.5	1.6	1	1.5	1.7
Lu	0.41	0.26	0.21	0.24	0.22	0.34	0.37	0.2	0.29	0.42	0.56	0.37	0.35	0.36	0.25	0.15	0.22	0.25
Mg	1.66	2.63	1.26	1.91	1.10	2.18	1.97	2.56	1.76	1.27	0.96	1.49	1.58	1.93	1.2	0.97	1.87	2.4
Mn	0.10	0.09	0.11	0.10	0.03	0.12	0.08	0.11	0.09	0.06	0.07	0.09	0.09	0.08	0.05	0.04	0.06	0.11
Na	2.82	3	2.86	2.91	3.04	2.70	3.12	3.21	2.33	2.83	2.94	2.70	2.88	3.11	2.88	2.81	2.49	2.72
Ni	<5	15	11	14	8	<5	27	23	13	8	5	8	12	24	6	<5	16	16
P	0.13	0.23	0.06	0.11	0.06	0.12	0.13	0.22	0.10	0.10	0.09	0.11	0.12	0.13	0.12	0.11	0.1	0.14
Sb	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	6	<2
Si	29.13	25.31	28.53	26.10	28.80	25.04	27.52	22.02	27.74	29.26	30.10	29.07	27.29	27.63	30.7	31.21	25.69	28.26
Ti	0.48	0.64	0.43	0.52	0.30	0.73	0.37	0.70	0.37	0.35	0.36	0.32	0.49	0.38	0.36	0.36	0.58	0.49
V	118	169	107	140	86	237	110	193	114	87	70	102	114	105	63	70	179	123
Zr	90	125	157	88	115	94	223	72	126	207	336	150	263	262	241	193	123	211
Li	32	7	31	17	10	7	26	9	11	30	28	10	11	23	29	9	15	11
Sc	13	16	10	13	10	24	14	15	13	13	15	20	11	14	9	6	16	15
Cu	30	44	20	34	4	9	29	44	52	10	38	53	45	29	28	3	29	3
Mo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	5	2	2	2
Zn	100	73	119	97	11	100	101	106	95	41	53	60	94	101	77	64	29	70



Pb	11	6	23	5	5	5	6	5	5	5	9	9	9	5	34	9	5	9
W	5	5	5	5	55	5	55	5	5	5	5	7	5	5	5	5	5	5
Cs	3.08	2.48	4.55	2.07	1.42	3.69	4.57	0.9	2.56	8.46	11.9	6.56	5.71	5.2	10.46	4.02	5.66	2.96
Rb	56	37	103	81	57	50	106	26	91	133	176	99	108	100	172	110	44	113
Ba	649	455	682	512	673	474	656	393	553	500	685	521	649	635	685	782	497	529
Th	9.4	7.1	9	10.3	15.8	5.6	17.2	2.9	19.7	42.4	50.2	35.1	22.5	18.1	56.6	13.9	4.6	24.1
U	1.5	2.1	3	3.3	2.6	1.8	5.1	0.8	5.6	10.9	13.6	6.9	5.8	4.8	21.2	3.8	1.1	4.7
Nb	9.3	9.6	6.7	6.7	4.7	7.9	5.3	5.8	6.5	7	11.2	5.3	8.5	6	14.3	8.7	5.8	10.9
Ta	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.9	0.5	0.6	0.5	1.4	0.7	0.5	0.9
La	26	23	22	19	14	21	30	21	21	26	33	23	28	29	44	18	13	27
Ce	62.9	51.7	48.9	46.2	34.1	47.7	70.9	60.1	53.8	65.7	78.5	65.6	72.3	71.1	86	41.3	30.5	68.4
Pr	8	6.5	5.8	5.4	4.1	6	8.6	6.9	5.9	7.3	8.7	7.3	8.3	8.4	10.2	5.1	3.9	8.2
Nd	27.9	25.6	21.6	21.3	15.4	23.4	32.1	29.8	23.6	29.1	34.6	29.8	32.8	34.6	36.6	19.8	15.6	30.3
Sr	355	687	483	452	436	418	415	544	388	342	288	330	362	396	609	521	515	492
Sm	5.2	5	3.6	4.5	3.3	5.3	6.7	6.3	4.8	5.9	7.5	6.2	6.5	6.7	6.2	3.9	3.5	5.6
Hf	2.8	3	3.7	3.2	4.2	3.6	6.9	2.6	4.6	7.6	10.5	5.3	8	7.8	7.4	5.3	3.2	6.2
Eu	1.1	1.4	1	1.2	1	1.3	1.3	1.6	1	1.1	1.2	1.1	1.3	1.3	1.1	1	1.2	1.2
Gd	4.6	4.4	3.1	4.1	3	5.3	6.3	5.5	4.3	5.5	6.8	5.6	5.6	6.4	4.7	3.2	3.3	4.8
Tb	0.7	0.6	0.5	0.5	0.4	0.7	0.8	0.7	0.6	0.7	1	0.8	0.8	0.8	0.7	0.4	0.5	0.7
Dy	4.3	3.5	2.7	3.2	2.4	4.4	4.9	3.8	3.7	4.6	6.1	4.7	4.2	4.9	3.3	2.3	2.9	3.6
Y	22	14	13	15	12	21	23	17	16	19	33	24	23	23	15	9	11	16
Ho	0.8	0.7	0.5	0.6	0.5	0.8	0.9	0.7	0.7	0.9	1.2	0.9	0.8	0.9	0.6	0.4	0.6	0.7
Er	2.5	1.8	1.5	1.7	1.4	2.4	2.6	1.8	2	2.6	3.6	2.6	2.4	2.6	1.7	1.1	1.6	1.8
Yb	2.5	1.6	1.4	1.5	1.4	2.3	2.5	1.4	1.9	2.6	3.5	2.6	2.2	2.5	1.6	1	1.5	1.7
Lu	0.41	0.26	0.21	0.24	0.22	0.34	0.37	0.2	0.29	0.42	0.56	0.37	0.35	0.36	0.25	0.15	0.22	0.25
Be	1.3	1.3	1.7	1.2	1.1	1.1	1.7	1	1.1	1.3	1.7	1.3	1.6	1.9	2.8	1.9	1.2	1.9
Ga	17.8	22	20.4	18.7	17.9	19.2	18.5	22.3	17.5	17	17	15.9	19	19	20.3	19.8	20.6	20.5
In	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Tl	<0.5	<0.5	0.9	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	0.6
W	<1	<1	1	1	1	<1	1	<1	2	<1	2	3	2	1	3	<1	<1	3

Fuente: INGEMMET-DGR-GR67A. Geocatmin.



Universidad Nacional
del Altiplano Puno



Vicerrectorado
de Investigación



Repositorio
Institucional

AUTORIZACIÓN PARA EL DEPÓSITO DE TESIS O TRABAJO DE INVESTIGACIÓN EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL

Por el presente documento, Yo ELMER WILSON GOMEZ CAHUAYA
identificado con DNI 45824632 en mi condición de egresado de:

Escuela Profesional, Programa de Segunda Especialidad, Programa de Maestría o Doctorado
INGENIERÍA GEOLÓGICA

informo que he elaborado el/la Tesis o Trabajo de Investigación para la obtención de Grado

Título Profesional denominado:

" MAGMATISMO, GEOQUÍMICA Y TECTÓNICA DEL CENOZOICO AL OESTE DEL DOMO DE YAULI Y SU RELACIÓN CON LAS OCURRENCIAS MINERALES "

" Por medio del presente documento, afirmo y garantizo ser el legítimo, único y exclusivo titular de todos los derechos de propiedad intelectual sobre los documentos arriba mencionados, las obras, los contenidos, los productos y/o las creaciones en general (en adelante, los "Contenidos") que serán incluidos en el repositorio institucional de la Universidad Nacional del Altiplano de Puno.

También, doy seguridad de que los contenidos entregados se encuentran libres de toda contraseña, restricción o medida tecnológica de protección, con la finalidad de permitir que se puedan leer, descargar, reproducir, distribuir, imprimir, buscar y enlazar los textos completos, sin limitación alguna.

Autorizo a la Universidad Nacional del Altiplano de Puno a publicar los Contenidos en el Repositorio Institucional y, en consecuencia, en el Repositorio Nacional Digital de Ciencia, Tecnología e Innovación de Acceso Abierto, sobre la base de lo establecido en la Ley N° 30035, sus normas reglamentarias, modificatorias, sustitutorias y conexas, y de acuerdo con las políticas de acceso abierto que la Universidad aplique en relación con sus Repositorios Institucionales. Autorizo expresamente toda consulta y uso de los Contenidos, por parte de cualquier persona, por el tiempo de duración de los derechos patrimoniales de autor y derechos conexos, a título gratuito y a nivel mundial.

En consecuencia, la Universidad tendrá la posibilidad de divulgar y difundir los Contenidos, de manera total o parcial, sin limitación alguna y sin derecho a pago de contraprestación, remuneración ni regalía alguna a favor mío; en los medios, canales y plataformas que la Universidad y/o el Estado de la República del Perú determinen, a nivel mundial, sin restricción geográfica alguna y de manera indefinida, pudiendo crear y/o extraer los metadatos sobre los Contenidos, e incluir los Contenidos en los índices y buscadores que estimen necesarios para promover su difusión.

Autorizo que los Contenidos sean puestos a disposición del público a través de la siguiente licencia:

Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional. Para ver una copia de esta licencia, visita: <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

En señal de conformidad, suscribo el presente documento.

Puno 24 de ENERO del 20 24

FIRMA (obligatoria)



Huella



DECLARACIÓN JURADA DE AUTENTICIDAD DE TESIS

Por el presente documento, Yo ELMER WILSON GOMEZ CAHUAYA
identificado con DNI 45824632 en mi condición de egresado de:

Escuela Profesional, Programa de Segunda Especialidad, Programa de Maestría o Doctorado

INGENIERÍA GEOLÓGICA

informo que he elaborado el/la Tesis o Trabajo de Investigación para la obtención de Grado

Título Profesional denominado:

"MAGMATISMO, GEOQUÍMICA y TECTÓNICA DEL CENOZOICO AL OESTE
DEL DOMO DE YAULI y SU RELACIÓN CON LAS OCURRENCIAS MINERALES"

" Es un tema original.

Declaro que el presente trabajo de tesis es elaborado por mi persona y **no existe plagio/copia** de ninguna naturaleza, en especial de otro documento de investigación (tesis, revista, texto, congreso, o similar) presentado por persona natural o jurídica alguna ante instituciones académicas, profesionales, de investigación o similares, en el país o en el extranjero.

Dejo constancia que las citas de otros autores han sido debidamente identificadas en el trabajo de investigación, por lo que no asumiré como tuyas las opiniones vertidas por terceros, ya sea de fuentes encontradas en medios escritos, digitales o Internet.

Asimismo, ratifico que soy plenamente consciente de todo el contenido de la tesis y asumo la responsabilidad de cualquier error u omisión en el documento, así como de las connotaciones éticas y legales involucradas.

En caso de incumplimiento de esta declaración, me someto a las disposiciones legales vigentes y a las sanciones correspondientes de igual forma me someto a las sanciones establecidas en las Directivas y otras normas internas, así como las que me alcancen del Código Civil y Normas Legales conexas por el incumplimiento del presente compromiso

Puno 24 de ENERO del 20 24

FIRMA (obligatoria)



Huella